В.Н. Огородников
Ю.А. Поленов
А.Ю. Кисин
А.Н. Савичев

ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ И ПЕГМАТОИДЫ УРАЛА

Российская академия наук
Уральское отделение Российской академии наук
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН

**В.Н. Огородников, Ю.А. Поленов,
А.Ю. Кисин, А.Н. Савичев**

Гранитные пегматиты и пегматоиды Урала

Под редакцией д-ра геол.-мин. наук В.В. Холоднова

Екатеринбург
2020

УДК 553.078 + 549.514.5
О 39

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук **В.В. Холоднов**

Рецензенты:
доктор геолого-минералогических наук **Р.Г. Ибламинов**
(ПГНИУ)
доктор геолого-минералогических наук, профессор **А.В. Попов**
(ИМин УрО РАН)

Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Кисин А.Ю., Савичев А.Н.

О 39 Гранитные пегматиты и пегматоиды Урала / отв. ред. д-р геол.-мин. наук В.В. Холоднов. — Екатеринбург, УрО РАН, 2020. — 432 с.

ISBN 978-5-7691-2539-3

Несмотря на значительные успехи в изучении пегматитов, до сих пор еще не исследованы причины эмпирически установленной зависимости их типа от особенностей геологического строения и эволюции тех структурно-формационных зон, в которых они формируются. Отсутствие пространственной, временной и генетической связей между пегматитами и массивами гранитов и, наоборот, наличие этих связей между пегматитами и метаморфическими процессами, процессами перекристаллизации и метасоматоза заставляет ставить вопрос о роли магматизма и метаморфизма в образовании различных формаций гранитных пегматитов.

В последнее время стало ясно, что различные промышленные типы пегматитов образуются в различных геологических условиях, их формирование происходит на разных глубинах, где процессы протекают по-разному. Следовательно, нельзя говорить о единых условиях образования пегматитов, закономерностях их размещения и поисковых критериях. Необходимо выделить ряд пегматитовых формаций, каждая из которых характеризуется специфическими особенностями, которые и должны быть положены в основу разработки поисковых критериев.

На Урале нет значительных по запасам пегматитовых месторождений, многие месторождения и проявления имеют полигенный и полихронный характер, формируются длительное время в одних и тех же тектонических структурах с различной глубиной заложения. Небольшие размеры месторождений позволяют пристально изучить зональность и вычленить более раннюю минерализацию или, наоборот, наложенную более позднюю, т. е. представить модель развития пегматитовых месторождений в пространстве и времени.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГГ УрО РАН (гос. регистрация № АААА-А18-118052590028-9 «Коллизионные и постколлизионные рудообразующие процессы внутриплитных мобильных поясов»

УДК 553.078 + 549.514.5

© Уральское отделение РАН, 2020.
© Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Кисин А.Ю., Савичев А.Н., 2020
© УГГУ, 2020.
© ИГГ УрО РАН, 2020.

ISBN 978-5-7691-2539-3

СОДЕРЖАНИЕ

Введение 5

Глава1. Генетическая классификация гранитных пегматитов как объектов полигенного и полихронного оруднения ... 17

Глава 2. Морфолого-генетическая классификация гранитных пегматитов (пегматоидов) 47

2.1. Камерные (хрусталеносные) пегматиты 65

2.2. Редкометалльные пегматиты 79

2.3. Слюдоносные пегматиты (пегматоиды) 95

2.4. Редкоземельные (керамические) пегматиты (пегматоиды) 108

Глава 3. Гранитные пегматоиды Урала.....116

3.1. Керамические пегматоиды, полевошпатовые метасоматиты и докембрийские гранитоиды — продукты анатексиса и ультраметаморфизма в шовных зонах Урала 132

3.2. Докембрийские редкоземельные пегматоиды — полевошпатовые метасоматиты шовных зон 164

3.3. Мусковитовые пегматоиды Урала 182

3.3.1. Геологические условия образования промышленных месторождений крупнокристаллических слюд на Урале.....184

3.3.2. Слюдяногорское месторождение как генотип уральских месторождений мусковита 188

Глава 4. Гранитные пегматиты Урала.....203

4.1. Редкометалльные пегматиты и рудные кварцевые жилы Урала как полигенные и полихронные образования 210

4.1.1. Граниты и редкометалльный рудогенез 211

4.1.2. Гидроксилсодержащие минералы как индикаторы геохимической и металлогенической специализации гранитоидов на редкие элементы.....225
4.1.3. Редкометалльные пегматиты Адуйского комплекса.....237
4.1.4. Редкометалльные пегматиты и кварцевые жилы Кочкарского метаморфического комплекса
4.2. Камерные (занорышевые) хрусталеносные пегматиты с самоцветами и хрусталеносные кварцевые жилы Урала.....323
4.2.1. Магматически-гидротермальные месторождения.....326
4.2.2. Гидротермально-альпийские месторождения.....362
Заключение.....372
Список литературы.....375

Введение

Всестороннее изучение месторождений полезных ископаемых, минерагении глубокометаморфизованных комплексов на современном этапе развития геологической науки становится одной из главных и актуальных мировых проблем в исследованиях наук о Земле. Это определяется исключительным разнообразием минерагенической специализации и интенсивностью металлоносности докембрийских метаморфических комплексов.

Наши знания о генезисе и закономерностях размещения эндогенных месторождений в последнее время расширяются и углубляются особенно быстрыми темпами. Это связано прежде всего не столько с увеличением объема геолого-разведочных работ (наоборот, наблюдается его значительное снижение), а с резко возросшим научным уровнем минералого-геологических исследований природных объектов. Кроме того, существенное значение имеет применение точных методов в геологии, в особенности расширение и совершенствование методов исследования вещества. Наконец, важным фактором являются возросшие запросы промышленности в отношении как количества минерального сырья, так и его качества.

Возникновение и концентрация громадного геохимического спектра месторождений на обозримом отрезке геологической истории докембрия континента являются результатом многократно повторяющихся процессов седиментогенеза, магматогенеза, метаморфизма и ультраметаморфизма. Особенно большое значение при этом приобретают различия эндогенных режимов метаморфических поясов докембрия, так как возникшие в них метаморфогенно-метасоматические формации металлических и неметаллических месторождений полезных ископаемых, отражая режимы регионального, регионально-контактового и дислокационного метаморфизма, определяют геохимическую, а следовательно, и металлогеническую специализацию ранних этапов становления земной коры (Основы..., 1984).

Гранитные пегматиты широко распространены в древних кристаллических щитах и складчатых областях континентальной земной коры, характеризующихся широким развитием гранитоидного магматизма. Они известны на всех континентах земного шара. Примерно 85% жильных тел большинства пегматитовых провинций мира представлено дайками гранит-пегматитов и безрудных пегматитов. Лишь около 15% пегматитовых тел представляют промышленный интерес (Солодов, 1962).

Внимание к пегматитам объясняется их огромным научным и практическим значением, которое в значительной мере обусловлено крупными и даже гигантскими размерами минеральных индивидов, образующих эту своеобразную породу. Как метко отметил в свое время А.Н. Заварицкий, пегматиты занимают промежуточное положение между изверженными горными породами и рудными жилами, наследуя особенности как тех, так и других. С пегматитами связаны многие месторождения рудных, редких, редкоземельных (в первую очередь иттрия, тантала, ниобия, цезия, лития, бериллия) и нерудных полезных ископаемых (пьезокварца, турмалина, оптического флюорита, мусковита и микроклина), которые изучались многими советскими и иностранными геологами. Однако единого мнения по основным вопросам генезиса пегматитов выработать не удалось.

Значение пегматитового процесса как модели эволюции магмы, особенно ее геохимической эволюции, становится очевиднее, если учесть, что пегматитовые тела, по размерам в тысячи раз меньшие, чем магматические плутоны, представляют исключительно благоприятный объект для изучения всех этих явлений, которые к тому же в них несоизмеримо отчетливее проявлены (Солодов, 1962).

Гранитные пегматиты — специфическая, во многих отношениях уникальная группа геологических образований, не имеющая в природе прямых аналогов. В пегматитах тесно сочетаются характерные черты магматических жильных горных пород и руд. Как горные породы они изучаются петрографией, как промышленные источники различных видов минерального сырья рассматриваются в учении о месторождениях полезных ископаемых. Тем не менее какая бы ветвь геологических наук ни занималась пегматитами, в методическом плане подход к ним остается односторонним — преимущественно минералого-геохимическим. Исследователей главным образом интересовал минеральный состав пегматитов, что вполне естественно, поскольку именно особенно-

сти вещественного состава определяют практическую значимость пегматитов (Ферсман, 1960; Пегматиты, 1972; Гинзбург и др., 1979; Станкеев, 1986; Ибламинов, 2015; и др.).

Необходимо указать, что в течение длительного периода пегматиты керамические, редкоземельные, слюдоносные, редкометалльные и хрусталеносные изучались отдельно различными коллективами геологов, которые подходили к ним с точки зрения нахождения в них либо полевого шпата, мусковита, либо берилла, тантала, сподумена, уран-ториевых или редкоземельных минералов, либо пьезокварца или флюорита. Каждая формация характеризуется специфическими закономерностями размещения и строения, определенной полезной минерализацией и присущими только ей поисковыми и оценочными критериями. Дискуссии по поводу генезиса пегматитов в значительной степени обусловлены тем, что во многих случаях с позиций единой генетической концепции рассматриваются различные природные объекты, находящиеся в несопоставимых геологических условиях и характеризующиеся разным механизмом формирования. Полученные при таком изучении выводы для одного типа пегматитов нередко распространялись на все пегматиты вообще (Гинзбург и др., 1979).

Впоследствии многие исследователи пегматитами стали называть практически любую гигантокристаллическую горную породу, по составу соответствующую обычным магматическим породам, но образованную самыми разнообразными путями. Так, по мнению О. Андерсена (Andersen, 1931), «пегматиты представляют собой ассоциации минералов, кристаллизовавшиеся на месте, более крупнозернистые, чем подобные минеральные ассоциации в форме обычных пород, и отличающиеся от них более неправильной структурой агрегата». А.С. Никаноров (1979) предлагает более конкретную формулировку: «Гранитным пегматитом называется жильная (реже шлировая) разновидность гранитных пород, отличающаяся от обычных гранитов более крупными размерами индивидов породообразующих минералов и большим разнообразием структур минерального агрегата».

Значительную путаницу в формационную классификацию пегматитов и условий их образования (генезис) ввело отнесение к редким металлам как самих редкометалльных элементов, так и редкоземельных, радиоактивных и рассеянных. В частности, в «Инструкции по применению классификации запасов к коренным месторождениям редких металлов» (1962) «к редким металлам относятся 33 элемента — литий, рубидий, цезий, бериллий,

стронций, скандий, иттрий, редкоземельные элементы (лантаноиды), цирконий, гафний, ниобий и тантал, а также галлий, индий, таллий, германий, селен, теллур и рений». Поэтому зачастую к редкометалльным гранитоидам и их продуктам — пегматитам относили как собственно редкометалльные пегматиты, которые образуются в малоглубинных, высокоградиентных условиях, так и редкоземельные (уран-, торий-, иттрийсодержащие), образующиеся в максимально глубинных, низкоградиентных условиях (Беус и др., 1962; Гинзбург, 1972; Пегматиты, 1972; Бельков, 1985; Бельков и др., 1988; Овчинников, Лутков, 1983; Огородников и др., 2007, 2016).

Другое заблуждение, вызывающее неоднозначное отношение к классификации пегматитов, это желание исследователей весь изучаемый геологический объект со всем минеральным многообразием втиснуть в единый тектономагматический цикл образования, не рассматривая полигенность и полихронность конкретных минеральных парагенезисов гранитных пегматитов. Отсюда появляются запрещенные парагенезисы при описании тех или иных пегматитов, такие как «миароловые пегматиты» среди мусковитовых пегматитов (Загорский и др., 1999; Загорский, Шмакин, 1987; Загорский, Перетяжко, 1992). Это, несомненно, разновременные образования, и главное, что они образуются в диаметрально противоположных термодинамических условиях. Мусковитовые пегматиты формируются при высоких температурах и давлениях (низкоградиентные, глубинные условия метаморфизма), а миаролы (минерализованные полости) существуют в условиях низких давлений и температур (высокоградиентные, приповерхностные условия) и являются наложенными на мусковитовые пегматиты. Аналогичная ошибка происходит и при выделении мусковит-редкометалльных пегматитов (Салье, 1975; Таланцев, 1975), «камерных» — в телах редкометалльных пегматитов (Таланцев, 1988), когда наложенную минерализацию не отделяют от ранее образованной, поэтому возникают сложности с определением условий образования и соответственно выработки поисковых критериев и признаков. Миаролы, занорыши, встречающиеся в пегматитах разных формаций, но особенно свойственные хрусталеносным пегматитам, формируются в основном на постмагматическом этапе процесса и представляют собой полости растворения с последующим свободным ростом минералов в них (Захарченко, 1965; Никитин и др., 1967; Бескин, Эфрос, 1969; Дмитриев, 1972; Лазаренко и др., 1973; Огородников, 1975, 1993).

Наличие полостей с горным хрусталем и самоцветами в пегматитах разных формаций, существенно различающихся по условиям образования, привело к появлению понятия «миароловая фация пегматитов» (Шмакин, 1987; Загорский и др., 2003), которое значительно «размыло» существующую формацию хрусталеносных пегматитов и ввело сумятицу в понимании генезиса всех разновидностей гранитных пегматитов. Под «миароловыми» стали понимать пегматиты любой формации и специализации, содержащие полости с друзовой кварцевой и самоцветной минерализацией, зачастую имеющей лишь минералогическую, коллекционную значимость (Шмакин, Макрыгина, 1969; Загорский, Шмакин, 1987; Шмакин и др., 1994; Загорский и др., 1999). Данные авторы считают миароловые полости остаточными (первичными), что не соответствует действительности.

К сожалению, это произошло, когда специалисты, детально изучавшие хрусталеносные месторождения и проявления как в пегматитах, так и в гидротермальных кварцево-жильных месторождениях, по тем или иным причинам перестали решать вопросы генезиса горного хрусталя и самоцветов, и в эту проблему включились специалисты совсем другого направления. Наличие полостей с горным хрусталем и теми или иными самоцветами нельзя классифицировать как миароловые (камерные). Минерализованные полости «альпийского типа» (хрусталеносные полости) являются более поздними и могут накладываться на любые ранее сформированные пегматиты, а также на рудные и безрудные кварцевые жилы, что и наблюдается в метаморфических комплексах Урала, Казахстана, Забайкалья (Ермаков, 1960; Захарченко, 1962; Карякин, Смирнова, 1967; Никитин и др., 1967, 1968; Огородников, 1975, 1993; Павлишин, Довгый, 2007; Емлин и др., 2002; Огородников и др., 2004, 2007, 2016; Золоторудная, редкометалльная и хрусталеносная минерализации…, 2014; Шерловая гора, 2014).

Другая проблема, вызывающая неутихающие споры геологов, — это роль магматических и метаморфических процессов в образовании пегматитов. А.И. Гинзбург с соавторами (1979, с. 17) считают, «что пегматитовый процесс нельзя ставить в один ряд и непосредственно сопоставлять с такими процессами, как магматический или гидротермальный, хотя именно подобное сопоставление и приводится во многих учебных пособиях; пегматитовый процесс занимает особое положение, поскольку в своем развитии он охватывает весь ряд явлений, от магматических до гидротермальных». Пегматитовый процесс протекает в обстановке,

способствующей возникновению водонасыщенного расплава. Подобный расплав может возникать различными путями — либо на конечных этапах дифференциации магматических комплексов, либо в обстановке локального обогащения расплава летучими (например, в апикальных частях и куполах массивов), либо вследствие анатектической мобилизации вещества метаморфических толщ при ультраметаморфизме.

Несмотря на значительные успехи в изучении пегматитов, до сих пор еще не исследованы причины эмпирически установленной зависимости их типа от особенностей геологического строения и эволюции тех структурно-формационных зон, в которых они формируются. Наличие или отсутствие пространственной, временной и генетической связей между пегматитами и массивами гранитов и, наоборот, наличие этих связей между пегматитами и метаморфическими процессами, процессами перекристаллизации и метасоматоза заставляют ставить вопрос о роли магматизма и метаморфизма в образовании различных формаций гранитных пегматитов (Архангельская, 1964; Соколов и др., 1975; Руденко и др., 1983; Косухин и др., 1984; Огородников и др., 2016).

В настоящее время стало ясно, что уже невозможно решать проблему генезиса пегматитов — как и любых других пород или рудных месторождений — на основе только геологических, только петролого-минералогических, только геохимических или только экспериментальных данных. Необходимо использование всех доступных материалов, в том числе литературных, по изучаемым объектам и их геологическим аналогам вообще (Иванов, Шмакин, 1983; Огородников, 1993).

В связи с этим многими учеными, изучавшими пегматиты, высказывались разные точки зрения на их генезис. По образному выражению американского геолога Ф. Хесса, пегматиты являются «самой причудливой, самой противоречивой, самой сложной и вместе с тем — самой интересной группой из всех известных горных пород».

Наибольший вклад в изучение пегматитов сделал академик А.Е. Ферсман, посвятивший им практически всю жизнь и написавший классическую монографию «Пегматиты» (1960). Он считал пегматиты продуктами конечной кристаллизации остаточного магматического (пегматитового) расплава в условиях закрытой системы. По мнению А.Е. Ферсмана, при дегазации и кристаллизации гранитной магмы формируется близкий к эвтектике остаточный расплав, обогащенный летучими компонентами. Процесс

кристаллизации этой остаточной магмы он и предложил называть пегматитовым, а пегматиты определил как «такие жильные или миароловые заполнения, которые связаны с кристаллизацией магматических остатков, при условии их пространственного разобщения с материнской породой» (Ферсман, 1960, с. 31).

Идеи А.Е. Ферсмана в дальнейшем творчески развивали в нашей стране его ученики и последователи — А.И. Лабунцов, А.Ф. Соседко, М.Ф. Стрелкин, К.А. Власов, А.И. Гинзбург, А.А. Беус, К.Л. Бабаев, Н.П. Ермаков, Г.Г. Родионов, В.П. Петров, М.В. Кузьменко, Н.А. Солодов, И.Г. Бакуменко и многие другие.

В начале 1930-х гг. Ф. Хесс обратил внимание на широкое развитие метасоматических процессов в пегматитовых телах. В наиболее полном виде «теория гидротермального замещения» была изложена К. Ландесом в 1933 г. Ее главная идея состоит в разделении пегматитов на «простые» и «сложные» — не подвергавшиеся преобразованиям на гидротермальном этапе и подвергшиеся им.

В нашей стране, впервые в отечественной науке, обратили внимание на ведущую роль в формировании пегматитов процессов перекристаллизации и метасоматоза видные ученые — представители геологической школы Геолкома — ВСЕГЕИ А.Н. Заварицкий (1939, 1947), Д.С. Коржинский (1937), Н.М. Успенский (1945). Так, А.Н. Заварицкий (1947) выступил с критикой взглядов А.Е. Ферсмана и выдвинул свою теорию о происхождении пегматитов путем перекристаллизации материнских пород под влиянием остаточных водно-газовых растворов, называемых им пегматитообразующими. Последние накапливаются в магматическом остатке, получающемся в процессе кристаллизации магмы, и находятся в равновесии с минералами этих пород. Затем в таких пегматитах происходят метасоматические процессы. В настоящее время имеются сторонники тех и других взглядов. Во всяком случае, пегматиты образуются в конце собственно магматического процесса.

Дальнейшее развитие перекристаллизационно-метасоматическая гипотеза формирования пегматитов получила в трудах профессора Ленинградского горного института В.Д. Никитина (1949, 1950, 1955, 1957, 1959а, б, 1960, 1965) и его учеников, показавших, что пегматиты формируются в условиях системы открытого типа. Этот класс объединяет палингенно-метасоматические (пегматитовые) месторождения, возникшие в процессах метаморфической дифференциации, магматического замещения, дифференциации вещества при выплавлении и консолидации гранитного расплава и дальнейших постгранитных метасоматических

преобразованиях, а также гидротермально-метасоматические месторождения, возникшие во время регрессивных стадий регионального метаморфизма (Никитин, 1965; Никитин и др., 1967; Бабошин, 1969; Соколов и др., 1975; Салье, 1975; Огородников, 1975, 1993). Дискуссионным остается вопрос об источнике растворов, обусловливающих метасоматоз. Многие исследователи (последователи А.Е. Ферсмана) отстаивают представление об автометасоматическом характере этих процессов, другие придерживаются точки зрения об их аллометасоматической природе.

Понять историю формирования месторождений можно лишь при условии, если геолог хотя бы в общем виде имеет представление об источниках или природе рудообразующих растворов. Вместе с тем проблема природы рудообразующих растворов и веществ является одной из наиболее сложных и дискуссионных тем в учении о рудообразовании (Белевцев и др., 1974).

Наиболее распространенной точкой зрения на источники рудного вещества эндогенных месторождений все же является плутономагматическая, согласно которой рудные компоненты выносились из магматического очага в период его становления. Поэтому исследователи пристально изучают магматические породы, определяется их металлогеническая специализация, по которой высказываются предположения о генетической связи месторождений, расположенных пространственно вблизи магматических тел.

Третье направление рассматривает пегматиты как метаморфогенные образования, возникающие при процессах ультраметаморфизма и метаморфической дифференциации. Изучение многих месторождений, расположенных среди метаморфических и гранитизированных пород древних щитов, дало возможность увидеть такие их особенности, которые нельзя объяснить представлениями о плутоногидротермальном генезисе. В связи с этим получило развитие на современной геолого-, физико-химической основе введенное в науку более века назад понятие о метаморфогенном рудообразовании. После общеизвестных работ у нас подобные представления высказывались Н.Г. Судовиковым (1964), в какой-то степени Д.С. Коржинским (1953), Ю.М. Соколовым (1970), Д.А. Великославинским (1968), М.Е. Салье (1975), В.А. Бабошиным (1969), Г.А. Кейльманом (1974) и др. Между сторонниками указанных трех основных научных школ и протекала весьма острая дискуссия по проблеме генезиса пегматитов.

Таким образом, в настоящее время наметилась генетическая связь гранитных пегматитов, с одной стороны, с гранитными ин-

трузиями, а с другой – с процессами регионального метаморфизма и анатексиса, т. е. все пегматиты имеют магматическое происхождение, но в зависимости от происхождения расплава являются либо остаточными, аллохтонными, либо более глубинными, анатектическими, автохтонными (Виноградов, 1985; Косухин и др., 1984; Маракушев и др., 1989).

В последнее время стало ясно, что различные промышленные типы пегматитов образуются в различных геологических условиях, на различных глубинах, где процессы протекают несколько поразному. Следовательно, нельзя говорить о единых условиях образования пегматитов, единых закономерностях их размещения и поисковых критериях. Необходимо выделить ряд пегматитовых формаций, каждая из которых характеризуется специфическими особенностями, которые и должны быть положены в основу разработки поисковых критериев (Архангельская, 1964).

Все это позволило с учетом геологических условий нахождения расчленить пегматиты по глубинам их образования (Гинзбург, Родионов, 1960) на четыре группы (формации): 1) формацию наиболее глубинных редкоземельных пегматитов; 2) формацию слюдоносных пегматитов, образующихся на больших глубинах; 3) формацию редкометалльных пегматитов, формирующихся на средних глубинах; 4) формацию хрусталеносных пегматитов, образующихся на малых глубинах.

Исторически сложилось так, что эти пегматитовые формации, несущие различную полезную минерализацию, на протяжении многих лет и десятилетий вследствие специализации геологоразведочных работ изучались разными коллективами. За последнее столетие вышли из печати сотни работ, посвященных пегматитам, в которых рассматриваются вопросы геологии пегматитов, их структуры, внутреннего строения, минералогии и геохимии.

В СССР (России) особенно большой вклад в изучение формации хрусталеносных пегматитов внесли Г.Д. Аэров, Л.Ш. Базаров, И.Т. Бакуменко, С.М. Бескин, И.С. Басилишин, Д.К. Возник, Б.А. Гаврусевич, С.Д. Дмитриев, Ю.А. Долгов, Н.П. Ермаков, К.Б. Зарянов, А.И. Захарченко, М.Н. Ивантишин, В.А. Калюжный, В.Т. Клочков, Л.С. Криволап, Е.К. Лазаренко, В.Т. Латыш, Г.Г. Леммлейн, А.Н. Лукашев, А.Г. Малышев, Ю.Б. Марин, М.А. Осипов, В.И. Павлишин, В.И. Панченко, М.А. Плескова, Л.А. Приказчиков, В.М. Смертенко, Ю.Г. Сорокин, А.С. Таланцев, В.Н. Труфанов, Е.М. Цыганов, Л.П. Чернышкова, О.Е. Чижик, М.Б. Чистякова, С.Ш. Юсупов, Б.Д. Эфрос и многие другие.

Редкометалльные пегматиты Советского Союза детально изучали И.Г. Аргамаков, В.В. Архангельская, К.Л. Бабаев, А.А. Беус, К.А. Власов, Н.Н. Вишняков, А.И. Гинзбург, В.В. Гордиенко, В.И. Гук, Б.А. Дьячков, П.П. Змановский, В.П. Зуева, С.И. Ибадуллаев, А.П. Калита, З.Г. Караева, В.Ф. Кащеев, А.Я. Колтун, В.А. Корнетова, В.И. Кузнецов, М.В. Кузьменко, Л.Ф. Лавриненко, А.Н. Леонтьев, В.В. Лопатников, Г.П. Луговской, В.В. Матиас, И.И. Матросов, Г.Б. Мелентьев, А.С. Назарова, И.Б. Недумов, В.Д. Никитин, Г.Л. Одикадзе, И.А. Полетаев, Е.П. Пушко, Л.Н. Россовский, И.М. Русанов, В.Е. Рябенко, Ю.А. Садовский, М.Д. Скурекий, И.А. Смирнов, Н.А. Солодов, А.Ф. Соседко, М.Ф. Стрелкин, Г.Н. Тарновский, И.Н. Тимофеев, Ю.М. Учакин, П.Л. Фадеев, Л.Г. Фельдман, В.А. Филиппов, С.Г. Шавло, Ю.Ю. Юрк и ряд других исследователей.

Значительную роль в изучении слюдоносных и керамических пегматитов Советского Союза сыграли работы таких авторов, как М.Н. Альтгаузен, В.А. Бабошин, Е.Д. Белянкина, П.А. Борисов, П.П. Боровиков, Г.Н. Бунтин, А.Г. Бушев, Д.А. Великославинский, В.А. Глебовицкий, Н.В. Горлов, Л.Л. Гродницкий, П.К. Григорьев, И.В. Давиденко, В.А. Дворкин-Самарский, И.Я. Дядькина, М.А. Завалишин, Ю.П. Ивенсен, Л.В. Калафати, Е.Н. Калугин, Б.Е. Карский, С.П. Коноплев, Н.А. Львова, В.М. Макагон, М.М. Мануйлова, С.И. Макиевский, В.А. Макрыгина, П.Н. Марков, Д.Т. Мишарев, А.С. Никаноров, В.Д. Никитин, В.П. Петров, Н.В. Петровская, Г.Г. Родионов, С.А. Руденко, Ю.Е. Рыцк, М.Е. Салье, А.В. Скропышев, В.С. Смирнова, Ю.М. Соколов, П.Н. Сучков, И.Н. Тимофеев, В.Н. Чесноков, Е.П. Чуйкина, Б.М. Шмакин, К.А. Шуркин, А.А. Якжин и еще большая группа исследователей.

Выделенные четыре формации гранитных пегматитов образуются в областях неодинакового термодинамического режима, характеризующихся различным геотермическим градиентом, где по-разному проявлены процессы метаморфизма. Так, хрусталеносные пегматиты развиты в условиях низкотемпературных фаций контактового метаморфизма. Редкометалльные пегматиты весьма характерны для шовных зон древних платформ и щитов, где они образуются в условиях средне-высокотемпературных фаций регионального метаморфизма низких давлений. Слюдоносные пегматиты также приурочены к подобным структурам, но возникают в условиях проявления фации метаморфизма более высоких давлений. Пегматиты больших глубин наиболее характерны для древних щитов и образуются в условиях ультраметаморфизма, поэтому распространены они чаще всего в областях развития по-

род гранулитовой фации. Указанные обстоятельства и определяют территориальную разобщенность пегматитовых формаций и отсутствие между ними переходов (Гинзбург и др., 1979).

Для изучения генезиса всего многообразия пегматитов благоприятны регионы, где на сравнительно небольшом участке земной коры пегматитовый процесс проявился многократно, запечатлев таким образом геологические особенности его развития.

Урал является наиболее благоприятным регионом для решения многих возникших вопросов. Здесь, в крупных метаморфических комплексах во всех тектономагматических циклах от раннего протерозоя до мезозоя, в разное время проявился метаморфизм различного фациального уровня и гранитоидный магматизм каждого тектономагматического цикла сопровождался своим типом метаморфогенных месторождений, пегматитов и кварц-жильных образований.

Характерной особенностью гнейсово-мигматитовых комплексов Урала (Кейльман, 1974; Огородников, 1975, 1993; Огородников и др., 2007; Кианитовые руды…, 2012; Уральские месторождения…, 2010; Золоторудная, редкометалльная и хрусталеносная минерализации…, 2014) наряду с рудными месторождениями и рудопроявлениями является существенное преобладание в их пределах неметаллических полезных ископаемых, таких как кварц, мусковит, кианит, антофиллит, тальк, графит и др. Главным фактором, обусловливающим возникновение месторождений и проявлений, в данном случае может служить не столько концентрация вещества, сколько многоэтапность их преобразования, сопровождающаяся концентрацией полезного компонента, выделение его в соответствующей минеральной форме, а промышленная ценность этих, по сути, породообразующих минералов определяется их физическими свойствами, размером кристаллов, чистотой кристаллической решетки. Ведущую роль здесь, очевидно, играет не столько миграция элементов, сколько физико-химические условия преобразования горных пород, прежде всего давление.

В данной работе мы рассматриваем не все месторождения гнейсово-мигматитовых комплексов Урала, а только месторождения пегматоидов и пегматитов, другие типы месторождений рассмотрены во многих работах, в том числе в следующих монографиях.

Брусницын А.И. Минералогия родонитовых пород Среднего Урала. СПб., 1998. 86 с.

Буканов В.В. Горный хрусталь Приполярного Урала. Л.: Наука, 1974. 212 с.

Месторождения антофиллит-асбеста СССР / под ред. И.Ф. Романовича. М.: Недра, 1976. 247 с.

Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца / сост. Е.П. Мельников. М., Недра, 1988. 216 с.

Поленов Ю.А. Эндогенные кварцево-жильные образования Урала. Екатеринбург: УГГУ, 2008. 269 с.

Коротеев В.А., Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Минерагения шовных зон Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 414 с.

Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 622 с.

Небокситовое алюминиевое сырье России / В.А. Коротеев, В.Н. Огородников, Ю.Л. Войтеховский и др. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН; УГГУ, 2011. 218 с.

Кианитовые руды России / В.Н. Огородников, В.А. Коротеев, Ю.Л. Войтеховский и др. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. 334 с.

Морфогенетические типы и технология обогащения кианитовых руд / В.Н. Огородников, В.А. Коротеев, Ю.Л. Войтеховский и др. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН; УГГУ. 2013. 310 с.

Золоторудная, редкометалльная и хрусталеносная минерализации месторождений Урала кварцево-жильного типа / В.Н. Огородников, В.А. Коротеев, Ю.А. Поленов и др. Екатеринбург: УрО РАН; УГГУ. 2014. 312 с.

На современном этапе исследования процессов пегматитообразования возникает проблема изучения условий формирования пегматитовых формаций и их эволюции, определяемых особенностями тектономагматического развития складчатых областей на различных этапах тектогенеза, зависимости рудной специализации пегматитов от геотектонического положения пегматитоносных формаций, разработки основ прогнозирования рудной минерализации пегматитов. Как мы уже отмечали, для изучения этого вопроса благоприятны регионы, где на относительно небольшом участке земной коры пегматитовый процесс проявляется многократно, отражая геологические особенности развития (Иванов, Шмакин, 1983).

На Урале нет значительных по запасам пегматитовых месторождений, многие месторождения имеют полигенный и полихронный характер и формируются длительное время в одних и тех же тектонических структурах с различной глубиной заложения. Небольшие размеры месторождений позволяют пристально изучить зональность и вычленить более раннюю минерализацию или, наоборот, наложенную более позднюю, т. е. представить модель развития пегматитовых месторождений в пространстве и времени.

Глава1.
Генетическая классификация гранитных пегматитов как объектов полигенного и полихронного оруднения

Гранитные пегматиты — специфическая, во многих отношениях уникальная группа геологических образований, не имеющая в природе прямых аналогов. Исследователей в первую очередь интересовал минеральный состав пегматитов, что естественно, поскольку именно особенности вещественного состава определяют практическую значимость пегматитов (Ферсман, 1960; Пегматиты, 1972; Мусковитовые пегматиты…, 1975; Лукашев, 1976; Гинзбург и др., 1979; Мокрыгина и др., 1990; Загорский и др., 1997, 1999; Огородников и др., 2016). Такое положение пегматитов в значительной мере обусловлено крупными и даже гигантскими размерами минеральных индивидов, образующих эту своеобразную породу. По этой причине пегматиты могут служить моделью процессов эндогенного минерало- и рудообразования, поскольку эти процессы проявлены здесь исключительно наглядно.

Действительно, благодаря присутствию в них крупных, красивых и, главное, легко извлекаемых кристаллов многих ценных минералов, пегматиты уже на ранних этапах развития человечества привлекали к себе пристальное внимание как доступные для разработки месторождения листовой слюды, драгоценных камней, горного хрусталя, флюорита, полевого шпата для изготовления керамики и т. д.

Изучение пегматитов началось много веков назад, однако подлинно научный характер оно приобрело лишь в XX столетии, когда выяснилось важное практическое значение пегматитов как источника полезных ископаемых, причем из-за большого размера минеральных индивидов в орбиту промышленного использования вовлекаются не только редкие минералы, но и главные породообразующие (полевые шпаты, кварц и мусковит). Характерна хорошо выраженная индивидуализация полезных компонентов, что облегчает задачу освобождения их от посторонних примесей. В пегматитах, например, встречаются крупные обособления

урановых минералов (руд). Хотя как источник урана пегматиты сейчас ценности не представляют, уместно напомнить, что первые десятки тонн урановой руды, необходимые для атомной техники, в Советском Союзе были добыты из пегматитов Северной Карелии (Руденко, 1972).

В XX столетии пегматиты являлись важным источником керамического сырья, единственным источником слюды — мусковита, главным поставщиком лития, рубидия и цезия, поставщиком руд бериллия, ниобия и тантала, добывалось пьезооптическое сырье — кварц и флюорит, в меньшей степени редких земель, особенно иттриевой группы, скандия, урана. Наконец, следует отметить, что пегматиты сыграли немалую роль в истории развития культуры ювелирных камней. Именно из пегматитов издавна извлекали топазы, изумруды, аквамарины, полихромные турмалины, амазонит, письменный гранит и другие ювелирные и поделочные камни (Ферсман,1960; Киевленко, 1980; Буканов, 2014).

Понятие «пегматит» со времени введения в научную терминологию существенно трансформировалось. Данный термин ввел в литературу в начале XIX в. Р.Ж. Гаюи для обозначения графических кварц-полевошпатовых прорастаний («письменного гранита»). Однако вскоре геологами был осознан факт, что графические прорастания лишь в отдельных случаях образуют самостоятельные тела. Обычно же они формируют зону, генетически тесно связанную с рядом других зон, агрегатов, возникающих совместно с графическими как жильные продукты кристаллизации магматических гранитов. Эти образования в середине XIX в. А. Далесс и К. Науман назвали пегматитами, включая в них в качестве составной части «письменные граниты» (Косухин и др., 1984).

«Пегматиты, — сказал еще в 1933 г. Ф. Гесс, — являются, несомненно, самыми своеобразными, самыми противоречивыми, самыми сложными и потому самыми интересными образованиями среди горных пород».

Систематика естественных типов пегматитов и выяснение условий их нахождения являются основой для разработки поисковых критериев, необходимых в практической деятельности геологов. Поскольку пегматиты представляют собой источник многих полезных ископаемых, вопросы их классификации привлекали внимание исследователей с первых этапов изучения и освоения пегматитовых месторождений. Однако задачи построения генетической классификации очень сложны и еще далеки от полного решения.

Предлагаемые в различное время классификации пегматитов в известной мере отражали уровень знаний об условиях формирования пегматитовых месторождений. Первоначально в течение длительного периода осуществлялись в основном лишь сбор материалов наблюдений над изменчивыми особенностями пегматитов и составление описательных характеристик. Классификации пегматитов того времени носили главным образом прикладной характер (Архангельская и др., 1964).

Так, морфологическая классификация с учетом минералогического состава и технико-промышленных признаков пегматитов была предложена И.И. Гинзбургом (1928). П. Ниггли (Niggli, 1920) классифицировал гранитные пегматиты по типоморфным элементам и минералам. А. Лакруа (Lacroix, 1922) пегматиты Мадагаскара различал по минералогическому признаку. Подобные классификации неизбежно были в большей или меньшей степени формальными и не отражали главных черт различия условий образования пегматитов.

Обращаясь к истории изучения пегматитов, без преувеличения можно сказать, что передовая роль в этом отношении, несомненно, принадлежит отечественной, причем советской, геологической науке. Начало нового, второго, этапа в изучении и систематике пегматитов положили исследования А.Е. Ферсмана. В его работах, обобщивших фактический материал по пегматитам не только Советского Союза, но и всего мира, даны всесторонние описания пегматитов, отличающиеся точностью и многосторонностью приведенных характеристик.

Пегматитовым процессом в гранитных магмах А.Е. Ферсман (1940, 1960) считал их конечную, остаточную кристаллизацию, начиная с высокотемпературной магматогенной аплитовой фазы и заканчивая последними выделениями гидротермальных геофаз, т. е. в интервале наиболее вероятных температур 800–150 °С. «Гранитным пегматитом мы называем жильное тело, в своей основе связанное с магматическим гранитным остатком, главная часть кристаллизации которого лежит в пределах 700–350 °С, и которое характеризуется сходством минеральных основных частей с материнской породой, значительной величиной кристаллических индивидуумов, большей или меньшей одновременностью кристаллизации, повышенным содержанием некоторых определенных летучих и подвижных компонентов, а также накоплением рассеянных элементов остаточного расплава» (Ферсман, 1960). Процесс кристаллизации этой остаточной магмы он и предложил

назвать пегматитовым, а пегматиты определил как «такие жильные или миароловые заполнения, которые связаны с кристаллизацией магматических остатков, при условии их пространственного разобщения с материнской породой». Среди таких обособленных продуктов он различал шлиры (прототектониты), продукты монокристаллизации (ортотектониты) и пегматиты (эвтектиты). Ортотектониты в отличие от пегматитов имеют состав материнских пород (без минералов, содержащих летучие компоненты) и однородное сложение (без зональности, пустот), хотя существуют переходные разновидности ортотектитов, близкие к типичным недифференцированным пегматитам (Ферсман, 1960).

Наблюдая закономерную последовательность в формировании структурных типов ранних агрегатов (аплиты, графические пегматиты, пегматоидные образования и т. д.) и последовательность в кристаллизации поздних гидротермальных минералов, А.Е. Ферсман пришел к выводу о замкнутости пегматитового процесса и наметил ряд его этапов, разделив их с учетом парагенетических и геохимических особенностей на несколько геофаз. Так как становление пегматитов он вполне резонно связывал с процессами остывания пегматитовых магм, а любой пегматит проходил все стадии постепенного охлаждения во всех без исключения случаях, независимо от геологической ситуации их нахождения, то главным фактором, который определяет ход пегматитового процесса, А.Е. Ферсман считал температуру. Влиянию давления при концентрации флюидов в магматических расплавах он отводил второстепенную роль.

В основу систематики пегматитов «чистой линии» А.Е. Ферсман положил преобладание минеральных образований той или иной фазы процесса. В конечном счете все типы пегматитов рассматривались как продукты единого ряда, отражающего последовательные стадии общего процесса пегматитообразования в закрытой системе.

Исследователи, представления которых наиболее близки к учению А.Е. Ферсмана, в том числе К.А. Власов (1952, 1965), А.А. Беус (1954), Н.А. Солодов (1962) и др., причину появления разнотипных пегматитов по-прежнему видели в основном в закономерностях последовательной кристаллизации пегматитового расплава-раствора в замкнутой системе.

Продолжая и развивая учение А.Е. Ферсмана о генезисе пегматитов, К.А. Власов (1952, 1965) разработал новую теорию пегматитообразования, согласно которой пегматитовый расплав

представляет собой часть магмы, обогащенную летучими компонентами, в том числе редкими элементами. Этот расплав-раствор возникает в апикальных частях магматических интрузий под воздействием эманационного фактора, обусловливающего накопление летучих соединений и редких элементов. Эти соединения, обладая большим запасом тепловой энергии, задерживают соответствующую часть магмы от ранней кристаллизации и способствуют формированию пегматитового расплава-раствора. Кристаллизация последнего в одних случаях происходит на месте обособления с образованием фаций пегматоидных гранитов или фациальных пегматитов. В других случаях, в процессе разрядки тектонических напряжений, пегматитовый расплав-раствор внедряется в трещины закристаллизованной части материнских гранитов или во вмещающие породы, вследствие чего формируются иньекционные пегматиты. В процессе становления пегматитовых тел главным фактором концентрации редких элементов является кристаллизационная дифференциация расплав-раствора, которая обусловливает направленный отжим незакристаллизованной части расплава к центральным частям тел. При этом редкие элементы как не входящие в кристаллические структуры главных минералов обогащают остаточную часть расплава.

В последующем было установлено, что некоторые пегматиты, считавшиеся ранее классическим примером тел, возникших в ходе фракционной кристаллизации так называемого «пегматитового расплава», в действительности были сформированы путем изменения (метаморфической перекристаллизации и метасоматоза) обычных вулканогенно-осадочных пород (Заварицкий, 1947; Коржинский, 1937; Никитин, 1968; Кейльман, 1974; Соколов и др., 1975; и др.). Таким образом, типичные пегматитовые тела со всеми свойственными им особенностями не являются продуктом непосредственной магматической кристаллизации и прежнее содержание понятия «пегматит» (по А.Е. Ферсману, К.А. Власову) было решено расширить.

Критический пересмотр основных идей А.Е. Ферсмана отмечает собой начало следующего периода в разработке теории пегматитообразования. Существенную роль в таком пересмотре сыграли работы А.Н. Заварицкого (1947), рассмотревшего пегматиты как образования, возникающие в результате процессов перекристаллизации и замещения. А.Н. Заварицкий выдвинул свою теорию о происхождении пегматитов путем перекристаллизации материнских пород под влиянием остаточных газовых растворов,

называемых им пегматитообразующими. Последние накапливаются в магматическом остатке, получающемся в процессе кристаллизации магмы, и находятся в равновесии с минералами этих пород. Затем в таких пегматитах происходят метасоматические процессы.

Тем не менее систематика А.Е. Ферсмана, основанная на громадном фактическом материале и обобщающая опыт изучения пегматитов во всем мире за весь предшествующий период, была и остается единственной всеохватывающей классификацией гранитных пегматитов.

Большой интерес представляет выделение фаз минералообразования, часть которых относится к кристаллизации расплава, а другая часть — к процессам замещения (пневматолитовая и гидротермальная фазы). Главным фактором при образовании пегматитов является тесная связь с постмагматическими растворами, выделявшимися из материнских магматических очагов и преобразовывавшими уже твердые, вполне сформированные обычные магматические горные породы (аплиты) в пегматиты (Никитин, 1968).

Большую ценность представляют теоретические исследования Д.С. Коржинского, выполненные на «мамском» материале. Он выдвинул гипотезу образования крупнокристаллических структур пегматитов в ходе постмагматической перекристаллизации гранит-пегматитов и графических пегматитов, кристаллизовавшихся из расплава. Д.С. Коржинский показал, что образование мусковита происходит в процессе замещения микроклина плагиоклазом при понижении активности калия в растворах относительно натрия (Коржинский, 1937).

Сложившиеся точки зрения на генезис пегматитов обычно противопоставляются одна другой. Между тем каждая из них основана на большом фактическом материале и для части пегматитовых образований вполне справедлива. Недостатком большинства гипотез генезиса пегматитов является стремление объяснить их происхождение с помощью единого механизма. Кроме чисто метаморфических, магматических, метасоматических пегматитовых образований, значительным распространением пользуются пегматитовые тела, в которых часть минеральных ассоциаций возникла при развитии метаморфических процессов, часть — на магматическом этапе и, наконец, часть — на более позднем, постмагматическом этапе. Это положение в общем виде выдвигалось рядом исследователей (Ферсман, 1926, 1940; Коржинский, 1936,

1937; Петровская, 1937; Ивенсен, 1960; Никитин, 1960; Кейльман, 1974; Соколов, 1970; Соколов и др., 1975; Иванов, Шмакин, 1983; Огородников, 1993; Огородников и др., 2016).

Работы рассматриваемого этапа, выявив ряд слабых сторон учения А.Е. Ферсмана и показав более сложный, чем это казалось ранее, ход развития пегматитового процесса, не привели, однако, к полному выяснению основ генетической классификации пегматитов. Причиной этого, как нам представляется, является несколько односторонний подход к исследованиям, при котором особенности пегматитов рассматривались только как результат внутренних закономерностей развития системы, значению геологических условий формирования пегматитов не уделялось должного внимания. Вместе с тем очевидно, что пегматиты входят в состав сложных петрографических комплексов и формирование их происходит в тесной связи с этими комплексами в определенных физико-химических условиях. Без учета этого положения изолированное исследование пегматитов вне их конкретной геологической обстановки неизбежно приводит к односторонней характеристике их различных типов (Огородников и др., 2016).

Генетическая обусловленность пегматитов глубоко метаморфизованных комплексов развитием процессов анатексиса и ультраметаморфизма определенно подчеркивается в ряде работ скандинавских геологов (И. Седерхольм, П. Холмквист, П. Эскола, Т. Барт, Х. Рамберг). Спустя 30–40 лет эти идеи о связи пегматитогенеза с процессами тектонической активизации и наложенного метаморфизма получают широкое подтверждение во многих регионах. Связь пегматитообразования в Беломорье с «эпохами диастрофизма и гранитизации» последовательно доказывается в ранних работах Н.Г. Судовикова (1939).

С конца 50-х гг. прошлого столетия в связи с детальным изучением процессов метаморфизма и зональности метаморфических комплексов были заложены геологические основы теории метаморфогенно-метасоматического происхождения ряда пегматитовых формаций (Шуркин, 1958; Великославинский и др., 1963; Соколов, 1970; Гинзбург, Родионов, 1960; Салье, 1973, 1975; Кейльман, 1974; Беломорский комплекс..., 1962; Мусковитовые пегматиты СССР, 1975; Макагон, 1977; Пегматиты Карелии..., 1977; Гинзбург и др., 1979; Гродницкий, 1982; Геология и пегматитоносность..., 1985).

Отмечающееся в послевоенный период во всем мире резкое расширение поисково-разведочных и эксплуатационных работ

на пегматиты выдвинуло комплекс актуальных практических задач геологического характера, для эффективного решения которых традиционные методы изучения пегматитов оказались недостаточными. Возникли объективные предпосылки для создания по существу нового раздела учения о пегматитах — геологии пегматитов, охватывающего широкий круг вопросов от глобальных закономерностей распределения пегматитов в пространстве и во времени до геологических условий локализации индивидуальных пегматитовых тел и происхождения их форм. Центральное место в геологии пегматитов занимает изучение факторов контроля в размещении пегматитов и особенностей их проявления для разных пегматитовых формаций.

Трудам огромного числа советских ученых-геологов, посвятивших значительную часть жизни изучению пегматитов, а также их многочисленных зарубежных коллег мы и обязаны теми принципиально новыми данными, которые существенным образом дополнили представления о пегматитах различных формаций. Фактически за послевоенные годы оформилось новое научное направление — учение о пегматитах (Гинзбург и др., 1979).

По данным работы (Генезис…., 1968), под термином «пегматит» в свое время понимались: «…тела, сложенные в основном гигантокристаллическими горными породами, валовый минеральный состав которых близок к составу обычных магматических пород и формирование которых протекало в тесной связи с деятельностью магматических очагов, начиная с инъекции исходной магмы, ее кристаллизации, а потом со всеми дальнейшими процессами перекристаллизации и метасоматического изменения этого материала в собственно пегматитовые образования».

В настоящее время под пегматитом понимается крупно-, гигантозернистая порода, залегающая в виде жил, линз, гнезд, миароловых, штокообразных и других тел, главные минералы которых те же, что и материнская магматическая порода (Геологический словарь, 1973), широко развитыми явлениями перекристаллизации и метасоматоза, которая кристаллизуется при 374–650 °С и 100–800 Мпа (Лукашев, 1976).

На наш взгляд, наиболее удачное определение пегматитов дали А.И. Гинзбург с соавторами (1979, с. 17): «Пегматиты — это специфическая группа пород, образующих инъекционные жильные тела или шлиры, состав которых приближается к анхиэвтектическому и обычно близок к составу поздних дифференциатов магматических комплексов или анатектических выплавок; им присуще не-

однородное строение с тенденцией к проявлению зональности и развитию специфических структур минеральных агрегатов (графических, крупно- и гигантокристаллических и др.); они формируются в условиях умеренных и значительных глубин в широком температурном диапазоне, отвечающем концу магматического — началу гидротермального процесса, при высокой активности летучих и подвижных компонентов». При этом подразумевается образование пегматитовых тел в один тектономагматичсеский этап.

Различают пегматиты гранитные, щелочные, основные и др. Среди гранитных пегматитов выделяются керамические, мусковитовые, редкоземельные, редкометалльные и миароловые (хрусталеносные).

Пегматиты могут быть связаны с магматическими или метаморфическими породами постепенными переходами (сингенетические, фациальные, шлировые пегматиты) или носить инъекционный характер и иметь с ними резкие, рвущие интрузивные контакты (эпигенетические, фазовые, инъекционные, выжатые пегматиты). В тех случаях, когда наблюдается генетическая и пространственная связь пегматитов с магматическими комплексами, они в небольшом количестве появляются в связи с последними их интрузивными фазами, т. е. выступают конечными дифференциатами этих комплексов. В пегматитах концентрируются те элементы, которые закономерно накапливаются в последовательно образующихся интрузивных фазах дифференцированных магматических комплексов. Другими словами, в пегматитах находит завершение геохимическая эволюция магматического очага, прослеживаемая в серии последовательных интрузивных фаз единого комплекса.

Генетическая связь эндогенного рудообразования с магматизмом не вызывает сомнений и с давних времен используется при поисковых работах. Однако природа этой связи и конкретные механизмы ее осуществления во многом остаются нераскрытыми. Особенно это относится к гидротермальным месторождениям, которые преобладают в группе эндогенных рудных образований.

Экспериментальные исследования (Рябчиков, 1975; Соболев, 1982; Царицын, 1974) представляют убедительные доказательства того, что в равновесиях силикатный расплав — гидротермальный раствор рудные металлы концентрируются в основном в расплаве и незначительно переходят в раствор (Маракушев и др., 1983).

Ликвация магмы, при которой отделяются силикатные, окисные, фосфатные, карбонатные, сульфатные, галогенидные расплавы,

богатые флюидными компонентами, способные избирательно концентрировать в себе рудные металлы. Их содержание при ликвационном расщеплении магм экспериментально было показано в части ниобия и тантала (Маракушев и др., 1979), фосфора (Скрипченко, 1979), хрома, железа, титана, редких земель (Watson, 1976).

Кристаллизационное повышение содержания рудных металлов в силикатных расплавах дополнительно способствует расщеплению их на несмешиваемые жидкости. Отделение флюидных магм, способных концентрировать в себе рудные металлы, происходит тем эффективнее, чем выше флюидное давление, что демонстрируется на примере карбонатитов по экспериментальным данным И.Ц. Фристона и Д.Л. Гамильтона (1980), согласно которым отщепление карбонатитовых расплавов от фельдшпатоидных силикатных магм происходит при их карбонатизации, обусловленной флюидным воздействием при умеренном (70 МПа) и высоком (300–700 МПа) давлении CO_2.

Обособление карбонатного расплава в природных магматических системах сопровождается концентрацией в нем фосфора, редких земель, лития, урана, тория, ниобия и многих других элементов, определяющих металлогеническую специфику карбонатитового магматизма. Этому процессу благоприятствует флюидное давление, что определяет его связь с плутоническими условиями развития магматизма.

Флюидные расплавы богаты силикатами и другими солями и характеризуются высокой плотностью (до 2,5 г/см3), мало отличаясь от материнских силикатных расплавов. Состав подобных флюидных магм может широко варьировать по соотношениям и составу окисной, силикатной, галогенидной, карбонатной, сульфатной и другим составным частям. Высокая плотность сближает их с силикатными расплавами, оправдывая название «флюидные магмы». Понижение температуры кристаллизации, высокая подвижность и состав отражают их близость к водным гидротермальным растворам, которые, отличаясь низкой плотностью, выделяются во флюидных магматических системах только с понижением давления при внедрении в трещинные зоны (Маракушев и др., 1983).

Представления о пегматитах как ликвационных образованиях высказывались многими авторами (Ивансен, 1957; Коптев-Дворников и др., 1960; Лукашев и др., 1971; Маракушев и др., 1983), но только после экспериментальных исследований фторидных алюмосиликатных расплавов (Глюк, Анфилогов, 1975; Маракушев, 1979; Маракушев и др., 1981) были получены аргументы в поддерж-

ку данных представлений. При этом ликвация, подобно кристаллизации, обычно наступает при снижении температуры, сопровождаясь выделением тепла, т. е. оба этих процесса одинаково являются следствием стремления всей системы в целом к более упорядоченному состоянию в противоположность процессу отщепления газовой фазы, происходящему с поглощением тепла (Недумов, 1965).

Естественно, в силикатном расплаве с большим количеством летучих компонентов устойчивость энергетического поля зависит от величины внешнего давления. Снижение давления до критических значений вызовет разрушение расплава с обособлением части компонентов в газовой фазе. Резкое снижение давления, отщепление и уход больших количеств летучих ускорят последующее охлаждение расплава и его глубокую дифференциацию с быстрым переходом в кристаллическое состояние, следствием чего явится мелкокристаллическое строение породы. Ликвационное расщепление расплавов – один из наиболее эффективных механизмов экстракции ряда компонентов. Уже первые эксперименты (Маракушев, 1979) показали, что типичные для пегматитов тантал и ниобий концентрируются в расплаве, обогащенном летучими компонентами. Последовательное расщепление пегматитовых магм приводит к отщеплению кварцевых (силекситовых) магм, с которыми связано образование богатых кварцем ядер шлировых пегматитов. Пегматиты шлирового (камерного) типа залегают в материнских гранитах, тогда как пегматиты жильного (дайкового) типа являются инъекционными, залегающими на удалении от очагов отщепления соответствующих пегматитовых магм. Материнскими магмами пегматитов служат наиболее флюидные их слои, или фазы внедрения, обосабливающиеся в ходе общей дифференциации плутонов.

В работе Н.П. Ермакова (1960) показано внедрение кварцевых расплавов, связанных с пегматитами, если такие очаги вскрывались тектоническими трещинами ко времени сепарации еще жидкого кремнистого расплава, возникали силекситовые жилы, сложенные мелкозернистым кварцевым агрегатом. Подобные силекситовые жилы и крупные кварцитолитовые дайки, связанные с внедрением кремнистого расплава, образованного путем ликвации, согласно Н.П. Ермакову (1960), отличаются от рудных кварцевых жил, тех же гранитных плутонов, тем, что с ними не связаны околожильные изменения вмещающих пород.

Геологические исследования древних щитов представляют исключительный интерес для познания начальных этапов развития

земной коры и генезиса полезных ископаемых. Исследования древних щитов служат ключом к познанию условий и закономерностей формирования докембрийского гранитно-метаморфического фундамента. Полученные на сегодня данные указывают на единство геологических процессов в течение всей обозримой истории Земли и вместе с тем создают предпосылки для изучения эволюции этих процессов, начиная с раннего архея (Металлогения докембрия, 1975; Корреляция докембрия, 1977; Сидоренко, 1975; Эндогенное оруденение..., 1978).

В теории и практике металлогенического анализа докембрия в настоящее время широко распространена концепция о геохимически специализированных металлогенических эпохах, циклах и мегациклах. Выделение металлогенических циклов в докембрийской истории земной коры является одной из ведущих проблем наук о Земле, а периодизация образования металлогенических формаций в эволюции развития земной коры в докембрии — есть один из аспектов периодизации геологических процессов и установления геохронологических рубежей. При этом предполагается, что каждой металлогенической эпохе свойственны и свои формационные типы оруденения, а главнейшие периоды рудоотложения соответствуют рубежам между эпохами (Полканов, Герлинг, 1961; Тугаринов, Войткевич, 1970; Салоп, 1973; Кратц и др., 1974; Металлогения докембрия и металлогенические эпохи, 1978; Эндогенное оруденение..., 1978; Добрецов, 1980; Основы металлогении..., 1984; Смирнов, 1984; Кулиш, 1990; Рундквист, 1995; Митрофанов и др., 2009; и др.).

Изучение метаморфизма докембрийских супракрустальных комплексов является одним из важных научных направлений в познании наиболее ранних этапов геологической эволюции нашей планеты. Перед исследователями истории развития метаморфических комплексов вообще, а раннедокембрийских в особенности, наиболее трудноразрешимой проблемой является установление возраста и последовательности проявлений процессов метаморфизма. Начальным звеном в ее изучении выступает выявление в региональном масштабе всей совокупности метаморфических процессов, во времени связанных с формированием наиболее крупных подразделений докембрия — структурно-формационных комплексов.

Металлогению кратонов определяет архейская эпоха, протогеосинклиналей и протоплатформ — раннепротерозойская (Эндогенное оруденение..., 1978). Особые наборы месторождений

характерны для областей протоактивизации и тектономагматической активизации древних щитов (рис. 1).

Балтийский, или Фенноскандинавский, щит является одной из крупнейших обнаженных областей древнего фундамента Восточно-Европейской платформы, детально изученный во второй половине XX столетия геологами-докембристами (К.О. Кратцем, Н.Г. Судовиковым, А.А. Полкановым, Л.Я. Харитоновым, И.В. Бельковым, К.А. Шуркиным, В.А. Глебовицким, Ф.П. Митрофановым и многими другими), поэтому взят как наиболее представительный эталонный объект, с которым сопоставляются структурно-формационные комплексы Украинского щита, восточного обрамления Восточно-Европейской платформы (Урал) и комплексы Сибирской платформы и ее обрамления.

Гранитоиды принадлежат к числу наиболее распространенных на континентах и генетически разнообразных плутонических пород, сопровождающих проявления процессов тектогенеза на всех этапах развития геологической истории планеты – от раннего докембрия до кайнозоя включительно. Известно, что гранитоиды различных формационных типов отличаются металлогенической продуктивностью и характером проявления минерагении (Бельков, 1985).

Наиболее ранние проявления гранитоидного магматизма, фиксируемые в отдельных сохранившихся от наложенной

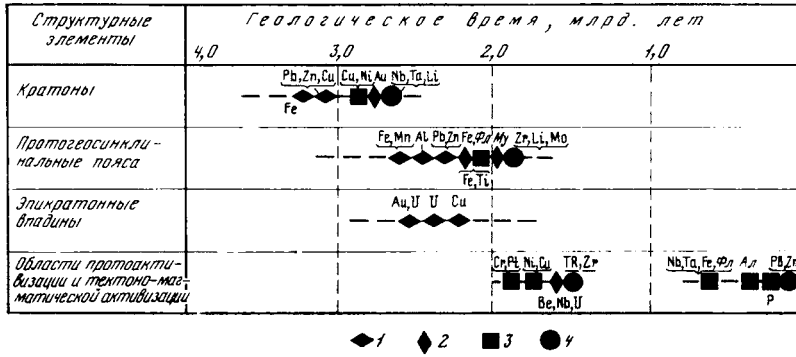


Рис. 1. Распределение рудных месторождений по главнейшим структурным элементам активизированных древних щитов (Металлогения докембрия и металлогенические эпохи, 1978):

1 – осадочные и вулканогенно-осадочные; 2 – ортометаморфические;

3 – магматические; 4 – постмагматические.

Ал – алмаз, Му – мусковит, Фл – флогопит

переработки фрагментах кристаллических щитов, представлены породами гранодиорит-тоналит-плагиогранитного ряда. Первичнокоровые гранитоиды, одной из отличительных геохимических особенностей которых служит низкое, типично мантийное отношение 87Sr/86Sr в пределах 0,701–0,706, непродуктивны в отношении полезных ископаемых. Эти гранитоиды в последующие эпохи тектогенеза в глобальных масштабах испытывали глубокую метасоматическую и палингенно-анатектическую переработку, при которой в мобильное состояние переходили прежде всего наиболее подвижные компоненты и элементы (Бельков, 1985).

Обработка базы данных по крупным и суперкрупным месторождениям подтвердила ранее высказанную идею о наличии циклически-поступательного тренда развития металлогении. В частности, установлено (Пушкарев, Обухова, 1980; Ткачев, 2009) наличие четырех глобальных циклов металлогенической эволюции с точки зрения завершения процессов вблизи отметок 2,6; 1,8; 0,9; 0,2 млрд лет.

Гранитные пегматиты – одно из интереснейших образований земной коры, они издавна служат объектом детальных исследований минералогов, геохимиков, петрологов, геологов-рудников. Пегматиты, сопутствуя гранитному магматизму, формируются на всем протяжении истории развития земной коры – от глубокого докембрия до кайнозоя. Благоприятны для геохронологических целей гранитные пегматиты также всегда ясной геологической и структурно-тектонической позицией, однозначно определяющей возрастные соотношения с вмещающими комплексами и формациями. Гранитные пегматиты, независимо от их происхождения и механизма образования, всегда позднемагматические, заключающие интрузивный процесс. Они формируются на самых завершающих этапах. В каждом тектономагматическом цикле наиболее поздние гранитные пегматиты в то же время самые молодые образования цикла в целом (рис. 2): после них ничто больше не фиксируется (Овчинников и др., 1975; Никаноров, 1979; Гинзбург и др., 1979).

Верхнеархейский тектогенез, проявившийся в докембрии всех континентов на рубеже 2,9–2,6 млрд лет, обусловил широкое проявление формации коровых анатектических и палингенно-метасоматических калиевых гранитоидов. Формация анатектических и палингенно-метасоматических калиевых гранитоидов и сопровождающих их керамических, редкоземельных, редкометалльных, мусковитовых пегматитов и других полезных ископае-

мых проявилась в докембрии еще дважды – в нижнем (1,9–1,5 млрд лет) и верхнем (1,1–1,0 млрд лет) протерозое на щитах и платформах Американского континента, Африки, Австралии, Индостана,

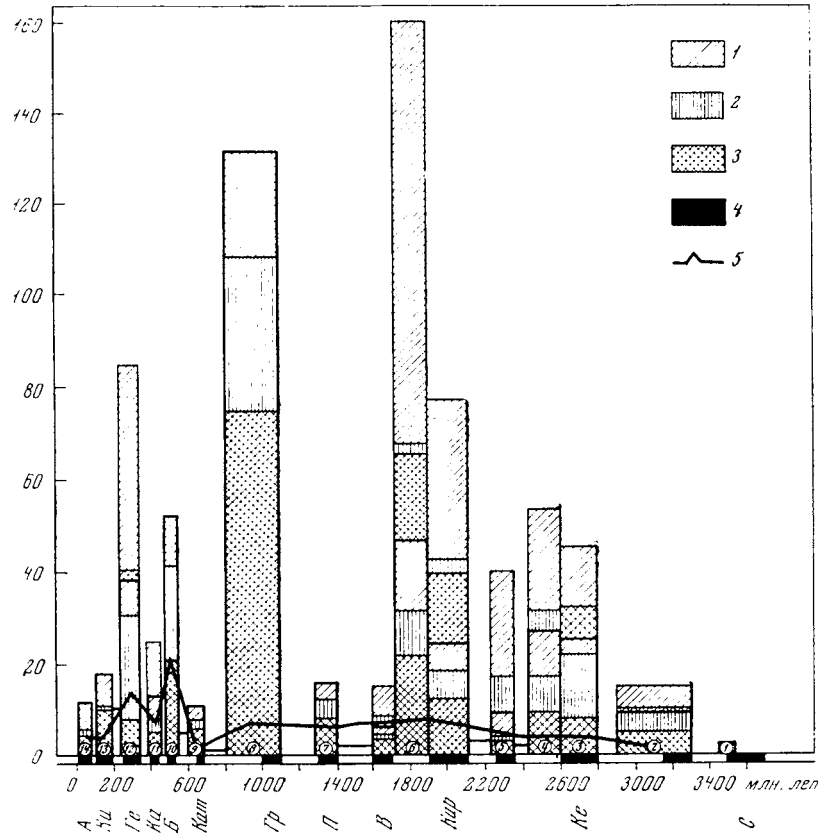


Рис. 2. Распределение значений абсолютного возраста гранитных пегматитов по тектономагматическим циклам (Овчинников и др., 1975):

1 — определения урано-ториево-свинцовым методом; 2 — определения рубидиево-стронциевым методом; 3 — определения калиево-аргоновым методом; 4 — тектономагматические циклы; 5 — кривая интенсивности пегматитообразования (число проб на единицу времени).

Тектономагматические циклы: А — альпийский, Ки — киммерийский, Ге — герцинский, Ка — каледонский, Б — байкальский, Кат — катангский, Гр — гренвильский, П — прикамский, В — выборгский, Кар — карельский, Ке — кеноренский, С — саамский

Балтийского и Украинского щитов, в зонах тектономагматической активизации, имевших более ограниченное развитие, особенно в верхнем протерозое.

В это время проявляется новый линейно-поясной структурный тип гранитообразования, связанный с поступлением по разломам глубокого заложения кислых и щелочных дифференциатов подкоровых магм, включающих щелочные граниты, сиениты, граниты рапакиви и др., а также с проникновением тепловых и флюидных потоков, способствовавших возникновению широкого спектра производных кислых коровых магм – гранодиорит-гранитов, аляскитов и лейкогранитов, приразломных полевошпатовых метасоматитов. Эволюция редкометалльной, редкоземельной минерализации проявляется в том, что различные генетические типы месторождений редких элементов образуются начиная с определенных периодов развития земной коры, а их относительная роль во времени меняется, одни типы месторождений закономерно сменяются другими, при этом количество их во времени резко увеличивается (рис. 3).

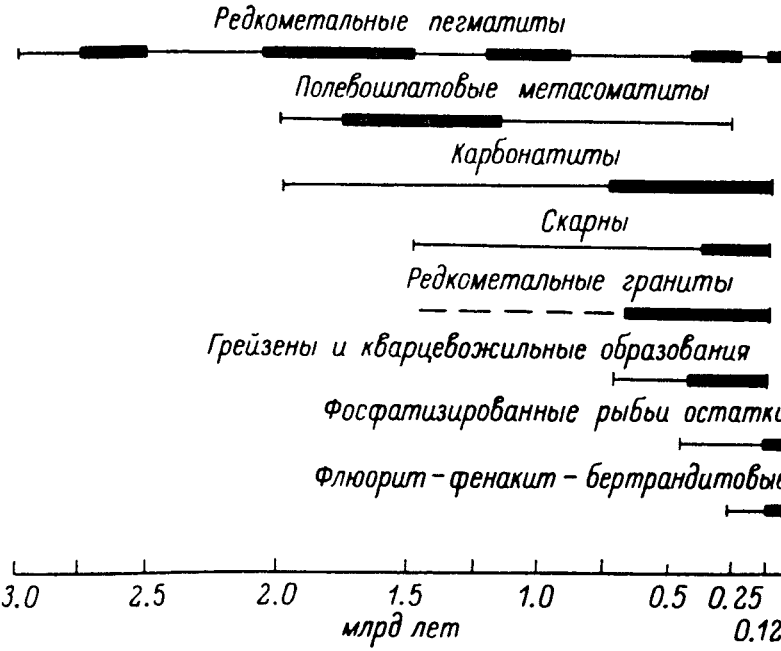


Рис. 3. Эволюция ведущих типов редкометалльных (редкоземельных) месторождений во времени (Гинзбург, 1985)

С протерозойским кислым магматизмом связаны более многообразные типы и проявления минерагении по сравнению с археем. В частности, впервые отмечается геохимическая специализация многих формационных типов гранитов на редкие земли, иттрий, цирконий и молибден, возрастает роль гранитоидов в отношении месторождений лития, бериллия, ниобия, тантала, пьезокварца, мусковита, керамического сырья (Бельков, 1985). Древние протерозойские пегматиты по масштабам проявления цезиевой и танталовой минерализации и запасам этих металлов намного превосходят фанерозойские, на что впервые обратил внимание Н.А. Солодов (1978), а вслед за ним В.В. Архангельская (1980).

Конкретная структура и продуктивность рудогенных систем в каждом генетическом и формационном типе гранитов различная (табл. 1). Наиболее простой она является в формации неперемещенных мигматит- и анатектит-гранитов, где элементарную систему образуют комплементарные пары «рестит–выплавка».

Таблица 1

Типы рудогенных систем докембрийских гранитоидных формаций Балтийского щита и их специализация (Виноградов, 1985)

Генетическая группа	Типовые классы элементарных систем	Рудная специализация
Ультраметагенная (автохтонных гранитов)	Анатектит-реститовый	TR, Th, U, керамическое сырье, мусковит
	Фельдшпатолитовый	Mo, U, TR
Интрузивно-ортомагматическая (аллохтонных гранитов)	Минерализованных даек	Zr, TR, Nb, Th, U, Sn
	Минерализованных пегматитов	Li, Ta, Cs, Nb, Sn, Bi, Y, TR, Be, As, F, горный хрусталь, топазы, бериллы, флюорит
	Скарнов	W, Mo, Fe, Sn, Pb, Zn
	Альбититов	Nb, TR (U, Th)
	Грейзенов	Mo, W, Sn, TR, Ta, Nb, Be, F
	Минерализованных кварцевых жил	W, Mo, Au, Ag, Cu, Sn, TR, Be, горный хрусталь

Несмотря на огромные масштабы гранитизации в архейских и протерозойских областях ультраметаморфизма, чрезвычайно слабая рудогенерирующая способность рестит-анатектитовых

и фельдшпатолитовых систем предопределяет низкий металлогенический потенциал наиболее распространенного типа раннедокембрийских гранитов (Виноградов, 1985).

Кульминация пегматитообразования на земном шаре приходится на рубеж 1800 ± 150 млн лет, который имеет глобальное выражение не только для пегматитов, но и для эндогенной минерагенической активности в целом (Овчинников и др., 1976; Овчинников, Солодов, 1978; Кратц, Соколов, 1981; Загрузина, 1983). Исключительно широко пегматиты рассматриваемой эпохи развиты на Балтийском щите. С.Б. Лобач-Жученко с соавторами (1974) установили, что не менее половины гранитоидов, принимающих участие в строении докембрия Балтийского щита, были сформированы 1800–1900 млн лет назад. Эти гранитоиды сопровождались образованием многочисленных пегматитов (поля Карелии, Финляндии, Северного Приладожья, Кольского полуострова). Ю.Д. Пушкарев с соавторами (Пушкарев и др., 1978, Пушкарев, Обухова, 1980) рассматривают этап 1750 ± 150 млн лет в качестве важнейшего геохронологического рубежа, когда осуществлялось интенсивное гранито- и пегматитообразование в пределах Кольского полуострова. Возраст Беломорской мусковитовой провинции по данным ураносвинцового метода оценивается в 1850 млн лет (Ступникова, Зыков, 1970), рубидий-стронциевого — 1620 млн лет (Горохов, 1979).

В пределах Украинского щита выявлены пегматиты с возрастом 1900 ± 100 млн лет в Приазовье; 1900–2000 — Кировградском районе; 2000 ± 200 – бассейне р. Южный Буг (Тугаринов, Войткевич, 1970). Возраст пегматитов, прорывающих граниты Коростеньского массива, составляет 1760–1930 млн лет, Кольмиусского — 1710–1725 млн (Геохронология СССР, 1973).

Пегматиты этапа 1800 ± 150 млн лет широко развиты на Алданском (среди пород иенгрской и удоканской серий — 1900–2000 млн лет — и пород олекминской серии — 1800–1900 млн) и Анабарском (1800–2000) щитах, Оленекском поднятии (1770–2050), Енисейском кряже (1780–1820), в Байкальской складчатой области (1900–2000 млн лет). Они известны на Северо-Востоке России (Чукотка, Омолонский массив — 1620–1850 млн лет (Загрузина, 1977)), на Южном Урале (среди пород Тараташского массива — 1640–1720), Юго-Западном Памире (1675–1740 млн лет) (Геохронология СССР, 1973).

Упомянутые ультраметаморфогенно-метасоматические пегматиты по времени формирования соответствуют карельскому тектономагматическому циклу. Во многих случаях они приурочены к мигматит-гранитовым комплексам.

Следующая крупная кульминация пегматитообразования приходится на рубеж 1100 ± 150 млн лет и, как и предшествующая, фиксируется не только по пегматитам (Кратц, Соколов, 1981), для которых она установлена Л.Н. Овчинниковым с соавторами (1976).

Кульминация пегматитообразования 1100 ± 150 млн лет зафиксирована на Канадском и Балтийском щитах, Чукотке, в Мамском районе Байкальской складчатой области. В это время повсеместно формируются как редкометалльные, так и мусковитовые пегматиты. Они тесно ассоциируют с зональными полифациальными метаморфическими комплексами (ультраметаморфогенно-метасоматический тип) или гранитными интрузиями (магматогенный тип). По времени проявления рассматриваемая кульминация пегматитобразования соответствует гренвильскому тектономагматическому циклу (Овчинников и др., 1976).

На вендскую эпоху пегматитообразования приходятся две кульминации: 800 и 600 млн лет, проявленные сравнительно слабо (Загрузина, 1983). В России пегматиты вендской эпохи известны в Муроджарах (575–650 млн лет), Джугджуро-Становой зоне (570–640), Восточных Саянах (540–710), Алтае-Саянской области (590–700), в Енисейском кряже (550–750 млн лет) (Геохронология СССР, 1973).

Дальнейшие интенсивные исследования привели к накоплению огромного материала о зональности и морфологии разных типов пегматитов, их геохимической специализации и минералогических особенностях, специфических чертах метаморфизма вмещающих пород и геологическом положении пегматитов в структурах земной коры (Камерон и др., 1951; Ермаков, 1957; Шавло, 1958; Гинзбург, 1960; Редкие элементы..., 1962; Солодов, 1962; Великославинский и др., 1963; Дворкин-Самарский, 1962; Володичев, 1975; Салье, 1975; Соколов и др., 1975; Поля редкометалльных гранитных пегматитов..., 1976; Шмакин, 1976; Загорский и др., 1999; и др.).

Все это позволило с учетом геологических условий нахождения расчленить пегматиты по глубинам их образования (давлению) на четыре группы (формации): 1) формацию наиболее глубинных (абиссальных) **керамических (редкоземельных)** пегматитов; 2) формацию **слюдоносных** пегматитов, образующихся на больших глубинах (мезоабиссальных); 3) формацию **редкометалльных** пегматитов, формирующихся на средних глубинах (гипабиссальных); 4) формацию **хрусталеносных** пегматитов, образующихся на малых глубинах (Гинзбург, Родионов, 1960; Гинзбург и др., 1979).

Термин собственно «редкоземельные» пегматиты оказался не очень удачным (Дворкин-Самарский, 1962; Гинзбург и др., 1979, Никаноров, 1979, Косухин и др., 1984) и употребляется редко, так как среди керамических полевошпатовых разновидностей наиболее глубинных пегматитов редкоземельная минерализация имеет подчиненное значение (Калита, 1961). В настоящее время нет фактов, которые свидетельствовали бы о том, что с мигматитовыми гранитоидами высокометаморфизованных глубинных комплексов генетически могли бы быть прямо сопоставлены какие-либо пегматиты, кроме «простых», «керамических», кварц-полевошпатовых (Гродницкий, 1982). Как показывают наши исследования, редкоземельная и танталониобатовая минерализация является наложенной на кварц-полевошпатовые тела (Огородников и др., 2016).

В этой классификации, хорошо обоснованной геологическим материалом, глубина формирования (давление) рассматривается как один из ведущих факторов пегматитообразования. Для каждой из четырех выделенных формаций пегматитов была установлена их приуроченность к метаморфическим комплексам определенной фации метаморфизма. Наиболее глубинные пегматиты залегают в породах, метаморфизованных в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, тогда как менее глубинные – приурочены к менее метаморфизованным или контактово-метаморфизованным породам.

Таким образом, стало ясно, что важная роль в формировании пегматитов принадлежит не только температуре, но и давлению. В дальнейшем выяснилось, что поля пегматитов разной формационной принадлежности приурочены не столько к определенным фациям метаморфизма, дающим в первую очередь температурную градуировку, сколько к фациальным сериям (типам метаморфизма), которые отличаются друг от друга главным образом давлением воды. Хотя известно, что связь процесса пегматитообразования с метаморфизмом вмещающих толщ лишь пространственная (во времени совпадения процессов может и не быть), однако приуроченность пегматитов конкретной формации к определенной фациальной серии, по-видимому, обусловлена совпадением параметров пегматитообразования и параметров вмещающей среды (Соколов и др., 1975; Никаноров, 1979). Это приводит к соответствующим литостатическим нагрузкам и флюидному режиму пегматитообразования, контролирующему ход процесса и создающему типоморфные особенности каждой формации (Косухин и др., 1984).

Нужно сказать, что пегматиты разных формаций отчетливо дифференцируются не только в пространстве, но и во времени. В пределах Беломорской провинции устанавливаются три эпохи образования пегматитов: 1) кварц-полевошпатовой, редкоземельной формации (AR); 2) мусковитовой формации (PR1); 3) редкометалльной формации (PR2). Пегматиты всех трех формаций размещаются на одной и той же территории, и их относительный возраст помимо других геологических данных датируется на основании взаимных пересечений. Установлено, что пегматиты каждой формации связаны с определенным тектономагматическим (метаморфическим) циклом или этапом (Геологические факторы..., 1972; Никаноров, 1979).

В пределах метаморфических циклов последовательность образования пегматитов различных генетических типов и формаций не остается постоянной, хотя общая последовательность сохраняется. Наиболее полная эволюция пегматитов выражается в древних метаморфических циклах. Внутри одного метаморфического цикла эволюция пегматитов проявляется в рамках одной формации и выражается в смене генетических типов и изменений минерального состава (Никаноров, 1979).

Временная последовательность образования пегматитов разных формаций в пределах одного пегматитового поля может проявиться не только в образовании нескольких возрастных групп пегматитов, принадлежащих к одному или нескольким метаморфическим циклам, но и в наложении процесса пегматитообразования последующих фаз или циклов на пегматитовые тела предыдущих, что свидетельствует о полигенности и полихронности пегматитообразования.

Последовательность образования пегматитов разных формаций, прослеженная для отдельных регионов, может быть отнесена и к истории развития земной коры (рис. 4). Самыми древними, т. е. наиболее распространенными в пределах архея — нижнего протерозоя, являются кварц-полевошпатовые (керамические), редкоземельные и преимущественно мусковитовые пегматиты (Родионов, 1960; Соколов, 1970; Мусковитовые пегматиты СССР, 1975). Редкометалльные пегматиты устанавливаются от архея до кайнозоя, но наибольшее их количество приходится на палеозой — мезозой (Солодов, 1971). Хрусталеносные пегматиты, встречающиеся и в протерозое, сосредоточены главным образом в гранитных массивах верхнего палеозоя — мезозоя (Пузанов, 1960; Ферсман, 1960; Захарченко, 1962; Лазаренко и др., 1973; Таланцев, 1988; Загорский и др., 1999).

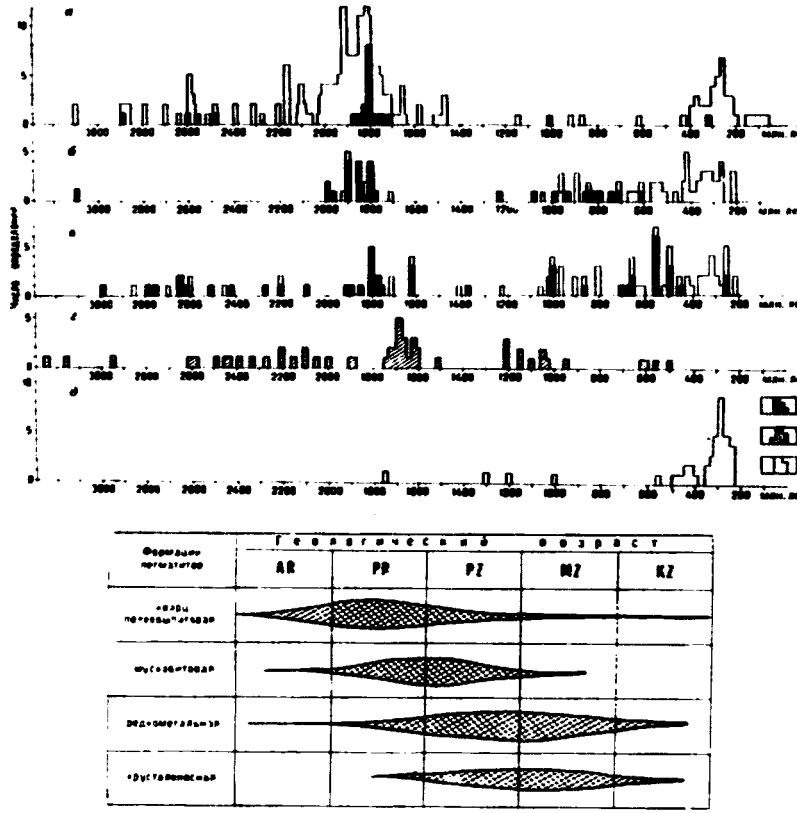


Рис. 4. Гистограмма определений абсолютного возраста пегматитов различных формаций (Никаноров, 1979):

а — кварц-полевошпатовой (редкоземельной), б — мусковитовой, в — редкометалльной, г — редкометалльной (определения рубидий-стронциевым методом), д — хрусталеносной; 1 — свинцово-ураноториевым методом, 2 — рубидий-стронциевым методом, 3 — другими методами

Вслед за исследователями, создавшими учение о геологических формациях, под формацией пегматитов принято понимать закономерную ассоциацию пегматитовых тел, которым присуща общность минералого-геохимических особенностей и которые образовались в сходных геологических и термодинамических условиях. Таким требованиям удовлетворяет предложенное А.И. Гинзбургом и Г.Г. Родионовым (1960) подразделение пегматитов по глубинности формирования: редкоземельные, слюдоносные, редкометалльные и хрусталеносные.

В англоязычной литературе по гранитным пегматитам наиболее широко используется классификация П. Черны (Cerny, 1982, 1992, 2005). В ней пегматиты сгруппированы в четыре класса – абиссальный, мусковитовый, редкоэлементный и миароловый, которые практически соответствуют пегматитовым формациям А.И. Гинзбурга и Г.Г. Родионова (1960), А.И. Гинзбурга с соавторами (1979). Кроме того, П. Черны (Cerny, 2005) разделяет редкометалльные пегматиты на три семейства, названные по начальным буквам главных элементов, определяющих их геохимическую специализацию: 1) NYF (Nb, Y, F) соответствует типу редкоземельных пегматитов; 2) семейство LCT (Li, Cs, Ta) включает все остальные типы редкометалльных пегматитов; 3) «смешанное» семейство объединяет пегматиты, которым в той или иной мере свойственны одновременно геохимические черты семейства NYF и LCT.

Пегматиты, принадлежащие разным формациям, образуются в резко различных геологических обстановках, в различных структурных этажах земной коры (Руденко, 1985). Поэтому они пространственно разобщены и не переходят друг в друга по простиранию или падению. Пегматиты весьма больших глубин (ультраабиссальные) встречаются только в нижнем структурном этаже земной коры среди глубокометаморфизованных толщ архея и, повидимому, архейский или нижнепротерозойский возраст. Слюдоносные пегматиты связаны с глубинными (абиссальными) инъекционными зонами среднепротерозойского структурного этажа, а редкометалльные распространены в пределах средних (мезоабиссальных) глубин фанерозойского возраста. Хрусталеносные пегматиты образуются в приповерхностных (гипабиссальных) зонах.

Выделенные четыре формации гранитных пегматитов образуются в областях неодинакового термодинамического режима, характеризующихся различным геотермическим градиентом, где по-разному проявлены процессы метаморфизма (рис. 5).

Так, хрусталеносные пегматиты встречаются в складчатых поясах в условиях проявления низко- и среднетемпературных фаций контактового метаморфизма. Редкометалльные пегматиты весьма характерны для палеорифтов древних платформ и щитов, при этом они появляются в условиях развития средневысокотемпературных фаций регионального метаморфизма низких давлений (зоны высокоградиентного теплового потока). Слюдоносные пегматиты также приурочены к подобным структурам, но возникают в условиях проявления фации метаморфизма более высоких давлений.

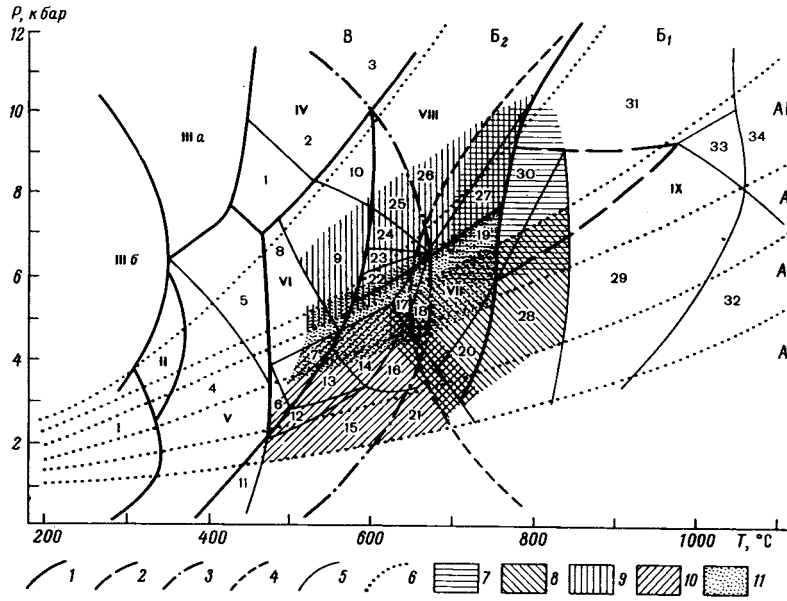


Рис. 5. Оптимальные поля устойчивости пегматитов различных формаций (Основы металлогении..., 1984) на петрогенетической сетке В.А. Глебовицкого (1973).

Границы: 1 — фаций; 2 — полей устойчивости парагенезисов гранулитов низких, умеренных и повышенных давлений; 3 — дегидратации мусковита; 4 — появления гранитного расплава; 5 — субфаций; 6 — фациальных серий $А_1$, $А_2$, $А_3$, АБ, $Б_1$, $Б_2$, В.

Поля пегматитов: 7, 8 — редкоземельных, иттриевой (7) и цериевой (8) подгрупп; 9 — мусковитовых; 10 — редкометалльных; 11 — мусковит-редкометалльных.

Фации и субфации: I — цеолитовая или пумпеллиит-пренитовая; II — пумпеллиит-актинолитовая, IIIа — глаукофан-лавсонитовая, IIIб — глаукофан-цоизитовая; IV — цоизит-кианит-кварцевых сланцев (1 — парагонит-цоизит-кианит-кварцевая, 2 — мусковит-цоизит-кианит-кварцевая, 3 — безмусковитовая); V — зеленых сланцев (4 — низких, умеренных, 5 — повышенных давлений); VI — эпидотовых амфиболитов (6 — гранат-хлорит-мусковитовая, 7 — кордиерит-ставропит-хлоритовая и ставролит-хлорит-андалузитовая, 8 — ставролит-хлорит-мусковитовая, 9 — ставролит-биотит-кианит-мусковитовая, 10 — кианит-гранат-хлоритовая); VII — куммингтонитовых амфиболитов (11 — хлоритоид-кордиеритовая, 12 — кордиерит-ставролит-гранатовая, 13 — ставролит-кордиерит-биотит-мусковитовая, 14 — биотит-ставролит-мусковит-андалузитовая, 15 — кордиерит-андалузит-мусковитовая, 16 — андалузит-гранат-биотит-мусковитовая, 17 — силлиманит-ставролит-биотит-мусковитовая, 18 — силлиманит-гранат-биотит-мусковитовая, 19 — силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовая, 20 — силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовая, 21 — кордиерит-андалузит-ортоклазовая); VIII – альмандиновых амфи-

Пегматиты больших глубин наиболее характерны для древних щитов и образуются в условиях ультраметаморфизма, поэтому распространены они чаще всего в областях развития пород гранулитовой фации. Указанные обстоятельства и определяют территориальную разобщенность пегматитовых формаций и отсутствие между ними переходов (Гинзбург и др., 1979).

Выделенные четыре основные формации гранитных пегматитов существенно отличаются друг от друга по геологическим условиям нахождения, механизму образования, особенностям внутреннего строения и минерального состава (Гинзбург и др., 1979). Формации залегают среди пород различных фаций регионального метаморфизма или контактового метаморфизма. В связи с этим ведущим поисковым признаком при картировании полей и отдельных тел пегматитов той или иной формации становится соответствующая фация метаморфизма вмещающих пород (Гинзбург, Родионов, 1960).

1. Формации гранитных пегматитов различаются по характеру связи с интрузивными породами. Чем пегматиты менее глубинные, тем эта связь более четко выражена. Так, хрусталеносные пегматиты малых глубин постоянно располагаются в апикальных и эндоконтактных участках массивов материнских гранитов, с которыми они связаны нередко постепенными переходами, поэтому их часто называют внутригранитными.

2. Редкометалльные пегматиты средних глубин чаще локализуются в зонах экзоконтакта гранитных интрузивов и обнаруживают с ними пространственную связь, при этом их размещение контролируется морфологией кровли интрузива. В случае приуроченности их к глубинным разломам пространственная связь с гранитными массивами нередко не устанавливается.

3. Слюдоносные пегматиты проявляются в участках развития процессов ультраметаморфизма и анатектического плавления пород.

4. Пегматиты весьма больших глубин вообще не обнаруживают какой-либо зависимости наличия интрузивов и располагаются

болитов (22 — ставролит-гранат-кордиерит-биотитовая, 23 — кордиерит-ставролит-жедритовая, 24 — ставролит-гранат-жедритовая, 25 — кианит-гранат-биотит-мусковитовая, 26 — кианит-гранат-биотит-ортоклазовая, 27 — гранат-силлиманит-биотит-ортоклазовая); IX — гранулитовая (28 — силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовая, 29 — гранат-гиперстен-кордиерит-ортоклазовая, 30 — силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовая, 31 — гранат-гиперстен-силлиманитовая, 32 — шпинель-кварцевая пониженного, 33 — умеренного давлений, 34 — сапфирин-кварцевая).

среди полей развития мигматитов, с которыми они нередко связаны взаимными переходами (Гинзбург, Родионов, 1960).

На разных глубинах магматические расплавы могли возникать различными путями: в глубинных условиях — в результате ультраметаморфизма и гранитизации (анатексиса), автохтонные гигантомигматиты, мигматиты, гнейсограниты, образующие небольшие массивы, на умеренных глубинах — как поздние остаточные дифференциаты аллохтонных гранитных магм. Считается, что ведущим механизмом магмообразования являлось селективное плавление (анатексис), приводящее к выплавлению низкотемпературной гранитной эвтектики из пород среднего и кислого составов, в том числе из метаморфизованных осадочных пород, и главным механизмом этого процесса является мигматитообразование. Селективному плавлению всегда предшествует метаморфогенно-метасоматическая подготовка путем фельдшпатизации, приближающая состав отдельных участков палеосомы к гранитоидному. Начало плавления по времени совпадало с проявлением базитового магматизма, что, вероятно, указывает на существенный вклад мантийных плюмов в тепловой баланс процесса. Типичные мигматиты развиты преимущественно среди метаморфитов амфиболитовой и гранулитовой фаций (Богатиков и др., 2010).

Образование мигматитов и анатектических плагиогранитов накладываются на уже сформированные высокометаморфизованные породы. Образование плагиоклазовых пегматитов, являющихся основой для мусковитовых и редкоземельных типов, обусловлено кристаллизацией гранитного расплава, первоначально отвечающего составу двухкомпонентной эвтектики и обогащенного в процессе дифференциации щелочами, главным образом, натрием. Пегматитовый расплав, как показывают наблюдения, может образовываться и непосредственно путем плавления гнейсов в тектонически напряженных участках при высоком потенциале натрия.

В процессе формирования мусковитовых и редкоземельных пегматитов выделяется ряд последовательных этапов и стадий, различных по масштабу импульсов минералообразования, разобщенных во времени периодически проявленными внутрирудными тектоническими подвижками, обусловливающими пульсационный прерывистый характер поступления из глубины постмагматических растворов. В процессе формирования пегматитов выделяются два этапа минералообразования: магматический (образование кварц-полевошпатовых тел) и постмагматический (образование

мусковитового и редкоземельного оруденения), значительно оторванных во времени друг от друга.

Таким образом, хрусталеносные и редкометалльные пегматиты отвечают в полной мере определению гранитных пегматитов в их первом определении. Имеют полнозональное строение, широко развиты зоны письменного гранита, все зоны формируются в один тектономагматический этап, в высокоградиентных термодинамических условиях на малых глубинах.

Слюдоносные и редкоземельные пегматиты в основе представляют собой мигматитовые кварц-полевошпатовые тела, образованные на больших глубинах, на которые наложено оруденение, во время другого тектономагматического этапа. Таким образом, данные минерализованные анатектические тела крупно-, гигантокристаллического строения нельзя называть пегматитами. Предлагается для этих образований ввести термин «пегматоиды».

Термины, содержащие суффикс «-оид», обозначающий «близкий», «подобный», используются в названиях групп, близких между собой по составу горных пород (гранитоиды, базальтоиды), или для обозначения некоторых структурных разновидностей (пегматоидный гранит) (Петрографический кодекс, 2008). Пегматоид — это «грубо- или гигантозернистая фация изверженных пород, отличающаяся от настоящих пегматитов отсутствием письменной текстуры» (Геологический словарь, 1973).

Основным отличием собственно пегматитов (хрусталеносных, редкометалльных) от рассматриваемых гигантозернистых пегматоидов больших глубин (мусковитовых и редкоземельных) являются наличие четко выраженной первичной зональности в строении пегматитовых тел, а самое главное — присутствие зон письменных гранитов со строго определенными для пегматитов малой глубинности эвтектическими отношениями полевого шпата и кварца.

Далее приводится несколько модернизированная генетическая классификация, в основе которой лежат представления В.В. Архангельской (1964), А.И. Гинзбурга, Г.Г. Родионова (1960); А.Н. Виноградова (1985), В.Е. Загорского с соавторами (1999, 2003), П. Черны (Cerny, 2005) и исследования авторов (Огородников и др., 2007, 2016) (таблица 2). Обращает на себя внимание то, что каждая из выделенных формаций начинается с безрудных кварц-полевошпатовых тел (керамического типа пегматитов), которые слагают основную массу пегматитовых полей и имеют магматогенное происхождение, а полезная промышленно значимая минерализация составляет всего 5–10 %, редко больше.

Таблица 2

Генетическая классификация гранитных пегматитов и пегматоидов

Формации пегматитов и пегматоидов – уровень их глубинности	Родоначальные магмы	Типы пегматитов и пегматоидов (в скобках тип пегматита по А.Е. Ферсману)	Оруденение, основные промышленно ценные рудные минералы	Условия образования пегматитов, пегматоидов отдельных формаций
Редкоземельные, керамические пегматитоиды — **ультраабиссальные**	Расплавы анатектического происхождения при региональном метаморфизме, ультраметаморфизме (автохтонные граниты, щелочные метасоматиты, гигантомигматиты)	Ранний безрудный (керамический)	Анортоклаз,	Глубинные комплексы пород, представленных аляскитовыми гранитами, мигматитами, гнейсогранитами. P = 6–10 кбар, T = 650–800 °C, гранулитовой фации метаморфизма
		Ортитовый (I)	K-Na-полевой шпат, плагиоклаз	
		Монацитовый (I)	TR-U-Th, ортит TR-U-Th, монацит	
		Ниобиево-редкоземельный (II)	Y-Nb-U, фергюссонит, иттриаллит, таленит	
Слюдяные пегматитоиды — **абиссальные**		Ранний безрудный (керамический)	Микроклин, плагиоклаз, кварц	Биотитовые граниты, мигматиты, альбититы, гнейсы, P = 5–8 кбар; T = 580–650 °C, метаморфизованные в амфиболитовой фации
		Мусковитовый (III)	Мусковит	

Редкометалльные пегматиты — **мезоабиссальные**	Остаточные расплавы гранитных плутонов (аллохтонные граниты)	Ранний безрудный (керамический)	Микроклин, альбит, кварц	Биотитовые или двуслюдяные граниты, кристаллические сланцы, амфиболиты и известняки. P = 2–4 кбар; T = 500–650 °C, породы относятся к андалузит-силлиманитовой (кордиерит-антофиллитовой) субфации амфиболитовой фации метаморфизма
		Берилловый, колумбит-танталитовый (V – Na-подтип)	Берилл, колумбит-танталит, касситерит, Be, Ta, Sn (Li)	
		Сподуменовый (V – Li-подтип)	Сподумен, колумбит-танталит, касситерит Li, Be, Ta, Sn	
		Сподумен-лепидолитовый (V–VI)	Сподумен, лепидолит, петалит, поллуцит, манганотанталит Li, Rb, Cs, Be, Ta, Sn	
		Лепидолитовый с турмалином (IV–VI)	Драгоценные камни Li, Rb, Cs, Be, Ta, Sn	
Хрусталеносные миароловые (занорышевые) пегматиты — **гипаабиссальные**		Пьезокварцевый, топаз-берилловый (IV)	Пьезокварц, топаз, берилл	Двуслюдяные граниты. P = 1–3 кбар, породы метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций
		Флюоритовый (IV)	Оптический флюорит	

Пегматиты и пегматоиды различных формаций различаются специфическими минералого-геохимическими особенностями и характером развития метасоматических процессов, а также типоморфными чертами породообразующих и акцессорных минералов. В частности, соотношение плагиоклаза, микроклина и кварца в первичном составе пегматитов; вариации структурного состояния калишпата и содержания в нем натрия (альбитового компонента) как отражение различий в термическом режиме формирования пегматитов; появление специфических акцессорных и рудных минералов — ортита, монацита, эвксенита, фергюссонита, уранинита, сподумена, поллуцита, петалита, колумбит-танталита и многих других; содержание в слюдах лития, натрия, рубидия, цезия, стронция, таллия, бериллия, олова, ниобия, титана, фтора.

Рассматриваемые формации пегматитов и пегматоидов характеризуются различными соотношениями с гидротермальными рудными жилами, несущими золоторудную и редкометалльную минерализацию. Пегматоиды весьма больших глубин вообще с ними совместно никогда не встречаются. Пегматиты средних глубин и жилы золото-сульфидно-кварцевой, золото-шеелит-кварцевой и кварц-вольфрамит-касситеритовой формации встречаются часто в пределах одних и тех же металлогенических провинций, нередко те и другие связаны с едиными гранитными интрузивными комплексами, но пространственно разобщены (Огородников и др., 2004, 2007, 2016).

Таким образом, гранитные пегматиты и пегматоиды по геологическим и термодинамическим условиям образования четко разделяются на четыре формации, различающиеся по ряду геологических и минералого-геохимических признаков. Каждая формация характеризуется специфическими закономерностями размещения и строения, полезной минерализацией и присущими только ей поисковыми и оценочными критериями. Дискуссия по поводу генезиса пегматитов в значительной степени обусловлена тем, что во многих случаях с позиций единой генетической концепции рассматриваются различные природные объекты, находящиеся в несопоставимых геологических условиях и характеризующиеся разным механизмом формирования, такого рода подход чреват всевозможными недоразумениями.

Глава 2.
Морфолого-генетическая классификация гранитных пегматитов (пегматоидов)

Гранитоиды принадлежат к числу наиболее распространенных на континентах и генетически разнообразных плутонических пород, сопровождающих проявления процессов тектогенеза на всех этапах развития геологической истории планеты — от раннего докембрия до кайнозоя включительно. Известно, что гранитоиды различных формационных типов отличаются металлогенической продуктивностью и характером проявления минерагении (Афанасьев, 1974; Кузнецов, 1977; Косухин и др., 1984; Бельков, 1985; Овчинников, 1998).

Вопрос о взаимоотношениях пегматитов и пегматоидов с гранитами принадлежит к числу наиболее «традиционных» в учении о пегматитах, тем не менее представляет собой одну из сложных проблем до настоящего времени.

Как известно, пегматиты с самого начала были описаны как особая разновидность гранитов (преимущественно жильных) и затем в течение всего периода развития учения о пегматитах (послевоенные годы XX столетия) относились большинством исследователей, независимо от их генетических позиций, к числу жильных производных гранитной магмы. Тем самым уже «по определению» принималось как нечто само собой разумеющееся положение о прямой генетической и пространственной связи пегматитов с материнскими гранитными интрузивами. Однако объективные геолого-геохимические критерии генетической связи пегматитов с гранитами в достаточной мере не разработаны. Фактически единственным используемым на практике критерием всегда служила пространственная ассоциация пегматитовых полей с гранитными плутонами (Архангельская, 1964; Бушев, 1975; Гинзбург и др., 1979).

Дальнейшие исследования показали широкое распространение типов пегматитов, формирование которых, вопреки идеям А.Е. Ферсмана, не связано ни с какими гранитными массивами,

и их целесообразно называть пегматоидами. Последние приурочены к глубинным глубоко метаморфизованным комплексам. Одни авторы увязывают эти пегматиты и пегматоидные образования непосредственно с региональным метаморфизмом (без плавления), другие признают определенную или решающую роль анатектического плавления (Никитин, 1960; Николаев, Доливо-Добровольский, 1961; Судовиков, 1964; Чупин, 1975; Мельгунов и др., 1975; Салье, 1975; Соколов и др., 1975, 1979; Хлестов, 1975; Шмакин, 1976; Никаноров, 1979; Соколов, 1981; Косухин и др., 1984; Бельков, 1985).

Кроме того, было выявлено много крупных пегматитовых провинций, где пегматиты (пегматоиды) залегают среди глубокометаморфизованных пород и полей мигматитов не только за пределами гранитных плутонов, но подчас и вне видимой связи с ними.

В свою очередь, такого рода наблюдения стимулировали возникновение концепции метаморфогенного (ультраметаморфического) происхождения пегматитов. Большинство сторонников метаморфических идей отрицают представление о генетической связи пегматитов с гранитными интрузивами.

Таким образом, наметилась генетическая связь гранитных пегматитов, с одной стороны, с гранитными интрузиями, а с другой — с процессами регионального метаморфизма и анатексиса, т. е. магматические пегматиты в зависимости от происхождения расплава являются либо остаточными, либо более глубинными, анатектическими (Бушев, 1975; Кузнецов, 1977; Гродницкий, 1982; Косухин и др., 1984).

Во всяком случае, уже сейчас можно утверждать, что для пегматитовых формаций разной глубинности взаимоотношения пегматитов с гранитами принципиально различны. В этом и состоит объективная сложность рассматриваемого вопроса, независимо от неизбежных, при отсутствии четких критериев и подчас недостаточной геологической изученности отдельных пегматитовых провинций, элементов субъективизма частных решений. Необходимость дифференцированного подхода к рассмотрению вопроса о взаимоотношениях пегматитов с гранитами для разных пегматитовых формаций очевидна (Бушев, 1975; Гинзбург и др., 1979).

Наиболее ранние проявления гранитоидного магматизма, фиксируемые в отдельных сохранившихся от наложенной переработки фрагментах кристаллических щитов, представлены породами гранодиорит-тоналит-плагиогранитного ряда. Первичнокоровые гранитоиды, одной из отличительных геохимических

особенностей которых служит низкое типично мантийное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в пределах 0,701–0,706, непродуктивны в отношении полезных ископаемых. Такие гранитоиды в последующие эпохи тектогенеза в глобальных масштабах испытывали глубокую метасоматическую и палингенно-анатектическую переработку, при которой в мобильное состояние переходили прежде всего наиболее подвижные компоненты и элементы (Бельков, 1985).

Литофильные редкие элементы — литий, цезий, бериллий, тантал, ниобий, цирконий и редкие земли — накапливаются на протяжении всех периодов тектономагматической деятельности в истории развития Земли, начиная с нуклеарной стадии, когда закладывалась система протогеосинклиналей — геосинклинальных трогов, т. е. около 3,0–2,6 млрд лет тому назад. В то же время относительная концентрация этих элементов и их запасы, связанные с различными периодами становления земной коры, меняются на протяжении всей истории, что обусловлено ходом развития магматизма и образованием различных генетических типов месторождений в ходе эволюции Земли (Гинзбург, 1985).

Верхнеархейский тектогенез, проявившийся в докембрии всех континентов на рубеже 2,9–2,6 млрд лет, обусловил широкое проявление формации коровых анатектических и палингенно-метасоматических калиевых гранитоидов. Гранитный магматизм этой эпохи и синхронный с ним главным образом среднетемпературный метаморфизм, проявившийся в условиях низких, средних и высоких (Беломорский блок) давлений, продуцировали наиболее широкое по площади и самое минералогически богатое и многообразное сообщество гранитных пегматитов, занимающее пространство от Белого и Баренцева морей до Южной Швеции и датских островов (Гродницкий, 1982).

Формация анатектических и палингенно-метасоматических калиевых гранитоидов и сопровождающих их редкометалльных (редкоземельных) пегматитов и других полезных ископаемых проявились в докембрии еще дважды – в нижнем (1,9–1,5 млрд лет) и верхнем (1,1–1,0 млрд лет) протерозое на щитах и платформах Американского континента, Африки, Австралии, Индостана, Балтийского и Украинского щитов, в зонах тектономагматической активизации, имевших более ограниченное развитие, особенно в верхнем протерозое. В это время проявляется новый, линейно-поясной, структурный тип гранитообразования, связанный с поступлением по разломам глубокого заложения кислых и щелочных дифференциатов подкоровых магм, включающих щелочные

граниты, сиениты, граниты рапакиви и др., а также с проникновением тепловых и флюидных потоков, способствовавших возникновению широкого спектра производных кислых коровых магм – гранодиорит-гранитов, аляскитов, лейкогранитов, приразломных гранитных метасоматитов.

С протерозойским кислым магматизмом связаны более многообразные типы и проявления минерагении по сравнению с археем. В частности, впервые отмечается геохимическая специализация многих формационных типов гранитов на редкие земли, иттрий, цирконий и молибден, возрастает роль гранитоидов в отношении месторождений лития, бериллия, ниобия, тантала, пьезокварца, мусковита, керамического сырья (Бельков, 1985). Древние протерозойские пегматиты по масштабам проявления цезиевой и танталовой минерализации и запасам этих металлов намного превосходят фанерозойские, на что впервые обратил внимание Н.А. Солодов (1978), а вслед за ним В.В. Архангельская (1980).

Как известно, в ходе развития каждого тектономагматического цикла последовательно изменяется химический состав гранитной магмы в сторону обогащения кремнеземом, щелочами, компонентами летучих соединений, редкими и рассеянными элементами и т. д. Одновременно с изменением химического состава магмы меняются размеры и морфология интрузивных тел от крупных батолитов средней стадии развития тектономагматического цикла до сравнительно мелких штокообразных, пластовых и трещинных тел поздних стадий; последовательно уменьшается глубина становления интрузий от глубинных интрузивов ранних и средних стадий цикла до гипабиссальных и субвулканических тел заключительной стадии (Недумов, 1965).

Локализация процессов гранитообразования в зонах глубинных разломов увеличила вертикальный диапазон очагов магмообразования, что способствовало усилению процессов дифференциации магм и увеличению их рудогенерирующей способности. Рудоносность кислых магм и их продуктов нарастает во времени и зависит от мощности, степени консолидации земной коры и характера геодинамических процессов на различных этапах ее формирования. С палингенно-метасоматическими и анатектическими гранитами докембрия связаны комплексные редкоземельные, слюдяные и керамические пегматиты (пегматоиды) (Бельков, 1985).

К концу средней и началу поздних стадий палеозойского тектономагматического цикла совокупность процессов складчатости, магматизма и метаморфизма вмещающих толщ приводит

к их консолидации, которая последовательно распространяется снизу вверх и из геосинклинальной зоны в зоны ее обрамления. По мере развития этого процесса гранитная магма получает доступ во все более высокие горизонты земной коры, очевидно, в значительной степени благодаря возрастающей роли разрывных нарушений. Изучение конкретных магматических формаций дает основание для представления о существовании глубинных промежуточных магматических очагов родоначальной магмы, близкой по составу к кварцевому диориту, андезиту, дифференциация которых дает производные магмы андезит-базальтового, диорит-гранодиоритового и гранитного составов (Афанасьев, 1974; Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994). В этот период формируются редкометалльные пегматиты, отличающиеся наиболее разнообразным минеральным составом и максимально сложным строением по сравнению с таковыми других типов эндогенных месторождений. Наряду с некоторыми разновидностями редкометалльных пегматитов иногда формируются хрусталеносные (камерные) пегматиты, а также кварц-полевошпатовые, кварц-шеелитовые, кварц-золоторудные и хрусталеносные кварцевые жилы (Заварицкий, 1947; Недумов, 1965; Огородников, 1975, 1993; Огородников и др., 2004).

Анализ эволюции пегматитов как в пространстве, так и во времени рационально осуществлять на формационной основе. Сопоставление химико-минеральных особенностей пегматитов и их геологической позиции позволило А.И. Гинзбургу и Г.Г. Родионову (1960) расчленить пегматиты по промышленной значимости конечного продукта и по глубинности формирования на отдельные формации: *редкоземельную* (весьма больших глубин), *слюдоносную* (больших глубин), *редкометалльную* (средних глубин) и *хрусталеносную* (малых глубин).

В дальнейшем оказалось, что типичные редкоземельные пегматиты содержат редкоземельное оруденение в небольшом количестве (1–5 %) и по геологическому положению и продуктивности правильнее называть их кварц-полевошпатовыми (керамическими) пегматитами (пегматоидами) (Руденко, Зуева, 1973; Руденко, 1985; Дворкин-Самарский, 1962; Рыцк, 1969; Никаноров, 1979; Гродницкий, 1978; Огородников и др., 2016; Огородников, Поленов, 2019).

Накопившиеся к настоящему времени многочисленные геологические, геохронологические и минералогические данные свидетельствуют, что первыми в истории формирования земной коры

появляются наиболее простые по составу (кварц-полевошпатовые) пегматиты (пегматоиды) керамической формации, а последними — хрусталеносные (рис. 6). Однако наиболее отчетливо последовательность образования пегматитов разных формаций выступает при рассмотрении отдельных регионов, в геологической истории которых ранними обычно являются керамические пегматоиды. Затем они сменяются пегматитами мусковитовой, редкометалльной и хрусталеносной формаций, хотя в пределах конкретных регионов отдельные звенья этой цепи могут отсутствовать (Руденко, 1985).

Общей закономерностью для всех гранитоидных серий (рядов формаций) разных циклов является в общем гомодромное изменение состава, выражающееся в уменьшении содержаний кальция, магния, железа, титана, марганца и увеличении содержаний кремнезема и щелочей. Это определяет повышение степени полимеризации расплавов в направлении к поздним формациям, с достижением почти предельного значения в субщелочно-щелочно-гранитовых формациях. От ранних формаций к поздним возрастает разнообразие элементов-примесей, намечается четкое повышение содержаний редких и редкоземельных элементов и уменьшение сидерохалькофильных (Марин, 1985).

Оценивая анализируемые интрузивные формации (и сопряженные с ними метасоматиты), возникающие в течение тектономагматического цикла, с позиций характерных для них типов

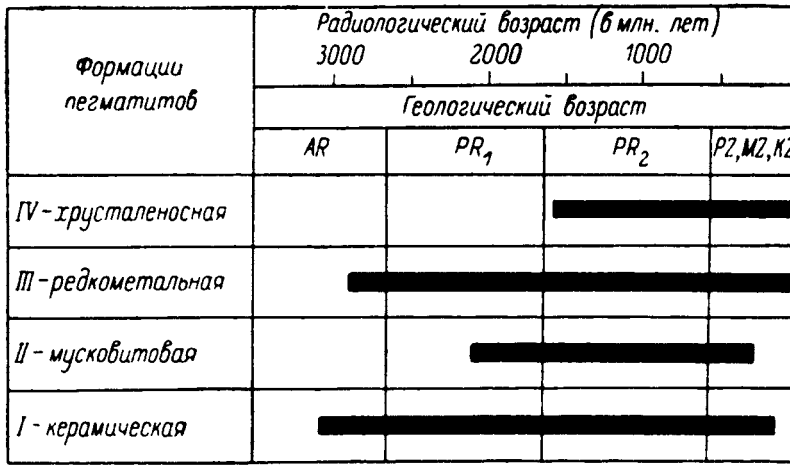


Рис. 6. Схема эволюции гранитных пегматитов в геологической истории (Руденко, 1985)

месторождений, можно наметить общую тенденцию: для самых ранних формаций наиболее обычны собственно магматические месторождения чаще простых малокомпонентных руд достаточно высококларковых элементов; для более поздних — пегматитовые, альбититовые, грейзеновые и другие месторождения сложных многокомпонентных руд низкокларковых (редких) элементов, в том числе для самых поздних формаций — редкометалльные и редкоземельные альбититовые месторождения и зоны карбонатитов (Марин, 1985).

Начиная с кратонного периода развития земной коры, примерно с 2,0–1,8 млрд лет, когда протоплатформы становятся достаточно жесткими, консолидированными на значительную глубину, на них развиваются процессы активизации. Вдоль глубинных разломов, разламывающих древние щиты и платформы, с больших глубин поступают мантийные щелочные расплавы и флюиды, обусловливающие развитие щелочного магматизма и щелочного метасоматоза. С этого периода на щитах и платформах появляются массивы ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, с которыми связано промышленное фосфорное, ниобиевое, циркониевое и редкоземельное оруденение. Карбонатиты появляются только начиная с 2,0–1,8 млрд лет, однако по мере разрастания платформ и их консолидации на значительную глубину масштаб появления карбонатитов во времени увеличивается. Уже начиная с возраста 0,7–0,6 млрд лет количество их резко возрастает, достигая максимума в герцинское и мезозойское время. Примерно в тот же период, когда впервые проявляется щелочной магматизм, на щитах и в областях консолидированной складчатости возникают вдоль глубинных разломов зоны приразломных полевошпатовых и кварц-полевошпатовых метасоматитов (Архангельская, 1975). Месторождения этого типа, обогащенные ниобием, танталом, цирконием, редкими землями, торием, ураном представляют большой интерес. Формируются они на протяжении значительного промежутка гренвильского этапа развития земной коры, от 1,7–1,5 до 1,1 млрд лет. В более редких случаях они появляются и в фанерозое (Гинзбург, 1985).

Таким образом, гранитоиды, сопровождающиеся пегматитами различных типов, образуются в разные этапы развития разновозрастных геосинклинальных циклов, при различных типах тектонических движений и, как следствие этих закономерностей, пространственно обособляются в различных структурных зонах земной коры.

Гранитообразование в докембрийских комплексах проявляется в двух контрастных формах — в виде «объемной» гранитизации супракрустальных осадочно-вулканогенных толщ в зонах регионального ультраметаморфизма (автохтонные граниты) и в форме интрузивных плутонов, секущих супракрустальные толщи (аллохтонные граниты). В генетическом аспекте семейство аллохтонных гранитов неоднородно, поскольку способностью к инъекции обладают как неопределенные дифференциаты мантийных основных магм, так и перегретые недосыщенные или сухие палингенно-анатектические расплавы (Виноградов, 1985).

Это обстоятельство нашло отражение в современных геохимических классификациях интрузивных гранитов, в которых принято различать J и S типы, или «мантийные» и «палингенные» гранитоиды (Таусон, 1983).

Семейство автохтонных гранитов также генетически неоднородно и объединяет продукты кристаллизации анатектических расплавов и кварц-полевошпатовые тела, метасоматиты фельдшпатолитовой формации. В областях полиметаморфизма с широким развитием теневых гнейсогранитов проявления кремнекалиевого метасоматоза и селективного плавления настолько тесно переплетаются, что выделить в чистом виде конечный продукт каждой ветви единого процесса ультраметагенного гранитообразования обычно не представляется возможным (Эндогенное оруденение..., 1978; Виноградов, 1985).

Локализация процессов гранитообразования в зонах глубинных разломов увеличила вертикальный диапазон очагов магмообразования, что способствовало усилению процессов дифференциации магм и увеличению их рудогенерирующей способности. Рудоносность кислых магм и их продуктов нарастает во времени и зависит от мощности, степени консолидации земной коры и характера геодинамических процессов на различных этапах ее формирования. С палингенно-метасоматическими и анатектическими гранитами докембрия связаны комплексные редкоземельные, слюдяные и керамические пегматоиды (Архангельская, 1964; Кузнецов, 1964; Афанасьев, 1974; Бельков, 1985).

Для решения вопроса о связи магматизма и эндогенной минерализации большое значение имеет однозначность знаний о глубинах генераций магматических расплавов разного состава, количестве растворенной в них воды и других летучих (например, углекислоты), образовании промежуточных очагов родоначальной магмы с последующей ее дифференциацией или о множественно-

сти магм, возникающих на различных глубинных уровнях верхней оболочки Земли (Афанасьев, 1974).

Рудопродуктивность авто- и аллохтонных гранитов резко различная. Изофациальность ультраметагенных гранитов с окружающими породами не создает благоприятных условий для однонаправленных переноса и концентрации элементов. Ведущая роль принадлежит диффузионному обмену компонентами между локально неравновесными участками и остаточному концентрированию магмофобных элементов в реститах. В гранитных интрузиях неравновесность внедренного расплава с вмещающими породами предопределяет активный массоперенос в высокоградиентных условиях, сопровождающийся многоэтапным изменением фазового состояния «транспортных» элементов рудогенной системы (расплав–флюид–раствор). Соответственно, с возрастанием градиентности и сложности рудогенерирующих систем увеличивается и их продуктивность.

На разных глубинах расплавы могли возникать различными путями: в глубинных условиях — в результате ультраметаморфизма и гранитизации (анатексиса), на умеренных глубинах — как поздние остаточные дифференциаты аллохтонных гранитных магм. На небольших глубинах пегматиты образуются в связи с локальным обогащением участков гранитных массивов летучими компонентами. Пегматиты разных глубин формируются различными путями, различаются структурно-текстурными особенностями, минеральным составом и парагенетическими ассоциациями.

Промышленные типы пегматитов (пегматоидов) продуцируются различными формационными типами докембрийских и фанерозойских гранитоидов (Гордиенко и др., 1985).

Мигматит-гранитовая формация является материнской для пегматитов (пегматоидов) редкоземельно-керамической формации (Дворкин-Самарский, 1962; Калита, 1966; Лунц, 1972а, б; Гордиенко и др., 1976; Гинзбург и др., 1979; Гродницкий, 1982; Виноградов, 1985). Распространена эта формация гранитоидов в метаморфитах амфиболитовой — низов гранулитовой фаций.

Лейкогранитовая формация считается материнской для пегматитов (пегматоидов) слюдоносной формации. Лейкогранитовые комплексы, генерирующие слюдоносные пегматоиды (гранит-аплиты, гигантомигматиты, пегматоидные граниты), развиты в зонах активизации складчатых поясов миогеосинклинального профиля, испытавших метаморфизм повышенных давлений, дистен-силлиманитовой фациальной серии (Соколов, 1970;

Шмакин, 1970; Бушев, 1975; Салье, 1975; Гордиенко и др., 1976; Макагон, 1977; Никаноров, 1979).

Гранодиорит-лейкократовая формация является материнской для редкометалльных пегматитов. Всеми авторами признаются пестрый состав и многофазный характер гранитоидов, продуцирующих пегматиты. Обычно выделяются три фазы внедрения: амфибол-биотитовые гранодиориты и биотитовые порфировидные граниты (I фаза), двуслюдяные и мусковитовые граниты (II), лейкократовые пегматоидные граниты (III фаза). Отмечаются постепенные переходы между гранитами II и III фаз и пегматитами с редкометалльным оруденением (Гинзбург, 1955; Солодов, 1962; Власов, 1965; Поля редкометалльных гранитных пегматитов, 1976; Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994; Гордиенко, 1996).

Формация порфировидных гранитов, рапакиви продуцирует хрусталеносные пегматиты (Волынь на Украине, Казахстан, Тянь-Шань). Комплексы порфировидных гранитов, рапакиви-гранитов образуются на субплатформенном этапе в гипабиссальных условиях (Ермаков, 1957; Соколов, Осинский, 1969; Гинзбург и др., 1979; Лазаренко и др., 1973; Смертенко и др., 1966; Маракушев и др., 1989; Павлишин, Довгый, 2007).

Следовательно, невозможно существование единых для пегматитов и пегматоидов разной формационной принадлежности закономерностей размещения и поисковых критериев, как невозможна, по-видимому, и однозначная трактовка их генезиса (Гинзбург и др., 1979).

Можно отметить, что как минералогическая, так и геохимическая специализации гранитоидов, контролирующих разные формации пегматитов и пегматоидов, до последнего времени изучена слабо. В соответствии с общепринятой классификацией, А.Г. Бушевым (1975) было показано, что хрусталеносные пегматиты продуцируются гранитоидами порфировидного ряда, редкометалльные — нормальными плагиогранитами, мусковитовые — гранитоидами гранодиоритового и тоналитового рядов, а редкоземельные — щелочно-полевошпатового ряда (рис. 7).

Имея общие черты, пегматитоносные гранитоиды разных формаций различаются между собой по составу и особенностям минерализации пегматитов, что связано с их кристаллизацией в условиях разных давлений и температур. Состав аплитовидных внешних зон пегматитов сходен с составом материнских гранитов, как и в случае валового состава пегматитовых в целом, он мо-

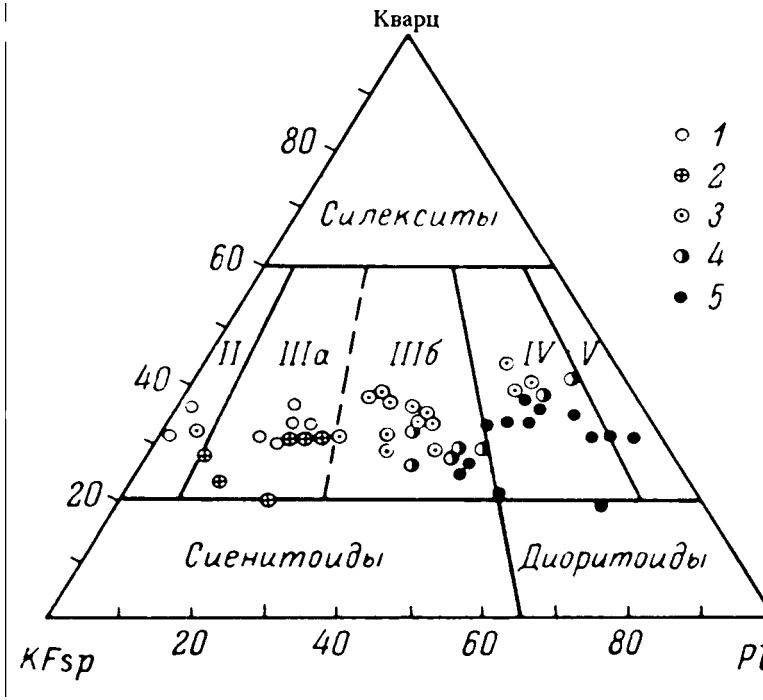


Рис. 7. Минеральный состав пегматитоносных гранитоидов (Бушев, 1975).

Формации пегматитов (пегматоидов): 1 — хрусталеносная; 2 — редкоземельная; 3 — редкометалльная; 4 — мусковит-редкометалльная; 5 — мусковитовая.

Поля гранитоидов: II — щелочно-полевошпатовые граниты; IIIа — субщелочные гранитоиды; IIIб — нормальных гранитов; IV — гранодиориты; V — тоналиты

жет быть использован для определения формационного типа пегматитовых тел и их минерально-промышленных типов (табл. 3).

Минеральный и химический состав аплитовидных пегматитов из тел разных формационных типов различаются (Архангельская, 1964; Бушев, 1975). Фазовый состав эвтектических пегматитов изменяется в зависимости от температуры и давления, существующих при их кристаллизации (Родионов, 1975).

Материалы изучения редкоземельных, слюдоносных, редкометалльных и хрусталеносных гранитных пегматитов (пегматоидов), которые образуются в интервале давлений от 2 до 14 кбар и при температурах 500–800 °С, демонстрируют значительные раз-

Химический и минеральный составы

Окислы и минералы	Формация				
	мусковитиновая			редкоме	
	плагио-граниты	гранод-нориты	граниты	гранодио-риты	граниты IIIб
Химический					
SiO_2	72,13	73,36	72,15	75,24	73,76
Al_2O_3	16,35	15,44	15,40	14,42	14,43
Fe_2O_3+FeO+MgO	1,64	1,54	1,71	0,68	2,06
CaO	2,41	1,62	1,47	0,20	0,81
Na_2O	4,98	4,07	3,32	4,23	3,41
K_2O	1,53	3,08	4,47	3,63	4,57
Прочие	0,89	0,77	0,62	1,91	0,07
Сумма	99,93	99,88	99,14	100,31	99,11
Минеральный					
Плагиоклаз (№№)	60,0 (26)	44,4 (26)	31,0 (25)	37,9 (25)	37,0 (20)
Калиевый полевой шпат	3,6	16,4	36,3	18,1	32,0
Кварц	31,7	33,4	26,2	38,8	28,0
Цветные минералы	1,2	1,2	2,1	–	3,0
Мусковит	3,2	4,5	4,2	4.1	–
Сумма	99,7	99,9	99,8	98,9	100,0
Количество определний	25	49	103	1	4

Таблица 3

пегматитоносных гранитоидов

тальная		редкозе-мельная	хрусталеносная		
граниты IIIа	щелочно-полево-шпатовые граниты	граниты	граниты IIIб	граниты IIIа	щелочно-полево-шпатовые граниты
состав					
75,59	75,97	71,66	74,92	74,64	75,77
12,30	11,21	14,80	13,04	12,87	12,58
1,94	2,00	2,80	1,99	2,58	2,07
0,64	0,38	1,81	0,42	0,93	0,78
3,66	4,10	2,98	3,30	2,98	3,63
5,08	5,89	5,00	5,75	5,35	4,29
0,71	0,58	1,00	0,44	0,72	0,17
99,92	100,13	100,05	99,86	100,07	99,29
состав					
23,4 (12)	2 (5)	14,9 (28)	18,0 (12)	13,3 (12)	1,2 (14)
35,8	62	51,3	48,5	53,1	64,5
38,0	32	30,6	30,5	27,9	33,8
2,6	4	3,2	3,0	4,8	0,5
–	–	–	–	–	–
99,8	–	100,0	99,9	99,1	100
7	1	4	6	17	343

Примечание. Граниты IIIа и IIIб выделены как подгруппы на диаграмме KFsp–Ab–Qu, принятой в качестве классификационной для гранитоидов (XXV сессия МГК, Монреаль, 1973 г.).

личия в их составе. От глубинных пегматоидов к малоглубинным пегматитам возрастает количество калиевого полевого шпата и кварца (рис. 8).

Химические анализы гранитоидов месторождений мусковитовых пегматоидов показывают сравнительно низкое содержание кремнезема (72,13 %) и оксидов щелочей (6,51 %) при ведущей роли натрия (4,98 %), но высокое содержание глинозема (16,35 %) и оксида кальция (2,41 %). По минеральному составу они отвечают плагиогранитам, гранодиоритам и гранитам (см. рис. 7, 8). Типичный плагиогранит из Мамского региона (см. табл. 3) сложен плагиоклазом (№ 26-30) — 60,0 %, калиевым полевым шпатом — 3,6, кварцем — 31,7, биотитом — 1,2, мусковитом — 3,2 %. По данным различных геотермометров и геобарометров плагиограниты кристаллизуются в интервале температур 700–520 °С и давлении 5–7 кбар на глубине 9–11 км (Родионов и др., 1972; Бушев, 1975).

Анатектические гранодиориты, продуцирующие мусковитовые пегматоиды, широко развиты в Мамском регионе, Индии, Аргентине, США, ЮАР и Танзании. Содержание кремнезема в гранодиорите из Мамского региона составляет 73,36 %, глинозема — 15,44, окиси кальция — 1,62, оксида натрия — 4,07, оксида калия —3,08 %. Он имеет состав, %: плагиоклаз (№ 26–28) — 44,4, калиевый полевой шпат — 16,4, кварц — 33,4, биотит — 1,2, мусковит — 4,5 (см. рис. 7, 8). Гранодиориты кристаллизуются в интервале температур 600–690 °С и давления 8–10 кбар (Бушев, 1975).

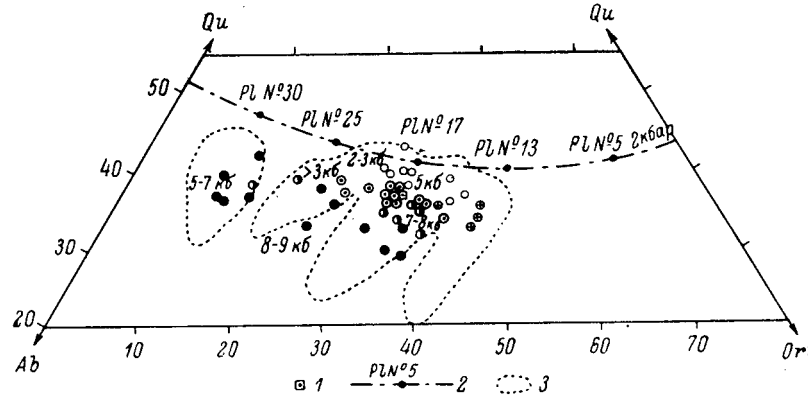


Рис. 8. Составы пегматитоносных гранитоидов на диаграмме Ab–Qu–Ort:

1 — эльджуртинский гранит; 2 — коннода для 2 кбар при разных составах плагиоклаза (рассчитана по данным Г. Платена (1967)); 3 — поля пегматитоносных гранитоидов (по данным 238 ан.). Значения давления (в кбар) около конкретных точек вычислены по экспериментальным данным

С анатектическими гранитами связаны крупные месторождения мусковита во многих районах России, Индии. По сравнению с мусковитоносными гранодиоритами содержание кремнезема в них несколько ниже (72,15 %), но количество оксидов щелочей возрастает до 7,79 % при содержании оксида натрия 3,32 % и оксида калия 4,47 %. Они содержат большее количество калиевого полевого шпата (36,3 %) и меньше кварца (26,2 %), состав плагиоклаза в них более кислый — олигоклаз № 24–26. Мусковитоносные граниты кристаллизуются в интервале температур 640–500 °С и давления 6–8 кбар на глубине 8–11 км (Шмакин, Макагон, 1972; Бушев, 1975).

Граниты, с которыми связаны редкоземельные пегматоиды, наиболее широко развиты в пределах древних щитов. По содержаниям основных оксидов эти граниты близки к мусковитоносным гранитоидам, но отличаются от последних более высоким содержанием оксида калия (5,0 %). Для типичных гранитов отмечается высокое содержание калиевого полевого шпата и невысокое – плагиоклаза № 28-32 (см. табл. 3, рис. 7, 8). Кристаллизуются они при высоком давлении более 8 кбар и температурах 640–680 °С (Бушев, 1975).

Редкометалльные гранитоиды по химическому и минеральному составу отвечают гранодиоритам, гранитам и щелочно-полевошпатовым гранитам.

Гранодиориты по сравнению с мусковитоносными гранодиоритами содержат большее количество кремнезема (75,24 %), суммы оксидов щелочей (7,86) и имеют пониженное содержание глинозема (14,42) и оксида кальция (0,20 %). Они кристаллизуются при температуре 640 °С и давлении 4 кбар (Хитаров, 1957; Бушев, 1975).

С гранитами связаны основные редкометалльные месторождения в нашей стране и за рубежом. Они характеризуются по сравнению с мусковитоносными гранитами повышенным содержанием кремнезема (74,0–75,0 %) и суммы щелочей (7,98–8,74), а также меньшим количеством глинозема (12,3–14,43) и оксида кальция (0,64–0,81 %). Их минеральный состав, %: плагиоклаз (№ 12–20) — 23,4–37,0, калиевый полевой шпат — 32,0–35,8, кварц — 28,0–38,0, биотит — 2,6–3,0.

Хрусталеносные гранитоиды по составу отвечают гранитам и щелочно-полевошпатовым гранитам. Месторождения, связанные с гранитами, известны в Казахстане и на Украине. По химическому составу они близки к гранитам, продуцирующим редкоземельные

пегматиты, но кристаллизуются они в интервале температур 700–750 °С и давления 2–3 кбар на глубине 2–3 км (Захарченко, 1972; Павлишин, Довгый, 2007).

Гранитоиды, сопровождающиеся пегматитами различных типов, образуются в разные этапы развития разновозрастных геосинклинальных циклов, при различных типах тектонических движений и, как следствие этих закономерностей, пространственно обособляются в различных структурных зонах земной коры (Архангельская, 1964).

Гранитоиды, материнские для *редкометалльных пегматитов*, образуются на средних этапах развития геосинклинальных циклов, в период, непосредственно следующий за главными фазами складчатости, когда складчатые структуры данной подвижной области в основном уже закончили или заканчивают формирование.

Гранитные комплексы, с которыми связаны пегматиты, явно палингенные, аллохтонные и обычно локализуются вдоль зон разломов, проходящих по бортам геосинклинальных трогов. В некоторых регионах видна связь этих аллохтонных трещинных гранитных массивов с гранитогнейсовыми куполами. Постоянная приуроченность аллохтонных гранитных комплексов к долгоживущим разломам обусловливает многофазность их развития. Редкометалльные пегматиты появляются только в связи с сильно дифференцированными двух- или трехфазовыми гранитными массивами (Гинзбург, 1983; Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994).

Эти интрузивы представляют собой позднеорогенные образования нередко с отчетливыми, секущими слоистость вмещающих пород контактами, но еще приспосабливающимися к складчатым структурам. Формируются они, как правило, на средних глубинах и представлены нормальными биотитовыми и аляскитовыми субщелочными гранитами (Архангельская, 1964; Ферштатер, Бородина, 1975).

Гранитоиды, материнские для *слюдоносных пегматоидов*, образуются на средних этапах развития соответствующего геосинклинального цикла, но в отличие от редкометалльных гранитоидов — в период одной из ранних фаз главной складчатости и представляют собой синорогенные интрузивы. Последние возникают в абиссальных условиях (Кузнецов, 1964), т. е. образуются в результате или реоморфизма гранитизированных пород, или переплавления (под действием высоких температур и давления) суб-

страта, состоящего главным образом из терригенных пород. Они формируются большей частью на месте возникновения. Слюдоносные пегматоиды только частично являются их порождением, а в основном появились как самостоятельные образования таким же путем. Интрузивы этого типа окружены ореолом гранитизации и обширными полями мигматитов.

Пространственно эти интрузивы располагаются в ядрах антиклинорных структур соответствующего подвижного пояса (Балтийский щит) или полосами вдоль ослабленных зон стыков срединных массивов с позднее закончившими развитие структурами в пределах единого подвижного пояса (мамские гранитоиды).

В отличие от редкометалльных гранитоидов, также часто располагающихся в раме складчатости или в пределах срединных массивов, данные интрузивы образуют относительно небольших размеров тела, сопровождающиеся зонами наложенного метаморфизма пород, слагающих раму складчатости. Таким образом, особенности их залегания даже в раме складчатости свидетельствуют о формировании их в условиях регионального сжатия и дислокационного метаморфизма, имеющих место в период проявления главных фаз складчатости геосинклинального цикла.

Слюдоносные гранитоиды азиатской части России имеют протерозойский возраст и как составная часть общей структуры протерозоид описывают Сибирскую платформу. Поскольку слюдоносные гранитоиды являются абиссальными образованиями, они встречаются преимущественно в древних складчатых областях — архейских и протерозойских, а в пределах последних — только в относительно глубоко эродированных участках, где обнажены отложения нижних структурных ярусов (Архангельская, 1964).

Гранитоиды, материнские для *редкоземельных пегматоидов*, образуются, по-видимому, на ранних этапах развития геосинклинального цикла и представляют собой синорогенные образования, участвующие в складчатости вмещающих слоистых толщ. Как и слюдоносные гранитоиды, они являются ультраабиссальными образованиями и представлены полями мигматитов, гигантомигматитов (Петровская, 1937; Огородников и др., 2016). Редкоземельные K-Na-полевошпатовые гигантомигматиты являются наиболее древними, глубинными и высокотемпературными образованиями в ряду других формаций пегматитов. Тела гигантомигматитов сложены высокотемпературными, крупнокристаллическими K-Na полевыми шпатами, ортоклазами и анортоклазами (рис. 9).

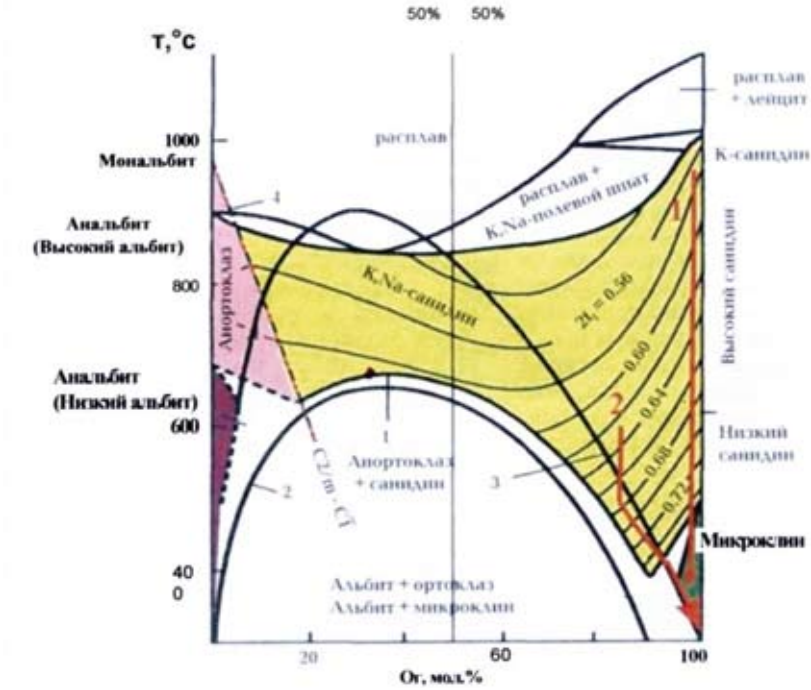


Рис. 9. Диаграмма T °C – Or (Сендеров, 1990), составленная для P = 1 кбар, с учетом Si/Al упорядоченности фаз (Баруцкий, 2006):

1 — истинно-равновесная бинодаль (Сендеров, 1990); 2 — сольвус анальбит (высокий альбит) — санидин; 3 — сольвус альбит (низкий альбит) — микроклин; 4 — незакаливающийся фазовый переход между моноклинными и триклинными полевыми шпатами.

Красными стрелками выделены: 1 — метастабильная кристаллизация адуляра, 2 — метастабильное образование ортоклаза

Отдельных фаз развития в процессе их становления и хорошо выраженной зональности пока не установлено. То же относится и к закономерностям пространственного их размещения. Как абиссальные образования редкоземельные гранитоиды наблюдаются почти исключительно среди архейских, реже среди протерозойских и нижнепалеозойских (Урал, Северный Тянь-Шань) толщ, т. е. в наиболее глубоко эродированных областях в прикорневых частях складчатых систем (Архангельская, 1964; Огородников и др., 2007).

Пегматиты и пегматоиды, принадлежащие разным формациям, образуются в резко различных геологических обстановках,

различных структурных этажах земной коры. Поэтому они пространственно разобщены и не переходят друг в друга по простиранию или падению. Пегматоиды весьма больших глубин (ультраабиссальные) встречаются только в нижнем структурном этаже земной коры среди глубокометаморфизованных толщ архея и, по-видимому, имеют архейский или нижнепротерозойский возраст. Керамические, редкоземельные и слюдоносные пегматоиды связаны с глубинными (абиссальными) инъекционными зонами среднепротерозойского структурного этажа, а редкометалльные пегматиты распространены в пределах средних (мезоабиссальных) глубин фанерозойского возраста. Хрусталеносные пегматиты образуются в приповерхностных (гипабиссальных) зонах.

2.1. Камерные (хрусталеносные) пегматиты

Морфологические особенности пегматитов, формирующихся за счет остаточных магм и магм, связанных с гранитными массивами, не идентичны пегматоидам, приуроченным к глубинным метаморфогенным комплексам.

Н.П. Ермаков (1957), А.Е. Ферсман (1960), А.И. Гинзбург, Г.Г. Родионов (1960), Е.Я. Киевленко (1974), Е.П. Мельников (Геология, генезис..., 1988), А.С. Таланцев (1988), В.В. Буканов (2014) и другие исследователи различают среди миароловых (хрусталеносных) пегматитов так называемые камерные внутригранитные, образовавшиеся из неперемещенного расплава, и инъецированные в окружающие породы «занорышевые» пегматиты. Камерные пегматиты сосредоточиваются в верхних частях гранитных интрузивов в основном в пологокупольных структурах под экраном перекрывающих пород.

В зависимости от места кристаллизации остаточных расплавов, формирующих «камерные» пегматиты, Н.П. Ермаков (1957) подразделял эти тела на *инъекционные* (или выжатые), образованные путем кристаллизации перемещенных расплавов, и *шлировые* (или остаточные), которые кристаллизовались на месте обособления пегматитового расплава.

При образовании *инъекционных* пегматитов остаточный расплав в процессе перемещения по открытым тектоническим трещинам с падением внешнего давления интенсивно терял летучие компоненты, а от соприкосновения с окружающими породами быстро охлаждался с образованием характерной аплитовой зоны.

Остаточные пегматиты формируются только в спокойной тектонической обстановке прямо на месте обогащения материнского расплава летучими компонентами при медленном и равномерном снижении температуры и давления в относительно замкнутой системе (Ермаков, 1957; Лазаренко и др., 1973; Маракушев и др., 1989; Павлишин, Довгый, 2007).

Морфологически инъекционные пегматиты могут быть жильными, вытянутыми в двух направлениях, или штоковыми, трубообразными телами, вытянутыми на глубину в одном направлении. Первичная зональность в этих телах часто неполная (Ермаков, 1957).

Остаточные пегматиты представляют собой изометричные тела, или относительно крупные, полнодифференцированные, с закономерно возникающей внутри полостью камерные пегматиты, или небольшие, неполнодифференцированные или азональные, без внутреннего занорыша шлировые пегматиты.

Для пегматитов Волыни благодаря густой сети скважин и горных выработок однозначно доказано полностью изолированное каплевидное положение их внутри гранитов, наглядно выраженное на планах и разрезах (рис. 10).

Пегматитовые шлировые тела залегают практически на месте зарождения и отщепления пегматитовых расплавов, которые могли испытывать только небольшие перемещения в материнском гранитном расплаве (всплывать). Формы шлировых пегматитовых тел довольно разнообразны: от уплощенных линз, подобных лепешкам через тела, близкие к форме шаров, элипсоидов и более сложных штокообразных, колбообразных, резко вытянутых в вертикальном направлении. Некоторые тела формой фиксируют слияние двух или большего количества капельных тел (см. рис. 7). Подчиненный тип пегматитовых тел – жильные. В пегматитовом поле они не имеют самостоятельного значения, а наблюдаются как спутники и ответвления крупных шлировых пегматитов (Маракушев и др., 1989).

Начальный этап формирования камерных пегматитов был магматическим. Об этом свидетельствуют зоны аплита и графическая зона, обнаруживаемые почти во всяком зональном пегматитовом теле. Магматическое происхождение аплита и графической зоны подтверждается раскристаллизованными включениями, представляющими собой герметизированные капельки расплава гранитного состава, который раскристаллизовался на калиевый полевой шпат, кварц и слюду. Магматический этап формирования

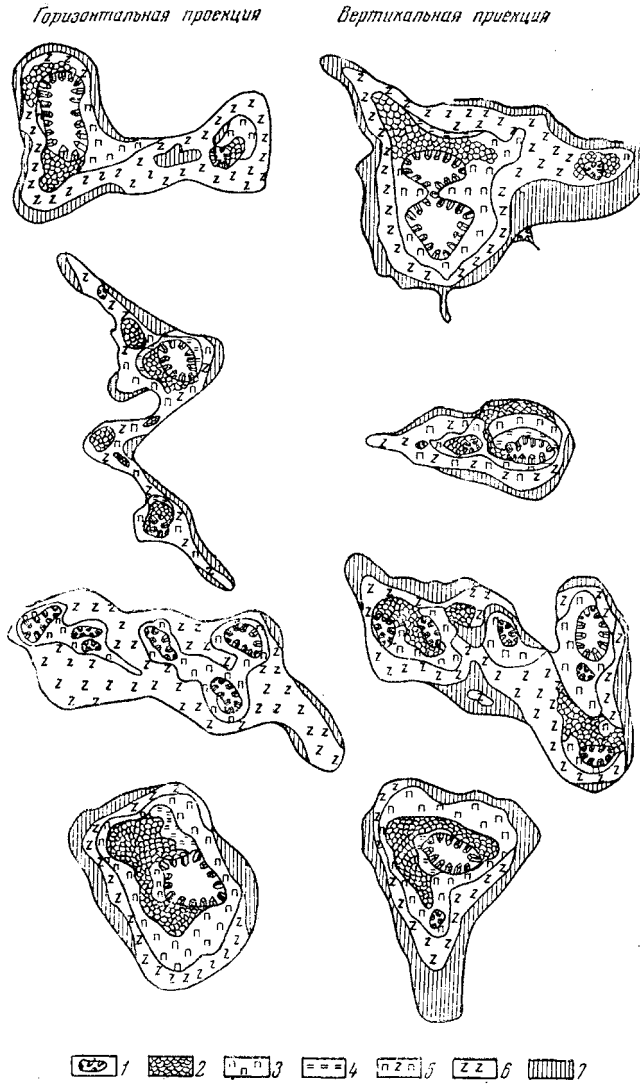


Рис. 10. Формы пегматитовых тел (Волынь, Украина) (Чернышкова, 1957):

1 — занорыши с кристаллами кварца; 2 — блоковый кварц; 3 — крупноблоковый полевой шпат; 4 — слюда; 5 — пегматит разных структурных разновидностей; 6 — пегматит пегматоидного строения; 7 — пегматит письменной структуры

камерных пегматитов заканчивался раскристаллизацией магмы в неэвтектических соотношениях (аплитовая зона) и кристаллизацией кварца и микроклина (графическая зона) в эвтектических соотношениях (Долгов, 1969).

В дальнейшем главными процессами были перекристаллизация и дифференциация в основном кварца и полевого шпата. Обособления дочерних очагов гранитной магмы Н.П. Ермаков (1957) связывал с насыщением летучими минерализаторами, которые понижали температуру кристаллизации этих локальных обособлений. Большая часть ранних трещин оказывается заполненной аплитами. Другие жилы зональные и содержат помимо аплитов графическую зону и все последующие зоны, свойственные камерным пегматитам (Долгов, 1969).

Многолетние исследования хрусталеносных пегматитов Центрального Казахстана и юга Восточного Забайкалья показали, что пегматитовые поля связаны с гранитными интрузиями комплекса аляскитов, внедряющихся в последнюю стадию герцинского тектономагматического цикла. Однако пространственно они могут быть локализованы в материнских гранитах, в более древних гранитоидах, а также в породах кровли (Бескин, Эфрос, 1969).

Пегматиты малых глубин делятся по характеру их зональности на четыре группы: 1) занорышевые; 2) полнозональные; 3) порфиробластические; 4) силекситы. Эти группы могут служить основой текстурной классификации пегматитов этой формации (Бескин, Эфрос, 1969).

Первая группа пегматитов соответствует IV типу А.Е. Ферсмана (1960), названному им фтор-бериллиевым или топаз-бериллиевым. Этот тип относится к хрусталеносным пегматитам. Полости в подобных телах являются самостоятельными зонами, так как они занимают согласное и вполне определенное положение по отношению к другим зонам, их форма соответствует форме тел в целом (рис. 11).

Ко второй группе относятся тела, являющиеся объектами отработки (рис. 12). В отличие от пегматитов первой группы хрусталеносные полости в рассматриваемых телах занимают секущее положение по отношению к зональности и всегда окружены мощным ореолом гидротермально измененных пород, т. е. полости в данном случае являются замещающими комплексами и часто вообще отсутствуют.

По данным Н.П. Ермакова (1957), тела второй группы этой классификации относятся к типичным «камерным пегматитам».

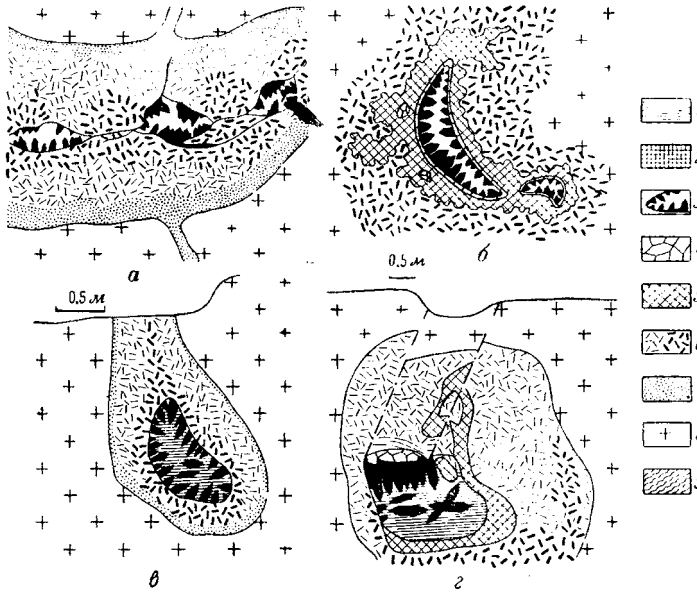


Рис. 11. Пегматиты первой группы (Бескин, Эфрос, 1969):

а — Урал (Ферсман, 1960); б — Центральный Казахстан (Захарченко, Соколов, 1960); в — Центральный Казахстан (Бескин, Эфрос, 1969); г — Южное Забайкалье (Бескин, Эфрос, 1969).

Здесь и на рис. 12–14: 1 — глина; 2 — полости с кристаллами флюорита; 3 — полости с кристаллами кварца; 4 — кварц; 5 — полевой шпат; 6 — пегматит графический, апографический и грубозернистой структуры; 7 — мелкозернистый гранит; 8 — крупно- и среднезернистый гранит; 9 — роговики

В классификации А.И. Захарченко и Я.Н. Соколова (1960) им соответствуют «пегматиты с полостями растворения и переработки».

Пегматиты третьей группы встречаются часто и выделяются довольно четко, но изучены они слабо (Дмитриев, 1958, 1960; Захарченко, Соколов, 1960). Самым примечательным свойством этих пегматитов являются отсутствие типичной графической зоны и преобладание блоковой зоны (рис. 13). Последняя представляет собой агрегат ограненных мутно-серых метакристаллов кварца, рассеянных в полевом шпате, содержащих реликты гранита; метакристалл-блоки встречаются и во вмещающих гранитах. В классификации А.И. Захарченко и Я.Н. Соколова (1960) выделенной третьей группе соответствуют «бесполостные» пегматиты.

Существенно кварцевые пегматитовые тела четвертой группы встречаются часто (рис. 14). Они неоднократно описывались

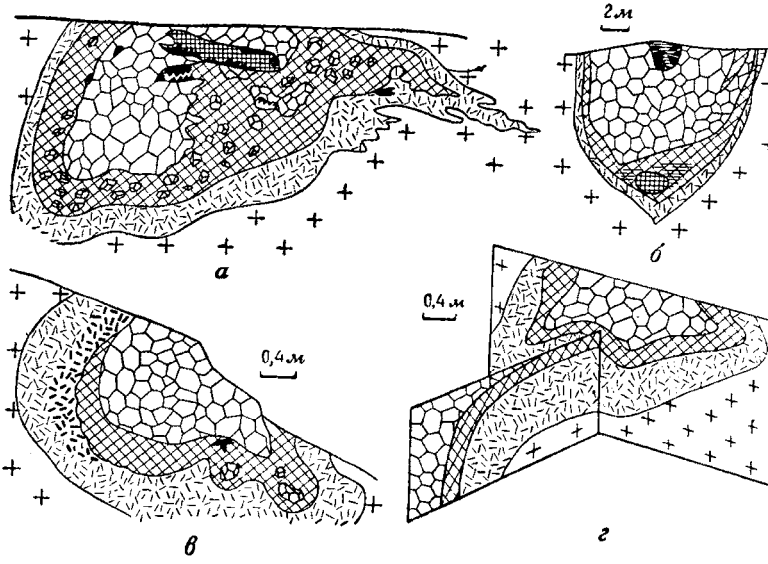


Рис. 12. Пегматиты второй группы (Бескин, Эфрос, 1969):

а — Центральный Казахстан (Эфрос, 1960); б — Северо-Западная Калба (Лукашев, 1960); в — Южное Забайкалье (Бескин, Эфрос, 1969); г — Волынь (Лазаренко и др., 1973).

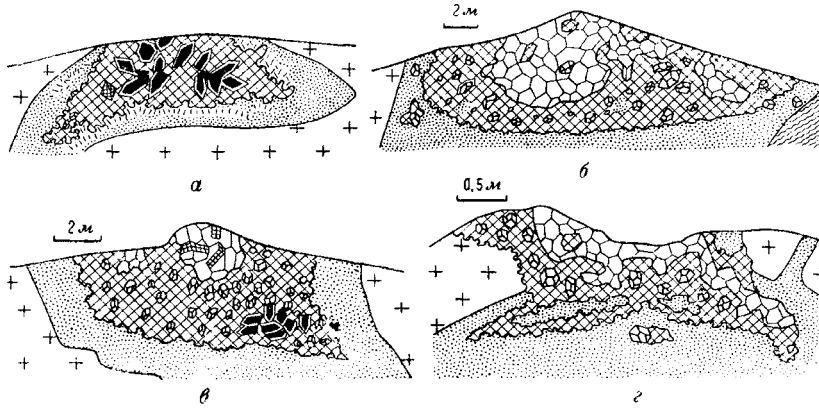


Рис. 13. Пегматиты третьей группы (Бескин, Эфрос, 1969):

а — Казахстан (Захарченко, Соколов, 1960); б — Южное Забайкалье (Бескин, Эфрос, 1969); в, г — Центральный Казахстан (Бескин, Эфрос, 1969)

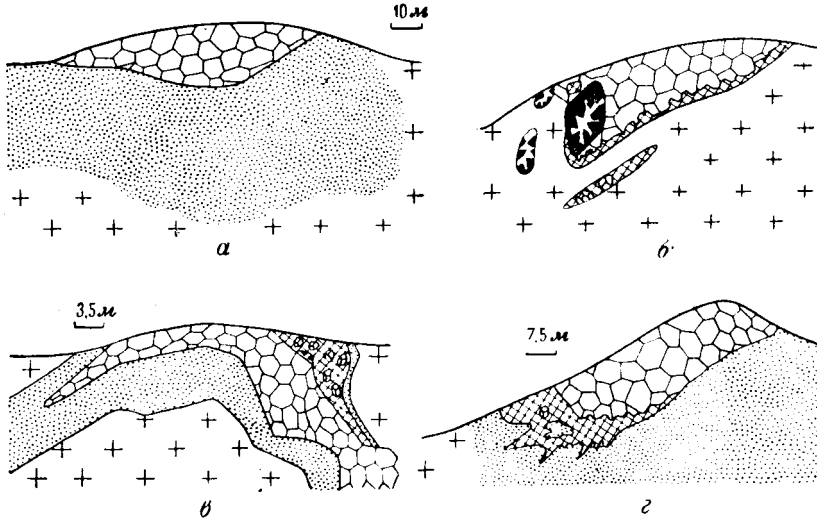


Рис. 14. Пегматиты четвертой группы (Бескин, Эфрос, 1969):

а — Центральный Казахстан (Ермаков, 1957); б — Северо-Западный Тарбагатай (Захарченко, Соколов, 1960); в — Центральный Казахстан (Бескин, Эфрос, 1969); г — Южное Забайкалье (Бескин, Эфрос, 1969)

в литературе (Ермаков, 1957; Дмитриев, 1960; Соколов, Захарченко, 1961; Труфанов, 1963). Подобные пегматиты полостей обычно не содержат и непродуктивны, но отдельные из них служат сырьем для плавки (Бескин, Эфрос, 1969).

Широкое развитие процессов пегматитообразования в гранитных интрузивах Северного Тянь-Шаня отмечается многими исследователями (Абдулаев, 1950; Бабаев, 1960; Соколов, Осинский, 1969). Среди разнообразных пегматитовых тел наиболее распространены хрусталеносные пегматиты и близкие им по составу хрусталеносные кварц-полевошпатовые жилы.

Хрусталеносные пегматиты: а) шлирообразные сингенетичные с вмещающими их гранитами пегматиты, образованные из обогащенных легколетучих остаточных расплавов и растворов, обособившихся на месте кристаллизующейся гранитной магмы; б) жильные пегматиты и аплит-пегматиты, эпигенетические по отношению к гранитам, образованные в трещинах из перемещенного обогащенного легколетучими расплавами.

Кварц-полевошпатовые метасоматические тела: жилообразные, линзообразные и неправильной формы тела, приуроченные

к крутопадающим зонам трещиноватости, образовались в результате метасоматической переработки гранитов под воздействием газовых и гидротермальных растворов (Соколов, Осинский, 1969).

Шлирообразные хрусталеносные пегматиты северной части Тянь-Шаня в большинстве своем относятся к миароловым образованиям. Они характеризуются постоянными контактами с гранитами, полной или неполной симметричной зональностью и наличием в центральной зоне остаточной хрусталеносной полости (рис. 15, в–ж).

Во всех случаях кристаллы кварца и полевого шпата остаточных полостей являются продолжением кристаллических индивидов этих минералов той структурной зоны, которая ограничивает хрусталеносную полость. Рост внешних зон кристаллов кварца в таких полостях происходил в результате резко проявленного пневмотолитового и гидротермального метасоматоза и связанного с ним выщелачивания пегматита главным образом в области, окружающей нижнюю часть хрусталеносной полости. Метасоматической переработке подвергались преимущественно зоны пегматиты мелкозернистой структуры (аплита и графического пегматита) с образованием за счет первичных полевых шпатов альбита (клевеландита) и серицита, а в остаточных полостях – кристаллов прозрачного кварца, флюорита, кальцита и других минералов.

Сказанное дает основание предполагать, что полости после образования пегматитов заполнялись остаточными растворами, судя по существенно газовому составу включений в более ранних и существенно жидкому составу – в более поздних кристаллах кварца и других минералах друзового выполнения (Соколов, Осинский, 1969).

Жильные пегматиты развиты преимущественно в тех же зонах гранитных плутонов, что и шлирообразные. Для жильных пегматитов характерна четко выраженная приуроченность к контракционным и тектоническим трещинам, сформировались в результате кристаллизации пегматитового расплава, инъецированного по трещинам. Пегматиты этой группы, как правило, не содержат хрусталеносных полостей, что можно объяснить потерей пегматитовым расплавом при перемещении значительной части летучих компонентов.

Хрусталеносные кварц-полевошпатовые тела известны в ряде гранитных массивов Северного Тянь-Шаня. Они представляют собой зональные метасоматические образования. В большинстве случаев имеют уплощенную дископодобную или близкую к изо-

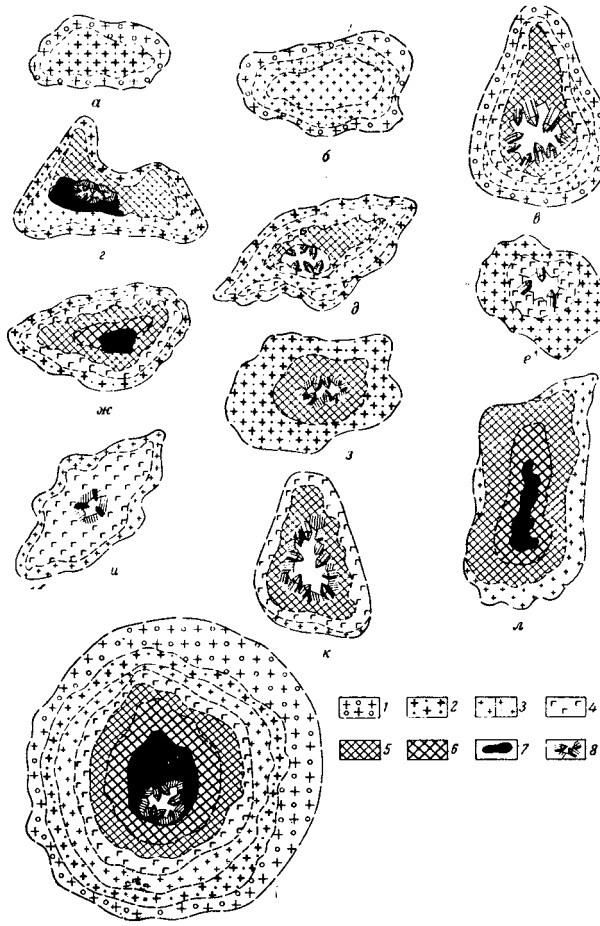


Рис. 15. Структурные типы шлирообразных пегматитов хрусталеносных полей и зон в гранитных интрузиях северной части Тянь-Шаня (Соколов, Захарченко, 1961).

Неполнозональные пегматиты: а–в — пегматиты с внешней зоной ортотектитовой структуры; г–з — пегматиты с внешней зоной мелкозернистого гранита, сильно обогащенного биотитом; и, к — пегматиты с внешней аплитовой зоной; л — пегматит с внешней зоной графической структуры; м — принципиальная схема строения полнозонального пегматитового тела.

1 — пегматит ортотектитовой структуры; 2 — мелкозернистый гранит, сильно обогащенный биотитом; 3 — аплит; 4 — пегматит графической структуры; 5 — пегматит пегматоидной структуры; 6 — пегматит блоковой структуры; 7 — массивный кварц; 8 — полости с кристаллами кварца, полевых шпатов, флюорита и других минералов

метрической форму (рис. 16). Внешние зоны подобных тел сложены калиевым полевым шпатом, внутренние кварцевое ядро или кварцевую ось с хрусталеносными полостями (Осинский, 1969).

Как показано ранее, подавляющее большинство камерных пегматитов имеют отчетливую структурно-вещественную зональность (Лазаренко и др., 1973; Косухин и др., 1984; Маракушев и др., 1989; Павлишин, Довгый, 2007). Наиболее обычна такая последовательность зон (от периферии к центру):

— зона аплита;
— зона с графической структурой;
— зона с пегматоидной, блоковой структурой;
— полевошпатовая зона;
— кварцевое ядро;
— камера (занорыш, миарола).

Камера (занорыш) обычно располагается под кварцевым ядром. В полости занорыша сверху и с боков содержатся кристаллы горного хрусталя, внутри полости встречается большое количество обломков кварца, которые нередко находятся в глинистой массе.

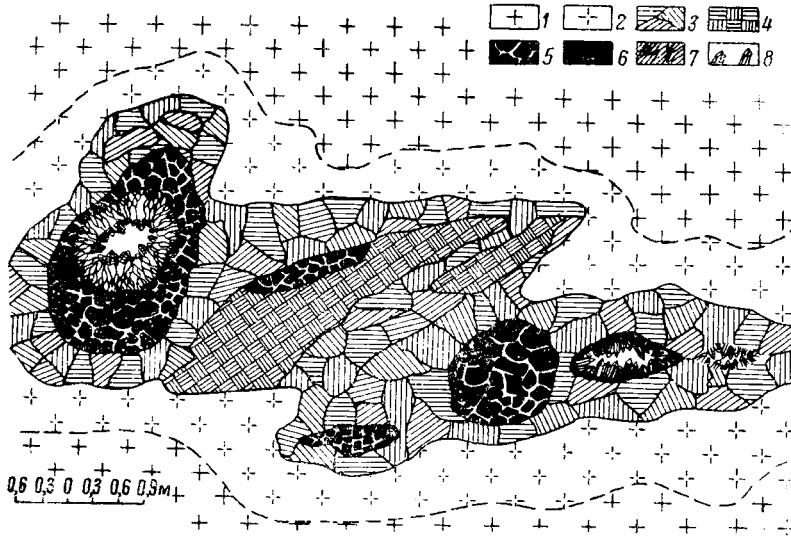


Рис. 16. Кварц-полевошпатовое тело (Осинский, 1969):

1 — крупнозернистый порфировидный гранит; 2 — измененный гранит; 3 — крупнозернистая полевошпатовая (микроклиновая) порода; 4 — мелко-, среднезернистая полевошпатовая порода; 5 — крупнозернистый кварц; 6 — мелкозернистый кварц; 7 — шестоватый кварц; 8 — кристаллы горного хрусталя

Под занорышем практически всегда развита зона выщелачивания, сложенная альбитизированным калиевым полевым шпатом. Пустоты в ней сохраняют форму растворенного кварца (рис. 17). Непосредственно под занорышем часть полевого шпата перекристаллизована в идиоморфные кристаллы (рис. 18). В зоне выщелачивания вырастают также кристаллы топаза и берилла (рис. 19), причем они всегда разобщены между собой (Приказчиков, 1963; Павлишин, Вовк, 1970; Лазаренко и др., 1973; Косухин и др., 1984; Маракушев и др., 1989; Павлишин, Довгый, 2007).

Рис. 17. Морион с кристаллами микроклина с альбитом в зоне выщелачивания (Павлишин, Довгый, 2007)

Рис. 18. Зона выщелачивания графического пегматита, с выщелоченным кварцем (Павлишин, Довгый, 2007)

Рис. 19. Кристаллы топаза и берилла из камерных полостей Волыни (Павлишин, Довгый, 2007)

Кристаллизационная дифференциация кислых расплавов, осложняемая жидкостной несмесимостью остаточных магм, определила выделение в Коростенском плутоне мощного слоя кислой магмы, особенно обогащенной летучими компонентами, которая подверглась последующему расщеплению с отделением от нее пегматитовых расплавов в виде округлых (шлировых) тел (Маракушев и др., 1989).

Магматический этап минералообразования. Имеется довольно большое количество данных по геологии и минералогии пегматитов, подтверждающих представления о начальной кристаллизации из расплава камерных пегматитов Волыни, Казахстана и других районов России (Ермаков, 1957; Захарченко, Труфанов, 1964; Бакуменко, 1966; Калюжный, Возняк, 1971; Павлишин, Вовк, 1971; Лазаренко и др., 1973; Бакуменко, Косухин, 1976).

Пегматиты, которые образовались в результате кристаллизации этих магм, остаются, по существу, на месте образования. Это отличает пегматиты Коростенского (Волынского) типа от жильных пегматитов, удаленных от места генерации их расплавов часто на значительное расстояние и залегающих в породах, чуждых им по генезису.

Максимальные температуры гомогенезации расплавных включений (750–760 °С) характерны для кварца из графического пегматита (Бакуменко, Косухин, 1976; Калюжный, 1979). Она достигает минимальных значений (620–640 °С) в графике топазоносных пегматитов, которые отличаются наиболее высоким содержанием летучих и флюсующих компонентов на данном этапе пегматитообразования (Павлишин, Довгый, 2007).

Пегматитовые расплавы, в которых концентрируются флюидные компоненты, остаются еще в жидком состоянии после полной консолидации гранитов, вмещающих их шлиры. Под влиянием флюидного давления в пегматитовых системах температура кристаллизации расплавов снижается до 600–650 °С и крайне расширяются поля кристаллизации водных фторсодержащих минералов (Маракушев и др., 1989).

Таким образом, графические агрегаты внешних зон камерных пегматитов Волыни сформированы в магматический этап процесса пегматитообразования. На этом этапе сложился также современный морфологический облик пегматитов. Дальнейшая их история определилась степенью проявления наложенных процессов.

Пневматолитовый этап минералообразования (роль процессов перекристаллизации и рост минералов из газовой фазы).

Дискретное изменение характеристик минералов в полнодифференцированных пегматитов, которое наблюдается при переходе от графической зоны к внутренним зонам, нельзя объяснить с позиций фракционной кристаллизации (Лазаренко и др., 1973; Павлишин, Довгый, 2007).

Пегматоидная и блоковая зоны, сменяющие графическую, образуют с ней сложные заливообразные контакты и одновременно характеризуются неравномерным распределением кварца, отсутствием признаков совместного роста кварца и полевого шпата (присущих графическим агрегатам), наличием реликтов магматической графики и переполненностью минералов газовыми (при отсутствии расплавных) включений.

Формирование пегматоидной и мономинеральных зон, судя по данным изучения включений минералообразующей среды (Бакуменко, 1966; Калюжный, 1976; Лазаренко и др., 1973), закончилось в основном в доинверсионное время. Флюиды, перекристаллизовавшие магматический материал, были внутрипегматитовыми, возможно, подтекали с глубины и служили средой для образования пневматолитовых минералов.

Гидротермально-метасоматический этап минералообразования. Этот этап включает взаимосвязанные процессы — образование кристаллов в полостях свободного роста, растворение и формирование минералов метасоматическим путем.

Основная масса кристаллов кварца и других минералов в занорышах (полостях свободного роста) образовалась в послеинверсионный период (не более 600 °С), верхняя граница которого устанавливается по сотовой трещинноватости кварца (α–β переход), а нижняя (около 100 °С) — по образованию аметиста, оксидов и гидроксидов железа.

Минералы в занорышах кристаллизовались из газовых, кипящих и жидких сред (Возняк, 1971). Понижение температуры в этом интервале нарушалось по крайней мере дважды кратковременными подъемами (Возняк, Калюжный, 1977). Скачкообразное изменение физико-химических условий в процессе формирования занорышей зафиксировано в структурном состоянии слюд, полевых шпатов, анатомии индивидов, распределении элементов-примесей и свойствах кварца.

Процессы растворения и метасоматоза присущи всему постмагматическому этапу формирования пегматитов, но наиболее интенсивно они проявились в подзанорышевой области (зоне выщелачивания) и подстилающих гранитах (Павлишин, Вовк,

1971). Благодаря наличию открытой и неравновесной системы в подзанорышевой области растворы взаимодействовали с ранее возникшими пегматоидными породами. Их преобразование начиналось с растворения кварца и выноса кремнезема, происходивших под воздействием щелочных растворов, одновременно вызывавших альбитизацию микроклина, которая наиболее интенсивно протекала в интервале температур 300–400 °С. В некоторых случаях альбитизации микроклина не происходило. Встречаются также породы, где микроклин замещен альбитом, а кварцевые вростки слабо затронуты растворением (Павлишин, Вовк, 1971; Лазаренко и др., 1973). Наличие под занорышем выщелоченных бескварцевых пород и соответствие температуры выщелачивания кварца в этой зоне температуре кристаллизации максимального количества дымчатых кристаллов кварца в занорышах – вероятное следствие того, что источником для образования кристаллов кварца в занорышах выступал кремнезем, вынесенный из пород подзанорышевой области. Этот процесс являлся ведущим на начальной стадии формирования зоны выщелачивания. В дальнейшем среда сменилась через нейтральную на слабокислую и кислую. В эту стадию происходили метасоматическое замещение более ранних минералов (образование толстотаблитчатого альбита из слабокислых обогащенных CO_2 растворов) и кристаллизация минералов путем свободного роста в пустотах — слюд, сидерита, флюорита, молибденита, рутила (Павлишин, Вовк, 1971). Таким образом, в камерных пегматитах благодаря процессам растворения и замещения сформировалась своеобразная зона выщелачивания, в значительной мере определяющая их продуктивность.

2.2. Редкометалльные пегматиты

Для классических редкометалльных пегматитов, по К.А. Власову (1943, 1961), наиболее благоприятной формой для появления сильно дифференцированных, промышленно ценных пегматитовых тел являются формы штока и линзы, а затем форма жилы с раздувами и пережимами, на последнем месте стоит форма пластинчатой жилы с грубо параллельными зальбандами.

В целом оценка пегматитов не сильно зависит от их формы, что вполне понятно, так как у подавляющего большинства пегматитовых тел форма варьирует в сравнительно узких пределах —

от идеальных линз до пластинчатых жил; штоки интрудированных пегматитов крайне редки (Солодов, Филиппова, 1965).

К настоящему времени имеется несколько классификаций редкометалльных пегматитов, в основу которых положены различные принципы. Одни исследователи, как за рубежом, так и у нас, пытаются классифицировать пегматиты по минералогическому составу, выделяя пегматиты микроклиновые, микроклин-альбитовые, альбитовые, альбито-микроклиновые, мусковитовые, другие — по химическому составу, выделяя литиевые, натриевые, танталовые, бериллиевые и другие пегматиты (Власов, 1961). Общим недостатком данных классификаций является то, что они носят односторонний качественный характер. Эти классификации не охватывают генетических черт пегматитов, не отображают условий образования их отдельных типов, а также различных свойств и роли одних и тех же минералов в пегматитах разных типов.

К.А.Власов (1961) предложил свою текстурно-парагенетическую классификацию, обосновав ее тем, что на определенных стадиях развития пегматитов парагенетические структурные и текстурные особенности достигают такого яркого выражения в качественном и количественном отношениях, что позволяет четко устанавливать границы, отделяющие один тип пегматита от другого, характеризовать место каждого типа в общей цепи развития гранитных пегматитов.

При описании типов (рис. 20) особое внимание обращено на характеристику и взаимоположение главных породообразующих минералов: калинатровых полевых шпатов (микроклин-ортоклаз), плагиоклаза (альбит-олигоклаз), кварца, сподумена, мусковита (лепидолита) и редкометалльных минералов.

I тип — равномерно-зернистый и графический — включает пегматиты двух названных структур, по химико-минералогическому составу практически соответствует гранитам. Главными породообразующими минералами являются калинатровые полевые шпаты и кварц, в небольшом количестве присутствуют слюда, а также черный турмалин (иногда много), гранат и др.

Удельный вес жил и зон, сложенных пегматитом I типа, в отдельных полях резко различен. Иногда они представляют главную часть пегматитовой породы данного поля, а в некоторых случаях в пегматитовых полях встречаются только отдельные их тела или зоны в более сложных по строению пегматитах. Соотношение объема пегматита письменной и гранитной структур с объемом,

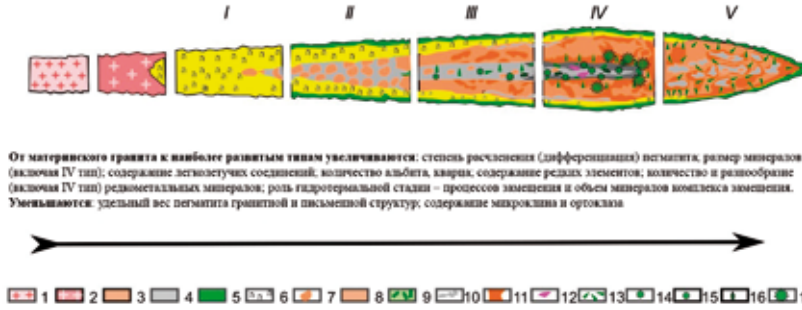


Рис. 20. Схема текстурно-парагенетических типов пегматитов (Власов, 1961):

1 — гранит; 2 — пегматоидный гранит; 3 — микроклин; 4 — кварц; 5 — контактовые оторочки и зоны мусковито-кварцево-полевошпатового состава; 6 — пегматит письменной и гранитной структуры; 7 — блоковая зона; 8 — мономинеральная микроклиновая зона; 9 — кварцево-сподуменовая зона; 10 — блоки и зоны кварца; 11 — комплексы и зоны замещения: альбит, кварц, мусковит, реликты микроклина, редкометалльные минералы (лепидолит, берилл, часто цезиевый, ниобатотанталы, полихромный турмалин, сподумен и др.); 12 — зона лепидолита; 13 — сподумен; 14 — берилл; 15 — поллуцит; 16 — амблигонит; 17 — пустоты: минералы группы каолина, кристаллы кварца, лепидолит, кунцит и др.

I–V — текстурно-парагенетические типы

занимаемым пегматитом других структур, в отдельных жилах сильно колеблется. Имеются жилы, почти целиком состоящие из пегматита письменной или гранитной структур, и такие, где эта порода занимает только 5–10 % объема (см. рис. 20).

II тип — блоковый — весьма распространен среди гранитных пегматитов и характеризуется наличием двух зон. Внешняя зона, или «кольцо» (в случае линзообразного и колоннообразного тела), представлена пегматитом гранитной и письменной структур. Другая, чаще центральная, зона — блоковая — состоит из крупных, но различного размера (от 1 дм^3 до десятков кубометров) кристаллов и блоков калинатровых полевых шпатов, блоков кварца и, следовательно, слагается уже иной ассоциацией минералов. В блоковой зоне калинатровые полевые шпаты выделились значительно раньше кварца, но пространственно эти минералы еще недостаточно разобщены и образуют единый комплекс или зону.

Редкометалльные минералы (берилл, касситерит, ниоботанталаты и др.) встречаются в виде довольно крупных кристаллов, но, как правило, редко и в небольших количествах. Состав редкометалльных минералов зависит от геохимических особенностей

данного пегматитового поля. В одних случаях блоковый пегматит содержит только берилл, в других — колумбит и ряд иных редкометалльных минералов и т. д. Приурочены они к центральной зоне и обычно залегают в кварце, являясь по отношению к нему более ранними. В отдельных случаях редкометалльные минералы, например берилл, включены какой-либо частью кристалла в микроклине (Власов, 1961).

III тип — полнодифференцированный — представляет следующую ступень в развитии пегматитового процесса и формирований пегматитовых тел. Тела этого типа имеют уже три самостоятельные зоны: внешняя зона, как и у предыдущих типов, состоит из пегматита письменной и гранитной структур, однако ее роль в сложении жилы по сравнению с предыдущим типом резко уменьшается (см. рис. 20); средняя зона почти целиком слагается калинатровым полевым шпатом — обычно микроклином, иногда ортоклазом; центральная зона представлена обособлениями сплошного кварца различной, нередко овальной формы. Кварц часто окрашен в розовый цвет за счет соединений марганца, что свидетельствует о концентрации этого элемента вследствие хорошо прошедшей дифференциации. Это может служить указанием, что в данном процессе, подобно марганцу, концентрировались и другие редкие и рассеянные элементы, как и он, практически не входящие в породообразующие минералы.

Редкометалльные минералы приурочены к контакту зон калинатровых полевых шпатов и кварца, находясь в кварце, по отношению к которому они являются, как правило, более ранними. Часть редкометалльных минералов (сподумен, берилл, танталит и др.) в виде хорошо образованных кристаллов залегают в калинатровом полевом шпате, вблизи центральной кварцевой зоны, в этом случае они выделялись раньше, чем поздние разновидности микроклина (Власов, 1961).

IV тип — редкометалльно-замещенный — как правило, представлен крупными телами, наиболее хорошо дифференцированными жилами овальной или колоннообразной формы мощностью от десятков до 150 м.

Наряду с указанными основными зонами в наиболее развитых телах этого типа часто в отдельных полях редкометалльных пегматитов при условии значительного содержания лития появляется самостоятельная кварцево-сподуменовая зона, следующая за мономинеральной зоной микроклина и постепенно переходящая в кварцевое ядро.

Зона замещения развивается, как правило, на контакте мономинеральной микроклиновой зоны и кварцевого ядра. Замещению подвергается главным образом зона калинатровых полевых шпатов. Зона замещения сложена альбитом — обычно клевеландитом, мусковитом, поздним кварцем, гранатом; из редкометалльных минералов здесь распространены берилл, цезиевый или литиевый, часто розовый (воробьевит), ниоботанталаты (колумбит, танталит, микролит), касситерит, поллуцит (обособления его в отдельных местах жил достигают свыше 1 $м^3$, а в целом по жиле — от десятков до сотен тонн), лепидолит, петалит, фосфаты лития и марганца, минералы висмута.

Часто присутствующие в телах IV типа пустоты различного размера с кристаллами кварца, полихромного турмалина, лепидолита, кунцита, клевеландита, мусковита, заключенными в глинистом материале, указывают на относительно высокое содержание легколетучих соединений в исходных пегматитовых расплавах-растворах.

V тип — альбито-сподуменовый. Пегматиты этого типа представлены лейкократовой породой, в основном сложенной альбитом, сподуменом и кварцем; микроклин в отличие от предыдущих типов присутствует в подчиненном количестве.

Альбито-сподуменовые пегматиты обладают и своим парагенезисом редкометалльных минералов. Для них характерно высокое содержание сподумена, относительно высокое (0,3–0,5 %) и устойчивое содержание берилла, ниоботанталаты представлены преимущественно группой колумбита.

Поскольку описанные типы пегматитов представляют отдельные звенья единой эволюционной цепи развития пегматитового процесса, естественно, что между ними имеются все промежуточные образования (Власов, 1961). Так, в пегматитах письменной структуры на определенном этапе развития появляются черты блокового пегматита в виде участков блокового строения. Особенно рельефно вырисовываются постепенные переходы от II типа к III: в некоторых телах II типа наблюдаются признаки пегматитов III типа в виде участков сгущения кристаллов микроклина и обособлений блоков кварца. В III типе появляются скопления альбита и участки замещения, которые в IV типе сливаются в самостоятельную зону, а в V типе получают более широкое, повсеместное развитие.

Одним из ведущих оценочных критериев является тип пегматитов. В соответствии с работами Н.А. Солодова (Солодов, 1961,

1962; Солодов, Филиппова, 1965) предложена парагенетическая классификация редкометалльных пегматитов:

I — микроклиновые с бериллом;

II — микроклин-альбитовые с бериллом и танталатами (первый подтип), а также поллуцитом и сподуменом (второй подтип);

III — альбитовые с бериллом и танталит-колумбитом (первый подтип), а также сподуменом и иногда касситеритом (второй подтип);

IV — альбит-сподуменовые, иногда с бериллом, колумбитом и касситеритом.

Согласно предложенной классификации, в отличие от классификации К.А. Власова, тип любого пегматитового тела будет одним и тем же в раздуве, так и в пережиме его, поскольку зонообразующие (главные) минералы (а следовательно, и соответствующие зоны) одинаково широко развиты во всех частях пегматита.

Это выгодно отличает классификацию Н.А. Солодова от большинства других систематик, в том числе таких детально разработанных, как классификации А.Е. Ферсмана (1940, 1960) и К.А. Власова (1951, 1961, 1965). Так, по А.Е. Ферсману, те жилы, которые в раздувах принадлежат к натролитиевому типу, в пережимах часто должны быть отнесены к борофтористому типу. Так же, по К.А. Власову, если в раздувах жилы представлены полнодифференцированным или редкометалльно-замещенным типами, то в пережимах они оказываются сложенными пегматитами равномерно-зернистого или блокового типов.

Выделенные Н.А. Солодовым типы хорошо совпадают с редкометалльными типами классификации А.Е. Ферсмана, К.А. Власова, М.Ф. Стрелкина, А.А. Беуса и А.И. Гинзбурга (табл. 4).

Микроклиновые пегматиты с бериллом и колумбитом. В классификации А.Е. Ферсмана (1940) эти пегматиты могут быть условно параллелизованы с берилловым подтипом IV фторобериллиевого типа, а в классификации К.А. Власова (1952, 1961) — со II блоковым и III полнодифференцированным типами.

Микроклиновые пегматиты никогда не образуют крупных месторождений. Хотя скопления жил этого типа бывают очень многочисленными, сами жилы не достигают значительных размеров. Подавляющее большинство их служит объектом старательской добычи. Они встречаются во всех пегматитовых полях мира, однако существенное промыш-ленное значение, пожалуй, имеют лишь в северо-восточной Бразилии, штатах Параиба и Риу-Гранди-ду-Норти (De Almeida at al., 1944; Johnston, 1945), в Аргентине,

Таблица 4

Сопоставление редкометалльных типов пегматитов по классификациям разных авторов

Автор	Тип редкометалльных пегматитов			
А.Е. Ферсман	Переходный между борофтористым типом и берилловым подтипом фтороберриллиевого типа	Литиево-рубелитовый подтип натролитиевого типа и марганцево-фосфатный тип	Альбитовый подтип натролитиевого типа	
М.Ф. Стрелкин	Кварц-микроклиновый тип	Альбит-турмалиновый подтип кварц-микроклин-сподуменового типа	Альбит-мусковитовый подтип кварц-микроклин-сподуменового типа	
К.А. Власов	Блоковый и полнодифференцированный типы	Редкометалльно-замещенный тип		Альбит-сподуменовый тип
А.А. Беус	Блоковые, мусковит-микроклиновые пегматиты с бериллом	Замещенные, лепидолит-альбитовые пегматиты	Замещенные мусковит-альбитовые пегматиты	Замещенные сподумен-альбитовые пегматиты
А.И. Гинзбург	Берилл-мусковитовые пегматиты	Сподумен-лепидолитовые пегматиты	Тантал-бериллиевые пегматиты	Сподуменовые пегматиты
Н.А. Солодов	Микроклиновые пегматиты	Микроклин-альбитовые пегматиты	Альбитовые пегматиты	Альбит-сподуменовые пегматиты

Боливии, Южной Африке, Китае (Монгольском Алтае), Индии, Восточном Афганистане и некоторых других редкометалльных провинциях. В России они не представляют самостоятельного значения и разрабатываются лишь попутно с другими типами пегматитов в крайне небольшом объеме (Солодов, 1971).

Пегматитовые тела описываемого типа обладают характерной формой и размерами. Морфологически они большей частью представлены линзами, изредка встречаются штоки или жилообразные формы (рис. 21). Длина пегматитовых тел, как правило, небольшая (50–150 м). Иногда отмечаются жилы длиной до 200 м. Мощность их обычно составляет 5–15 м.

Микроклиновые пегматиты характеризуются простым минеральным составом. Наряду с главными породообразующими минералами — микроклином и кварцем — в них постоянно присутствуют альбит (до 10–15 %), мусковит (2–4), черный турмалин (1–5), гранат (до 1), апатит (до 1 %), иногда встречаются олигоклаз, биотит и др. Из редкометалльных минералов отмечаются берилл, колумбит, иногда уранинит, ортит и др.

Единственным практически ценным редкометалльным минералом микроклиновых пегматитов является крупнопризматический берилл, легко извлекаемый вручную. Это качество наряду с высоким содержанием в нем BeO обеспечивает его практическую ценность. Крупнопризматический берилл распространен толь-

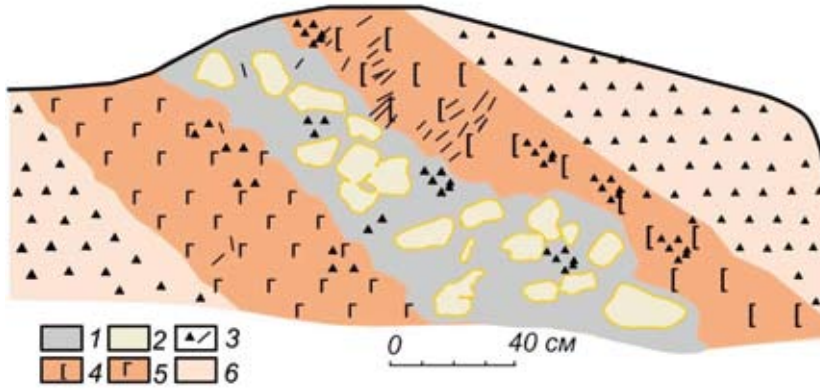


Рис. 21. Зарисовка поперечного сечения по микроклиновому пегматиту (Солодов, 1971):

1 — блоковый кварц, 2 — блоковый микроклин, 3 — черный турмалин; зоны: 4 — пегматоидная кварц-микроклиновая, 5 — графическая кварц-микроклиновая, 6 — неравномерно-зернистая кварц-альбит-микроклиновая

ко в блоковой кварц-микроклиновой зоне или, соответственно, на границе зон блокового микроклина и блокового кварца (если две зоны пространственно разграничены).

Микроклин-альбитовые пегматиты с бериллом и танталатами (первый подтип), а также литиевыми минералами и поллуцитом (второй подтип). В классификации А.Е. Ферсмана описываемые пегматиты параллелизуются с V натролитиевым и VI марганцево-фосфатным типами, а по К.А. Власову — это типичные представители IV редкометалльно-замещенного типа.

Пегматиты этого типа известны почти во всех редкометалльных полях России и за границей. Наиболее характерными представителями его являются пегматиты месторождения Бикита в Родезии; Монтгари (Hutchinson, 1955, 1959) и другие пегматиты района Берник Лэйк, а также Сильвер Лиф в Канаде; Блэк Хиллс (Page, Norton, 1946), Ньюри, Бакфилд, Гринвуд, Кварц-Крик (Staats et al., 1955) в США; Варутреск (Adamson, 1942; Quensel, 1937, 1946, 1952) в Швеции (Солодов, 1971).

Микроклин-альбитовые пегматиты обычно имеют форму линзо- и жилообразных тел (рис. 22). По сравнению с микроклиновыми

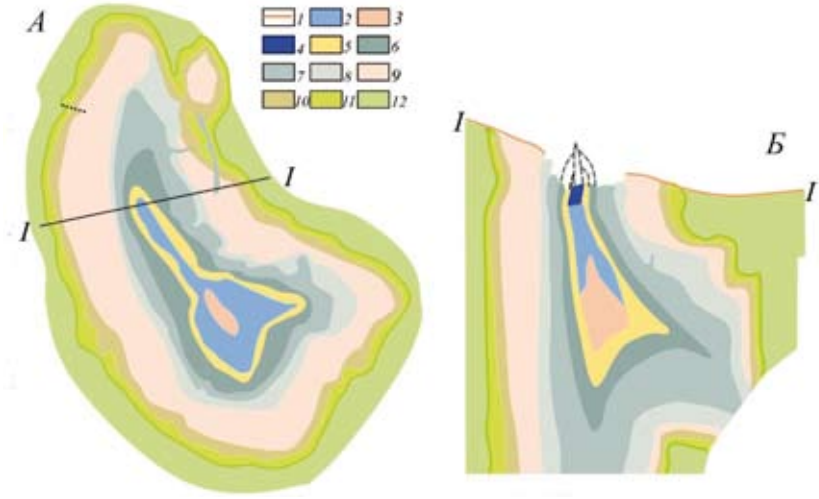


Рис. 22. Геологический план (А) и разрез (Б) по жиле микроклин-альбитового типа второго подтипа (Солодов, 1971):

1 — почвенный слой и наносы; 2–11 — зоны: 2 — блокового кварца, 3 — блокового микроклина II, 4 — чешуйчатого лепидолита, 5 — мелкопластинчатого альбита, 6 — кварц-сподуменовая, 7 — клевеландит-сподуменовая, 8 — кварц-мусковитовых гнезд, 9 — блокового микроклина I, 10 — гнезд мелкозернистого альбита с бериллом, 11 — графическая кварц-микроклиновая; 12 — габбро

пегматитами жилам данного типа присущи более крупные размеры. Длина их, как правило, измеряется сотнями метров, а в отдельных случаях превышает 1 км. Мощность составляет 5–50 м, а иногда до 150 м. Отношение длины жил к их максимальной мощности обычно варьирует от 3 до 20.

Минеральный состав микроклин-альбитовых пегматитов отличается самой большой сложностью из всех типов. Наряду с главными минералами — альбитом, микроклином и кварцем — в жилах постоянно присутствуют мусковит, апатит, гранат, черный турмалин, берилл, танталит-колумбит, а иногда олигоклаз, биотит, стрюверит, ортит, циртолит и др.

Во втором подтипе к этим минералам добавляются сподумен, лепидолит, петалит, амблигонит-монтебразит, эвкриптит, разнообразные поздние и вторичные фосфаты, поллуцит, воробьевит, симпсонит, микролит, стибиотанталит, воджинит, розовый и полихромный турмалин, розовый мусковит и многие другие.

Микроклин-альбитовые пегматиты из всех типов характеризуются наибольшим разнообразием редкометалльной минерализации. Из редких элементов практическое значение в них имеют бериллий и тантал, а в пегматитах второго подтипа, кроме того, — цезий, рубидий и литий, иногда олово, ниобий, редкие земли. В результате руды этих пегматитов отличаются самой высокой комплексностью. Многие жилы одновременно содержат три, четыре и даже шесть редких элементов, образующих промышленные концентрации.

Пегматиты данного типа являются единственным источником добычи цезиевого сырья в виде поллуцита и лепидолита. Из микроклин-альбитовых пегматитов (и связанных с ними россыпей) за рубежом добывается основная масса танталита. Многие другие танталаты (симпсонит, микролит, стибиотанталит, стрюверит) добываются в основном из пегматитов этого типа. Они же за рубежом являются ключевым источником добычи бериллового концентрата. Таким образом, за исключением лития и олова, все остальные металлы, характерные для гранитных пегматитов, обладают в микроклин-альбитовых пегматитах наибольшей концентрацией (Солодов, 1971).

Из минералов тантала и ниобия основное практическое значение имеет танталит-колумбит. Он встречается во всех альбитовых, альбитсодержащих и слюдяных зонах и практически отсутствует лишь в существенно микроклиновых зонах. Химический состав танталит-колумбита изменяется в широких пре-

делах и обычно подчиняется определенной закономерности. Содержание тантала в танталит-колумбитах, как правило, увеличивается по мере приближения к центру жил, а содержание ниобия уменьшается, из-за чего и отношение первого ко второму в этом направлении возрастает от 0,2 до 17,0. Одновременно часто наб¬людается увеличение содержания марганца и уменьшение количества железа при соответствующем изменении отношения этих элементов от 0,5 до 15,0. Это, конечно, не означает, что в призальбандовых зонах не могут быть встречены манган-танталиты, а в центральных — богатые железом колумбиты, но для одной и той же жилы танталит-ко-лумбиты из внешних зон всегда богаче железом и ниобием по сравнению с танталит-колумбитами из центральных зон.

Альбитовые пегматиты с бериллом и танталит-колумбитом (первый подтип), также сподуменом (второй подтип). В наиболее разработанных классификациях А.Е. Ферсмана (1940, 1960) и К.А. Власова (1952, 1961) альбитовые пегматиты не занимают самостоятельного положения. По классификации А.Е. Ферсмана они относятся к первому (альбитовому, или натросподуменовому) подтипу натролитиевого типа. В этот же подтип А.Е. Ферсман включил и те пегматиты, которые, согласно нашей систематике, отнесены к альбит-сподуменовому типу В классификации К.А. Власова альбитовые пегматиты совместно с микроклин-альбитовыми пегматитами принадлежат к редкометалльно-замещенному типу. Вместе с тем альбитовые пегматиты резко отличаются от других редкометалльных пегматитов и не занимают промежуточного положения между микроклин-альбитовыми и альбит-сподуменовыми. От микроклин-альбитовых пегматитов альбитовые пегматиты отличаются не только значительно меньшим распространением в них микроклина, но и обычным отсутствием таких практически ценных и типоморфных минералов, как поллуцит, лепидолит, рубеллит, воробьевит, кунцит, розовый мусковит, а также рядом геохимических свойств и других особенностей. От альбит-сподуменовых пегматитов они отличаются малым развитием, а часто и полным отсутствием сподумена, мелкими размерами пегматитовых тел, их четкой зональностью и другими чертами. Поэтому неслучайно, что, например, в систематиках А.А. Беуса (1951) и А.И. Гинзбурга (1956, 1957) эти пегматиты имеют совершенно самостоятельное положение. А.А. Беус выделяет их в виде мусковит-альбитовых замещенных пегматитов. В классификации

А.И. Гинзбурга (1956) они представлены типом альбитизированных и грейзенизированных пегматитов, а согласно другой его классификации (1957), они названы тантал-бериллиевыми пегматитами.

В пегматитовых полях альбитовые пегматиты редко занимают самостоятельные участки, а чаще встречаются совместно с пегматитами других типов, особенно микроклин-альбитовыми. От материнских гранитов они отстоят дальше микроклин-альбитовых пегматитов.

Альбитовые пегматиты обычно представлены сравнительно мелкими телами типично жильной формы с раздувами и пережимами. Реже встречаются линзообразные тела. Их длина, как правило, не превышает первых сотен метров, а мощность — нескольких метров. Лишь в отдельных случаях мощность их достигает 15 м и более, а длина 1 км.

В минеральном составе альбитовых пегматитов преобладают кварц и альбит, тогда как микроклин характеризуется резко подчиненным развитием (обычно не более 10–15 %). Количество сподумена не превышает 10 %, а в жилах первого подтипа он вообще отсутствует. Из второстепенных минералов обычны светло- и ярко-зеленый мусковит, сине-черный турмалин, гранат, апатит, часто касситерит. Редкометалльные минералы представлены главным образом бериллом, танталит-колумбитом, трифилин-литиофиллитом, сподуменом, встречаются монтебразит, бавенит, бертрандит, микролит и др. Из акцессорных довольно часты арсенопирит, сфалерит и другие сульфиды, из вторичных — разнообразные фосфаты, развивающиеся по трифилин-литиофиллиту (сиклерит, гетерозит, пурпурит и т. д.).

Все пегматитовые жилы описываемого типа, как правило, хорошо дифференцированы и характеризуются наиболее отчетливой зональностью из всех типов редкометалльных пегматитов. В сложении альбитовых пегматитов участвуют следующие зоны (в порядке их расположения от зальбандов к осевым частям жилы: 1) апографическая (или мелкозернистая) кварц-альбитовая; 2) сахаровидного альбита; 3) клевеландита, 3а) кварц-клевеландит-сподуменовая; 4) чешуйчатого (или мелколистоватого) мусковита; 5) блокового микроклина II; 6) блокового кварца.

Зона клевеландита и кварц-клевеландит-сподуменовая зона никогда не встречаются совместно в одном и том же пегматитовом теле и взаимно заменяют одна другую. На этом основании, как уже отмечалось, тип альбитовых пегматитов подразделяется

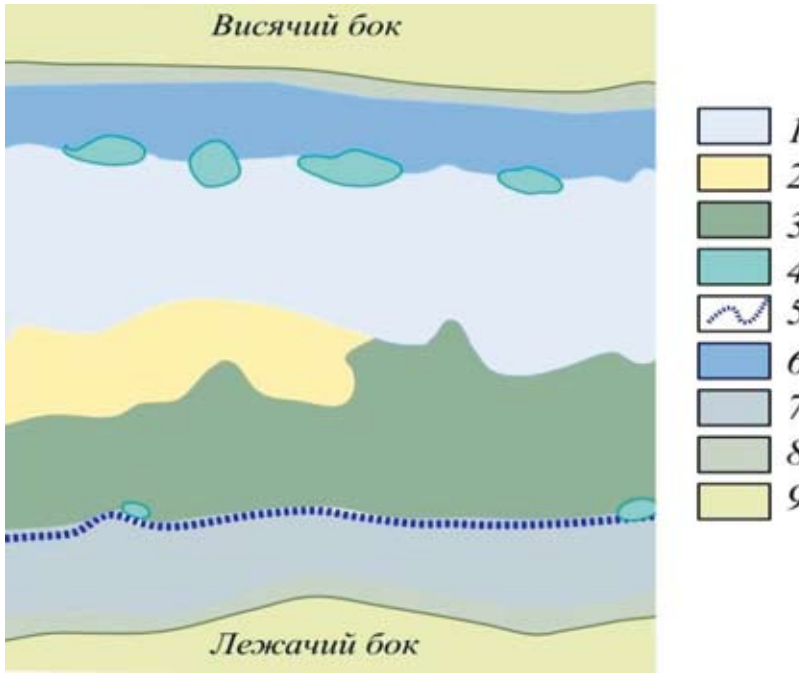


Рис. 23. Зарисовка поперечного сечения альбитового пегматита первого подтипа (Солодов, 1971):

1 — зона блокового кварца, 2 — зона блокового микроклина II, 3 — зона мелколистоватого мусковита; 4 — выделения берилла; 5 — клевеландитовая щеточка; 6 — зона клевеландита, 7 — зона сахаровидного альбита; 8 — кварц-мусковитовая оторочка; 9 — габбро

на два подтипа: без сподумена (рис. 23) и со сподуменом (рис. 24).

Бериллий в пегматитах описываемого типа достигает наивысшей концентрации, и обычно в хорошо развитых жилах его содержание составляет 0,1–0,2 % BeO; запасы BeO исчисляются десятками тонн, реже сотнями. По сравнению с микроклин-альбитовыми пегматитами содержание бериллия в альбитовых пегматитах возрастает в несколько раз, а по сравнению с микроклиновыми пегматитами — примерно в 10 раз.

Тантал и ниобий в большом количестве присутствуют в мусковитовой и во всех альбитовых (или альбитсодержащих) зонах. Причем содержание тантала постепенно возрастает к центральной зоне. Содержание ниобия, наоборот, в этом направлении уменьшается. Поэтому и отношение Ta/Nb от зальбандов к центру возрастает от 0,5 до 6,0.

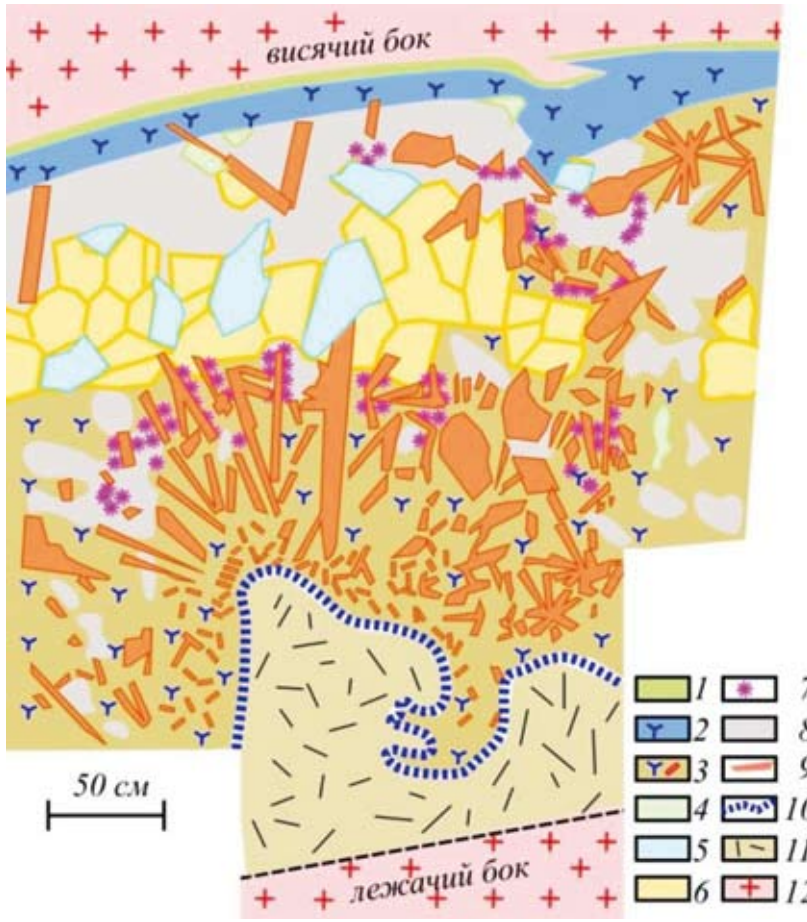


Рис. 24. Зарисовка поперечного сечения жилы альбитового пегматита второго подтипа (Солодов, 1971):

1 — кварц-мусковитовая оторочка; 2 — зона клевеландита; 3 — кварц-клевеландит-сподуменовая зона; 4 — мусковит; 5 — берилл; 6 — микроклин; 7 — лепидолит; 8 — кварц; 9 — сподумен; 10 — щеточка клевеландита; 11 — зона сахаровндного альбита; 12 — гранит

Альбит-сподуменовые пегматиты иногда с бериллом, колумбитом и касситеритом (реже гельвином, гатчеттолитом и фергусонитом). Альбит-сподуменовые пегматиты распространены сравнительно мало. В пределах всего земного шара известно не более 10 крупных месторождений этого типа. Наиболее характерные представители альбит-сподуменовых пегматитов

находятся в Канаде — штатах Манитоба, Квебек, Онтарио, Северо-Западные территории (Davies, 1956; Pye, 1956), в США — так называемый оловосподуменовый пояс штатов Северная Каролина и Южная Каролина (Солодов, 1971).

А.Е. Ферсман отнес альбит-сподуменовые пегматиты, как и альбитовые, к первому подтипу натролитиевого типа своей систематики. Впервые четкое место для альбит-сподуменовых пегматитов было указано А.А. Беусом (1951), выделившим сподумен-альбитовый тип в группе замещенных пегматитов своей классификации. Первое детальное описание внутреннего строения, минералогии и геохимии альбит-сподуменовых пегматитов выполнено нами (Солодов, 1959, 1961) и К.А. Власовым (1961).

Для структур месторождений альбит-сподуменового типа в отличие от месторождений других типов характерна группировка жил в пределах одной или нескольких узких и протяженных структурно-тектонических зон. Пегматитовые тела тесно сближены друг с другом и характеризуются единообразием элементов залегания и обычно крутыми или умеренными углами падения (рис. 25). Участок месторождения всегда значительно вытянут в одном направлении. Залегание жил, как правило, согласное с простиранием доминирующей структуры пегматитового поля.

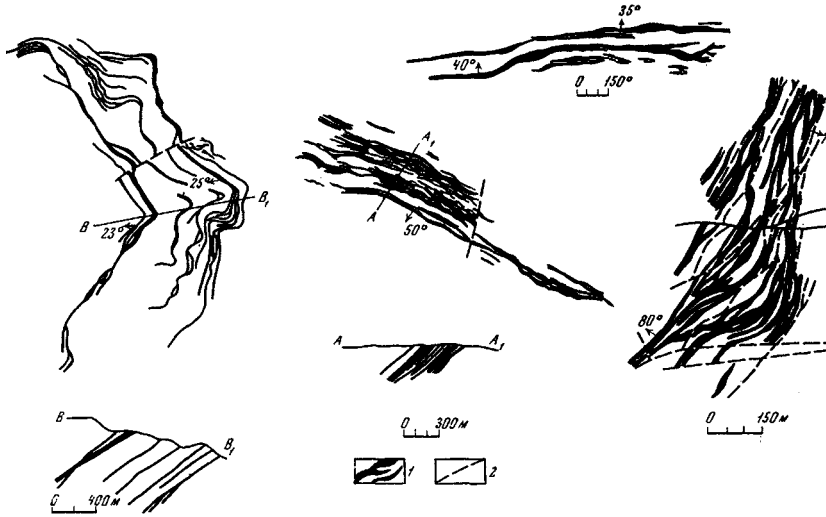


Рис. 25. Структуры месторождений альбит-сподуменовых пегматитов (Солодов, 1971):
1 — пегматитовые тела, 2 — тектонические нарушения

Морфологически альбит-сподуменовые пегматиты представляют собой плитообразные жилы и дайки (см. рис. 25). Их длина их обычно составляет 500–2800 м, мощность 10–40 м. Отношение длины жил к их максимальной мощности достигает 50–80, т. е. наивысших значений из всех типов пегматитов.

Главными минералами описываемых пегматитов являются кварц, альбит и сподумен, а микроклин имеет сугубо подчиненное развитие: в типичных альбит-сподуменовых пегматитах его количество не превышает 10–15 %. Из второстепенных минералов обычны чешуйчатый ярко-зеленый мусковит или жильбертит, сине-черный турмалин, гранат, апатит, касситерит. Редкометалльные минералы наряду со сподуменом представлены бериллом, колумбитом, холмквиститом, изредка трифилином-литиофиллитом, монтебразитом.

Ценным преимуществом парагенетической классификации по сравнению с другими классификациями является возможность быстрого и точного определения типа пегматитов непосредственно в поле по ряду признаков. Особенно легко установить тип пегматита по зональности. Последняя выражается в закономерной смене структурно-текстурных разновидностей минеральных агрегатов. Н.А. Солодов (1962) предложил называть зонами «структурно-минералогические комплексы минералов, пространственно обособленные в пегматите в результате кристаллизационной дифференциации пегматитового расплава-раствора и представляющие собой прерывистые или непрерывные оболочки вокруг центральной зоны (ядра, жилы)».

Для редкометалльных пегматитов характерны следующие основные зоны (Солодов, 1962): *кварц-полевошпатовые* (аплитовидная, гранит-пегматитовая, графическая, пегматоидная, блоковая); *альбитовые* (крупнотаблитчатого, мелкозернистого, сахаровидного альбита, клевеландита и мелкопластинчатого альбита); *сподуменсодержащие* (кварц-альбит-сподуменовая, кварц-клевеландит-сподуменовая и кварц-сподуменовая); *слюдяные* (кварц-мусковитовая, крупнолистоватого и чешуйчатого мусковита, чешуйчатого лепидолита); *кварцевая* (блокового кварца).

Практическое значение зон неодинаково. В этом отношении прежде всего важно отметить, что наибольшее количество редкометалльных минералов, как это справедливо подчеркивал К.А. Власов (1952), тесно связано с альбитовыми и альбитсодержащими зонами. Меньшее количество редкометалльных минералов, имеющих промышленное значение, ассоциирует со слюдяны-

ми зонами, и совершенно незначительная роль в редкометалльном оруденении принадлежит кварц-микроклиновым зонам. Крупнопризматический берилл, развитый в блоковой кварц-микроклиновой зоне, парагенетически связан с микроклином, так как обычно располагается на границе его блоков и блоков кварца.

2.3. Слюдоносные пегматиты (пегматоиды)

Серьезный шаг на пути применения более широкого системного подхода в познании пегматитов и пегматитогенеза, приведший к постановке вопроса о формациях пегматитов с выделением конкретных формаций в послевоенные годы, был предпринят группой исследователей (Родионов, 1960; Гинзбург, Родионов, 1964; Дворкин-Самарский, 1962; Великославинский, Соколов, 1960; Шмакин, 1970). Их публикации открывают новый этап изучения пегматитов, в течение которого на новом уровне решаются вопросы структурного (Беломорский комплекс..., 1962; Великославинский и др., 1963; Чесноков, 1966; Геологические факторы..., 1972) и метаморфического (Великославинский и др., 1963; Соколов, Филиппова, 1965; Чесноков, 1966; Карпов, 1966) контроля мусковитовых пегматоидов. Несколько позднее была обоснована зависимость минерагенической специализации пегматитов (пегматоидов) глубоко метаморфизованных комплексов от режима давления при региональном метаморфизме (Соколов и др., 1975; Володичев, 1975; Салье, 1975; Гинзбург, Родионов, 1960, 1979).

Детальное изучение мусковитоносных районов показало, что они неодинаковы по возрасту вмещающих пород, материнских тел гранитоидов и кварц-полевошпатовых тел и самих пегматитов (пегматоидов). Стало ясно, что образование мусковитовой минерализации оторвано во времени от образования самих гранитоидов. Отсутствие зональности кварц-полевошпатовых тел, особенно зоны письменных гранитов, не позволяет называть эти образования пегматитами. Необходимо называть их пегматоидами (см. гл. 1).

Мусковитовые пегматоиды встречаются не только в породах амфиболитовой фации метаморфизма, но также в гранулитовой и эпидот-амфиболитовой. Общей чертой всех районов является приуроченность месторождений к интенсивно дислоцированным участкам докембрийских пород. Особенно ярко это видно при изучении архейских мусковитоносных поясов в Индии

и в Карело-Кольском регионе, каждый из которых связан с осложняющей структурой в пределах фундамента платформы. Главная часть фиксируемого высокого давления обусловлена, очевидно, тектоническими причинами, сжатием между блоками фундамента и воздействием давления больших глубин вдоль зон разломов (Шмакин, 1970).

В Карелии форма и условия залегания пегматоидных тел характеризуется большим разнообразием. Многие исследователи на основании этого производили различную систематизацию жил (П.А. Борисов, Л.Н. Лабунцов, В.А. Шустов, А.В. Скропышев, П.П. Боровиков и др.). В.Д. Никитин (1952) на основе этих исследований предлагает выделить следующие группы жил.

1. **Пегматоиды очень неправильной формы:** *штокообразные, корытообразные, неправильно линзообразные* и им подобные. Они залегают в различных условиях. При достаточной обнаженности участков обнаруживается, что они заполняют разломы причудливой формы. Разломы почти всегда сопровождаются сильной пластической деформацией гнейсов.

2. **Жилы правильной плитообразной формы.** Они характеризуются большой длиной при сравнительно небольшой мощности и прослеживаются на значительную глубину по падению. В подавляющем числе случаев устанавливается, что эти жилы выполняют трещины и полости разломов. Почти всегда жилы этого типа являются секущими, слои гнейсов около них бывают слегка изогнуты.

3. **Жилообразные и линзообразные тела** зачастую с отдельными пережимами и раздувами. Они залегают почти согласно со слоистостью гнейсов, приурочиваясь к трещинам, тесно связанным со складчатыми формами гнейсов, приурочены к системе трещин в замковых частях складок.

Наиболее обширные мусковитовые жильные поля приурочены в Мамско-Чуйском слюдоносном районе к полосе симметричных антиклинальных складок, протягивающихся вдоль оси Мамского синклинория. По направлению к крыльям синклинория количество пегматоидного материала постепенно уменьшается. Уменьшается также количество слюдоносных тел. В то же время общая мигматизация пород возрастает вплоть до преобразования их в теневые мигматиты — гранитогнейсы (Родионов, Роненсон, 1972).

Для Мамско-Чуйского района характерно разнообразие структур жильных полей. В полосе антиклинальных складок, протягивающихся вдоль оси Мамского синклинория, широко рас-

пространены пегматоидные массивы неправильной формы, гигантомигматиты, сетчатые инъекции. В других слюдоносных районах таких полей не наблюдается. В крыльях синклинория обычны поля согласных пластовых и седловидных жил, поля продольно-, поперечно-секущих и комбинированных жил (рис. 26).

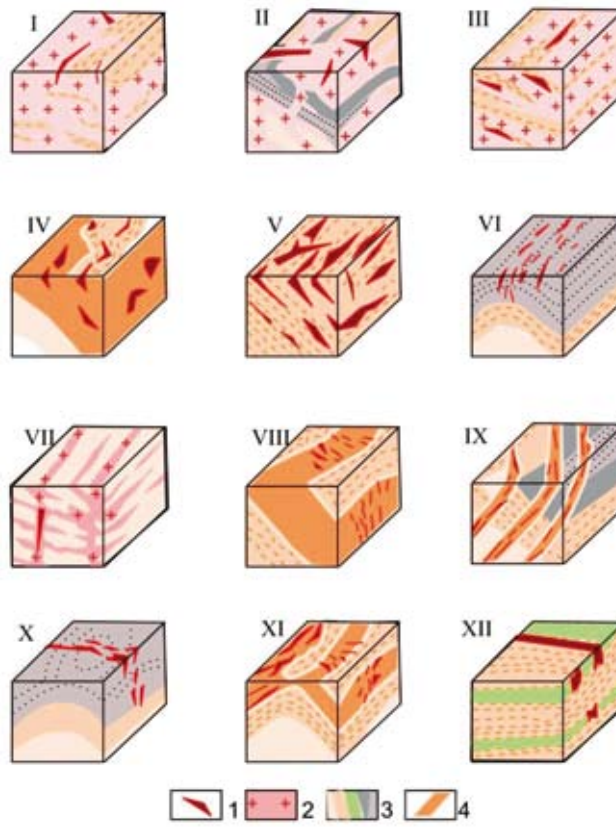


Рис. 26. Главные типы пегматоидных полей (Родионов, Роненсон, 1972):

1 — слюдоносные пегматиты (пегматоиды); 2 — мелкозернистые пегматиты (пегматоиды); 3 — слои вмещающих пород; 4 — зоны рассланцевания.

I — поля пегматоидных массивов, II — поля сетчатых инъекций, III — поля гигантомигматитов, IV — поля согласных седловидных жил, V — поля согласных и диагонально-секущих жил, VI — поля продольно-секущих жил, VII — поля продольно-секущих жил с пластовыми апофизами, VIII — поля поперечно-секущих жил, IX — поля пегматоидных жил в зонах рассланцевания, X — поля-цепочки поперечно-секущих жил, XI — комбинированные поля, XII — поля межбудинных тел

В Мамском районе также устанавливаются связь и обусловленность формы и размеров пегматоидных тел от литологического состава вмещающих пород и характера их тектонических деформаций. Наиболее благоприятными местами для образования жил считаются замки складок, зоны соприкосновения пачек разнородных пород, флексурные изгибы и прочее структуры.

Устанавливается наличие следующих типичных групп жил (Никитин, 1952).

1. *Гигантомигматиты*, обладающие очень крупными размерами и представляющие зачастую сложные сетчатые образования с наличием секущих и согласных контактов.

2. *Жильные тела*: А) согласно залегающие: 1 — линзовидные и трубчатые; 2 — пластовые залежи; 3 — седловидные тела. Б) секущие тела: 1 — дайкообразные по форме пегматиты; 2 — жильные тела с многочисленными межпластовыми и частью секущими апофизами; 3 — жильные тела неправильной штокообразной формы.

3. *Мелкие послойные линзовидные инъекции*.

Граниты, с которыми пространственно и генетически связаны мусковитовые пегматоиды — типичные автохтонные граниты подвижных поясов, по Г. Риду, или граниты формации мигматитов, амфиболитовой фации древних платформ, по Ю.А. Кузнецову.

Образование мусковитоносных гранитов происходит при ультраметаморфизме, в высокотемпературных и высокобарических условиях амфиболитовой фации. Именно этим объясняется преимущественная приуроченность не только метаморфических, но и собственно магматических пегматоидов к породам амфиболитовой фации метаморфизма. Связь эта носит, таким образом, «парагенетический» характер. Будучи инъекционными, магматические пегматоиды находятся не только в пределах амфиболитовой, но и в пределах гранулитовой или эпидот-амфиболитовой зоны метаморфических пород (Великославинский и др., 1963; Соколов, 1970; Салье, 1975).

Пегматоиды необходимо рассматривать не только как крупнозернистые породы, но и как самостоятельные геологические тела, имеющие определенный состав, морфологию и историю формирования. Их нельзя классифицировать только по структурному или структурно-парагенетическому признаку на гипидиоморфнозернистые, графические, пегматоидные разности. В каждом пегматоидном теле сочетаются несколько таких разностей, образующихся в определенной последовательности.

В качестве главного классификационного признака сотрудниками СО АН СССР были приняты состав и внутреннее строение пегматоидных образований, т. е. количественные соотношения между полевыми шпатами и слюдами, текстуры и структуры пегматоидов. Состав и строение пегматитов (пегматоидов), а также морфология тел определяются способом их образования.

В основу предлагаемой группировки пегматоидных образований положено представление о гетерогенности (полигенности). Б.М. Шмакин и В.А. Макрыгина (1969) считают возможным образование пегматитов (пегматоидов) метаморфических процессах, застывании специфических магматических расплавов, метасоматических процессах, обусловленных воздействием послемагматических растворов.

Сложившиеся к настоящему времени точки зрения на генезис мусковитовых пегматитов (пегматоидов), как и для многих других типов пегматитов, обычно противопоставляются одна другой. Между тем каждая из них основана на большом фактическом материале и для части пегматитовых образований вполне справедлива. Недостатком большинства гипотез генезиса пегматитов (пегматоидов) является стремление объяснить их происхождение с помощью одного механизма. Кроме чисто метаморфических, магматических, метасоматических пегматитовых (пегматоидных) образований, значительным распространением пользуются пегматоидные тела, в которых часть минеральных ассоциаций возникла при развитии метаморфических процессов, часть на магматическом этапе и, наконец, некоторая часть – на более позднем, послемагматическом этапе. Это положение в общем виде выдвигали ряд исследователей (Ферсман, 1926, 1960; Коржинский, 1937, 1953; Петровская, 1937; Ивансен, 1957; Родионов, 1959; Никитин, 1955, 1960; Соколов, 1970; Шмакин, 1970; Кочнев и др., 1971; Загорский и др., 2003).

Согласно этим исследованиям к пегматитообразующим процессам относятся: 1) метаморфическая дифференциация и сегрегация кварц-полевошпатового материала метаморфических пород, в результате которых образуются *метаморфические пегматоиды* (гигантомигматиты, гнейсопегматиты и плагиоклазовые тела); 2) кристаллизация расплава, обогащенного летучими компонентами, дающая начало *магматическим пегматоидам* (ортотектиты, эвтектиты — микроклинсодержащие пегматоиды); 3) постмагматическая и комагматическая собирательная перекристаллизация жильных гранитов и аплитов, образующая *перекристаллизованные пегматоиды* (гранит-пегматоиды и псевдоэвтектиты).

В соответствии с этими признаками пегматоидные образования Мамско-Витимской провинции подразделяются на три следующие группы (Никитин, 1952; Никаноров, 1960; Шмакин, 1970; Родионов и др., 1974).

А. Первично-метаморфические пегматиты (пегматоиды).

1. Незамещенные мелкозернистые плагиоклазовые пегматиты (пегматоиды).

2. Замещенные (слюдоносные) плагиоклазовые пегматиты (пегматоиды).

Б. Первично-магматические пегматиты (пегматоиды).

1. Незамещенные плагиоклаз-микроклиновые пегматиты (пегматоиды).

2. Замещенные (слюдоносные) плагиоклаз-микроклиновые пегматиты (пегматоиды).

В. Послемагматические пегматиты (пегматоиды), представленные кварц-мусковит-плагиоклазовыми жилами.

Третья группа отличается от двух первых тем, что если в первых послемагматические процессы накладываются на уже сформированные пегматоидные тела, в третьей аналогичные процессы проявляются непосредственно во вмещающих метаморфических породах (Шмакин, Макрыгина, 1969; Кочнев и др., 1971).

А.1. Незамещенные мелкозернистые плагиоклазовые пегматиты (пегматоиды). Мелкозернистые плагиоклазовые пегматоиды (рис. 27) — это биотит-кварц-плагиоклазовые породы с полосчатой текстурой и гранобластовой структурой. Размер зерен минералов — от 0,5 до 5 см. Такие мелкозернистые плагиоклазовые тела отличаются от вмещающих плагиогнейсов только размерами зерен, слагающих эти породы минералов, иногда называют гнейсо-пегматитами (Никаноров, 1960). Детальное изучение взаимоотношений мелкозернистых пегматоидов с вмещающими породами показывает, что эта группа пегматоидов является результатом собирательной перекристаллизации при ультраметаморфизме плагиогнейсов мамской толщи и, по сути, являются мигматитами (Завалишин, Чесноков, 1960; Великославинский и др., 1963; Шмакин, 1970; Соколов и др., 1975).

Не исключено, что в процессе метаморфизма, который протекал при температурах 400–650 °С (Карпов, 1965), могло происходить частичное расплавление материала пегматоидов.

Б.1. Незамещенные плагиоклаз-микроклиновые пегматиты (пегматоиды). К этой генетической группе пегматитовых образований относятся крупные массивы гранитовидных пег-

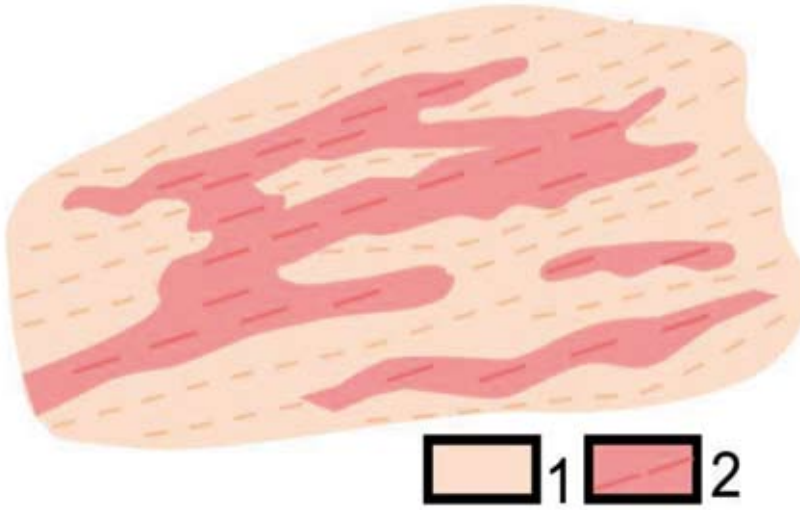


Рис. 27. Тела гнейсопегматоидов в гнейсах (Шмакин, Макрыгина, 1969):
1 — плагиогнейсы, 2 — гнейсопегматоиды

матоидов, гигантомигматиты, обособленные тела плагиоклаз-микроклиновых пегматоидов, не подвергшихся метасоматическим преобразованиям. По происхождению эти пегматиты (пегматоиды) являются результатом гранитизации метаморфических пород с частичным расплавлением на фронте гранитизации (Коржинский, 1953) и перемещением расплава при образовании секущих зон и жил.

Среди плагиоклаз-микроклиновых пегматоидов преимущественно распространены изолированные тела размерами от 1–2 до 200 м в длину при мощности до 40 м. Преобладают линзовидные жилы средних размеров: 5–40 м в длину и 1–10 м мощности. Они почти всегда имеют аплитовую оторочку микроклин-плагиоклазового состава, за которой к центру тела следует плагиоклаз-микроклиновый пегматоид гипидиоморфнозернистой структуры или микроклиновый пегматоид графической (блоково-графической) структуры, слагающий всю центральную часть тела.

Образование согласных, продольно-секущих, поперечно-секущих и диагонально-секущих жил пегматитов (пегматоидов) плагиоклаз-микроклинового состава обусловлено, по Г.Г. Родионову (1959), заполнением возникших при деформациях полостей магматическим расплавом. В карьерах, вскрывающих секущие

тела плагиоклаз-микроклиновых пегматитов (пегматоидов), иногда видны симметричные изгибы пластов гнейсов типа диапиров (рис. 28), расщепление слоев с внедрением материала пегматитов между ними (Шмакин, Макрыгина, 1969).

Кроме того, магматическое образование плагиоклаз-микроклиновых пегматитов (пегматоидов) подтверждается присутствием в их составе высокотемпературных модификаций кварца и калиевого полевого шпата. Гигантомигматитами, вслед за Н.В. Петровской (1937), мы называем серии параллельных жил плагиоклаз-микроклиновых пегматитов (пегматоидов), проникающих по плоскостям сланцеватости метаморфической толщи или по трещинам в массивах гранитовидных пегматоидов. Среди гигантомигматитов, как и среди всех плагиоклаз-микроклиновых

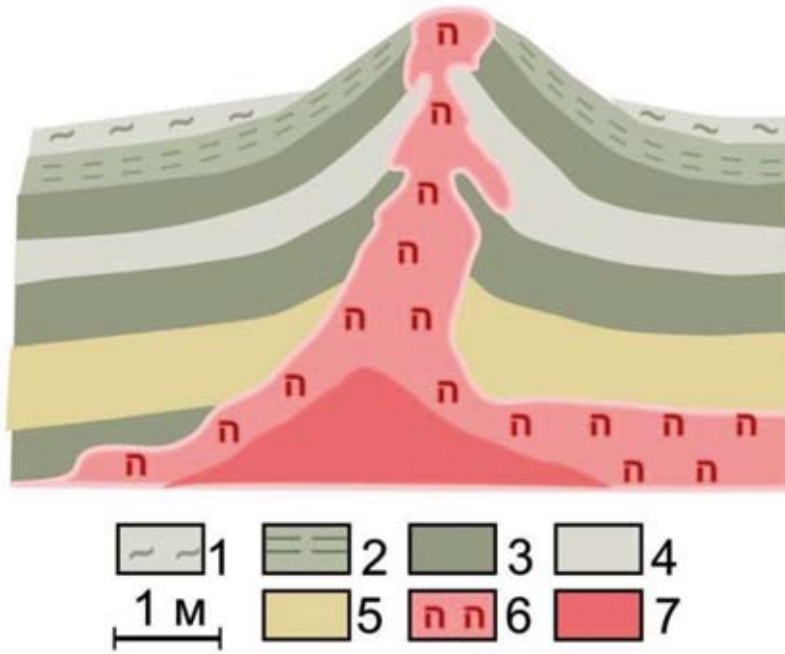


Рис. 28. Апофиза жилы № 66 Слюдянского мусковитового месторождения (Шмакин, 1970):

1 — гранат-биотитовый сланец; 2 — амфиболовый сланец; 3 — биотитовый гнейс; 4 — биотит-кварцевый сланец; 5 — мелкозернистый плагиоклазовый пегматит (пегматоид); 6 — графический микроклиновый пегматит (пегматоид); 7 — крупноблоковый плагиоклаз-микроклиновый пегматит (пегматоид)

пегматитов (пегматоидов), выделяются незамещенные и замещенные (слюдоносные) разности (Шмакин, Макрыгина, 1969).

А.2. Замещенные плагиоклазовые пегматиты (пегматоиды). По структуре замещенные плагиоклазовые пегматиты (пегматоиды), подвергшиеся метасоматическим преобразованиям, представлены крупноблоковыми пегматитами (пегматоидами), в которых мусковит развивается по биотиту или участвует в развитии кварц-мусковитового комплекса по плагиоклазу (Шмакин, Макрыгина, 1969).

Особый интерес представляет ориентировка слюдоносных трещин в пегматоиде. Она довольно разнообразна и зависит от характера залегания того или иного пегматоидного тела. Так, в пределах жилы № 291 слюдоносные трещины ориентированы параллельно контактам, сланцеватости вмещающих пород (Никаноров, 1960). Слюдоносные трещины в жиле № 254 повторяют рисунок складок вмещающих пород (рис. 29).

Крупноблоковые (замещенные) плагиоклазовые пегматиты (пегматоиды) тесно связаны с плагиоклаз-микроклиновыми пегматоидами. Однако связь эта очень сложная. Многочисленные наблюдения показывают, что микроклиновые зоны являются более молодыми (Завалишин, Чесноков, 1960). На всех месторождениях района можно найти примеры секущего положения плагиоклаз-

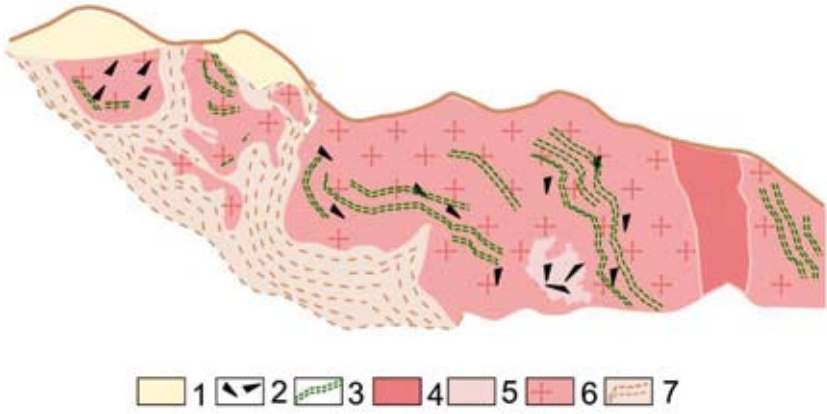


Рис. 29. Замещенный плагиоклазовый пегматит (пегматоид). Зарисовка стенки карьера жилы № 254 (Никаноров, 1960):

1 — четвертичные отложения; 2 — мусковит; 3 — биотит; 4 — гнейсопегматоид; 5 — грейзен; 6 — плагиоклазовый пегматит (пегматоид); 7 — двуслюдяной сланец

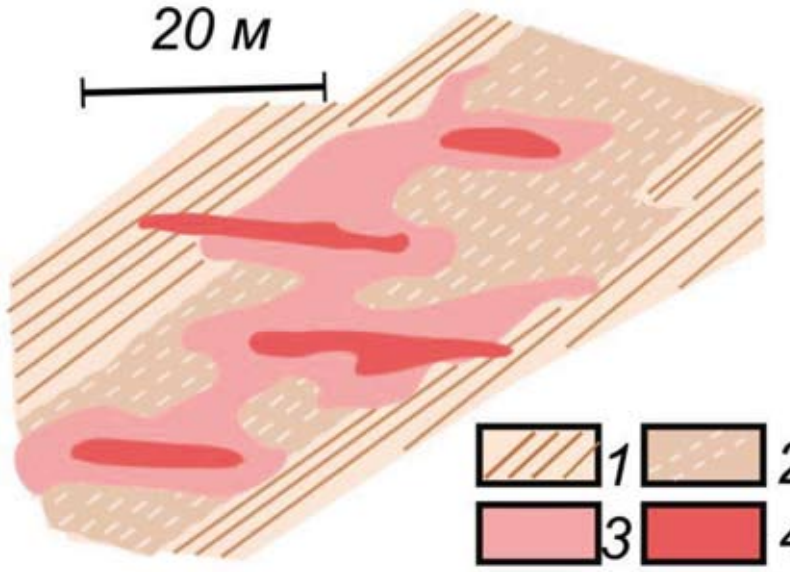


Рис. 30. Схема строения жилы № 269 Мочикитского месторождения (Шмакин, Макрыгина, 1969):

1 — плагиогнейсы; 2 — гнейсопегматоиды; 3 — плагиоклазовый блоковый пегматит (пегматоид); 4 — плагиоклаз-микроклиновый пегматит (пегматоид)

микроклиновых пегматоидных тел внутри плагиоклазовых пегматоидов и случаи пересечения плагиоклаз-микроклиновыми пегматоидами границ тел плагиоклазовых пегматоидов (рис. 30).

Тем не менее слюдоносные крупноблоковые плагиоклазовые пегматоиды являются таковыми только возле секущих микроклиновых зон, переходя на удалении от них в мелкозернистые плагиоклазовые пегматоиды.

Б.2. Замещенные плагиоклаз-микроклиновые пегматиты (пегматоиды). Как уже указывалось, замещенные (слюдоносные) пегматиты (пегматоиды) составляют обычно часть тел плагиоклаз-микроклинового состава. Для всех разновидностей данной группы характерны проявления зональности в распределении структурных разностей. Кроме аплитовой, гипидиоморфнозернистой, графической, блоково-графической, в пегматоидных телах, подвергшихся замещению, встречаются апографическая структура — грубографические срастания микроклина с кварцем, результат перекристаллизации графической структуры, неясно графическая структура (Петровская, 1937) — срастания плагиоклаза с кварцем, структура

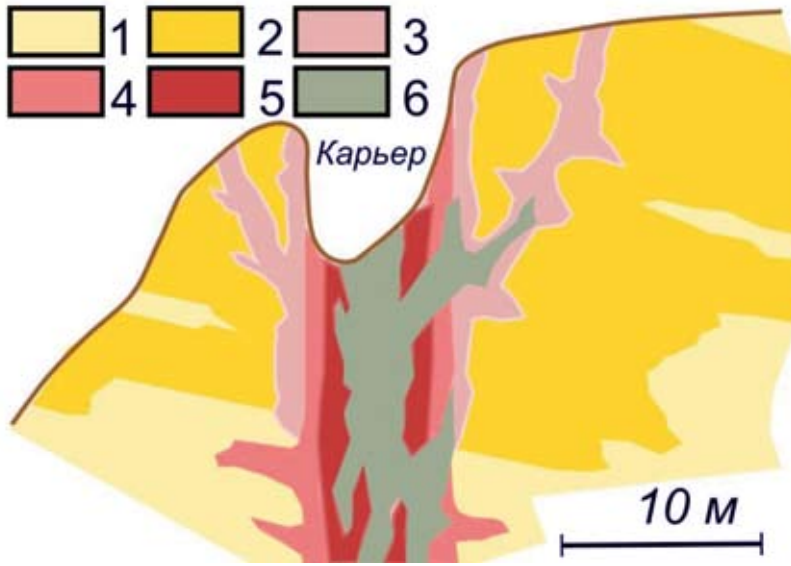


Рис. 31. Схема строения жилы № 1 месторождения Старая Камнига (Шмакин, Макрыгина, 1969):

1 — плагиогнейсы; 2 — мелкозернистый плагиоклазовый пегматит (пегматоид); 3 — крупноблоковый плагиоклазовый пегматит (пегматоид); 4 — мелкозернистый плагиоклаз-микроклиновый пегматит (пегматоид); 5 — блоково-графический микроклиновый пегматит (пегматоид); 6 — зона кварц-мусковитового комплекса

кварц-мусковитового комплекса, поздняя пегматоидная, куда входит «пегматоидный» мусковит (Шмакин, Макрыгина, 1969).

Для крупных протяженных крутопадающих жил характерна симметричная зональность: внешняя зона сложена мелкозернистым пегматоидом с обоими полевыми шпатами и биотитом, далее идет зона блоково-графического микроклинового пегматоида с лейстами биотита, а в центре — зона кварц-мусковитового комплекса замещения (рис. 31).

В штокообразных телах зональность выдержана не так четко. Кварц-мусковитовый комплекс приурочен к осевой части, но нередко проявляется вдоль одного контакта или обоих, захватывает всю мощность пегматоидного тела (рис. 32). Мелкие пегматоидные тела иногда бывают преобразованы кварц-мусковитовым замещением по всему объему.

Зоны гигантомигматитов залегают под реликтами вмещающих пород в массивах гранитоидных пегматоидов, часто в несколько

«этажей». Зоны обычно приурочены к куполообразным частям таких экранов и имеют форму линз (рис. 33).

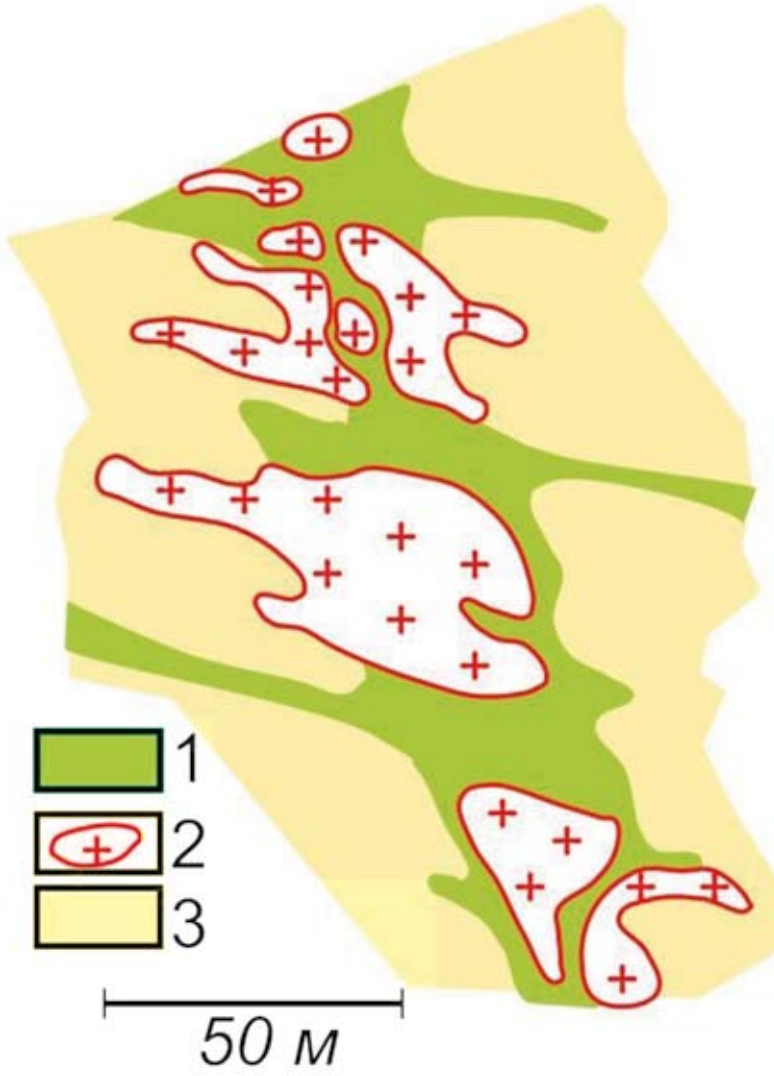


Рис. 32. Жила № 28 месторождения Малое Северное (Шмакин, Макрыгина, 1969):

1 — кварц-мусковитовый замещающий комплекс, 2 — пегматоидное тело, 3 — плагиогнейсы

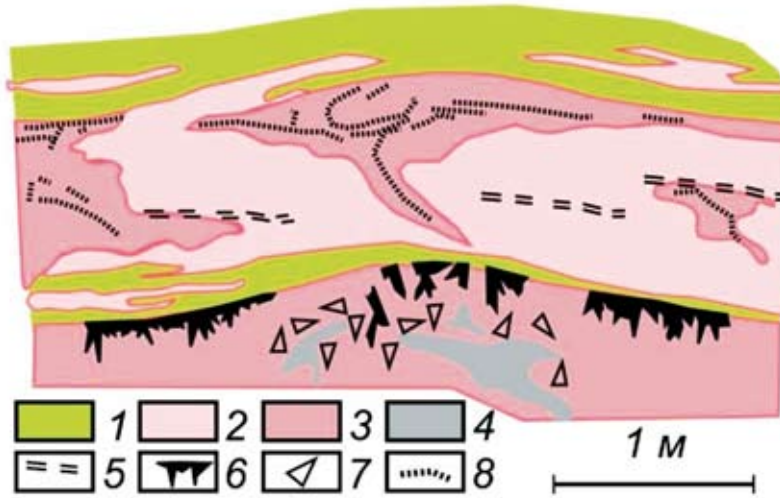


Рис. 33. Зоны гигантомигматита под «экранами» гнейсов. Жила № 5 месторождения Большое Северное (Шмакин, Макрыгина, 1969):

1 — биотитовый гнейс; 2 — гранитовидный пегматит (пегматоид); 3 — плагиоклаз-микроклиновый пегматит (пегматоид); 4 — кварц; 5 — реликтовый биотит; 6 — лейсты биотита; 7 — клиновидный мусковит; 8 — кварц-мусковитовый комплекс

Морфология пегматоидных тел замещенных плагиоклаз-микроклиновых пегматоидов еще более сложная, чем у незамещенных пегматоидов того же состава, так как зоны кварц-мусковитового замещения часто выходят за пределы жилы.

В. Кварц-мусковит-плагиоклазовые жилы. Согласные маломощные кварц-мусковит-плагиоклазовые тела, обычно не содержащие биотита, полностью отвечают по составу кварц-мусковитовому замещающему комплексу в плагиоклаз-микроклиновых пегматитах (пегматоидах).

При пологом залегании кварц-мусковит-плагиоклазовых жил они имеют четковидный облик (рис. 34). «Четки» сложены в основном крупнокристаллическим плагиоклазом, а кварц, мусковит, турмалин приурочены к участкам пережимов и к границам «четок» с вмещающими породами. Полосчатость пород всегда огибает четковидные формы. По-видимому, данная разновидность пегматитов представляет собой результат образования из растворов, производящих кварц-мусковитовое замещение в пегматоидах, когда эти растворы попадают в расширяющуюся трещину вмещающих пород.

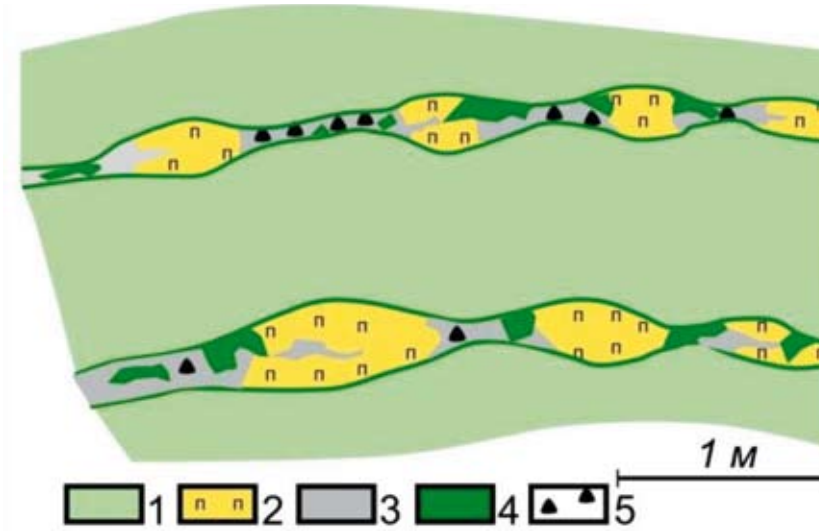


Рис. 34. Схема строения четковидных кварц-мусковит-плагиоклазовых жил. Карьер по жиле № 1 Слюдянского месторождения мусковита (Шмакин, Макрыгина, 1969):
1 — гнейсы, 2 — плагиоклаз, 3 — кварц, 4 — мусковит, 5 — турмалин

Строение кварц-мусковит-плагиоклазовых жил свидетельствует об их образовании в процессе свободной кристаллизации на стенках полостей (Шмакин, Макрыгина, 1969). Кварц-мусковит-плагиоклазовые жилы тесно связаны в распространении с замещенными плагиоклаз-микроклиновыми пегматоидами, являясь в большинстве случаев их апофизами.

2.4. Редкоземельные (керамические) пегматиты (пегматоиды)

До настоящего времени было принято считать, что редкоземельные силикаты встречаются крайне редко, главным образом в гранитных пегматитах. Исследованиями конца XX столетия они были обнаружены во многих генетических типах эндогенных месторождений, начиная от появления их в качестве акцессорных минералов в гранитоидах и заканчивая гидротермальными образованиями, связанными с различными щелочными комплексами (Гинзбург и др., 1959; Семенов, 1963; Редкоземельные силикаты, 1966; Лунц, 1972а, б; Огородников и др., 2007, 2016).

Редкоземельные пегматиты (пегматоиды) в России давно привлекают внимание геологов сложными геологическими и генетическими соотношениями и своеобразной акцессорной редкоземельной минерализацией. Благодаря наличию в этих пегматитах ряда полезных компонентов возможна добыча из них редких земель попутно с керамическим сырьем, слюдой и ураном (Гинзбург и др., 1959; Калита, 1969).

Закономерности распределения редкоземельных элементов в пегматитах отдельных районов восточной части Балтийского щита рассматривали разные исследователи. Так, для пегматитов северо-западной и юго-западной Карелии эти вопросы освещались А.П. Калитой (Калита, 1959, 1961, 1963, 1965), для пегматитов Северной Карелии — К.К. Жировым и др. (1961), для пегматитов северо-западного Беломорья — Л.Н. Рудовской (1966). Анализ зависимости между содержанием редкоземельных элементов и тория в пегматитах Северной Карелии дан К.А. Шуркиным и др. (Беломорский комплекс..., 1962). Исследования по отдельным районам позволяют провести сравнительный анализ главных закономерностей распределения редкоземельных элементов во всех редкоземельных пегматитах восточной части Балтийского щита (Калита, 1969).

Формация редкоземельных пегматитов (пегматоидов), характеризующаяся повышенными концентрациями минералов цериевой или иттровой группы редких земель, формируется в зонах силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой и силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации гранулитовой фации значительной глубинности ($P = 6–11$ кбар; $T = 700–850$ °C). Пегматоиды этой формации не образуют протяженных полей и обычно встречаются в виде серий (пучков) жил незначительной мощности. Это пегматитовые проявления в гранулитовых комплексах Алданского, Анабарского, Балтийского и Украинского щитов, Сутамского массива Олекмо-Становой области, которые представляют собой зоны древней консолидации (Коржинский, 1937; Ферсман, 1940, 1960; Дворкин-Самарский, 1962; Калита, 1969; Соколов, Салье, 1983).

Вовлечение раннеархейских подвижных областей в более позднюю тектономагматическую активизацию может и должно приводить к возникновению пегматитов (пегматоидов) иной металлогенической специализации. В том случае, когда наложенный метаморфизм протекал в условиях иного режима, как это имеет место в Беломорском геотектоническом районе, который охватывает южную часть Кольского полуострова и часть Северной

Карелии (Калита, 1961, 1969, 1974; Салье, 1973; Володичев, 1975), редкоземельная минерализация ассоциирует с мусковитовой, накладываясь на редкометалльные пегматиты.

Большой интерес представляют данные по геологии и структурно-парагенетическим особенностям редкоземельных пегматитов, полученные при изучении пегматитовых полей некоторых районов Сибири. При детальном изучении пегматитовых полей установлены два различных типа редкоземельных пегматитов. Первый тип, соответствующий церовому типу пегматитов, по А.Е. Ферсману (1960), содержит минералы редких земель лишь в виде незначительной примеси. Это магматические и другие высокотемпературные разности пегматитов и гранит-пегматитов, залегающих среди древних толщ, образовавшиеся на больших глубинах одновременно со складчатостью и метаморфизмом (Дворкин-Самарский, 1962). Второй тип редкоземельных пегматитов (пегматоидов) ураноредкоземельный, выделенный А.Е. Ферсманом (1960), формируется также при высоких температурах и давлении. Причем редкоземельные пегматиты (пегматоиды) второго типа нередко пространственно связаны с полями редкометалльных пегматитов, пегматит-аплитов и небольшими телами мелкозернистых гранитов. Все эти образования обычно контролируются крупными разломами и оперяющими их структурами и по возрасту являются значительно более молодыми, чем окружающие их толщи метаморфических горных пород (Дворкин-Самарский, 1962).

В настоящее время среди формации редкоземельных пегматитов (пегматоидов), генетически связанных с щелочноземельными гранитами, в зависимости от преобладания в них тех или иных редкоземельных минералов выделяются следующие типы: *монацитовые*, *ортитовые*, *ксенотим-циртолито-уранонитовые* и с *метамиктными титано-тантало-ниобатами* (Гинзбург и др., 1959; Семенов, 1963; Родионов, 1965; Калита, 1969; Лунц, 1972а, б).

В Сибири выделяется еще пирохлорочевкинитовый тип (Кудрина, Кудрин, 1961; Швей, 1962). Среди редкоземельных пегматитов (пегматоидов) щелочных гранитов Северо-Запада России большинство исследователей (Гинзбург и др., 1959; Швей, 1962; Семенов, 1963; Бельков, 1985) выделяли только один гадолинитовый тип пегматоидов с фергюссонитом, циртолитом, чевкинитом, таленитом и абакумалитом.

А.П. Калитой (1966) и А.Я. Лунцем (1972а, б) в основу классификации редкоземельных пегматитов (пегматоидов) было положено

преобладание той или иной группы полевых шпатов и комплекса редкоземельных минералов. По этому принципу редкоземельные пегматиты (пегматоиды) делятся на следующие: а) микроклиновые, б) амазонитовые. В зависимости от преобладания в них одного или нескольких редкоземельных минералов выделяются девять типов: чевкинитовый, ортитовый, иттротитанитовый, абукумалитовый, абакумулито-иттротитанитовый, абукумалито-фергюссонитовый, циртолито-бломстрадиновый, фергюссонит-торий-циртолитовый. При рассмотрении причин появления всего многообразия типов редкоземельных пегматитов (пегматоидов) определяющее значение имеет выявление основных процессов и этапов формирования пегматитов (пегматоидов) и установление последовательности их развития. Этому вопросу посвящена обширная геологическая литература (Ферсман, 1940, 1960; Никитин, 1952, 1955, 1968; Калита, 1966; Гинзбург, 1955, Гинзбург, Родионов, 1960; Руденко, 1962, 1965; Швей, 1962; Родионов, 1965).

Изучение минеральных парагенезисов и их взаимоотношений в разных группах и типах редкоземельных пегматитов (пегматоидов) щелочных гранитов привело к выводу о длительном и сложном процессе формирования пегматоидов и позволило выявить общую последовательность образования минералов различного состава (Лунц, 1972а, б).

Редкоземельные пегматиты (пегматоиды) залегают среди древних глубоко метаморфизованных пород; в их образовании существенную роль играли процессы переплавления и ассимиляции вмещающих пород, представленных чаще всего биотитовыми парагнейсами и мигматитами (Александрова и др., 1966).

В процессе формирования пегматоидов выделяются два этапа минералообразования: магматический и постмагматический. С магматическим связаны образование жильных гранитоаплитовых пород, гигантомигматитов, плагиомигматитов, кристаллизация высокотемпературного альбита, олигоклаза, анортоклаза, раннего кварца и незначительного количества биотита. Наиболее интенсивно проявляется постмагматический этап минералообразования, являющийся многопериодичным и многостадийным. Выделяются ряд последовательных этапов, стадий, различных по масштабу импульсов минералообразования, разобщенных во времени, периодически проявленными внутрирудными тектоническими подвижками, обусловливающими пульсационный, прерывистый характер поступления из глубины постмагматических растворов (Лунц, 1972а, б).

Монацитовые пегматиты (пегматоиды). Как указывает А.Е. Ферсман (1960), монацит часто встречается в ранних типах пегматитов (пегматоидов), представленных средне- или крупнозернистыми разностями; при этом он тесно ассоциирует с цирконом, гранатом, магнетитом и биотитом. Такие среднезернистые пегматиты (пегматоиды) связаны взаимными переходами с крупнозернистыми жильными гранитами, и отличить их друг от друга не всегда представляется возможным. При разрушении этих пегматоидов часто образуются монацитовые россыпи.

Монацит является наиболее широко распространенным акцессорным редкоземельным минералом в пределах пегматитового поля района Алакуртти, Капраево и Кайта-Тундры, расположенных в юго-западной части Мурманской области. Кристаллы монацита встречаются во всех изученных пегматоидных телах, однако наиболее широким распространением он пользуется в жиле Алакуртти № 1.

Здесь монацит встречается преимущественно в виде хорошо образованных таблитчатых по (100). Головки их образованы гранями (101) и (011). Цвет минерала темно-красный, блеск обычно матовый, реже стеклянный. Особенно много монацита в интенсивно трещиноватых участках грубозернистого альбита. Группы кристаллов монацита всегда окружаются крупнопластинчатым мусковитом. Нередко вблизи скоплений монацита располагаются крупнокристаллический гранат, срастания ксенотима с циртолитом или мелкие кристаллики циртолита. Значительно реже в непосредственной близости от монацита располагаются выделения обручевита и ортита (Калита, 1961).

Ортитовые пегматиты (пегматоиды) представляют собой интересный генетический тип, но мало перспективный в практическом отношении (Гинзбург и др., 1959). А.Е. Ферсман (1960) указывал, что в некоторых районах можно наблюдать все переходы от ортитовых гранитов к ортитовым пегматитам, которые состоят в основном из плагиоклаза, микроклина, кварца, биотита, ортита. В меньшем количестве обычно присутствуют роговая обманка, сфен, магнетит, циркон, апатит, альбит. Количество ортита в пегматитах иногда весьма значительное и достигает 3–5 %. Ортитовые пегматиты могут быть в различной степени дифференцированы. Пластинчатые кристаллы ортита достигают иногда длины до 20–30 см, значительно реже до 80 см, при ширине 5–10 см. Из редких земель в ортите резко преобладает церий (до 50 % от суммы редких земель), лантан (до 30), неодимий (до 20), празеодимий

(до 5 %), в небольшом количестве появляются самарий и гадолиний (Гинзбург и др., 1959).

В пегматитах Кольского полуострова ортит является одним из наиболее широко распространенных акцессорных минералов. В отличие от большинства других минералов редких элементов, распространенных только в более крупных и хорошо дифференцированных редкометалльных пегматитах, отдельные кристаллы ортита нередко можно встретить в более мелких жилах и даже во вмещающих породах. Однако значительные скопления кристаллов ортита также приурочены к крупным пегматитовым телам (жилы Алакуртти № 1, Кайта-Тундры № 1), в которых наиболее широко развиты процессы замещения.

Ортит образует кристаллы, вытянутые по оси с, вдоль которой длина их колеблется от 1–3 до 30–50 см. Для жилы Алакуртти № 1 характерны так называемые сноповидные скопления кристаллов ортита в грубозернистом альбите. В свежем изломе ортит имеет интенсивный черный цвет и смолистый блеск (Калита, 1961).

Развитие в метаморфических породах и пегматитах монацита или ортита всегда вызывало живой интерес у геологов. По мнению Д.П. Сердюченко с соавторами (1967), определяющей кристаллизацию ортита или монацита является окислительно-восстановительная обстановка кристаллизации. Ортит кристаллизуется в восстановительной среде вместе с графитом, ильменитом, сульфидами. Монацит кристаллизуется в окислительных условиях вместе с магнетитом, гематитом, рутилом в кислых породах.

Ортит и эпидот имеют одинаковую кристаллографическую структуру, замещают друг друга и образуют непрерывный изоморфный ряд. Эпидот включает в свой состав только оксидное железо и кристаллизуется в окислительных условиях. В восстановительной среде часть оксидного железа замещается на закисное. При этом в катионной группе образуется недостаток валентности, который компенсируется соответствующей заменой двухвалентного кальция на трехвалентные редкие земли. Поэтому с увеличением восстановительного потенциала вместо эпидота становится возможной кристаллизация ортита или иттроэпидота. Чем больше закисного железа в составе ортита, тем больше в нем редких земель (Сердюченко и др., 1967).

Как показано К.К. Жировым соавторами (1961), характер редкоземельной минерализации в гранитных пегматитах в значительной степени зависит от наличия тех или иных анионов-осадителей в минералообразующей среде. По их мнению, для

гранитных пегматитов наиболее важными являются две ассоциации анионов-осадителей редкоземельных элементов: 1) силикатно-фосфатная (SiO_4), (Si_2O_7), (PO_4); 2) сложная силикатно-фосфатно-ниобиево-тантало-титановая (SiO_4), (Si_2O_7), (PO_4), (Nb, Ta, Ti)O_4. Наряду с этим в упомянутой работе отмечается, что присутствие в пегматитах таких силикатов, как ортит и циртолит, говорит о более сложном ходе процесса. Такое замечание вполне справедливо, поскольку вопрос о роли различных анионов-осадителей в осаждении редкоземельных элементов в настоящее время только начинает изучаться. Особенно интересен с этой точки зрения ортит, который является не просто силикатом, а алюмосиликатом. Катионная часть формулы этого минерала представлена Ca, TR, Fe, Mg, Th, а анионная ($A1SiO_4$). В связи с этим вряд ли можно допустить, что при кристаллизации ортита редкоземельные элементы осаждались силикатными анионами типа SiO_4. Вероятно, роль осадителя редкоземельных элементов при формировании данного минерала играл алюмосиликатный анион типа $A1SiO_4$.

Ксенотим-циртолит-уранинитовые пегматиты (пегматоиды). В ряде районов плагиоклаз-микроклиновые пегматиты, отрабатываемые для получения керамического сырья, содержат повышенное количество редкоземельных акцессорных минералов, представленных ксенотимом, монацитом, иногда ортитом. Кроме того, редкие земли входят в состав титанита, циртолита, апатита и уранинита. Все эти минералы сосредоточены обычно в краевых плагиоклазовых зонах пегматоидных тел.

Ксенотим, постоянно встречающийся в тесном прорастании с циртолитом, является в этом типе наиболее важным редкоземельным минералом и в небольшом количестве может попутно добываться при разработке пегматитов на керамическое сырье или на мусковит (Гинзбург и др., 1959).

Пегматиты (пегматоиды) с метамиктными титано-танталониобатами. По составу породообразующих минералов пегматиты данного типа весьма близки к ксенотим-циртолит-уранинитовому типу и отличаются от них только несколько иным составом акцессорных минералов, в частности широким развитием метамиктных титанониобатов, танталониобатов. По сравнению с монацитовыми и ортитовыми пегматоидами данный тип отличается высокой концентрацией редких земель иттриевой группы. Последние входят в состав ксенотима, фергюссонита, эвксенита, самарскита, хлопинита, кейльгаута, обручевита, гадолинита и др. Вследствие появления всех этих минералов, изоморфно захватывающих уран,

последний не образует в пегматоидах самостоятельных минералов, например уранинита, столь типичного для предыдущего типа. Точно так же в этом типе редко создаются условия для образования берилла, ибо весь бериллий захватывается гадолинитом (Гинзбург и др., 1959).

А.П. Калита (1959) устанавливает следующую последовательность выделения редкоземельных минералов в пегматоидах этого типа: 1) ортит; 2) монацит; 3) бломстрандин-приорит или эвксенит; 4) обручевит; 5) бетафит.

Пегматоиды различных формаций отличаются специфическими минералого-геохимическими особенностями и характером развития метасоматических процессов, а также типоморфными чертами породообразующих и акцессорных минералов. В частности, соотношение плагиоклаза, микроклина и кварца в первичном составе пегматитов; вариации структурного состояния калишпата и содержания в нем натрия (альбитового компонента) как отражение различий в термическом режиме формирования пегматитов; появление специфических акцессорных и рудных минералов — ортита, монацита, эвксенита, фергюссонита, уранинита.

Глава 3.
Гранитные пегматоиды Урала

По современным представлениям, в докембрии большая часть уральских структур, метаморфических комплексов входила в состав Восточно-Европейской платформы. История минерагенической эволюции Восточно-Европейской платформы описывается пятью мегациклами взаимосвязанного эндогенно-экзогенного образования пород и руд (Кулиш, 1990; Ранний докембрий…, 2005; Негруца, 2009; Ткачев, 2009; Богданов, Робонен, 2011; Ибламинов, 2015; и др.): двумя архейскими (ранним — 3,85–3,20 млрд лет — и поздним — 3,2–2,5 млрд лет) — саамским и лопийским, двумя протерозойскими — карельским (2,50–1,65 млрд лет), рифейским (1,65–0,60 млрд лет), а также обобщенным фанерозойским (600 млн лет — настоящее время), которые отчетливо проявлены на сводной диаграмме изохрон возрастов магматических и метаморфических пород (Пушкарев, Обухова, 1980; Рундквист, 1990; Ткачев, 2009). Изучение метаморфических комплексов Урала показало, что фанерозойский этап, в свою очередь, подразделяется на четыре периода (рис. 35) формирования складчатости, магматитов, метаморфитов и сопряженной с ними гидротермально-метасоматической деятельности (Гаррис, 1977; Кейльман, 1974; Овчинников и др., 1975; Краснобаев, 1986; Огородников и др., 2004, 2007, 2012, 2016).

В различные этапы Урал входил в состав разных глобальных тектонических структур. В рифее — со Скандинавией и Балтийским щитом. В венде-кембрии Урал входил в состав Кадомского коллизионного орогена. На запад он протягивался до периферии Балтийского щита, а на восток — до Енисейского кряжа — периферии Сибирской плиты. В нижнем ордовике коллапс уничтожил этот ороген, начался океанический спрединг. В результате Урал вошел в состав Урало-Монголо-Охотского складчатого пояса (Пучков, 2010).

Длительное и сложное полициклическое развитие щитов платформ, обусловленное сменой различных геотектонических

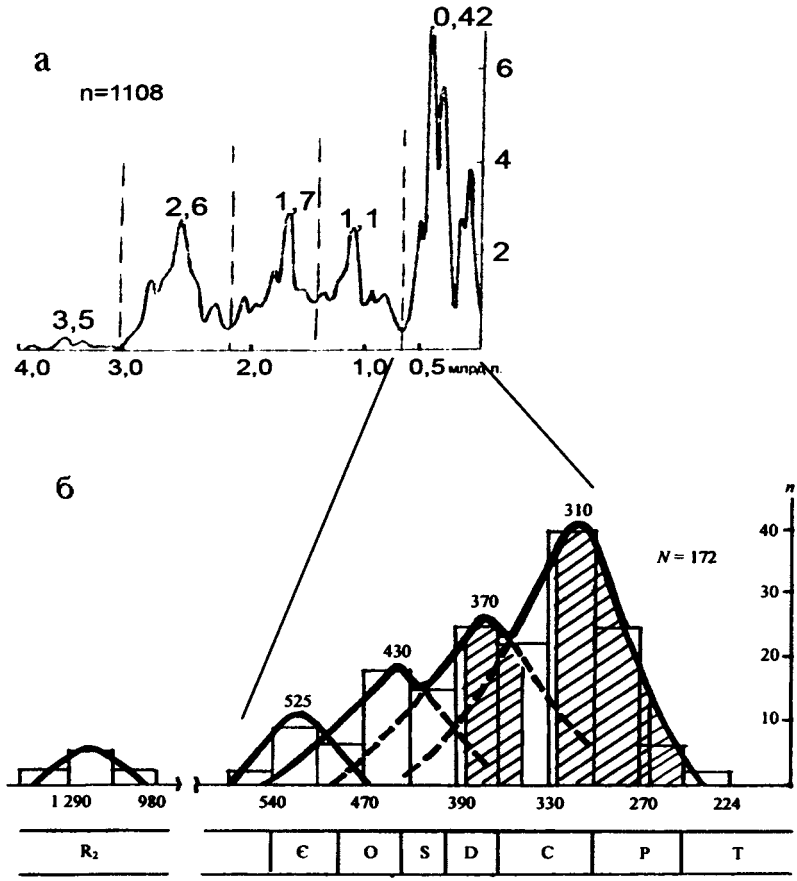


Рис. 35. Сводная диаграмма распределения изотопных Rb-Sr датировок абсолютного возраста пород гнейсомигматитовых комплексов Восточно-Европейской платформы (Пушкарев, Обухова, 1980) (а) и пород Уфалейского метаморфического блока (Кейльман, 1974; Огородников и др., 2007, 2016) (б).

Заштрихованы области ранней и поздней палеозойских коллизий

режимов (от прогеосинклинального в архее, протоактивизации в протерозое до тектономагматической активизации в рифее и фанерозое), предопределило разносторонность и длительность проявления рудообразующих процессов, в результате которых на платформах и в областях их активизации сочетаются месторождения различных генетических типов.

Эволюция эндогенного рудообразования четко контролируется геодинамическими, физико-химическими, вещественными и многими другими особенностями развития во времени и пространстве метаморфизма, связанного с определенными геологическими обстановками и формационными комплексами. Практически все метаморфогенные месторождения полигенны с разнообразными источниками рудного вещества.

В каждый конкретный отрезок времени образовались такие метаморфогенные месторождения, которые генетически сопряжены с широко проявленным и интенсивным рудообразующим метаморфизмом в геологических комплексах, обладающих достаточным металлогеническим потенциалом. Интенсивность и масштабность метаморфогенного рудообразования суть производная интенсивного и масштабного рудоформирующего метаморфизма в благоприятных условиях (Кейльман, 1974; Добрецов, 1975; Кулиш, 1990; Коротеев и др., 2010; Огородников и др., 2016).

Анализируя данные по геологии, геохронологии, биостратиграфии и минерагении докембрийских блоков Урала, устанавливают основные черты его развития. Архейско-протерозойские образования Урала в целом сходны с одновозрастными образованиями фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Геолого-геофизические данные свидетельствуют о том, что к началу рифея существовала единая Русско-Западно-Сибирская эпикарельская платформа с корой континентального типа (Берлянд, 1990). Результаты изотопного датирования на восточном склоне Урала подтверждают наличие среди них дорифейских пород. Например, мигматизированные плагиогнейсы Селянкинского блока, для которых А.А. Краснобаевым установлен палеопротерозойский U-Pb возраст метаморфизма (2080 млн лет), имеют архейский Nd модельный возраст (2750 млн лет); возраст плагиогнейсовой палеосомы может быть еще более древним и соответствует возрасту плагиогнейсов тараташского комплекса (3100 млн лет). В их развитии нужно подчеркнуть тенденцию к проявлению низкоградиентных режимов метаморфизма в позднем архее.

В послеархейской геологической истории выделяются два протерозойских мегацикла — карельский и рифейский с рубежом между ними около 1600 млн лет (Кейльман, 1974; Гаррис, 1977; Пушкарев, Обухова, 1980; Хаин, 2003; Короновский и др., 2006; Ранний докембрий..., 2005). Карельский мегацикл сопровождался региональной переработкой и архейских, и раннепротерозойских комплексов. Рифейский мегацикл отражает процессы рифтогене-

за, протекавшие в этот период в зрелой континентальной коре. Это был предгеосинклинальный период. Собственно геосинклинальный процесс с новообразованием океанической коры начался с венда-кембрия и завершился в герцинское время (Иванов, 1982; Пучков, 2000, 2010).

Сочетание генетических типов месторождений находится в закономерной связи с эволюцией геологических процессов, способствующих рудообразованию. На платформах и областях активизации к их числу относятся все известные геологические процессы — седиментогенез, метаморфизм, ультраметаморфизм, магматизм и гидротермально-метасоматические преобразования постмагматической стадии, но роль их в каждую эпоху и эволюционные пути различна. Сочетание разновременных и разнородных процессов преобразования вещества в различных геологических условиях привело к тому, что значительная часть метаморфических месторождений являются полихронными и полигенными.

Метаморфогенные месторождения по распространенности и разнообразию генетических и минеральных типов получили наибольшее развитие в протерозое. От архея к фанерозою четко фиксируется направленность в метаморфогенном рудообразовании — интенсивность и масштабность метаморфических процессов в целом снижается, а следовательно, уменьшается и значимость метаморфогенного рудообразования. Широко распространенные в докембрии высокотемпературные средней и большой глубинности регионально-метаморфические и ультраметаморфические месторождения (кианитовые кварциты, редкоземельные и керамические пегматоиды) постепенно уступают место низкотемпературным средней и малой глубинности регионально-, гидротермально- и контактово-метаморфическим месторождениям (алюмокремниевым и редкометалльным метасоматитам, гранитным пегматитам, золото-, щеелито- и хрусталеносным кварцевым жилам).

Повсеместно развитый в нижнедокембрийских комплексах однообразный глубокий региональный метаморфизм со временем сменяется в молодых толщах зональным, поясовым и, наконец, пятнистым, локальным. В фанерозое, как следствие активного проявления плитной тектоники, образуются метаморфогенные месторождения с высокобарическими минеральными ассоциациями в шовных зонах. Фанерозойские метаморфогенные месторождения в отличие от раннедокембрийских становятся все более сложными, дифференцированными, контрастными, полигенными,

число их разновидностей увеличивается, руды становятся более комплексными и образуются во все большем числе типов геологических структур (Кулиш, 1990; Овчинников, 1998).

На всех щитах древних платформ и в пределах фундамента плит, перекрытых чехлом рифейских и фанерозойских отложений, наиболее примечательной чертой геологического строения является наличие зеленокаменных, гранулитогнейсовых областей (поясов), возникают гранитогнейсовые купола. Зеленокаменные пояса – мощные толщи относительно узких областей распространения метаморфизованных и деформированных вулканогенных, осадочно-вулканогенных и осадочных пород в пределах докембрийских кратонов, окруженные и интрудированные гранитоидами. Гранитогнейсовые купола сложены орто- и парагнейсами, «пропитанными» гранитными массивами и превращенными в поля гранитогнейсов (Кейльман, 1974; Ранний докембрий..., 2005). Широким развитием гранулитогнейсовые пояса характеризуются на Восточно-Европейской платформе, в пределах Балтийского и Украинского щитов, Воронежского массива и под фанерозойским чехлом Русской плиты.

В пределах Волго-Уральской антиклизы в разрезе архея выделены две серии (Геологическое строение СССР..., 1985), сформированные в течение протогеосинклинального этапа. Нижняя серия (отрадненская) сложена метавулканитами, верхняя (большеремшанская) — существенно глиноземистыми образованиями (табл. 5). Породы обеих серий метаморфизованы в гранулитовой фации умеренных давлений и превращены в двупироксеновые кристаллосланцы и гнейсы с гранатом, силлиманитом, кианитом, амфиболом, существенно мигматизированы и заключают тела эндербитов, чарнокитов. По возрасту и формационной принадлежности они аналогичны эндербитам Карелии и приурочены к заключительной стадии позднеархейского этапа формирования протокоры (Шалагинов, 1997).

Второй структурно-вещественный комплекс супракрустальных образований — гнейсово-амфиболитовый — распространен более широко в антиклинорных зонах Урала. Он сложен гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, мигматитами, представляющими собой продукты метаморфизма амфиболитовой фации первичных осадочно-вулканогенных и магматических пород. Несмотря на более поздний и неоднократно проявленный по отдельным зонам диафторез амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, реликты гранулитового субстрата (осо-

бенно «гранулитовые» цирконы, образованные в условиях ареального гранулитового метаморфизма, происходившего более 2,5 млрд лет назад) хорошо сохраняются (Краснобаев, 1986).

На востоке Восточно-Европейской платформы (*западный склон Урала*), северном окончании Башкирского антиклинория раннеархейский возраст (3,2–2,8 млрд лет) установлен для пород *тараташского комплекса*. Архейские образования слагают гранулитогнейсовый структурно-вещественный комплекс доуралид, который представлен двупироксеновыми кристаллическими сланцами, гнейсами с гранатом, силлиманитом, гиперстеном, иногда графитом, магнетитовыми кварцитами, магнетит-гиперстеновыми породами и др. Эти породы испытали гранулитовый метаморфизм умеренных давлений (2,6 ± 0,1 млрд лет) с образованием высокоглиноземистых гранитоидов, эндербитов и чарнокитов. Тараташский комплекс представляет, очевидно, непосредственное продолжение фундамента Волго-Камской антеклизы Русской плиты (Краснобаев, 1986; Хаин, Божко, 1988; Шалагинов, 1997; Пыстина, Пыстин, 2002).

На западном склоне Урала нет достоверных возрастных аналогов тараташского комплекса среди известных высокобарических гранулит-метабазитовых образований.

В *Восточно-Уральской антиклинорной мегазоне* с верхней частью тараташского комплекса по возрасту сопоставляются существенно гранулитоамфиболитовая *пряничниковская серия* Салдинского комплекса, амфиболитогнейсовая *селянкинская свита* Ильменогорского, гнейсовая *шумихинская свита* Сысертского комплекса. Все они расположены в Сосьвинско-Ильменогорской тектонической зоне, напротив Уфимского амфитеатра, тем самым подтверждая предполагаемую связь с выступом архейского кристаллического фундамента, отторженцами которого, вероятно, и являются (Шалагинов, 1997). Породы указанных серий и свит начинают разрез раннего докембрия Урало-Тобольской геоантиклинали, и их становление связано с саамским, лопийским геотектоническими мегациклами (см. табл. 5).

Пряничниковая серия (свита), выделенная В.А. Грачевым с соавторами (1969), расчленена на нижнюю толщу (более 500 м) двупироксеновых и клинопироксен-гранатовых (эклогитоподобных) сланцев и верхнюю толщу (1000 м) пироксен-амфиболовых, скаполит-пироксен-амфиболовых плагиогнейсов и гранат-пироксеновых амфиболитов. Изотопный состав U-Pb возраст «гранулитовых» цирконов — 2,23 млрд лет (Краснобаев, 1986).

Схема корреляции отложений архея

Общая шкала		Этап	Подэтап	Восточная окраина Восточно-Европейской		
Акротема	Эонотема			Волго-Уральская область	Центрально-Уральское краевое	
					Ляпинско-Исовская зона	Харбейская зона
Протерозой	Нижний протерозой (карелий)	Архейско-раннепротерозойский	Раннепротерозойский	Сармановская серия Гнейсы амфиболовые, пироксен-амфиболовые, кристаллические сланцы, амфиболиты	Няртинский комплекс Верхний (нярташорский подкомплекс) — гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, мраморы Нижний (яроташорский подкомплекс) — амфибиолиты, гнейсы	Харбейский коплекс Свиты: париквасьшорская — высокоглиноземистые гнейсы и кристаллические сланцы; ханмейхойская — амфиболиты, гнейсы, мраморы, кварциты; лаптаюганская — амфиболиты, гнейсы; марункеуская — эклогиты, амфиболиты, гнейсы Неркаюский комплекс — гнейсы, амфиболиты, эклогиты, глаукофановые сланцы
Архей			Архейский	Большечеремшанская серия Высокоглиноземистые кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, мигматиты Отрадненская серия Гиперстеносодержащие кристалические сланцы, метагабброиды, метаультрамафиты, эндербиты, чариокиты		

Таблица 5

и раннего протерозоя (Шалагинов, 1997)

платформы		Урало-Тобольская геоантиклиналь		
поднятие		Восточно-Уральская мегазона		Зауральская мегазона
Башкирская зона	Уралтауская зона	Сосьвинско-Ильменогорская зона	Челябинско-Адамовская зона	
	Уфалейский комплекс Свиты: сюдяногорская — амфиболиты, гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты; егустинская — амфиболиты, гнейсы, мигматиты Александровский комплекс — амфиболиты, гнейсы, кристаллические сланцы с кианитом, ставролитом, силлиманитом, жедритом	Салдинский, Мурзинско-Адуйский, Черновский комплекс Ильменогорско-вишневогорский комплекс. Свиты: кыштымская — амфиболиты, гнейсы, графитистые кварциты; еланчиковская — гнейсы, амфиболиты, кварциты; ильменогорская — амфиболиты, кварциты, кварцитогнейсы; вишневогорская — гнейсы, горизонты амфиболитов	Еремкинская свита и ее аналоги — гнейсы, кристаллические сланцы с гранатом, ставролитом, кианитом, силлиманитом, амфиболом, пироксеном, графитистые кварциты, мраморы, амфиболиты	Красногвардейский комплекс, маринская свита — амфиболиты, гнейсы, кварциты
Тараташский комплекс Подкомплексы: таганский — гнейсы графитсодержащие, кварцитогнейсы; радашный — кристаллические сланцы, гнейсы глиноземистые, кварциты; шигирский — двупироксеновые кристаллические сланцы, амфиболиты, диоритогнейсы, кувательский — кристаллические сланцы гипресен- и оливиносодержащие, магнетитовые кварциты		Селянкинская свита — гнейсы, кристаллические сланцы гиперстеносодержащие, гиперстен-магнетитовые кварциты, амфиболиты Шумихинская свита — биотитовые плагиогнейсы, гранаткианитовые, двухслюдяные, графитосодержащие, мигматиты		

Селянкинская свита, выделенная Г.Г. Доминиковским (1971) нет, расчленена на три подсвиты: нижнеселянкинскую (320 м) — гранат-биотитовые, гранат-биотитовые с силлиманитом, графит-гранат-биотитовые гнейсы с прослоями амфиболитов; среднеселянкинскую (120 м) — диопсид-плагиоклазовые (скаполитовые) сланцы с прослоями гранат-биотитовых гнейсов и амфиболитов; верхнеселянкинскую (300 м) — гранат-биотитовые гнейсы с прослоями амфиболитов, кварцитов и диопсид-плагиоклазовых сланцев. В породах селянкинской свиты хорошо сохранились округлые ядра цирконов гранулитовой фации метаморфизма, имеющих U-Pb возраст 2,32 млрд лет. Цирконы, образованные в регрессивную стадию метаморфизма амфиболитовой фации, имеют изотопный возраст (U-Pb) 1,96–1,70 млрд лет (Краснобаев, 1986).

Шумихинская свита, выделенная Г.А. Кейльманом (1974) в ядрах куполовидных антиклиналей приосевой части Сысертского блока, сложена главным образом биотитовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами. Реже встречаются кианит-гранат-биотитовые, гранат-силлиманитовые гнейсы, нередко с графитом. Видимая мощность 3000 м. Шумихинская свита метаморфизована в условиях амфиболитовой фации, но обнаруживаются реликты более высокотемпературной гранулитовой фации в виде двупироксеновых пород и цирконов с округлыми ядрами.

Рассмотренные примеры гранитогнейсовых областей показывают, что на всех платформах они обладают чертами сходства, хотя есть и некоторые различия.

На завершающих этапах архея саамско-лопийская рудолокализующая оболочка земной коры повсеместно подверглась структурно-тектоническим дислокациям, метаморфизму, метасоматозу, гранитизации и глубинной денудации с выводом нижне- и среднекоровых образований в сферу действия гипергенных процессов. Структурно-метаморфическое преобразование архейской стратисферы и эпиархейские процессы пенепленизации превратили территорию в кратогенную область завершенной складчатости со зрелой, но еще относительно маломощной, мобильной и высокопроницаемой для мантийно-коровых флюидов континентальной корой. Проникновение в нее магматических расплавов контролировалось зонами рифтогенных тектонических швов. Это обеспечивало особый геохимический и гидротермально-метасоматический режим экзогенных процессов и, соответственно, крайне агрессивные условия выветривания архейских метаморфо-магматогенных образований, служивших источником

сноса терригенного материала. Накапливались мощные толщи терригенных мономинеральных кварцевых (кварцитов) и аллитовых отложений, вмещающие уникальные уран-золоторудные месторождения кварцево-конгломератового типа — Витватерсранд, Блейндривер и др., высокоглиноземистых метапелитов – Кейвы, Чупинский парагнейсовый комплекс — Кольский полуостров, Хизоваара — Карелия, Шумихинское, Карабашское — Урал и другие месторождения (Бельков, 1963; Негруца, 2009; Огородников и др., 2012; Небокситовое алюминиевое сырье..., 2011).

Конец архея — начало протерозоя на уровне 2,6–2,5 млрд лет является хорошо выраженным рубежом в пределах всех континентов, к которому приурочены процессы гранитоидного магматизма, регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Только в раннем протерозое во всем объеме начинают проявляться новые структурные элементы — протоплатформы и настоящие подвижные пояса, хотя их прообразы существовали и в позднем архее.

В начале раннего протерозоя после продолжительного периода пенипленизации, эрозии и выветривания территории активизировались эндогенные процессы и тектонические движения. В зонах растяжения, приуроченных к границам крупных архейских блоков, были заложены протяженные линейные пояса и прогибы рифтового типа преимущественно северо-западного простирания, для которых характерным явились интенсивные вулканизм и интрузивный магматизм (Хаин, 2003).

С **карельским (раннепротерозойским) мегациклом** (2,6–1,7 млрд лет) связано зарождение литогенеза, протекавшего в условиях земной коры четко дифференцированной на континентальные и океанические плиты (Негруца, Негруца, 2006; Негруца, 2009). В пределах континентальных (кратонных) областей определяющими факторами минерагенеза явились тектоническая структура и минерагенический состав земной коры, климат, фациально-палеогеографические геодинамические и гидрохимические условия литогенеза, обеспечившие образование мощных толщ сероцветных терригенных, красноцветных терригенно-карбонатных и строматолитово-онколитовых отложений. Принципиальная отличительная черта минерагенической специализации раннепротерозойских образований заключается в их глобальном метаморфизме с резко проявленной как вертикальной, так и латеральной зональностью (Негруца, 2002нет, Негруца, Негруца, 2007).

Спектр метаморфогенных месторождений этого времени весьма широкий. Это основная масса джеспилитов (железистых кварцитов), апатитомагнетитовые, марганцевые, сульфидно-полиметаллические руды, медистые песчаники (Удокан и др.), урановосные конгломераты, золото в черносланцевых толщах, высокоглиноземистые, фосфато-, рутилоносные породы, ультраметаморфогенные абиссальные керамические, редкоземельные, мусковитовые пегматоиды (Добрецов, 1975; Коротеев и др., 2010; Ибламинов, 2015; Огородников, Поленов, 2019).

На *восточной окраине Восточно-Европейской платформы* структурно-вещественные комплексы карельской геотектонической эпохи сложены вулканогенно-осадочными образованиями, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. Они образуют ряд выступов в антиклинорных мегазонах и по геолого-геофизическим данным имеют четкую связь с фундаментом Восточно-Европейской платформы. Абсолютный возраст нижнепротерозойских метаморфических пород кристаллического основания восточной части Русской платформы 1645–1817 млн лет (Гаррис, 1977). Эти породы выступают аналогами карельской формации Балтийского щита.

Наиболее представительными и лучше изученными являются образования *Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса* в Центрально-Уральской и *Ильмено-Вишневогорского комплекса* (ИВК) в Восточно-Уральской антиклинорных мегазонах (см. табл. 5). Наиболее типичным и хорошо изученным представителем карелид в Восточно-Уральской мегазоне служат Уфалейский и Ильмено-Вишневогорский комплексы.

Вещественными и возрастными аналогами Уфалейского и Ильмено-Вишневогорского комплексов являются нятринский, неркаюский, харбейский, александровский гнейсово-амфиболитовые комплексы Центрально-Уральского поднятия, салдинский, мурзинско-адуйский, сысертский, кочкарский, джабык-карагайский, адамовский гнейсово-амфиболитовый комплексы Восточно-Уральской антиклинорной мегазоны (Кейльман, 1974; Шалагинов, 1997; Пыстина, Пыстин, 2002; Коротеев и др., 2010; Огородников и др., 2016).

В составе архейско-протерозойского гранулит-амфиболитового комплекса (тараташский, александровский, уфалейский, ильменогорский, харбейский, нятринский, джабыкский, адамовский и другие комплексы) преобладают метаморфизованные магматические породы: гиперстеновые плагиогнейсы по эффузивам дацито-

вого состава, двупироксеновые кристаллосланцы и амфиболиты. По условиям залегания, структуре и химическому составу устанавливается, что большая часть амфиболитов представляют собой глубоко измененные континентальные щелочные и толеитовые базальты; гиперстеновые габбро-диориты и диориты, относящиеся к непрерывно-дифференцированной известково-щелочной серии (пластовые интрузии или вулканиты). Метаосадочные породы представлены гнейсами (с биотитом, гранатом, кордиеритом, кианитом, силлиманитом, графитом), кварцитами, графитовыми кварцитами и пластовыми телами магнетитсодержащих пород. Возраст гранулитового метаморфизма 2,70–2,08 млрд лет (Кейльман, 1974; Алексеев, 1984; Краснобаев, 1986; Ленных, 1984; Удовкина, 1985; Пыстина, Пыстин, 2002; Краснобаев и др., 2005; Коротеев и др., 2010).

Породы нижнепротерозойских толщ Урала метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, наложенной на более ранний гранулитовый метаморфизм двупироксеновой фации, реликты которого обнаруживаются в виде как сохранившихся гранулитовых ассоциаций, так и большого сходства с породами амфиболитовой фации тараташского комплекса, где переход от гранулитовой ступени к амфиболитовой четко устанавливается (Фации метаморфизма, 1970; Кейльман, 1974; Иванов, Шмакин, 1980; Алексеев, 1984).

По химическому составу среди амфиболитов нижнего протерозоя намечаются умеренно титанистые и титанистые разности, соответствующие толеитовым базальтам (рис. 36); характерная их черта — повышенные железистость, марганцовистость и фосфатоносность (рис. 37).

Таким образом, нижняя часть карелид восточной части Восточно-Европейской платформы сложена в основном вулканогенными, верхняя — вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями, испытавшими региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации умеренного и повышенного давления (Кейльман, 1974; Шалагинов, 1997).

Геохронологические датировки этого этапа соответствуют рубежу 2,05–1,75 млрд лет. Данные по изучению цирконов из пород ильменогорского, джабыкского (кожубаевского), тараташского комплексов, полученные А.А. Краснобаевым (Краснобаев, 1986; Краснобаев и др., 2005), позволили датировать возраст амфиболитового метаморфизма в интервале 1806–1850 ± 70 млн лет.

Метаморфизм является диафторическим по отношению к более раннему метаморфизму гранулитовой фации. В основных

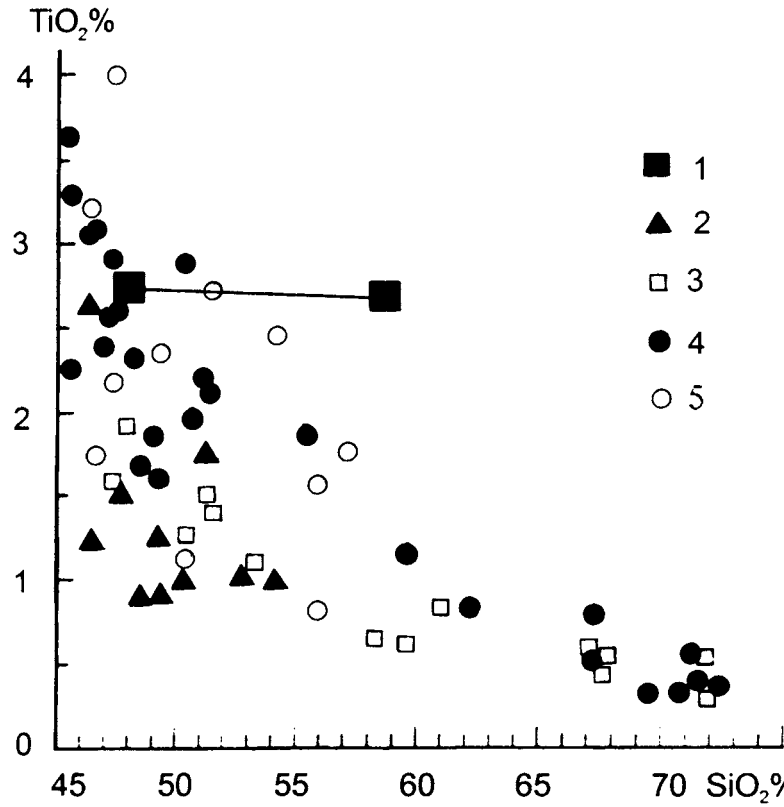


Рис. 36. Диаграмма TiO_2–SiO_2 для субщелочных магматитов нижнепротерозойского гранулит-амфиболитового комплекса основания стадии континентального рифтогенеза (Коротеев и др., 2010):

1 — континентальные трахибазальты навышского комплекса (Бочкарев, Язева, 2000); 2 — амфиболиты селянкинской свиты (ильменогорский комплекс) (Панков, 1984); 3 — магматиты адамовского комплекса (анализы авторов); 4 — магматиты уфалейского комплекса (Алексеев, 1984); 5 — амфиболиты уфалейского комплекса (Гаврилова и др., 2007)

кристаллических сланцах гранулитовой фации наложенный метаморфизм амфиболитовой фации выражается прежде всего реакцией замещения гиперстена куммингтонитом или обыкновенной роговой обманкой, при этом выпадает рутил в виде сагенитовой решетки, который в дальнейшем при перекристаллизации преобразуется в отдельные мелкие зерна, что весьма характерно для амфиболитов Уфалейского комплекса (Вертушков, 1957; Огородников и др., 2016).

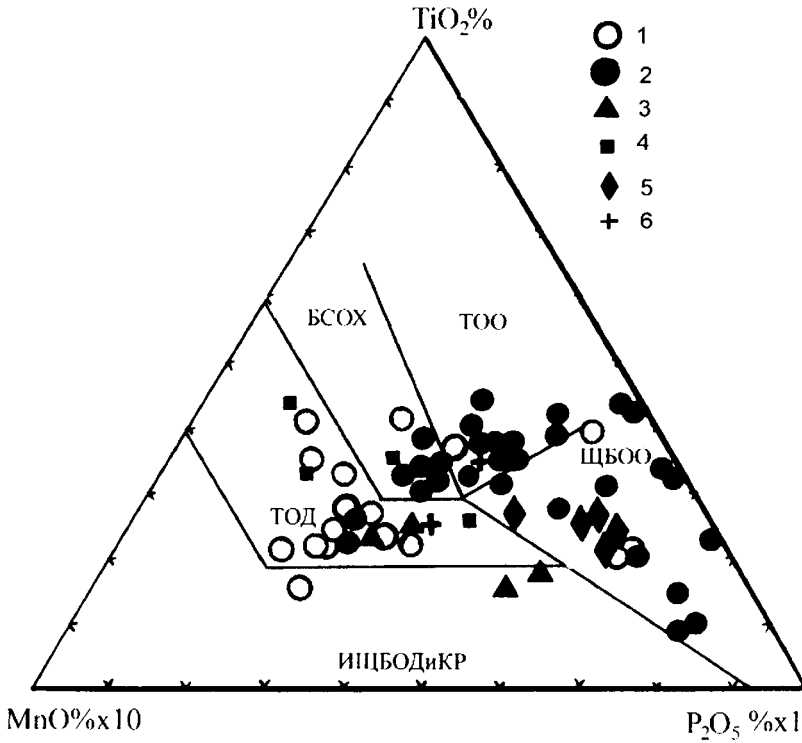


Рис. 37. Диаграмма $MnO–TiO_2–P_2O_5$ для апобазальтовых амфиболитов архейско-протерозойского гранулит-амфиболитового комплекса основания (Коротеев и др., 2010):

1 — амфиболиты тараташского и александровского комплексов (Алексеев, 1984); 2 — амфиболиты уфалейского комплекса (уфалейская свита) (Алексеев, 1984); 3 — амфиболиты ильменогорского комплекса (селянкинская свита) (Панков, 1984); 4 — амфиболиты адамовского комплекса (анализы авторов); 5 — трахибазальты навышского комплекса (Алексеев, 1984); 6 — амфиболиты хобеизского и харбейского комплексов (Бочкарев, Язева, 2000).

Оконтурены поля: ТОО — толеитовых океанических островов, БСОХ — базальтов срединно-океанических хребтов, ТОД — толеитов островных дуг, ИЩБОДиКР — известково-щелочных базальтов островных дуг и континентальных рифтов, ЩБОО — щелочных базальтов океанических островов. Основа диаграммы (Mullen, 1983)

Главной причиной образования подавляющего большинства месторождений в архее и протерозое на щитах и кристаллических основаниях древних платформ были процессы динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма вулканогенных

и седиментогенных пород, содержащих рудные компоненты. Огромные поля развития метаморфических пород, слагающих щиты, фундаменты древних платформ и основания многих подвижных поясов, характеризуются широким развитием мигматитов, пегматитов с подчиненным количеством интрузивных тел. Эти поля занимают более половины всей площади материков Земли. В их пределах сосредоточена большая часть промышленных месторождений железа, никеля, кобальта, вольфрама, золота, олова, титана, меди, урана и других минералов, которые тесно связаны с развитием метаморфизма и ультраметаморфизма. Длительная и неоднородная по интенсивности миграция рудных элементов в породах, вызванная метаморфизмом – растворением, перекристаллизацией иногда даже расплавлением, привела к сложному распределению металлов, рудных и нерудных минеральных образований в метаморфических породах (Белевцев и др., 1972; Белевцев, 1990).

Классификация генетических типов месторождений в соответствии с их принадлежностью к различным металлогеническим эпохам позволяет выделить следующие группы (Металлогения докембрия..., 1978):

1) метаморфические, ультраметаморфические, типичные главным образом для металлогенических эпох раннего докембрия и раннего протерозоя (железо, кианит, корунд, марганец, колчеданные руды), месторождения пегматитов, а также пневматолито-гидротермальные, связанные с процессами ультраметаморфизма (флогопит, мусковит, редкие земли, литий, бериллий, тантал, ниобий);

2) осадочно-метаморфизованные, связанные с накоплением молассоидных геологических формаций в среднем протерозое и в последующем метаморфизованные (золото, уран, медь, никель, кобальт, железо, кианит, графит);

3) магматические, связанные с ультраосновными, основными, щелочными, кислыми интрузивными формациями ранне- и среднепротерозойских эпох (медь, никель, кобальт, платина, хром, титан, железо, кварц);

4) гидротермальные и гидротермально-метасоматические (жильные, метасоматические залежи), связанные в различных геологических обстановках как с гранитоидными или щелочными интрузивными и вулканоплутоническими комплексами, так и с процессами метаморфизма (золото, вольфрам, молибден, свинец, цинк, серебро, ртуть, сурьма, флюорит, барит, кварц, горный

хрусталь). Гидротермальные месторождения фиксируются во всех металлогенических эпохах щитов с заметным увеличением их роли в областях активизации.

Применительно к метаморфогенным месторождениям была разработана генетическая классификация месторождений метаморфогенных полезных ископаемых (Соколов и др., 1975). В основу классификации положен принцип временных соотношений процессов рудообразования и метаморфизма, а также эмпирически установленных связей рудных и нерудных формаций с той или иной фацией либо субфацией определенной фациальной серии, которые являются отражением геотермического режима развития структурно-формационных зон и определяют их металлогеническую специализацию. В соответствии с изложенными принципами рудные и нерудные формации подразделяются на параметаморфические (метаморфизованные осадочные и осадочно-вулканогенные), реометаморфические (переотложенные в ходе метаморфизма) и ортометаморфические (возникшие в процессе метаморфизма).

По мнению Н.Л. Добрецова (1975), говоря о критериях различия пара-, рео- и ортометаморфических месторождений, следует прежде всего уточнить, что простой изохимический метаморфизм сам по себе не создает концентрации полезных ископаемых. Эти концентрации в параметаморфических месторождениях являются частично или полностью дометаморфическими (осадочными, вулканогенными и т. д.), а при метаморфизме меняют лишь минеральную форму и в связи с этим промышленную ценность или даже назначение полезного ископаемого (например, разные месторождения марганца, железа и графита). В других случаях для рео- и ортометаморфических полезных ископаемых (часть месторождений железа, марганца, золота, мусковита, флогопита, кианита и др.) концентрации их создаются при гидротермально-метасоматических или палингенно-метасоматических процессах, сопутствующих метаморфизму. С последним связано и образование коровых магм и магматогенных месторождений (Добрецов, 1975).

Метаморфогенные месторождения по распространенности и разнообразию генетических и минеральных типов получили наибольшее развитие в протерозое. От архея к фанерозою четко фиксируется направленность в метаморфогенном рудообразовании — интенсивность и масштабность метаморфических процессов в целом снижается, а следовательно, уменьшается и значимость

метаморфогенного рудообразования. Широко распространенные в докембрии высокотемпературные средней и большой глубинности регионально-метаморфические и ультраметаморфические месторождения постепенно уступают место низкотемпературным средней и малой глубинности регионально-, гидротермально-контактово-метаморфическим месторождениям.

Метаморфизм и его высшая форма — ультраметаморфизм — обусловливают подвижность элементов, приводят к метаморфическому изменению пород, метасоматической мигматизации и гранитизации. Эти образования могли перемещаться в породах в места малых давлений и создавать поля мигматитов, палингенные интрузивы.

3.1. Керамические пегматоиды, полевошпатовые метасоматиты и докембрийские гранитоиды — продукты анатексиса и ультраметаморфизма в шовных зонах Урала

Метаморфические реакции, протекавшие в рассматриваемых комплексах преимущественно на высоком фациальном уровне в неоднократно менявшейся термодинамической обстановке, естественно, сопровождались изменением относительной подвижности ряда компонентов. Эти изменения не только находили отражение в перераспределении элементов между минеральными фазами, но и обусловливали миграцию вещества в более или менее обширных геологических системах, создавая предпосылки для развития многообразных аллохимических процессов.

В гнейсовых куполах ведущая роль среди метасоматических явлений принадлежит гранитизации. При этом отчетливо намечается связь указанных процессов с характером тектонических структур. Плагиогранитизация обнаруживает постоянную приуроченность к сводовым и периклинальным частям куполовидных структур. Калиевая фельдшпатизация, завершающаяся формированием гранитогнейсов, следует за плагиогранитизацией и связана с линейными шовными зонами тектонических деформаций.

Шовными тектоническими зонами принято называть весьма узкие и протяженные линейные зоны сложного геологического строения, которые являются поверхностным, структурным выражением разломов большой глубины заложения и длительности развития (Пейве и др., 1977), разделяющие различные по строению

крупные блоки земной коры. Такие швы отличаются интенсивным разрывообразованием и разнообразием форм проявлений магматизма и дислокационного метаморфизма. Они обычно представлены сложным набором разрывных нарушений разного генезиса и возраста с длительной историей формирования. Главные черты их строения выясняются лишь в результате специализированных геологических и геофизических исследований.

Шовные зоны играют большую роль в структуре земной коры. Известны закономерности их глобальной ориентировки, кинематические и морфогенетические типы, соотношения ряда количественных характеристик, роль в структурном контроле и локализации магматитов, метаморфитов, метасоматических, рудных и нерудных тел. Неоспоримое прикладное значение имеют разломы в контролировании размещения рудных полей, отдельных месторождений, рудных тел. В формировании и размещении магматических и рудных образований (комплексов) в континентальной коре большую роль играют сдвиговые деформации (Уткин, 1989; Рундквист, 1964; Поспелов, 1963; Семинский, 2003).

Исследование структурной зональности шовных зон сводится к определению общих закономерностей структурной организации разрывных нарушений, связанных со спецификой деструкции коры, приводящей к формированию разлома в тех или иных условиях (Лобацкая, 1987; Семинский, 2003). Для решения этой проблемы необходимо прежде всего изучение характера раздробленности земной коры вдоль осевой зоны разлома. Формирование любой региональной разрывной структуры сопровождается, как известно, возникновением в зоне ее влияния значительного числа сопутствующих (оперяющих) разрывов, а часто и различного рода пликативных структур.

Большое прикладное значение имеют ширина зон динамического влияния разломов, пропорциональная длине разлома, а также амплитуда смещения. Сейчас есть основания полагать, что ширина зоны динамического влияния зависит и от глубины проникновения разломов, их кинематического типа и способа образования, а также от мощности «разрушающейся» коры. С возрастанием мощности земной коры расширяется зона динамического влияния разломов. Различную по ширине зону динамического влияния имеют надвиги и сбросы, круто- и пологопадающие разломы (Шерман, Днепровский, 1989; Семинский, 2003).

Сдвиговым дислокациям сопутствуют повышенные PT-параметры, это обеспечивает пластическое течение пород в нижних

и средних горизонтах земной коры, а также метаморфизм и анатексис их за счет вязкого разогрева среды. Эта важная роль сдвиговых дислокаций в создании условий, благоприятных для генерации магматизма и для рудообразования, остается еще слабоизученной (Уткин, 1989).

Тесная связь оруденения с магматизмом объясняется тем, что в процессе сдвиговой активизации глубинных разломов скрытые структуры растяжения, многократно приоткрываясь и имея постоянно подновляющиеся связи через сдвиговые зоны с глубинными уровнями коры и верхней мантии, играют роль аккумуляторов глубинных энергоресурсов и вещества, в том числе рудного. Поступление рудного вещества в коровые структуры растяжения шло, по-видимому, двумя путями: во-первых, поднималось по глубинным разломам с нижних уровней коры и верхней мантии, во-вторых, скорее всего высвобождалось при плавлении осадочных пород. Установлено, что в сдвиговых зонах развиваются напряжения, которые обеспечивают повышение миграционной способности газово-жидкой фазы (Пэк, 1968). Это связано с повышением на нее давления пород. В межзерновом флюиде благодаря деформации кристаллического каркаса создается избыточное давление; при этом прежде беспорядочное поровое пространство породы приобретает закономерную ориентировку и, несмотря на общее уменьшение пористости, проводящие каналы вытягиваются и удлиняются, что также облегчает движение флюида (Летников и др., 1985). По мере увеличения напряжений и деформаций по описанным законам формирования сдвиговых зон в условиях латерального сжатия континентальной коры последние становятся структурами с аномально высокой проницаемостью. Подобного типа сквозные каналы, действуя как мощные дрены, вбирают в себя первоначально рассеянный поток и транспортируют его на большие расстояния, вплоть до самых верхних уровней земной коры (Пэк, 1968).

Энергоемкие глубинные флюиды, поступающие по сдвиговым зонам, усиливали вынос к поверхности корового рудного вещества, генерированного в этих зонах. Глубинные сдвиговые зоны обеспечивали функционирование флюидно-магматических систем, формируя в себе рудные концентрации в объемах, представляющих практический интерес (Уткин, 1989).

Шовные зоны смятия представляют собой серию флюидо- и теплофлюидопроводников (разломов) с широко проявленными процессами дислокационного метаморфизма и магматизма на глу-

бине, где происходит формирование фильтрующейся колонны со сложным по физической природе режимом стягивания рассеянных газов и жидкостей в более или менее концентрированный поток «стволовой зоны» (Поспелов, 1963), где образуется основная масса гидротермальных месторождений. Эти зоны протягиваются на многие десятки и первые сотни километров, обычно имеют наклон 50–70°. Поскольку сам фундамент имеет гетерогенное складчато-блоковое строение, то и рудоносные разломы образуют сложные системы, располагающиеся либо в пограничных зонах древних щитов, либо в их центральных частях. Такие системы достигают в ширину 10–15 км и состоят из многих параллельных и диагональных разрывов, разделенных менее деформированными породами, представляют собой шовную зону дислокационного метаморфизма, меланжа, бластомилонитов, даек гранитоидов, иньекционных мигматитов и будинажа (рис. 38).

Флюидопроводник — это потенциальный канал, предопределяющий размещение в горной массе наиболее плотного потока фильтрующихся жидких и газообразных флюидов и обеспечивающий сквозное его движение через весь данный объем геологической массы (Поспелов, 1963). Так как температура уменьшает вязкость жидкого флюида, то перегретая вода может двигаться по слабопроницаемой породе как по хорошопроницаемой. Таким образом, теплофлюидопроводники обладают высокой проницаемостью.

Повышенная проницаемость рудоносных разломов в условиях латерального сжатия, как показано, обеспечивалась их сдвиговой активизацией. Однако концентрация руд происходила не на всем протяжении рудоносных сдвигов, а лишь на отдельных ее участках, иногда закономерно удаленных друг от друга. Как показали исследования, концентрацию рудного вещества до ранга месторождения обеспечивали рудолокализующие структуры сдвиговой природы, которые в иерархическом ряду генетически соподчиненных рудоконтролирующих структур рассматриваются как благоприятные для рудоотложения структурные элементы рудоносных сдвигов.

Ранг разрывов, или, иными словами, их масштаб, размеры и геологическая значимость зависят от энергетического источника процесса, его положения в структуре литосферы, пространственных (объемных) размеров, охватываемых этим источником, и длительности его функционирования.

Ранговая классификация отталкивается от трех основных количественных параметров: протяженности сдвигов, надвигов

Рис. 38. Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона смятия, вскрытая в забое карьера по отработке жильной зоны № 4 Слюдяногорского мусковитового месторождения.

Видны блоки деформированных амфиболитов и биотитовых гнейсов, будинированные тела керамических, редкоземельных и мусковитовых пегматоидов, многочисленные дайки плагиогранитов. В нижней части забоя виден вход в штольню

и взбросов по простиранию, ширины области смятия горных пород на земной поверхности (области активного динамического влияния) и амплитуды смещения. Между этими параметрами фиксируется корреляционная зависимость (Лобацкая, 1987; Шерман, Днепровский, 1989; Семинский, 2003).

Исходя из определения шовной зоны (зоны смятия) не только как границы между блоками земной коры, но и как специфического геологического тела с определенным стилем структурно-вещественной организации, понятие отождествляется с объемом земной коры, имеющим аномальное строение, возникшее в результате линейной деструкции коры (Лобацкая, 1987).

Размеры шовной зоны определяются шириной динамического влияния, в пределах которой горные породы, кроме тектонического дробления, подвергаются процессам дислокационного метаморфизма с образованием парагенезисов высокобарических минералов (глаукофан, пироп, омфацит, дистен, хлоритоид, ставролит, фенгит и др.). Протяженность таких региональных зон активизации может достигать 50–200 км при ширине в средней части 10–30 км, а на флангах 0,5–2,0 км. В некоторых регионах к этим зонам приурочены пояса даек гранит-аплитов, аплит-пегматитов, диорит-порфиров и долеритов. В пределах таких зон все породы часто сильно катаклазированы, милонитизировапны, брекчированы и разгнейсованы (Гинзбург и др., 1973).

Тектониты — породы, претерпевшие различные формы динамометаморфического преобразования. В зависимости от степени дробления в шовных зонах выделяют зеркала скольжения в зонах разлома, тектонические брекчии (меланж), катаклазиты, милониты и бластомилониты.

Тектоническая брекчия, как правило, состоит из смеси пород, среди которых развивается тектоническое нарушение. Обломки обычно угловатые, многократно дробленые, сцементированные мелкообломочным материалом разрушенных пород либо кальцитом, кварцем, рудными минералами (рис. 39).

Увеличение давления как фактора преобразования вещества проявляется многообразно. Прежде всего приходится различать давление на твердую и жидкую фазы, всестороннее и векторное, парциальное давление компонентов и т. д. Давление на твердую фазу повышает растворимость, играя, таким образом, деструктивную роль, способствуя переходу компонентов в подвижное состояние и создавая, как и повышение температуры, градиент концентраций.

Рис. 39. Тектоническая брекчия, развитая в Игишской шовной зоне, отделяющей Кочкарский метаморфический комплекс от Магнитогорской вулканогенной зоны (Южный Урал)

В Адамовском метаморфическом комплексе Сугомакско-Кацбахский тектонический шов, отделяющий Восточно-Уральское поднятие от Магнитогорского погружения, проявлен зоной меланжа в хлоритоидных сланцах в скальных обнажениях по р. Якши-Акжар (рис. 40).

Различие проявления всестороннего и векторного давления существенно. Если стрессовое давление, увеличивая в минералах количество дислокаций, стимулирует процессы диффузии, то всестороннее давление на твердую фазу приводит к уплотнению кристаллической решетки, уменьшению межзерновых расстояний (Ициксон, 1970).

В Адамовском метаморфическом комплексе Сугомакско-Кацбахская шовная зона на большом интервале трассируется различными тектонитами — меланж, милонитизация, рассланцевание и т. д., сланцами с хлоритоидом в породах, метаморфизованных на уровне зеленосланцевой фации, а в районе г. Кумус-Тюбе — кианитовыми парагенезисами (рис. 41). В Еленовской шовной зоне,

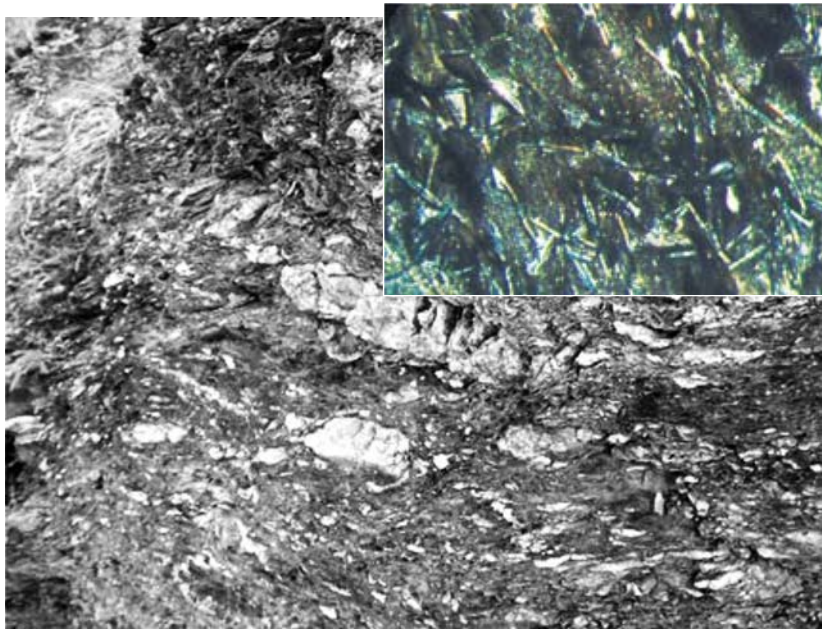


Рис. 40. Меланж песчаников (светлое) и кремнистых хлоритоидных сланцев (темное) в зоне Сугомакско-Кацбахского тектонического шва (ширина обнажения 2 м).

На врезке хлоритоид (крестообразные кристаллы) в графитистых сланцах из данного обнажения на р. Якши-Акжар вблизи пос. Майский. Шлиф Р-32, без анализатора, увел. ×20

секущей ядерную часть Адамовского гнейсового блока, широко развиты высокотемпературные силлиманитовые гнейсы вплоть до образования силлиманитовых кварцитов.

Сходные сланцы с хлоритоидом и кианитовые метасоматиты развиты во многих шовных зонах Урала. Они образуются в породах различного литологического состава, температурного уровня метаморфизма — биотитовых плагиогнейсах, биотит-плагиоклазовых кристаллических сланцах с гранатом и ставролитом, метавулканитах и других породах (Игумнов, Кожевников, 1935; Рапопорт, 1970; Кейльман, 1974; Огородников, 1975, 1993; Белковский и др., 1979; Небокситовое алюминиевое сырье…, 2011; Огородников и др., 2012, Морфогенетические типы…, 2013; и др.).

Результаты экспериментального изучения устойчивости алюмосиликатов в условиях меняющейся кислотности-щелочности и при разных температурах и давлениях объясняют появление

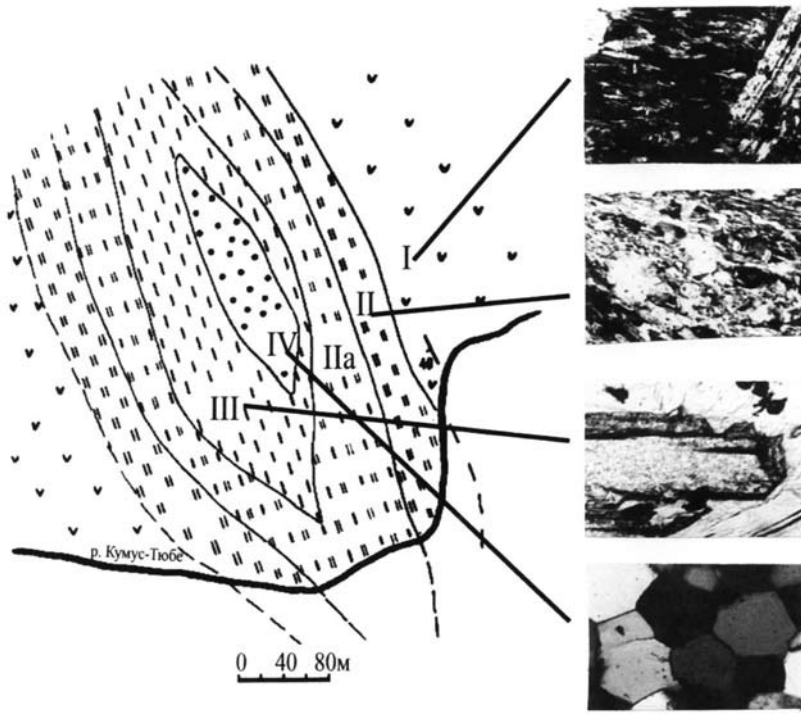


Рис. 41. Схематическая геологическая карта развития кианитовых метасоматитов в Сугомакско-Кацбахской шовной зоне (участок Кумус-Тюбе, Южный Урал):

I — вмещающие андезито-базальты, II — мусковит-кварцевые сланцы, IIa — мусковит-кварцевые сланцы с кианитом, III — кианитовые кварциты, IV — мономинеральные кварциты

различных парагенезисов высокобарических минералов на разных участках шовных зон в метаморфических комплексах Южного Урала (рис. 42).

Полевые шпаты в гнейсах и кристаллических сланцах устойчивы в щелочных условиях. Повышение температуры расширяет поле их устойчивости в сторону возрастания кислотности, а увеличение давления резко сужает его (Shade, 1968). Мусковиты устойчивы в более кислых средах, нежели полевые шпаты, но увеличение давления резко расширяет поле их устойчивости. В более кислой среде устойчивы полиморфные модификации Al_2SiO_5, а появление той или иной модификации обусловлено PT-параметрами системы. При снижении температуры полиморфные модификации Al_2SiO_5 сме-

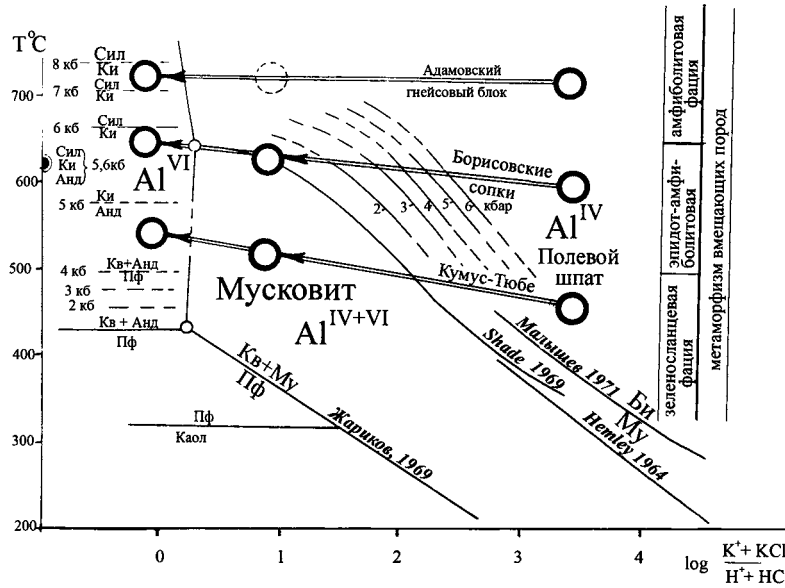


Рис. 42. Диаграмма устойчивости минералов в условиях меняющейся кислотности-щелочности и температур (по экспериментальным данным):

Пш — полевой шпат, Му — мусковит, Ки — кианит, Кв — кварц, Пф — пирофиллит, Анд — андалузит, Каол — каолинит, Ст — ставролит, Гр — гранат, Хлд — хлоритоид

няются пирофиллитом, а затем каолинитом. При формировании силлиманитовых парагенезисов в гнейсах мусковит не образуется, так как при высоких температурах он уже неустойчив (см. рис. 42).

Появление высокобарических парагенезисов в шовных зонах связано не столько с гидротермально-метасоматическими преобразованиями (изменение кислотности-щелочности) пород глубинными флюидами, сколько с кристаллохимическим фракционированием, обусловленным селективным переходом под давлением в раствор «наименее надежно закрепленных» ионов в кристаллической решетке, которое меняет соотношение химических потенциалов компонентов в твердой и жидкой фазах, определяя, в частности, щелочность-кислотность и другие свойства раствора (Кейльман, 1974; Огородников, 1993).

Векторное стрессовое давление, возникающее в зонах тектонического сжатия, трансформируясь дилатационно-гидравлическим

путем во флюидное давление с высоким градиентом, стимулирует инфильтрационные процессы (Кейльман, Пучков, 1989, Кейльман и др., 1991; Огородников, 1975, 1993). Поэтому кианит в плагиогнейсах шовных зон Уфалейского, Сысертско-Ильменогорского, Кочкарского, Адамовского, Джабык-Карагайского метаморфических комплексов образуется по биотиту, а не по мусковиту, и минеральная ассоциация создается без кварца в отличие от гидротермально-метасоматического способа образования кианит-кварцевых зон (Огородников, 1993; Огородников и др., 2012).

В отличие от шовных зон высокого давления по широте проявления в метаморфических комплексах Урала главным из процессов ультраметаморфизма является мигматизация, плагиогранитизация, продукты которой — мигматизированные биотитовые плагиогнейсы — формируются в зонах разуплотнения. Максимального развития этот процесс достигается в сводовых частях куполовидных структур Салдинского, Мурзинско-Адуйского, Уфалейского, Сысертско-Ильменогорского, Кочкарского, Джабык-Карагайского, Адамовского метаморфических комплексов.

Начало плагиогранитизации проявляется в возникновении в амфиболитах интерсертальных зерен относительно кислого плагиоклаза (28–30 % An). По сланцеватости пород или в зонах, обнаруживающих следы более или менее интенсивной тектонической проработки, в амфиболитах и амфиболовых гнейсах развивается биотит. Состав плагиоклаза в возникающих таким образом биотит-амфиболовых гнейсах соответствует среднему олигоклазу (20–24 % An). С этими породами постепенными переходами связаны биотитовые гнейсы.

В процессе плагиогранитизации в гнейсах нередко возникает полосчатость, обусловленная обособлением лейкократового материала вдоль сланцеватости. Степень обособления материала при этом различная — от незначительного относительного увеличения содержания кварца и плагиоклаза до образования лейкократовых прожилков, лишенных темноцветных минералов (рис. 43).

В первом случае образуются гнейсовидно-теневые, во втором — полосчатые и линзовидно-полосчатые мигматиты (рис. 44, 45).

Значительно меньшее развитие имеют порфиробластические (преимущественно очковые), линзовидно-порфиробластические и порфировидно-теневые мигматиты, образование которых связано с ростом в ткани гнейсов крупных, до 2–3 см, выделений плагиоклаза, обычно имеющих округлую форму (рис. 46).

Рис. 43. Гнейсовидно-теневые мигматиты, карьер жилы № 179 (Уфалейский комплекс)

Плагиоклаз (20–22, реже 7–9 % An) обнаруживает двойниковое строение по простому альбитовому закону. В крупных кристаллах плагиоклаза часто наблюдается ирризация, обусловленная, по-видимому, перистеритовым распадом (Кейльман, 1974).

Ультраметаморфогенное гранитообразование представляло собой процесс формирования гранитоидов в условиях ультраметаморфизма в результате комплекса таких явлений, как анатексис, палингенез, реоморфизм, метасоматическое и палингенно-метасоматическое замещение (рис. 47), интрузии возникавшего расплава, метаморфическая дифференциация и перекристаллизация (Рудник, 1975).

Считается, что ведущим механизмом корового магмообразования является плавление (анатексис), приводящее к выплавлению низкотемпературной гранитной эвтектики из пород среднего и кислого состава, в том числе из метаморфизованных осадочных пород, главным механизмом этого процесса является мигматитообразование. Селективному плавлению, вероятно,

Рис. 44. Взаимоотношение линзовидно-порфиробластических и теневых мигматитов. Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона (Уфалейский комплекс)

Рис. 45. Полосчатые мигматиты в биотитовых гнейсах (Уфалейский комплекс)

Рис. 46. Биотит-амфиболовые очковые плагиогнейсы (Уфалейский метаморфический комплекс)

Рис. 47. Птигматитовая форма мигматитов, претерпевших будинаж при последующей коллизии (Уфалейский комплекс)

Рис. 48. Сложной конфигурации птигматитовый мигматит анатектического гранитоида (забой штольни жилы № 3, Слюдяногорское месторождение мусковита)

всегда предшествует метасоматическая подготовка путем фельдшпатизации, приближающая состав палеосомы к гранитоидному. Начало плавления по времени совпадает с проявлением базитового магматизма, что указывает на существенный вклад мантийных плюмов в тепловой баланс процесса (Гинзбург и др., 1973; Богатиков и др., 2010).

Пегматиты (пегматоиды) в своей основе первоначально образуют полевошпатовые тела различных размеров, предполагая магматический или постмагматический их генезис, возникают различной формы пегматоидные тела, нередко смятые в птигматитовые складки (рис. 48). Наряду с ними в разных районах России изучены щелочные, или полевошпатовые, метасоматиты, с которыми связаны бериллиевое, танталониобатовое, урановое, циркониевое и редкоземельное оруденение. Они приурочены к глубинным разломам древних щитов и платформ и не обнаруживают видимой связи с конкретными магматическими телами (Гинзбург и др., 1973; Эндогенное оруденение..., 1978; Беляев и др., 1996).

В литературе рудоносные полевошпатовые метасоматиты фигурируют под различными названиями, которые подчеркивают либо химический или минеральный составы метасоматитов, либо геологические или тектонические условия их локализации, либо происхождение. Их называют «щелочные метасоматиты», «палингенно-метасоматические апограниты», «щелочные метасоматиты докембрия» (Кухаренко, 1966; Кушев, 1972), «рудоносные щелочные метасоматиты» (Казанский, 1988), «гранитоидные щелочные метасоматические породы» (Апельцин и др., 1967; Архангельская, 1980), «редкометалльные метасоматиты состава щелочных гранитов» (Гинзбург и др., 1973), «гранитоподобные щелочные метасоматиты», «полевошпатовые метасоматиты» (Архангельская, Гинзбург, 1975; Гинзбург и др., 1973), «редкометалльные щелочные кварц-полевошпатовые метасоматиты зон регионального метаморфизма» (Кудрин, 1972), «кварц-полевошпатовые метасоматиты в разломах кристаллического фундамента» (Металлогения докембрия..., 1978).

Как самостоятельная формация «щелочные метасоматиты зон региональных разломов» были выделены В.А. Рудником и В.М. Терентьевым (1966), а в дальнейшем переведены в разряд семейства кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов, входящего единый формационный ряд *кварц-полевошпатовых метасоматитов*, который, в свою очередь, принадлежит к формационной группе ультраметаморфогенных и метасоматических гранитоидных пород (Гинзбург и др., 1973; Воинов, Полеховский, 1985).

В.В. Архангельская, А.И. Гинзбург (1975) считают, что среди полевошпатовых метасоматитов, представляющих особый генетический тип эндогенных месторождений, существует по крайней мере три рудные формации: танталониобиевая в альбит-микроклиновых метасоматитах, бериллиевая в существенно микроклиновых породах и ураноносная в альбититах.

В.И. Казанский (Эндогенное оруденение..., 1978) признает, что эти формации действительно различаются условиями образования и вещественным составом и в то же время имеют ряд общих признаков, позволяющих объединять метасоматиты в единую группу метасоматических формаций. К числу таких признаков относятся геотектоническая позиция и структурный контроль кварц-полевошпатовых метасоматитов, соотношения метасоматитов с метаморфизмом и магматизмом, масштабы проявления, особенности метасоматической зональности и положение в ней рудной минерализации.

Все рудоносные полевошпатовые метасоматиты залегают в докембрийских толщах, претерпевших интенсивный региональный метаморфизм гранулитовой или амфиболитовой фации и последующую гранитизацию с образованием автохтонных гранитов и гигантомигматитов, часть которых могут быть использованы в качестве керамических пегматитов.

Я.Н. Белевцев с соавторами (1972) вслед за Ф.Р. Апельциным с соавторами (1967) объясняют рудоносные полевошпатовые метасоматиты Украины и Урала, как и редкометалльные метасоматиты Русской и Сибирской плаформ, отсутствием видимой связи с какими-либо интрузивами. Они приурочены к глубинным региональным разломам, являются инфильтрационно-метасоматическими, пневматолитовыми и пневматолито-гидротермальными образованиями. Тела полевошпатовых метасоматитов тяготеют к узлам пересечения меридиональных «уралтаусских» разломов с субширотными «сквозными» разломами. Те и другие древнего — докембрийского — заложения, неоднократно впоследствии активизировавшиеся.

В.А. Рудник (1975) считает, что полевошпатовые метасоматиты генетически связаны с процессами палингенно-метасоматического гранитообразования, развивающегося на больших глубинах под воздействием трансмагматических растворов.

Поздний протерозой (рифей) — интервал геологического времени продолжительностью около 1 млрд лет, начавшийся после *карельской* тектономагматической эпохи ТМЭ (1650 ± 50 млн лет назад) и продолжавшийся до *байкальской* ТМЭ (650 ± 20 млн лет назад), носит название *рифея*, с рубежами *готской* ТМЭ (1350 ± 20 млн лет назад) и *гренвильской* ТМЭ (1000 ± 50 млн лет назад) рифей делится на три части — нижний, средний и верхний (Хаин, 2003).

Название «рифей» происходит от древнего наименования Урала. Впервые оно было предложено Н.С. Шатским для мощного комплекса позднедокембрийских отложений, развитых на Урале. Сегодня уже нет сомнений, что рифей — это крупнейший интервал геологической истории, совершенно особый, разделяющий тектонически активный раннедокембрийский период формирования континентальной коры и фанерозойский период повторных активнейших тектонических движений, деструкции коры и формирования новой коры в пределах Урало-Монгольского, Средиземноморского и Тихоокеанского глобальных поясов (Рундквист, 1992).

По особенностям тектонических движений, не столь интенсивных и контрастных, как в предшествующие и последующие эпо-

хи, по характерным геологическим формациям — исключительно широкому развитию карбонатных, терригенных, высокоуглеродистых толщ, появлению на границе с рифеем специфических магматических комплексов гранитов рапакиви, распространению щелочных пород, карбонатитов — и многим другим признакам следует вывод, что рифей — характернейший период геологической истории, не имеющий аналогов. В рифейское время заканчивается крупнейший раннедокембрийский период развития Земли и начинается новый — фанерозойский.

На большинстве докембрийских щитов, в том числе Балтийском, это было время тектономагматической активности, выражавшейся в континентальном рифтогенезе. Для континентального рифтового магматизма типичны продукты щелочной, субщелочной и толеитовой серий, образующих, как правило, бимодальные ассоциации. Он сопровождался соответствующим магматизмом с преобладанием Fe-Ti пикритов и базальтов нормальной и умеренной щелочности, а также появлением гранитов и кислых вулканитов (Богатиков и др., 2010).

По северной периферии Восточно-Европейского кратона 1,40–1,35 млрд лет назад развивался глобальный структурно-геологический пояс, протянувшийся от Сибири и Урала через Скандинавию, Южную Гренландию и Лабрадор к Северной Америке. Здесь в это время в анорогенных условиях происходило излияние базальтов и внедрение гранитов и гранитов-рапакиви (Бердяушский массив — 1355 млн лет). Таким образом, мы приходим к выводу, что наиболее выразительным показателем рифтогенеза в условиях континентов является магматизм. Его характер отражает глубинные процессы и показывает существование одного из важнейших факторов рифтогенеза – аномальной мантии под областями развития соответствующих пород на момент их образования.

Среднерифейское (юрматинское) время знаменуется заложением новой рифтогенной структуры к востоку от раннерифейских отложений, что, по-видимому, связано со смещением к востоку мантийного диапира. Формируется **среднерифейский-вендский комплекс рифтогенных отложений (R_2–V)**. Базальные горизонты, представленные машакской свитой в Башкирском мегантиклинории, сложены конгломератами, кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками; в Сысертско-Ильменогорском мегантиклинории с этими отложениями сопоставляются высокометаморфизованные породы саитовской серии (аракульская,

саитовская, игишская свиты), в Уфалейском комплексе — куртинской, таганайской и уреньгинской свит, а в Кочкарском метаморфическом комплексе — породы еремкинской и светлинской толщ, в разрезе которых в настоящее время преобладают биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-биотит-ставролитовые с силлиманитом, кордиеритом, амфиболовые и другие кристаллические сланцы, среди которых встречены прослои мраморов и графитистых кварцитов, несущие признаки наземно-континентального происхождения (Парначев, 1987; Кейльман, 1974; Сначев и др., 1990; Огородников, 1993; Маслов и др., 2001; Огородников и др., 2004, 2007, 2016).

В конце позднего протерозоя — начале рифея под воздействием мантийного плюма формируется сводовое поднятие, и в раннем рифее происходит его раскол с образованием системы глубинных разломов, по которым в раннепротерозойский субстрат внедряются мафит-ультрамафитовые интрузии (шигирский комплекс). Шигирский комплекс (PR_1) метаморфизованных ультрамафитов и пироксенитов слагает несколько сближенных массивов плагиоклазовых перидотитов («израндитов») и оливиновых пироксенитов, серпентинитов и других метапород по ультрабазитам в районе Шигирских сопок в западном борту Уфалейского поднятия, контролируемых субмеридиональным Уфимским тектоническим разломом.

Активизация мантийного магматизма относится к началу рифея, когда при минимальных степенях частичного плавления и максимальной глубине мантийных источников формировались щелочные карбонатно-силикатные магмы, взаимодействие которых с диплетированным веществом литосферной мантии привело к формированию обогащенных мантийных резервуаров. Усиление мантийного магмообразования в рифее и венде сопровождалось накоплением магматического материала в основании раннедокембрийской континентальной коры. В условиях малой подвижности и проницаемости этой коры наверх в разное время прорывались лишь небольшие объемы магматического материала. На востоке Восточно-Европейской платформы, Урале увеличение линзы базитов и ультрамафитов в основании коры привело в конечном счете к сводовому воздыманию, достигшему пика в конце венда и кембрии (Пучков, 2000, 2010), возникновению своеобразного поднятия кристаллического архей-раннепротерозойского фундамента с расчлененным горным рельефом, образованием рифтовых структур, обусловленным подъемом диапира разуплот-

ненной мантии, что, согласно классификации Е.Е. Милановского (1976), позволяет отнести их к сводово-вулканическому типу.

В различных геолого-структурных условиях в зависимости от «жесткости», степени консолидации фундамента, а также мощности земной коры в этом участке возникают различные серии последовательно и закономерно развивающихся интрузивных пород. В целом они составляют ветви, берущие начало от различных исходных магм. При этом предполагается связь щелочно-ультраосновной и щелочно-габброидной ветви с глубинными источниками верхней мантии и базальтовым слоем, а щелочно-гранитной — с сиалем (Гинзбург, Караева, 1974; Богатиков и др., 2010).

В это время в зоне Зюраткульского разлома наблюдается образование расслоенных титаноносных габброидов массивов Кусинско-Копанской группы (Кусинско-Копанский комплекс — RF_2), который объединяет клинопироксениты, габбро, апогаббровые амфиболиты, образующие мелкие тела и дайки в метаморфитах таганайской свиты. Вдоль висячего бока габбро залегают гранитные интрузии, связанные с базальтоидным магматизмом, — гипабиссальный Рябиновский и глубинный Губенский массивы, оказывающие на габброиды контактовое воздействие (Холоднов и др., 2006). Зюраткульский разлом располагается в восточном обрамлении протяженного машакско-шатакского рифта, выполненного комплексом осадочных и вулканогенных пород среднерифейского возраста. Вулканогенные накопления представлены в основном базальтами толеитовой серии, с которыми ассоциируют дайки и субинтрузивные тела риолитов. Габбро кусинско-копанского комплекса по петрохимическим особенностям близки к базальтам, а риолиты сопоставимы с рябиновскими гранитами (Краснобаев, Бородина, 1970; Бородина и др., 2002). Возраст габбро-гранитной формации — 1390–1330 млн лет (Холоднов и др., 2006).

Последующая эпоха тектогенеза и высокоградиентного метаморфизма на рубеже 1100–950 млн лет была названа «**гренвильской**» и сопровождалась внедрением плутонов платформенного комплекса ультраосновных и щелочно-гранитных пород (Короновский и др., 2006). Ультраосновные породы представлены небольшими телами среднерифейских интрузивных, метаморфически преобразованных клинопироксенитов, габбро-амфиболитов, габбро и развитых по ним горнблендитов, амфиболитов и эклогитоподобных пород, располагающихся в породах уфалейского гнейсово-амфиболитового блока и в породах офиолитового

комплекса, обрамляющих его, локализованных вдоль основных шовных зон смятия (рис. 38).

Аналогичные габброидные и клинопироксенитовые массивы картируются в шовных зонах в обрамлении Уфалейского (Куртинский комплекс — RF_2) и Сысертско-Ильменогорского (Вязовский и Каганский комплексы — RF_2) гнейсово-мигматитовых блоков, с которыми связано образование высокотитанистых, титаномагнетитовых и ильменитовых месторождений кусинского типа (Белковский и др., 1979; Огородников и др., 2007, 2016).

В метаморфических комплексах при ультраметаморфизме получили активное развитие жильные плагиоаплиты, «гигантомигматиты», а вдоль тектонических зон глубокого заложения появляются в большом количестве небольшие, слабосекущие тела анатектических щелочных анортоклазовых гранитов, с которыми связаны кварц-полевошпатовые метасоматиты, представленные керамическими, ортитовыми и ниобиево-редкоземельными пегматоидами (табл. 6). Возраст гранитоидов, определенный по полевому шпату, биотиту составляет 1100–1215 млн лет (Овчинников, 1963).

Гранитоиды и мигматиты съемщиками (Государственная геологическая карта..., 2008) отнесены к чусовскому комплексу (RF2–V), который представлен некрупными телами гнейсовидных плагиогранитов, гранодиоритов, гнейсоплагиогранитов, гнейсоадамеллитов и мигматитов, которые не всегда показаны на карте (рис. 49). На северо-западе Уфалейского блока они распространены в более значительных масштабах и уже отражены на карте (Гаврилова и др., 2007; Шардакова и др., 2015).

Наименее изменены гнейсовидные, среднезернистые, порфировидные гипидиоморфнозернистой структуры гранитоиды, состоящие из соссюритизированного калинатриевого полевого шпата, анортоклаза-олигоклаза, замещенного шахматным альбитом, кварца, уралитизированной роговой обманки, биотита, сфена, циркона, магнетита, апатита. По геохимическим параметрам во многом сходны с гранитоидами Рябиновского и Губенского массивов, которые локализованны в зоне Зюраткульского разлома (рис. 50). Мелкие тела гранитоидов и анартоклазитовые (керамические) пегматоидные тела смяты в пологие складки и будинированы (рис. 51), рассланцованы или катаклазированы, частично перекристаллизованы, с наложением метасоматического иттрийсодержащего эпидота.

Анализ геодинамических обстановок образования гранитоидов на основе дискриминантных диаграмм Дж. Пирса с соав-

Таблица 6

Формации пегматитов и пегматоидов (кварц-полевошпатовых метасоматитов), образующиеся в докембрийских метаморфических комплексах (на примере Уфалейского комплекса)

Геодинамические режимы, тектонические мегациклы	Родоначальный магматический комплекс (возраст)	Формации и генетические типы пегматоидов	Условия образования формации пегматоидов
Гранулитовый метаморфизм и ультраметаморфизм карельского мегацикла (2,6–1,7 млрд лет)	**Гранитогнейсы, амфиболиты** (автохтонные граниты, гигантомигматиты) (1,85–1,70 млрд лет)	Кварц-полевошпатовые метасоматиты шовных зон	Глубинные комплексы гранулитовой фации метаморфизма, P = 6–10 кбар; T = 650–800 °C
Рифтогенез рифейского мегацикла (1,35–1,00 млрд лет)	**Чусовской комплекс** субщелочных гранитоидов, гигантомигматитов (1,2–1,0 млрд лет)	Керамические (анортоклазовые, полевошпатовые), редкоземельные, ортитовые, монацитовые, ниобиево-редкоземельные	Глубинные комплексы амфиболитовой фации метаморфизма, P = 6–8 кбар; T = 580–650 °C
Байкальский (кадомский) коллизионный мегацикл (620–500 млн лет)	**Битимский комплекс** щелочных гранитов, альбититы, карбонатиты (580–533 млн лет)	Альбититы, карбонатиты с уранониобиево-редкоземельной минерализацией	Глубинные комплексы амфиболитовой фации метаморфизма, P = 6–8 кбар; T = 580–650 °C
Раннепалеозойская ТМА шовных зон (500–450 млн лет)	**Козловогорский комплекс** щелочных гранитоидов-сиенитов (476–457 млн лет)	Микроклин-апатитовые рудные нельсониты с уранониобиево-редкоземельной минерализацией	Глубинные комплексы амфиболитовой фации метаморфизма, P = 6–8 кбар; T = 580–650 °C

торами (Pearce et al., 1984) Rb – (Y + Nb), Чусовского комплекса и анализы уфалейских гнейсогранитов показывают, что они имеют сходные внутриплитные характеристики (рис. 52).

На юге Уфалейского антиклинория, южнее широтного Аюшского разлома, гранитоиды развиты в пределах всего поперечного сечения преимущественно в указарской свите. На западе расположены мелкие дайковые тела плагиогранитов и гнейсоплагиогранитов, сопровождающиеся плагиоклазовой очковой фельдшпатизацией.

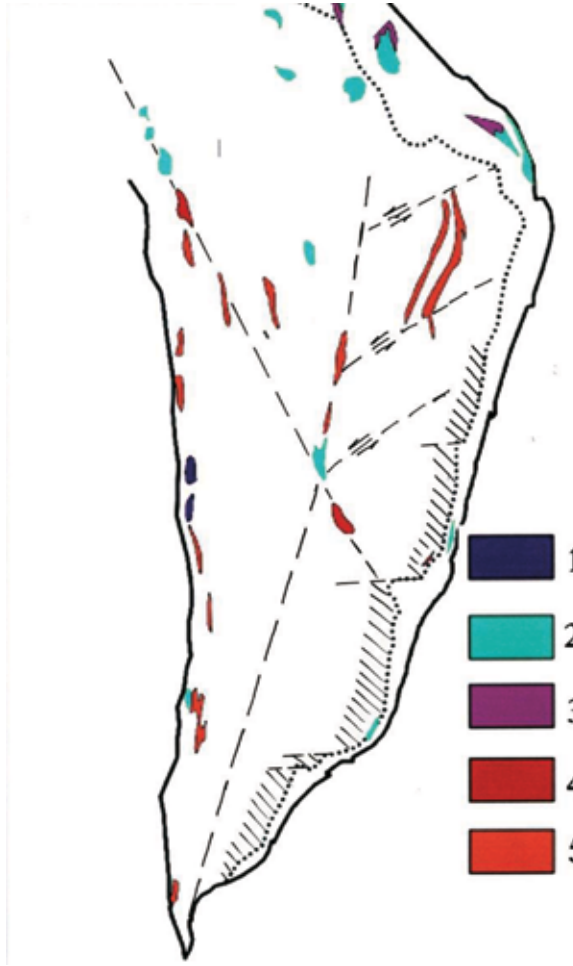


Рис. 49. Размещение магматических тел в пределах Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса в стадии рифейского-вендского рифтогенеза (Государственная геологическая карта..., 2008, с добавлениями авторов):

1 — мафит-ультрамафитовые породы шигирского комплекса (PR1); 2 — габброидные массивы куртинского комплекса (RF2); 3 — клинопироксенитовые массивы куртинского комплекса (RF2); 4 — гранитоиды чусовского комплекса (RF2); 5 — гранитоиды битимского комплекса (V).

Полужирной линией показаны блокоограничивающие тектонические нарушения, штриховой — магмораспределяющие шовные зоны, пунктирной — тектоническая граница с куртинской свитой, косой штриховкой — Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона

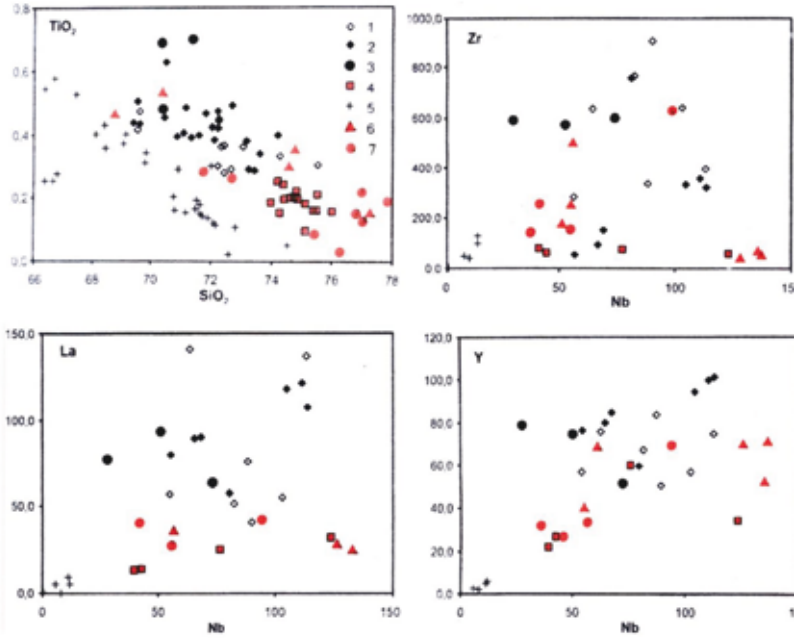


Рис. 50. Геохимическая диаграмма для массивов гранитоидов Уфалейского блока и зоны Зюраткульского разлома (Холоднов и др., 2006; Гаврилова и др., 2007; Шардакова и др., 2015):

1 — Рябиновский, 2 — Губенский, 3 — кувашские и машакские метариолиты, 4 — гранитогнейсы Уфалейского блока, 5 — палеозойские граниты Нижнеуфалейского массива, 6 — гранитоиды чусовского комплекса, 7 — гранитоиды битимского комплекса

Более крупные тела гнейсоплагиогранитов и гнейсоадамеллитов сосредоточены на востоке района; вмещающие их породы повсеместно фельдшпатизированы и мигматизированы.

Аналогичные анортоклазовые гранитоиды, мигматиты и керамические пегматоиды с наложенным TR-Y (редкоземельные пегматоиды) и в меньшей мере с U, Th, Ta, Nb оруденением развиты в полициклических гнейсово-гранулитовых поясах Карелии, Кольского полуострова и Восточной Сибири. Пегматоиды почти исключительно локализованы в зонах рифейского высокотемпературного метаморфизма амфиболитовой фации и шовных зонах смятия и связаны с проявлениями постметаморфического щелочного метасоматоза (рис. 53). Типичные щелочные комплексы с редкометалльной, урановой и редкоземельной минерализацией начинают проявляться в докембрии с раннего протерозоя, однако

Рис. 51. Тело анартоклазитовых гнейсогранитов (щелочно-гранитного чусовского комплекса), смятое в складки (борт карьера № 4, Слюдяногорское месторождение мусковита)

их массовое распространение связано с рифейской эпохой и сопряжено с интенсивно проявленными процессами рифтогенеза (Ларин, 1989).

Наиболее благоприятный уровень глубинности для образования гранитных магм составляет 5–7 кбар (Глебовицкий, Зингер, 1985). Относительная «сухость» гранитных магм (~2 мас. % H_2O), генерирующихся в условиях гранулитовой фации при 7–9 кбар, определяет возможность их подъема на более высокий уровень. Это характерно для калиевых гранитов, завершающих циклы гранитообразования. Однако преобладающими в зонах ультраметаморфизма являются водонасыщенные (до 5–8 мас. % H_2O) существенно натриевые гранитные расплавы, возникающие в условиях амфиболитовой фации (P = 4–5 кбар; T = 600–750 °C). Наиболее ранние в циклах, существенно натриевые гранитоиды и мигматиты происходили из глубинных магматических очагов, которые связывают с плавлением тоналитового (серогнейсового) фунда-

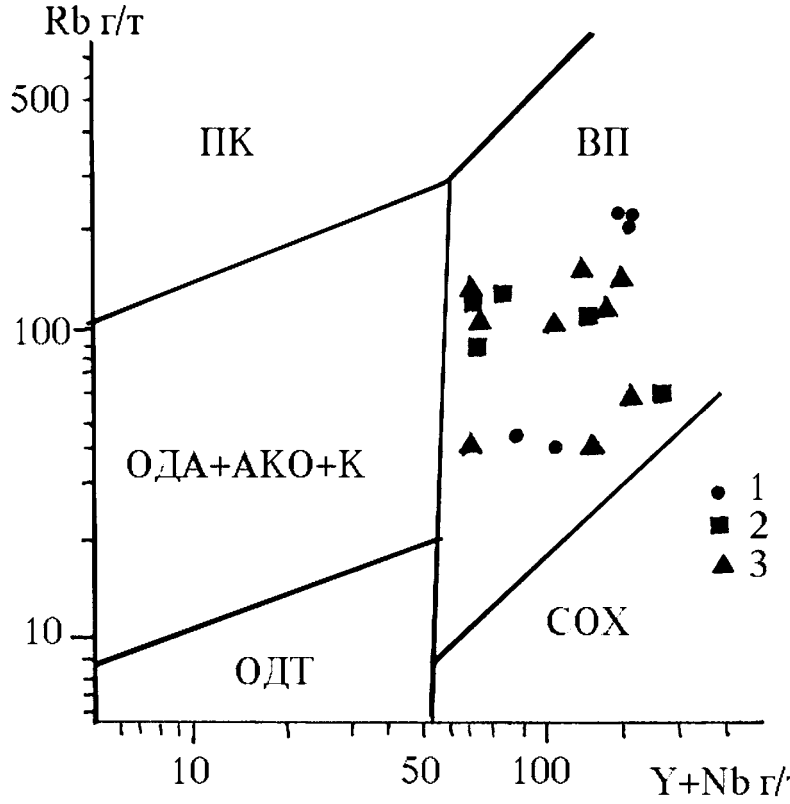


Рис. 52. Дискриминантные диаграммы Rb – (Y + Nb) (Pearce et al., 1984) геодинамических условий гранитообразования Южного Урала:

1 — гранитоиды чусовского комплекса (Гаврилова и др., 2007); 2 — гранитоиды битимского комплекса (Гаврилова и др., 2007); 3 — гранитогнейсы Уфалейского блока (анализы авторов и материалы работы (Шагалов, Шардакова, 2005)).

Поля гранитоидов: ВП — внутриплитные, ПК — постколлизионные, СОХ — срединно-океанических хребтов, ОДА — известково-щелочных островных дуг, АКО — активных континентальных окраин, К — коллизионных

мента под влиянием мантийных плюмов в основании коры (Богатиков и др., 2010).

Пегматитоносные гранитоиды Урала образуют полосу «батолитоподобных» гранитных массивов, протягивающуюся по территории Центрально- и Восточно-Уральского поднятий. Массивы имеют купольную форму «мигматит-плутонов» и окружены более

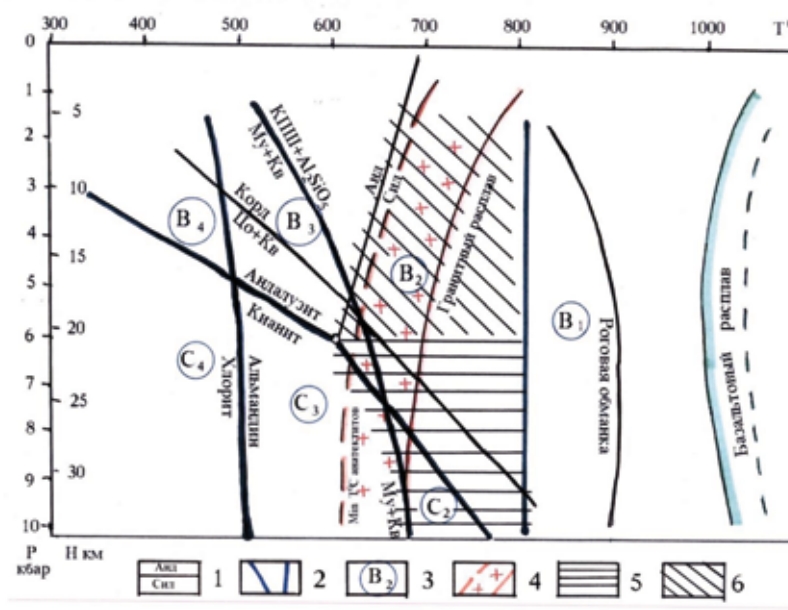


Рис. 53. Схема фаций регионального метаморфизма и оптимальные поля устойчивости высокотемпературных керамических и редкоземельных пегматоидов докембрия (Фации метаморфизма, 1970; Соколов, Салье, 1983; Огородников и др., 2007):

1 — линии минеральных равновесий; 2 — границы фаций; 3 — поля конкретных фаций: B_{1-4} — средних давлений, C_{2-4} — высоких давлений; 4 — поле развития анатектических мигматитов, керамических пегматоидов и мигматит-плутонов; 5, 6 — поля устойчивости редкоземельных пегматоидов иттриевой (5) и цериевой (6) направленности

или менее мощными зонами собственных мигматитов и сопровождающихся в зависимости от термодинамических условий керамическими, слюдоносными или редкоземельными пегматоидами.

Результатом этих процессов явилось формирование обширных тел палингенно-метасоматических гранитоидов, керамических пегматоидов (мигматит-плутонов, «гигантомигматитов» (Петровская, 1937)), которые в тектонически наиболее активных участках переходили в интрузивно-анатектические и интрузивно-реоморфические гранитогнейсовые купола, мигматит-плутоны, диапир-плутоны (Кейльман, 1974; Ферштатер и др., 1975; Архангельская, 1980). Мигматиты формируются в зонах силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой и силлиманит-гранат-кордиерит-

ортоклазовой субфаций гранулитовой фации различной глубинности (P = 3–11 кбар; T = 650–800 °C).

Среднерифейский региональный метаморфизм низов гранулитовой, амфиболитовой фаций сопровождается в пределах Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса, как и в других метаморфических комплексах Урала, процессами гранитизации и ультраметаморфизма, протекавшими в интервале температур 650–800 °C (Кейльман, 1974; Мельников, 1976; Коротеев и др., 2010; Огородников и др., 2016). Развитие процессов ультраметаморфизма определяется прогрессирующим плавлением, которое приводит к формированию сначала мелких, слабоперемещенных тел различных типов мигматитов, постепенно переходящих в гранитогнейсы (Белевцев и др., 1972; Кейльман, 1974; Огородников, 1993).

Обычно наблюдается увеличение калиевости гранитоидов, которое сопровождается уменьшением кремнекислотности и увеличением кальциевости пород, что связано с вовлечением в процессы плавления не только гранитогнейсов, но и слабогранитизированного субстрата амфиболитов.

Эволюция состава гранитоидных пегматитов и их рудная специализация — сложная функция изначального вещества материнских гранитоидов, метаморфической и тектонической зональности складчатых поясов, глубинности процесса образования пегматитов и связи его с различными этапами развития складчатых систем.

Как видно из названий формаций пегматитов и пегматоидов, при их характеристике и классификации использовались лишь те пегматиты, которые представляют промышленный интерес. В настоящее время редкоземельные пегматиты такого интереса не представляют, как и огромная масса наиболее глубинных пегматитов кварц-полевошпатового состава, тяготеющих к комплексам метаморфических пород гранулитовой и амфиболитовой фаций. А.С. Никаноров (1979) предлагает называть эту формацию наиболее высоких давлений формацией кварц-полевошпатовых безрудных пегматитов. С этим можно согласиться, так как редкоземельная минерализация повсеместно является наложенной и оторванной во времени.

В последнее время редкоземельные пегматоиды обычно подразделяются на два типа, последовательно сменяющие друг друга: уран-редкоземельные и ниобий-иттриевые (Поля редкометалльных гранитных пегматитов..., 1976). Первые связаны с глубинными

комплексами пород и подразделяются с времен А.Е. Ферсмана (1960) на два подтипа — *ортитовый* и *монацитовый*.

В гранитах содержание редкоземельных элементов обычно измеряется сотыми долями процента, составляя в среднем около 0,04 %. При этом в пределах единого интрузивного цикла более поздние граниты, как правило, больше обогащены редкоземельными элементами (Швей, 1962). Лантаноиды и иттрий в основном концентрируются в редкоземельных акцессорных минералах — ортите, монаците, реже в ксенотиме. Наряду с этим указанные элементы присутствуют в виде изоморфной примеси в таких акцессорных минералах, как сфен, апатит, циркон, гранат, а также в породообразующих минералах — биотите, амфиболе, полевых шпатах.

Таким образом, выделяется два принципиально различных типов гранитов и пегматитов, отличающихся друг от друга составом акцессорных минералов, с которыми связана основная масса присутствующих в гранитоидах редких земель. Это, с одной стороны, монацитоносные граниты, с другой — ортитоносные.

В монацитоносных гранитах основная часть (около 60 %) редкоземельных элементов заключена в монаците, в то время как остальная их часть распределяется между породообразующими и акцессорными (биотит, гранат, хлорит, полевые шпаты, апатит и др.) минералами.

В ортитоносных гранитах основная масса редкоземельных элементов входит в состав ортита и сфена. Характерно, что присутствие в гранитоидных породах акцессорного монацита совершенно исключает возможность нахождения в них ортита и, наоборот, в ортитоносных гранитах никогда не содержится монацит.

Различие условий, приводящих к образованию того или иного (монацито- или ортитоносного) типа гранита или пегматита, определяется величиной отношения атомных количеств: Na + K + 2Ca/2Al. Если величина этого отношения больше 1, то присутствующий в расплаве P_2O_5 будет связан кальцием в молекулу апатита, тогда редкие земли в отсутствие свободного P_2O_5 будут концентрироваться в таких минералах, как сфен или ортит. Если величина этого отношения меньше 1, то основная масса редкоземельных элементов окажется связанной с P_2O_5 в виде монацита и ксенотима, поскольку количество кальция к моменту кристаллизации редких земель будет недостаточным для образования апатита из всего P_2O_5, имеющегося в остаточном расплаве (Швей, 1962).

Для наиболее ранних типов пегматитов (тип I — «обычные и цериевые пегматиты», по А.Е. Ферсману) характерно постоян-

ное появление монацита в ассоциации с ильменитом и цирконом. В несколько иных условиях (обогащение кальцием) в пегматитах в значительных количествах образуются ортиты (тот же тип I — «ортитовые пегматиты», по А.Е. Ферсману), иногда сопровождаемые редкоземельным сфеном и апатитом. На более поздних этапах развития пегматитового процесса происходит образование ксенотима, постоянно встречающегося в ассоциации с циртолитом (который содержит редкие земли иттриевой группы и иттрий) и уранинитом. При наличии в остаточном расплаве значительного количества ниобия образуются редкоземельные урансодержащие титано-тантало-ниобаты, в первую очередь фергюссонит или эвксенит, реже самарскит.

Как известно, с гранитными пегматитами связана значительная концентрация редкоземельных элементов и иттрия. При этом, согласно А.Е. Ферсману (1960), иттрий и иттриевые земли в них резко преобладают над элементами цериевой группы. Отличительной особенностью поведения редкоземельных элементов и иттрия в пегматитовом процессе является ясно выраженная тенденция к образованию этими элементами самостоятельных минералов, закономерно сменяющих друг друга по мере развития процесса.

Специализация редкоземельных пегматитов зависит от условий их формирования. Выделяются две подформации редкоземельных пегматитов: *цериевая*, которая контролируется вмещающими породами, претерпевшими гранулитовый метаморфизм высокоградиентного режима, и *иттриевая*, локализованная в породах с низкоградиентным высокобарическим режимом амфиболитовой фации. Различные типы режимов метаморфизма отражаются в поведении редких земель. Так, гранулитовый метаморфизм характеризуется более высокими концентрациями лантаноидов цериевой специализации, а породы низкоградиентного высокобарического метаморфизма амфиболитовой фации — иттриевой (рис. 54).

Обильное развитие редкоземельной минерализации и самих пегматоидов второй подформации определяется широким проявлением регрессивного этапа метаморфизма амфиболитовой фации в позднепротерозойское время (Урал, Кейвы) (Краснобаев, Холоднов, 1981; Соколов, Салье, 1983).

В генетическом плане интрузивно-анатектические граниты представляют собой результат выжимания в верхние горизонты и раскристаллизации там части гранитного расплава, образовавшегося в процессе палингенно-метасоматического гранитообразования и длительное время сохраняющего мобильное состояние

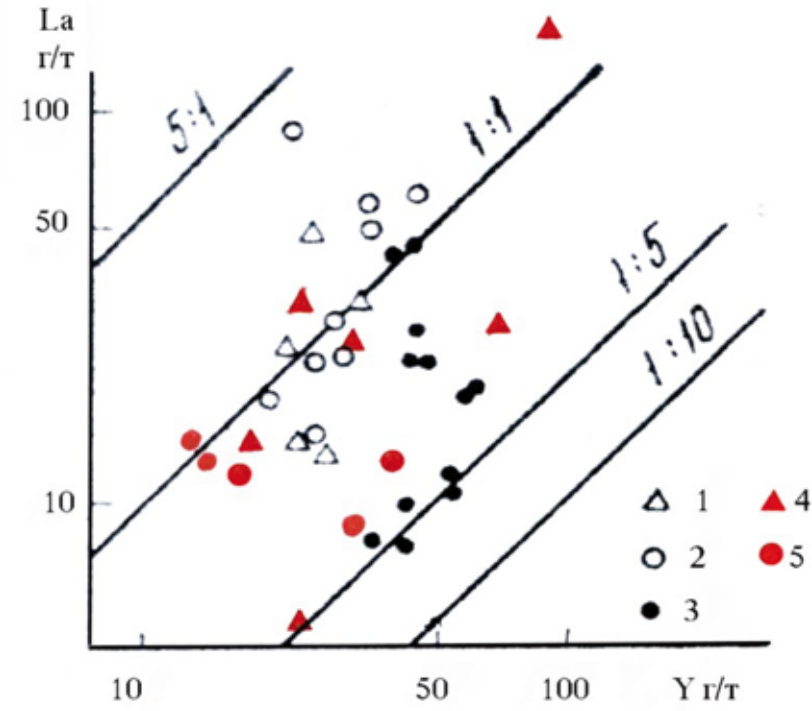


Рис. 54. Распределение La и Y в метаморфитах Урала (Краснобаев, Холоднов, 1981; Шагалов, Шардакова, 2005):

1 — тараташский комплекс (гранулитовая фация); 2, 3 — ильменогорский комплекс: селянкинская свита (2) (гранулитовая фация), ильменогорская свита (3) (амфиболитовая фация); 4, 5 — уфалейский комплекс (амфиболитовая с реликтами гранулитовой фации): плагиогнейсы (4), амфиболиты (5)

в силу существования высокого геотермического градиента и субэвтектического состава. С ультраметаморфическими процессами (гранитизацией) связана интенсивная миграция железа, кальция, магния, меди, ванадия, свинца, цинка, урана и редкоземельных элементов из полей интенсивной гранитизации. Совокупность процессов, связанных с гранитизацией (смена натриевого и калиевого метасоматоза мигматизацией и выплавлением гранитных магм), сопровождается уже отчетливым фракционированием РЗЭ — преимущественным выносом тяжелых редкоземельных элементов (Лутц, Минеев, 1967; Тихомирова, 1971). Поэтому палингенные гранитоиды отличаются пониженной концентрацией при относительном обогащении легкими РЗЭ (Балашов, 1976). Некоторые авторы полагают, что в комплексе процессов ультрамета-

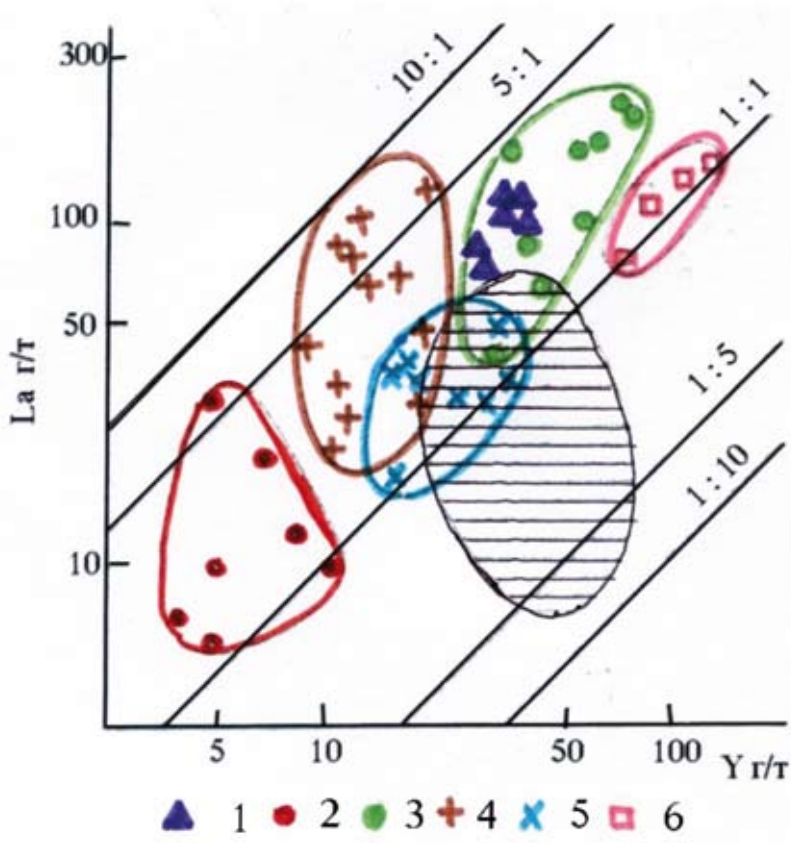


Рис. 55. La и Y в гранитоидах гнейсово-мигматитовых комплексов Урала и гранитных формаций (Краснобаев, Холоднов, 1981):

1 — тараташский комплекс, 2 — плагиогранитоиды ильменогорской свиты, 3 — гранитные мигматиты селянкинской свиты, 4 — гранитоиды верхнепалеозойской гранитной формации, 5 — гранитоиды тоналит-гранодиоритовой формации, 6 — гранитогнейсы Губенского массива.

Заштрихованное поле — метаморфиты гнейсово-мигматитовых комплексов Урала (см. рис. 54)

морфизма происходит не только вынос тяжелых РЗЭ, но и привнос легких лантаноидов. Гранитоиды гнейсово-мигматитовых комплексов и гранитных формаций по соотношению La и Y отчетливо обособляются от метаморфитов (рис. 55). Они характеризуются пониженными концентрациями Y и широкими вариациями содержаний La. Наиболее высокие концентрации La в гранитоидах

древних гранулитовых комплексов (тараташский, селянкинская свита).

Как известно, тенденция к накоплению более крупных по размеру легких РЗЭ относительно тяжелых в породах происходит параллельно усилению интенсивности регионального метаморфизма и достигает максимального развития в зонах ультраметаморфизма — в мигматитах и гранитоидах (Павленко и др., 1959; Краснобаев, Холоднов, 1981).

Высокобарические гранитогнейсы Губенского массива по составу РЗЭ специфичны и характеризуются наиболее высокими концентрациями не только La, но и Y. Граниты верхнепалеозойской гранитной и ранне-среднедевонской тоналит-гранодиоритовой формаций Урала и плагиограниты ильменогорской свиты имеют более низкие (особенно последние) относительно гранитоидов гранулитовой фации содержания La и Y, в то же время отношения La/Y в тех и других близки. Они сопоставимы с анатектитами амфиболитовой фации других районов (Краснобаев, Холоднов, 1981).

Фиксаторами тяжелых лантаноидов при гранитизации являются комплементарный ей процесс железомагнезиального или железо-магний-кальциевого метасоматоза и постмагматическая минерализация. К.И. Романов, Д.А. Минеев предполагают, что гранитизация архейских и протерозойских толщ сопровождается миграцией тяжелых лантаноидов в верхние структурные этажи.

3.2. Докембрийские редкоземельные пегматоиды — полевошпатовые метасоматиты шовных зон

Месторождения, представленные полевошпатовыми метасоматитами, локализуются в пределах долгоживущих зон активизации фундамента платформ. В местах развития наиболее глубоко метаморфизованных пород появляются селективные выплавки анатектоидных гранитов. Рудные метасоматиты формируются, как правило, значительно позже периода заложения таких зон в связи с их последующей активизацией. Редкие, рассеянные и редкоземельные элементы, выносимые как из зоны палингенно-метасоматического гранитообразования, так и из мантии, выделялись на различных стадиях кремнещелочного метасоматизма, но в промышленных концентрациях, главным образом в условиях формирования пород формации кварц-

полевошпатовых метасоматитов, керамических пегматоидов (U-Th-TR-минерализация и др.), а также формаций альбититов и гумбеитов (TR-редкометалльная, Au-U-минерализация и др.) в связи с изменением фазового состояния и кислотности-щелочности растворов и увеличением окислительного потенциала (Гинзбург и др., 1973; Белевцев и др., 1972; Рудник, 1975).

В общем балансе рудного вещества существенное значение имели и процессы преобразования ранее сформированных кварц-полевошпатовых метасоматитов (керамических пегматоидов) в поздние стадии и (или) этапы метасоматизма, приводившие к явлениям телескопирования как прогрессивной направленности, так и регрессивной.

Формирование Уфалейского и других гнейсово-амфиболитовых комплексов Урала началось с заложения в среднем рифее серии рифтовых структур, шовных зон смятия, становление которых сопровождалось развитием регионального метаморфизма алданской фации глубинности (гранулитовый) и завершилось ультраметаморфизмом (Кейльман, 1974) с образованием небольших тел щелочных биотитовых гнейсогранитов, анортоклазовых гранитов (рис. 56). Возраст по микроклину, биотиту — 1100–1215 млн лет (Овчинников, 1963); по цирконам из гнейсов — 990–1180 млн лет (Краснобаев, 1986), различных мигматитов, анортоклазовых пегматитов и полевошпатовых метасоматитов с урановоредкоземельной минерализацией (иттроэпидот) — 1100–1200 млн лет (Минеев, 1959).

Палингенно-метасоматическое гранитообразование в Уфалейском метаморфическом комплексе в пределах Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоны развивалось вдоль зон проницаемости, при этом происходило активное замещение амфибола биотитом, превращая амфиболиты в амфибол-биотитовые, биотитовые гнейсы. Плагиофельдшпатизация, развиваясь преимущественно по кристаллизационной сланцеватости, образует гнейсоватость пород.

Шовная зона состоит из серии часто чередующихся пород различного состава. Это в основном амфибол-биотитовые, биотитовые, двуслюдяные гнейсы, очковые и теневые мигматиты и анортоклазовые гигантомигматиты (керамические пегматоиды), контактирующие с гранатовыми амфиболитами и биотитовыми гнейсами (см. рис. 56). Все перечисленные породы рассечены более поздними альбититами и ранне- и позднеколлизионными дайками плагиогранитного состава.

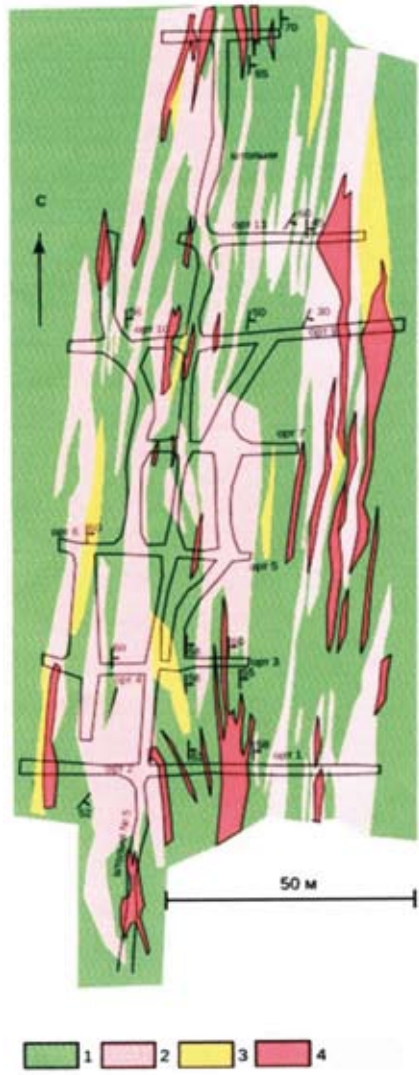


Рис. 56. Геологический план северной части Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоны по результатам разведки Слюдяногорского месторождения мусковита на гор. 358 м (Грознецкий, 1963, с дополнениями авторов):

1 — амфиболиты, биотит-амфиболовые гнейсы; 2 — гранитогнейсы; 3 — биотитовые слюдиты; 4 — анортоклазовые гигантомигматиты (керамические пегматоиды)

Аналогичные керамические, редкометалльные и редкоземельные пегматиты докембрия, имеющие возрастные интервалы 1,9–1,6; 1,1–0,8 млрд лет, связаны с интракратонными троговыми структурами, которые большинство исследователей относят к проторифтам (Гинзбург, 1983; Ларин, 1989), чаще всего их связь с конкретными магматическими телами весьма проблематична (Омельяненко, 1978; Ларин, 1989).

В глубинных зонах рифтовых структур градиент температуры и условия дегазации растворов были незначительными. В результате существенное нарушение физико-химического равновесия достигалось лишь на значительном удалении от мест отделения флюидов, что и определило пространственный отрыв полевошпатовых метасоматитов от материнских гранитов.

На протяжении рифтогенной шовной зоны, как правило, отмечается несколько участков развития полевошпатовых метасоматитов, несущих ураново-редкоземельную минерализацию, разделенных интервалами с отсутствием метасоматических преобразований. Урановое оруденение генетически связано с высокотемпературными, гидротермальными биотит-микроклиновыми метасоматитами (Белевцев, Мельник, 1974; Крупенников, 1976), что весьма характерно для «урановосных пегматитов» докембрийских областей. Урановосные K-Na полевые шпаты (микроклиниты, ортоклазиты, альбититы и анортоклазиты) разломов фундамента докембрийских платформ являются наиболее древними, глубинными и высокотемпературными образованиями в ряду других формаций урановосных метасоматитов.

Щиты несут рассеянную, но устойчивую редкоземельную минерализацию в пегматитах, щелочных редкометалльных гранитах и метасоматитах. На месторождении Иттербии развиты редкоземельные пегматоиды, сложенные K-Na полевыми шпатами, обогащенные наложенными иттриаллитом, иттроортитом (иттроэпидотом), гадолинитом, монацитом и др. Это существенно иттриевые руды. Редкоземельные пегматиты Кольского полуострова (Кейвы) наиболее близки к пегматитам месторождения Иттербии (Беляев и др., 1996). Типичные щелочные комплексы и сопровождающие их пегматиты с редкометалльной и редкоземельной минерализацией начинают проявляться в докембрии с архея–раннего протерозоя, однако их массовое распространение связано с крупнейшим межконтинентальным металлогеническим импульсом эндогенной активности на границе среднего и верхнего рифея (1050 ± 50 млн лет) и сопряжено с интенсивно

проявленными процессами рифтогенеза (Кушев, 1972; Основы металлогении..., 1984).

На этот период приходится главный докембрийский максимум редкоземельной минерализации в крупных месторождениях различных типов (Беляев и др., 1996). Наиболее яркие особенности таких пегматитов (полевошпатовых мигматитов, керамических пегматоидов) — приуроченность к глубинным зонам разломов древних щитов и платформ и отсутствие видимой связи с конкретными магматическими телами (Ларин, 1989).

Гидротермальные растворы, с которыми связано урановосное и редкоземельное оруденение, были щелочными. Минералогический состав редкоземельных месторождений показывает, что в этих растворах в значительных количествах присутствовали анионы кислот угольной (HCO_3; CO_3^{2-}) и фтористоводородной (F^-).

А.Н. Виноградов (1968) связывают образование углекислоты с магматическими камерами верхней мантии в результате следующих реакций:

$$C + H_2O \rightarrow CO + H_2 \; ; \; CO + H_2O \rightarrow CO_2 + H_2 \, .$$

Приуроченность минеральных ассоциаций, обогащенных углекислотой, к зонам глубинных разломов свидетельствует, что часть углекислоты имеет ювенильное происхождение. Обогащение флюида зон смятия углекислотой происходит в результате сепарации метаморфического флюида при выравнивании перепада давления, возникшего в процессе приоткрывания трещин, и объясняется большей летучестью углекислоты по сравнению с парами воды и хлоридами (Белевцев и др., 1972).

Возникают благоприятные условия для образования комплексных соединений урана, тория, редких земель, бериллия, свинца и целого ряда других элементов. В глубинных зонах рифтовых структур градиент температуры и условий дегазации растворов были незначительными. В результате существенное нарушение физико-химического равновесия достигалось лишь на значительном удалении от мест отделения растворов, что и определило пространственный отрыв полевошпатовых (анортоклазовых) мигматитов от материнских гранитов.

Редкоземельные K-Na-полевошпатовые гигантомигматиты (пегматоиды) являются наиболее древними, глубинными и высокотемпературными образованиями в ряду других формаций редкоземельных пегматоидов (метасоматитов). В Уфалейском, Сысертско-Ильменогорском, Мурзинско-Адуйском метаморфических комплексах Урала тела гигантомигматитов, фельдшпатоли-

тов, керамических пегматоидов сложены высокотемпературными крупнокристаллическими K-Na полевыми шпатами — анортоклазами (рис. 57).

Анортоклазы — выокотемпературные альбиты, содержащие от 5 до 37 % ортоклазового компонента (рис. 58). Анортоклазы характеризуются внутренним двойникованием, отражающим различия в термической истории полевого шпата и характере посткристаллизационных превращений. В зависимости от сечения оно проявляется в виде полосчатых полисинтетических альбитовых и периклиновых двойников (Кумеев, 1982).

Двойниковые пластины испытывают последующую механическую трансформацию, приводящую к неравномерному распределению в зерне пластин разного размера, альбитовых и периклиновых двойников, нередко наблюдается радиально-лучистое их распределение. На плоскостях спайности нередко появляется «лунная» ирризация (рис. 59).

Рис. 57. Анортоклазит гигантозернистой структуры (керамический пегматоид).

Хорошо проявлены радиально-лучистые двойниковые пластины с лунной ирризацией

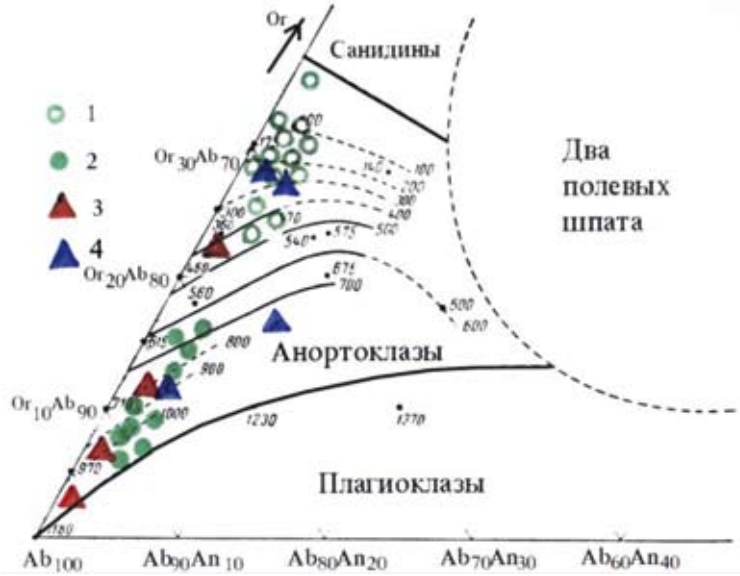


Рис. 58. Разделение санидинов, анортоклазов, плагиоклазов.

У анортоклазов показаны экспериментально полученные изотермы сдвигового превращения моноклинный – триклинный полевой шпат:

1, 2 — K-Na полевые шпаты (анортоклазы) Ильмено-Вишневогорского комплекса (Щелочно-карбонатитовые комплексы..., 1997), внешней зоны ЦЩП (1), внутренней зоны ЦЩП (2); 3 — анортоклазы Уфалейского метаморфического комплекса; 4 — анортоклазы Мурзинского комплекса (Грабежев, Чистяков, 1974)

Диагностика K-Na полевых шпатов проводится по восьми наиболее сильным рефлексам на порошкограммах (Минералы, 2003). K-Na полевые шпаты отличаются от плагиоклазов по величине параметра a, поэтому диагностическим является рефлекс 201 и другие рефлексы, зависящие от параметра a (табл. 7).

В плагиоклазах 201 мало меняется в зависимости от содержания Ca ($2\Theta_{CuKa}$ = 22°). В K-Na полевых шпатах положение рефлекса 201 зависит от содержания Na и смещается от $2\Theta_{CuKa}$ = 21° в K-полевом шпате, до $2\Theta_{CuKa}$ = 22° в Na-полевом шпате. Количество ортоклазовой компоненты рассчитывается по формуле (Кумеев, 1982): %Орт = 2200 – 100 × 2Θ(201). Триклинная симметрия K-полевого шпата, возникающая при Si/Al-упорядочении, устанавливается по расщеплению рефлексов 131 на 131 и 131; 130 на 130 и 130. В анортоклазах величина расщепления рефлекса 131 достигает 0,8–1,4° 2Θ(201), а 130 – 0,2–0,6° 2Θ(201) (Кумеев, 1982).

Рис. 59. Будины анортоклазовых пегматоидов в биотит-амфиболовых гнейсах (Восточный забой карьера по отработке мусковитовой жилы № 4 Слюдяногорского месторождения мусковита).

На врезке — крупнокристаллический анортоклаз, характеризуется «лунной» иризацией на плоскостях спайности

Таблица 7

Положение диагностических линий на порошкограммах анортоклазов Уфалейского комплекса

hkl	Анортоклазы (Минералы, 2003)		Анортоклазы Уфалейского комплекса			
	Iотн	$2\Theta_{CuKa}$	У-8/8	У-190	Берк-1	У-123
201	65	21,65–21,88	21,75	21,91	21,87	21,98
130	45	23,66	23,9	23,44	23,94	23,52
130	40	23,9–24,3	24,01	24,11	24,06	24,17
40	100	27,48–27,98	27,75	27,81	27,85	27,90
131	25	29,64–29,91	29,9	29,78	30,06	30,08
131	25	30,5–31,28	31,2	31,18	30,94	30,62
60	15	41,74–42,03	42,25	42,35	41,75	42,41
204	25	51,02–51,31	51,01	51,08	51,06	51,16
Or, мас. %		12–37	25	9	13	2

Полевошпатовые пегматоиды локализованы исключительно в породах рифейского высокотемпературного метаморфизма и ассоциируют с зонами проявления постметаморфического щелочного метасоматоза (Кейльман, 1974; Гинзбург, 1983; Ларин, 1989; Огородников и др., 2007, 2012).

Для магматизма протерозойских рифтогенных зон характерен мантийный вынос щелочных и редкоземельных элементов, а также железа и фосфора (Беляев и др., 1996).

Геохимические поиски, проведенные группой В.В. Парфенова (Геологическое доизучение…, 1989) в восточной части Уфалейского метаморфического комплекса, показали, что Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона смятия с развитыми в ее зоне влияния щелочными гранитоидами, пегматитами, имеет специализацию Be, Nb, TR и Y. Выявлены комплексные геохимические аномалии, которые включают, г/т: Y — 50–300, Z r — 300–1000, Be — 4–40, Ba — 1000–3000, Nb — 100–300, Mo — 5–15; при фоновом уровне: Y < 10, Zr — 100, Be < 2, Ba — 500, Nb — 40, Mo — 3. Кроме того, в пределах Уфалейского комплекса выделены аномалии, природа которых до настоящего времени не расшифрована (Огородников и др., 2016).

Ультраметаморфические месторождения являются полигенными и полихронными, и при телескопировании (наложении процессов один на другой) в единых шовных зонах со временем могут формироваться месторождения и проявления урана, золота, титана, редких элементов, слюды, апатита и других полезных ископаемых. От типичных плутоногидротермальных месторождений они отличаются протяженностью распространения вдоль зоны влияния шовной структуры, широким развитием железомагнезиального, щелочного и кальциево-углекислого метасоматозов, высоким давлением при образовании и распространением среди пород высоких фаций метаморфизма (Белевцев, 1979; Огородников, 1993; Огородников и др., 2007).

Для высокотемпературных K-Na-полевых шпатов (анортоклазов) благоприятный интервал температур кристаллизации 650–800 °С. Проходящие в этих условиях сквозь магму летучие отделяются при температуре порядка 600–620 °С и давлении выше 6 кбар. С понижением температуры возрастает степень диссоциации кислот, уменьшается подвижность редкоземельных элементов цериевой группы, вследствие чего акцессорные минералы обогащаются ураном, ниобием и редкоземельными элементами иттриевой группы (рис. 60).

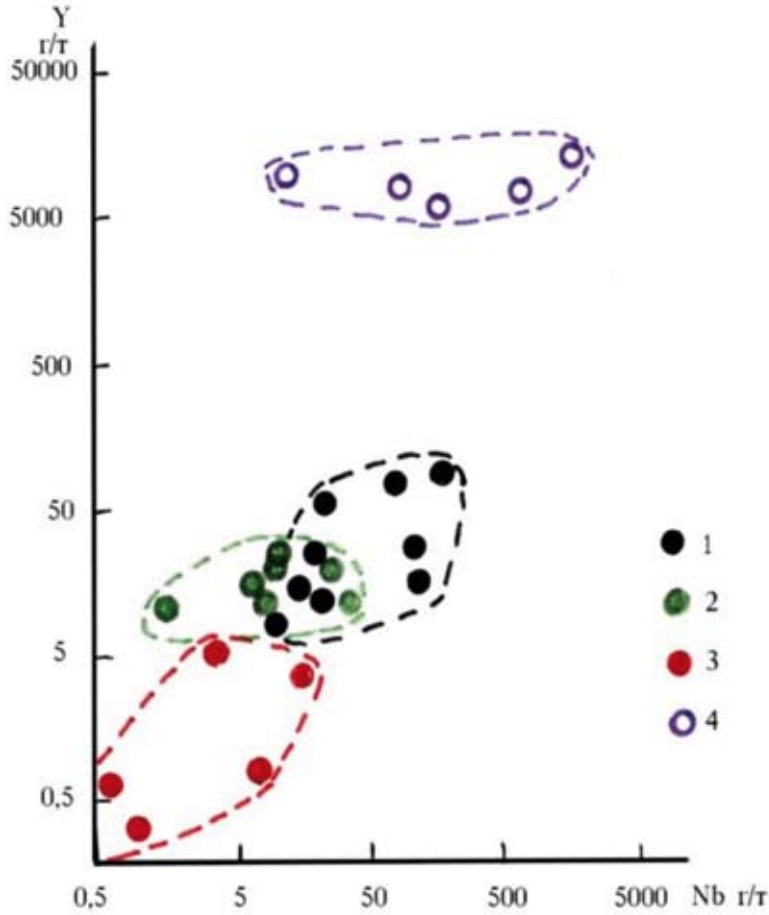


Рис. 60. Поведение Y-Nb в анортоклазитовых редкоземельных пегматоидах с иттроэпидотом (Уфалейский комплекс):

1 — гнейсограниты, 2 — амфиболиты, 3 — анортоклазовые гигантомигматиты, 4 — иттроэпидот

Вследствие высокой устойчивости урана в калий-натрий-карбонатных растворах в широком диапазоне температур и давлений в метасоматитах концентрации урана не наблюдается, а редкие земли, иттрий и уран изоморфно концентрируются в иттроэпидоте (U — 2,11; Y — 1,07 мас. %).

Тектонические и постмагматические воздействия на щелочные полевошпатовые метасоматиты завершались образованием крупнокристаллического ортита — иттроэпидота.

Ортит — один из самых распространенных акцессорных минералов, встречающийся в гранитных и щелочных пегматитах различных возраста и генезиса. Преимущественно он распространен в редкоземельных пегматитах, для которых характерны самые большие глубины формирования (Гинзбург, Родионов, 1960; Гинзбург и др., 1979). А.Е. Ферсман (1960) включал ортитовые пегматиты в I тип — обычные и церовые пегматиты. Встречается ортит также в метаморфических сланцах и гнейсах.

Ортит был открыт шотландским минералогом Т. Алланом в Гренландии и назван в его честь алланитом в работе Т. Томсона в 1810 г. (Thomson, 1810). В 1818 г. Й.Я. Берцелиус обнаружил и описал минерал из Фалуна, Швеция, назвав его ортитом (от греческого слова «ортос» — прямой).

В 1841 г. ортит был открыт Германом (Hermann, 1848) в Ильменских горах и описан под именем уралортита. В 1847 г. Н.И. Кокшаров обнаружил на Урале еще одну разновидность ортита, кристаллизующуюся в хорошо ограненных кристаллах, которую назвал в честь Багратиона — багратионитом.

Д.С. Белянкин (1909), А.Н. Заварицкий (1939) обнаружили и в работах отметили ортит во многих копях Ильменских гор. Л.Н. Овчинников, М.Н. Цимбаленко (1948) обнаружили манганоортит в Курочкином Логе на Урале. Разными авторами и в разное время ортит был найден и описан в других районах Советского Союза. Большое внимание этому минералу стали уделять и в зарубежных странах.

Изучению кристаллохимии ортита и изоморфным замещениям элементов в его структуре посвящен ряд статей и монографий (Лабунцов, 1939; Минеев, 1959; Руманова, Николаева, 1959; Калинин, 1961; Хвостова, 1962; Семенов, 1963; Шмакин, Ширяева, 1971; Калита, 1961, 1974; Попова, Баженова, 1980; Попова и др., 2012; и др.).

Основные исследования по изоморфизму и кристаллохимии ортита принадлежат Ф. Махачки, который работал над структурной группой эпидот-ортита. По его данным, происходит замещение Ca^{2+} и Al^{3+} на Mg^{2+} и Mn^{2+}, а Si^{4+} — на P^{5+}. Ф. Махачки вывел общую формулу для минералов группы эпидот-ортита.

Т.И. Уеда (Ueda, 1955) изучил кристаллическую решетку алланита (ортита). На основании химической формулы, измерений

кристаллической решетки и количества атомов в ней он сделал вывод о родстве между эпидотом и ортитом. Т.И. Уеда дает кристаллическую структуру алланита (ортита) и параметры решетки: a = 8.98 Å, b = 5.75 Å, c = 10.23 Å, β =115°.

В 1958–1959 гг. И.М. Руманова и Т.В. Николаева [1959] на примере кристаллической структуры ортита из пород Вишневых гор на Урале подтвердили данные Т.И. Уеда и получили аналогичные параметры решетки.

Ортит встречается в гранитах, гранитогнейсах, гранитных и щелочных пегматитах, метаморфических породах метаморфических комплексов Урала. Изучение структуры эпидота и ортита (Руманова, Николаева, 1959) показало близкое структурное сходство обоих минералов. Эпидот и ортит в элементарной ячейке имеют одинаковое число ионов, причем все они в обеих решетках одинаково расположены. Единственное различие состоит в том, что в эпидоте находятся только ионы трехвалентного железа и отсутствуют редкоземельные. В ортите принимает участие двухвалентное железо, а ионы кальция замещены ионами элементов редких земель, в основном цериевой группы (Хвостова, 1962). Увеличение содержания редких земель, марганца и тория в ортитах идет параллельно с возрастанием двухвалентного железа и магния в группе (Al, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg).

Ортиты глубинных пегматитов должны быть богаче кальцием и алюминием. Ионные радиусы лантана и церия больше, чем ионные радиусы тяжелых лантаноидов и иттрия, в связи с чем отмеченная разница в спектре редких земель может быть объяснена влиянием давления. В ортитах, обогащенных тяжелыми лантаноидами (Nd, Sm, Gd), велико и содержание иттрия (до 20%). Из северной Карелии известен существенно иттриевый ортит (Геохимия…, 1964) с диспрозиевым максимумом лантаноидов.

Ортит-эпидот широко распространен в месторождениях различных генетических типов. Особенно часто встречается в гранитах и гранитных пегматитах (рис. 61). Известен в эффузивных и гипабиссальных породах. В абиссальных условиях, высокотемпературных слюдоносных и редкоземельных пегматитах широко распространен крупнокристаллический ортит (Средняя Азия, Норвегия, Швеция, Северная Каролина, КНР и др.). Этот ортит обычно обогащен тяжелыми лантаноидами (Sm, Gd), иттрием, а также торием и ураном (Геохимия…, 1964). А.И. Баженовым (1958) изучен редкоземельный эпидот юго-восточного Алтая, содержащий 1,41 % TR_2O_3. Редкоземельный эпидот, содержащий 1,4 %

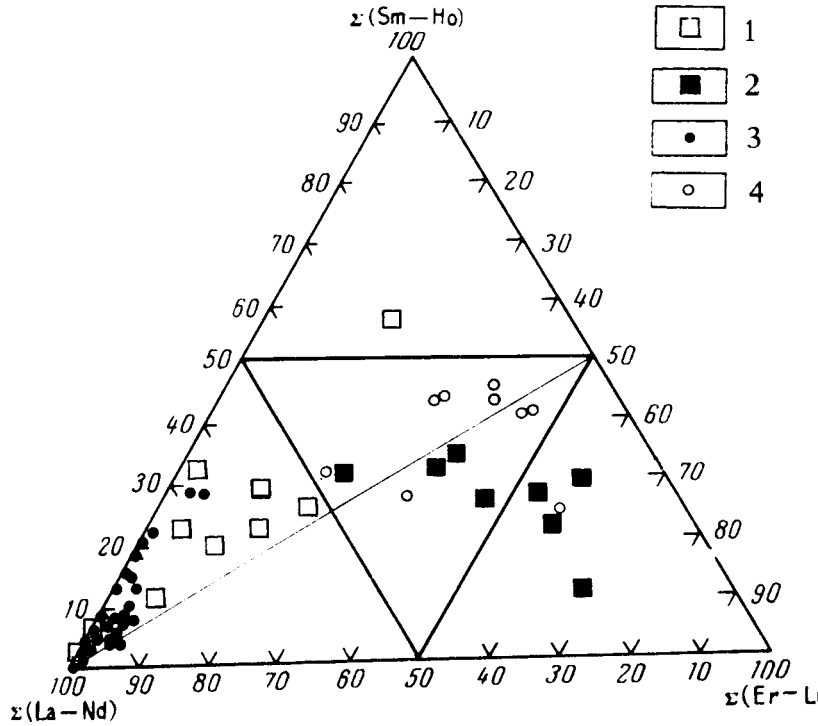


Рис. 61. Распределение РЗЭ в группе ортита-эпидота (Лутц, Минеев, 1967; Хвостова, 1962; Минеев, 1959, 1969):

1 — эпидоты из гранитов; 2 — эпидоты из щелочных гранитов, пегматитов и метаморфических пород; 3 — ортиты из гранитоидов и гранитных пегматитов; 4 — иттриалит из пород Северо-Запада России

TR_2O_3, обнаружен на Слюдяной горе (Южный Урал) и впервые описан Д.А. Минеевым (1959).

Иттроэпидот довольно часто встречается в породах, вмещающих мусковитовое месторождение на Слюдяной горе (Уфалейский метаморфический комплекс), где он образует крупные кристаллы столбчатого облика размером от 5 до 40 см в длину, черного цвета в разбудинированных пегматоидных блоках, сложенных гигантозернистыми агрегатами анортоклаза (рис. 62). Все выделения минерала хотя и имеют кристаллические очертания, но почти не обладают хорошо образованными гранями. В шлифах имеет желто-зеленый цвет без заметного плеохроизма, рельеф высокий, нередко имеет зональность. Минерал анизотропен, Ng = 1.718–1.724, Np = 1.708–

Рис. 62. Кристаллы иттроэпидота (черное) размером около 20 см в длину в будинах ирризирующего анортоклазита (забой штольни по отработке жильного тела № 4 Слюдяногорского месторождения мусковита)

1.712, Ng–Np = 0.013 (Минеев, 1959; Лутц, Минеев, 1967; Белковский, 1989; Огородников и др., 2007).

Специфической особенностью химического состава иттроэпидота (Лутц, Минеев, 1967; Огородников и др., 2007, 2016) является присутствие U = 0,10–0,14 мас. % при невысоком содержании урана и тория во вмещающих гранитогнейсах: Th = $6{,}4 \cdot 10^{-4}$ мас. %; U = $1{,}6 \cdot 10^{-4}$ мас. %; еще меньше в анортоклазовых пегматоидных телах: Th = $0{,}80–0{,}82 \cdot 10^{-4}$ мас. %; U = $0{,}2–0{,}6 \cdot 10^{-4}$ мас. %. Анортоклазиты содержат повышенное количество Be ($20{,}2–21{,}8 \cdot 10^{-4}$); Sr ($597{,}1–675{,}6 \cdot 10^{-4}$); P ($56{,}4–160{,}4 \cdot 10^{-4}$); B ($19{,}4–12{,}8 \cdot 10^{-4}$ мас. %). Редкоземельные элементы представлены преимущественно иттриевой группой.

Состав иттроэпидота был дополнительно изучен в Институте минералогии УрО РАН в Миассе в 2012 г. (Попов, Колисниченко, 2012), и формула минерала близка к составу иттроэпидота, полученного в 1959 г. (Минеев, 1959; Лутц, Минеев, 1967):

$$(Ca_{1,89}Y_{0,09}Sr_{0,01}Er_{0,01})_{2,0}(Al_{2,19}Fe_{0,78}Mn_{0,02}U_{0,01})_{3,0}Si_3O_{12}(OH).$$

Образование редкоземельных (керамических) пегматоидов происходит на значительных глубинах, превышающих 7–8 км. Во вмещающих плагиогнейсах широко развиты парагенезисы

с кианитом, что свидетельствует о высокобарических условиях их образования (рис. 63). Редкоземельные анортоклазовые пегматоиды (с иттроэпидотом) можно рассматривать как наиболее глубинные (ультраабиссальные) фациальные разновидности пегматитовых образований (Гинзбург, Родионов, 1960; Огородников и др., 2007, 2016). При широком развитии в них иттроэпидота с повышенной концентрацией редких земель иттриевой группы они могут служить источником редкоземельного сырья.

На диаграмме (рис. 64) представлены анализы ортитов и эпидотов из пегматитов России и зарубежных стран (Лабунцов, 1939; Минеев, 1959; Хвостова, 1962; Шмакин, Ширяева, 1971; Иванов и др., 1976; Попова, Баженова, 1980; Огородников и др., 2007, 2016; Попов, Колисниченко, 2012) показано соотношение суммы редких земель и тория относительно суммы железа и магния.

Иттроэпидоты Южного Урала образуются в наиболее глубинных (ультраабиссальных) условиях (Огородников и др., 2016). В Западном и Южном Прибайкалье ортитоносные пегматиты распространены достаточно широко (Иванов, Шмакин, 1972; Калинин, 1957, 1961). Ортит встречается практически во всех разновидностях магматических пегматитов, как древних (докембрийских),

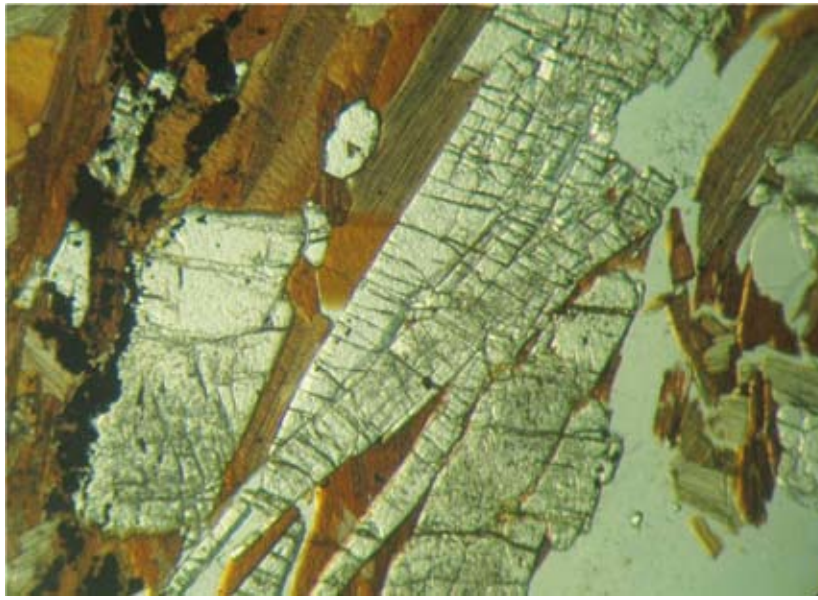


Рис. 63. Метаморфогенный кианит в биотитовых плагиогнейсах. Шлиф У-170, без анализатора, ×20

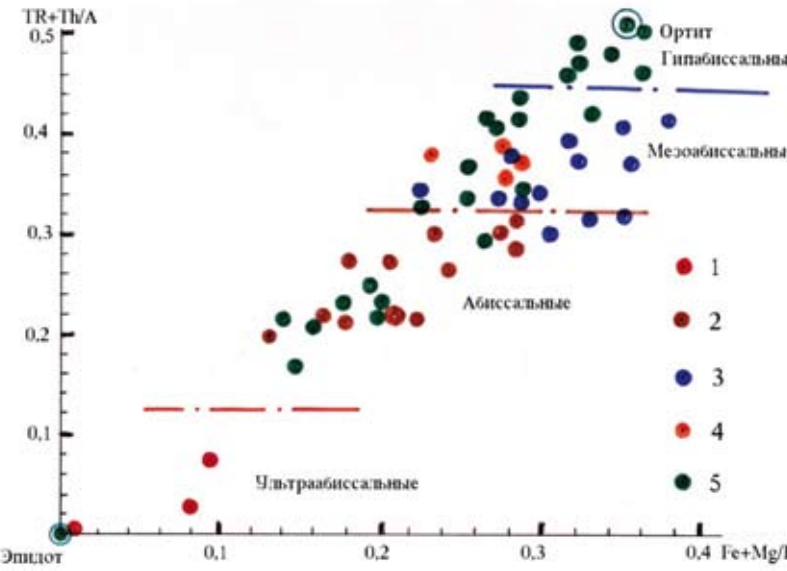


Рис. 64. Зависимость содержания TR + Th/A от суммы Fe^{2+} + Mg/B в эпидот-ортитах в условиях разной глубинности объектов:

A — сумма (Ca, Y, Ce, Th, Mn); B — сумма (Al, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg).

1 — Y-эпидоты Уфалейского комплекса (Минеев, 1959; Огородников и др., 2007; Попов, Колисниченко, 2012); 2 — ортиты Прибайкалья (Шмакин, Ширяева, 1971; Ширяева, Шмакин, 1982); 3 — ортиты Слюдянского месторождения мусковита (Ширяева, Шмакин, 1982); 4 — ортиты Вишневогорского комплекса (Попова, Баженова, 1980); 5 — анализы ортитов из месторождений разных континентов без анализа глубинности образования (Хвостова, 1962)

так и молодых (палеозойских). В Западном Прибайкалье ортит широко распространен в докембрийских позднескладчатых пегматитах, отвечающих, по классификации А.И. Гинзбурга, Г.Г. Родионова (1960), глубинным (абиссальным) образованиям, и в палеозойских пегматитах, малоглубинных, сформировавшихся на глубине менее 3 км (Иванов и др., 1976). Следует отметить, что по ряду особенностей спектра редких земель ортиты Слюдянки похожи на ортиты Тажерана, сформированные в гипаабиссольных условиях. Имеет значение и явно меньшее давление, при котором формировались пегматиты Слюдянки, по сравнению с допалеозойскими пегматитами Приольхонья. Ряд геологических, минералогических и геохимических критериев свидетельствует в пользу образования пегматитов Слюдянки в мезоабиссальных или даже в гипаабиссальных условиях (Ширяева, Шмакин, 1982).

Ортит обнаруживается также в эффузивах Северного Кавказа, Восточной Сибири, в кислых мезозойских лавах на Северо-Востоке (Афанасьев, 1958; Ляхович, 1962; Здорик и др., 1964; Руб и др., 1965).

Представленный график изменения составов ортита — эпидота достаточно убедительно свидетельствует о зависимости содержания редкоземельных элементов в ортите от глубинности образования пегматитов.

На Балтийском щите (Норвегии, Швеции, Кольском полуострове) отмечается большое разнообразие месторождений и многочисленных проявлений редкоземельной минерализации, связанных с пегматитами, метасоматитами, щелочно-ультраосновными породами и карбонатитами. Интересно, что месторождения в пегматитах с редкоземельной минерализацией (ортит, Y-эпидот, фергюссонит, самарскит, гадолинит и др.) чаще всего разрабатываются на полевой шпат и слюду, а редкоземельные, существенно иттриевые концентраты обычно добываются попутно (Калита, 1961; Беляев и др., 1996).

Аналогичные пегматоиды с иттроодержащим эпидот-ортитом встречены в Сысертско-Ильменогорском, Мурзинско-Адуйском комплексах (Тихомирова, 1971; Грабежев, Чистяков, 1974; Краснобаев, Холоднов, 1981; Левин, 1998; Попов, Попова, 2004; Губин, Хиллер, 2015, 2016).

В позднем рифее–раннем венде (620–540 млн лет) восточная часть Восточно-Европейской платформы на Южном и Среднем Урале испытала новый этап рифтогенеза с формированием линейно ориентированных грабенов, также выполненных грубообломочным материалом (с конгломератами, гравелитами, песчаниками), в ассоциации со щелочными высокотитанистыми вулканитами и интрузивными породами (габброидами, сиенитами и гранитоидами), датированными возрастом 730–660 млн лет (Холоднов и др., 2006). Увеличение линзы базитов и ультрамафитов в основании коры в конечном счете привело к сводовому воздыманию Урала, достигшему пика в конце венда и в кембрии. Кадомский орогенез (Пучков, 2000) сопровождался региональным метаморфизмом и частичным плавлением нижнекоровых метабазитов. В это время формируются зональные дунит-пироксенит-габбровые массивы Платиноносного пояса Урала, имеющие длительную и сложную историю развития. Последние изотопные датировки Sm-Nd методом имеют ранневендские возрастные значения 560–550 млн лет для дунитов, верлитов, оливиновых, магнетитовых клинопи-

роксенитов Кытлымского массива и подтверждают представление о субплатформенно-рифтогенной (доспрединговой) природе Платиноносного пояса (Холоднов и др., 2006). Плавление нижнекоровых метабазитов сопровождалось на заключительных стадиях формированием щелочных гранитоидов и сиенитоидов.

С кадомским этапом орогенеза в восточной части западного склона Урала связаны разнообразные массивы щелочных гранитоидов и сиенитоидов, которые перемещались в вышележащие области коры, оставляя внизу гранулитовые и эклогитовые реститы (Алексеев, 1984; Пучков, 2000). Данные гранитоиды объединены в **Битимский комплекс (V)** и, в частности, в центральной части Уфалейского блока представлены Никольским массивом (Гаврилова и др., 2007; Шардакова и др., 2015). В пределах Уфалейского блока битимский комплекс (см. рис. 49) соответствует мусковитовым альбит-микроклиновым гранитогнейсам, микроклин-пертитовым гранитам и гнейсогранитам, выделенным еще Г.А. Кейльманом (1974). Граниты этого комплекса формировались в период поздневендских рифтогенных процессов (Гаврилова и др., 2007). По соотношению Rb – (Y+Nb) эти гранитоиды отчетливо располагаются в поле внутриплитных разностей (см. рис. 52). По данным U-Pb-метода, возраст метаморфизма ильменогорской толщи, параллелизуемой с уфалейской свитой, 643 ± 46 и 576 ± 65 млн лет дается возраст для шумихинской толщи, а по Sm-Nd изотопным данным возраст становления ультрабазитов, альбититов и карбонатитов Булдымского массива 602 ± 24 млн лет (Sr-Nd-C-O изотопные данные…, 2006), возраст альбититов и карбонатитов Уфалейского комплекса 525 ± 11 млн лет (Огородников и др., 2012). Изотопный состав (Sr, Nd, C, O) карбонатных жил Уфалейского комплекса свидетельствует о связи их с глубинным источником, по изотопным параметрам близким мантийному резервуару EM1, характерному для рифтовых зон древних щитов (Недосекова и др., 2005).

P-T параметры при становлении гранитоидов Никольского массива оценены по разным геотермобарометрам и составляют 3,5–5,5 кбар и 580–630 °C (Шардакова, Крупенин 2008; Шардакова и др., 2015). Ar-Ar возраст по биотитам гранитов главной фазы установлен 579,0 ± 7,1 млн лет (Шардакова и др., 2015).

В центральной части Уфалейского блока (Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона) с этим гранитоидным комплексом связано появление *альбититов* и *карбонатитов* (Огородников и др., 2007, 2016).

Многими исследователями установлено, что со щелочными сиенитами, щелочными и субщелочными гранитами связаны пневмотолитовые, гидротермальные проявления, формирующиеся в условиях различных температур и давлений. Так, полевошпатовые жильные тела известны в Ильменских горах с середины XVIII в. (Розе, 1875). Мелкозернистые полевошпатовые тела были описаны Д.С. Белянкиным (1909) под названием «фельдшпатолиты». Фельдшпатолиты, или существенно плагиоклазовые мелкозернистые жильные породы, часто являются составными частями полевошпатовых жильных систем (Попова и др., 2004).

Альбититы секут анортоклазовые редкоземельные пегматиты, содержащие кристаллы иттроэпидота и кварцевые жилы перекристаллизации (слюдяногорский тип) среднерифейского возраста. С образованием альбититов связано появление ураноносных, иттриевых и ниобиевых минералов — фергюссонита, самарскита, пирохлора и Y-колумбита. Данные метасоматиты отчетливо секут ранние анортоклазовые рифейские редкоземельные пегматиты, а также кристаллы иттроэпидота рифейского возраста (рис. 65). С образованием сахаровидных альбититов связано появление ураноносных, иттриевых, тантал-ниобиевых минералов — фергюссонита и иттроколумбита.

Данная редкоземельная минерализация детально охарактеризована в ранее опубликованной монографии В.Н. Огородникова с соавторами (2016) и здесь не рассматривается.

3.3. Мусковитовые пегматоиды Урала

До сих пор известны только два теснейшим образом связанные между собой типа образований крупнокристаллических мусковитов: пегматоидные жилы и крупнокристаллические участки среди вмещающих пород (Генезис..., 1958).

Слюда в пегматитах (мусковит и биотит) встречается очень часто, но промышленных размеров она достигает только в некоторых из них.

Становление пегматитов, равно как и закономерности размещения отдельных жил и пегматитовых полей в целом, определяются рядом факторов (магматическим, метаморфическим, тектоническим и др.), вследствие чего различные стадии процесса проявляются с разной интенсивностью, а в пределах отдельных

пегматитовых полей формируются как рудоносные пегматиты, так и безрудные.

Материалы Г.Г. Родионова (1975) и анализ других литературных данных позволяют отстаивать представление о гетерогенности пегматитов, если к последним относить и все различные крупнозернистые образования, сходные по составу с родоначальными гранитами, но сложенные различающимися парагенезисами и имеющие разное строение жильных тел, которые мы называем пегматитами или пегматоидами.

Самые ранние из них — плагиоклазовые пегматоиды — продукты натриевого метасоматоза магматической стадии палингенного ультраметаморфизма. Образование крупных порфиробласт плагиоклаза или различных типов мигматитов — наиболее легко замечаемое его проявление.

Процессы последующего автометасоматического кварц-мусковитового и кварцевого замещения широко распространены в пегматоидах, которые разрушают крупные индивиды плагиоклаза и усложняют строение пегматоидных жил. При этом пегматоиды с наложенной метасоматической мусковит-кварцевой минерализацией лишены зон письменного гранита, кварцевых ядер жильных тел.

По данным А.А. Кадик с соавторами (1971), В.П. Петрова (1975), в условиях палингенеза при давлении 4–6 кбар магмы являются интенсивным поглотителем водного флюида как наиболее дефицитного компонента возникающего эвтектического расплава. Кристаллизация даек гранита, аплита или пегматита (пегматоида) может идти из одной и той же магмы, но в совершенно различных условиях.

Гранит, или аплит, кристаллизуется тогда, когда гранитная магма попадает в условия, где возможно отделение воды от остывающего гранитного тела (открытая система). В тех же случаях, когда водный флюид не находит выхода из магматического очага, идет пегматитовая кристаллизация (закрытая система).

Зависимость состава пегматитовых (пегматоидных) тел от условий метаморфизма вмещающих пород отмечалась уже давно (Коржинский, 1937). Наиболее отчетливо это было сформулировано А.И. Гинзбургом, Г.Г. Родионовым (1960), а позднее Ю.М. Соколовым (1970), В.М. Макагоном с соавторами (1975), М.Е. Салье (1975), которые показали закономерную связь типов пегматитов с фациями метаморфизма и глубинностью их образования.

Этот класс объединяет палингенно-метасоматические месторождения, возникшие в результате метаморфической дифференциации, магматического замещения, дифференциации вещества при

выплавлении и консолидации гранитоидного расплава и дальнейших постгранитизационных метасоматических преобразований, а также гидротермально-метасоматические месторождения, возникшие во время регрессивных стадий регионального метаморфизма (Соколов и др., 1975).

Несмотря на значительные успехи в изучении пегматитов, до сих пор не исследованы причины эмпирически установленной зависимости их типа от особенностей геологического строения и эволюции тех структурно-фациальных зон, в которых они формируются. Отсутствие пространственной, временной и генетической связей между пегматитами и массивами гранитов и, наоборот, наличие этих связей между пегматитами и метаморфическими комплексами заставляют сейчас ставить вопрос о причинах пегматитообразования в новом аспекте.

Прогрессивный этап метаморфизма определяет появление в процессе или метасоматоза, или палингенеза кварц-полевошпатовых парагенезисов, характеризующихся в основном породами мелкозернистых структур, тогда как в регрессивный этап регионального метаморфизма при высокой активности ионов водорода, невысокой активности ионов калия при высоком значении потенциала H_2O происходит гидролиз полевых шпатов, увеличивается роль собирательной перекристаллизациии метасоматоза (мусковитизации) кварц-полевошпатового субстрата первичных жил и зон (Соколов и др., 1975).

Парагенетические ассоциации пегматитов мусковитовой формации находятся в поле альмандин-амфиболитовой фации, захватывая в основном область, лежащую в поле дистена выше по давлению тройной точки (5,5 кбар, 625 °С), и соответствуют гранат-кианит-биотит-ортоклазовой, гранат-кианит-биотит-мусковитовой, ставролит-жедритовой и биотит-ставролит-мусковит-кианитовой субфациям (рис. 65). Эти зоны находятся в оптимальной области существования мусковита, ограниченной линией разложения мусковита с кварцем и ставролита с кварцем, оцениваемую температурой 650–680 °С и давления Р = 5–9 кбар (Гинзбург и др., 1979).

3.3.1. Геологические условия образования промышленных месторождений крупнокристаллических слюд на Урале

Детальное геологическое картирование мусковитоносных комплексов Урала (Кейльман, 1969, 1974; Кулешов и др., 1961; Грознецкий, 1963; Дядькина, 1964а, б, 1973; Мельников, Мельникова, 1966;

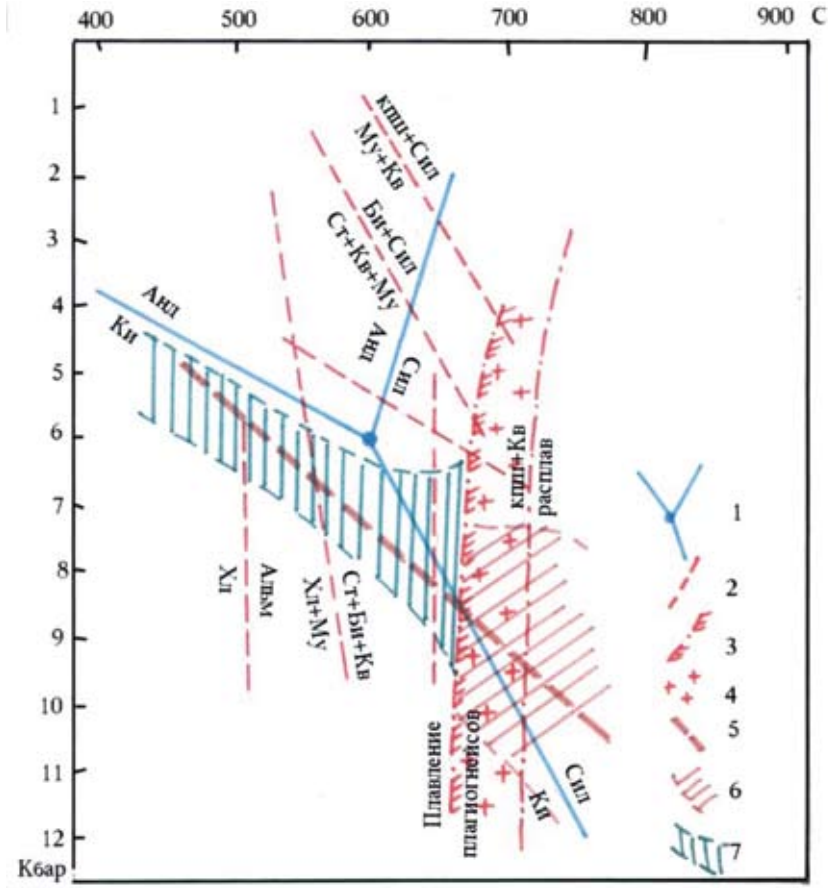


Рис. 65. Образование мусковитовых пегматоидов при условиях высокого давления и относительно низкого геотермического градиента (Гинзбург и др., 1979):

1 — кривые устойчивости полиморфных модификаций силикатов алюминия, 2 — границы полей устойчивости различных минералов, 3 — начало плавления плагиогнейсов, 4 — поле мигматитов, 5 — кривая геотермического градиента, 6 — поле развития керамических пегматоидов с иттриевой и редкоземельной минерализацией, 7 — поле развития мусковитовых пегматоидов

Никитин, 1965) с использованием данных по другим пегматитовым провинциям России позволяет выяснить основные закономерности размещения мусковитовых пегматитов на Урале.

Все месторождения мусковита располагаются только в пределах гнейсово-мигматитовых комплексов, обнажающихся в ядрах

структур третьего порядка, приуроченных к главным региональным поднятиям Урала — Центрально-Уральскому, Восточно-Уральскому и Зауральскому. Наиболее типичными являются Уфалейский, Сысертско-Ильменогорский, Джабык-Карагайский и Мариинский гнейсово-мигматитовые комплексы, где сосредоточено большинство известных на Урале месторождений мусковита (Слюдяногорское, Беркутинское, Агордяшское, Полдневское, Шумихинское, Ольгинское, Еланчик и др.).

Локализация мусковитовых месторождений в гнейсово-мигматитовых комплексах определяется литологическим, структурно-тектоническим и метаморфическим металлогеническими факторами. При этом фактор регионального метаморфизма является ведущим, определяя минерагеническую специализацию, генетические особенности и практическую ценность месторождений (Кейльман, 1974).

Внутри комплексов мусковитовые месторождения фиксируются обычно в гнейсовых ядрах. Промышленный мусковит в гнейсово-мигматитовых комплексах Урала встречается в гранитоидных и пегматоидных палингенных телах, а также в зонах интенсивной перекристаллизации, накладывающейся на некоторые разновидности мигматитов.

Характерными представителями этого типа являются жильные тела Слюдяногорского месторождения в Уфалейском метаморфическом комплексе, а также многие жилы Сысертского и Джабык-Карагайского комплексов.

Пегматитовые жилы различного генезиса распространены в указанных комплексах чрезвычайно широко, но слюдоносными оказываются лишь единичные жилы. При этом крупные кристаллы мусковита встречаются не только в пегматитовых телах, но и в жилах гнейсогранитов и аплитов, а также во вмещающих их гнейсах, что особенно характерно для Слюдяногорского месторождения в Уфалейском мигматитовом комплексе. Обычно крупные кристаллы мусковита развиваются в массе пегматоидов, представляющих собой в одних случаях относительно древние пегматитовые жилы, в других — перекристаллизованные очковые и полосчатые мигматиты.

Наложение ослюднения на различные геологические образования обусловливает разнообразие структур пегматоидов, содержащих крупные кристаллы мусковита, от реликтовой гнейсовой до пегматоидной, весьма характерны всевозможные структуры перекристаллизации и замещения.

В пределах Сысертско-Ильменогорского метаморфического комплекса выделяются два гнейсовых поля, содержащих мусковитовые месторождения и проявления. Западное — Полдневское, где известно одно малое месторождение Полдневское и 17 проявлений слюдоносных пегматоидов. Жилы пегматитов характеризуются зональным строением и сложной неправильной формой с апофизами, раздувами и пережимами. Залегание с вмещающими породами обычно согласное по простиранию и секущее по падению. Ослюденение наблюдается в виде небольших гнезд размером в поперечнике 1–8 м, редко в виде линейных зон длиной до 131,5 м. Кристаллы мусковита имеют клиновидное или ельчатое строение, иногда встречается трещинный мусковит. Размер кристаллов до 30 × 25 × 8 см, чаще 1–7 см в поперечнике, отдельные пластины достигают размера 40 × 60 см. Содержание забойного сырца в слюдоносных жилах составляет 0,50–32,4 кг/м^3. Выход колотой слюды 0–117 кг·см^2/м^3. Преобладает слюда 6–8 номеров II и III сортов. На Полдневском месторождении, расположенном в 9 км к востоку от пос. Полдневая, среди гнейсов, амфиболитов и кварцитов черновской свиты выявлено более 100 пегматитовых жил длиной до 360 м, мощностью до 10 м. Промышленными признаны 7 жил с гнездовым ослюденением и содержанием забойного сырца около 30 кг/м^3. Запасы месторождения по категориям $B + C_1 + C_2$ составляют 1236 т мусковита. Самостоятельного промышленного значения месторождение не имеет (Кейльман, 1974).

В 30 км к северо-востоку от г. Верхний Уфалей известна Окункуль-Шумихинская группа проявлений мусковита, расположенная на западном крыле Шумихинской купольной структуры в зоне интенсивного проявления процессов кислотного выщелачивания, — проявления Высокий Камень, Шихан, Сырой Остров и др. Представлены они одиночными мусковитоносными пегматитовыми жилами или сериями жил, самые крупные из которых достигают длины 600 м и имеют мощность до 20 м (проявление Сырой Остров).

По форме залегания пегматоидные жилы в районе делятся на пластовые — согласно залегающие с вмещающими породами по простиранию и падению. Этот тип — самый распространенный в районе. Простирание и падение их невыдержанное, повторяет складчатую структуру вмещающих пород. Второй тип — это продольно-секущие жилы, согласно залегающие по простиранию, но секущие вмещающие породы по падению. Примером таких жил служит слюдоносное тело жилы № 1 (Сырой Остров). Третий

тип — поперечно-секущие жилы, секущие вмещающие породы как по простиранию, так и по падению. Примером таких жил служит зона жилы № 15 (Высокий Ключ) и ряд мелких жил на разных участках.

Запасы проявлений оцениваются по категориям $C_1 + C_2$ в 670 т мусковита. Промышленного значения проявления не имеют (Кейльман, 1974).

3.3.2. Слюдяногорское месторождение как генотип уральских месторождений мусковита

В пределах Уфалейского блока известно несколько месторождений мусковита: Слюдяногорское, Беркутинское, Острогорско-Теплогорское, Агордяшское, Серебрянское и др. Наиболее крупным из них, в том числе на Урале, является Слюдяногорское, известное еще с 1884 г. Месторождение эксплуатировалось с 1924 г. до конца 1960-х гг. Все месторождения расположены вдоль рифтогенной Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоны, заложенной в пределах гнейсово-амфиболитового комплекса еще в рифее (рис. 66). Исследования последних лет показали (Дядькина, 1964а, б; Куле-

Рис. 66. Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона смятия, вскрытая в забое карьера по отработке кварцевой жилы № 170

шов и др., 1961; Грознецкий, 1963; Кейльман, 1974; Мельников, 1988; Огородников, 1993; Огородников и др., 2007), что они сформировались в условиях амфиболитовой фации высокобарического метаморфизма, где минеральные парагенезисы пород представлены кианитом (силлиманитом), сине-зеленой роговой обманкой, гранатом, биотитом, а также широко проявились процессы дислокационного метаморфизма, мигматизации (плагиофельдшпатизации), а также картируется большое количество даек и мелких тел гранитоидов палеозойского возраста.

Плагиофельдшпатизация в пределах Слюдяногорского месторождения развивалась вдоль зон проницаемости, при этом происходило активное замещение амфибола биотитом, превращая амфиболиты в амфибол-биотитовые, биотитовые гнейсы. Плагиофельдшпатизация, развиваясь преимущественно по кристаллизационной сланцеватости, образует гнейсовидность пород.

Слюдоносная зона состоит из серии часто чередующихся пород различного состава. Это в основном амфибол-биотитовые, биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые гнейсы, очковые и теневые мигматиты и птигматиты самой причудливой формы, контактирующие с гранатовыми амфиболитами. Все перечисленные породы рассечены ранне- и позднеколлизионными дайками гранитного состава.

Ранее считалось, что образование пегматитов происходило только в палеозойский этап метаморфогенно-метасоматических преобразований гнейсоамфиболитов в условиях высоких давлений (Грознецкий, 1963; Дядькина, 1964а, б; Кейльман, 1974), хотя все отмечают наличие рифейских датировок (1100–1220 млн лет), анортоклазовых гигантомигматитов и редкоземельной минерализации в пегматитах (Овчинников, 1963; Минеев, 1959; Нефедов, 1956), обычно не характерной для мусковитовых пегматитов, для которых установлен раннеколлизионный возраст в пределах 330–365 млн лет (Кейльман, 1974).

Наши исследования показали, что среди тел слюдоносных пегматитов Слюдяногорского, Острогорского, Беркутинского и других месторождений встречаются четыре морфогенетических типа пегматитов:

1) магматогенные, анортоклазовые (керамические) пегматоиды с наложенной урановосно-редкоземельной минерализацией, рифейского возраста;

2) магматогенные карбонатиты и альбититы с редкометалльной и тантал-ниобиевой минерализацией, вендского возраста;

3) метаморфогенно-метасоматические мусковитовые пегматиты (пегматоиды), среднепалеозойского возраста (ранняя коллизия);

4) магматогенные микроклиновые керамические пегматиты с наложенной хрусталеносной минерализацией, позднепалеозойского возраста (поздняя коллизия).

Последовательное развитие пегматитов и карбонатитов во времени, наложение одних на другие в долгоживущей шовной зоне создали сложную картину, в которой иногда трудно отделить один генотип от другого. Ранние анортоклазовые гнейсограниты и ураноносные-редкоземельные пегматиты, карбонатиты и альбититы с тантал-ниобиевой минерализацией, детально охарактеризованые ранее (см. гл. 3), как щелочные метасоматиты шовной зоны отчетливо картируются за пределами слюдоносных тел в амфиболитах и гнейсах, а также наблюдаются в виде небольших реликтов и разбудинированных тел среди плагиоклазитовых тел и мусковитовых пегматитов (рис. 67).

В отличие от обычных месторождений мусковита здесь не обнаруживается отдельных пегматитовых жил, содержащих промышленные кристаллы слюды. Слюдяногорское месторождение представлено серией параллельных зон ослюденелых гнейсов с большим или меньшим содержанием крупнокристаллического мусковита на том или ином участке. Слюдоносные зоны всегда имеют близкое залегание со сланцеватостью вмещающих пород. Обусловлено это деструктивной формой сдвиговых дислокаций, которые создают эшелонированные структуры растяжения и кулисообразные зоны проницаемости, в которых кристаллизуются крупные тела мусковита (Уткин, 1989; Огородников, 1993).

Каждая слюдоносная зона состоит из серии часто чередующихся пород различного состава и генезиса. Это в основном амфибол-биотитовые, биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые гнейсы. В меньшем количестве встречаются неизмененные амфиболиты и амфиболовые гнейсы. Постоянно в пределах слюдоносных зон присутствуют полосы гранитизированных гнейсов и гранитогнейсов (гигантомигматитов с редкоземельной минерализацией). Все перечисленные породы рассечены коллизионными дайками плагиогранитов и гранитов (рис. 68).

В слюдоносных зонах промышленный мусковит сконцентрирован в отдельные слюдоносные тела, которые представляют собой породу, состоящую из мелких чешуек мусковита и биотита, крупных кристаллов мусковита, того или иного количества

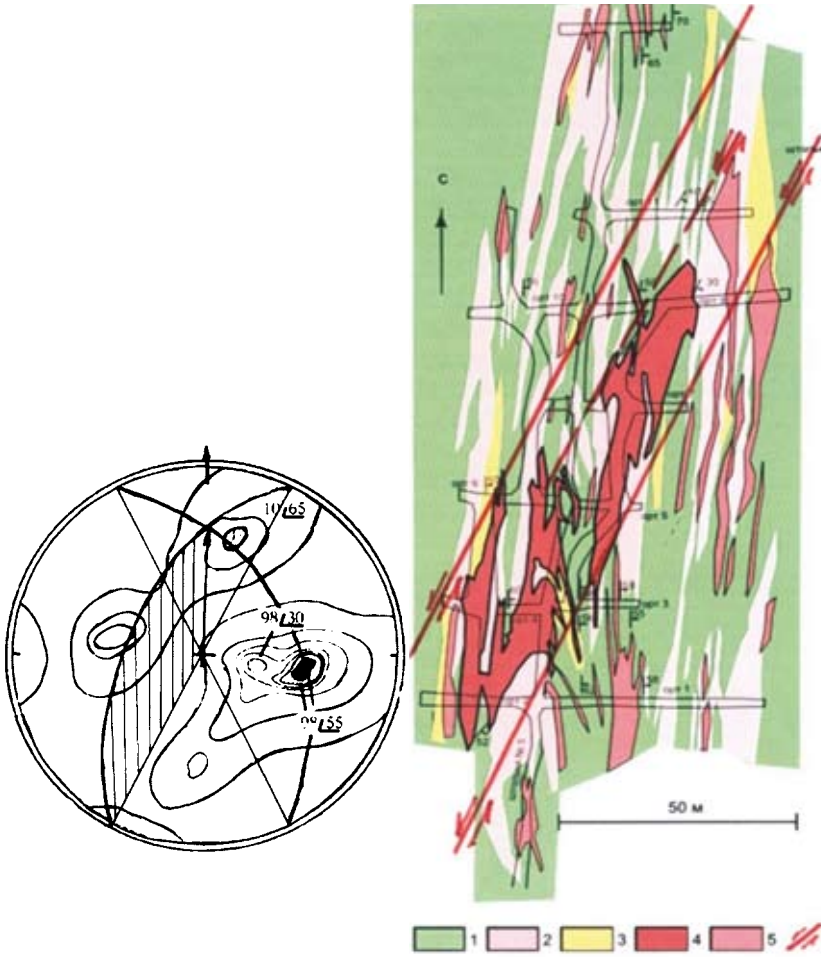


Рис. 67. Геологический план пегматитовой жилы № 4 Слюдяногорского месторождения мусковита (штольня № 5, гор. 358 м) (Грознецкий, 1963, с дополнениями авторов):

1 — амфиболиты, амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы; 2 — гранитогнейсы, «гигантомигматиты» и наложенные альбититы; 3 — биотитовые гнейсы; 4 — мусковитовые пегматиты; 5 — редкоземельные керамические пегматоиды; 6 – сдвиговые нарушения.

Слева внизу приведена диаграмма элементов залегания тел мусковитовых пегматитов (221 замер) (Грознецкий, 1963), с наложением схемы развития сдвиговой жиловмещающей зоны трещиноватости, разработанной авторами (Огородников и др., 2007)

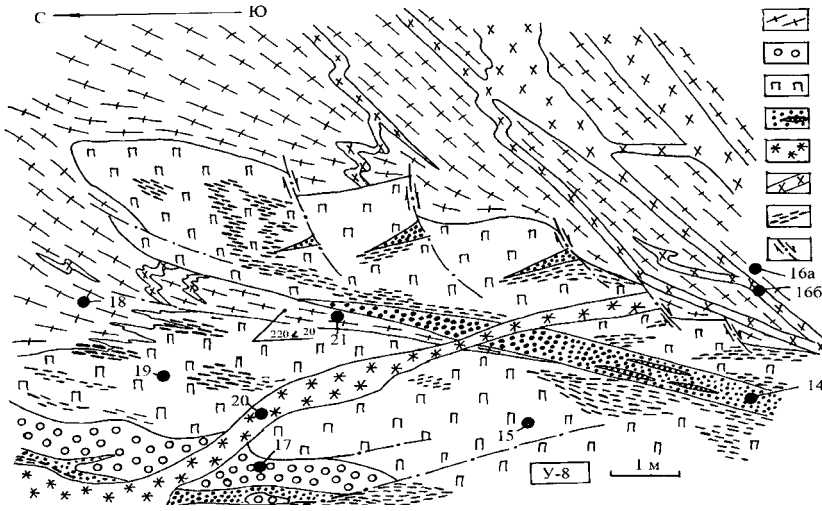


Рис. 68. Зарисовка восточного борта карьера по отработке слюдоносных пегматитов жилы № 4 (обн. У-8):

1 — амфибол-биотитовые гнейсы; 2 — ранние анортоклазовые пегматиты; 3 — плагиоклазитовые тела; 4 — гранулированный кварц (уфалейского типа); 5 — позднеколлизионные метасоматические кварциты; 6 — раннеколлизионные дайки гранодиоритов, плагиогранитов; 7 — наложенный кварц-мусковитовый комплекс с крупнокристаллическим мусковитом; 8 — разрывные нарушения. Залитые кружки — места взятия образцов, цифры — их номера

среднезернистого кварца, реликтов сахаровидного альбита, замещающего крупнокристаллический анортоклаз (рис. 69). Последние три минерала обычно развиваются в виде самостоятельных тел и образуют при этом лейкократовую породу, называемую на месторождении пегматитом. В пределах слюдоносных тел повсеместно встречаются включения окружающих гнейсов (Дядькина, 1964а, б).

В слюдоносных зонах вкрест их простирания наблюдается закономерная смена амфиболовых гнейсов биотитовыми, а биотитовых — двуслюдяными либо мусковитовыми. Различия в отдельных случаях обусловливаются лишь выпадением тех или иных полос. Биотитизация амфибола в гнейсах, вероятно, связана с щелочным метасоматозом, проявленным в период гранитизации пород. Это подтверждается пространственным совпадением зон биотитизированных гнейсов с зонами гранитизированных пород, а также тем, что в негранитизированных гнейсах темноцветные

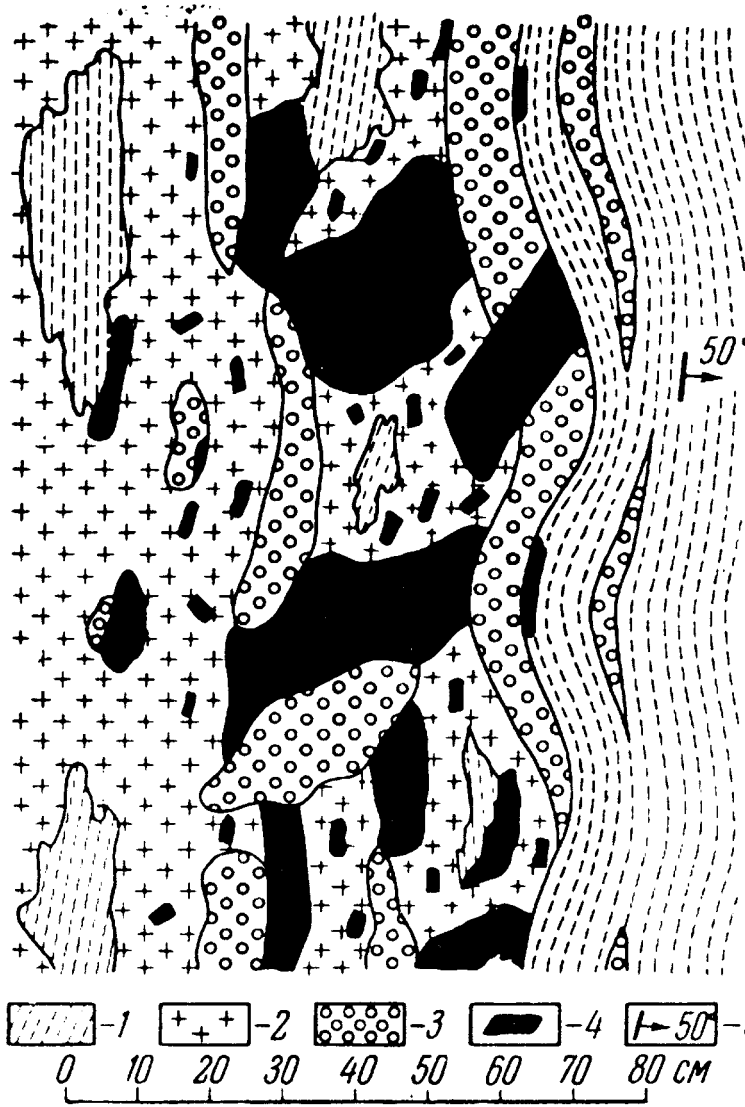


Рис. 69. Зарисовка участка дна карьера пегматитовой жилы № 4 Слюдяногорского месторождения (Кулешов и др., 1961):

1 — биотит-амфиболовые гнейсы с маломощными прослоями кварц-мусковитовых и биотитовых сланцев; 2 — мелко-, среднезернистый альбитит по анортоклазиту; 3 — кварц; 4 — крупнокристаллический мусковит; 5 — элементы залегания

минералы представлены амфиболом, а в гранитизированных — биотитом (Дядькина, 1964а, б).

Развитие мусковитизации и окварцевания связано с новым этапом сдвиговых дислокаций (см. рис. 67) во время ранней коллизии и сопровождается процессами кислотного выщелачивания. Кварц-мусковитовый комплекс отчетливо замещает щелочные метасоматиты (анортоклазиты с иттроэпидотом, альбититы с фергюссонитом, самарскитом) и сопровождающие их карбонатные метасоматиты (рис. 70).

В слюдоносных телах слюда распределена неравномерно, местами характерно почти полное отсутствие крупных промышленных кристаллов, местами, наоборот, наблюдается очень высокое содержание крупных кристаллов. Средний размер промышленных кристаллов мусковита составляет 5 × 8 см^2 при высоте пакета 3 см.

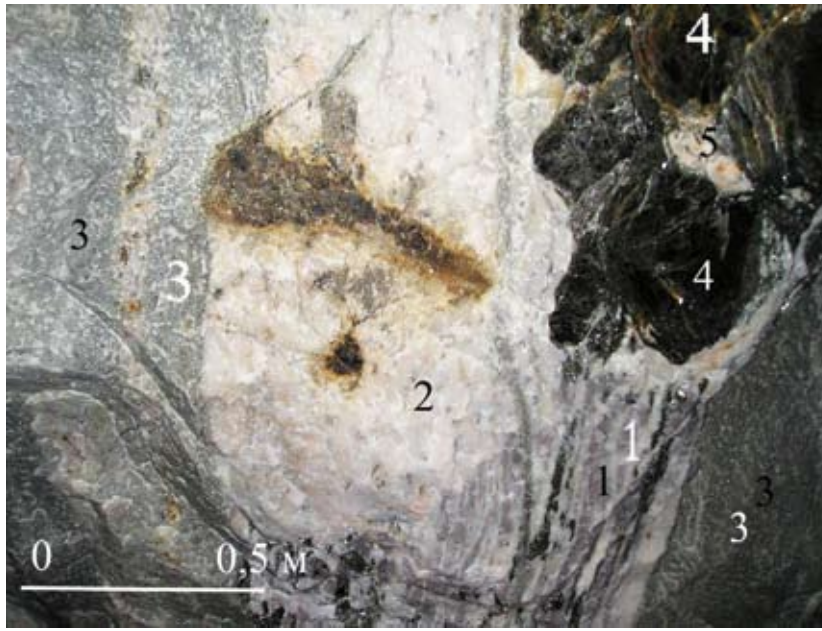


Рис. 70. Кварц-мусковитовый комплекс (1) и метасоматический кварц (3) развиваются по альбитизированным анортоклазовым телам (2) с иттроэпидотом (темные кристаллы). В краевой зоне развиты крупные кристаллы мусковита (4) с наложенным по трещинам розовым микроклином (забой штольни по отработке жильного тела № 4. Слюдяногорское месторождение мусковита)

Рис. 71. Крупный зональный кристалл мусковита

Максимальный размер пластин мусковита достигал 120 × 80 см по плоскости спайности (рис. 71).

Кристаллы мусковита и их гнезда имеют линзовидную, «обдавленную» форму (рис. 72), нередко крупные кристаллы деформированы, растащены или смяты в складки во время деформаций поздней коллизии (рис. 73).

Линзовидные, обдавленные крупные кристаллы мусковита всегда окружены более мелкочешуйчатым мусковитом, находясь в «рубашке» мелких пластинок слюды (рис. 74). Образование мелкочешуйчатого мусковита и линзовидная форма

Рис. 72. Обдавленный и сдвинутый крупный кристалл (пакет) мусковита в альбитизированном анортоклазите (вход в штольню № 4 Слюдяногорского месторождения мусковита)

Рис. 73. Крупнокристаллический мусковит смят в островершинную складку во время позднеколлизионных тектонических подвижек (Слюдяногорское месторождение мусковита)

Рис. 74. Обдавленные, линзовидные кристаллы мусковита (1) находятся в «рубашке» мелкочешуйчатого мусковита (2), развивающегося по альбитизированным анортоклазитам (3) в биотит-амфиболовых гнейсах (4) (Слюдяногорское месторождение мусковита)

Рис. 75. Розовый метасоматический микроклин (1) образуется в разрыве крупного пакета мусковита (2) (кровля штольни № 4. Слюдяногорское месторождение мусковита)

нередко растащенных крупных кристаллов мусковита свидетельствуют о наложении процессов дислокационного метаморфизма во время позднепалеозойской коллизии. Об этом же свидетельствует развитие кристаллов калиевого полевого шпата по плоскостям спайности крупных кристаллов мусковита и образование метасоматического микроклина в зонах деформированных кристаллов мусковита (рис. 75).

Почти все исследователи, изучавшие Слюдяногорское месторождение, отмечают необычный темно-зеленый цвет мусковита, отличающего его от мусковита других слюдоносных месторождений. Исследование С.В. Грум-Гржимайло 1955 г. показало, что необычный зеленый цвет вызван оксидами железа. Изучение химического состава слюдяногорского мусковита (Кулешов и др., 1961; Дядькина, 1964а, б; Кейльман, 1974; Мельников, 1976; Огородников, 1993) показало, что суммарное содержание оксидного и закисного железа достигает 6–9 мас. %, в то же время глиноземистость понижена от 26 до 18 %. По сравнению с мусковитами Карелии и Кольского полуострова коричнево-золотистого и рубинового цвета (Гродницкий, 1982), уральский мусковит значительно более фенгитовый (рис. 76).

Рентгеноструктурное изучение данных мусковитов свидетельствует, что мусковит представлен структурным типом $2M_1$, b_0 = 9,05 Å; $c_0 \sin\beta$ = 19,88 Å и по высокому содержанию кремнезема в октаэдрической координации соответствует группе ферримусковитов-фенгитов, для которых характерно образование при высоком стрессовом давлении. Изученные мусковиты были образованы при P = 5–8 кбар; T = 360–450 °C (Огородников, 1975; 1993).

В настоящее время уже выяснены многие важные закономерности изменения состава мусковит-фенгитов в самых разных парагенезисах метаморфических пород под влиянием температуры и давления. При возрастании степени метаморфизма мусковит становится чище и имеет тенденцию приближения к составу теоретического мусковита (Кориковский, 1967; Огородников, 1993; Cipriani et al., 1971; и др.). Давление имеет обратное влияние: фенгитовость увеличивается, а глиноземистость снижается. Высокобарические парагенезисы располагаются в поле фенгита и феррифенгита (Огородников и др., 2016).

Слюды мусковит-фенгитового ряда являются одним из важнейших породообразующих минералов метаморфических и метасоматических пород. Температура заметно влияет на их состав,

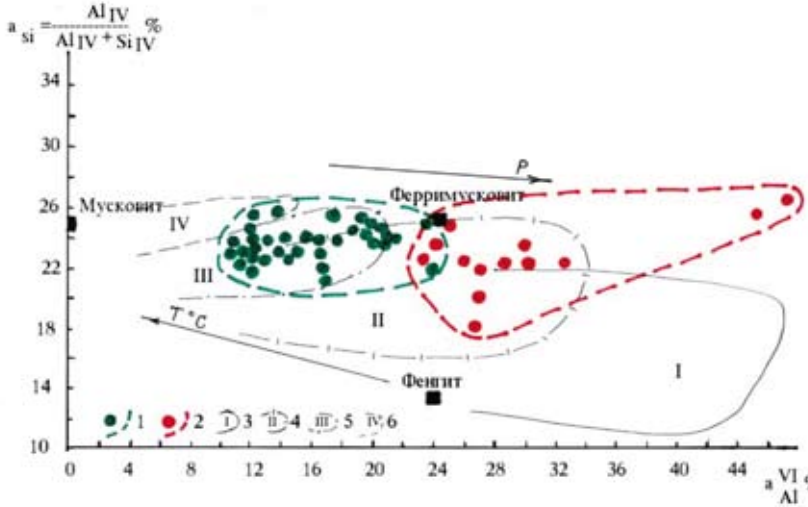


Рис. 76. Степень изоморфизма алюминия в четверной и шестерной координации в составе мусковит-фенгитов месторождений мусковитовых пегматитов (на основе: Кориковский, 1967):

1 — мусковиты Карелии и Кольского полуострова; 2 — мусковиты уральских месторождений; 3–6 — поля мусковитов из метаморфических пород: из парагенезисов с глаукофаном (3), парагенезисов зеленосланцевой фации (изограда биотита) (4), парагенезисов эпидот-амфиболитовой фации (изограда граната, ставролита) (5), парагенезисов амфиболитовой фации (изограда силлиманита) (6)

определяя предельное (обычно максимальное) содержание в них фенгитовой и парагонитовой молекул (Кориковский, 1967).

Стандартная формула мусковита – $KAl_2[Si_3Al]_4O_{10}(OH)_2$ — сравнительно точно отражает состав наиболее высокотемпературных разностей. В мусковитах широко проявлены различные типы изоморфизма, особенно $K^+ \leftrightarrow Na^+$, $(Mg, Fe)^{2+} \leftrightarrow Al^{3+}$, $Fe^{3+} \leftrightarrow Al^{3+}$, $Si^{4+} \leftrightarrow Al^{3+}$.

Мусковиты, обогащенные Mg, Fe, Si, называются фенгитами, понижение температуры благоприятствует их устойчивости, в связи с этим значительная часть мелкочешуйчатых низкотемпературных серицитов имеет фенгитовый состав (рис. 77). Наиболее удачная классификация мусковит-фенгитов предложена К. Канехира и Ш. Банно (Kanehira, Banno, 1960), где кроме собственно мусковита $KAl_2[Si_3Al]O_{10}(OH)_2$ выделяются еще три конечных члена (минала):

— ферримусковит (изоморфизм $Al^{3+} \leftrightarrow Fe^{3+}$) $KFe_{0,5}Al_{1,5}[Si_3Al]_4O_{10}(OH)_2$;

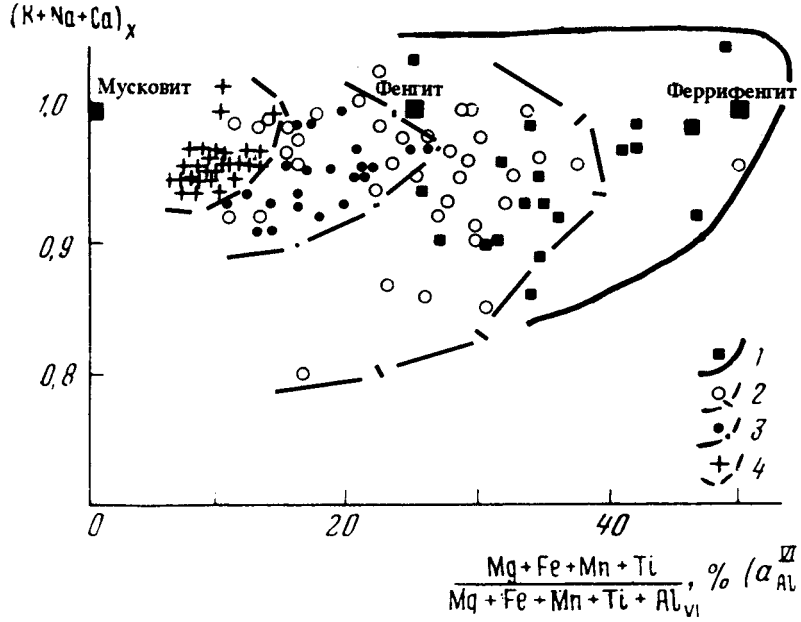


Рис. 77. Степень фенгитовости и сумма катионов в метаморфических мусковит-фенгитах (Кориковский, 1967):

1 — в парагенезисе с глаукофаном, рибекитом; 2 — метапелитах хлоритовой, биотитовой и нижней части гранатовой зон; 3 — метапелитах верхней части гранатовой и ставролитовой зон; 4 — силлиманитовых гнейсах, сланцах

— фенгит (изоморфизм $AlAl^{3+} \leftrightarrow Mg^{2+}Si^{4+}$) $K(Mg, Fe)_{0,5}Al_{1,5}[Si_{3,5}Al_{0,5}]_4O_{10}(OH)_2$;

— феррифенгит (совместный изоморфизм $Al^{3+} \leftrightarrow Fe^{3+}$ $AlAl \leftrightarrow MgSi$)$K(Mg, Fe)_{0,5}Fe_{0,5}Al\{Si_{3,5}Al_{0,5}]_4O_{10}(OH)_2$.

Феррифенгиты были обнаружены в сланцах с глаукофаном, эгирином, жадеитом, хлоритоидом, рибекитом, т. е. в высокобарических парагенезисах. Исследование природных слюд и экспериментальные данные совершенно определенно показывают, что стабильность твердого раствора мусковит-феррифенгит закономерно связана с температурой (Velde, 1965).

Их полная смесимость сохраняется примерно до границы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, до появления первых ставролитов. После этого начинается прогрессирующее разложение фенгитовой и феррифенгитовой молекул, так что остающиеся более высокотемпературные белые слюды приближаются к мусковиту.

В настоящее время уже выяснены важные закономерности изменения состава мусковит-фенгитов в самых разных парагенезисах под влиянием температуры и давления. Так, фенгиты из низкотемпературных метапелитовых сланцев исследовали Е.Х. Браун (Brown, 1967), М. Макнамара (McNamara, 1965), М.Л. Кроуфорд (Crawford, 1966); из низко- и среднетемпературных метапелитов — О.И. Матковский, Р.С. Ламберт (Lambert, 1959), Б.К. Батлер (Butler, 1967); из глаукофановых сланцев — В.Г. Эрнст (Ernst, 1964), Б. Велде (Velde, 1967); мусковиты из высокотемпературных силлиманитовых метапилитов изучены Б.В. Эвансом и С.В. Гидотти (Evans, Guidotti, 1966).

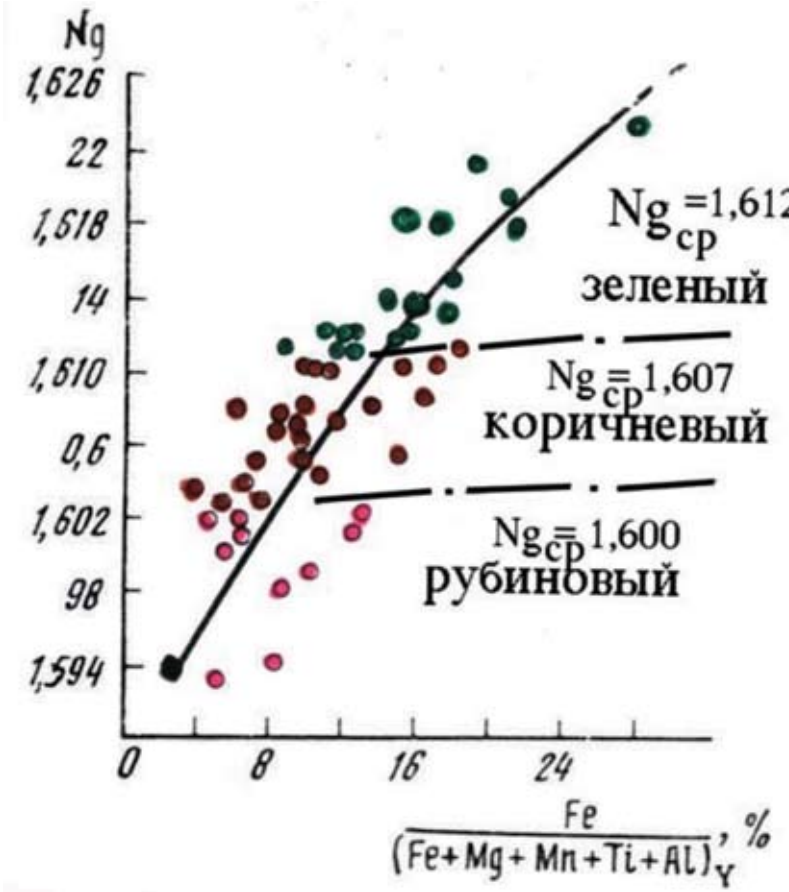


Рис. 78. Зависимость величины Ng мусковитов слюдяных пегматоидов и их окраски от степени феррофильности

Общие вопросы изоморфизма и стабильности мусковит-фенгитов в природных метаморфических ассоциациях при различных термодинамических условиях обсуждались, кроме названных работ, в статьях К. Канехиры и Ш. Банно (Kanehira, Banno, 1960), Б. Велде (Velde, 1965), М.Д. Фостера и др. (Foster, 1960), Е.Х. Брауна (Brown, 1967), С.В. Гидотти (Guidotti, 1970), Е.Д. Белянкиной с соавторами (Генезис..., 1958), В.Б. Болтырова, В.Н. Огородникова (1974), С.П. Кориковского (1967), В.Н. Огородникова (1975, 1993).

Оптические свойства мусковит-фенгитов изучены еще недостаточно (Генезис..., 1958; Kanehira, Banno, 1960; Foster, 1960; Кориковский, 1967; и др.), однако уже сейчас можно составить диаграмму зависимости Ng слюды от феррофильности ($\frac{Fe}{Fe + Mg + Mn + Ti + Al}$). Богатые закисным или оксидным железом фенгиты имеют зеленый цвет, и их Ng достигает 1,625 (рис. 78).

Следует указать, что в промышленности цвет слюды считается ее важнейшим качественным признаком. Обычно предпочитают слюду рубинового цвета. Принято считать, что слюды иных цветов обладают худшими свойствами и особенно плохи зеленые слюды (Генезис..., 1958).

Глава 4.
Гранитные пегматиты Урала

В пегматитах зафиксированы результаты сложной и длительной эволюции магматического вещества в условиях весьма высоких температур и давлений. В сложном магматическом процессе, осуществляющемся на фоне и в неразрывной связи с разнообразными геологическими процессами, пегматиты являются промежуточными продуктами между собственно магматическими и постмагматическими образованиями.

В пегматитовых полях больших глубин повсеместно распространены и неоднократно описаны (Петров, 1972; Солодов, 1971; Лукашев, 1976; Гинзбург и др., 1979; Виноградов, 1985; и др.) гигантозернистые породы кислого состава (пегматоиды), существенно полевошпатовые, сходные по внешнему облику с пегматитами.

Основными отличиями пегматитов от рассматриваемых гигантозернистых пегматоидов (еще со времен А.Е. Ферсмана) выступают наличие четко выраженной первичной зональности в строении пегматитовых тел и, самое главное, присутствие оторочек или зон письменных гранитов со строго определенными для пегматитов данных глубин эвтектическими отношениями полевого шпата и кварца. Некоторые пегматиты полностью сложены письменным гранитом (Лукашев, 1976).

В различных, но строго определенных геологических условиях формируются редкоземельные и слюдоносные пегматоиды (абиссальные глубины, низкоградиентный метаморфизм кианит-силлиманитовой субфации, амфиболитовой фации). В то же время многочисленные типы редкометалльных пегматитов и хрусталеносные (камерные, занорышевые) пегматиты образуются в мезо- и гипабиссальных, высокоградиентных условиях эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой фации, андалузит-силлиманитовой (кордиерит-антофиллитовой) субфации (рис. 79).

Нередко в связи с теми же гранитами, с которыми связаны хрусталеносные, камнесамоцветные пегматиты или некоторые типы

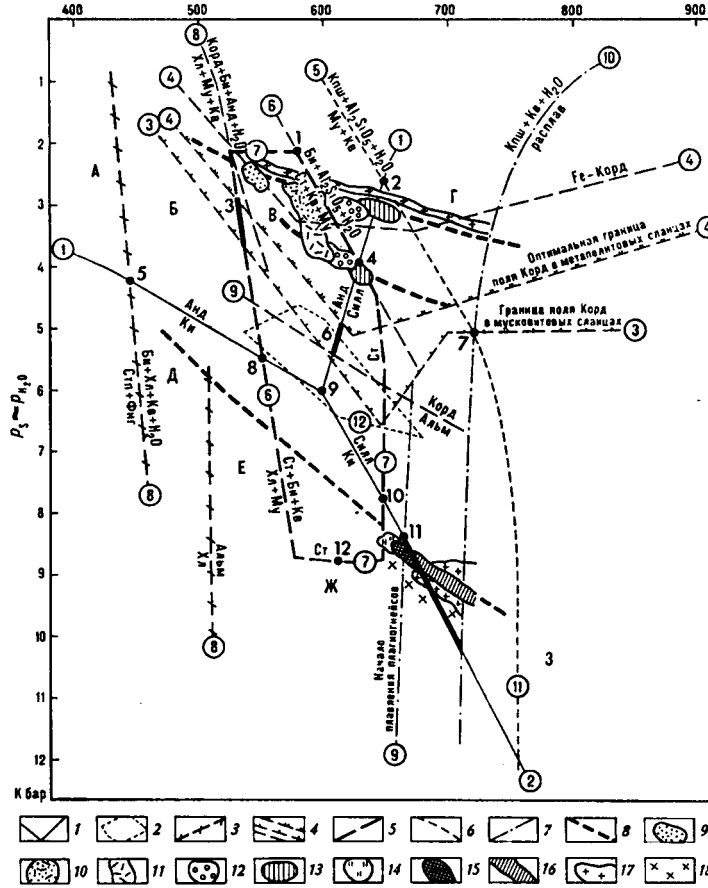


Рис. 79. Диаграмма экспериментально исследованных метаморфических реакций; место пегматитов в различных метаморфических фациальных сериях (Гинзбург и др., 1979):

1 — кривые устойчивости полиморфных силикатов алюминия; 2 — поле неопределенности позиции тройной точки, границы полей устойчивости: 3 — биотита и хлорита; 4 — кордиеритов разной железистости; 5 — ставролита; 6 — мусковита; 7 — кривые начала плавления пород различного состава; 8 — кривые геотермических градиентов и соответствующие метаморфические фациальные серии, включающие поля редкометалльных пегматитов (две верхние кривые) и слюдоносных пегматоидов (нижняя кривая). Области локализации пегматитов: 9–12 — редкометалльных (9 — танталоносных альбитовых и микроклин-альбитовых с лепидолитом, пенталитом и др., 10 — сподумен-микроклин-альбитовых, 11 — микроклин-альбит-сподуменовых, 12 — альбит-микроклиновых с мусковитом и бериллом); 13 — «безрудных» олигоклаз-

редкометалльных, но в несколько иных геологических условиях формируются редкометалльные граниты, грейзены и некоторые кварцево-рудные (шеелит, золото) и хрусталеносные кварцево-жильные образования (Поленов, 2008; Золоторудная, редкометалльная и хрусталеносная минерализации..., 2014).

После А.Е. Ферсмана (1940, 1960) редкометалльные пегматиты изучали многие крупные исследователи. К.А. Власовым (1943, 1946, 1951, 1952, 1956, 1957, 1964) была подробно разработана теория пегматитового процесса. В.Д. Никитин (1949, 1950, 1952, 1954, 1960) создал новое направление в понимании генезиса пегматитов, ввел понятия перекристаллизации и метасоматического замещения. Крупные знатоки редкометалльных месторождений — А.И. Гинзбург (1949, 1950, 1957, 1960), А.А. Беус (1948, 1951, 1954, 1956, 1957, 1959, 1960), В.Я. Левин (1974), А.И. Грабежев (1981), Д.В. Рундквист (Рундквист, 1964, Рундквист и др., 1971) — внесли большой вклад в изучение минералогии и геохимии редкометалльных пегматитов. Н.П. Ермаков (1950, 1956, 1957, 1960, 1965) тщательно исследовал состав минералообразующих растворов. Г.Г. Родионов (1954, 1956, 1960, 1965) дал характеристику структур пегматитовых полей. Н.А. Солодовым (1958, 1962, 1967, 1969) освещены закономерности внутреннего строения, зональности редкометалльных пегматитов и распределения в них редких элементов. С.Г. Шавло (1958), К.Л. Бабаев (1960), А.Ф. Соседко (1961) подробно описали отдельные пегматитовые провинции СССР.

Ранее (Бескин, Марин, 1973; Бескин и др., 1979; Добрецов и др., 1988) было показано, что среди гранитовых рудно-магматических систем различаются: а) умеренно редкометалльные, где важную роль играют плутоны аляскитоидных лейкогранитов, в связи

микроклиновых; 14 — олигоклаз-микроклиновых с альбитом, бериллом и зеленым мусковитом; 15 — мусковитовых микроклин-плагиоклазовых; 16 — «керамических» плагиоклаз-микроклиновых; 17 — области распространения пегматитовых гранитов; 18 — области развития мигматитов и гранитогнейсов.

Буквами обозначены мегаморфические зоны в метабазитах, различающиеся минеральными парагенезисами; цифрами — опорные точки и участки пересечений кривых метаморфических реакций, позволяющие определить позицию конкретной метаморфической фацнальной серии на диаграмме.

Альм — альмандин, Анд — андалузит, Би — биотит, Кв — кварц, Ки — кианит, Корд — кордиернт, Кпш — калиевый полевой шпат, Му — мусковит, Силл — силлиманит, Ст — ставролит, Стп — стильпномелан, Фнг — фенгит, Хл — хлорит.

Источники информации (цифры в кружках): 1 — Althaus (1967); 2 — Althaus et al. (1969); 3 — Schreyer (1966); 4 — Richardson (1968); 5 — Althaus et al. (1969); 6 — Hoschek (1969); 7 — Федькин (1975); 8 — Winkler (1970); 9 — Винклер (1969); 10 — Shaw (1963); 11 — Storre, Karotke (1972); 12 — Richardson et al. (1969)

со становлением которых возникают месторождения W, Mo, Sn, а иногда и Be, Nb + Ta, TR и др., б) собственно редкометалльные системы, где, как правило, проявлены малые интрузивы и/или дайки микроклин-альбитовых танталоносных субщелочных или танталниобиевых щелочных гранитов или пегматитов, в связи со становлением которых возникают месторождения Li, Ta, Rb, Cs, Be, Nb + Ta, TR, Y, Zr, W.

Общепринятая возрастная схема возникновения собственно редкометалльных рудных полей или месторождений такова: 1) внедрения рудоносных и/или рудогенерирующих гранитных или пегматитовых интрузий; 2) их дифференциация с возможным появлением внутригранитных (внутрипегматитовых) рудных фаций; 3) возникновение постмагматических пневматолито-гидротермальных дифференциатов, образующих в эндо- и, главное, экзоконтакте метасоматические, в том числе рудные, полиминеральные агрегаты, сопровождаемые гидротермальными, в том числе рудными жилами и/или штокверками (Кузьменко, 1978; Бескин и др., 1979; и др.).

Пегматитовые месторождения и рудопроявления редких металлов на Урале генетически и пространственно связаны с крупными массивами коровых гранитоидов позднего палеозоя в Восточно-Уральском гранитном поясе и с древними гнейсово-мигматитовыми комплексами, «обломками» допалеозойского фундамента Восточно-Европейской платформы. Все продуктивные на редкометалльные пегматиты гранитные массивы (Мурзинский, Адуйский, Варламовский, Борисовский, Санарский, Джабыкский, Великопетровский, Адамовский, Суундукский) тесно ассоциируют с метаморфическими гнейсово-мигматитовыми комплексами.

Пегматиты, связанные с гранитами, являются микроклин-альбитовыми, содержат танталониобаты, берилл и сравнительно низкопродуктивны на редкометалльное оруденение. Сподуменовые и лепидолитовые литийфтористые пегматиты, традиционно богатые редкими металлами на Урале, практически отсутствуют. Лепидолит встречается спорадически в очень небольших количествах в адуйских альбитовых пегматитах, наиболее богатых танталом, а также в некоторых жилах Джабык-Карагайского ареала (Анненское пегматитовое поле). Ближе всего к литийфтористым пегматитам приближаются амазонитовые пегматиты с топазом, бериллом, танталониобатами, довольно широко распространенные в гнейсово-мигматитовом комплексе Ильменских и Вишневых гор. По визуальной оценке эти пегматиты на Урале наиболее

обогащены редкими металлами, но их подавляющее большинство находится в Ильменском заповеднике и из сферы промышленного производства они исключены еще в 1920 г. (Левин и др., 2000).

Среди редкометалльных и камнесамоцветных пегматитов Урала выделяются знаменитые амазонитовые пегматиты Ильменских гор с богатой разнообразной минералогией. В них совмещаются черты камнесамоцветных и редкометалльных полнодифференцированных пегматитов. Жилы пегматитов в основном находятся в пределах Ильменского заповедника, который был создан для их охраны. Пегматитам Ильмен посвящена обширная литература и поэтому в данной работе не рассматриваются, хотя в других районах Урала амазонитовые пегматиты неизвестны (Золоев и др., 2004; Попова и др., 2004). Далее дается краткое описание истории изучения пегматитов Ильменских гор и приводится план размещения пегматитов (рис. 80) в пределах Ильменогорского комплекса по В.И. Поповой и с соавторами (2004).

Первое литературное описание южной части Ильменских гор было сделано немецким минералогом И.Н. Менге (1826), посетившим Ильменские горы в 1825 г. Им была проведена первая типизация ильменских пегматитов. Миаскиты и миаскит-пегматиты он описывает под общим названием «ильменский гранит». Современному представлению о некоторых типах сиенит-пегматитов соответствует описание И.Н. Менге древних слюдяных копей; очень точно улавливает он и основные черты амазонитовых пегматитов.

Г. Розе, посетивший Ильменские горы в 1829 г., приводит несколько расширенный и более правильный список минералов из жил пегматитов каждого типа (Розе, 1875). Знаменитые работы Н.И. Кокшарова (1853–1877) посвящены главным образом детальному изучению ильменских минералов и почти не затрагивают их месторождений.

Работа М.П. Мельникова «Ильменские минеральные копи» (1882) содержит описание каждой известной в то время копи. На его карте копи были прону¬мерованы, и эта нумерация не меняется до настоящего времени. Перед описанием копей приводится краткая характеристика расположения месторождений, где четко выделяются области развития миаскит-пегматитов и гранитных пегматитов, а сиенитовые пегматиты занимают промежуточное между ними положе¬ние. Социальное обобщение сделано М.П. Мельниковым лишь по амазонитовым пегматитам.

Д.С. Белянкиным в 1915 г. была составлена петрографическая карта Ильменских гор. Жильные породы на ней разделе-

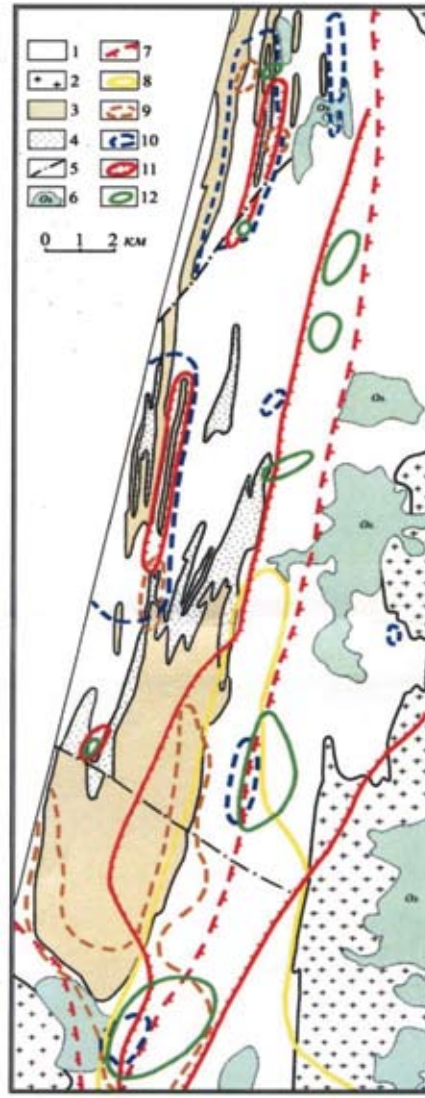


Рис. 80. Схема размещения пегматитов Ильменских гор (Попова и др., 2004):

1 — гнейсы, сланцы, амфиболиты; 2 — гранитоиды; 3 — миаскиты; 4 — сиениты; 5 — разломы; 6 — озера. Районы развития пегматитов: 7 — гранитных домиаскитовых; 8 — полевошпатовых; 9 — миаскитовых; 10 — корундово-полевошпатовых; 11 — гранитных послемиаскитовых; 12 — гранитных амазонитовых

ны практически на те же группы: 1) кварцево-полевошпатовые пегматиты; 2) полевошпатовые жилы со слюдой, эшинитом, цирконом, корундом и др.; 3) нефелин-полевошпатовые пегматиты; 4) меланократовые жильные сиениты, биотитовые, роговообманковые породы.

Следующим этапом в изучении Ильменских гор были работы Радиевой экспедиции Академии наук под руководством В.И. Вернадского. Был пройден Академический ход, вскрывающий жилу Блюмовской копи (№ 50) вкрест простирания. Зарисовка этой жилы и собранный Е.Д. Ревуцкой материал были использованы А.Е. Ферсманом (1940) как типичный разрез жилы амазонитового пегматита; им же сделаны обобщения материалов М.П. Мельникова (1882) и Е.С. Коптевой-Дворниковой (1929) по амазонитовым пегматитам. В 1935 г. А.А. Козаковой (1936) были изучены жилы миаскит-пегматитов; эти данные учтены А.Е. Ферсманом при построении модели формирования миаскит-пегматитов.

Долгое время в Ильменах работал академик А.Н. Заварицкий. В работе «Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей» (1939) он впервые высказывает перекристаллизационную гипотезу генезиса пегматитов. Более подробное описание пегматитов приведено в книге «Минералы Ильменского заповедника» (1949). Сохранилось разделение пегматитов на миаскитовые, сиенитовые и гранитные. А.И. Симоновым в 1954 г. при описании пегматитов Ильменских гор внутри типов выделены подтипы по минеральному составу и составу вмещающих пород; значительная роль отведена акцессорным минералам.

Первой работой, специально посвященной возрастным взаимоотношениям ильменских пегматитов, можно считать статью И.А. Малахова (1959), где описаны пересечения жил в копях и сделан вывод о существовании до- и послемиаскитовых гранитных пегматитов. Л.К. Богомолова в 1961 г. выделила среди пегматитов по составу и относительному возрасту шесть типов гранитных пегматитов: четыре домиаскитовых, два послемиаскитовых.

С 1973 г. лабораторией минералогии Ильменского заповедника изучаются закономерности формирования и минералогия пегматитов Ильменских гор. Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород является частью Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория в пределах Восточно-Уральского поднятия палеозойской эвгеосинклинали Урала (Кейльман, 1974; Перфильев, 1979). По представлениям

Д.С. Штейнберга и В.Я. Левина, ильменогорский комплекс возник на основе палеозойского вулканогенно-осадочного субстрата Уральской геосинклинали в результате складчатости, метаморфизма, внедрения и кристаллизации гранитной и щелочной магм с широким развитием процессов гранитизации, метасоматоза и пегматитообразования. По мнению других исследователей, субстрат Ильменогорского комплекса является докембрийским и обособлен в виде блока, названного Г.А. Кейльманом (1974) гнейсовым ядром. Породы гнейсового ядра, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, отделены от собственно палеозойских вулканогенно-осадочных пород сланцевым обрамлением. Метаморфизм сланцевого обрамления не превышает условий эпидот-амфиболитовой фации и постепенно снижается вверх по разрезу. Между гнейсовым ядром и сланцевым обрамлением и между обрамлением и палеозойскими породами прослеживаются крупные тектонические нарушения.

4.1. Редкометалльные пегматиты и рудные кварцевые жилы Урала как полигенные и полихронные образования

Рудогенез в подвижных поясах земного шара вообще и на Урале в частности проявляется в качестве составной части сложного и длительного процесса геологического развития крупных структур и характеризуется четкими зависимостями от типа геодинамического режима, полноты проявления, характера процессов осадкообразования, метаморфизма и магматизма, особенностей тектоники и вещественного состава среды рудоотложения, специализации вещества мантии Земли и глубинных зон земной коры.

Редкометалльный тип рудогенеза связан с особыми локально проявленными процессами ТМА-мантийного магматизма, флюидности и не совсем вписывается в окружающую геологическую ситуацию. Рудогенез может происходить в этом варианте одноразово, а чаще всего многоэтапно, сохраняя узколокальное распространение и метальную специфику. Около месторождений отсутствуют широкие геохимические ореолы, а концентрирование металлов обусловлено в основном процессами фракционирования расплавов и связанными с ними потоками мантийных флюидов сквозьмагматического типа. Расплавы и флюиды выступают как экстракторы и носители металлов из мантийных источников.

Такой рудогенез, выделенный А.Д. Щегловым и И.Н. Говоровым (1985) как нелинейный (нелинейная металлогения), приурочен к жестким древним блокам зрелой земной коры (щиты, платформы, срединные массивы — микроконтиненты в подвижных поясах) и контролируется глубинными тектоническими разломами. Таким путем образуются месторождения ниобия, тантала, редких земель, апатита, алмазов, камнесамоцветного сырья в связи с высокофлюидными интрузиями (Золоев и др., 2004).

В пределах Восточно-Уральского и Восточно-Мугоджарского поднятий проявлен многоэтапный гранитный магматизм, причем глубина становления гранитов и их щелочнометалльность являются определяющими факторами редкометалльной минерализации. Наиболее распространены крупные мезоабиссальные позднеорогенные плутоны гранитной формации, с которыми связаны редкометалльные пегматиты и существенно жильные редкометалльные месторождения. С посторогенной стадией развития ассоциируют гипабиссальные массивы гранит-лейкогранитной и адамеллит-гранитной формаций. Повышенная щелочнометалльность гипабиссальных лейкогранитов определяет формирование ранних альбититов или редкометалльных гранитов. Лейкограниты нормальной щелочнометалльности сопровождаются грейзеновой и прожилково-вкрапленной молибденовой минерализацией (Грабежев и др., 1987).

4.1.1. Граниты и редкометалльный рудогенез

Редкометалльное оруденение на Урале связано с тремя семействами магматических пород: гранитами, щелочными породами и карбонатитами (Левин, 1974; Золоев и др., 2004; Огородников и др., 2007, 2016). Рассеянная редкометалльность характерна для проявлений рифтогенно-континентальных габбро-гранитных и монцодиорит-гранитных формаций. Источник большинства редких металлов — мантийный или для некоторых мантийно-коровый. Мантийный носитель, магматический или флюидно-магматический, играет определяющую роль в образовании конкретных месторождений и рудоносных породных комплексов. Редкометалльное промышленное оруденение имеет акцессорный уровень содержаний (минимум 0,1 % для Nb_2O_5, 0,01 % для Ta_2O_5) и, как правило, невысокий коэффициент концентрирования по отношению к рудоносным материнским породам (в большинстве 3–5). Эти особенности редкометалльного оруденения сближают

руды редких металлов с горными породами и заставляют рассматривать процессы редкометалльного рудообразования в основном с позиций петрологии и геохимии в рамках рудоносных породных комплексов. Распределение редких металлов (рассеивание или концентрирование) зависит от многих факторов и протекает на магматическом и постмагматическом этапах. Способ и формы организации редких металлов определяются составом и исходной специализацией рудоносных комплексов, флюидным режимом, химизмом среды, режимом условий минералообразования, особенностями минеральных парагенезисов, кристаллохимией образующихся минералов и рядом других показателей (Левин и др., 1988).

Как известно, в большинстве случаев крупные поля пегматитов пространственно приурочены к узким протяженным зонам на стыках геосинклинальных складчатых областей с жесткими блоками платформ или же к границам древних горстовых глыб и срединных массивов (Недумов, 1965).

В шовных зонах смятия, ограничивающих древние гнейсовые блоки, в раннем палеозое отмечаются кондуктивные теплопотоки, вызывающие в вулканогенно-осадочных толщах обрамления метаморфическую трансформацию на уровне эпидот-амфиболитовой фации. Магматизм в этих зонах начинается габброидами раннедевонской островодужной серии, имеющей возраст 400–380 млн лет. В позднем девоне затем начинается формирование габбро-диорит-гранодиорит-гранитных серий окраинно-континентального типа (Rb-Sr и цирконовый U-Pb возраст..., 2007; Ферштатер, 2013). Базитовый магматизм в этом типе серий создавал и вещество протолита тоналитов, гранодиоритов, и источник энергии для их плавления. Базиты наращивали снизу кору, обусловливали ее повышенную мощность в блокоограничивающих шовных зонах и гнейсово-амфиболитовых мегаблоках (Калинин и др., 1977; Rb-Sr и цирконовый U-Pb возраст..., 2007; Хомичев и др., 2007; Ферштатер, 2013). С этого времени ведет начало собственно гранитоидный магматизм Урала. Начиная с девона резко возрастает роль анатексиса в гранитообразовании. Производные от базитов анатектические гранитоиды имеют преимущественно тоналитовый или гранодиоритовый состав (рис. 81).

Таким образом закладывается основа полигенных плутонов, причем количество фаз зависит от тектонической обстановки в зоне смятия. Их становление происходило в магматической камере путем пульсационной кристаллизации единого магматическо-

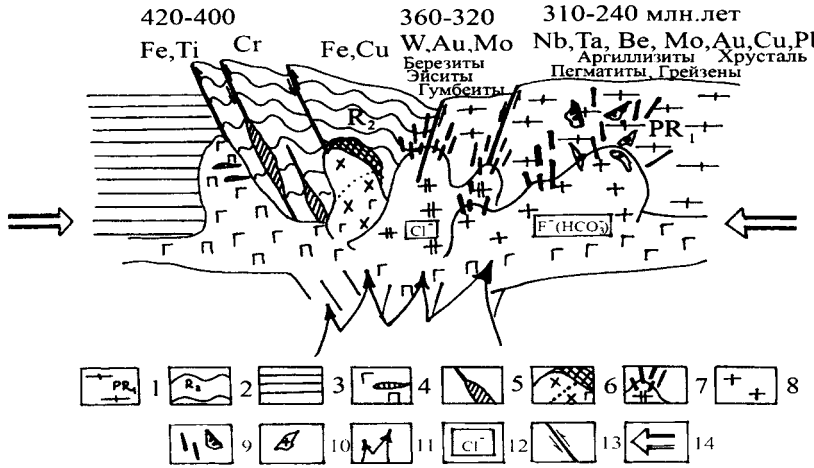


Рис. 81. Кинематическая модель формирования кварцево-жильных месторождений во время ранней и поздней коллизий (Огородников и др., 2008):

1 — древняя континентальная кора; 2 — вулканогенно-осадочные отложения континентального рифта; 3 – толеитовые раннеокеанические образования; 4 — ультрабазит-габбровый комплекс с титаномагнетитовой минерализацией; 5 — ультрабазиты дунит-гарцбургитового хромитоносного комплекса; 6 — габбро-диорит-гранодиоритовая формация с Fe-Cu скарнами; 7 — гранитоиды тоналит-гранодиоритовой формации с W, Mo и Au кварцевыми жилами; 8 — нормальные микроклиновые граниты; 9 — рудные кварцевые жилы и хрусталеносные гнезда; 10 — пегматиты; 11 — мантийный теплофлюидопоток в шовных зонах; 12 — хлоро- и фторотипная специализация гранитоидов; 13 — блокоограничивающие шовные зоны; 14 — тангенциальное сжатие во время коллизии

го расплава, с последовательным раскислением последующих фаз. Пульсационная кристаллизация особенно характерна для верхних частей плутонов, и оптимальные глубины ее проявления определяются в 1–4 км (Косалс, Мазуров, 1970).

Гранодиорит-лейкократовая формация является материнской для редкометалльных пегматитов. Всеми авторами признаются пестрый состав и многофазный характер гранитоидов, продуцирующих редкометалльные пегматиты. Обычно выделяются три фазы внедрения: амфибол-биотитовые гранодиориты и порфировидные граниты (I фаза), двуслюдяные и мусковитовые граниты (II), лейкократовые пегматоидные граниты (III фаза). Отмечаются постепенные переходы между гранитами I и III фазами и пегматитами с редкометалльным оруденением (Солодов,

1962; Власов, 1965; Поля..., 1976; Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994).

Редкометалльные (колумбитовые) пегматиты, кварцево-жильное вольфрамовое и золотое оруденение, сопряженное с раннеколлизионными гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации, относимые к пластовскому комплексу, по Б.К. Львову (1965), обусловливаются эволюцией термоградиентных полей, создаваемых массивами этой формации на стадии их консолидации (Верхисетский, Шарташский, Мурзинский, Адуйский, Пластовский, Джабыкский, Осиновский, Великопетровский, Суундукский, Айдырлинский и другие массивы). Бедные калием граниты пластовского комплекса обычно описываются как плагиограниты. Франкские и раннефаменские габброиды являются продуктами масштабного водного базитового магматизма и представлены роговообманковыми разностями. По источнику они мантийные, по механизму андерплейтинга наращивают новую кору Уральского орогена. Геодинамическая обстановка формирования рассматриваемых серий отвечает активной континентальной окраине (Ферштатер и др., 2010; Ферштатер, 2013).

Палеозойские гранитоиды коллизионного этапа на диаграмме Rb–(Y + Nb) разместились в поле гранитоидов активной континентальной окраины и коллизионных преобразований в отличие от внутриплитных докембрийских гранитоидов Центрально-Уральского поднятия, в том числе Уфалейского комплекса (рис. 82).

Все девонские массивы сложены однотипным набором пород, одноименные разновидности которых обладают общими особенностями минерального и химического состава, отражающими высокое содержание в магме воды (P_{H_2O} = 0,6–0,8; $P_{общ}$ = 5–8 кбар, Rb-Sr и цирконовый U-Pb возраст..., 2007; Ферштатер и др., 2010).

Пегматиты и кварцевые жилы концентрируются в консолидированной части массива над остывающим магматическим очагом, в зоне резких температурных градиентов в трещинах скола и отрыва (рис. 83). Ориентировка осей главных напряжений и поверхностей скалывания указывает на вертикальное направление активных усилий снизу вверх магматических масс, создаваемое в результате субширотного сжатия геологических структур Урала (Летников, 1992; Старостин, 1979; Огородников, 1993; Огородников и др., 2004; Кисин, Коротеев, 2017).

Экспериментальные данные и геологические наблюдения показывают, что в градиентных полях рудные и петрогенные элементы

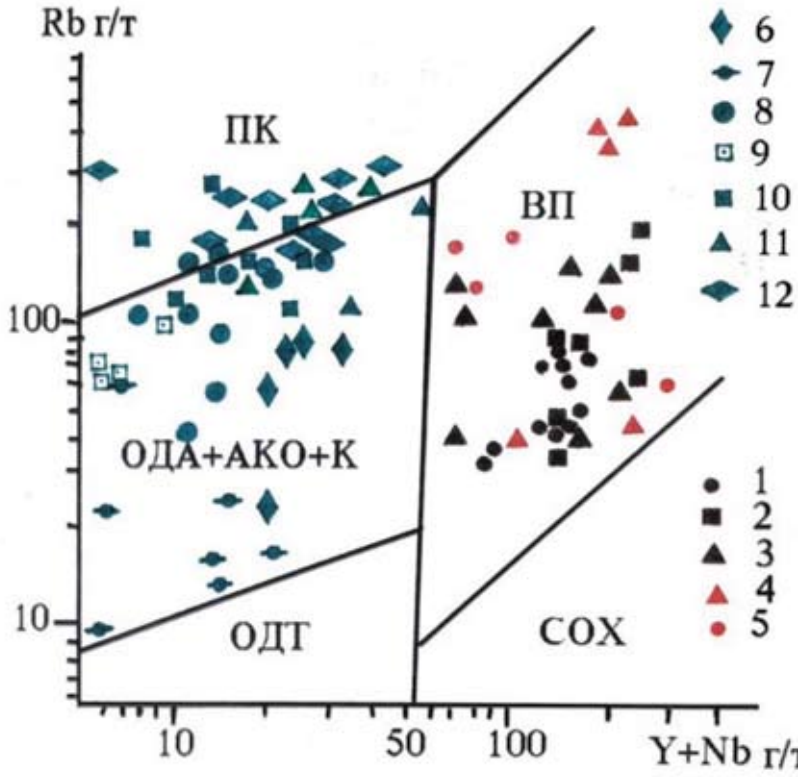


Рис. 82. Диаграмма Rb–(Y + Nb) для выявления геодинамических условий (Pearce et al., 1984) гранитообразования Среднего и Южного Урала (по данным В.Н. Огородникова с соавторами (2016), Е.С. Шагалова, Г.Ю. Шардаковой (2005), В.В. Холоднова с соавторми (2006), С.И. Гавриловой с соавторами (2007), Г.Б. Ферштатера (2013), Г.Б. Ферштатера, Н.С. Бородиной (2018):

Внутриплитные гранитоиды ЦУПа: 1 — Рябиновского массива; 2 — Губенского массива; 3 — гранитогнейсы Уфалейского блока; 4 — Чусовского комплекса; 5 — Битимского комплекса; палеозойские коллизионные гранитоиды активной континентальной окраины (ВУП): 6 — Верхисетского массива; 7, 8 — Южаковский комплекс: 7 — плагиограниты I фазы, 8 — гранитоиды II фазы; 9 — Западно-Ватихский комплекс; 10 — Восточно-Ватихский комплекс; 11 — Мурзинский комплекс; 12 — Джабыкский постколлизионный комплекс гранитоидов. Поля гранитоидов на диаграмме: СОХ — срединно-океанических хребтов, ВП — внутриплитных, ОДТ — толеитовых островных дуг, ОДА — андезитовых островных дуг, АКО — активных континентальных окраин, К — коллизионных, ПК — постколлизионных.

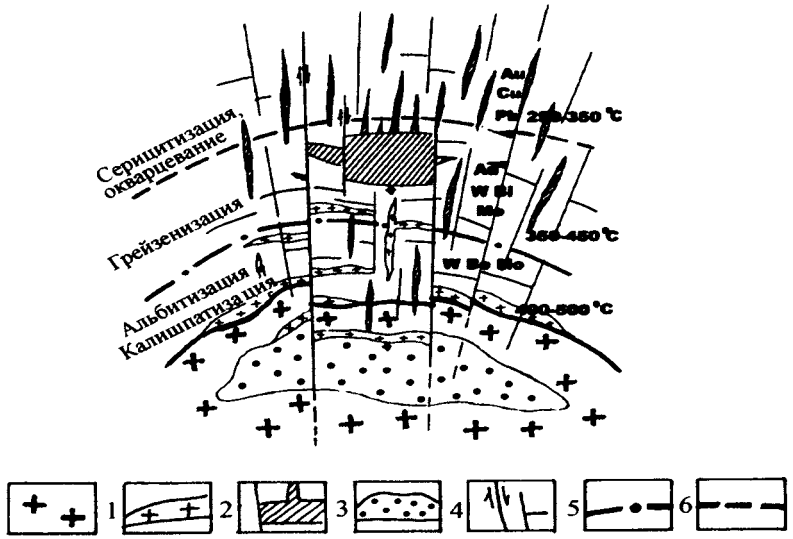


Рис. 83. Схема формирования метасоматической зональности в надкупольной зоне гранитов с образованием тел пегматитов, грейзенов и кварцевых жил (составлена авторами с использованием материалов Ф.А. Летникова (1992)):

1 — купол гранита; 2 — тела аплит-гранитов и пегматитов; 3 — кварцево-жильные тела; 4 — флюидно-газовая полость в кровле гранитов; 5 — разрывные нарушения и трещины отслоения; 6 — граница калишпатизации, альбитизации; 7 — граница грейзенизации и серицит-кварцевых метасоматитов

закономерно перераспределяются и образуют свои зоны обогащения. Так, тантал, ниобий, вольфрам, молибден, мышьяк тяготеют к источникам локального нагревания, т. е. к кровле массива. Оруденение распространяется на удалении 200–300 м. Медь, свинец, цинк и золото перемещаются и концентрируются в более удаленных холодных частях системы на удалении до 1,0–2,5 км от гранитного купола (Рундквист и др., 1971; Летников, Вилор, 1981; Летников, 1992; Сазонов и др., 2001).

В купольной зоне гранитоидов и во вмещающих породах кварцевые жилы выполняют протяженные до 100 м (иногда до 1,0–1,5 км) трещины скола, реже отрыва, образуя веер жил с крутыми углами падения, и представляют собой типичные жилы выполнения с резкими контактами, практически лишенными околожильных изменений. Мощность жил обычно не превышает 1 м, но иногда достигает 2,0–2,5 м. К ним относятся «безрудные», мономинеральные кварцевые жилы с алюмокремниевыми метасоматическими

оторочками, с первично стекловидным, молочно-белым кварцем и «рудные» — шеелит-кварцевые, шеелит-турмалин-кварцевые, золотосульфидно-кварцевые жилы, иногда с арсенопиритом, которые совместно с «безрудными» образуют совмещенные жильные поля (Бородаевский, Бородаевская, 1947; Рундквист, 1964; Огородников, 1975, 1993; Золоторудная, редкометалльная и хрусталеносная минерализации..., 2014). Жилы сложены молочно-белым, плитчатым, нередко гранулированным в результате позднеколлизионного дислокационного метаморфизма, мелко-, реже крупнозернистым кварцем и неравномерно распределенными в нем шеелитом, турмалином и самородным золотом.

Вследствие больших размеров интрузивов оседание их поверхности при остывании происходит не целиком, а блоками с образованием расколов. Инъекции из остывающего расплава будут осуществляться по этим крутопадающим трещинам, образуя дайковый, аплитовый пояс на удалении от кровли. Возникновение инъекционных пегматитов, грейзенов, кварцевых жил обусловлено образованием «свободного» объема при оседании поверхности куполообразного выступа интрузива и отставания оседания перекрывающих пород.

Происходит это потому, что гранитный батолит прежде всего отдает тепло покрывающим его породам. Поэтому сначала застывает наружная корка, которая постепенно нарастает снизу, приближаясь к центральному очагу. В верхней части последнего к этому времени образовался крупный флюидорасплавный «пузырь». Одновременно с этим идет сокращение объема отвердевших частей батолита, вследствие чего кровля рассекается рядом трещин, которые возникают сначала наверху и постепенно разрастаются вниз, причем часть этих трещин идет радиально, веером, другие протягиваются перпендикулярно к ним, т. е. параллельно поверхности охлаждения, образуя трещины отслоения, контракции. При остывании уменьшение внешнего объема гипабиссальных интрузивов составляет порядка 5–7 % начального объема интрудировавшей магмы (Ферсман, 1960). Если возникающая полость отслоения не получает сообщения с нижерасположенным исходным расплавом интрузива, то она может быть превращена в жилоподобное пегматитовое тело, а еще позже – в кварц-полевошпатовую и, наконец, в типичную гидротермальную кварцевую жилу (месторождения «Гора Хрустальная», «Светлая речка», «Желанное» и др.).

Глубина становления гранитов и связанных с ними редкометалльных пегматитов, по данным многих исследователей

(Гинзбург, Родионов, 1960; Ивенсен, 1960; Дворкин-Самарский, 1962; Недумов, 1965; Гинзбург и др., 1979; и др.), колеблется в пределах 3–5 км, т. е. относится к фациям средних глубин. В отличие от синскладчатых пегматитов, связанных с областями глубокого метаморфизма, постскладчатые пегматиты обнаруживают весьма четкую генетическую связь с конкретными телами гранитов (Власов, 1955; Гинзбург, Родионов, 1960). В.Д. Никитин отмечает, что во многих случаях пегматитовые тела имеют непосредственные переходы в двуслюдяные и аплитовидные граниты.

Очевидно, интервал глубин в 3–5 км, соответствующий становлению нормальных биотитовых гранитов в условиях, когда пластические деформации пород лишь начинают сменяться разрывными, является наиболее благоприятным для обособления в магме оптимально устойчивого пегматитового расплава, способного длительное время в условиях меняющихся температуры и давления удерживать в системе жидких фаз значительное число компонентов летучих и генетически связанных с ними редкометалльных соединений (Недумов, 1965).

Распределение пегматитовых тел в пределах пегматитового поля имеет ряд закономерностей, выражающихся в изменении минерального состава, внутреннего строения, морфологии и других особенностей пегматитовых тел по мере удаления от магматического очага.

В результате эволюции постмагматических растворов по мере удаления от купола гранитов развиваются гидротермально-метасоматические образования, сопровождаемые пегматитами и кварц-жильными телами, которые еще А.Н. Заварицкий (1947) расположил в последовательности выделения по мере падения температуры и удаленности от купола в ряд: пегматиты → альбититы → грейзены и слюдиты → березиты, лиственитs → серицит-кварцевые метасоматиты. Процессы минералообразования происходят вблизи остывающих интрузивов в ореоле их воздействия на вмещающие породы. Основное внимание здесь уделяется возникновению в околоинтрузивном пространстве своеобразной тектоники, обязанной своему происхождению термическому сокращению объема плутонов и играющей, по нашим представлениям, немаловажную роль в последующих процессах эндогенного минералообразования.

Для Карелии и Кольского полуострова В.А. Дворкин-Самарский (1962) дает следующую схему региональной зональности для одного из полей Сибири: граниты → обычные пегматиты → редкометалль-

ные пегматиты → кварцевые жилы. По П.П. Боровикову (1964), в сторону от гранитов располагаются: I — безрудные гранит-пегматиты биотит-микроклинового состава; II — мусковит-микроклиновые; III — то же, но с бериллом и танталониобатами; IV — сподумен-альбитовые; V — лепидолит-альбитовые; VI — кварцевые жилы.

Грейзенизация происходит обычно после магматического этапа формирования куполов. Она накладывается на уже сформированные пегматиты и кварцевые жилы, часто развивается лишь локально, вдоль трещин отслоения. Особенно важным представляется влияние термической усадки на размещение, локализацию рудных тел вблизи поверхности массивов гранитоидов, на миграцию и накопление рудного вещества в таких телах, на возникновение зональности и стадийности эндогенного околоинтрузивного минералообразования. Обычно фиксируемая амплитуда развития таких трещинных зон над интрузивами составляет 1–2 км (Рундквист, 1964; Рундквист и др., 1971).

Летучие компоненты, прежде всего фтор и углекислота, представляют собой лучшие растворители относительно инертных тугоплавких редких металлов и несут ответственность за их судьбу: накопление в расплаве или сосуществующем флюиде, выпадение при кристаллизации, вынос во вмещающие породы или накопление в конечных флюидно-магматических и флюидных фазах с последующей прямой кристаллизацией этих фаз или метасоматической переработкой материнских и вмещающих пород (Холоднов, Бушляков, 2002).

В открытых системах глубинный флюидный поток, протекая через интрузивную колонну, является дополнительным фактором накопления и перераспределения редких металлов, в том числе их экстракции из расплава или твердых фаз и концентрирования на геохимических барьерах, обычно на контактах апикальных частей интрузий или в тектонических разрывах во вмещающих породах. Значение разных летучих компонентов в этих процессах определяется рядом причин: химическим сродством летучих и редких металлов и образованием устойчивых подвижных соединений, растворимостью летучих в расплавах разного состава и способностью расплавов удерживать их, степенью вхождения летучих компонентов в породообразующие минералы, возможностью сохранения флюидной фазы, сосуществующей с расплавами.

Высоким химическим сродством ко всем летучим компонентам обладают щелочи. Неслучайно щелочные породы, недо- или пересыщенные кремнеземом, наиболее богаты летучими. Летучие,

растворимые в силикатных расплавах, понижают температуры их кристаллизации, способствуют максимальной деполимеризации расплавов и их дифференциации. Хорошей растворимостью в гранитных и щелочных расплавах обладают фтор, вода, худшей — хлор и углекислота. Растворимость последней на порядок ниже по сравнению с таковой воды. В общем случае щелочные расплавы являются лучшими растворителями летучих компонентов по сравнению с гранитными.

Давно замечена корреляция концентраций редких металлов и флюидных компонентов в вещественных комплексах. На Урале на это обстоятельство впервые обратил внимание А.И. Грабежев (Грабежев, 1981; Грабежев и др., 1987), который использовал содержание фтора в гранитоидах в качестве показателя их потенциаль¬ной редкометалльной рудоносности. Малофлюидные нефелиновые сиениты и большинство малофлюидных гранитов относительно обеднены редкими металлами, и в них отсутствуют рудные концентрации. Аномальная обогащенность фтором характерна для щелочных литийслюдистых гранитов и онгонитов, содержащих значительные количества первичного топаза. Максимально обогащены фтором редкометалльные гранитные пегматиты и метасоматиты, вплоть до образования в них криолита. В конкретных редкометалльных комплексах гранитоидов, щелочных пород в процессе их эволюции часто происходит непрерывное возрастание содержаний фтора и редких металлов. Они достигают максимума на конечных стадиях, когда образуются редкометалльные пегматиты, грейзены, альбититы, карбонатиты (Грабежев и др., 1987; Грабежев, Чистяков, 1974).

Следующие важнейшие показатели возможности концентрирования редких металлов — длительность, многостадийность формирования комплексов, полнота процессов дифференциации на магматическом и постмагматическом этапах, отражающие особенности эволюции внутри магматической камеры и в глубинном источнике при поддержании связи с последним. Отрицательную роль при этом играет контаминация вмещающих пород, которая нарушает естественный путь дифференциации и ведет к рассеиванию первичного вещества, в том числе летучих компонентов и редких металлов. Особенно интенсивно происходит рассеивание при контаминации гранитами, щелочными породами основных пород, когда продукты кристаллизации обогащаются амфиболом и биотитом — минералами, захватывающими значительные количества летучих компонентов. Этот процесс

ведет к разрушению подвижных соединений редких металлов и высаживанию последних, в особенности ниобия и тантала, посредством геохимического рассеивания в виде изоморфной примеси к титану и железу.

Метальная специализация и образование месторождений обнаруживают связь с преимущественным или исключительным типом магматизма и флюидного режима. Как давно подмечено, с последним сочетаются режим и тип щелочности. Специализация породных комплексов проявляется через прямое отражение в геохимических полях и давно используется при выделении рудоносных комплексов и структур (Золоев и др., 2004).

С Адуйским, Джабыкским, Сыростанским массивами связаны рудопроявления и месторождения редкометалльных (Ta–Nb–Be) пегматитов, наиболее широко развитые и относительно обогащенные редкими металлами в связи с Адуйским массивом. В Сыростанском массиве известна одна крупная пегматитовая жила с фергусонитом — «Темное царство». Самыми высокими содержаниями тантала и ниобия отличаются граниты Сыростанского, Увильдинского массивов и гранодиориты Атлянского массива (рис. 84). Все

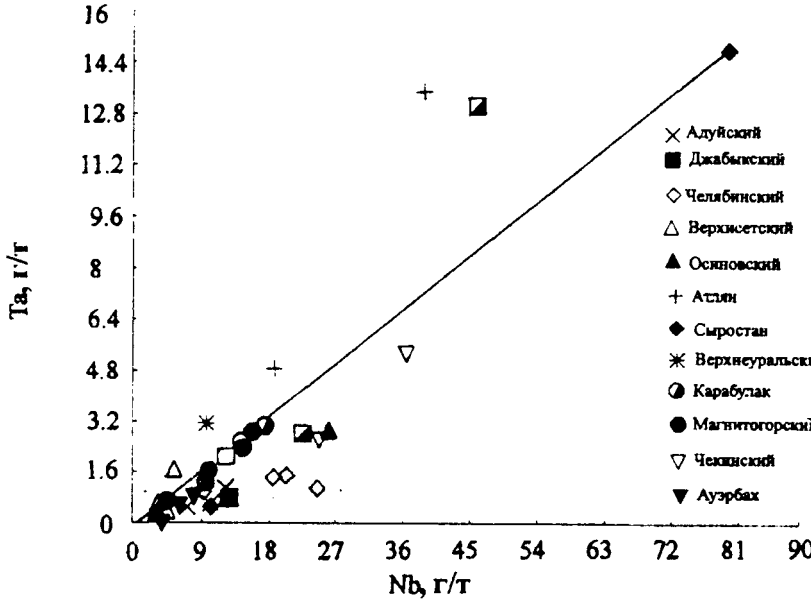


Рис. 84. Соотношение Nb и Ta в породах гранитоидных комплексов (Золоев и др., 2004)

они принадлежат одной монцодиорит-гранитной формации. Граниты массивов адамеллит-гранитной формации (Адуйского, Мурзинского, Джабыкского), имеющих редкометалльные (колумбитовые) пегматиты, обладают сравнительно невысокими содержаниями тантала и ниобия и находятся в одной группе с гранитами всех других массивов, причем наиболее высокие содержания тантала и ниобия в этой группе характерны для гранитоидов Магнитогорского габбро-гранитного комплекса.

Таким образом, граниты и ассоциирующие с ними диориты, гранодиориты и адамеллиты Главного гранитного пояса Урала (Мурзинского, Адуйского, Джабыкского, Челябинского), а также диоритоиды монцодиорит-гранитных комплексов, породы тоналит-гранодиоритовьгх и габбро-гранитных комплексов (Верхисетского, Магнитогорского, Ауэрбаха) имеют нижеклярковые содержания Та (десятые доли — 3 г/т) и несколько более высокие, но также нижеклярковые, содержания Nb (4,5–18,0 г/т), причем наиболее высокие по танталу (3,0–3,2 г/т) – гранитоиды и граносиениты Магнитогорского, Карабулакского, Верхнеуральского массивов, с таким же уровнем тантала, но с более высоким содержанием Nb (19–26 г/т) — гранодиориты Увильдов, граносиениты Малой Чеки и граниты Осиновки. Содержания ниобия на близклярковом уровне (18–25 г/т) при низком содержании Та (1,0–1,5 г/т) характерны для гранитоидов Челябинского массива. Иными словами, главные гранитоидные комплексы Урала, включая массивы с редкометалльными пегматитами, не обладают породной специализацией на тантал и ниобий (Золоев и др., 2004).

В отношении последних массивов это, вероятно, в какой-то мере можно связывать с накоплением тантала и ниобия в пегматитах и, как следствие, с обеднением самих гранитов. Тем не менее общий характер гранитоидных комплексов в отношении редкометалльной специализации выражен достаточно четко, хотя нельзя не учитывать эффекта некоторого перераспределения тантала и ниобия в пегматиты в массивах Главного гранитного пояса. По данным многочисленных поисковых и разведочных работ, уральские пегматиты с редкометалльным оруденением являются сравнительно бедными: они содержат Ta_2O_5 на уровне 0,006–0,008 %, в редких жилах достигая 0,01 %. В большинстве пород, особенно в нижеклярковой группе, соотношение между танталом и ниобием выдерживается около 6. В специализированных гранитах оно или остается на том же уровне, или снижается до 3–4.

Из приведенных материалов следует важный вывод, что исходная специализация гранитоидов в отношении редких металлов не является достаточной причиной формирования оруденения. По степени редкометалльной специализации и наличию оруденения гранитоидные комплексы Урала подразделяются на четыре группы (Золоев и др., 2004): 1) неспециализированные на редкие металлы и не имеющие редкометалльного оруденения; 2) неспециализированные, но с редкометалльным оруденением в пегматитах и экзоконтактовых метасоматитах; 3) специализированные, но не имеющие связанного с ними редкометалльного оруденения; 4) специализированные и несущие редкометалльное оруденение.

Первой группе принадлежат раннеорогенные тоналит-гранодиоритовые комплексы (Верхисетский, Осиновский и др.); второй — орогенные адамеллит-гранитные из Главного гранитного пояса Урала; третьей — континентально-рифтогенные монцодиорит-гранитные и некоторые габбро-гранитные; четвертой — посторогенные гранит-лейкогранитные. Последние обычно завершают длительно функционирующие флюидно-магматические системы и пространственно тесно ассоциируют с адамеллит-гранитными комплексами.

Несмотря на нижекларковые содержания тантала, ниобия, бериллия в крупных плутонах коровых гранитов Главного гранитного пояса, с ними связаны обширные поля берилл-колумбитовых пегматитов, которые в ряде массивов (Адуйском, Санарском, Джабыкском) обладают близрудным содержанием Ta_2O_5. Относительное обогащение редкими металлами пегматитов на фоне обедненных этими металлами гранитов, очевидно, обусловлено процессами глубокого фракционирования больших масс водонасыщенных фторсодержащих гранитных расплавов и накоплением редких металлов в поздних продуктах (пегматитах и метасоматитах). Вероятно, отсутствие исходной специализации на редкие металлы позднепалеозойских коровых гранитов Урала является главной причиной невысоких, в основном нижепромышленных содержаний, тантала, ниобия, бериллия в гранитных пегматитах, связанных с массивами этих гранитов. Все пегматиты являются альбит-микроклиновыми и не содержат сподумена и лепидолита. Они не принадлежат к традиционному геолого-промышленному типу танталовых пегматитов, которые во всем мире служат основным источником добычи тантала. Гранитоиды мантийных и мантийно-коровых габбро-гранитного магнитогорского и монцодиорит-гранитных увильдинского и сыростанского комплексов исходно

специализированы на редкие металлы, но характер их флюидности и особенности дифференциации не позволяют сформироваться в них редкометалльному оруденению (Золоев и др., 2004).

Гранитные пегматиты с рудоразборным бериллом и колумбит-танталитом установлены и опоискованы в ареалах гранитных массивов Гаевского, Адуйского, Варламовского, Демаринского (Михайловское), Борисовского и Санарского (Светлинское, Воронинское, Пьянков и Каменный кордоны, Борисовское), Джабыкского (Аненское, Ольгинское, Парижское, Бахтинское, Кожубаевское, Варшавское). Наиболее высокие содержания редких металлов установлены в пегматитах Адуйского жильного поля. Здесь проведена разведка ряда пучков жил и один из них (Квартальное месторождение) разрабатывался до начала 1990-х гг. Схематично описаны пегматиты Кочкарского и Джабыкского комплексов (Таланцев, 1988; Золоев и др., 2004).

Рудоносные массивы сопровождаются пегматитовой и гидротермальной минерализацией (акцессорные ниобий, тантал, молибден, редкие щелочи). Адуйский массив перемещенный. С запада на восток от подошвы к кровле массива наблюдается смена биотитовых гранитов двуслюдяными и пегматоидными лейкократовыми, а далее, в экзоконтакте, локализованы пегматитовые и гидротермальные проявления. Содержание стронция в лейкократовых гранитах минимально (48 г/т) по сравнению с таковым лейкогранитов всех других массивов гранитной формации.

В Адуйском массиве, в отличие от других массивов, наблюдается возрастание содержаний всех редких элементов и фтора от биотитовых до лейкократовых гранитов, причем в первых содержания близки к кларковым значениям. В данном направлении содержание фтора увеличивается от 0,07 до 0,10 %. Содержание ниобия — от 11,5 до 23,4 г/т. Это обусловлено либо сингенетичным возрастанием содержания ниобия в отдельных участках поздних дифференциатов гранитов, либо появлением наложенных концентраций ниобия в связи с процессами пегматитообразования и автометасоматоза. Последнее наиболее вероятно. В Адуйском массиве пробы гранитов с повышенными содержаниями ниобия концентрируются преимущественно в восточном эндоконтакте, сложенном наиболее поздними продуктами внутрикамерной дифференциации — пегматоидными гранитами, к тому же сильно измененными процессами пегматитообразования. В Санарском массиве они представлены мусковитовыми мелкозернистыми гранитами эндоконтактовой полосы.

В гранитах Санарского и Джабык-Карагайского массивов содержание тантала составляет 1,4 г/т, в гранитах Адуйского массива 3,9 г/т. Интервал колебания по отдельным пробам составляет 1–11 г/т. В наиболее пегматитоносном Адуйском массиве мода отвечает 2,4 г/т тантала, при этом появляется вто¬рой максимум при содержании 10–12 г/т (Грабежев и др., 1987).

В пределах пегматитоносных Адуйского и Санарского гранитных массивов от ранних к поздним дифференциатам среднее содержание тантала увеличивается соответственно от 1,3 до 5,2 и от 1,1 до 2,0 г/т, а отношение ниобия к танталу возрастает от 8,6 до 14,5 и от 7,5 до 12,3. В зоне эндоконтакта Адуйского массива шириной 1,5–2,5 км пегматоидные граниты содержат 4,4 г/т тантала (229 проб, мода при 2–6 г/т), а пегматиты – 8,4 г/т (104 пробы, мода при 6–8 г/т) (Грабежев, Чистяков, 1974).

Таким образом, важными особенностями гранитных массивов с промышленным пегматитовым оруденением являются кларковое или вышекларковое среднее содержание ниобия и тантала, приближающийся к бимодальному характер графиков распределения, увеличение содержания ниобия, тантала и танталониобатов от ранних к поздним дифференциатам. Концентрация ниобия в эндоконтактовых пегматитах зависит от их фации глубинности и степени продуктивности массивов. Эндоконтактовые пегматиты непродуктивных (I группа) и малопродуктивных (II группа) массивов содержат всего 7,0–16,8 г/т ниобия (по 11 пробам) и 2–5 г/т тантала (2 пробы) (Грабежев и др., 1987).

4.1.2. Гидроксилсодержащие минералы как индикаторы геохимической и металлогенической специализации гранитоидов на редкие элементы

Биотиты и мусковиты, как свидетельствуют данные по содержанию в их составе Ta, Nb, Be, Sn, Mo и Pb, а также по соотношению этих элементов с фтором (Грабежев и др., 1987; Холоднов, Бушляков, 2002), являются индикатором специализации гранитоидных магм на редкие металлы. Они информативны и в генетическом плане, характеризуют источник исходных магм и флюидов.

Тантал и ниобий. Биотиты и мусковиты в составе различных по возрасту и геодинамической позиции (пред- и постколлизионных) монцодиорит-гранитных и гранит-лейкогранитных серий латитового ряда (Степнинский, Султаевский, Сабанайский, Акакульский, Шиловский, Шабуровский, Петуховский,

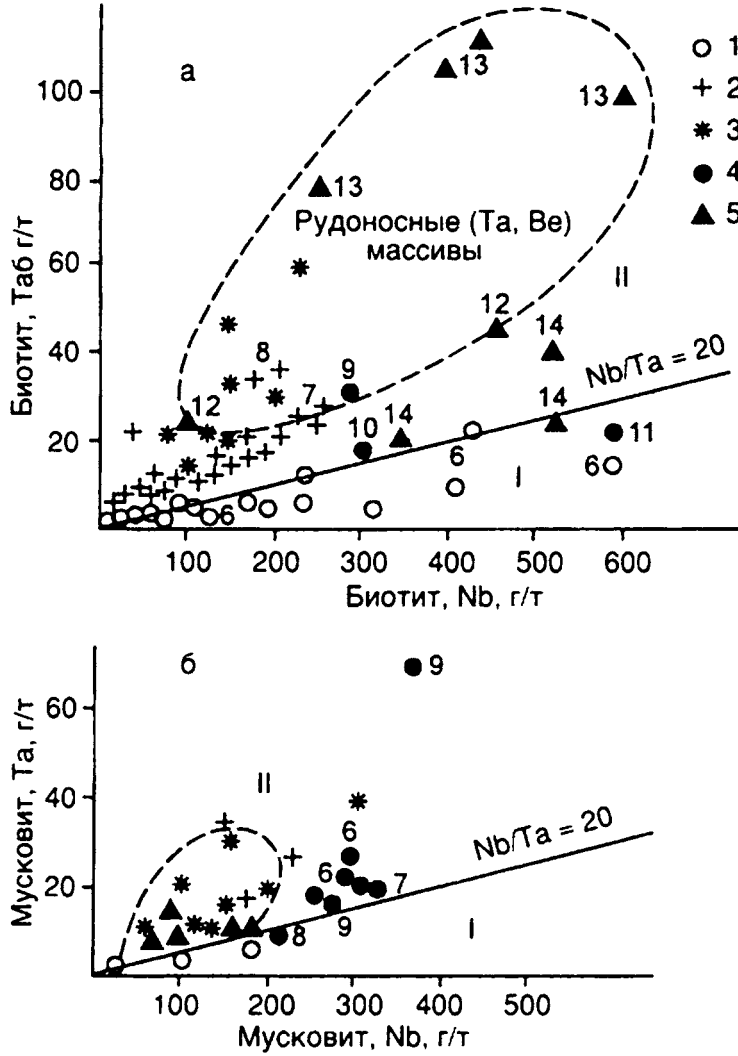


Рис. 85. Соотношение тантала и ниобия в биотитах (а) и мусковитах (б) из фтороносных гранитоидов Урала (Холоднов, Бушляков, 2002).

Поля: I — гранитоиды, производные мантийных и мантийно-коровых шошонит-латитовых магм (монцодиорит-гранитная формация); II — гранитоиды, производные поздне- и постколлизионных коровых гранит-лейкогранитных магм. Штриховой линией выделены составы рудоносных массивов (Адуйский и Шотинский).

а: 1 — массивы и серии латитового ряда (монцодиорит-гранитные и гранит-лейкогранитные) — Степнинский, Петуховский, Султаевский, Сабанайский и др.;

Газетинский, Головыринский и другие массивы) характеризуются минимальными содержаниями тантала (0,3–22,0 г/т) и высоким Nb/Ta-отношением (20–60). Это отражает преимущественную геохимическую специализацию богатых фтором массивов данного формационного типа на ниобий (рис. 85). Наиболее низкими концентрациями тантала выделяются биотиты Степнинского (0,3–12,0 г/т) массива. В биотитах Султаевского массива содержания тантала заметно выше (1,0–22,3 г/т). В биотитах из лейкогранитов Сабанайского массива содержание тантала составляет 1,3 г/т, а из лейкогранитов Акакульского — 5,2–11,3 г/т. Эти различия, как и охарактеризованные ранее вариации в соотношении железистости и глиноземистости биотитов, могут быть связаны с разной степенью коровой контаминации. Соответственно, возрастание содержаний тантала может отражать увеличение доли корового вещества в составе гранитоидов Султаевского, Акакульского и других массивов.

В процессе дифференциации концентрации ниобия в остаточных расплавах таких массивов существенно возрастают. Это отражается в составе поздних биотитов, в которых концентрации ниобия также значительно увеличиваются при сохранении постоянным Nb/Ta-отношения. В биотитах Степнинского массива содержание ниобия повышается от 7–50 г/т в сиенитодиоритах, граносиенитах и биотитовых гранитах до 138–586 г/т в поздних лейкогранитах при возрастании содержания тантала от 0,3–1,0 до 4–12 г/т соответственно. Существенное возрастание количества ниобия наблюдается также в биотитах из поздних жильных гранитов Султаевского массива (до 430 г/т при возрастании содержания тантала до 22,3), лейкогранитах Сабанайского массива (до 320, тантал — 1,3), двуслюдяных гранитах Шиловского массива (до 360), граносиенитах Головыринского массива Шилово-Аллакиозерской группы (до 200 г/т). Следовательно, биотиты из наиболее поздних

2 — массивы и серии позднеколлизионной гранитной формации (Варламовский, Челябинский, Санарский, Мурзинский и др.); 3 — Адуйский массив; 4 — массивы постколлизионной гранит-лейкогранитной формации (Шамейский, Кременкульский, Зенковский); 5 — Шотинский массив в составе постколлизионной адамеллит-гранитной формации Мугоджар; 6–11 — примеры отдельных массивов и разновидностей пород (6 — Степнинский, 7 — Варламовский, Мурзинский, Санарский, 8 — Челябинский, 9 — Зенковский, 10 — Шамейский, 11 — Кременкульский); 12–14 — Шотинский массив (12 — биотитовые граниты, 13 — лейкограниты, 14 — гранит-порфиры).

6: 1–5 — то же, что и на рис. 85а; 6–9 — массивы постколлизионной гранит-лейкогранитной формации (6 — Зенковский, 7 — Кварцевогорский, 8 — Шамейский, 9 —Кременкульский)

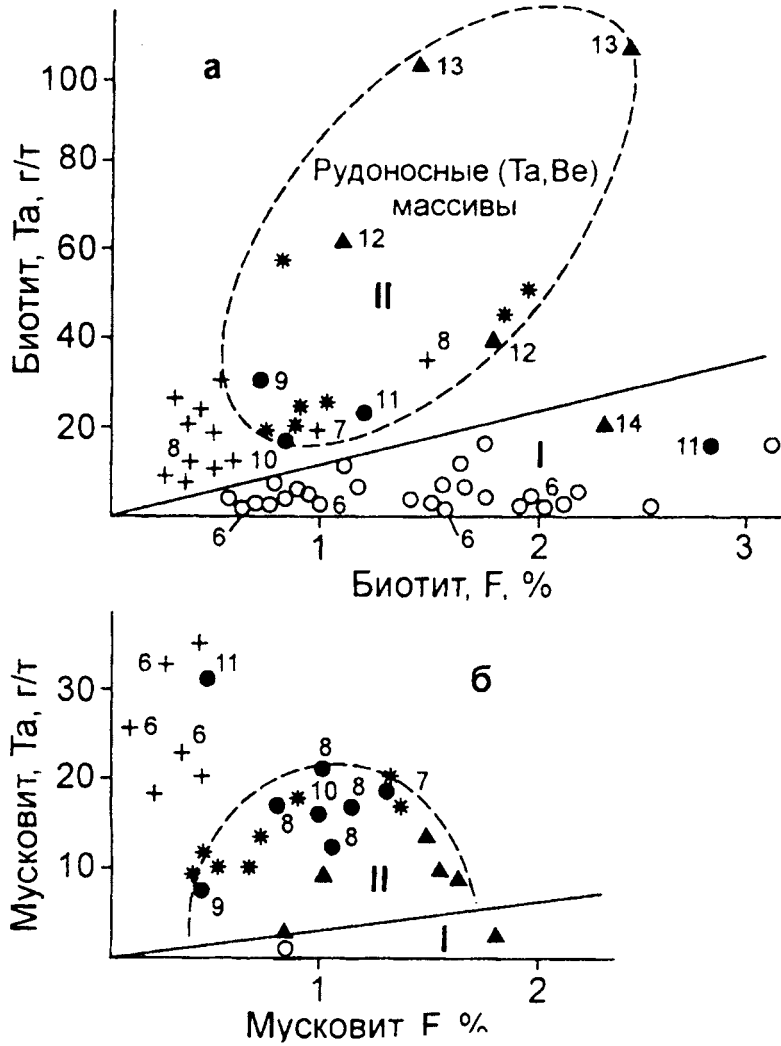


Рис. 86. Соотношение содержаний тантала и фтора в биотитах (а) и мусковитах (б) фтороносных гранитоидов Урала и Восточных Мугоджар (Холоднов, Бушляков, 2002).

Поля: I – мантийные и мантийно-коровые; II – преимущественно коровые гранитоиды.

а: 1–5 — то же, что и на рис. 85; 6–14 — примеры отдельных массивов и разновидностей пород (6 — Степнинский, 7 — Санарский, Мурзинский, 8 — Челябин-

жильных лейкогранитов перечисленных массивов являются максимально ниобиевыми при низких содержаниях тантала (Холоднов, Бушляков, 2002).

Содержание тантала в биотитах из позднеколлизионных коровых гранитов существенно выше (5–60 г/т), а отношение Nb/Ta ниже (3–15). Максимальные концентрации ниобия здесь в основном не превышают 250 г/т (лейкократовые граниты Варламовского и Челябинского, двуслюдяные граниты Санарского, пегматоидные граниты Адуйского массивов).

Наиболее высокими содержаниями тантала (10–60 г/т), а также фтора (1–2 %) выделяются биотиты рудоносного Адуйского массива (рис. 86а). Они же характеризуются и наиболее низким отношением Nb/Ta (6,0). Повышенные концентрации тантала (7,5–34,4 г/т) и фтора (до 1,5 %) имеют биотиты из биотитовых и лейкократовых гранитов Челябинского гранитного массива (Nb/Ta = 6,0–7,5).

Биотиты других массивов позднепалеозойской гранитной формации, как более раннего мигматит-гранитного комплекса (Варламовский массив), так и собственно гранитного комплекса (Мурзинский, Ватихский, Гаевский, Санарский, Кацбахский, Джабыкский, Чесменский массивы), имеют заметно пониженные содержания тантала (4–24 г/т) и фтора (0,3–1,0 %) при возрастании средней величины Nb/Ta-отношения до 10 (Холоднов, Бушляков, 2002).

Мусковиты глубинных коровых гранитов и лейкогранитов имеют высокие концентрации тантала (10–40 г/т) и низкое Nb/Ta-отношение (5–15) при содержании ниобия 50–300 г/т. Мусковиты Адуйского массива по соотношению тантала и ниобия (см. рис. 85б) не отличаются от мусковитов других менее продуктивных на редкометалльное оруденение гранитоидных массивов (Санарского, Челябинского, Варламовского и др.) гранитной формации. Как показывают данные рис. 86б, мусковиты Адуйского массива содержат в целом даже меньше тантала, чем мусковиты других, менее фтороносных, массивов этой формации.

В мусковитах Адуйского массива наблюдается положительная корреляция между содержаниями фтора и тантала с увеличени-

ский, 9 — Зенковский, 10 — Шамейский, 11 — Кременкульский, 12–14 — Шотинский: 12 — биотитовые граниты, 13 — лейкограниты, 14 — гранит-порфиры.

б: 1–5 — то же, что и на рис. 85; 6 — Челябинский, Санарский, Варламовский массивы; 7 — Адуйский, Шотинский; 8 — Зенковский; 9 — Шамейский; 10 — Кременкульский; 11 — Кварцевогорский.

Штриховыми линиями оконтурены поля наиболее рудоносных массивов — Адуйского и Шотинского

ем их концентраций от двуслюдяных гранитов (F — 0,40–0,52 %, Ta — 8–10 г/т) к пегматоидным гранитам (F – 0,9 %, Ta – 8–17 г/т) и эндоконтактовым пегматитам (F – 0,90–1,35 %, Ta – 13–38 г/т). В связи с тем что биотиты Адуйского массива по сравнению с другими массивами данной формации содержат значительно больше тантала, это определяет здесь существенно иной характер распределения тантала между биотитом и мусковитом (рис. 87). В менее продуктивных массивах гранитной формации соотношение тан-

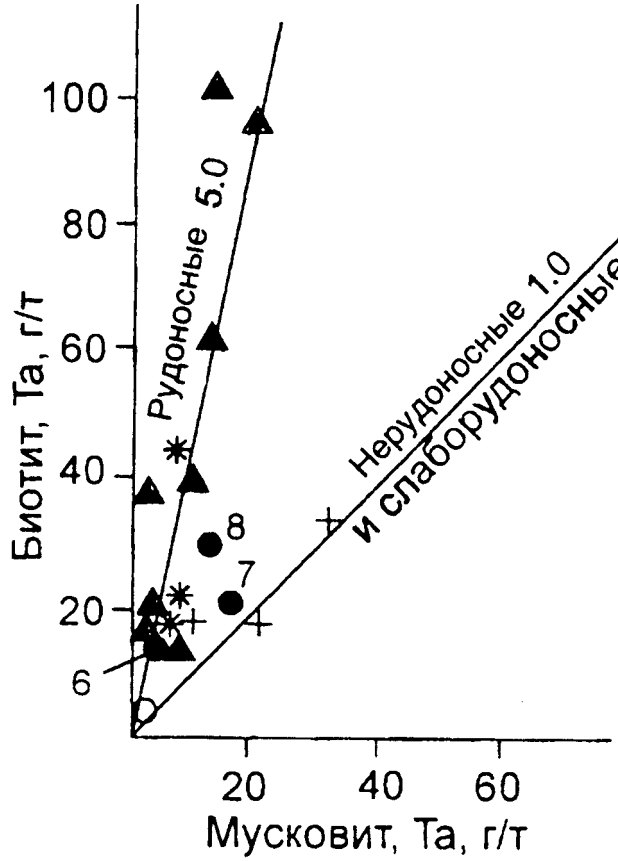


Рис. 87. Распределение тантала между биотитом и мусковитом в гранитных и гранит-лейкогранитных сериях Урала (Холоднов, Бушляков, 2002).

1–5 — то же, что и на рис. 85; 6 — Шамейский массив; 7 — Кременкульский; 8 — Зенковский

тала между биотитами и мусковитами близко единице. В рудоносном Адуйском массиве это отношение возрастает до 5 (Холоднов, Бушляков, 2002).

Выявленные особенности в распределении ниобия, тантала и фтора в биотитах и мусковитах наиболее богатого фтором Адуйского массива, с одной стороны, и в менее фтороносных гранитоидах Варламовского, Санарского, Челябинского и других массивов, с другой, имеют важное прогнозное значение в связи с их различной специализацией на камнесамоцветное и редкометалльное оруденение. Высокая специализация на тантал и фтор биотитов в восточной части Адуйского массива является индикатором связи с апикальной частью массива не только иной по составу камнесамоцветной минерализации в пегматитах и слюдитах (изумруды), но и наличия здесь промышленной редкометалльной минерализации в пегматитах (Ta, Be и др.) и метасоматитах.

В то же время массивы второй группы (Санарский, Варламовский, Джабыкский и др.) сопровождаются другим типом самоцветной минерализации в экзоконтактовых камерных гранитных пегматитах (западная Адуйско-Мурзинская самоцветная полоса, поля камерных пегматитов Светлинского поля на Южном Урале и др.). Они менее перспективны на редкометалльное оруденение. Для этих массивов характерны не только пониженные концентрации тантала и фтора в биотитах, но и увеличение Nb/Ta-отношения до 10 против 6 в Адуйском массиве.

Бериллий. Массивы позднеорогенных гранитоидов Урала сопровождаются разнообразной бериллиевой минерализацией. Пегматитовые жилы с бериллом и флюоритом более характерны для позднеколлизионных водных плутонических гранитов (Адуйский, Мурзинский, Санарский массивы и др.). Грейзены и гидротермальные кварцевые жилы с бериллом связаны с гипабиссальными массивами гранит-лейкогранитной формации (Юго-Коневский, Сосновский, Кременкульский, Малышевский массивы и др.). Этот тип оруденения контролируется зонами трещиноватости и разрывных нарушений.

Повышенное содержание бериллия в породах гранитоидных массивов (более 3–5 г/т) является одним из важных критериев при оценке их геохимической и металлогенической специализации (Закономерности, 1977). На примере Урала показано (Бушляков, Григорьев, 1994), что содержания бериллия заметно нарастают от гранитоидов, формирование которых связано с дифференциацией мантийного вещества в условиях океанической и островодужной

коры, к типично сиалическим гранитам завершающей континентальной стадии. Отмечается также преимущественная связь бериллия с калием, натровые серии обычно менее бериллиеносны.

Среди орогенно-коровых гранитоидов на Урале наблюдается существенное повышение средних содержаний бериллия от раннеорогенных надсубдукционных тоналит-гранодиоритовых серий (2,6 г/т) к позднеколлизионным мигматит-гранитным (3,7) и гранитным (4,3) и далее к постколлизионным гранит-лейкогранитным (5,1 г/т) сериям. Это коррелируется с возрастанием в породах и минералах содержаний фтора, указывающим на близкое химическое сродство между этими элементами (Бушляков, Холоднов, 1986; Холоднов, Бушляков, 2002).

Увеличение концентраций Be в эволюционном ряду позднеорогенных коровых гранитоидов Урала происходит при ином соотношении с Nb в сравнении с гранитоидами монцонитоидного ряда. По опубликованным аналитическим данным (Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994), в первых отношение Nb/Be составляет 1–5, во вторых — существенно выше (5–20), характеризуя природу исходных магм (рис. 88). В составе корового ряда минимальными концентрациями Nb (<7 г/т) выделяются высокоглиноземистые биотит-мусковитовые граниты Еланчиковского комплекса. Это определяет характерное для них наиболее низкое Nb/Be-отношение (1–2). Повышенное содержание Be (около 5 г/т) при минимальном количестве Nb согласуется с данными (Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994) о том, что субстратом высокоглиноземистых гранитов могли быть метапелиты. Об этом свидетельствует также наличие в породах магматического мусковита (Бородина, Вилисов, 1986), высокожелезистого (f = 67–75 мол. %) и высокоглиноземистого биотита. В то же время надсубдукционные анатектиты тоналит-гранодиоритовой формации, образующиеся с участием офиолитового субстрата, а также ранние анатектические комплексы в составе позднеколлизионной гранитной формации бедны Be (<2 г/т). Среди комплексов и серий позднеколлизионной гранитной формации наиболее высокое содержание бериллия свойственно массивам, находящимся в блоках с древней континентальной корой, особенно с участием в составе субстрата рифейских толщ (Адуйский, Мурзинский, Джабыкский, Суундукский, Адамовский, Средне-Ушкаттинский массивы и др.).

Для Шилово-Коневской группы массивов, сопровождающейся значительным количеством вольфрамовых, редкометалльных и флюоритовых месторождений и рудопроявлений, выявлена от-

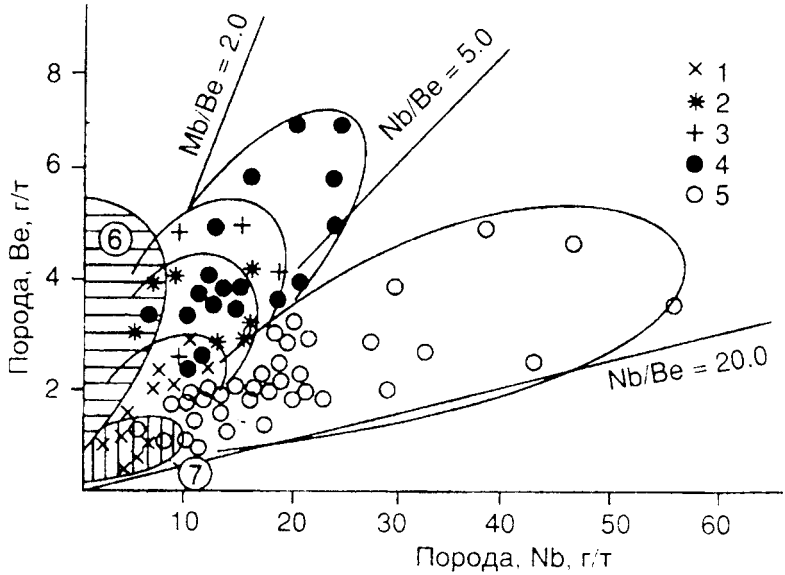


Рис. 88. Соотношение бериллия и ниобия в позднеорогенных гранитоидах корового (1–4) и монцонитоидного (5) рядов (Холоднов, Бушляков, 2002).

Комплексы: 1 — Южаковский мигматит-гранитный, Ватихский адамеллит-гранитный; 2 — Мурзинский гранитный; 3 — Джабыкский гранитный; 4 — Кабанский гранит-лейкогранитный; 5 — гранитоиды латитового ряда. Заштрихованные поля: 6 — высокоглиноземистые граниты Еланчиковского комплекса; 7 — надсубдукционные гранитоиды андезитоидного ряда и плутонов тоналит-гранодиоритовой формации

четливая латеральная зональность в распределении бериллия. Здесь, с запада на восток, в позднеорогенных гранитоидах и вмещающем их вулканогенно-осадочном субстрате (амфиболитах, кремнисто-углистых сланцах и др.) наблюдается существенное возрастание содержаний бериллия (от 1–2 до 5–8 г/т и более), характеризуя специализацию на бериллий данной территории. В связи с этим массивы, находящиеся в крайней восточной части, независимо от их природы и состава, существенно обогащены бериллием. Это относится даже к тем из них, которые в другой геологической позиции обычно бедны бериллием (надсубдукционные тоналит-гранодиоритовые, монцодиорит-гранитные серии и др.). Кроме того, на этом общем геохимическом фоне отмечается значительное повышение концентраций бериллия от ранних бедных фтором гранитоидных формаций к поздним фтороносным.

Другим примером латеральной зональности являются метаморфические толщи, вмещающие на западе и востоке Мурзинско-Адуйскую группу массивов. На западе от Мурзинского массива его содержание в метаморфических породах составляет 1 г/т, а в восточном экзоконтакте, наоборот, характеризуется повышенным, но сильно варьирующим содержанием. В Мурзинском гранитном массиве содержание бериллия также различно в его западной и восточной частях. В адамеллитах и гранитах западной части (Ватихский комплекс) оно составляет в среднем 1 г/т, повышаясь к жильным гранитам до 1,7 г/т. В восточной части массива среднее содержание бериллия в гранитах главной фации составляет уже 3,6 г/т, возрастая до 5,5 г/т в поздних жильных гранитах. Такое распределение (Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994) как характеризует наличие геохимической зональности в составе этого массива, так и отражает особенности формирования выделенных здесь гранитоидных комплексов. Породы раннего Южаковского мигматит-гранитного комплекса (см. рис. 88) наиболее бедны бериллием (до 1 г/т). Породы этого комплекса образуют котектическую, а не дифференционную серию, с рядом анатектических выплавок, обусловленных меняющимися PT-условиями анатексиса и вариациями в составе субстрата. С этим здесь связано нарушение гомодромности в процессе его формирования. Ватихский адамеллит-гранитный комплекс отличается от Южаковского дискретным повышением содержаний Be (до 2 г/т). Он образует наиболее глубинную часть Мурзинского массива и характеризуется повышенной основностью гранитоидов.

В биотите из гранитов этого комплекса резко возрастают содержания Li, Rb, Cs. Для данной части массива характерны также широкое развитие мусковита, обилие пегматитов. В восточном эндо- и экзоконтакте массива их количество достигает 50–60 % от общего объема пород. В самих гранитах увеличивается количество монацита, ксенотима и граната, дискретно повышается содержание Rb на фоне некоторого снижения содержаний калия. Это определяет дискретное снижение K/Rb-отношения от 200–500 в ранних комплексах до 100–200 и менее в Мурзинском. Считается, что высокое K/Rb-отношение характерно для гранитоидов, образовавшихся в результате частичного плавления существенно базитового субстрата. Наличие сиалического субстрата для Мурзинского комплекса подтверждается характерным для него высоким отношением Sr^/Sr86 = 0,712 (Ронкин, 1989).

Двуслюдяные граниты Мурзинского комплекса, залегающие в кровле массива, — это, по-видимому, продукт кристаллизации остаточного расплава за счет повышенных концентраций летучих (H_2O и F) в верхней части магматической камеры. Они отвечают по составу водной гранитной котектике при давлении 3 кбар (Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994). О высокой концентрации летучих в составе этого позднего комплекса свидетельствует и интенсивное гидротермально-метасоматическое преобразование вмещающих толщ (их ослюденение, альбитизация, окварцевание), отражающее значительный вынос из апикальной части массива летучих, кремнезема и щелочей (Холоднов, Бушляков, 2002).

В целом эти данные отражают латеральные вариации условий гранитообразования: снижение глубины становления гранитных массивов и влияние состава субстрата. Несомненно, что наличие такой латеральной минералого-геохимической зональности является одной из возможных причин образования в метасоматитах (слюдитах) и пегматитах восточного эндо-, экзоконтактового ореола бериллиевой (изумруды) и редкометалльной (Ta, Be, Li и др.) минерализации. В то же время повышенное содержание магнетита в гранитах более западного Ватихского комплекса согласуется с аметистовой минерализацией позднего занорышевого и трещинного кварца, что, как известно, обусловлено присутствием в кварце трехвалентного железа. С гранитоидами Ватихского комплекса на западе пространственно и генетически связана и камнесамоцветная полоса Урала, режим галогенов в пегматитах которой рассмотрен в работе ранее.

Близкая минералого-геохимическая зональность характерна и для более южного Адуйского массива. Здесь также с запада на восток в породах наблюдается существенное возрастание содержаний бериллия. В этом же направлении, как показано ранее, повышаются концентрации фтора в минералах (биотите, мусковите и апатите), а также мусковитизация и альбитизация пород. При этом адуйские пегматиты по сравнению с мурзинскими значительно богаче бериллием, особенно находящиеся в восточном экзоконтакте массива, что связано, по-видимому, с более высокими содержаниями Be и F в породах самого массива (Холоднов, Бушляков, 2002).

Установлено (Бушляков, Григорьев, 1994), что литогеохимические ореолы бериллия здесь в ряде случаев являются секущими по отношению к телам пегматитов. В более южной Шилово-Коневской группе гранитных массивов такие литогеохимические ореолы пересекают контуры самих рудоносных

массивов. Предполагается связь повышенных содержаний бериллия в пегматитах, некоторых массивах и первичных ореолах с поздними эманациями, имеющими более глубинную природу и тяготеющими к ослабленной зоне в крайнем восточном борту Восточно-Уральского поднятия (Бушляков, Григорьев, 1994). Связь с разломами — это важный фактор для размещения редкометалльного оруденения и в других регионах (Козлов, 1982).

Эволюционный ряд позднеколлизионных коровых гранитов в Кочкарском районе завершается внедрением обогащенных Be биотитовых гранитов и лейкогранитов Кабанского комплекса. С возрастанием количества SiO_2 в породах комплекса также наблюдается значительное накопление Be (см. рис. 86). Одновременно с этим в бедных магнием биотитах (MgO – 5–9 % = 60–70 мол. %) происходит повышение отношения F/H2O: от 0,05–0,15 в биотитах раннего и более глубинного Варламовского комплекса до 0,25–0,30 и выше в биотитах Кабанского. Это отражает падение водного давления от 5–6 до 2–3 кбар с увеличением количества фтора в позднем и менее глубинном Кабанском комплексе. Охарактеризованная геохимическая зональность в составе позднеорогенных гранитных массивов Среднего и Южного Урала интерпретируется как отражение увеличения сиаличности коры в восточном направлении.

Третьим важным критерием редкометалльной специализации гранитоидов корового ряда является интенсивность накопления бериллия в конечных дифференциатах (лейкогранитах, аляскитах, аплитах, пегматитах). Конечные интрузивные фазы рудоносных массивов обычно содержат белее 5 г/т бериллия (Закономерности…, 1977; и др.). Наиболее значительное накопление бериллия в конечных дифференциатах (до 6–9 г/т) наблюдается в массивах гранитной (Адуйском, Карасьевском, Суундукском, Адамовском и др.) и гранит-лейкогранитной (Малышевском, Зенковском и др.) формаций. Здесь в поздних жильных образованиях (гранитах, аплитах и пегматитах) концентрации бериллия возрастают в 2 раза и более. В пегматитах Адуйского массива содержание его увеличивается от 20 до 150 г/т и более, сопровождаясь появлением собственных минералов бериллия. В Мугоджарах в поздних гранит-порфирах Средне- и Верхне-Ушкатинского массивов содержание Be возрастает до 7,5 г/т (Холоднов, Бушляков, 2002).

Таким образом, накопление бериллия в остаточном расплаве — это одно из необходимых условий для формирования берил-

лиевого оруденения в пегматитах, грейзенах и других более низкотемпературных пневматолито-гидротермальных образованиях. Этому способствует также возрастание концентраций фтора.

Четвертый важный критерий специализации — это проявление в массивах значительных вариаций в содержаниях бериллия (Бушляков, Григорьев, 1994). Связано это с наличием в рудоносных массивах эпигенетического перераспределения бериллия, например вследствие поздних процессов мусковитизации и грейзенизации (юго-восточная часть Адуйского массива, грейзенизированные жильные граниты).

4.1.3. Редкометалльные пегматиты Адуйского комплекса

Геологоразведочные работы на редкие металлы на Адуйском рудном поле были начаты в 1946 г. вначале на бериллий, а с 1962 г. — на тантал. С 1969 г. Малышевским рудоуправлением начата разработка пегматитов с получением колумбитового, бериллиевого, полевошпатового и мусковитового концентратов (месторождения Квартальное, Красноармейское). Геологоразведочные работы на редкометалльные пегматиты продолжались до начала 1990-х гг., причем в последние годы они охватили коры выветривания пегматитов. Работы проводили экспедиция № 8, Уральская геолого-съемочная и Среднеуральская геологоразведочная экспедиции, геологическая служба Малышевского рудоуправления (Л.А. Изергих, П.К. Олерский, И.С. Коган, Е.А. Потапов, Н.Ф. Шестаков, А.Ф. Ласковенков, А.В. Самсонов, В.И. Скобелкин, Л.В. Еселевич, Н.А. Юринский, М.Б. Аринштейн, Н.Е. Чистяков, С.И. Мормиль, Н.В. Савеня, Н.С. Сергеев, А.В. Катькалов и др.). Научно-исследовательские работы на месторождениях многие годы выполнялись ИМГРЭ (К.А. Власов, Н.А. Солодов, М.А. Зубов, А.Е. Цыганов и др.), Ленинградским государственным университетом (Б.К. Львов, Н.И. Петрова), Свердловским горным институтом (Г.Н. Вертушков, А.К. Подногин, А.И. Шерстюк), Институтом геологии и геохимии УНЦ АН (А.И. Грабежев, Н.А. Григорьев и др.). Геологические съемки района рудного поля выполнялись партиями УГСЭ (М.С. Рапопорт, В.П. Олерский, А.А. Машаров и др.). Капитальные обобщения по геологии, минералогии, геохимии и редкометалльному оруденению пегматитов Адуйского поля сделаны А.Ф. Ласковенковым в 1982 г., С.И. Мормилем, Б.К. Львовым и другими в 1984 г., В.Я. Левиным и другими в 2000 г. (Золоев и др., 2004).

Рис. 89. Схема геологического строения района Мурзинского (I) и Адуйского (II) массивов (Ферштатер, 2013):

1 — метаморфические породы возрастом более 1600 млн лет; 2 — силурийско-девонские вулканогенно-осадочные породы; 3 — серпентиниты; 4 — раннедевонские мигматизированные габброиды, трондьемиты, гранодиориты; 5 — позднекаменноугольные интенсивно мигматизированные тоналиты, гранодиориты и граниты; 6 — двуслюдяные микроклин-ортоклазовые граниты,

Адуйское пегматитовое поле редкометалльных пегматитов размещается в восточном обрамлении Мурзинско-Адуйского метаморфического комплекса (рис. 89).

Мурзинско-Адуйский метаморфический комплекс представляет собой асимметричную купольную структуру, ядро основания которой сложено кристаллическими сланцами (плагиогнейсы и амфиболиты) Адуйского комплекса архея и раннего протерозоя, выступающими западнее гранитных массивов. Метаморфический комплекс ядра основания, очевидно, является «обломком» фундамента разрушенной доуральской древней платформы — остаточный срединный массив в палеозойском складчатом поясе. Этот комплекс окружен метаморфитами рифея (сланцы амфиболовые, слюдяные, гранат-ставролитовые; микроамфиболиты; диоритогнейсы; измененные гипербазиты), выходящими на южной и восточной периферии Адуйского гранитного массива и вмещающими пегматиты Адуйского рудного поля. Верхний этаж антиклинория слагают позднепалеозойские орогенные коровые граниты Адуйского и Мурзинского массивов, сочетающиеся на западных границах с метаморфитами основания (нижнего этажа) через гранитогнейсы и мигматиты. Каменский массив сложен ранне- и среднекарбоновыми предорогенными диоритами-гранодиоритами, очевидно, составляющими нижнюю часть гранитоидного этажа. Таким образом, в Мурзинско-Адуйской структуре наблюдается полный разрез гранитометаморфического слоя земной коры от древних платформенных метаморфитов и гранитных мигматитов к предорогенным гранитоидам, орогенным водным гранитам с широко проявленными пегматитами и завершающим полный цикл посторогенным фторонасыщенным лейкогранитам Малышевского массива. Срединный массив, несмотря на структурный консерватизм, продуцирует полный ряд гранитоидных магм в качестве реакции на геотектонические процессы в сопредельных геосинклинальных зонах.

Адуйское пегматитовое рудное поле приурочено к восточной и южной экзоконтактным зонам Адуйского гранитного массива (рис. 90). На востоке оно протягивается между Адуйским и Малышевским гранитными массивами, а на юге — между Адуйским

предположительно кристаллизовавшиеся из магмы, образованной при мигматизации Каменского и других ГТГГ-массивов (Мурзинский комплекс); 7 — биотитовые граниты антипертитовые, существенно ортоклазовые с магнетитом, образованные за счет частичного плавления древних метаморфических толщ (Ватихский комплекс); 8 — озерная гранодиорит-гранитная серия.

Массивы: I — Мурзинский, II — Адуйский, III — Каменский, IV — Курманский

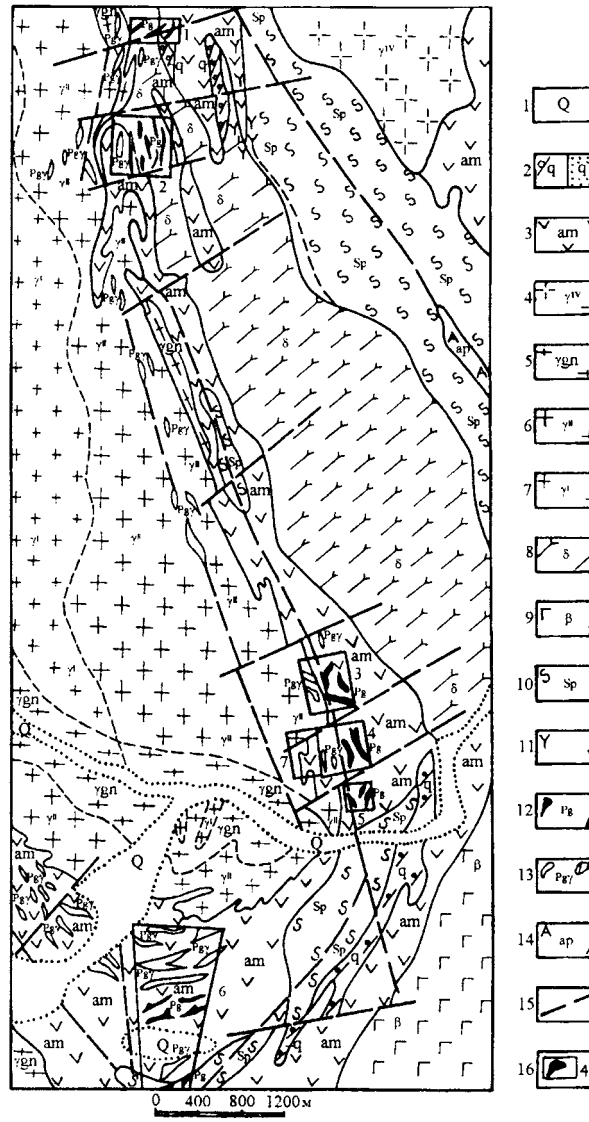


Рис. 90. Схема размещения редкометалльных пегматитовых месторождений (пучков жил) в Адуйском поле (Ласковенков, 1982):

1 — четвертичные образования; 2 — кварциты; 3 — амфиболовые сланцы и амфиболиты, прослои гранат-ставролитовых сланцев и мраморов; Малышевский массив: 4 — порфировидные лейкограниты; Адуйский массив: 5 — гнейсовидные граниты; 6 — пегматоидные граниты; 7 — двуслюдяные гра-

гранитным и Каменским диорит-гранодиоритовым массивами (Ласковенков, 1982). Каменский, Адуйский и более северный Мурзинский массив слагают антиклинорий, входящий в Восточно-Уральскую мегазону антиклинорных поднятий и геосинклинальных прогибов (Кейльман, 1974; Левин и др., 2000).

На востоке Мурзинско-Адуйский антиклинорий граничит с Режевским эпигеосинклинорием. Между ними протягивается субмеридиональная Сусанская зона долгоживущих глубинных разломов, к которой приурочен Малышевский гранитный массив. С ним связаны недавно изученные Южно-Шамейское месторождение Mo и Партизанское рудопроявление Mo и W. Зона разлома четко выделяется на гравиметровых картах протяженной высокоградиентной полосой шириной несколько сотен метров (Золоев и др., 2004).

Пегматиты Адуйского рудного поля образовались в позднем палеозое в толщах рифейского сланцевого обрамления и палеозойких вулканогенно-осадочных и интрузивных породах Режевской структуры, надвинутых на восточный край антиклинория, над перекрытой кровлей Адуйского гранитного массива.

Наиболее ранние гранитоидные образования Мурзинско-Адуйского блока — гранитные мигматиты, выделенные в «Схеме корреляции магматических комплексов Среднего Урала» как *Южаковский комплекс*, отнесены на основании изотопного геодатирования к позднему карбону. Возможно, что часть гранитных мигматитов по возрасту является раннепротерозойской. Относительно небольшие цифры абсолютного возраста по K-Ar изотопии отражают наиболее поздние процессы гранитизации, синхронные с главным гранитным магматизмом.

Гранитоиды этого комплекса локализованы западнее Мурзинского массива в пределах метаморфического комплекса. Они не образуют крупных тел, но многочисленные мигматитовые жилы мощностью от долей метра до первых десятков метров нередко преобладают по объему над вмещающими метаморфитами (Ферштатер, Бородина, 2018).

ниты; Лесозаводской массив: 8 — габбро, диориты; Баженовский массив: 9 — габбро; 10 — серпентиниты отдельных тел и зоны меланжа; 11 — олигоклаз-флогопитовые зоны и жилы с бериллом и изумрудом (Малышевская группа месторождений); 12 — пегматиты гранитные дифференцированные редкометалльные; 13 — пегматиты гранитные недифференцированные; 14 — аплиты; 15 — тектонические разломы; 16 — пегматитовые пучки (месторождения): 1 — Полуденское, 2 — Участок № 7, 3 — Квартальное, 4 — Липовый Лог, 5 — Участок № 115, 6 — Участок № 293, Красноармейское, Загадка, 7 — Участок № 2

Образование мигматитового комплекса, как и во всех подобных комплексах, начинается с плагиоадамелитов и плагиогранитов. Ранние жилы (I фаза) представлены биотитовыми гнейсовидными плагиогранитами, обычно собранные в птигматитовые складки. Последние сменяются гнейсовидными биотитовыми двуполевошпатовыми гранитами, аплитами и пегматитами. Их более мощные (10–20 м) жилы пересекают ранние плагиограниты.

Наибольшим распространением пользуются жилы второго поколения (II фаза), представленные гранитами и адамеллитами со своими аплитами и пегматитами. Возможно, Южаковский комплекс сформировался в два этапа: ранний протерозойский (I фаза), сопряженный с метаморфизмом амфиболитовой фации пород основания блока, и позднепалеозойский (II фаза), непосредственно предшествующий главному гранитному магматизму.

Гранитоиды *Каменского комплекса* принадлежат предорогенной тоналит-гранодиоритовой формации, к которой относится и Верхисетский комплекс. Породы этого комплекса являются гнейсовидными. Они слагают Каменский массив и в небольшом объеме встречаются в Адуйском и Мурзинском массивах. Возраст комплекса ранне-среднекаменноугольный (Левин и др., 2000).

Орогенный гранитный магматизм начинается с образования *Ватихского адамелит-гранитного комплекса* в северо-западной части Адуйского массива (см. рис. 89) и включает гранодиориты, адамеллиты, граносиениты, граниты. Возраст комплекса — поздний карбон-ранняя пермь.

Выделение гранитов, слагающих западную часть Мурзинского массива, в отдельный комплекс было обусловлено ярко выраженной петрографической спецификой пород, содержащих антипертитовый плагиоклаз An_{20-25} и слабо упорядоченный ортоклаз (Орогенный гранитный магматизм..., 1994; Ферштатер, Бородина, 2018). Эти минералогические особенности сближают ватихские граниты с южаковскими, но в отличие от последних ватихские образуют не отдельные жилы, а крупное тело, слагающее не менее половины всего объема Мурзинского массива. Акцессорные минералы разнообразны — ортит, апатит, циркон, ксенотим, монацит.

Залегающие восточнее граниты восточно-ватихского подкомплекса значительно однороднее по составу, чем западно-ватихские, они не содержат антипертитового плагиоклаза, несколько обогащены рубидием (см. рис. 82) по сравнению с последними (Ферштатер, Бородина, 2018).

Восточная часть Мурзинского массива — *Мурзинский комплекс* (см. рис. 89). Эти граниты на западе прорывают ватихские граниты, а на востоке — вулканогенно-осадочные и осадочные породы, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Граниты вблизи кровли становятся лейкократовыми, в них возрастает количество жил аплитов и пегматитов, достигая 50–60 % объема (Ферштатер, Бородина, 2018). Сам контакт типично инъекционный, многочисленные апофизы гранитов, жилы аплитов и пегматитов пронизывают вмещающие породы, которые претерпевают сильные гидротермальные преобразования — ослюднение, окварцевание, альбитизацию и калишпатизацию.

Выделенные комплексы гранитов отчетливо различаются геохимически. Наиболее яркие различия устанавливаются в концентрациях рубидия, по которым граниты образуют четкий эволюционный ряд (рис. 91).

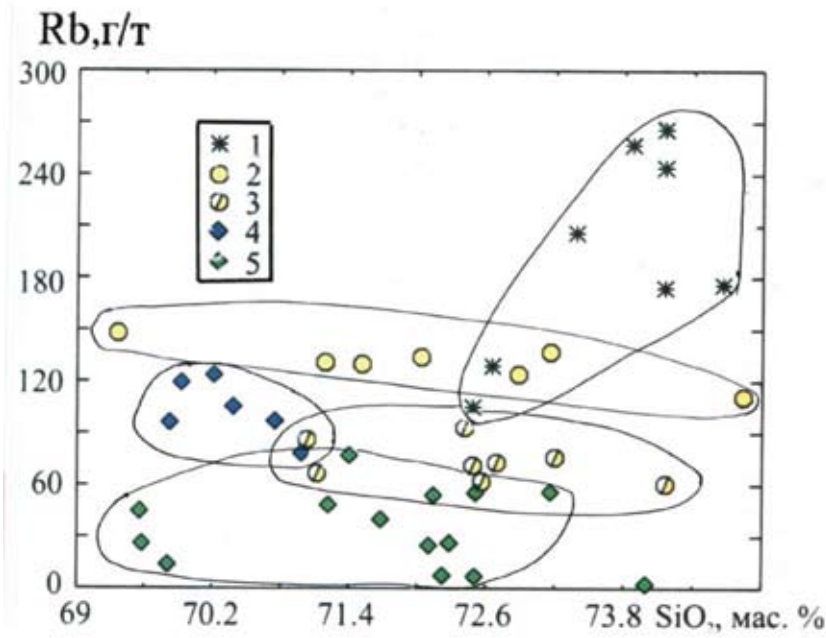


Рис. 91. Диаграмма SiO_2–Rb для гранитов Мурзинско-Адуйского метаморфического комплекса (Ферштатер, Бородина, 2018):

1 — Мурзинский комплекс; 2 — Ватихский восточный; 3 — Ватихский западный; 4, 5 — Южаковский: 4 — I фаза, 5 — II

Пространственное распределение описанных закономерностей демонстрирует геохимический профиль Мурзинского массива (рис. 92). Нетрудно заметить, что в пределах массива, т. е. в породах Ватихского и Мурзинского комплексов, плавно возрастают с запада на восток содержания Rb и Li и уменьшается отношение K/Rb (Ферштатер, Бородина, 2018).

Большая часть Адуйского массива (центральная и восточная) сло¬жена собственно биотитовыми и двуслюдяными гранитами *Адуйского комплекса*, в «Схеме корреляции магматических комплексов Среднего Урала» отнесенного к ранней перми. Возраст гранитов по данным калий-аргонового и изохронного рубидий-стронциевого методов 245–260 млн лет.

По минеральному и химическому составу граниты Адуйского комплекса аналогичны водным сиалическим гранитам главных фаз других крупных плутонов Урала. Граниты двуполевошпатовые, биотитовые и двуслюдяные, с широко распространенными мирмекитовыми кварц-полевошпатовыми срастаниями. Нередко граниты обладают слабой порфировидностью. Параавтохтонный характер Адуйского массива определяет размещение в нем различных фаз и фаций. С запада на восток и от центра на юг и восток наблюдается смена более меланократовых биотитовых гранитов лейкократовыми пегматоидными двуслюдяными разностями. В западной (наиболее глубинной) части массива массивные граниты через гнейсовидные граниты, мигматиты со скиалитами имеют постепенные переходы к метаморфическому субстрату, а в восточном и южном контактах массива наблюдаются интрузивные границы; имеет место метаморфизующее воздействие гранитов на вмещающие породы (Ферштатер, Бородина, 2018).

Таким образом, Адуйский гранитный массив является параавтохтонным купольно-диапироидным и занимает верхний структурный этаж срединного массива. Граниты формировались в абиссальной области и принадлежат к продуктам кристаллизации водонасыщенной палингенной магмы. С гранитами связаны жилы аплитов и пегматитов, широко распространенные в апикальной части массива, в восточном и южном экзоконтактах. Граниты характеризуются ильменит-монацит-ксенотимовой ассоциацией акцессорных минералов с танталониобатами.

Адуйское пегматитовое рудное поле включает серию пучковсвит сближенных пегматитовых жил в зонах восточного и южного экзоконтактов Адуйского гранитного массива. В зоне восточного экзоконтакта между Адуйским и Малышевским массивами грани-

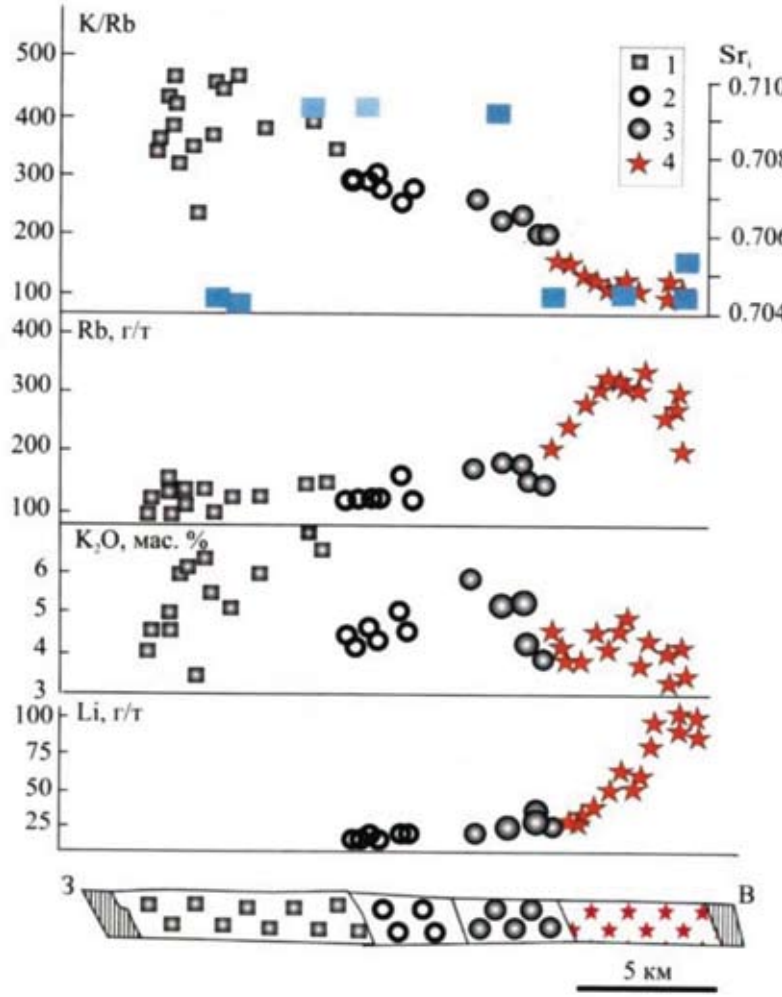


Рис. 92. Распределение K, Rb, Li в широтном разрезе Мурзинского массива (Ферштатер, Бородина, 2018):

1 — Южаковский комплекс; 2 — Ватихский западный; 3 — Ватихский восточный; 4 — Мурзинский.

На верхней диаграмме синими прямоугольниками показаны значения $^{87}Sr/^{86}Sr$

тов и южнее последнего поле протягивается в субмеридиональном направлении на 18 км при ширине 0,5–1,5 км (см. рис. 90). В рамках поля известно несколько сотен пегматитовых жил, сгруппированных в 11 пучков, каждый из которых имеет площадь от 1

до 4 км^2 и содержит от 10 до многих десятков тел. Расстояние между соседними пучками от 0,5 до 2,0 км. Здесь нет пегматитов или присутствуют единичные жилы. По данным М.А. Зубова, А.Е. Цыганова (Зубов, Цыганов, 1982; Цыганов, Зубов, 1984), пучки пегматитовых жил формируются в участках сопряжения зон разломов северо-западного, субмеридионального и субширотного направлений. Напротив пучков в пределах их субширотных ограничений в эндоконтактовых частях гранитного массива часто также наблюдается максимальное развитие пегматитов в виде шлиров и жил, представляющих как бы зеркальное отображение экзоконтактовых пучков на поверхнос¬ти гранитного массива.

Кровля массива погружается на восток под вмещающие породы, и на одном эрозионном срезе в направлении с запада на восток пегматиты в гранитах сменяются пегматитами над кровлей массива, причем удаление пегматитовых жил от видимого контакта массива отвечает удалению от поверхности кровли. С этим удалением прямо связаны степень дифференциации пегматитов, их полевошпатовый состав, интенсивность метасоматических изменений и насыщенность редкими металлами (Ласковенков, 1982). В работе В.Я. Левина и др. (2000) приведены средние химические составы пегматитов, средние содержания щелочных, редких элементов и фтора в различных типах пегматитов, акцессорных минералов, химических составов танталониобатов и их средних содержаний.

В эндоконтактах гранитного массива залегают фациальные и фазовые пегматиты, согласные и секущие, мощностью от десятков сантиметров до первых метров, блоковые, с преобладанием пегматоидных и графических зон, недифференцированные, с преобладающим микроклином, альбит-олигоклазовым составом плагиоклаза (№ 8-15), слабой степенью альбитизации, мусковитизации (грейзенизации) и убогой редкометалльной минерализацией. Слюды в пегматитах представлены биотитом и вмещающим его мусковитом. Типоморфные акцессорные минералы: гранат (в среднем 3610 г/т), апатит (570), монацит (46), ксенотим (24), циртолит (50), колумбит (3), молибденит, турмалин, муассанит (ед. зн. — 5 г/т) (Левин и др., 2000).

В юго-восточной части гранитного массива пегматиты образуют жилы в сотни метров длиной и в десятки метров мощностью. Они слабо альбитизированы, и в них увеличиваются содержания граната, колумбита (до 30 г/т, в среднем 14 г/т), ганита, сульфидов, появляется флюорит и уменьшаются содержания монацита, ксе-

нотима, циртолита. В этих пегматитах хорошо оформлена аплитовая зона. В участках альбитизации происходит резкое обогащение колумбитом (до 120 г/т) и ганитом (до 40 г/т).

В средней части экзоконтактной зоны массива гранитов находятся слабо дифференцированные, часто линейно дифференцированные пегматиты, также с преобладающим микроклином, но с первичным плагиоклазом альбитового состава. В них сравнительно интенсивнее проявлены процессы метасоматических изменений и накопления редких металлов (Левин и др., 2000).

Эти пегматиты слагают серии жил, параллельных контактам Адуйского массива, часто с апофизами и разветвлениями, длиной в сотни метров и до десятков метров мощностью. Для пегматитов характерны полосчатые, линзовидные, струйчатые текстуры, обусловленные чередованием разных структурно-минеральных ассоциаций. В пегматитах выделяются аплитовая, графическая, пегматоидная, блоковая зоны, но они часто расположены беспорядочно, в виде отдельных участков и чередующихся слоев. Четко выражена аплитовая ассоциация, составляющая 10–15 % объема тел. В пегматитах этого типа меньше монацита, ксенотима, но больше граната (3–4 кг/т), апатита (0,9–2,0), циртолита (85–120 г/т), ганита, флюорита, пирита; присутствуют берилл, турмалин, торит, уранинит, муассанит, иногда висмутин, лепидолит. Содержание колумбита 20–150 г/т; очень редко встречается уран-пирохлор (Левин и др., 2000).

В краевых восточных частях пучков, наиболее удаленных от гранитов, концентрируются максимально дифференцированные зональные пегматиты с преобладанием первичного альбита над микроклином, с интенсивно проявленным метасоматозом и наиболее высокими содержаниями редких металлов. Пегматиты образуют сложные ветвящиеся жилы, параллельные и перпендикулярные контактам гранитного массива. Для них характерна структурно-вещественная дифференциация с резкими границами отдельных зон или с постепенными переходами между ними. Аплитовая ассоциация — кварц-альбитовая с микроклином и мелким рассеянным гранатом, слагает краевые части тел, занимая 10–30 % объема пегматитов; 40–50 % объема составляет пегматоидная, разнозернистая, до крупноблоковой, кварц-микроклин-альбитовая ассоциация. Она развита в центре, висячих боках жил и часто окаймляется графическим пегматитом. Кварц-мусковитовая ассоциация нередко с флюоритом и молибденитом слагает отдельные гнезда и прожилки. В пегматитах этого типа альбит, первичный

и вторичный, занимает более 50 % объема тел. Вторичный альбит часто развивается полосами, струями. На этих участках фиксируются самые высокие содержания тантала.

Пегматиты этого типа наиболее богаты танталит-колумбитом, гранатом, апатитом, циртолитом, бериллом, ганитом, флюоритом, сульфидами, турмалином. Иногда в них встречаются топаз, лепидолит, розовый мусковит, рутил, ильменит. Наряду с колумбитом часто присутствуют пирохлор, самарскит, фергюсонит, эвксенит. В наименее метасоматически измененных пегматитах танаталит-колумбит составляет от 70 до 290 г/т; в интенсивно альбитизированных — 120–540 г/т. Пирохлор представлен урановым бетафитом и микролитом.

В направлении от видимой границы массива происходит усложнение формы пегматитовых тел: в эндоконтакте простые уплощенно-линзовидные жилы и шлиры, в средней части пучков — линзообразные тела с апофизами, восточной части — сближенные ветвящиеся жилы с различными соотношениями между ними на разных уровнях глубинности. Среди пучков дифференцированных пегматитовых жил восточного экзоконтакта А.Ф. Ласковенков (1982) выделяет два структурно-морфологических типа. Жилы в пучках первого типа удлинены в субширотном направлении, поперек контакта гранитного массива. Они обладают значительной мощностью, наиболее сложной морфологией и имеют крутые углы падения. К ним принадлежат пегматитовые жилы месторождений Квартального и Полуденского. Ко второму типу пучков принадлежат жилы, вытянутые вдоль контакта гранитного массива и в общем согласные с простиранием вмещающих пород; жилы имеют пласто- и линзовидную форму с апофизами. Падение жил относительно пологое и всегда в сторону от массива гранитов. Представители этого типа жил: Липовый Лог, участки № 293, 7 и др. Среди пучков второго типа встречаются жилы сложной формы, подобные жилам пучков первого типа. В пучках второго типа сосредоточены немногочисленные (50–60) жилы меньшей мощности: 30–50 м. Описание редкометалльных месторождений Адуйского массива приведено в работах А.Ф. Ласковенкова (1982), В.Я. Левина с соавторами (2000), К.К. Золоева с соавторами (2004), М.П. Попова (2014).

Месторождение редких металлов Квартальное находится на территории Адуйского пегматитового поля и является самым крупным из всех отрабатываемых месторождений этого типа. Месторождение было открыто в 1953 г. и до 1958 г. разведывалось

на бериллий, а затем, после 10-летнего перерыва, в 1968–1970 гг. по предложению А.Ф. Ласковенкова Малышевским рудоуправлением было переоценено на тантал и ниобий. К настоящему времени месторождение выработано и затоплено естественным способом (рис. 93). Однако на его территории остался склад «негабаритов» (рис. 94), на котором сконцентрированы большие глыбы типичных пород для месторождения редкометалльных пегматитов (Попов, 2014).

Месторождение Квартальное расположено в 100 м от контакта Адуйского гранитного массива среди амфиболитов, диоритов, тальковых сланцев и серпентинитов и представлено телами до 150–200 м длиной при ширине 80–20 м (рис. 95). Месторождение в плане имеет размеры 600 × 300 м и включает семь пегматитовых жил субширотного простирания сложной извилистой формы с многочисленными ответвлениями. Жилы сложены контрастно дифференцированным микроклин-альбитовым пегматитом с широким развитием постмагматических альбититового (кварц-микроклинового и кварц-альбитового) и кварц-мусковитового (грейзенового) комплексов с многообразной

Рис. 93. Затопленный карьер месторождения редких металлов Квартальное

Рис. 94. Изучение зональности редкометалльных пегматитов в отвалах месторождения Квартальное

и богатой минерализацией. Три наиболее крупные жилы: Западная, Северо-Западная и Центральная (длиной 100–200 м и мощностью в несколько десятков метров), разделенные на поверхности, соединяются в одно тело и вновь разъединяются на разных глубинах (Левин и др., 2000; Попов, 2014).

Основной разрывной структурой месторождения является глубинный разлом северо-западного простирания и восточного падения. Разлом представлен серией коротких разрывов, кулисообразно следующих друг за другом. Разлом трассируется зоной милонитизации мощностью около 2 м. Пегматитовые жилы выполняют трещины отслоения (субмеридиональное простирание) и отрыва (субширотное простирание). На месторождении отрабатывались главным образом пегматитовые жилы, выполняющие трещины отрыва. Для них характерны весьма крупные размеры, сложная морфология, отсутствие единой зональности и полифациальный характер пегматоидных образований. Сложная морфология этих рудных тел обусловлена положением в участках пересечения крупных тектонических нарушений (Попов, 2014).

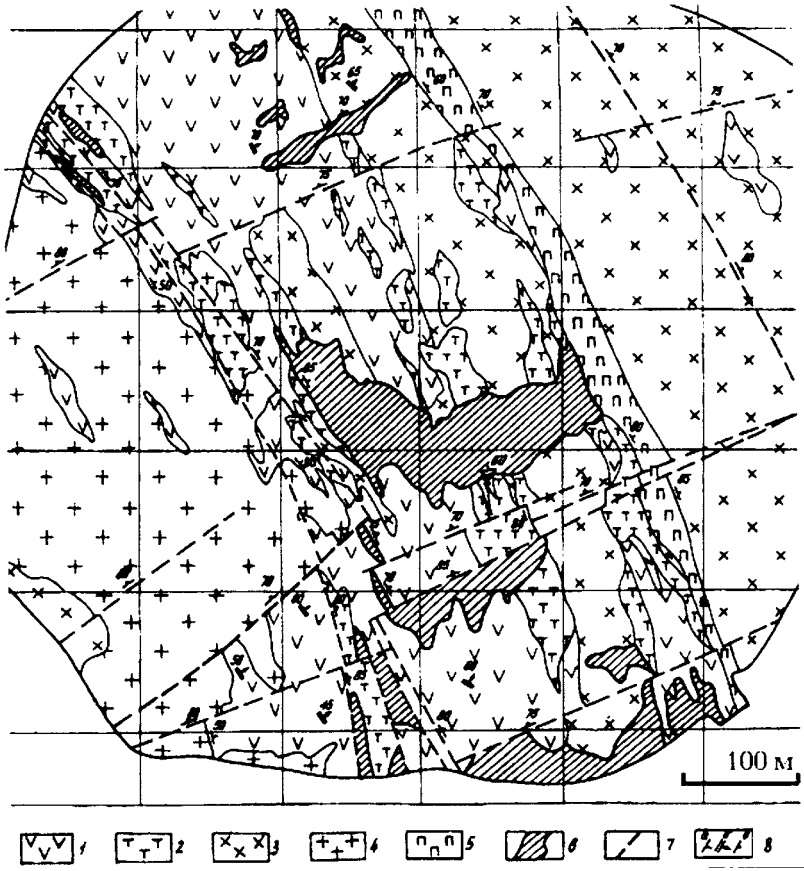


Рис. 95. План Квартального месторождения на горизонте 210 м:

1 — амфиболиты; 2 — серпентиниты, тальковые сланцы; 3 — диориты; 4 — граниты; 5 — пироксеновые базальтоиды; 6 — пегматиты; 7 — зоны разломов; 8 — элементы залегания

Содержание Ta_2O_5 в пегматитах — от тысячных долей до 0,02 % и в среднем составляет 0,009 %; Nb_2O_5 — от 0,003 до 0,045 %, в среднем 0,013 %; Ta_2O_5/Nb_2O_5 — около 1,0:1,5. Распределение тантала и ниобия в жилах неравномерное, с относительным обогащением в висячем боку. По данным разведки содержания редких металлов остаются практически неизменными по падению жил до глубины 300 м. Кварц-альбитовая ассоциация имеет самые низкие содержания Ta_2O_5 — 0,004–0,007 %; мусковит-кварц-альбитовая

ассоциация характеризуется самыми высокими содержаниями — 0,009–0,014 %; в грубозернистой и мелкоблоковой кварц-альбит-микроклиновой ассоциации установлена сильная изменчивость содержаний Ta_2O_5, но в среднем оно довольно высокое — 0,009 %. Девять десятых запасов Ta_2O_5 приурочено к Западной жиле, где выделяется относительно богатый рудный столб, вытянутый на 60–65 м по простиранию жилы при ширине 30–35 м. Столб протягивается по падению жилы, смещаясь к ее висячему боку. Берилл во всех жилах образует гнезда и линзы мелкозернистого агрегата, отдельные кристаллы и крупные скопления коротко-столбчатых кристаллов длиной от 1 до 10 см и более. Содержание BeO в жилах от 0,005 до 0,22 %, в среднем для кварц-альбитовой ассоциации — 0,025, кварц-альбит-микроклиновой — 0,05 %. В Западной жиле установлены четыре рудных столба, обогащенных BeO, размерами 20–30 × 10–20 м, сменяющих один другой: с глубиной по мере выклинивания одного столба появляется иной. Акцессорная минералогия жил – обычная для такого типа пегматитов, интенсивно катаклазированных и метасоматически измененных: танталит-колумбит (150–400 г/т, в среднем 245 г/т); гранат (770–3580); апатит (300–800); берилл, циртолит и циркон (10–35); ганит (ед. зерна — 25); уран-пирохлор (5–11 г/т); торит, полихромный турмалин, топаз, рутил, сфен, эпидот, молибденит, пирит, сфалерит, гематит.

В Западной жиле среднее содержание танталита-колумбита — 172 г/т. Наибольшие его содержания отмечаются в поздней мусковит-кварц-альбитовой ассоциации. Размер тонкопластинчатых зерен колумбита — от долей миллиметра до 1–2 мм и до 3–5 мм у таблитчатых. Ta_2O_5 в минерале содержится от 18,2 до 40,0 %, Nb_2O_5 — от 40 до 60 %, при Ta_2O_5/Nb_2O_5 = 1:1 – 1:3; в среднем 1,0:1,7 (Левин и др., 2000).

Пегматитовые тела слабо дифференцированы и имеют неясно выраженную зональность, среди них выделяются следующие структуры: мелко-, среднезернистая (аплитовая), неравномернозернистая, пегматоидная, а также калишпатовый и кварцевый блоковые пегматиты.

Гранит-аплиты являются, по-видимому, первичным субстратом пегматитовых тел. Наиболее ранней фацией, развивающейся по гранит-аплитам, выступает ритмично-полосчатый комплекс (Грабежев, Чистяков, 1974). Отличительной особенностью этих комплексов служат выдержанная по простиранию мощность зон, мелкозернистое строение. Для них характерны непрерывность

Рис. 96. Ритмично-полосчатый комплекс, развивающийся по гранит-аплитам в пегматитах месторождения Квартальное

и непересекаемость ритмов, односторонняя огранка кварцевых индивидов во всех ритмах (рис. 96).

Мелкозернистый и среднезернистый пегматит (аплит) — наиболее ранняя и в целом преобладающая разность (52 %) пегматитов (Левин и др., 2000). Размер зерен 0,5–0,8мм. Структура варьирует от аплитовой до гипидиоморфно-зернистой. Альбит всегда преобладает над калишпатом. Содержание кварца выдержано и составляет 28–31 %, а мусковита – 6–7 %. Плагиоклаз в этом типе пегматитов представлен ксеноморфным или таблитчатым полисинтетически сдвоенным альбитом. Калишпат находится в виде ксеноморфного нерешетчатого или слабо решетчатого промежуточного микроклина-ортоклаза. Альбит в виде пертита в калишпате встречается только в единичных зернах. Кварц образует ксеноморфные, нередко округлые зерна, мусковит присутствует в виде самостоятельных чешуек. Гранат в аплите встречается довольно часто (0,2–2,0 %) и представлен изометричными зернами размером 0,05–0,20 мм.

Пегматит неравномерно-зернистой структуры имеет размер зерен от 1–3 до 20–30 мм. По сравнению с пегматитом аплитовой структуры неравномерно-зернистый пегматит имеет повышенное содержание калишпата преимущественно за счет блоков калишпата (рис. 97).

Рис. 97. Неравномерно-зернистый пегматит с крупными блоками калишпата

В среднем по месторождению этот тип пегматита содержит, %: калишпата — 23,8; альбита — до 39; кварца — 30, мусковита — 5–6 (Левин и др., 2000). Гранат встречается гораздо реже, чем в более ранней разности. Альбит представлен полисинтетически сдвой-

Рис. 98. Пегматит пегматоидной структуры в аплите с зонами неравномерно-зернистого пегматита (месторождение Квартальное)

Рис. 99. Катаклазированный крупноблоковый пегматит месторождения Квартальное

никованными таблицами, часто деформированными. Кварц образует неправильные зерна, агрегатные скопления, иногда сильно катаклазирован. Калишпат встречается в виде мелких выделений размером 0,2–1,0 мм в интерстициях. В этой структуре широко распространены идиоморфные блоки калишпата размером 1–20 см, которые распределены неравномерно, нередко располагаясь по линейным зонам. В отличие от калишпата основной массы калишпат блоков содержит 10–17 % альбита в виде пертитовых вростков и 5–8 % включений таблитчатого альбита.

Пегматит пегматоидной структуры состоит из зерен кварца размером 1–20 см и в различной степени альбитизированного калишпата. Количество кварца колеблется — 20–26 %. Калишпат представлен призмами промежуточного микроклина-ортоклаза (рис. 98). Содержание вростков альбита относительно выдержано и составляет 10–15 %. Описанный первичный калишпат подвергся

Рис. 100. Кварц-мусковит-альбитовая ассоциация в пегматитах месторождения Квартальное

альбитизации в результате развития прожилок лейстового альбита мощностью 1–10 см и более, увеличение которых в отдельных участках пегматита приводит к значительному или полному замещению калишпата таблитчатым альбитом или клевеландитом.

Блоковые кварцевые и калишпатовые зоны слагаются крупными зернами минералов от 5–7 до 20–50 см. Кварц сильно катаклазирован. В блоковом кварце иногда присутствует 5–10 % калишпата, который по составу и свойствам аналогичен калишпату пегматоидной структуры (рис. 99).

Мусковит-кварц-альбитовая ассоциация образует гнезда и прожилки среди предыдущих ассоциаций (рис. 100).

Тантал-ниобиевая минерализация встречается на участках с преобладанием блокового пегматита и в поздних кварц-плагиоклазовых образованиях. В зонах блокового и графического пегматита наблюдается сокристаллизация полевых шпатов, кварца, мусковита и акцессорной минерализации (берилла, колумбита, граната). Первичность распределения акцессорного колумбит-танталита и танталоколумбита косвенно подтверждается

и данными о разном составе этих минералов в последовательных зонах пегматитового тела. Образование богатых танталом колумбитов происходит преимущественно в заключительные этапы формирования пегматитов в результате накопления в остаточном растворе-расплаве тантала (Гинзбург, 1956; Солодов, 1962; Кузьменко, Еськова, 1968). По трещинам в ранних колумбитах наблюдается образование микролита и зон, обогащенных танталом. Таким образом, в пределах месторождения образование танталниобиевой минерализации происходило в результате полигенных и полихронных процессов. В коре выветривания редкометалльных пегматитов рудная минерализация представлена в основном танталоколумбитом, который присутствует в виде хорошо обособленных пластинчатых, призматических кристаллов и их сростков.

Танталоколумбит (Fe, Mn) $(Ta, Nb)_zO_6$ является основным источником тантала и ниобия. Он наблюдается в виде свободных зерен, кристаллов и обломков, а также в виде включений и сростков с микроклином, кварцем, мусковитом и другими минералами. Сростки бывают радиально-лучистые, шестоватые (рис. 101). Иногда встречаются двойники. Кристаллы колумбита чаще всего толсто- и тонкотаблитчатые по *b* (010), реже удлиненные вдоль оси *c* (рис. 102). Во многих кристаллах наблюдаются хорошо сформированные грани пинакоида *a* (100), призм *g* (130) и *m* (110). Размер кристаллов и сростков колеблется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров (Жернаков, 2011).

Цвет колумбита черный. На гранях кристаллов часто видна яркая синяя или красноватая побежалость. Минерал хрупкий

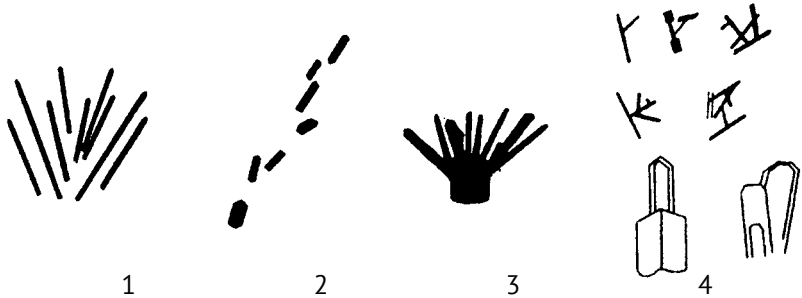


Рис. 101. Морфология скоплений танталит-колумбита (Жернаков, 2011):

1 — «куст» игольчатых кристаллов, 2 — «полосы» пластинчатых кристаллов, 3 — радиально-лучистый сросток, 4 — сростки игольчатых кристаллов в гранате и альбите

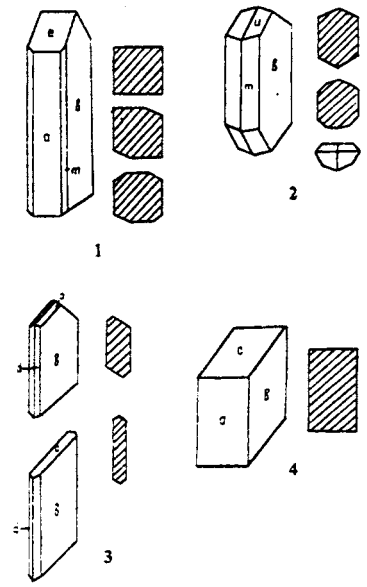


Рис. 102. Кристаллографические формы танталит-колумбита (Жерна-ков, 2011):

1 — длиннопризматическая, 2 — короткопризматическая, 3 — тонкопластинчатая, 4 — толстопластинчатая

с полуметаллическим блеском на поверхности кристаллов и смолистым блеском на изломе. Удельный вес колумбита составляет 5.538–5.797.

По результатам изучения полировок под рудным микроскопом установлено, что зерна и кристаллы танталит-колумбита имеют сложное строение, которое обусловлено прежде всего изменением состава растворов в процессе роста кристаллов, сменой кристаллографических форм при переходе с одной генерации в другую и последующим метаморфизмом. Часто кристаллы содержат включения породообразующих минералов (рис. 103).

Пространственное распределение этих разностей контролируется структурно-текстурными зонами. В зонах аплитовой структуры содержатся главным образом короткопризматические кристаллы танталит-колумбита, неравномерно-зернистой — преимущественно игольчатые, а в пегматоидной — тонко- и толстотаблитчатые. Минералогическое картирование жилы Южной месторождения Квартальное позволило выявить ореолы распространения морфологических разностей танталит-колумбита. Они

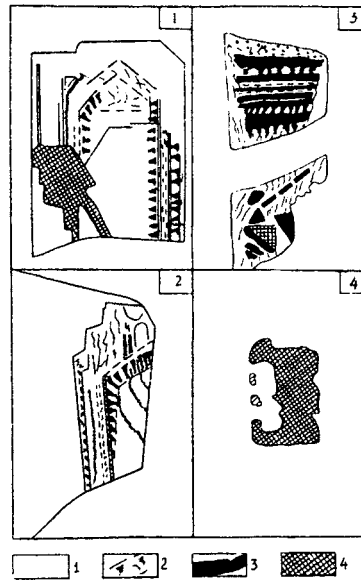


Рис. 103. Строение крупных кристаллов танталит-колумбита под микроскопом (Жернаков, 2011):

1, 2 — изменение морфологии кристалла в процессе роста; 3, 4 — метаморфизм кристаллов.

Условные обозначения: 1 — неизмененный колумбит, 2 — штрихи и выбоины на хрупком танталит-колумбите, 3 — незамещенный танталит-колумбит, 4 — замещенный

вытянуты в соответствии с наиболее развитыми системами тектонических нарушений и трещин. При этом толстотаблитчатые разности образуют узкие и сравнительно короткие ореолы, связанные с системой северо-западных разрывных нарушений (Левин и др., 2000; Жернаков, 2011).

Берилл в пегматитах Квартального месторождения приурочен к грубозернистой кварц-альбит-микроклиновой ассоциации. Количество берилла возрастает в местах развития поздней мусковит-кварц-альбитовой ассоциации. В бериллах часто наблюдаются включения мусковита, кварца, полевых шпатов, иногда колумбита и циркона (Золоев и др., 2004). Прочие тантал- и ниобийсодержащие минералы — *ильменорутил, самарскит, фергюссонит, эвксенит* — в большинстве пегматитов находятся в незначительных количествах (ед. зн. — первые г/т) и никакого влияния на балансы тантала и ниобия не оказывают.

Апатит, как и гранат, характерен для рудоносных пегматитов, и изменение его содержаний подчинено тем же закономерностям. Апатит представлен фтористой разностью, обогащенной La и Ce. Апатит из пегматитов эндоконтактных зон Адуйского массива относительно обогащен Y. Такое же обогащение Y (и дополнительно Mn) характерно для голубых апатитов из альбитизированных пегматитов. Этот апатит является спутником танталит-колумбита и может служить минералом-индикатором рудных пегматитов (Левин и др., 2000; Золоев и др., 2004).

4.1.4. Редкометалльные пегматиты и кварцевые жилы Кочкарского метаморфического комплекса

Существующие представления о геологическом строении Кочкарского метаморфического комплекса базируются на материалах геологических съемок, поисковых, разведочных работ на золоторудных, редкометалльных, хрусталеносных месторождениях и тематических исследований, проведенных в разное время большим коллективом исследователей. Большое разнообразие стратиграфических схем, часто взаимоисключающих друг друга, обусловлено длительностью формирования и многоэтапностью магматизма, структурно-тектонических и метаморфических преобразований пород Кочкарского рудного района.

В разное время в изучении стратиграфии, магматизма, метаморфизма, металлогении, тектоники Кочкарской площади принимали участие А.И. Батанин, В.Б. Болтыров, А.Н. Заварицкий, А.Н. Игумнов, Г.А. Кейльман, К.Е. Кожевников, И.В. Ленных, Б.К. Львов, Н.Ф. Мамаев, В.П. Муркин, Д.В. Никитин, В.Н. Огородников, Е.В. Рожкова, В.И. Сначев, А.С. Таланцев, Г.Б. Ферштатер, Р.И. Шагина, Д.С. Штейнберг, Е.П. Щулькин, В.Ю. Эшкин и многие другие исследователи, в работах которых заложены основы современных представлений по геологии Кочкарского метаморфического комплекса.

Стратиграфическая основа, принятая в этой работе (рис. 104), составлена с учетом данных геолого-съемочных и научно-исследовательских работ XX столетия (Сначев и др., 1990).

В 100 км к югу от г. Челябинск и в 25 км к юго-западу от г. Пласт находится пос. Светлый, вблизи которого расположены одноименные месторождения золота, горного хрусталя (пьезокварца) и поле редкометалльных пегматитов с наложенными хрусталеносными полостями. Месторождения были открыты и разведывались

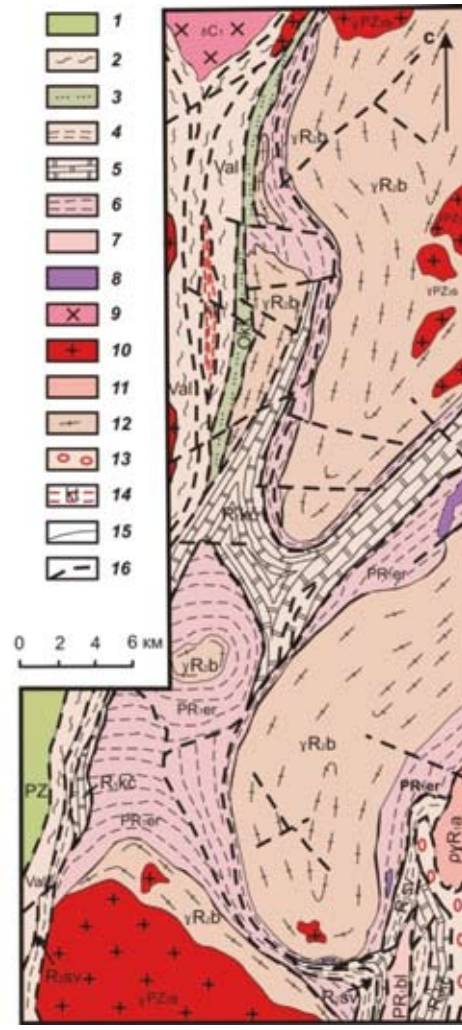


Рис. 104. Геологическое строение Кочкарской площади (Сначев и др., 1990):

1 — осадочно-вулканогенные образования Сухтелинского антиклинория; 2 — венд, александровская толща; 3 — венд-ордовик, кукушкинская толща; 4 — верхний рифей, светлинская толща; 5 — средний рифей, кучинская толща; 6 — протерозой, еремкинская толща; 7 — образования благодатской толщи; 8 — метаультрамафиты; 9 — диориты, габбро-диориты, габбро; 10 — граниты; 11 — плагиомигматиты; 12 — мигматиты гранитные; 13 — карбонатный меланж; 14 — тектониты нерасчлененные; 15 — стратиграфические и интрузивные границы; 16 — тектонические нарушения

в разное время и различными ведомствами бывшего СССР. Соответственно, исследователями практиковались и различные подходы к генезису месторождений, выделению рудогенерирующих и рудолокализующих структур. Те или иные вопросы геологии и генезиса данных месторождений обсуждались многими исследователями в многочисленных статьях (Никитин и др., 1967; Болтыров и др., 1973; Огородников, 1975; Таланцев, 1988; Кисин, 1989, 1995, 2009; Корово-мантийное оруденение…, 1989; Огородников и др., 2004; Поленов, 2008; Золоторудная, редкометалльная и хрусталеносная минерализации…, 2014; и др.).

Освоение территории осуществлялось еще в дореволюционные годы, когда старатели при отработке золоторудных россыпей находили гали прозрачного кварца и сдавали их в скупку. Уже в первые годы советской власти, несмотря на гражданскую войну, проводились опытные работы по использованию уральских хрусталей для технических целей. В январе 1939 г. была организована Средне-Уральская поисково-разведочная партия треста № 13. После выявления в 1939 г. хрусталеносной россыпи Анненской, на ее базе был организован Кочкарский эксплуатационный участок по добыче пьезокварца во главе с прорабом В.И. Еселевичем. Горный хрусталь Светлинского месторождения с самого начала эксплуатации был признан пригодным для пьезооптических изделий. По качеству он быстро занял одно из первых мест в Союзе (История…, 2017).

Сведения о наличии редкометалльных пегматитов в районе Кочкарского метаморфического комплекса относятся к 20-м гг. XX столетия. Бериллиевая минерализация в пегматитах впервые зафиксирована при работах И.В. Ленных в 1944 г. В послевоенные годы бериллиевое оруденение в пегматитах изучалось сотрудниками экспедиции № 8 под руководством И.С. Когана, а затем И.А. Хайретдинова. Позднее аналогичную работу проводила партия Челябинского треста под руководством Е.П. Шулькина. Указанными исследователями в пегматитах Светлинского поля кроме берилла отмечалось присутствие колумбита-танталита. Крупный кристалл танталита был найден в 1963 г. Н.А. Веселовым при изучении пегматитов на пьезокварц, в 2008 г. кристалл колумбита был обнаружен группой С.В. Колисниченко (рис. 105).

В 1964 г. пегматиты Светлинского поля были обследованы Ревизионной группой на тантал (руководитель А.С. Таланцев). При этом было выяснено, что в пегматитах наряду с ниобатами типа колумбита присутствуют также почти чисто танталовые минералы

Рис. 105. Колумбит, найденный в Светлинском пегматитовом карьере (Попов, Колисниченко, 2008)

(танталит, манганотанталит), причем в отдельных пробах концентрации этих минералов оказались промышленными. Дальнейшие работы по изучению танталоносности Светлинского пегматитового поля проводились под руководством А.С. Таланцева, в 1965–1966 гг. партией № 1 экспедиции № 101, а в 1966–1967 гг. — Светлинским отрядом Санарской партии Челябинского треста.

Кочкарский метаморфический комплекс является типичным представителем гранитогнейсовых блоков на Урале и характеризуется ярко проявленным купольным тектоногенезом.

Протяженность комплекса свыше 120 км при ширине до 28 км. Границы тектонические, типа взбросов или надвигов падающих под смежные структуры. Местами, в том числе на Светлинском месторождении золота, к ним приурочены небольшие тела серпентинитов и талькитов, что свидетельствует о коровом масштабе надвигов. Купольные структуры имеют форму широких овалов и сложены преимущественно гнейсами, гнейсогранитами и анатектическими гранитами. Границы куполов тектонические, типа зон тектонических срывов, образующих веер раскрытый кверху. Породы около- и межкупольного пространства представлены кварц-полевошпат-биотитовыми сланцами (местами с кианитом, силлиманитом и ставролитом), амфиболитами и мраморами. Метаморфизм высокоградиентный, зональный: в ядрах купольных структур достигал условий амфиболитовой фации, а в около- и межкупольном пространстве — эпидот-амфиболитовой и верхов зеленосланцевой фаций (Болтыров и др., 1973; Огородников и др., 2004). Широко проявлены различные метасоматические процессы с образованием кварцевых жил с алюмосиликатами в оторочках (Огородников, 1975). Прогрессивный метаморфизм завершается становлением анатектических гранитов тоналит-гранодиоритовой формации и образованием лайкового комплекса, а также редкометалльных пегматитов.

Взаимосвязь ведущих эндогенных процессов — регионального метаморфизма, ультраметаморфизма, магматизма — определяет в главных чертах общее состояние флюидных систем в шовных зонах и гнейсовых куполах, ответственных в конечном счете за характер протекания, и тенденции в направленности завершающих метасоматических процессов. Флюиды играют огромную роль в планетарных эндогенных геологических процессах. Наиболее широко они проявляют себя в процессах метаморфизма и ультраметаморфизма. Геодинамические процессы на границах литосферных плит и рифтогенных шовных зон наряду с процессами высокотемпературного метаморфизма сопровождаются интенсивным магматизмом, который в обязательном порядке сочетается с поступлением жидких и газообразных флюидов, масса которых не только не уступает объемам магматических расплавов, но и превосходит их. Внедрение магматических расплавов и подъем метаморфизующих флюидов генетически и пространственно тесно связаны, но по происхождению и поведению они достаточно независимы. Роль флюидов в рудообразовании не только значительная, но и определяющая, поскольку мобилизация метал-

лов, их концентрация и отложение руд связаны лишь с флюидами (Овчинников, 1988).

Интервал 380–320 млн лет характеризует стадию раннего магматического этапа дайко- и пегматитообразования и сопряженного с ним метаморфогенно-гидротермального кварцево-жильного оруденения, который обусловлен проявлением процессов ранней коллизии в пределах нижнепротерозойского гнейсового блока. Вулканогенно-осадочные породы обрамления представляют собой тектоническую зону влияния Кумлякской и Светлинской шовных зон (Огородников и др., 2004). Так как эта зона — более напряженная по сравнению с восточной — Борисовской и Чернореченской, то и формирование крупных тел гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации, аналогичных Пластовскому, здесь затруднено. В пределах кварцево-жильного поля имеются небольшие удлиненные массивы, большей частью не вскрытые эрозией, а подсеченные колонковыми скважинами.

Во время поздней коллизии (320–240 млн лет) в шовных зонах, обрамляющих «микроконтиненты», проявились дислокационный метаморфизм, рассланцевание, будинаж. Для метаморфитов характерно развитие стресс-минералов: кианита, ставролита, фенгита, хлоритоида и др. В это время в центральных частях гнейсовых блоков (см. рис. 104) в связи с постмагматической деятельностью позднеколлизионных микроклиновых гранитов, имеющих за счет переплавления корового субстрата фторотипную специализацию растворов, формируются магматогенно-гидротермальные месторождения – керами¬ческие и редкометалльные пегматиты, хрусталеносные и золоторудные кварцевые жилы, сопровождаемые грейзенами и алюмокремниевыми метасоматитами, по которым имеется обширная литература (Власов, 1965; Никитин, 1968; Соколов, 1970; Шмакин, 1970; Рундквист и др., 1971; Огородников, 1975, 1993; Гинзбург и др., 1979; Овчиников, 1988; Таланцев, 1988; Корово-мантийное оруденение..., 1989; Сазонов и др., 2001). Такая пространственная локализация этих месторождений обусловлена тем, что при отделении газовой фазы на поздней стадии кристаллизации магматических очагов фтор в отличие от хлора преимущественно ос¬тается в силикатном расплаве и фиксируется кристаллизующимися минералами, а не уходит в водный флюид. Это подтверждается и экспериментальными данными (Burnham, 1967; Munoz, Eugster, 1969). В результате сопоставлений экспериментальных данных с составами фторсодержащих минералов и термодинамических расчетов достаточно определенно выявляется,

что содержание фтористых соединений в водном флюиде, равновесном с гранитом, характеризующимся кларковыми количествами галогенов, на 2–3 порядка ниже концентрации хлоридов в этой же фазе (Рябчиков, 1975).

Площадь Светлинского месторождения пьезокварца достаточно изометричная, около 3 × 3 км, слегка возвышенная, с абсолютным превышением 30–40 м. К настоящему времени месторождение полностью отработано. Оно хорошо изучено с использованием геологических, геофизических и геохимических методов, горнобуровых работ и широко освещено в многочисленных публикациях (Болтыров и др., 1973; Огородников, 1975, 1993; Огородников и др., 2004; Поленов, 2008). По геофизическим данным «Башнефтегеофизики» (материалы Ларинской ГРЭ), под Светлинским месторождением горного хрусталя на глубине около 400 м располагается кровля «гранитного» массива. Апикальная часть купольной структуры отчетливо просматривается в системе неоген-четвертичных логов, детально откартированных в связи с приуроченностью к ним продуктивных россыпей горного хрусталя, а также дешифрированием космоснимков. На площади широко развиты линейные коры выветривания Mz-Kz возраста. Логами отрисовывается система кольцевых разломов, фиксирующих, по нашему мнению, апикальную часть купольной структуры (рис. 106).

В пределах Кочкарского метаморфического комплекса широко представлены различные по возрасту, формационной принадлежности, структурному положению и составу массивы. Как видно из рис. 104, они занимают не менее 50 % территории.

Тела ультрабазитов разновозрастные, резко различаются по структурному положению. Ранние (O-Si), очевидно автохтонные, развиты в западной части района, нередко ассоциируют с габброидами, примитивными вулканитами (базальтового состава), представлены небольшими телами ультрамафитов, залегающих среди метаморфических пород западнее Еремкинского массива, а также в обрамлении Борисовского массива в виде небольших тел. Сложены тела преимущественно оливин-тальковыми, пироксен-амфиболовыми породами и метасоматическими образованиями антофиллитового, тальк-антофиллитового, тремолитового составов. Данные образования отнесены В.И. Сначевым с соавторами (1990) к *Западно-Кочкарскому плутоническому комплексу*.

В шовных зонах, обрамляющих гнейсовые блоки, широко проявлены сильно вытянутые в субмеридиональном направлении поздние (C_1) массивы-протрузии, представленные преимущественно

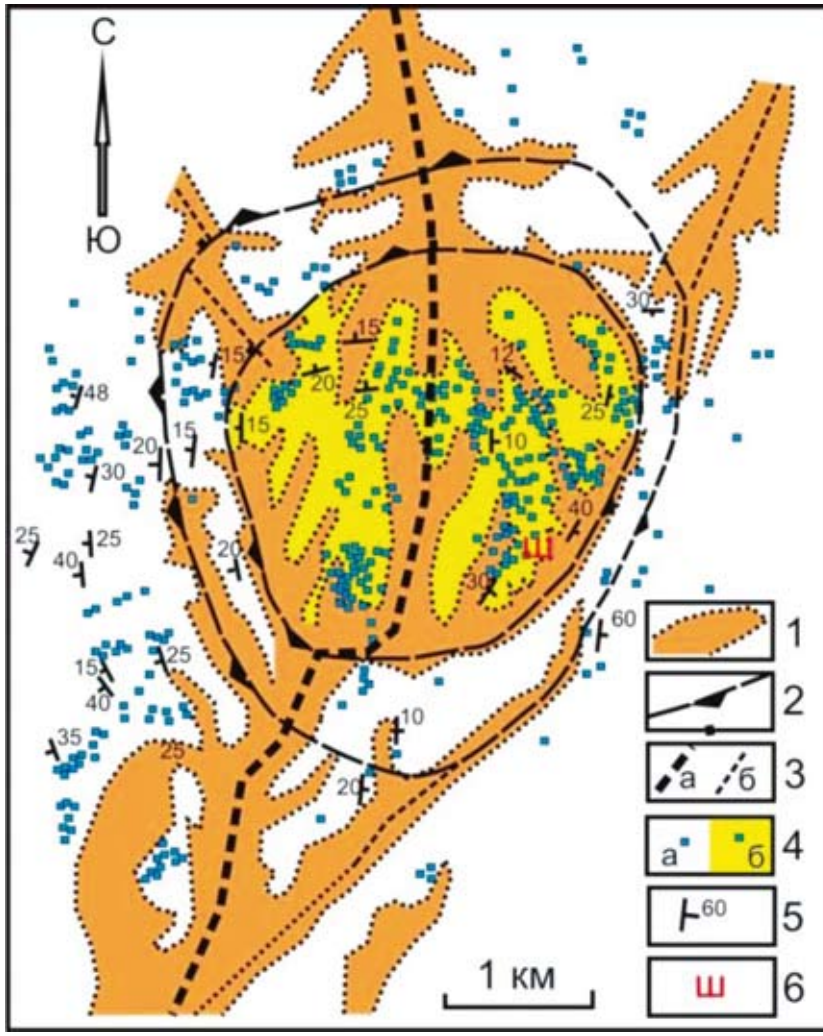


Рис. 106. Кольцевая структура на Светлинском месторождении горного хрусталя, фиксирующая апикальную часть купольной структуры (составлена по материалам Ларинской ГРЭ и результатам дешифрирования космоснимков):

1 — неоген-четвертичные лога с горным хрусталем; 2 — предполагаемые зоны тектонического срыва и направление их падения; 3 — зоны горизонтального растяжения (а — осевого, б — вспомогательных направлений); 4 — кварцевые жилы, иногда с горным хрусталем (а — бесцветным, б — цветным); 5 — элементы залегания сланцеватости пород; 6 — благородная шпинель и корунд

антигоритизированными гарцбургитами и карбонат-тальковыми породами. Данные породы слагают *Кумлякский комплекс*.

Массивы магматических пород габбро-диорит-плагиогранитной формации находятся в западной части района и представлены *Кукушкинским комплексом* (Сначев и др., 1990). Интрузивные породы комплекса имеют уплощенную форму и сложены габбро, габбро-диоритами, кварцевыми диоритами, здесь же отмечены гранитоиды габбро-сиенитовой и монцонит-гранодиоритовой формаций (Корово-мантийное оруденение..., 1989).

На территории Кочкарского метаморфического комплекса закартировано более десятка массивов гранитоидов. В восточной части района развиты аллохтонные гранитоиды тоналит-гранодиоритового формационного ряда, по данным Г.Б. Ферштатера и Н.С. Бородиной (1975), сформировавшимся из маловодной андезито-дацитовой магмы в гипо- и мезоабиссальной зонах глубинности. Преобладающими породами данного формационного типа являются плагиограниты и гранодиориты. Эталонным объектом данной формации выступает *Пластовский плутонический комплекс*, в состав которого входят, кроме Пластовского, Коелгинский, Чернореченский, Каменский. Простирание массивов субмеридиональное, подчеркивающее структуру древнего основания. Все они испытали процессы бластокатаклаза и перекристаллизации с проявлением метасоматических процессов, выразившихся в площадной микроклинизации, альбитизации, мусковитизации, завершающих процессы метаморфизма и метасоматизма поздней коллизии, что подтверждается данными абсолютного возраста 387–320, 310–240 млн лет (калий-аргоновый метод). С массивами тоналит-гранодиоритовой формации связано оруденение золото-сульфидно-кварцевого типа.

Борисовский магматический комплекс объединяет преимущественно автохтонные гранитоиды, слагающие крупные куполовидные структуры — Варламовскую, Борисовскую, Санарскую, Еремкинскую, Черноборскую и Чесменскую (см. рис. 104).

Борисовский массив представляет собой автохтонное линзообразное тело мощностью до 2–3 км, залегающее в докембрийских гнейсах нижней толщи и сложенное порфиробластовыми гранитными мигматитами, в ряде мест прорванными более молодыми аллохтонными нормальными гранитами. В эндоконтактовых частях Борисовского массива преобладают гранитогнейсы, среди которых картируется богатый набор жильных гранитов, аплитов, пегматитов. Гранитные мигматиты в основном среднезернистые

с гнейсовой текстурой. Контактовая зона совершенно нечеткая и часто вообще теряется ввиду постепенного перехода от гнейсов нижней толщи к гранитным мигматитам. Возраст образования автохтонных гранитоидов, гранитных мигматитов 285-–315 млн лет, что соответствует метаморфизму позднеколлизионного этапа. Температура образования гранитогнейсов Борисовского массива по исследованиям включений в кварце составляет 680–700 °С (Сначев и др., 1990), что подтверждает их положение в метаморфической зональности амфиболитовой фации.

Еремкинский мигматитовый купол расположен в центральной части изометричной брахиантиклинали, сложенной гнейсами нижней толщи (см. рис. 104). Непосредственно купол сложен интенсивно переработанными мигматизированными гнейсами, автохтонными гранитоидами с многочисленными жилами аплитов, пегматитов, телами гоггаисто-порфиробластовых очковых мигматитов.

Санарский магматический комплекс объединяет нормальные аллохтонные граниты гранитной формации, образующие отдельные изометричные тела в пределах Санарского гранитогнейсового мигматизированного купола, где занимают около 80 % пространства. Граниты характеризуются гипидиоморфно-зернистой, равномерно-зернистой структурой, отмечается повышенный идиоморфизм плагиоклаза и микроклина, равномерное распределение биотита. По включениям в кварце установлено (Сначев и др., 1990), что температура кристаллизации кварца в гранитах составляла 770–780 °С, что подтверждает их аллохтонный характер. Граниты санарского комплекса в виде небольших изометричных тел встречаются среди гранитоидов Борисовского массива и занимают всего около 30 % площади.

Возраст нормальных гранитов Санарского комплекса — 310–240 млн лет — соответствует завершающему этапу поздней коллизии и наложению гидротермально-метасоматических преобразований.

Известно, что химический состав биотитов, их железистость, глиноземистость наряду с геологическими, петрохимическими особенностями гранитов позволяют уточнить условия их кристаллизации (Львов, 1965; Маракушев, 1965; Болтыров и др., 1973; Огородников 1975; Сначев и др., 1990).

Из рис. 107 видно, что биотиты автохтонных гранитоидов Борисовского и Еремкинского массивов имеют состав несколько более железистый и менее магнезиальный, чем биотит из вмещающих метаморфических гнейсов и кристаллических сланцев.

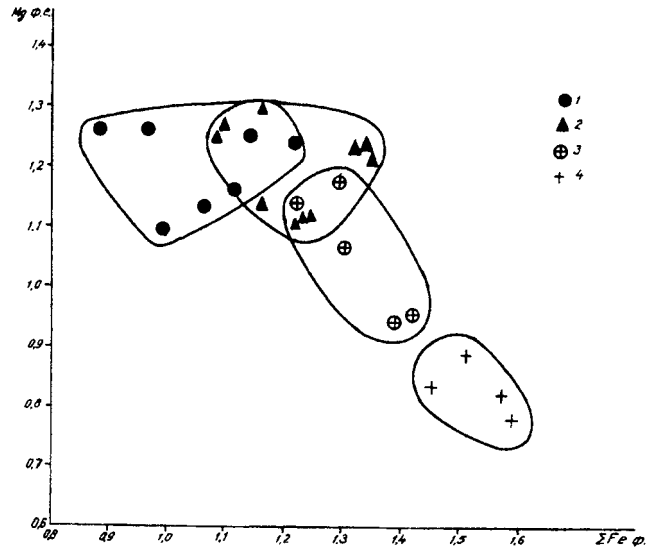


Рис. 107. Поведение магния и железа в составах биотитов метаморфических пород и гранитоидов Кочкарского метаморфического комплекса (Огородников и др., 2004):

1 — биотит из гнейсов амфиболитовой фации, 2 — биотиты из кристаллических сланцев эпидот-амфиболитовой фации, 3 — биотит из автохтонных гранитоидов Борисовского массива, 4 — биотит из аллохтонных гранитов Санарского массива

Биотиты аллохтонных гранитов Санарского массива еще более железистые, более высокотемпературные. С Санарским комплексом генетически связано образование тел гранит-аплитов и пегматитов, широко развитых в западном обрамлении Борисовского гранитного массива.

Кочкарский метаморфический комплекс сложен метаморфическими породами, включающими несколько толщ докембрийского возраста (снизу вверх): *еремкинскую (PRer), кучинскую (R_2kc), светлинскую (R_2sv), александровскую (Val)* (см. рис. 104).

Еремкинская толща (PRer) является самой древней в разрезе рассматриваемой территории и слагает крылья Санарской, Еремкинской, Борисовской брахиантиклинальных куполовидных структур, встречаясь в виде реликтов и «останцов» внутри последних. Мощность толщи более 1500 м.

Радиологические исследования цирконов ионно-изотопным методом, проведенные в ИГГД АН СССР (материалы Б.К. Львова, аналитик С.Н. Павлова), из кристаллических сланцев и гнейсов

еремкинской толщи показали, что значения «древнего» этапа метаморфизма колеблются в пределах 1328–1350 млн лет. По составу, степени метаморфизма еремкинская толща может быть сопоставлена с рифейской саитовской серией Сысертско-Ильменогорского комплекса.

Толща сложена биотитовыми, биотит-силлиманитовыми, биотит-кианитовыми, биотит-гранатовыми гнейсами с прослоями графитистых кварцитов, биотит-куммингтонит-плагиоклазовых, биотит-плагиоклазовых, гранат-биотит-плагиоклазовых, ставролит-биотит-плагиоклазовых с кордиеритом и силлиманитом кристаллических сланцев и мраморов.

Породы состоят из плагиоклаза — андезина № 30-42 (50–55 %), биотита (15–25), кварца (5–20), граната (1–5 %), спорадически встречаются зоны с силлиманитом, кордиеритом, кианитом (рис. 108). Акцессорные минералы представлены обычно апатитом, ильменитом, магнетитом, рутилом, сфеном, турмалином, цирконом, иногда сульфидами.

При изучении геологического строения в метаморфических комплексах встает вопрос о первичной природе пород, претерпевших региональный метаморфизм и утративших признаки

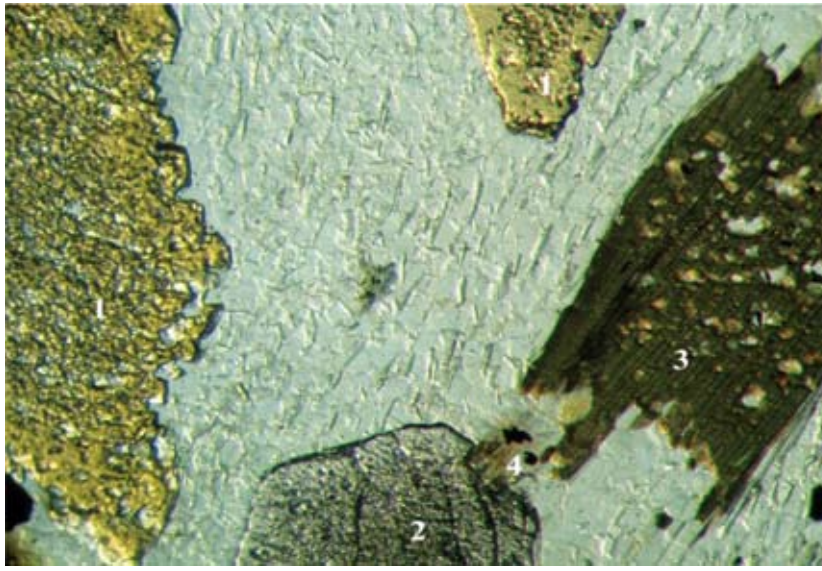


Рис. 108. Биотитовые плагиогнейсы со ставролитом (1), гранатом (2) и силлиманитом (4). Бурый биотит (3) сохраняется в реликтах. Шлиф СС 218/71, увел. ×20, без анализатора.

первичных структур. На основании анализа химического состава пород сделан вывод об осадочном происхождении гнейсов и кристаллических сланцев (Болтыров и др., 1973; Сначев и др., 1990; Огородников и др., 2004). Наличие прослоев графитокремнистых сланцев и мраморов подтверждает этот вывод.

При картировании метаморфической зональности Кочкарского метаморфического комплекса была установлена выдержанная последовательность изоград от центра к периферии: силлиманит (кианит) — ставролит — гранат — биотит — хлорит (Болтыров и др., 1973; Кейльман, 1974; Огородников, 1975, 1993; Огородников и др., 2004). При внимательном рассмотрении оказывается, что каждый индекс-минерал, как правило, появляется в двух модификациях, образуя две «изограды появления»; одна обусловлена метаморфизмом, другая — гидротермально-метасоматическими процессами (рис. 109). Последние прогрессивно накладываются на продукты метаморфизма так, что во внешнюю зону выходят минеральные ассоциации, отвечающие более высокому фациальному уровню внутренней зоны (Кейльман, 1974; Огородников, 1975, 1993; Кейльман и др., 1976; Огородников и др., 2004).

Для этого этапа метасоматического преобразования характерна перекристаллизация метаморфических ставролита, кордиерита, новообразование метасоматических силлиманита, кианита, андалузита, граната. Широко проявлены амфиболизация, биотитизация, хлоритизация, карбонатизация и окварцевание. Причем метасоматические разности минералов развиваются за пределами соответствующих метаморфических изоград (см. рис. 109).

Силлиманит, возникающий при метасоматозе, локализуется на значительном удалении от метаморфической изограды, часто ассоциируется с кварцем, образует жилки, нодули, звездчатые выделения, оторочки вдоль кварцевых жил и скопления, секущие кристаллизационную сланцеватость и ранние прожилки перекристаллизации (рис. 110).

Наблюдается развитие силлиманита по ставролиту, биотиту, плагиоклазу метаморфических пород, что свидетельствует о высокотемпературной стадии кислотного выщелачивания (Огородников и др., 2004). При разложении железомагнезиальных силикатов во внутренних частях метасоматической колонки наблюдается новообразование крупночешуйчатого биотита, а внутри спутанно-волокнистого агрегата силлиманита (фибролита) — новообразование рудных минералов.

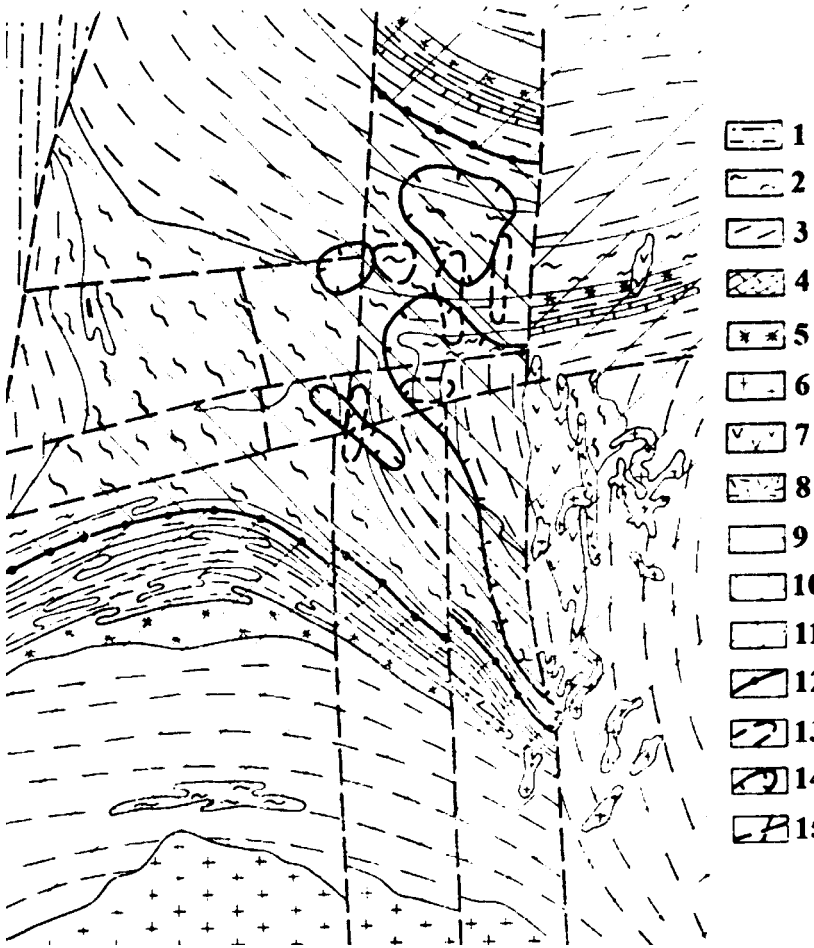


Рис. 109. Карта метаморфизма района северного обрамления Санарского гранитного массива:

1 — породы Светлинской свиты, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации; 2 — ставролит-биотит-плагиоклаз-кварцевые сланцы верхней толщи еремкинской свиты; 3 — биотит-плагиоклаз-кварцевые сланцы нижней толщи еремкинской свиты; 4 — мраморы; 5 — амфиболиты с куммингтонитом; 6 — граниты и пегматиты; 7 — габбро-амфиболиты; 8 — серпентиниты; 9 — зеленосланцевая фация; 10 — эпидот-амфиболитовая фация; 11 — амфиболитовая фация; 12 — изограда метаморфического силлиманита (кианита) и кордиерита; 13 — границы распространения метасоматического силлиманита (кианита); 14 — границы распределения метасоматического кордиерита; 15 — разрывные нарушения

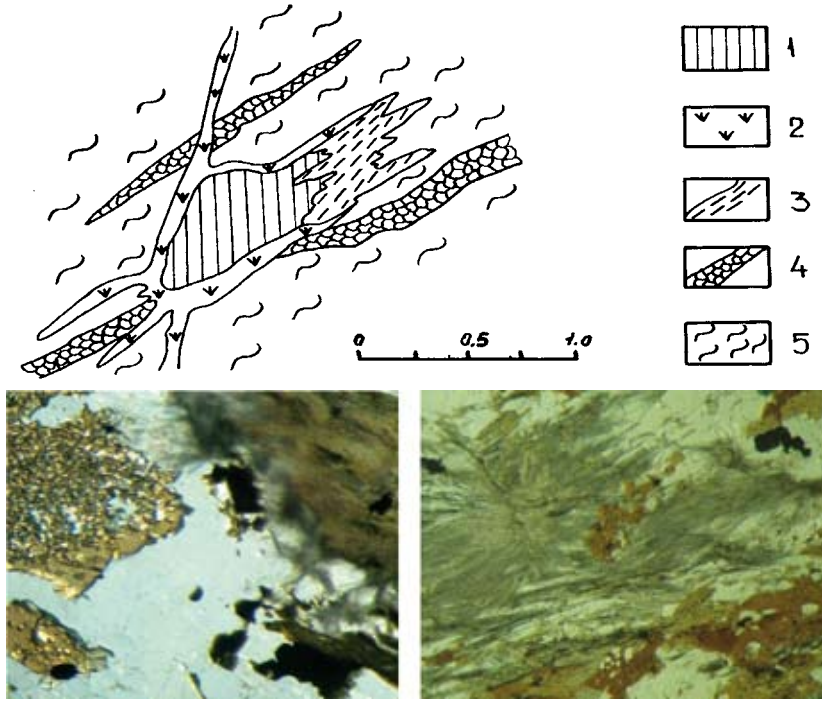


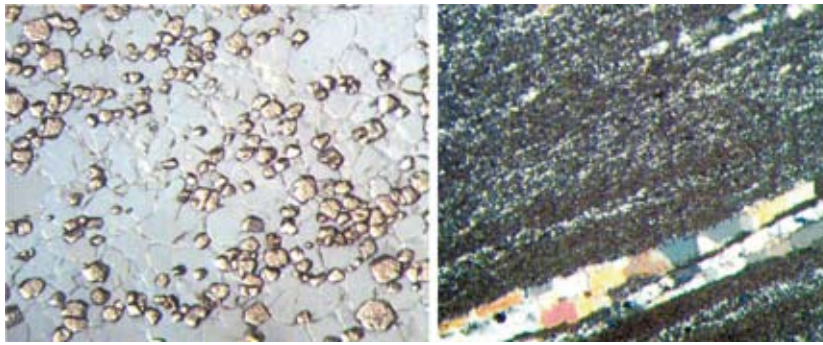
Рис. 110. Зарисовка кварцевой жилы с силлиманитовой оторочкой (забой гор. 15 м, шурфа № 680 Светлинское месторождение пьезокварца):

1 — стекловидный кварц, 2 — силлиманитовая оторочка, 3 — крупночешуйчатый метасоматический биотит, 4 — жилы перекристаллизации, 5 — вмещающие ставролит-биотит-плагиоклаз-кварцевые сланцы.

Ниже размещены фотографии шлифов, показывающие замещение метаморфических ставролита и биотита метасоматическим силлиманитом (фибролитом). Шлифы СС 680-1 и 2, без анализатора, увел. ×40

Появление больших скоплений силлиманита (фибролита) сопровождается возникновением большого количества кристаллов граната, вплоть до образования метасоматических тел гондитов (рис. 111). Особенностью новообразованного граната является его высокая марганцовистость, до 25–30 % спессартиновой молекулы, тогда как метаморфический гранат в сланцах представлен на 80–85 % альмандином и пиропом, спессартиновая молекула не превышает 2–8 % (Огородников и др., 2004).

Метасоматический кордиерит образуется за изоградой метаморфического кордиерита (см. рис. 109) и отличается от последне-



а б

Рис. 111. Развитие метасоматического марганцовистого граната (гонди-ты) в зонах развития метасоматического силлиманита и окварцевания (Светлинское месторождение пьезокварца).

Шлифы: а — СС 680/5, без анализатора, увел. ×40; б — СС 1Г, с анализатором, увел. ×20

го размерами, формой и составом. Метаморфический кордиерит наблюдается в виде мелких (0,5–1,0 см) неправильных выделений, переполненных включениями кварца, ставролита, биотита, плагиоклаза, рудных минералов. Рентгеноструктурные данные (c_0 = 9,35–9,36 Å; a_0 = 17,01–17,08 Å; Δ = 0,28–0,30) свидетельствуют о магнезиальном составе этого кордиерита (F = 0–10 % по диаграммам В.И. Кицула с соавторами (1971)). Метасоматический кордиерит обычно имеет размеры 5–7 см овальных выделений, содержащих относительно небольшое количество включений. Рентгеноструктурные данные (c_0 = 9,33–9,34 Å; a_0 = 17,08–17,16 Å; Δ = 0,13–0,16) позволяют определить железистость метасоматического кордиерита в интервале 24–27 %, что указывает на более низкую температуру его образования (Iiyama, 1960; Schreyer, 1966).

Метаморфогенный кианит пойкилобластовой структуры появляется вблизи изограды силлиманита, нередко совместно со ставролитом (рис. 112) в биотит-плагиоклаз-кварцевых сланцах.

Метаморфогенный кианит в плагиогнейсах преимущественно развивается в прослоях, обогащенных биотитом, замещая его (рис. 113). Несколько необычное замещение обусловлено неустойчивостью K^+ в кристаллической решетке биотита при высоких давлениях вследствие его большого ионного радиуса и слабой связи с ионами гидроксила (Bassett, 1960).

При замещении железомагнезиальных минералов в новообразованном кианите появляется большое количество рудных минералов (ильменит, гематит, рутил и др.), которые сильно

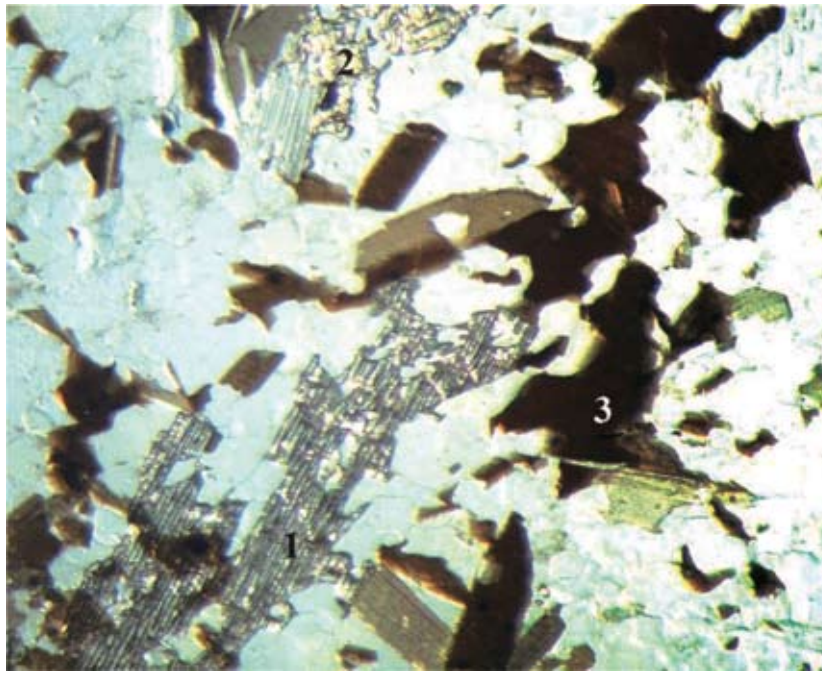


Рис. 112. Кианит(1)-ставролит(2)-биотит(3)-плагиоклаз-кварцевый сланец. Шлиф СС 502/94, без анализатора, увел. ×40 (Светлинское месторождение пьезокварца)

загрязняют его. Породы при этом обычно сохраняют полиминеральность, не имеют отчетливой метасоматической зональности. Так как типоморфные минеральные ассоциации образуются здесь в результате преобразований, приближающих породы к равновесию с возникающими в данной зоне термодинамическими условиями, они относятся к числу метаморфических образований.

Метасоматический кианит развивается в тех же зонах, что и метаморфогенный, или в тектонических зонах на значительном удалении от метаморфической изограды кианита, в результате последующих преобразований с формированием отчетливой метасоматической зональности, не зависящей в главных чертах от состава вмещающих пород и уровня их метаморфизма. В результате образуются кварцевые жилы с порфиробластическим голубым кианитом в зальбандах (рис. 114).

В зонах влияния тектонических нарушений типа взбросов и надвигов наряду с кианитовыми парагенезисами развиваются

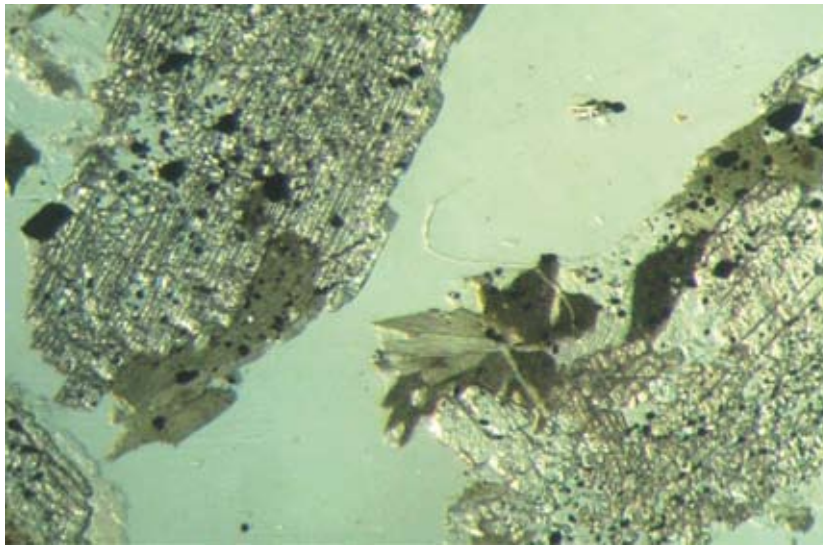


Рис. 113. Развитие метаморфогенного кианита по биотиту в биотит-плагиоклаз кварцевых сланцах. Шлиф СС 56/51, без анализатора, увел. ×40 (Светлинское месторождение пьезокварца)

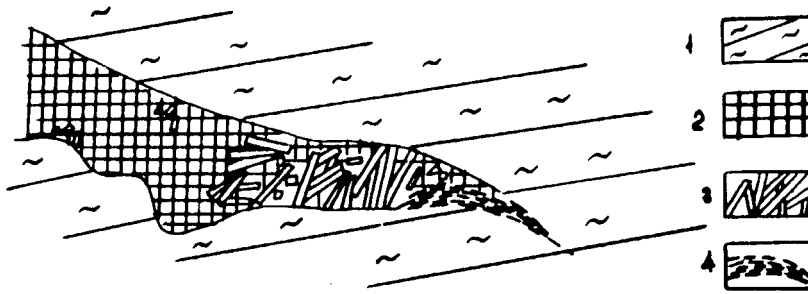
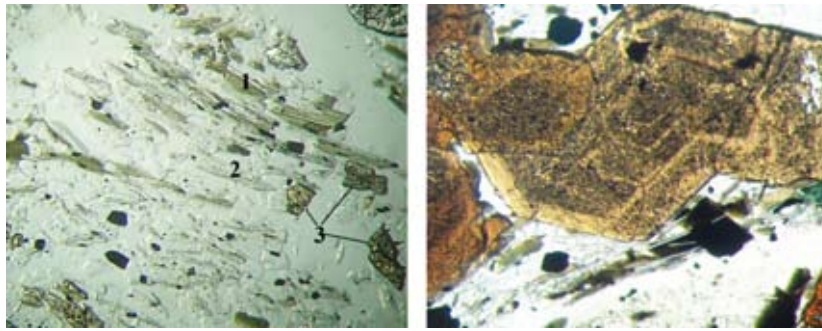


Рис. 114. Кварцевая жила с кианитом в биотит-кварц-плагиоклазовых сланцах (траншея № 6, Светлинское месторождение пьезокварца. Масштаб зарисовки 1:20, образец уменьшен в 4 раза):

1 — биотит-кварц-плагиоклазовые сланцы в зальбандах с мусковитом и кианитом; 2 — кварцевая жила; 3 — порфиробластические кристаллы голубого кианита (см. фото); 4 — скопление крупночешуйчатого биотита

Рис. 115. Секущие зоны крупнопорфировидных ставролит (на врезке)-мусковитовых метасоматитов (темный фон) в ставролит-биотит-плагиоклаз-кварцевых сланцах (забой траншеи № 13, Светлинское месторождение пьезокварца) (Огородников и др., 2004)



а б

Рис. 116. Перекристаллизация метаморфического и порфировидного метасоматического ставролита в зонах интенсивной мусковитизации (Светлинское месторождение пьезокварца):

а — ставролит(3)-биотит(1)-мусковит(2)-плагиоклаз-кварцевый сланец, шлиф 255/47, без анализатора, увел. ×20; б — интенсивно мусковитизированный ставролит-биотит-кварцевый сланец с крупнопорфировидным метасоматическим ставролитом; шлиф 255/83, без анализатора, увел. ×20

крупнопорфировидные мусковит-ставролитовые метасоматиты (Огородников и др., 2004). Наблюдения показывают, что зоны крупнопорфировидных ставролитовых сланцев имеют мощность 20–50 м и более, прослеживаясь по простиранию на расстоянии до 1 км. Эти сланцы выделяются среди окружающих их кристаллических сланцев не только отчетливо секущим по-

ложением (рис. 115) и иным минеральным составом, но и значительно большей крупностью зерен минералов. Размер зерен ставролита в ставролит-биотит-плагиоклаз-кварцевых сланцах достигает лишь 0,05–1,00 мм, тогда как в крупнопорфиробластовых ставролит-мусковитовых метасоматитах ставролит кристаллизуется в виде зональных, хорошо ограненных кристаллов, нередко в виде крестообразных двойников и тройников размером до 2,5–5,0 см (рис. 116).

В центральном и западном блоках Светлинского хрусталеносного месторождения широко развита кварц-жильная минерализация, представленная жилами выполнения. В минеральном составе околожильных оторочек развиты алюмосиликаты: силлиманит, кианит, андалузит, мусковит, алюмохлорит, плагиоклаз и др.

Кварцевые жилы сложены стекловидным, полупрозрачным и молочно-белым кварцем, обычно гигантокристаллической структуры, где отдельные блоки жильного кварца отделены друг от друга индукционными гранями и достигают в размерах 30–40 см. Жилы выполнения имеют достаточно крупные размеры, их мощность иногда достигает 2 м и более, по простиранию они прослеживаются до нескольких десятков метров. Приурочены жилы выполнения, как правило, к трещинам отрыва, местам приоткрывания трещин скалывания и трещинам отслоения в шарнирах складок.

Большой интерес представляют андалузитовые, андалузит-мусковитовые и полевошпат-андалузит-кварцевые околожильные изменения. На рис. 117 дана крупномасштабная зарисовка жилы описываемого типа. Как следует из этих зарисовок, граница между гигантокристаллическими блоками кварца и андалузитом четкая, ступенчатая и обусловлена идиоморфными очертаниями кристаллов андалузита. Жильный кварц обрастает андалузит, заполняя пространство между его кристаллами. Граница между кристаллами андалузита и полевым шпатом нечеткая, расплывчатая, а ширина зоны развития андалузита по плагиоклазу, как правило, не превышает 0,5 см. Андалузитовая оторочка всегда отделена от сланцев полевошпатовой зоной.

Андалузит из жил Светлинского хрусталеносного месторождения детально изучался Г.Н. Вертушковым (1946), В.Н. Огородниковым (1975). Андалузит представлен хорошообразованными кристаллами, размеры которых достигают 10–30 и 0,5–5,0 см в поперечнике (см. фото на рис. 117). На кристаллах андалузита наибольшее развитие имеют грани форм (110), (320) и (001), обусловливающие их призматический облик. Грани форм (100), (101)

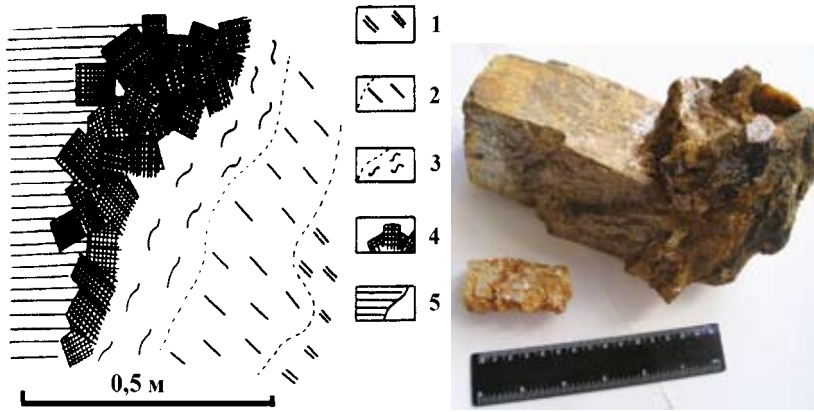


Рис. 117. Зарисовка хрусталеносной кварцевой жилы № 1394 с андалузитовой оторочкой (Светлинское месторождение горного хрусталя):

1 — слабоизмененные ставролит-биотит-плагиоклаз-кварцевые сланцы, 2 — биотит-плагиоклаз-кварцевая зона, 3 — плагиоклаз-кварцевая зона, 4 — андалузит-кварцевая оторочка, 5 — жильный кварц.

На фото кристалл андалузита из этой жилы размером 12 см

и (011) наблюдаются значительно реже. По времени образования андалузит более ранний минерал, чем цементирующий их жильный кварц.

Светлинское месторождение горного хрусталя — единственное место в России, где в одном месте (на ограниченном пространстве) в породах можно обнаружить одновременно силлиманит, кианит и андалузит. Кианит в этих ассоциациях чаще всего метаморфогенный. Силлиманит обычно развивается по кианиту и также нацело замещает метасоматический андалузит (рис. 118).

Светлинское рудное поле (редкометалльных пегматитов, хрусталеносных кварцевых жил и золотооруденение) имеет блоковое строение, что обусловлено наличием древнего сиалического блока в его центральной части, нахождением его в зоне влияния шовных зон (Огородников, 1993; Сазонов и др., 2001) и в связи с этим широким развитием в его пределах разноориентированных (субмеридиональных, северо-восточных субширотных, северо-западных) разломов (см. рис. 109). В рудном поле выделены четыре субмеридионально ориентированных блока. Первый (восточный) имеет ширину около 4 км. По данным В.Н. Огородникова (1975), он среди всех блоков является наиболее приподнятым. Этот блок сложен преимущественно гнейсогранитами, микрогнейсами биотит-

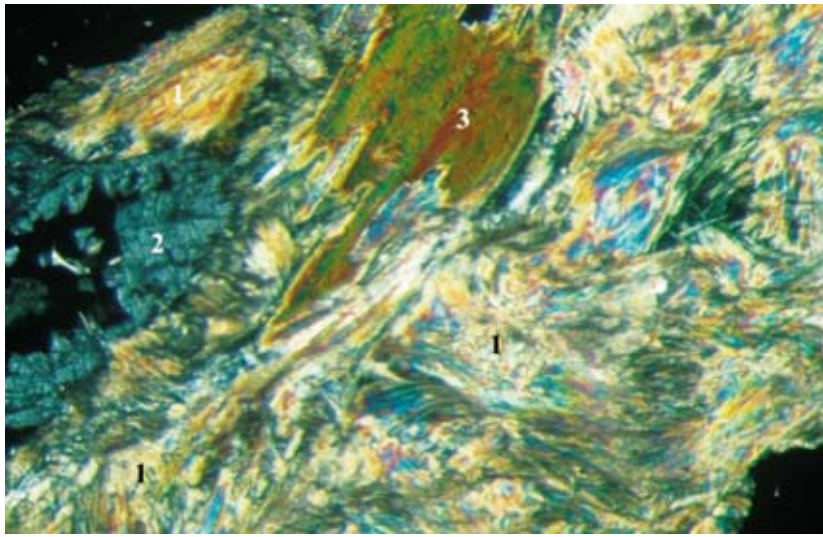


Рис. 118. Развитие метасоматического силлиманита (фибролита) (1) по раннему андалузиту (2) и бурому биотиту (3) в околожильных метасоматитах кварцевой жилы (Светлинское месторождение пьезокварца, II Косаревский участок). Шлиф СС 53, с анализатором, увел. ×40

кварц-плагиоклазового состава с силлиманитом, кордиеритом. Они относятся к нижней толще метаморфитов амфиболитовой фации. Отличительная особенность блока — широкое распространение даек гранит-аплитов Санарского гранитного комплекса.

Второй к западу (центральный) блок шириной 1,5 км представлен микрогнейсами и кристаллическими сланцами нижней и верхней толщ метаморфического комплекса, среди которых отмечаются маломощные тела ортоамфиболитов. Зона контакта между первым и вторым блоками трассируется телами серпентинизированных (антигоритизированных) ультрабазитов (пироксениты, гарцбургиты) и крупным телом габбро-амфиболитов (см. рис. 109).

Третий (западный) блок имеет небольшое смещение относительно второго по тектоническому нарушению и размер по ширине 3 км, сложен метаморфитами эпидот-амфиболитовой фации. В этом блоке тела жильных гранитоидов не устанавливаются, а амфиболиты — исключительная редкость.

Наконец, четвертый блок, в пределах которого размещается Светлинское золоторудное месторождение, отделен от первых трех

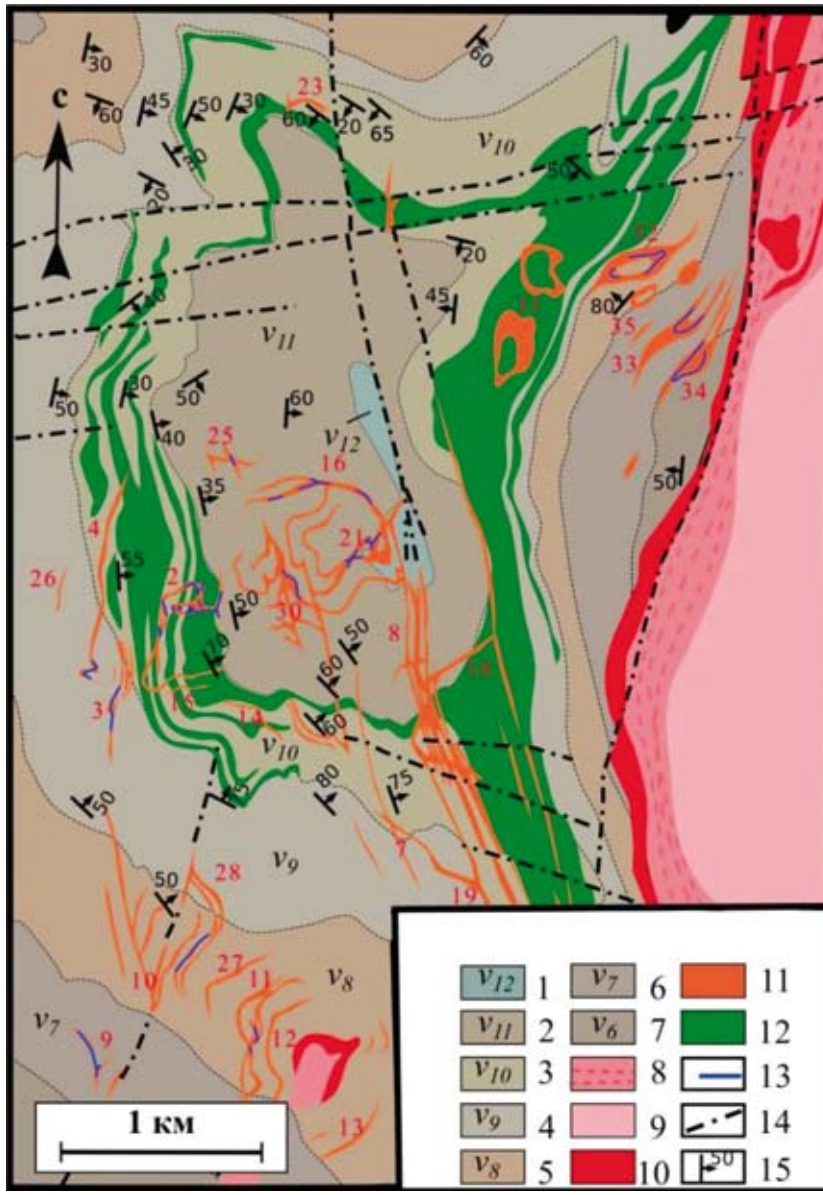


Рис. 119. Геолого-литологическая карта Светлинского поля аплитовидных гранитов и редкометалльных пегматитов:

1 — кварц-плагиоклаз-биотитовые сланцы с силлиманитом; 2 — кварц-плагиоклаз-биотитовые сланцы с участками с обильным амфиболом и став-

крупной грабенообразной структурой и Светлинским сбросом, имеет ширину более 6 км. Он представлен породами терригенно-вулканогенного комплекса, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. В работах (Корово-мантийное оруденение..., 1989; Огородников, 1993; Золоторудная, редкометалльная и хрусталеносная минерализации..., 2014) показано, что вдоль разломов интенсивность метаморфизма-метасоматоза поднимается на глубине до эпидот-амфиболитовой фации. Отметим, что в образования этой фации могут трансформироваться любые породы, включая дайки диабазов и габбро-диабазов.

В первом блоке распространены редкометалльные и хрусталеносные пегматиты, в четвертом — золотопродуктивные кварцевые жилы и зоны минерализации боковых пород, во втором и третьем блоках — хрусталеносные кварцевые жилы, иногда с золотом.

Гранитные пегматиты в Светлинском рудном поле развиты, как уже отмечено, в первом (восточном) блоке. Место их локализации (рис. 119) — экзоконтакт (полоса шириной 2,5–3,0 км) Борисовского массива нормальных позднепалеозойских гранитов. Пегматиты тесно сопряжены с телами гранит-аплитов, которые контролируются трещинами скола и отрыва СВ и СЗ простирания. Форма тел гранит-аплитов и пегматитов весьма сложная. Большей частью она определяется сочетанием полого- и крутопадающих тел. Минеральный состав собственно пегматитов, по А.С. Талан-цеву (1988), следующий, об. %: кварц — 32–36, микроклин — 20–22, олигоклаз — 34–40, биотит — до 1, мусковит – 3–7.

Светлинские гранитные пегматиты тесно связаны с гранит-аплитами; в породах метаморфического комплекса они отмечаются, но редко. Выделены полого-, наклонно залегающие и крутопадающие их разности (рис. 120). Форма тел пегматитов большей частью коррелирует с таковой тел гранит-аплитов.

ролитом; 3 — плагиоклаз-биотит-амфиболовые сланцы с согласными линзами амфиболов переменного состава; 4 — плагиоклаз-биотитовые крапчатые сланцы со ставролитом и амфиболом; 5 — сланцы кварц-биотитовые с плагиоклазом, изредка с силлиманитом; 6 — маркирующий горизонт переслаивания углисто-кремнистых сланцев и кварц-биотитовых сланцев с обильным кордиеритом и гранатом; 7 — сланцы биотитовые с кордиеритом, гранатом и силлиманитом; 8 — граниты биотит-микроклиновые гнейсовидные; 9 — граниты с порфировидными выделениями микроклина; 10 — граниты мелкозернистые биотит-микроклиновые краевой фации; 11 — граниты аплитовидные и аляскитоподобные дайковой фации; 12 — амфиболиты переменного состава, серпентиноподобные породы; 13 — пегматиты; 14 — тектонические нарушения; 15 — элементы залегания пород. Номера пегматит-аплитовых тел обозначены красными цифрами

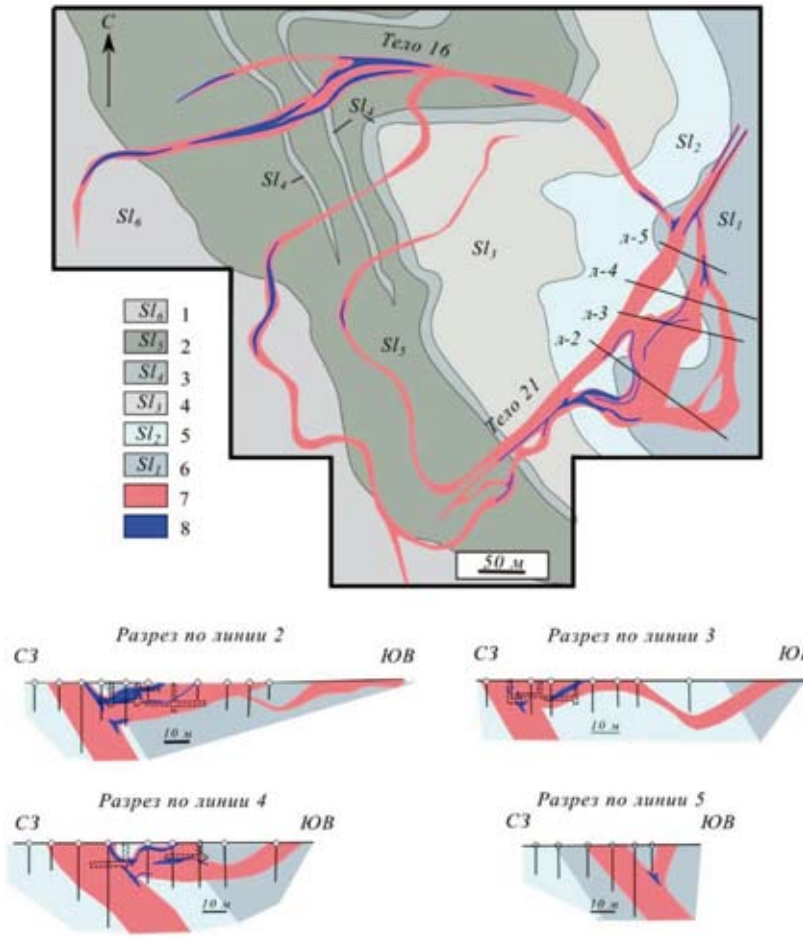


Рис. 120. Форма пегматитов в аплитовом теле № 21 (Таланцев, 1988):

1 — сланцы кварц-биотит-силлиманитовые; 2 — сланцы кварц-полевошпат-биотит-амфиболовые с прослоями биотит-ставролитовых сланцев и амфиболитов; 3 — сланцы кварц-биотитовые с варьирующим количеством серицита; 4 — сланцы кварц-биотит-амфиболовые; 5 — сланцы кварц-биотитовые со ставролитом, реже с гранатом; 6 — сланцы биотит-ставролит-кварцевые с крупным ставролитом; 7 — аплитовые граниты; 8 — пегматиты

При первом знакомстве с внутренним строением пегматитовых тел в гранит-аплитах создается впечатление, что в них совершенно хаотично перемешан неравномерно-зернистый пегматитовый и гранит-аплитовый материал (рис. 121).

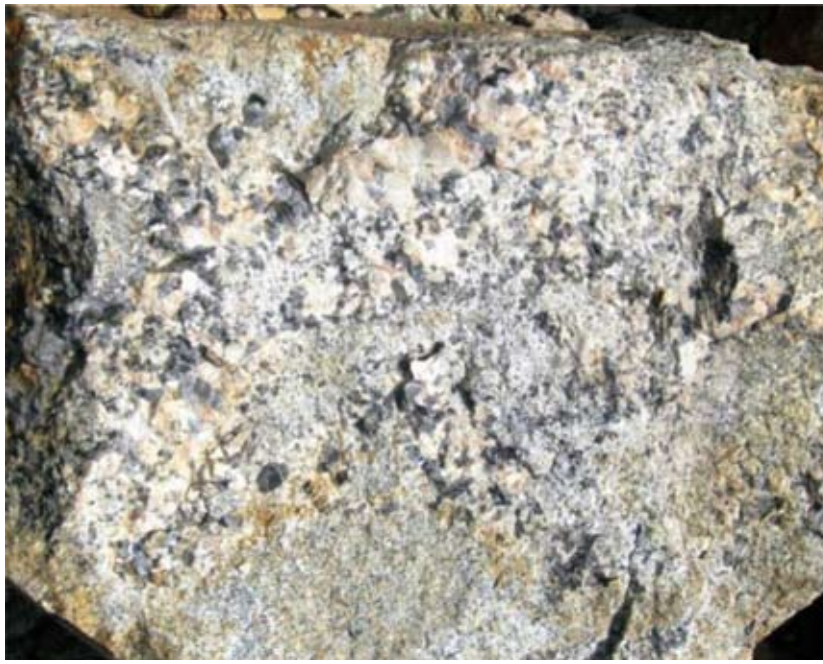


Рис. 121. Неоднородное сложение пегматоидных прожилков в теле аплит-гранита (стенка пегматитового карьера № 2. Светлинское месторождение редкометалльных пегматитов)

Среди пегматитовых тел обычно выделяются следующие разновременные минеральные образования, различающиеся по составу и строению (Родионов, 1965).

1. Мелко-, среднезернистые пегматитовые прожилки гранитовой структуры (рис. 122).

2. Пегматиты графической (рис. 123) и апографической структур (рис. 124). Графические структуры, развивающиеся полосами, отдельными зонами к центру или осям пегматитовых тел постепенно укрупняются, сменяясь мелко-, а затем и среднезернистым «письменным гранитом», в котором серии субпараллельно ориентированных ихтиоглиптов темно-дымчатого кварца четко фиксируют сектора роста индивидов полевого шпата. Далее к центру пегматита одновременно с укрупнением кварцевых ихтиоглиптов начинает усложняться морфология последних, и классические графические структуры постепенно сменяются более сложными, которые принято называть апографическими или субграфическими (Никитин, 1968; Таланцев, 1988).

Рис. 122. Мелко-, среднезернистые пегматитовые прожилки в гранит-аплите (карьер № 2, Светлинское месторождение редкометалльных пегматитов)

Рис. 123. Зона эвтектической графики в пегматите (забой карьера № 2, Светлинское месторождение редкометалльных пегматитов)

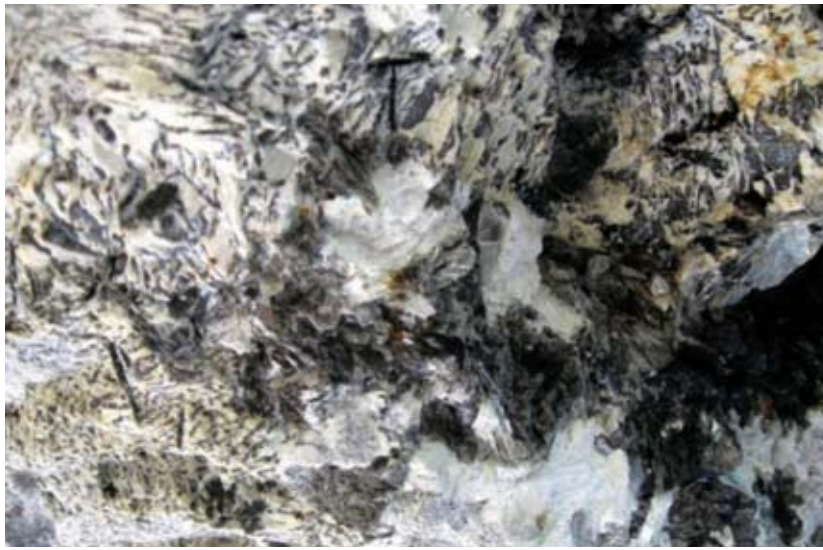


Рис. 124. Апографическая зона с наложенными блоками микроклина и кварца (Светлинское месторождение редкометалльных пегматитов)

Рис. 125. Блоковая микроклин-кварцевая зона в пегматитах (Светлинское месторождение редкометалльных пегматитов)

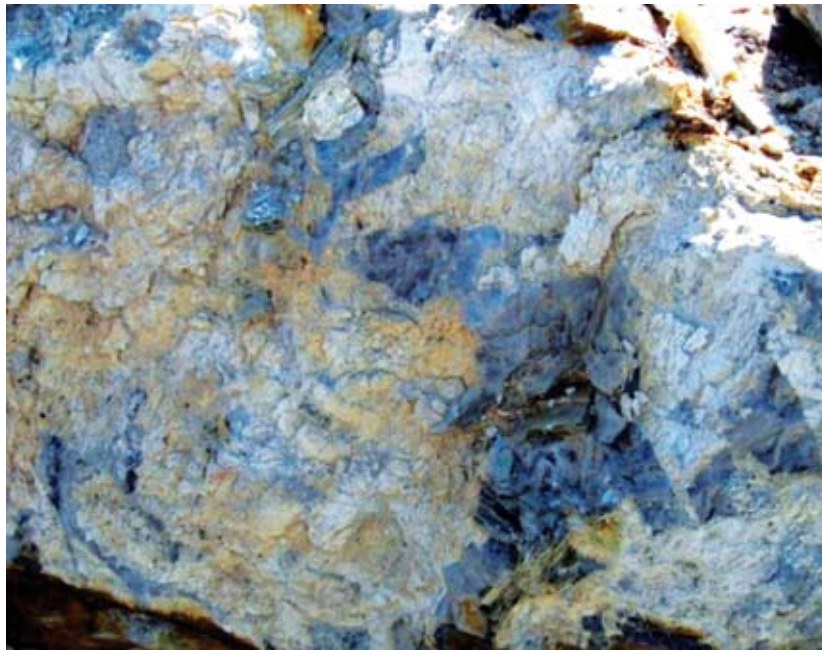


Рис. 126. Образование крупночешуйчатого мусковита в блоковой микроклин-кварцевой зоне пегматита (Светлинское месторождение редкометалльных пегматитов)

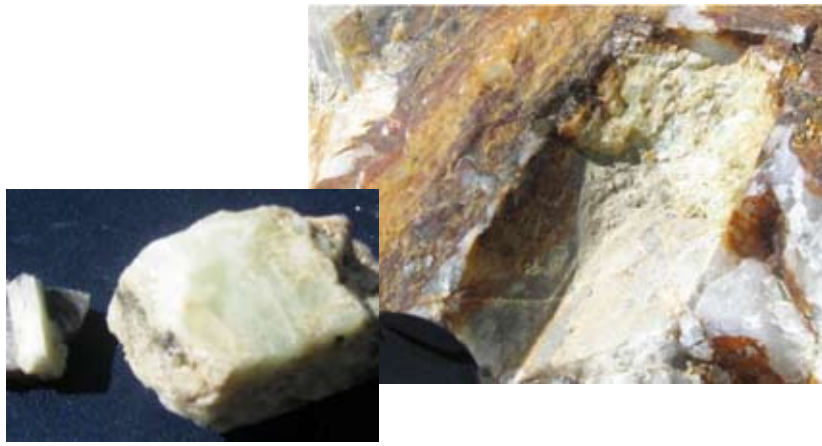


Рис. 127. Рудоразборный берилл (остатки) в кварцевом ядре пегматита (Светлинское месторождение редкометалльных пегматитов)

Рис. 128. Кварцевое ядро с оторочкой блокового микроклина, который замещается крупночешуйчатым мусковитом (Светлинское месторождение редкометалльных пегматитов)

3. Мономинеральные зоны микроклина и его обособления в блоковых пегматитах (рис. 125), а также крупные кристаллы в блоковых пегматитах мусковита (рис. 126), берилла (рис. 127).

4. Обособления кварца в осевых зонах пегматитовых тел или в блоковых пегматитах (рис. 128).

5. Выделения альбита в ассоциации с акцессорным бериллом, касситеритом и колумбит-танталитом.

Анализ особенностей этих минеральных образований позволяет заметить, что часть их возникла, как это и предполагал А.Е. Ферсман и его последователи, при кристаллизации из магматического расплава, другая же часть обязана появлением, как и доказывал В.Д. Никитин и его соратники, процессам замещения и перекристаллизации.

Метасоматический характер преобразований проявляется в наложении кварц-мусковитового комплекса на микроклин-кварцевую графическую зону. «Ельчатые» кварц-мусковитовые агрегаты разрастаются в графической зоне от зальбандов по нормали внутрь пегматита (рис. 129).

Рис. 129. Метасоматический рост «ельчатых» кварц-мусковитовых агрегатов в мелкозернистой графике (карьер № 2, Светлинское месторождение редкометалльных пегматитов)

Кварц-мусковитовые «ельчатые» агрегаты слагаются множеством мелких чешуек мусковита и сильно вытянутых зерен кварца, то ориентированных параллельно, то расходящихся под углами 28–36°. Соотношение кварца и мусковиту в них всегда постоянно и в молекулярных количествах равно 10,5:1,0 (Таланцев, 1988). В плоскостях излома, обычно ориентированных в направлении, близком к их оси, они имеют строение, напоминающее ветвящиеся морозные узоры или рисунок ветви ели, из-за чего обычно и называются «ельчатыми». В объеме они представляют собой или конусы, направленные вершиной к зальбанду, а расширяющейся частью — к центру пегматита, или серии таких конусов, слившихся вершинами и расходящихся в сторону центра пегматита в виде своеобразной «метелки».

Любопытная особенность «ельчатых» агрегатов заключается в строго выдержанном соответствии размеров кварцевых индивидов в них размерам кварцевых ихтиоглиптов в окружающих графических и апографических зонах (рис. 130). Мелкозернистые у контакта пегматита, откуда начинается их разрастание, они

Рис. 130. Развитие крупночешуйчатого мусковита в крупнозернистых ихтиоглиптах пегматита (Светлинское месторождение редкометалльных пегматитов)

Рис. 131. Крупнокристаллический мусковит на границе блокового микроклина (Светлинское месторождение редкометалльных пегматитов)

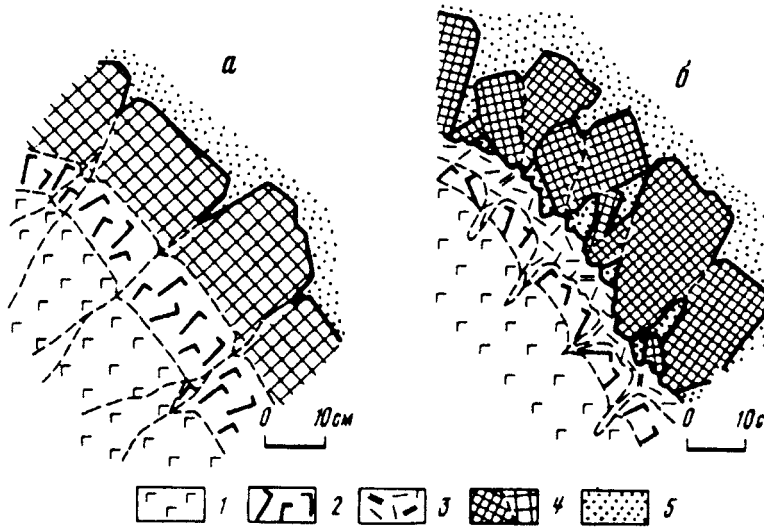


Рис. 132. Два типа формирования зоны блокового микроклина. Зарисовка детали тела № 21. (Таланцев, 1988):

а — после кварц-ортоклазовой апографики, б — после кварц-мусковит-олигоклазовой зоны.

1 — графическая зона, 2 — апографическая кварц-ортоклазовая зона, 3 — кварц-мусковит-олигоклазовая зона, 4 — блоковый микроклин, 5 — кварцевое ядро

по мере перехода в средне-, а затем в крупнозернистую графику становятся все более крупнокристаллическими, а в блоковой зоне заканчиваются «кустами» довольно крупных (до 4–6 см в поперечнике и до 1 см толщиной) идиоморфных мусковитовых пластин, врастающих в массу блокового микроклина (рис. 131).

Кустовой» крупнопластинчатый мусковит образует сростки пластин размером до 4–6 см со сложным двойникованием. Мусковит содержит Rb (0,05–0,15 %) и Li (0,03–0,25 %), MgO и CaO — следы (Таланцев, 1975).

Закономерная смена графических структур блоковыми, фиксирующаяся в любом пегматите, от крупных тел до самых мелких шлиров отражает переломный момент в развитии пегматитового процесса, когда совместная кристаллизация полевых шпатов и кварца резко прекращается и начинается кристаллизация только микроклина. Если на границе графической части пегматита с блоковой зоной нет никаких осложняющих явлений, прекрасно видно, что в каждом полевошпатовом индивиде кварцевые ихти-

Рис. 133. Пегматоидные структуры пегматита. Видна альбит-олигоклазовая зона в обрамлении микроклин-кварцевой зоны (Светлинское месторождение редкометалльных пегматитов)

оглипты строго одновременно прекращают свое развитие, а рост блоков микроклина продолжается и далее (рис. 132).

Значительно чаще графическая часть пегматита оказывается отделенной от блоковой зоны то узкой и прерывистой, то, наоборот, сплошной и достаточно широкой (до 20 см, реже больше), нестабильной по мощности полоской или зоной развития олигоклаз-альбита и мусковита. Возникшие при этом структуры называются пегматоидными (рис. 133).

Кварцевые ядра гранитных пегматитов практически всегда сопровождаются альбит-слюдяными зонами. Характерной чертой обрамлений кварцевых ядер является зональное распределение главных минералов и их разновидностей. Если в них присутствуют и альбит, и слюды, то первый всегда концентрируется у границ с блоковым микроклином, в то время как вторые тяготеют к зальбандам кварцевых ядер. При чисто альбитовом составе зон обрамления по границе с блоковой зоной развивается мелкозернистый альбит, а в направлении к контакту с ядром он сменяется пластинчатым клевеландитом, а иногда и крупнопластинчатым (Таланцев, 1971, 1988).

Установлено, что с альбитом и мусковитом тесно связана редкометалльная минерализация пегматитов, а наиболее резко дифференцированными и интенсивно насыщенными альбитом и отчасти мусковитом оказываются тела, максимально удаленные от материнского источника. Обусловленная этим фактором зональность пегматитовых полей имеет единую для восточного склона Урала схему — по направлению от материнского гранитного очага в них выделяются зоны пегматитов: 1) микроклиновых и плагиоклаз-микроклиновых; 2) микроклин-мусковитовых; 3) микроклин-альбитовых; 4) микроклин-альбитовых с лепидолитом; 5) альбит-мусковитовых, а далее поля кварцевых жил, нередко несущих редкометалльное и золотооруденение (Таланцев, 1971, 1988; Огородников, 1975, 1993; Огородников и др., 2004; Золоторудная, редкометалльная и хрусталеносная минерализации..., 2014).

В любом пегматите однозначно устанавливается, что по крайней мере на 50–70 % они образуются за счет замещения альбитом зоны блокового микроклина. Альбит, обычно мелкозернистый, «сахаровидный», проникает в микроклин в виде многочисленных прожилков, «заливов», интенсивно его замещая. Если зонообразующие или сопутствующие им редкометалльные минералы

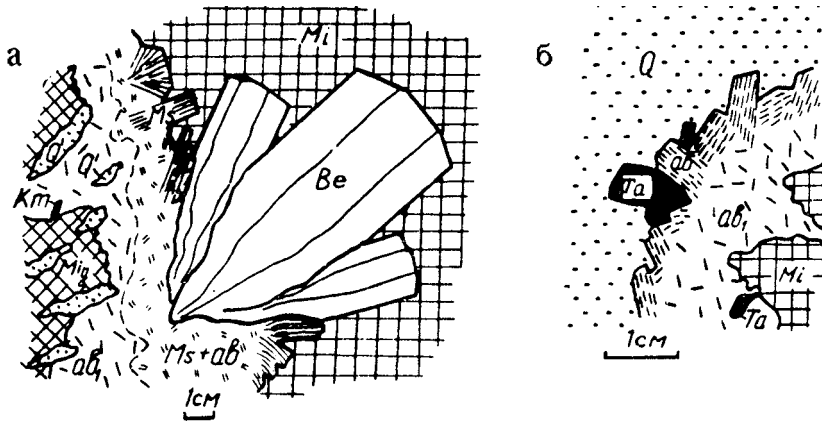


Рис. 134. Детали строения альбит-мусковитовых зон пегматитов Светлинского месторождения редкометалльных пегматитов (Таланцев, 1971):

ab — пластинчатый альбит и клевеландит; ab_1 — мелкозернистый альбит, замещающий микроклин; *Be* — берилл; *Km* — колумбит; *Mi* — микроклин блоковой зоны; *Mig* — микроклин графической зоны; *Ms* — мусковит; *Ta* — танталит; Q — кварц ядра

представлены кристаллами, то у них имеется лишь одна хорошо образованная головка, всегда ориентированная в сторону ядра. Противоположные концы кристаллов имеют конусную или неправильную форму (рис. 134).

К блоковому микроклину тяготеют мелкочешуйчатые массы мусковита, содержащего незначительное количество редких щелочей. По направлению к кварцевому ядру мусковит всегда становится более крупнопластинчатым, глубоко врастающим в массу кварца (рис. 135).

При разборке кварцевых ядер из пегматитов несколько раз были встречены обломки берилла в массе кварца, повернутые относительно корневой части на 10–30° (рис. 136).

Рассматриваемые взаимоотношения берилла и кварца обусловлены воздействием кислого расплава-раствора при заполнении полости ядра.

Особенности распределения, состава и морфологии танталониобатов. Танталониобаты в редкометалльных гранитных

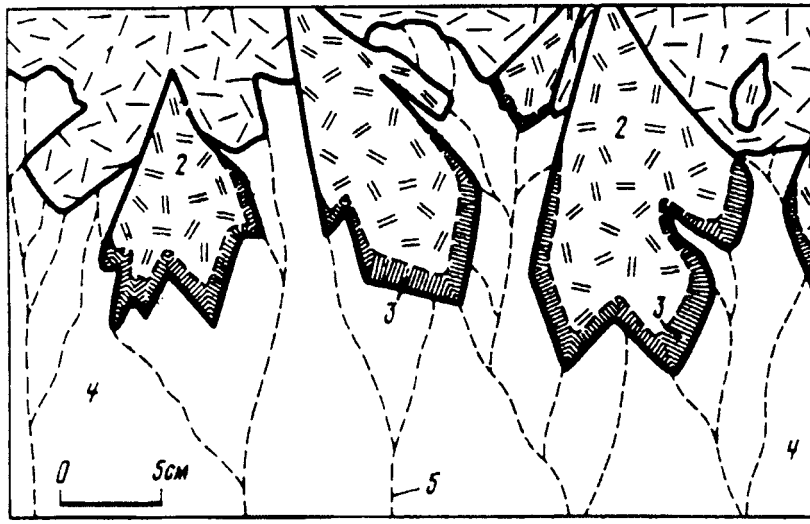


Рис. 135. Крупнопластинчатый мусковит в контакте кварцевого ядра (зарисовка тела № 2, Светлинское месторождение редкометалльных пегматитов):

1 — альбит; 2 — крупночешуйчатый мусковит; 3 — кайма лучистого салатно-зеленого мусковита поздней генерации (фото); 4 — кварцевое ядро; 5 — границы шестов гигантозернистого кварца

Рис. 136. Переломленный кристалл берилла в кварцевом ядре (Светлинское месторождение редкометалльных пегматитов)

пегматитах, как известно, представлены главным образом минералами группы колумбита-танталита. Представители этой группы различаются как по морфологическим особенностям, так и по содержанию главных компонентов (Fe, Mn, Nb, Ta). В некоторых пегматитовых телах микроклин-альбитового типа состав минералов этой группы варьирует от ферроколумбита в призальбандовых частях тел до манганотанталита в окаймлении кварцевых ядер. Отчетливо устанавливается влияние концентрации лития на дифференциацию ниобия и тантала в ходе пегматитового процесса (Гинзбург, 1957; Кузьменко, 1961).

Одними из наиболее распространенных в шлихах из структурной коры выветривания Светлинского месторождения редкометалльных пегматитов являются минералы группы танталита-колумбита. Они образуют различные по морфологии кристаллы: от длинно- до уплощеннопризматических и чечевицеобразных. Изучение кристаллов было выполнено на гониометре ГД-1. В результате на кристаллах установлены следующие простые формы: пинакоиды *a* {100}, *b* {010}, *c* {001}; ромбические призмы *m* {110}, *g* {130}, *y* {160}, *e* {201}, *i* {101}, *k* {011}; ромбические дипирамиды *o* {131}, *n* {211}, *u* {111} (Суставов и др., 2013).

Большое морфологическое разнообразие кристаллов послужило основой для разделения их на пять групп. В первую попали столбчатые кристаллы с удлинением, которое колеблется от 1:6 до 1:8 (рис. 137а). Поперечное сечение может быть округлым или прямоугольным. В последнем случае кристаллы заметно уплощены в плоскости второго пинакоида. Степень уплощения кристаллов варьирует от 3:5 до 2:5. В огранении головки подобных кристаллов присутствует или одна дипирамида *o* {131}, или в комбинации с ромбической призмой *e* {201}. Наибольшим совершенством обладают грани вертикального пояса, грани головки часто содержат те или иные дефекты. В ряде случаев в краевой части кристалла наблюдается конусовидная головка, гранями прислонения и индукционными поверхностями (рис. 138). В отдельных случаях «корневая» часть кристалла представлена остропирамидальной комбинированной поверхностью, состоящей из узких плоских граней и более широких ячеистых. Последние несколько напоминают индукционные.

Вторая группа кристаллов представлена уплощенно-блочными индивидами с преобладающими гранями трех пинакоидов (см. рис. 137в, 139). Уплощение происходит в плоскости второго пинакоида, грани которого наиболее развиты на кристаллах. Соотношение линейных размеров по трем координатным осям коле-

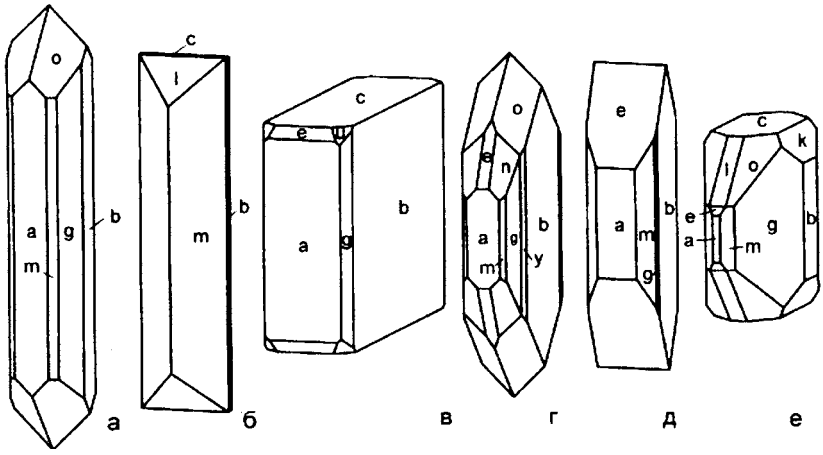


Рис. 137. Типы кристаллов колумбита Светлинского месторождения редкометалльных пегматитов (Суставов и др., 2013):

а — столбчатый, б — арсенопирито-подобный, в — уплощенно-блочный, г — копьевидный, д — зубиловидный, е — чечевицеобразный

Рис. 138. Конусовидное окончание столбчатого кристалла колумбита (Светлинское месторождение редкометалльных пегматитов)

блется в пределах от 4:1:6 до 6:1:10. Кристаллы с незначительным развитием остальных простых форм расщеплены в плоскости (100) (рис. 140). В некоторых случаях на гранях второго пинакоида наблюдаются грубые вицинали, повторяющие форму грани. В единичных кристаллах отмечается изгиб в плоскости (010) в результате пластической деформации. В ряде случаев грани ромбической дипирамиды *u* {111} и ромбической призмы *e* {201} сильно увеличиваются за счет граней первого и третьего пинакоидов, придавая головке заостренную форму.

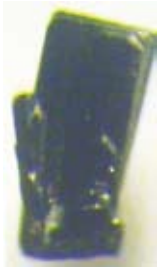


Рис. 139. Уплощенно-блочный кристалл колумбита Светлинского месторождения редкометалльных пегматитов

Рис. 140. Радиальный сросток уплощенно-блочных кристаллов Светлинского месторождения редкометалльных пегматитов

Кристаллы третьей группы имеют уплощенно-копьевидную форму с развитым вертикальным призматическим поясом (см. рис. 137г, 141). Линейные размеры кристаллов соотносятся в среднем как 2:1:4. Наиболее развиты в вертикальном поясе грани второго пинакоида {010}, в то время как грани первого пинакоида и ромбической призмы *g* {130} на разных кристаллах могут иметь разную площадь. На гранях головки наряду с наиболее встречаемыми простыми формами — ромбической призмой *e* {201} и ромбической дипирамидой *o* {131}, на некоторых кристаллах отмечаются грани ромбической дипирамиды *n* {211}. Наибольшим совершенством поверхности обладают грани второго пинакоида. Грани остальных простых форм вертикального пояса в разной мере шероховаты. Поверхности граней головки менее совершенны и часто искажены.

Рис. 141. Двойник из индивидов копьевидных кристаллов колумбита Светлинского месторождения редкометалльных пегматитов

Форма кристаллов четвертой группы напоминает несколько уплощенное зубило (см. рис. 137д). Линейные размеры кристаллов находятся в диапазоне соотношений от 2:3:6 до 1:1:5. Среди граней вертикального пояса доминируют грани первого и второго пинакоидов, несколько осложненные узкими гранями ромбических призм *m* {110}, *g* {130}. Среди граней головки доминируют грани ромбической призмы *e* {201}, одни или слегка усложненные гранями ромбической дипирамиды *o* {131}. Грани первого и второго пинакоидов нередко имеют мелкобугристую поверхность. Ближе к головке в плоскости (100) кристаллы начинают утолщаться, испытывая слабое расщепление. На гранях первого и второго пинакоидов нередко наблюдаются белые четырехугольные включения, одиночные или вытянутые в виде цепочки из трех или четырех изолированных включений вдоль оси *c* (рис. 142). Размер включений менее 0,1 мм. По данным рентгеноспектрального определения состава включения представлены монацитом-(Ce).

Рис. 142. Цепочечные вростки монацита в кристаллы колумбита Светлинского месторождения редкометалльных пегматитов

Пятая группа кристаллов резко отличается от остальных по размерам, которые в два раза меньше и имеет чечевицеобразную форму (см. рис. 137е). Диапазон соотношений по трем координатным осям варьирует от 2:1:2 до 3:1:3, принимая иногда значения 3:2:1. По сравнению с другими кристаллами большим удлинением они обладают по оси x, даже при равенстве соотношений по оси z они несколько короче. В единичных случаях встречаются кристаллы, резко уплощенные по оси z. Преобладающими гранями на кристаллах являются грани ромбической призмы g {130}, площадь которых увеличивается за счет граней второго пинакоида. В огранении головки появляются грани ромбических призм *i* {101} и *k* {OH}, которые отсутствуют в огранении других кристаллов. При резком уплощении кристаллов по оси z на головке доминирующей гранью становится третий пинакоид.

Химический состав минералов группы колумбита выполнен на электронном сканирующем микроскопе JSM-6390LV в лаборатории ФХМИ Института геологии и геохимии УрО РАН с ЭДС-приставкой INCA X-Max (табл. 8). Состав каждого кристалла определялся в центре и краевой зоне, если была выявлена зональность или включения в теле кристалла, то отдельно анализировалась каждая зона и включения. Отдельно проанализированы зерна, окраска которых изменялась от бледно-розовой до насыщенной красной, и черные зерна с ясно выраженными красновато-бурыми рефлексами.

При изучении химического состава кристаллов и зерен танталониобатов выявлены закономерности. Основная масса проанализированных кристаллов, относящихся к первым четырем типам, является колумбитом-(Fe). Лишь чечевицеобразные кристаллы пятого типа представлены колумбитом-(Mn). Кроме того, встречен единичный «арсенопиритоподобный» кристалл, состав которого соответствовал танталиту-(Fe). Бледно-розовые зерна имеют следующий состав, мас. %: MnO — 14,06–14,30; Nb_2O_5 — 4,36–5,15; Ta_2O_5 — 80,55–81,58; состав насыщенно красных зерен: MnO — 12,27–12,48; FeO — 1,79–2,00; Nb_2O_5 — 3,53–3,92; Ta_2O_5 — 81,81–82,20, он соответствуют танталиту-(Mn). Зерна с красно-бурыми внутренними рефлексами содержат в составе, мас. %: MnO — 14,69–16,93; FeO — 2,10–3,66; Nb_2O_5 — 50,39–57,28; Ta_2O_5 — 23,69–31,26, он ответствуют колумбиту-(Mn).

С помощью анализа поведения отдельных видообразующих элементов в составе минерала закономерностей установить не удается, содержания их меняются статистически.

Все кристаллы имеют различный состав в краевых и центральных частях. Изменения содержаний испытывают как 2-валентные катионы, так и 5-валентные. Все минералы, отвечающие железистым представителям группы, содержат в составе примесь TiO_2, в то время как в марганцевых аналогах эта примесь отсутствует. Содержание ее в кристаллах варьирует от 0,43 до 2,26 %, составляя в среднем 1,1 %. В кристаллах колумбита-(Fe) в разных зонах кристалла эпизодически присутствуют примеси ThO_2 (0,03–0,22 %) и UO_2 (0,05–0,55 %). В остальных представителях группы эти примеси не установлены.

Наиболее близкими к своим крайним представителям являются минералы подгруппы танталита. Содержание молекулы танталита-(Fe) и танталита-(Мп) в этих минералах может превышать 90 %. В то время как в наиболее распространенном колумбите-(Fe) содержание аналогичного минала находится в интервале 57–75 %. Зональность, выявляемая в кристаллах, может быть контрастной, когда в отраженных электронах в кристалле насчитывается до шести зон. Центральная зона представлена растворенным фрагментом, показывающим, что на начальных этапах растворы были достаточно кислыми и растворяли только образовавшиеся кристаллы. На внутренних зонах кристалла видно, что скорость роста в вертикальном направлении по оси *c* была выше, чем в поперечном по оси *a*. На заключительном этапе мощность новой зоны уже не от направления. Каждая зона имеет специфический состав основных компонентов и элементов примесей. Содержание тантала и ниобия в них может меняться от 4–5 до 10 % и более. Кристаллы, обладающие такой контрастной зональностью, претерпевают расщепление и дают веерообразные сростки кристаллов (рис. 143). При различии центральной части и краевой зоны кристалла в 1–2 % по 5-валентным катионам зональность становится неконтрастной

Рис. 143. Веерообразный сросток кристаллов колумбита (Светлинское месторождение редкометалльных пегматитов)

Таблица 8

Химический состав кристаллов минералов группы колумбита

Тип кристалла	Положение зонда	Химический состав, в мас %								Кристаллохимическая формула
		MnO	FeO	Nb_2O_5	Ta_2O_5	TiO_2	ThO_2	UO_2	Сумма	
1.	центр	7,90	10,90	50,84	29,20	1,00	0,03	0,13	100,0	$(Fe_{0,58},Mn_{0,42})_{1,00}(Nb_{1,46},Ta_{0,50},Ti_{0,05})_{2,01}O_6$
	край	7,99	10,57	48,34	31,91	0,97	0,22	0,00	100,0	$(Fe_{0,57},Mn_{0,43})_{1,00}(Nb_{1,40},Ta_{0,56},Ti_{0,05})_{2,01}O_6$
2.	центр	7,30	13,09	66,78	11,89	0,93	0,00	0,00	100,0	$(Fe_{0,64},Mn_{0,36})_{1,00}(Nb_{1,77},Ta_{0,19},Ti_{0,04})_{2,00}O_6$
	край	6,15	14,43	68,49	9,72	1,13	0,03	0,05	100,0	$(Fe_{0,70},Mn_{0,30})_{1,00}(Nb_{1,80},Ta_{0,15},Ti_{0,05})_{2,00}O_6$
	центр	5,04	13,38	47,48	33,27	0,83	0,00	0,00	100,0	$(Fe_{0,72},Mn_{0,28})_{1,00}(Nb_{1,39},Ta_{0,58},Ti_{0,04})_{2,01}O_6$
	пром-1	6,00	13,95	60,06	17,52	2,26	0,00	0,21	100,0	$(Fe_{0,70},Mn_{0,30})_{1,00}(Nb_{1,63},Ta_{0,29},Ti_{0,10})_{2,02}O_6$
	пром-2	6,10	12,81	51,15	28,42	1,22	0,10	0,20	100,0	$(Fe_{0,68},Mn_{0,303})_{1,01}(Nb_{1,46},Ta_{0,49},Ti_{0,06})_{2,01}O_6$
	пром-3	6,65	12,50	54,29	24,50	1,79	0,00	0,27	100,0	$(Fe_{0,65},Mn_{0,35})_{1,00}(Nb_{1,52},Ta_{0,41},Ti_{0,08})_{2,01}O_6$
	край-1	4,99	13,65	46,59	33,68	1,09	0,00	0,00	100,0	$(Fe_{0,74},Mn_{0,27})_{1,01}(Nb_{1,36},Ta_{0,59},Ti_{0,05})_{2,00}O_6$
	край-2	4,18	13,88	63,16	17,75	1,03	0,00	0,00	100,0	$(Fe_{0,75},Mn_{0,26})_{1,01}(Nb_{1,69},Ta_{0,29},Ti_{0,02})_{2,00}O_6$

3.	центр	5,08	14,78	61,96	17,75	0,43	0,00	0,00	100,0	$(Fe_{0,61},Mn_{0,39})_{1,00}(Nb_{1,76},Ta_{0,20},Ti_{0,05})_{2,01}O_6$
	край	7,66	12,84	67,63	10,55	1,19	0,00	0,13	100,0	$(Fe_{0,63},Mn_{0,38})_{1,01}(Nb_{1,79},Ta_{0,17},Ti_{0,05})_{2,01}O_6$
	центр	6,48	14,07	68,70	9,66	1,05	0,04	0,00	100,0	$(Fe_{0,68},Mn_{0,32})_{1,00}(Nb_{1,81},Ta_{0,15},Ti_{0,05})_{2,01}O_6$
	край	6,73	13,75	68,87	9,44	1,04	0,17	0,00	100,0	$(Fe_{0,67},Mn_{0,33})_{1,00}(Nb_{1,81},Ta_{0,15},Ti_{0,05})_{2,01}O_6$
4.	центр	6,94	13,50	66,92	10,31	1,69	0,09	0,55	100,0	$(Fe_{0,66},Mn_{0,334})_{1,00}(Nb_{1,77},Ta_{0,16},Ti_{0,07},U_{0,01})_{2,01}O_6$
	пром	7,18	13,58	72,18	6,30	0,76	0,00	0,00	100,0	$(Fe_{0,65},Mn_{0,35})_{1,00}(Nb_{1,87},Ta_{0,10},Ti_{0,03})_{2,00}O_6$
	край	6,86	13,57	66,35	10,88	1,86	0,00	0,48	100,0	$(Fe_{0,66},Mn_{0,34})_{1,00}(Nb_{1,75},Ta_{0,17},Ti_{0,08})_{2,00}O_6$
	центр	7,25	12,94	66,59	12,52	0,07	0,00	0,00	100,0	$(Fe_{0,64},Mn_{0,36})_{1,00}(Nb_{1,77},Ta_{0,20},Ti_{0,03})_{2,00}O_6$
	край	6,10	24,43	68,44	10,22	0,73	0,03	0,05	100,0	$(Fe_{0,71},Mn_{0,30})_{1,00}(Nb_{1,81},Ta_{0,16},Ti_{0,03})_{2,00}O_6$
	центр	6,13	14,12	67,53	11,32	0,78	0,00	0,12	100,0	$(Fe_{0,69},Mn_{0,30})_{0,99}(Nb_{1,79},Ta_{0,18},Ti_{0,03})_{2,00}O_6$
	край	6,23	13,94	66,41	12,73	0,69	0,00	0,00	100,0	$(Fe_{0,69},Mn_{0,31})_{1,00}(Nb_{1,77},Ta_{0,20},Ti_{0,03})_{2,00}O_6$
	включ.	5,75	11,42	27,60	53,24	1,94	0,05	0,00	100,0	$(Fe_{0,68},Mn_{0,34})_{1,02}(Ta_{0,02},Nb_{0,88},Ti_{0,10})_{2,00}O_6$
5.	центр	12,51	5,74	47,12	34,63	0,00	0,00	0,00	100,0	$(Mn_{0,69},Fe_{0,31})_{1,00}(Nb_{1,39},Ta_{0,61})_{2,00}O_6$
	край	11,98	4,93	33,54	49,55	0,00	0,00	0,00	100,0	$(Mn_{0,71},Fe_{0,29})_{1,00}(Nb_{1,06},Ta_{0,94})_{2,00}O_6$
6.	край	1,15	13,22	2,35	82,81	0,47	0,00	0,00	100,0	$(Fe_{0,93},Mn_{0,08})_{1,01}(Ta_{1,88},Nb_{0,09},Ti_{0,03})_{2,00}O_6$

и в отраженных электронах не выявляется. Подобная зональность присуща основной массе кристаллов первого и третьего типов.

Интересна зависимость окраски минералов группы от состава. Кристаллы колумбита-(Fe) имеют черную окраску, в зернах колумбита-(Mn) окраска черная, но наблюдаются красновато-бурые внутренние рефлексы. Окраска кристалла танталита-(Fe) также черная, а танталита-(Mn), если в составе первые проценты железа, — красная. В случае отсутствия железа в составе минерал приобретает бледно-розовую окраску.

Количественное определение редких, рассеянных и редкоземельных элементов в минералах группы колумбита проведено методом ICP-MS на масс-спектрометре ELAN-9000 в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН. В связи с невозможностью визуального разделения колумбита-(Fe), колумбита-(Mn), танталита-(Fe) и небольшого количе¬ства двух последних для анализа отобраны две пробы колумбит-(Fe) и танталит-(Mn) (табл. 9). Оба минерала хо-

Таблица 9

Микроэлементный состав в минералах группы колумбита, г/т

Элемент	1	2	Элемент	1	2	Элемент	1	2
Li	71,95	1,99	**Zr**	510,31	597,89	**Gd**	61,89	19,34
Be	0,34	0,38	**Mo**	1,04	0,10	**Tb**	6,93	4,95
Sc	4,10	131,03	**Ag**	2410,66	718,39	**Dy**	22,98	31,25
Ti	4272,34	754,99	**Cd**	3,34	0,02	**Ho**	2,43	5,38
V	9,45	2,94	**Sn**	463,58	13,82	**Er**	4,81	17,33
Cr	4,95	3,77	**Sb**	0,00	0,05	**Tm**	0,72	3,50
Co	0,60	0,81	**Te**	0,08	0,08	**Yb**	5,62	30,92
Ni	2,12	1,36	**Cs**	8,38	0,10	**Lu**	0,87	4,91
Cu	6,41	1,98	**Ba**	9,75	40,92	**Hf**	905,58	235,82
Zn	88,17	48,07	**La**	246,76	33,32	**W**	109,85	38,28
Ga	10,07	3,70	**Ce**	588,09	54,12	**Tl**	0,21	0,00
Ge	0,96	0,42	**Pr**	75,27	11,98	**Pb**	42,94	44,55
Rb	13,71	0,97	**Nd**	263,75	48,97	**Bi**	15,28	9,87
Sr	7,05	7,16	**Sm**	86,55	17,20	**Th**	280,04	58,97
Y	50,96	128,11	**Eu**	1,36	2,40	**U**	154,43	298,46

Примечание. 1 — танталит-(Mn), 2 — колумбит-(Fe).

рошо различаются по цвету, хотя в пробу танталита могли попасть единичные зерна рутила.

По содержанию микроэлементов эти два минерала резко различаются. Для танталита-(Mn) характерны повышенные концентрации лития (71,95 г/т), цинка (88,17), рубидия (13,71), серебра (2410,66), легких лантаноидов (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Gd), гафния (905,58), вольфрама (109,85) и тория (280,04 г/т) (рис. 144). Содержания этих элементов в несколько раз или на порядок больше, чем у колумбита-(Fe). Состав его обогащен скандием (131,03 г/т), титаном (754,99), иттрием (128,11), тяжелых лантаноидов (Dy, Ho, Er, Tm, Yb) и урана (298,46 г/т).

Изучение и опробование различных зон пегматитовых тел показало неравномерность распределения различных форм колумбит-танталита по зонам и закономерное изменение их химического состава (Таланцев, 1969а, б; Суставов и др., 2013).

Колумбит в аплитовых зонах. В одном из пегматитовых тел по химическим анализам проб было установлено повышенное содержание ниобия в аплитовой оторочке. Раздельное опробование малыми интервалами показало, что содержание колумбита в этой зоне постепенно повышается от 2–5 г/м^3 у зальбандов тела до 30–40 г/м^3 у контакта аплитовой зоны с мелкографической;

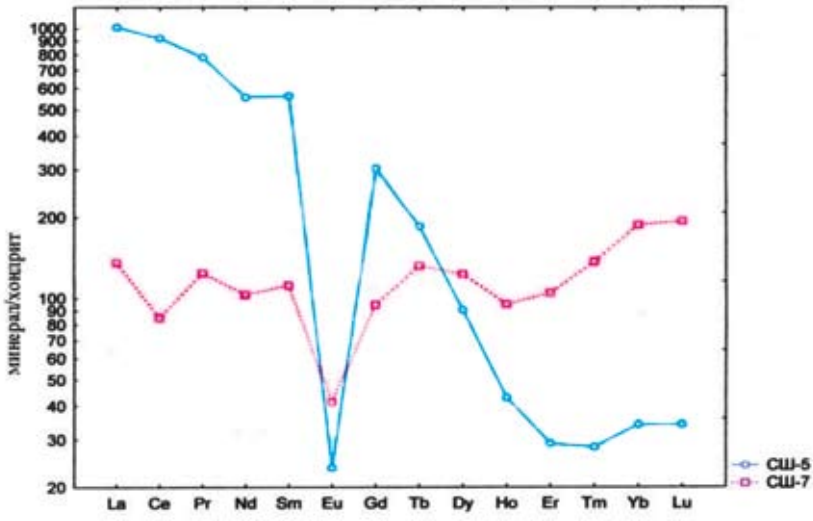


Рис. 144. Распределение редкоземельных элементов, нормированное на состав хондрита для танталита — (Mn) — СШ-5 и колумбита-(Fe) — СШ-7

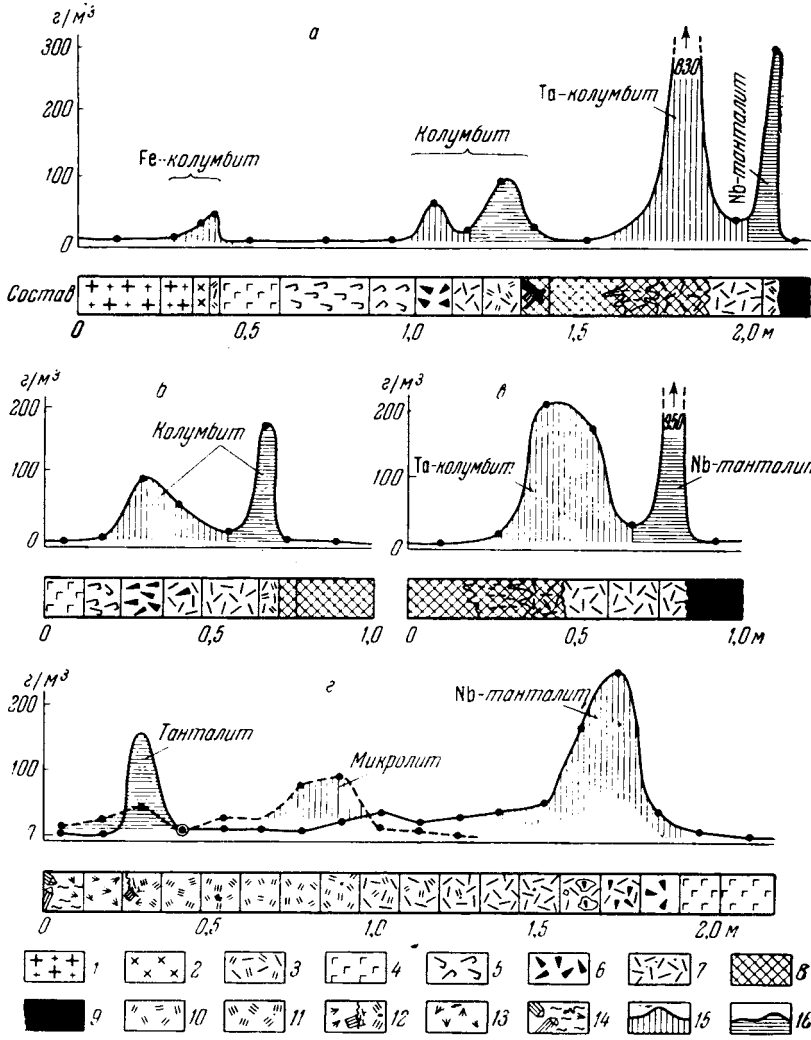


Рис. 145. Распределение редкометалльных минералов по мощности пегматитовых тел Светлинского месторождения редкометалльных пегматитов (Таланцев, 1969а, б):

1 — неравномерно-зернистый аплит; 2 — он же, слабо альбитизированный; 3 — мусковит-альбитовая зона; 4 — мелкографическая кварц-микроклиновая зона; 5 — она же, среднеграфическая; 6 — апографическая зона с прожилками альбита; 7 — альбит; 8 — блоковый микроклин; 9 — кварц; 10 — серый литиевый мусковит; 11 — призматические слюды; 12 — нижняя стенка друзовой полости

в последней колумбит не обнаружен (рис. 145а), с колумбитом ассоциирует ильменит, содержание которого выражается более сложной кривой с максимумами у обоих контактов аплитовой зоны.

Химический анализ колумбита из этой зоны показал следующий состав, %: Ta_2O_5 — 6,51; Nb_2O_5 — 64,22; TiO_2 — 7,15; FeO — 19,54; MnO — 2,03 (анализ выполнен в химической лаборатории Уралмеханобра). Это соответствует формуле $(Fe_{0,9}Mn_{0,1})(Nb_{1,6}Ti_{0,3}Ta_{0,1})_2O_6$. Удельный вес по данным четырех измерений варьирует в пределах 5,02–5,17. Кристаллики колумбита имеют вид мелких плоских игл с матовой поверхностью, ограниченных пинакоидами; грани других типов почти не встречаются. Колумбит с такими характеристиками обнаружен лишь в аплитовых зонах пегматитов (Таланцев, 1969а, б).

Колумбит в графических зонах. Распределение колумбита в зоне существенно альбитового состава на контакте графической зоны с блоковым микроклином проиллюстрировано на рис. 145а, б. В сечении (см. рис. 145б) проба по кварц-микроклиновой графической зоне показала полное отсутствие колумбита. В соседней пробе, характеризующей фронт альбитизации по этой зоне с отношением альбита к микроклину около 1:2, обнаружено 95 г/м^3 колумбита. Здесь он представлен мелкими, тусклыми, уродливо развитыми зернами и кристаллами, часто с альбитовой, кварцевой или микроклиновой фаршировкой.

Даже у наиболее хорошо развитых кристаллов на гранях наблюдаются «оспины» — углубления с неровной поверхностью. Изучение показало, что они в основном представляют собой отпечатки кристаллов альбита и кварца. Удельный вес колумбита из этой пробы варьирует от 5,2 до 5,4 г/см^3.

В следующей пробе из альбитита с реликтами микроклина содержится 60 г/м^3 колумбита. Он идентичен колумбиту предыдущей пробы, но некоторые зерна корродированы, за счет этого они имеют тусклую поверхность и неправильные формы. В расположенной рядом пробе из мономинерального мелкозернистого альбита обнаружено лишь 15 г/м^3 сильно корродированного бесформенного колумбита с удельным весом 5,2 г/см^3.

Вблизи зоны блокового микроклина в альбитовой зоне в небольшом количестве присутствуют пластинчатые обособления

с турмалином и бериллом; 13 — гидромусковит крупночешуйчатый; 14 — мелкозернистая масса, выполнения друзовой полости; 15, 16 — характер кристаллов в пробе: 15 — метасоматический, 16 — конусные кристаллы с блестящими головками. Остальные пояснения см. в тексте.

мусковита размером от 0,3 до 1,5 см³, сконцентрированные по контакту зон. С мусковитом ассоциирует пластинчатый альбит, кристаллы которого идиоморфны по отношению к блоковому микроклину. Область контакта зон была охарактеризована отдельной пробой (ширина полосы пробы 3–5 см). Колумбит при ее отборе обнаруживался визуально на стыках альбита и микроклина в виде блестящих, хорошо образованных длиннопризматических мелких кристаллов. Обычно кристаллы колумбита на одном конце имеют сложные, прекрасно ограненные головки, в то время как второй их конец — конусный. Как правило, конусными окончаниями кристаллы колумбита включены в альбите, а головками — в микроклине. Здесь же обнаружены два крупных кристалла светло-зеленого берилла, включенных, как и колумбит, конусными основаниями в альбите, а хорошо образованными головками — в блоковом микроклине. На гранях берилла, обращенных вверх, обнаружена тонкая альбитовая присыпка, тогда как нижние грани чистые, довольно гладкие (Таланцев, 1969а, б).

Содержание колумбита в этой пробе 180 г/м³. Следует особо подчеркнуть резкую разницу между колумбитом из этой и предыдущих зон. Весь колумбит этой зоны представлен мелкими, но прекрасно ограненными кристаллами с блестящими гранями. Удельный вес по нескольким определениям равен 5,34–5,39 г/см³. Химическим анализом в нем обнаружено, %: Ta_2O_5 — 7,16; Nb_2O_5 — 67,27; TiO_2 – 3,24; FeO — 16,16; MnO — 5,67 (анализ выполнен в лаборатории Уралмеханобра). В пересчете получена формула $(Fe_{0,77}Mn_{0,27})_{1,04}(Ta_{0,11}Nb_{1,73}Ti_{0,14})_{1,98}O_6$. Вместе с колумбитом были обнаружены ильменит и монацит, также в виде мелких, хорошо образованных кристаллов.

Второе сечение по апографическим зонам отличалось от описанного лишь присутствием мусковита в виде самостоятельной кварц-мусковитовой подзоны на границе с блоковым микроклином (см. рис. 145г). Характер распределения колумбита, его морфологические черты и даже значения содержаний в максимумах оказались близкими рассмотренному сечению. Здесь по фронту альбитизации графической зоны обнаружен максимум содержаний колумбита (70 г/м³) с удельным весом 5,2 г/см³ в виде плохо образованных зерен. В кварц-мусковитовой подзоне по контакту с блоковым микроклином присутствуют хорошо ограненные кристаллы колумбита в небольших количествах (25 г/м³).

Изложенный фактический материал показывает, что в графических зонах пегматитов танталониобиевая минерализа-

ция представлена колумбитом и появляется лишь в пегматитах микроклин-альбитового и альбитового типов в тесном парагенезисе с альбитом. Графические зоны микроклиновых пегматитов колумбитовой минерализации не содержат. Опробование кварц-мусковитовых «ельчатых» агрегатов, развитых в графических зонах этих пегматитов, показало лишь «знаки» колумбита (Таланцев, 1969а, б).

В зонах альбитового и мусковит-альбитового состава, развитых на границе графической зоны с зоной блокового микроклина, наблюдаются два максимума концентрации колумбита. В одном из них, приуроченном к фронту альбитового замещения по графической зоне, колумбит представлен неправильными, часто корродированными зернами. Во втором — по контакту с блоковым микроклином — он присутствует в виде хорошо образованных кристаллов, с конусными основаниями, включенными в альбите и головками — в микроклине.

Танталониобаты по периферии кварцевых ядер. Как уже отмечалось, альбитовые или слюдяно-альбитовые зоны в окаймлении кварцевых ядер имеются в большинстве пегматитовых тел. В некоторых пегматитовых телах они занимают до 40 % объема. Минеральный состав этих тел варьирует в широких пределах. Степень их развития и состав являются одним из основных признаков, определяющих тип пегматита. В микроклиновых пегматитах эти зоны имеют незначительные размеры. Для микроклин-мусковитового типа характерен существенно мусковитовый состав окаймления с подчиненным количеством альбита, а для микроклин-альбитового — альбитовый состав с подчиненным количеством слюд.

Распределение минералов группы колумбита — танталита в околоядерных зонах альбитового состава с подчиненным количеством мусковита показано на рис. 145а. Мощность зон около 60 см. В пробе по блоковому микроклину колумбит не обнаружен. Микроклин с редкими прожилками альбита содержит лишь 40 г/м^3 танталоколумбита с удельным весом 5,0–5,9 г/см^3. Его кристаллы имеют метасоматический облик. В них хорошо выражен стесненный рост и часто встречается микроклиновая, реже альбитовая фаршировка (Таланцев, 1969а, б).

В интенсивно альбитизированной части зоны блокового микроклина («фронт альбитизации»), где отношение альбита к микроклину составляет примерно 3:1, установлен максимум содержаний танталоколумбита — 830 г/м^3. Танталоколумбит об-

разует кристаллы длиной до 1,4 см короткопризматического габитуса с близким к изометричному поперечным сечением. Один конец таких кристаллов имеет слабо выраженные грани головки, а второй конец — или конусный, или неправильной формы, часто с включениями альбита. В кристаллах обычна альбитовая или микроклиновая фаршировка. Гладкие, блестящие участки на гранях встречаются сравнительно редко, обычно они тусклые, с многочисленными «оспинами». Гладкие поверхности особенно типичны для граней, образующих головки кристаллов. Удельный вес минерала по данным 12 измерений составляет 5,63–6,02 г/см^3. Химический состав, %: Nb_2O_6 — 41,55; Ta_2O_5 — 36,65; TiO_2 — 0,17; FeO — 8,84; MnO – 8,88 (анализ выполнен в ЦКЛ УГУ, аналитик И.Б. Петропавловская). Пересчет анализа дает формулу минерала $(Fe_{0,50}Mn_{0,51})_{1,01}(Nb_{1,30}\ Ta_{0,69}Ti_{0,01})_{2,00}O_6$. В ассоциации с танталоколумбитом встречается циркон. Его мелкие, плохо ограненные кристаллы всегда находятся в срастании с конусными основаниями кристаллов танталоколумбита. Содержание циркона в пробе 90 г/м^3 В практически мономинеральном альбитите из центральной части зоны обнаружено лишь 30 г/м^3 танталоколумбита с удельным весом 5,82 г/см^3 в виде мелких, сильно корродированных зерен, иногда совершенно неправильной формы. В мусковит-альбитовой крупнозернистой кайме на контакте с кварцевым ядром обнаружено 290 г/м^3 ниоботанталита (удельный вес 6,97 г/см^3 по трем измерениям). Этот минерал представлен таблитчатыми кристаллами длиной до 6 мм с резко выраженной конусностью в основании и гладкими, с сильным металлическим блеском гранями призмы и головки. На грани (010) обычна тонкая кристаллизационная штриховка, иногда обнаруживаются двойниковые швы. Головки кристаллов нередко заходят в кварц, слагающий ядра. При этом какого-либо угнетающего влияния кварца на кристаллизацию головки не установлено. В то же время взаимоотношения ниоботанталита с альбитом и мусковитом имеют хорошо выраженный индукционный характер (Таланцев, 1969а, б).

Результаты опробования сечения по окаймлению кварцевого» ядра, имеющего чисто альбитовый состав, показаны на рис. 145е. Здесь максимум содержаний танталоколумбита по фронту альбитизации блокового микроклина оказался несколько «растянутым», а значение его (210 г/м^3) ниже, чем в предыдущем сечении. Химический состав минерала в обоих сечениях оказался близким. Во втором сечении плохо образованные метакристаллы танталоколумбита имеют удельный вес 5,88 г/см^3. В их составе об-

наружено, %: Nb_2O_5 — 46,67; Ta_2O_5 — 30,33; TiO_2 — 1,50; FeO — 9,26; MnO — 8,90 (анализ выполнен в химической лаборатории Уралмеханобра). Пересчет анализа дает формулу минерала $(Fe_{0,61}Mn_{0,49})_{1,00}(Nb_{1,39}Ta_{0,54}Ti_{0,07})_{2,00}O_6$.

В пробе мономинерального неравномерно-зернистого альбита из центральной части зоны содержится лишь 30 г/м³ танталоколумбита с удельным весом 5,8 г/см³. Зерна его сильно корродированы, вследствие чего имеют неправильные очертания (Таланцев, 1969а, б).

Проба по крупнопластинчатому альбититу из контакта альбитовой зоны с кварцевым ядром показала содержание ниоботанталита (удельный вес 6,54 г/см³) около 950 г/м³. Это сравнительно высокое значение объясняется попаданием в пробу наряду с мелковкрапленным ниоботанталитом крупного сдвойникованного кристалла этого минерала. Он имеет хорошо выраженное конусное основание, располагающееся в клевеландите, причем граница между ниоботанталитом и клевеландитом индукционного типа. Идеально образованная головка кристалла заходит в кварцевое ядро примерно на 1 см, причем какие-либо признаки воздействия кварца на его рост отсутствуют. Мелкие кристаллы этого минерала имеют пластинчатую форму с хорошо выраженными конусными окончаниями и ровными гранями с сильным металлическим блеском у призмы и головки Примерно идентичные результаты получены по остальным пяти сечениям.

Приведенный материал показывает, что слюдяно-альбитовые окаймления верхней и средней частей кварцевых ядер характеризуются четко выраженным идиоморфизмом по отношению к кварцу большинства слагающих их минералов — альбита, мусковита, берилла, ниоботанталита, гидроксилапатита, лепидолита (рис. 146).

В верхней части пологопадающих кварцевых ядер обычны своеобразные «занавеси» из крупных идиоморфных кристаллов мусковита, альбита и других минералов, рост которых направлен вниз. Лишь отдельные кристаллы альбита и мусковита ксеноморфны по отношению к наиболее ранней генерации кварца, от которой шло разрастание ядер. В нижней части ядер, судя по взаимоотношениям альбита, мусковита и кварца, кристаллизация этих трех минералов шла одновременно (Таланцев, 1969а, б).

Зоны этой группы характеризуются наличием двух резко выраженных максимумов содержаний редкометалльных минералов. Первый приурочен к фронту альбитизации микроклина соседней

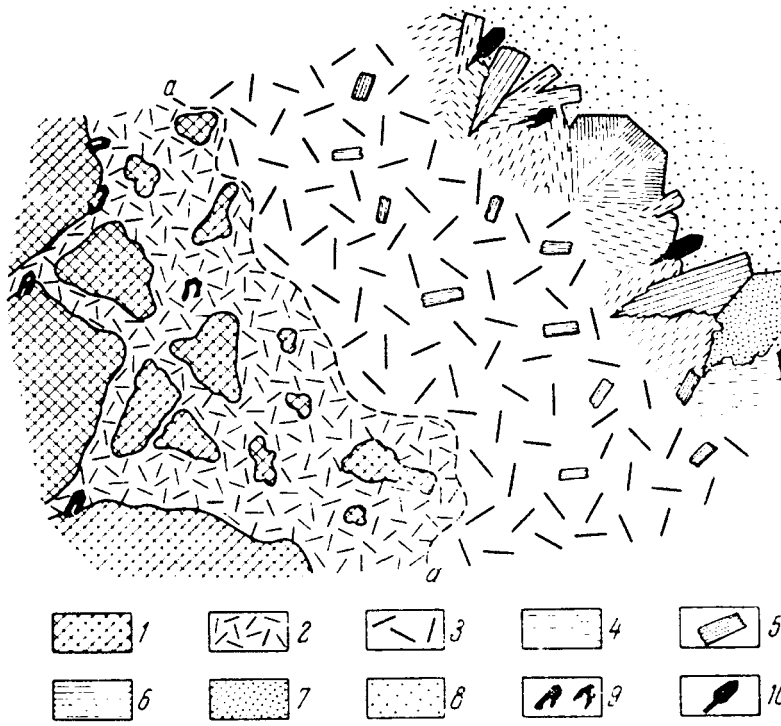


Рис. 146. Схема строения околокварцевых зон альбитового состава в пегматитах Светлинского месторождения (Таланцев, 1969а, б):

1 — блоковый микроклин; 2 — сахаровидный альбит; 3 — мелкопластинчатый или разнозернистый альбит; 4 — таблитчатый альбит или клевеландит; 5 — включения мусковита в альбитите; 6 — кристаллы мусковита по периферии кварцевого ядра; 7 — ранние кристаллы кварца («корни»), иногда оттененные присыпкой; 8 — сливной кварц; 9 — метакристаллы колумбита-танталита; 10 — хорошо образованные кристаллы колумбита-танталита с конусными корнями в альбите. Остальные пояснения см. в тексте

зоны. Танталониобаты здесь представлены метакристаллами танталоколумбита, обычно фаршированными и плохо развитыми. По отношению к зернам кварца они ксеноморфны. Второй максимум приурочен к контакту с кварцевым ядром. Для него типична парагенетическая ассоциация: ниоботанталит, слюда с повышенным содержанием редких щелочных элементов, берилл, клевеландит.

Особенности взаимоотношений минералов этих зон с микроклинами и кварцевыми зонами позволяют предполагать двой-

ственный характер их образования. Внешние части зон (соответствующие на рис. 146 участку слева от штриховой линии а–а) развиваются метасоматическим путем. От них в сторону зальбандов пегматитовых тел отходят многочисленные тонкие прожилки и просечки альбита с редкометалльной минерализацией, детально изученные В.Д. Никитиным (1957). Остальная часть зон образуется, по-видимому, путем нормальной кристаллизации. Только с этой точки зрения можно объяснить тот факт, что все слагающие их минералы, даже гидроксилапатит, оказываются четко идиоморфными по отношению к ядерному кварцу и достаточно ксеноморфными по отношению к альбиту.

Существенно альбитовые и мусковитовые зоны в окаймлении кварцевых ядер по сравнению с таковыми, развивающимися по апографическим зонам, характеризуются значительно более существенной ролью тантала в составе танталониобатов. Это приводит к появлению ниоботанталита, который обычен по периферии кварцевых ядер и в котором тантал преобладает над ниобием. Содержание тантала в более ранней генерации этого минерала (по фронту альбитизации микроклина) всегда несколько ниже. В верхней части пологопадающих кварцевых ядер обычны своеобразные «занавеси» из крупных идиоморфных кристаллов мусковита, альбита и других минералов, рост которых направлен вниз. Лишь отдельные кристаллы альбита и мусковита ксеноморфны по отношению к наиболее ранней генерации кварца, от которой шло разрастание ядер. В нижней части ядер, судя по взаимоотношениям альбита, мусковита и кварца, кристаллизация этих трех минералов шла одновременно (Таланцев, 1969а, б).

Совместно с танталит-колумбитами в шлихах из коры выветривания установлены магнетит, ильменит, гематит, *монацит*, касситерит, микролит, ставролит, спессартин, альмандин, бисмутит, циркон. В виде единичных зерен и кристаллов встречены ксенотим, ганит, бледно-розовая шпинель, шеелит, рутил, пирит и халькопирит. Обращает на себя внимание обилие в шлихе кристаллов монацита, разнообразных по размерам, цвету и морфологии.

Кристаллы монацита имеют зеленовато-желтую окраску, они в разной степени прозрачны – от водяно-прозрачных до полупрозрачных (рис. 147). Во фракции они являются вторыми по распространенности после минералов группы колумбита. Бледно-розовые кристаллы в этой фракции встречаются редко, зеленовато-желтые не встречаются в более крупной фракции.

Рис. 147. Кристаллы монацита в шлихе из коры выветривания Светлинского редкометалльного месторождения пегматитов

В ограничении зеленовато-желтых кристаллов присутствуют следующие простые формы: пинакоиды: *a* {100}, *b* {010}, *w* {101}, *x* {101}, ромбические призмы *m* {110}, *e* {01l}, *v* {111}. Большое количество кристаллов позволило разделить их условно на четыре морфологических типа в зависимости от развития тех или иных простых форм.

Первый тип кристаллов имеет таблитчатый или уплощенно-призматический облик, когда кристаллы вытянуты по оси *b*. Уплощение обычное для кристаллов монацита в плоскости первого пинакоида *a* {100}, грани которого доминируют на кристалле (рис. 148а). Это обычный тип кристаллов монацита, приводимый в большинстве учебников. В шлихе имеет преимущественное развитие.

В кристаллах второго типа, близких по форме к кристаллам первого типа, исчезают грани пинакоида *w* {101}. В кристаллах сохраняется уплощение в плоскости первого пинакоида. Они имеют уплощенно-призматический облик, но приобретают удлинение по оси не *b*, а *c* (рис. 148б). Преимущественным развитием на кристаллах пользуются грани пинакоидов *a* {100}, *x* {101} и грани ромбической призмы *m* {110}. Среди остальных кристаллов они встречаются эпизодически.

Кристаллы третьего типа характеризуются призматическим обликом с некоторым уплощением (рис. 148в). Последнее, как и у первых двух типов кристаллов, происходит в плоскости первого пинакоида *a* {100}. Более сильное развитие граней пинакоида *b* {010}, чем у предыдущих типов, придает кристаллам объемность. Одинаковая площадь граней ромбических призм *e* {011} и *v* {111} делает облик псевдодипирамидальным. Развитие кристаллов данного типа также незначительно в общей массе.

Брусковидная форма кристаллов четвертого типа очень резко отличает их от первых трех типов (рис. 148г). Подобный облик кристалла обусловлен преимущественный развитием граней трех пинакоидов *b* {010}, *w* {101} и *a* {100}. Уплощение кристаллов этого типа происходит в плоскости пинакоида *b* {010}, что придает бруску форму параллелограмма. Грани остальных форм лишь слегка притупляют ребра или вершины кристалла.

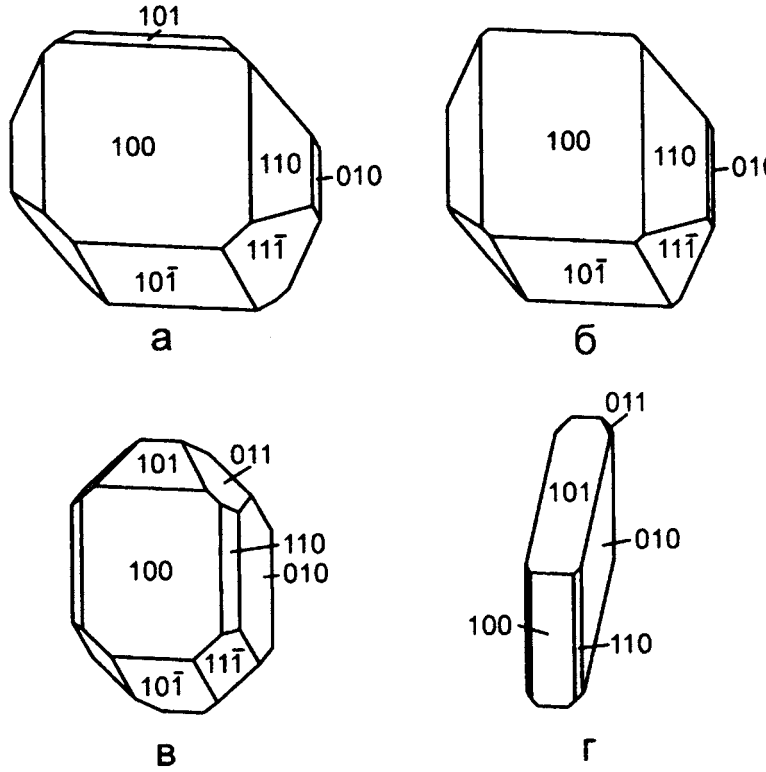


Рис. 148. Типы кристаллов монацита (Суставов и др., 2014):
а — уплощенно-призматический; б — уплощенно-призматический, вытянутый по оси *c*; в — призматический; г — брусковидный

В прозрачных кристаллах первого и второго типов нередко наблюдаются механические включения других минералов. Они представлены сростками игольчатых бесцветных кристалликов, короткопризматическими одиночными кристалликами темно-серого цвета и темно-красными пленками железистых плохо структурированных оксидов или гидроксидов, находящихся в трещинах (рис. 149). Иногда в них встречаются черные игольчатые кристаллы минерала группы колумбита. Размер игольчатых кристалликов в длину составляет 0,03–0,07 мм при толщине 0,002 мм. Наряду с этим в некоторых кристаллах монацита наблюдаются округлые газово-жидкие включения, размер которых достигает 0,014 × 0,007 мм. В бледно-розовых кристаллах включений других минералов не отмечалось.

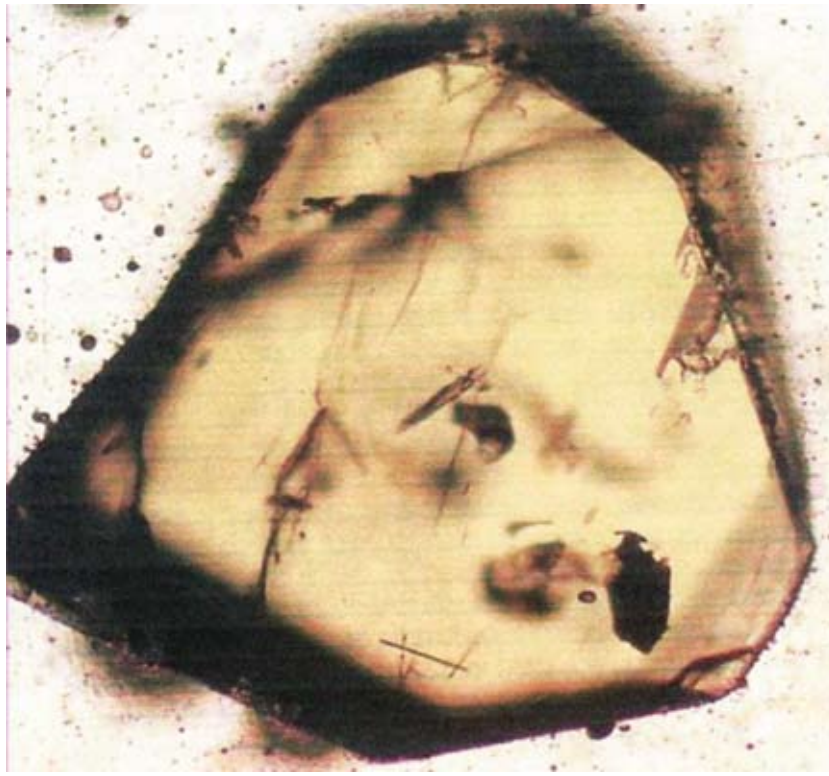


Рис. 149. Включения в зеленовато-желтых кристаллах монацита

Изучение химического состава монацита было проведено на кафедре минералогии МГУ на электронно-зондовом микроанализаторе Camebax SX 50, при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе накала 30 нА (аналитик Д.А. Ханин). Результаты приведены в табл. 10.

Анализируя состав монацита, можно сделать следующие выводы. Состав зеленовато-желтых и бледно-розовых кристаллов резко различен. Во-первых, несмотря на общее преобладания церия в составе, при пересчете на кристаллохимическую формулу оказывается, что в некоторых анализах количество чералитовой молекулы превышает количество молекулы монацита-(Ce). В бледно-розовых кристаллах содержание чералитовой молекулы составляет первые проценты. Химический состав первых кристаллов более разнообразен, суммарное содержание церия, лантана и неодима в формульных единицах составляет 0,49—0,70, в то

Таблица 10

Химический состав и кристаллохимические формулы кристаллов монацита

Элемент	1-2	1-3	1-4	1-5	2-9	2-11	2-12	2-16	3-17	3-21	3-22	3-23	4-26	4-28	4-29	4-32
CaO	3,326	3,742	3,797	3,545	1,980	2,022	2,000	1,973	0,119	0,389	0,270	0,537	0,211	0,286	0,205	0,174
Ce_2O_3	20,174	18,783	19,810	21,334	26,348	26,179	26,845	26,601	35,287	34,156	34,536	31,400	35,645	35,562	35,671	36,639
La_2O_3	7,310	6,774	7,963	8,483	10,979	10,936	11,826	11,2	15,453	14,818	14,943	13,428	15,523	15,842	15,506	17,38
Nd_2O_3	8,185	7,741	7,153	7,916	8,796	9,011	8,794	9,4	10,525	10,537	10,710	9,849	10,054	9,788	10,081	9,276
Sm_2O_3	4,523	4,568	3,686	3,782	3,782	3,360	3,171	3,289	2,614	2,633	2,852	2,764	2,743	2,839	2,945	2,708
Gd_2O_3	4,505	4,284	3,901	3,792	3,923	3,792	3,541	3,72	3,419	3,363	3,289	3,198	3,389	3,319	3,318	3,312
Y_2O_3	3,546	3,483	2,647	2,569	2,620	2,655	2,466	2,534	0,533	1,302	1,017	1,590	0,320	0,413	0,435	0,152
ThO_2	13,960	16,785	17,366	15,910	9,144	9,566	9,460	9,66	2,627	3,069	1,017	7,430	3,814	2,580	2,594	1,489
SiO_2	0,230	0,413	0,465	0,258	0,175	0,249	0,227	0,271	0,181	0,223	0,111	1,050	0,341	0,130	0,115	0,000
P_2O_5	28,971	28,707	28,342	28,005	28,033	28,129	28,942	30,583	27,243	28,020	27,750	26,799	27,368	28,416	27,269	29,181
UO_2	2,354	1,573	1,466	1,490	0,721	0,827	0,792	0,824	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Сумма	97,085	96,852	96,594	97,083	96,063	96,725	98,063	100,055	98,001	98,001	96,493	98,045	99,408	99,175	98,497	100,311
$(Ce_{0,30}, Ca_{0,14}, Th_{0,13}, La_{0,11}, Nd_{0,12}, Y_{0,08}, Gd_{0,06}, Sm_{0,06}, U_{0,02})_{1,04}(P_{0,98}, Si_{0,01})_{0,99}O_4$ $(Ce_{0,28}, Ca_{0,16}, Th_{0,15}, La_{0,10}, Nd_{0,11}, Y_{0,07}, Gd_{0,06}, Sm_{0,06}, U_{0,01})_{1,00}(P_{0,98}, Si_{0,02})_{1,00}O_4$ $(Ce_{0,29}, Ca_{0,17}, Th_{0,16}, La_{0,12}, Nd_{0,10}, Y_{0,06}, Gd_{0,05}, Sm_{0,05}, U_{0,01})_{1,01}(P_{0,97}, Si_{0,02})_{0,99}O_4$ $(Ce_{0,32}, Ca_{0,16}, Th_{0,15}, La_{0,13}, Nd_{0,12}, Y_{0,06}, Gd_{0,05}, Sm_{0,05}, U_{0,01})_{1,05}(P_{0,97}, Si_{0,01})_{0,98}O_4$ $(Ce_{0,40}, La_{0,17}, Nd_{0,13}, Ca_{0,09}, Th_{0,09}, Y_{0,06}, Gd_{0,05}, Sm_{0,05}, U_{0,01})_{1,05}(P_{0,98}, Si_{0,01})_{0,99}O_4$ $(Ce_{0,39}, La_{0,16}, Nd_{0,13}, Ca_{0,09}, Th_{0,09}, Y_{0,06}, Gd_{0,05}, Sm_{0,05}, U_{0,01})_{1,03}(P_{0,97}, Si_{0,01})_{0,98}O_4$ $(Ce_{0,39}, La_{0,18}, Nd_{0,13}, Ca_{0,09}, Th_{0,09}, Y_{0,05}, Gd_{0,05}, Sm_{0,04}, U_{0,01})_{1,03}(P_{0,98}, Si_{0,01})_{0,99}O_4$ $(Ce_{0,38}, La_{0,16}, Nd_{0,13}, Ca_{0,08}, Th_{0,09}, Y_{0,05}, Gd_{0,05}, Sm_{0,04}, U_{0,01})_{0,99}(P_{1,00}, Si_{0,01})_{1,01}O_4$									$(Ce_{0,54}, La_{0,24}, Nd_{0,16}, Gd_{0,05}, Sm_{0,04}, Ca_{0,01}, Th_{0,02}, Y_{0,01})_{1,07}(P_{0,96}, Si_{0,01})_{0,97}O_4$ $(Ce_{0,51}, La_{0,22}, Nd_{0,15}, Gd_{0,05}, Sm_{0,04}, Ca_{0,02}, Th_{0,03}, Y_{0,03})_{1,04}(P_{0,97}, Si_{0,01})_{0,98}O_4$ $(Ce_{0,52}, La_{0,23}, Nd_{0,16}, Gd_{0,05}, Sm_{0,04}, Ca_{0,01}, Th_{0,01}, Y_{0,02})_{1,04}(P_{0,97}, Si_{0,01})_{0,98}O_4$ $(Ce_{0,47}, La_{0,20}, Nd_{0,15}, Gd_{0,04}, Sm_{0,04}, Ca_{0,02}, Th_{0,07}, Y_{0,03})_{1,04}(P_{0,94}, Si_{0,04})_{0,98}O_4$ $(Ce_{0,54}, La_{0,24}, Nd_{0,15}, Gd_{0,05}, Sm_{0,04}, Ca_{0,01}, Th_{0,04}, Y_{0,02})_{1,09}(P_{0,95}, Si_{0,01})_{0,96}O_4$ $(Ce_{0,53}, La_{0,24}, Nd_{0,14}, Gd_{0,04}, Sm_{0,04}, Ca_{0,01}, Th_{0,03}, Y_{0,01})_{1,04}(P_{0,97}, Si_{0,01})_{0,98}O_4$ $(Ce_{0,54}, La_{0,24}, Nd_{0,15}, Gd_{0,05}, Sm_{0,04}, Ca_{0,01}, Th_{0,03})_{1,07}P_{0,96}O_4$ $(Ce_{0,53}, La_{0,26}, Nd_{0,13}, Gd_{0,04}, Sm_{0,04}, Ca_{0,01}, Th_{0,01})_{1,02}P_{0,98}O_4$																

Примечание. Первая цифра показывает номер кристалла, вторая — порядковый номер точки анализа. 1, 2 — зеленовато-желтые кристаллы; 3, 4 — розовые.

время как в бледно-розовых — 0,83–0,94. В зеленовато-желтых кристаллах содержания Y_2O_3 всегда выше 2,47 мас. % и достигает 3,55 мас. %, в то время как в бледно-розовых оно только в некоторых случаях превышает 1,02 %. Содержание UO_2 в первых кристаллах всегда значимо и варьирует от 0,72 до 2,35 мас. %, также оно находится ниже чувствительности анализа. Все указанные особенности показывают не только различие в окраске, но и отчетливые различия в составе. Высокие содержания ThO_2, UO_2, Y_2O_3 и тяжелых редкоземельных элементов характерны для пегматитов, имеющих литиевую специализацию (Семенов, 2001).

Сопоставляя составы монацита Светлинского пегматитового поля с составами монацита керамических пегматитов Адуйского массива и поздними гранитными пегматитами Ильменских гор, можно говорить об их резком несоответствии (Попова и др., 2007, 2010). Различия проявляются как в высоком содержании кальция и иттрия в зеленовато-желтом монаците, так и в значительно более высоком содержании церия и лантана в бледно-розовом. Отмечается сходство составов зеленовато-желтых кристаллов с монацитом-2 светло-розовых кристаллов с монацитом-3, полученных при изучении монацитовых концентратов ОГУ «Уралмонацит» (Репина и др., 2008).

Количественное определение редких, рассеянных и редкоземельных элементов в минералах группы колумбита проведено методом ICP-MS на масс-спектрометре ELAN-9000 в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН. Результаты приведены в табл. 11. В связи с внешним сходством зерен бледно-розового монацита с зернами танталита-(Mn), которые при отсутствии ограненных кристаллов очень похожи, возможно, что повышенные содержания в нем марганца, тантала и ниобия связаны с механической примесью единичных зерен этого минерала.

Количество микроэлементов в этих двух монацитах резко различается. Бледно-розовый монацит по сравнению с зеленовато-желтым богаче такими литофильными элементами, как титан (701,85/494,32), марганец (1018,37/173,02), ниобий (313,66/12,21), тантал (6380,34/184,34). В них также больше таких халькофильных элементов, как цинк (74,40/37,69), галлий (517,14/320,77), германий (99,02/74,07). Напротив, в зеленовато-желтом монаците присутствует больше иттрия (6635,69/1448,28), циркония (175,25/48,48), олова (451,34/6,12), бария (27,15/14,94), гафния (68,88/17,71) и урана (12125,38/965,17), а среди халькофиллов он более богат свинцом (1585,58/772/14) и висмутом (110,11/12,95).

Таблица 11

Микроэлементный состав монацитов Светлинского месторождения пегматитов, г/т

Элемент	1	2	Элемент	1	2	Элемент	1	2
Li	11,21	10,25	**Zr**	48,48	175,25	**Gd**	5430,33	9197,17
Be	0,92	0,58	**Nb**	313,66	12,21	**Tb**	661,09	1076,86
Sc	0,41	0,66	**Mo**	0,79	0,82	**Dy**	1480,93	3629,63
Ti	701,85	494,32	**Ag**	17,95	1,70	**Ho**	127,16	592,51
V	4,44	9,11	**Cd**	0,10	0,00	**Er**	170,39	1010,39
Cr	0,93	0,00	**Sn**	6,12	451,34	**Tm**	13,89	19,49
Mn	1018,37	173,02	**Sb**	0,38	0,34	**Yb**	105,72	586,65
Co	1,37	0,20	**Te**	0,24	0,27	**Lu**	5,56	55,58
Ni	4,45	2,36	**Cs**	1,06	0,38	**Hf**	17,71	68,88
Cu	9,51	2,10	**Ba**	14,94	27,15	**Ta**	6380,34	184,34
Zn	74,40	37,69	**La**	37697,72	33905,18	**W**	7,64	10,34
Ga	517,14	320,77	**Ce**	85820,13	82123,92	**Tl**	0,20	0,03
Ge	99,02	74,07	**Pr**	10421,67	10595,13	**Pb**	772,14	1585,58
Rb	0,77	1,75	**Nd**	34114,87	37257,96	**Bi**	12,95	110,11
Sr	75,35	11,55	**Sm**	8132,02	13056,21	**Th**		
Y	1448,28	6635,69	**Eu**	732,43	96,17	**U**	965,173	12125,38

Примечание. Монацит: 1 — бледно-розовый, 2 — зеленовато-желтый.

Кривые распределения редкоземельных элементов в монацитах, нормированных на хондрит, представлены на рис. 150. При общем совпадении вида кривых распределения редкоземельных элементов для бледно-розового и зеленовато-желтого монацитов, у них имеются некоторые различия. В бледно-розовом менее явно выражен европиевый максимум и количество тяжелых редких земель значительно меньше, чем в зеленовато-желтом. Подобное различие в кривых распределения свидетельствует, по-видимому, о том, что источник поступления вещества был единым, но в процессе образования монацита происходило перераспределение концентрации рудных элементов. Существующие различия свидетельствуют о том, что зеленовато-желтые и бледно-розовые кристаллы монацита образовались в разное время и из растворов разного состава. В первых происходит относительное накопление

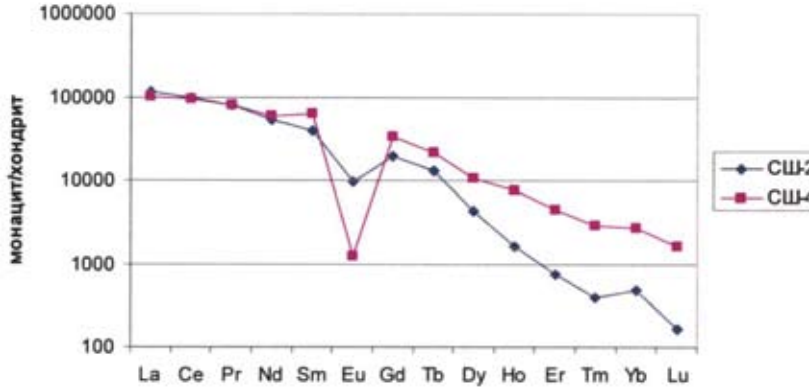


Рис. 150. Распределение РЗЭ в монацитах, нормированное на хондрит, из пегматитов Светлинского месторождения:
СШ-2 — бледно-розовый, СШ-4 — зеленовато-желтый

тяжелых РЗЭ, во вторых — их вынос, при общем преобладании элементов цериевой группы.

Форма аналогичных кривых по камерным и бескамерным пегматитам Адуйского гранитного массива в сопоставлении с изученными кристаллами показывают их сходство с монацитом жилы Южная (Вахрушева и др., 2004; Попова и др., 2007). Наиболее близки форма кривой распределения РЗЭ монацита этой жилы и зеленовато-желтых кристаллов. Интересно, что при высоком содержании радиоактивных элементов: ThO_2 — от 9,46 до 17,37, среднее из восьми определений 12,73 мас. % в зеленовато-желтом монаците и от 1,02 до 7,43, среднее 3,12 мас. % в бледно-розовом монаците; UO_2 — от 0,72 до 2,35, среднее 1,25 мас. % для первых и отсутствие во вторых.

Кварцевые ядра пегматитов по механизму образования аналогичны формированию кварцевых жил, только более высокотемпературные. Этим объясняется постоянное сопровождение полей пегматитов полями кварцевых жил.

В кварц-жильных зонах Светлинского месторождения хрусталеносных кварцевых жил при взбрососдвиговых и сбросовых подвижках возникают трещины отрыва и отслоения трещин скалывания с образованием кварцевых жил выполнения. Это существенно мономинеральные (кварц крупно-, гигантозернистый) образования, имеющие отчетливо резкие контакты с вмещающими породами. Типовыми являются жилы № 100, 400, 500, 582, отрабаты-

ваемые в свое время на горный хрусталь. Для этих жил характерна плитовидная форма со значительной длиной по простиранию (до 100 м) и падению (до 20–30 м), а также относительно большая (до 2–3 м) мощность. Величина индивидов кварца отчетливо нарастает в направлении от зальбандов жил к их центральной части. Кварц рассматриваемых жил в основном молочно-белый. Наряду с ними широко встречаются жилы, сложенные стекловидным, дымчатым кварцем, — «резунец», название объясняется рассланцеванием, когда кварц разбит на тонкие пластины. В них кварц деформирован, имеет волнисто-пятнистое погасание, что свидетельствует об их образовании во время ранней коллизии, одновременно с пегматитами.

В зальбандах жил обычно развиваются двуминеральные парагенезисы, состоящие из алюмосиликатов: силлиманит-кварцевых, андалузит-кварцевых, мусковит-кварцевых, мусковит-хлорит-кварцевых метасоматитов (Огородников, 1975). В некоторых разностях метасоматитов отмечены парагенезисы с кордиеритом и куммингтонитом, что свидетельствует о развитии процесса в условиях относительно низкого давления. Процесс сопровождался выщелачиванием элементов, составляющих породу, в том числе кремния, который шел на образование мономинеральных кварцевых жил. На заключительной стадии формирования кварцевых жил при ощелачивании растворов, высокой активности серы отлагаются сульфиды (2–5 %), среди которых резко преобладают пирит и халькопирит (реже отмечаются сфалерит, галенит и др.). Эти жилы слабо золотоносные (0,1–1,1 г/т), однако иногда в них попадаются участки, обогащенные золотом (до 15–18 г/т). Направленность метасоматических преобразований и минеральные парагенезисы свидетельствуют о высокой кислотности гидротермальных растворов, которые выщелачивают все компоненты из вмещающих пород. Более инертным компонентом является алюминий, поэтому оторочки кварцевых жил сложены алюмосиликатами.

На месторождении широко развиты полевошпат-кварцевые парагенезисы. Полевой шпат развивается в оторочке кварцевых жил, реже встречается среди жильного кварца в виде идиоморфных индивидов размером до 20–25 мм в поперечнике. Кристаллы полевого шпата нарастают в виде друзовидных агрегатов на зальбандах кварцевых жил (рис. 151), аналогично блоковому микроклину в ядрах пегматитов. Такие кварцевые жилы имеют пегматоидный облик, подчеркивая генетическую связь пегматитов и кварцевых жил.

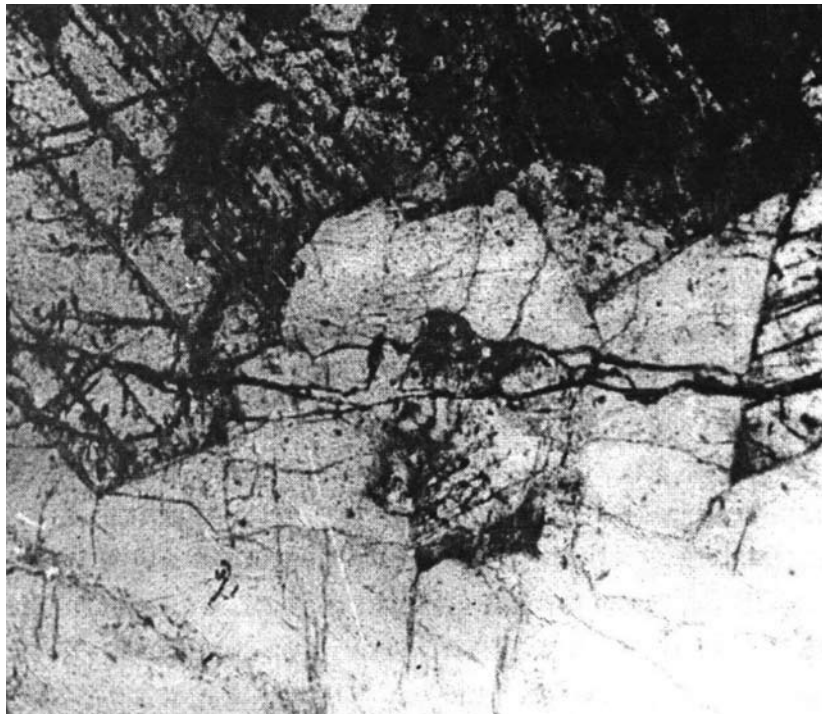


Рис. 151. Идиоморфные кристаллы плагиоклаза в зальбанде кварцевой жилы. Шлиф СС 1472/74, без анализатора, увел. ×40 (Светлинское месторождение пьезокварца)

Кристаллы полевого шпата нарастают в виде друзовидных агрегатов на поверхности стенок жиловмещающих трещин. Снаружи полевошпатовая зона сменяется зоной крупночешуйчатого биотита, постепенно переходящей в неизмененные сланцы (рис. 152).

Практическая значимость пегматитов определяется наличием в них кристаллов берилла, топазов и танталита-колумбита. Коллекционный интерес представляют блоки и кристаллы калиевого полевого шпата, горного хрусталя, альбита и мусковита. Наряду с редкими металлами в пегматитах установлена хрусталеносная, камнесамоцветная минерализация, что позволило А.Е. Ферсману выделить на Урале самоцветную полосу, а строение уральских пегматитов — использовать в качестве модели процесса.

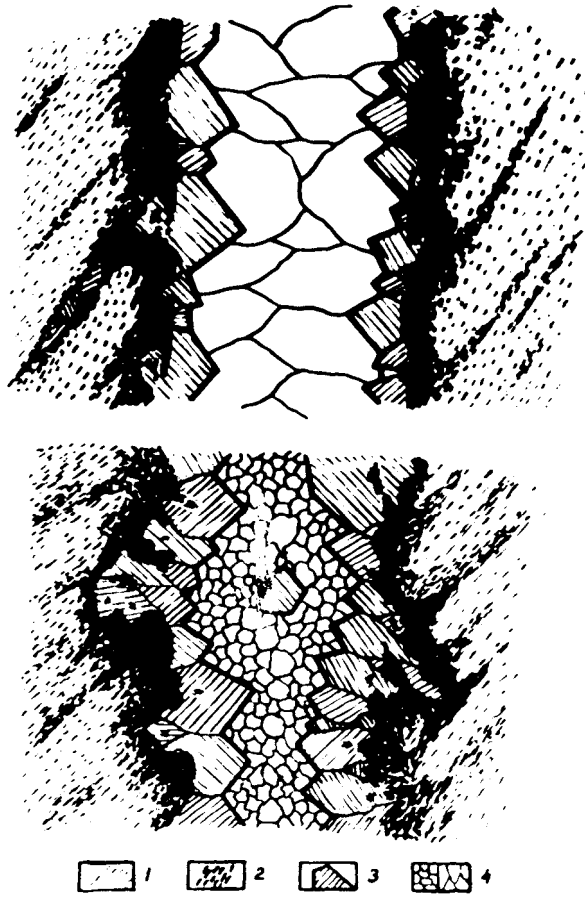


Рис. 152. Полевошпат-кварцевые жилы в кристаллических сланцах Светлинского месторождения пьезокварца:

1 — кристаллические сланцы, 2 — биотит, 3 — полевой шпат, 4 — жильный кварц

4.2. Камерные (занорышевые) хрусталеносные пегматиты с самоцветами и хрусталеносные кварцевые жилы Урала

Пегматиты, содержащие полости с разнообразным кристаллосырьем, представляют собой весьма сложные объекты для классификации, и их место в систематике гранитных пегматитов далеко

не однозначно (Загорский и др., 1999). Они называются камерными, миароловыми, занорышевыми, хрусталеносными, а также пегматитами с драгоценными камнями.

А.И. Гинзбург и Г.Г. Родионов (1960) вслед за А.Е. Ферсманом (1960) выделили формацию миаролово-хрусталеносных пегматитов малых глубин. В последнюю они включили пегматиты с топазом и бериллом, тогда как их аналоги с турмалином и кунцитом в миаролах были отнесены к редкометалльной формации средних глубин. Е.Я. Киевленко (2001) не находит принципиальной разницы между собственно хрусталеносными и миароловыми пегматитами с драгоценными камнями, относя их к формации малых глубин. И.Г. Бакуменко и С.И. Коноваленко (1988) считают, что миароловые пегматиты — это четко очерченная самостоятельная формация гранитных пегматитов, промежуточная по глубине становления между собственно камерными и собственно редкометалльными телами.

Пегматиты с самоцветами в полостях часто относят к редкометалльным, поскольку в них присутствуют такие минералы, как берилл, Li-турмалин, лепидолит, танталониобаты, а также в связи с тем, что по данным изучения включений в минералах некоторые миароловые и редкометалльные пегматиты формируются в сходных PT-условиях (Загорский и др., 1999).

Главнейшей генетической особенностью коренных месторождений — пьезооптического кварца, флюорита, самоцветов (берилла, топаза, турмалина и др.) — являются свободная и постепенная кристаллизация их совершенных индивидов в полостях природных резервуаров-кристаллизаторов. Поэтому генезис и размеры месторождений зависят от происхождения вмещающих кристаллосырье гнезд и погребов.

Кристаллизация кондиционных минералов только из ювенильных средне- и низкотемпературных растворов является общей для всех месторождений пьезокварца и самоцветов. Растворы для длительного пересыщения заимствуют вещества для медленного роста кристаллов из окружающих пород. Такое гидротермально-альпийское происхождение выступает второй важной особенностью месторождений пьезооптического кварца и самоцветов (Ермаков, 1958).

Резервуары-кристаллизаторы связаны по происхождению с различными факторами, среди которых магматический, тектонический и литологический имеют важное значение.

1. **Полости магматического происхождения.** Некоторые глубинные и приповерхностные проявления магматической дея-

тельности сопровождаются образованием пустот, сингенетичных с вмещающими их породами. В первую очередь к ним относятся процессы образования остаточных — камерных, штоковых и иньекционных гранитных пегматитов, развитых в Коростенском, Каибском, Акжайляуском и других гранитных массивах. В результате последовательной раскристаллизации дочерних очажков остаточной магмы, самоизолировавшихся в коре плутона, возникают *камеры* разных, иногда весьма значительных, размеров.

В пустотах камерных и штоковых (инъекционных) пегматитов происходит гидротермальная кристаллизация пьезокварца (морион, раухтопаз) вместе с топазом, бериллом или оптическим флюоритом. Таким образом, устанавливаются два ряда промышленной минерализации тел остаточных пегматитов.

2. **Полости тектонического происхождения.** По отношению к вмещающим породам эта группа пустот-кристаллизаторов является эпигенетической, связанной с разрывными нарушениями, которые определяют тектоническую структуру месторождений. Чаще всего тектонические полости, вмещающие пьезооптические минералы, приурочены к отдельным простым трещинам разрывов и сколов. В сдвиговых зонах рассланцевания пород, податливых растворению, возникающие полости являются уже не столько тектоническими, сколько полостями выщелачивания, растворения.

3. **Полости растворения.** Образование полостей-кристаллизаторов пьезооптических минералов и самоцветов путем растворения зависит от степени растворимости пород, т. е. в первую очередь от литологического фактора. Локализация этих полостей на определенных участках чаще всего связана с разрывными тектоническими нарушениями, по которым циркулировали растворы, а иногда также с экранирующими горизонтами и плоскостями слоистости пород, подвергшихся растворению (Ермаков, 1958).

Таким образом, по генетическим условиям кристаллизации среди пегматитовых месторождений выделяются два класса (Лазько, 1958):

1) класс *магматически-гидротермальных месторождений*, к которым относятся пегматитовые месторождения, внутри которых выделяются остаточные (камерные) и инъекционные, жильные (занорышевые) пегматиты — закрытая, автоклавная, гидротермальная система;

2) класс *гидротермально-альпийских месторождений*, образующихся в тектонических полостях и полостях растворения — в условиях открытой гидротермальной системы, к которым относятся

хрусталеносные гнезда, наложенные на редкометалльные, топаз-берилловые пегматиты, хрусталеносные и рудоносные кварцевые жилы, и минерализованные трещины альпийского типа.

4.2.1. Магматически-гидротермальные месторождения

Как отмечают многие исследователи, пегматиты, аплит-пегматиты, аплиты и аплитовидные граниты составляют единый генетический ряд, связанный переходными разностями. Одной из причин разнообразия пегматитов может быть сингенетичность или эпигенетичность пегматитов по отношению к вмещающим гранитам. На это давно обращали внимание, но особо данный вопрос заострен А.И. Гинзбургом, считавшим, что при сингенетических и эпигенетических условиях «образуются совершенно различные пегматиты, различающиеся по своему геологическому положению, по своим структурным особенностям, по морфологии рудных тел и представляющие совершенно различную практическую ценность, хотя состав их может быть весьма близким» (Гинзбург, 1952; Гинзбург и др., 1979).

К факторам, влияющим на возникновение пегматитов разных типов, можно добавить еще один, позволяющий объяснить ряд явлений, встречающихся в пределах изученных полей пегматитов. Этим фактором выступает представление о вертикальной многоочаговости при формировании пегматитовых расплавов, периодически и последовательно появляющихся с глубиной в ходе возникновения отдельных тел гранитов и пульсационном характере развития пегматитового процесса. Периодичность появления расплавов и растворов, пульсационный характер пегматитового процесса — необходимое следствие становления тел материнских гранитов, а пегматиты — как продукт развития магмы во времени в определенном конкретном пространстве. В то же время пегматиты давно большинством исследователей рассматриваются как минеральные образования, занимающие положение, промежуточное между изверженными горными породами, с которыми они тесно связаны, и рудными кварцевыми жилами (Заварицкий, 1947). Следствием пегматитовых процессов является формирование кварцевых образований сложной онтогении — кварцевые ядра пегматитов.

Вопросы возникновения гранитных пегматитов рассматриваются в большом количестве работ (Ферсман, 1940, 1960; Заварицкий, 1947; Ермаков, 1950, 1960, 1965; Власов, 1955; Никитин, 1955,

1968; Солодов, 1962; Гордиенко, 1970; Лазаренко и др., 1973; Салье, 1975; Соколов, 1975; Гинзбург и др., 1979; Таланцев, 1988; и др.).

Тем не менее результаты изучения кварца пегматитов приводят большинство исследователей к выводу, что в пегматитах кварц образуется в магматическую, пневматолитовую и гидротермальную стадии. Это находит подтверждение при изучении топазо-берилл-морионовых пегматитов Волыни, кварц-флюоритовых пегматитов Казахстана, редкометалльных и хрусталеносных пегматитов Урала.

Строение камерных пегматитов характерно и в главных чертах одинаково на всех месторождениях. Различаются продуктивные тела лишь в нюансах состава. Поэтому полное представление о строении пегматитов описываемого типа можно

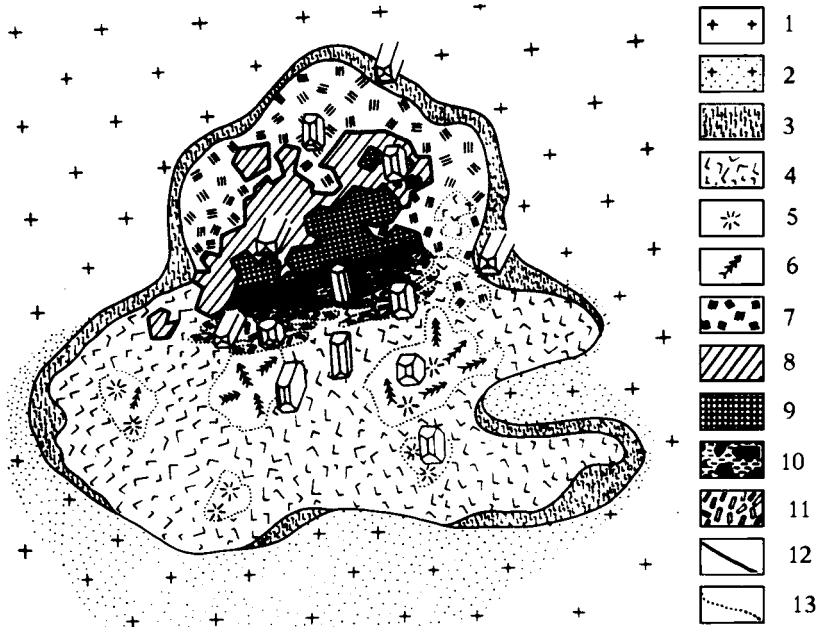


Рис. 153. Распределение основных форм кристаллов полевых шпатов по зонам камерного пегматитового тела (Волынь, Украина) (Павлишин, Довгый, 2007):

1 — гранит; 2 — гранит, обогащенный темноцветными минералами; 3–7 — структуры: мелкозернистая графическая (3), средне-, крупнозернистая графическая (4), радиально-графическая (5), апографическая (6), пегматоидная (7); 8 — полевой шпат; 9 — серый кварц у контакта с полостью; 10 — полость с морионом и самоцветами; 11 — зона выщелачивания; 12 — четкие контакты; 13 — нечеткие контакты

Рис. 154. Полихромный топаз 10 см в высоту массой 1,76 кг (Володарск-Волынский) (Павлишин, Довгый, 2007)

составить на примере камерных пегматитов месторождений Украины, Казахстана, так как на Урале, к сожалению, камерных пегматитов нет.

Изучение топазо-берилл-морионовых пегматитов Восточной Волыни (Лазаренко и др., 1973; Павлишин, Довгый, 2007) показало, что наибольший интерес представляют полнодифференцированные камерные пегматиты. Их особенности: наличие крупной камеры с кристаллами, резкая вертикальная асимметричность, обусловленная положением кварцевого ядра, камеры и зоны выщелачивания. Кварцевое ядро расположено в центральной части пегматитового тела. Форма его грибовидная, линзовидная, непра-

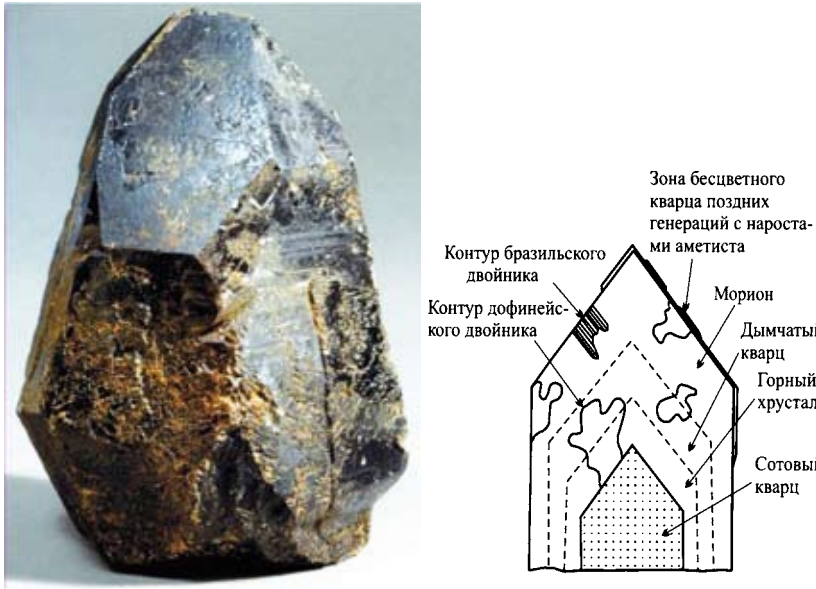


Рис. 155. Кристалл мориона и схема внутреннего строения кристалла из пегматита Волыни (Павлишин, Довгый, 2007)

вильная (рис. 153). Мощность от 1–2 до 10–15 м. Кварцевая зона сложена крупноблоковым молочно-белым кварцем, в котором местами наблюдаются прозрачные участки не более 1–2 см в диаметре. Часто встречаются мелкие (3–10 см) полости, выполненные бесцветными или дымчатыми кристаллами кварца.

В настоящее время пегматиты Волыни — единственный на Украине источник ювелирного и технического топаза. Практический интерес представляют только кристаллы из камер (рис. 154). Размеры кристаллов самые различные, так в 1965 г. был добыт кристалл массой 117 кг.

Кристаллы кварца в пегматитах Волыни представлены морионом, дымчатым кварцем, горным хрусталем, серым молочно-белым кварцем. Анатомия кристаллов кварца наилучшим образом фиксируется благодаря окраске и расположению включений (рис. 155).

Выделяются следующие зоны собственно полости: «сотовая» (рис. 156), горного хрусталя, дымчатая, морионовая и позднего кварца стадии регенерации.

Кристаллизация кварца в пегматитах Волыни происходила в широком диапазоне физико-химических условий и различными

Рис. 156. «Сотовый» кварц из кристалла пегматита Волыни (Павлишин, Довгый, 2007)

способами — кристаллизацией расплава, путем перекристаллизации и метасоматоза и свободного роста в пустотах.

Микроскопически в кварце встречаются многочисленные включения двух основных типов: 1) включения, находящиеся в полигональных залеченных трещинах или плоскостях так называемых «сот»; 2) включения более поздние, пересекающие «соты».

Включения, характеризующиеся «сотовым» размещением, очень мелкие (0,01–0,001 мм) и распространены наиболее широко.

Результаты изучения основных типов включений в кварце из различных зон пегматита и общие валовые анализы содержимого включений позволяют сделать следующие выводы.

1. Температура кристаллизации коростенского плутона составляет 700–730 °С. По И.Т. Бакуленко температура гомогенизации (700–720 °С) высокотемпературных включений в пегматоидной и мономинеральных зонах является нижней границей кристаллизации периферической графической зоны.

2. Отложение наиболее раннего кварца полевошпатовой (графики) и блоковой зон происходило при температуре выше 600 °С и давлении 700–800 атм (т. е. до перехода SiO_2 в низкотемпературную модификацию).

3. Наличие «сотового» кварца свидетельствует о быстром прохождении системой минералообразования температуры α–β-перехода, для Волыни условно принята 600 °С при давлении 1 кбар (Лазаренко и др., 1973).

4. Резкое снижение температуры, видимо, в результате моментального спада давления приводило к образованию полигональных трещин в кварце и последующему залечиванию их «кипящим» раствором (отделение углекислоты) при температуре 205–215 °С и давлении 670–700 атм. Несколько выше были температура и давление при залечивании «сотовых» трещин в кварцевом обособлении полевошпатовой зоны (соответственно 220 °С и 780–800 атм). Залечивание обычных трещин в кристаллах мориона светлым наиболее поздним кварцем происходило при температуре 235–245 °С и давлении около 260 атм.

5. Кварцеобразующие растворы отличались высоким содержанием углекислоты, особенно при отложении минерала до и во время α–β-превращения (что впервые отмечается во включениях «сотовых» трещин). Отделение углекислоты с изменением термодинамических условий приводило к вскипанию раствора дважды за время формирования кварцевой зоны и занорыша. По-видимому, одним из факторов, неблагоприятно сказавшихся на качестве кристаллов мориона, был непостоянный, резко изменяющийся режим кристаллизации.

6. Водные вытяжки из различных участков пегматита характеризуются pH, колеблющимся в пределах 6,4–8,0. При этом наблюдается закономерное увеличение кислотности раствора с приближением к занорышу.

По данным Л.Ш. Базарова (1968) в пегматитах Центрального Казахстана кварц ядерных зон кристаллизовался (начальные

этапы) совместно с кварцем блоковой и апографической зон. Интервал температур кристаллизации от 700 до 720 °С, давлений — от 1290 до 1000 атм. Формирование ядерного кварца оканчивалось при давлении не ниже 650 атм. Кристаллизация осуществлялась из растворов, имеющих различную плотность. В составе растворов, из которых осуществлялась кристаллизация ядерного кварца, присутствует свободная углекислота (CO_2) в количестве 81,5 % (объемных) от состава газовой фазы во включениях (удельный объем CO_2 — от 100 до 145 $см^3/г$). Кристаллизацией ядерного кварца оканчивается формирование основных структурных зон пегматита.

Кристаллы мориона начинают кристаллизоваться в пневматолитовую стадию и продолжают рост в гидротермальную. Корневые части кристаллов могут быть сложены β-кварцем, на который в гидротермальную стадию нарастает α-кварц. Начальные этапы гидротермального процесса приурочены к интервалу температур от 520 до 300 °С. Интервал давлений — от 670 до 30 атм (Базаров, 1968).

Аналогичные данные получены И.Т. Бакуменко в 1968 г. Формирование внешних оторочек хрусталеносных и редкометалльных пегматитов (Казахстана и Восточного Забайкалья) связано с магматическими процессами, протекавшими при температурах, превышающих 700–720 °С, и давлениях выше 1000 атм. «Кварцевое ядро» пегматитов развивалось начиная с температуры 600–650 °С.

«Сотовые» кварцы начинают образовываться в занорышах при температуре 600 °С и давлении не ниже 600 атм. «Сотовая» трещиноватость развивается при полиморфном переходе кварца в связи с резкими спадами давлений, температур и плотностей полостных растворов (адиабатическое охлаждение).

В пегматитах хрусталеносного типа на стадии роста мориона и дымчатого кварца происходило преобразование пневматолитовых растворов в гидротермальные. Кратковременное сосуществование пневматолитовых и гидротермальных растворов (вскипание и сжижение) возможно и вне пределов данного рубежа температур, т. е. выше 410–480 °С и ниже него.

По положению относительно материнской интрузии пегматиты могут быть неперемещенными, остаточными (сингенетичными) или перемещенными, инъекционными (эпигенетическими). Камерные пегматиты являются неперемещенными, отчего происходит их название «внутригранитные». Инъекционные, занорышевые, пегматиты обычно выжаты в экзоконтакты интрузии

и лишь изредка залегают в пределах массива. Небольшая глубина формирования и спокойная тектоническая обстановка явились основными факторами для образования полостей свободного роста кристаллов (камер, миарол, погребов, занорышей) как в сингенгетических пегматитах, так и в эпигенетических.

Помимо самоцветов группы горного хрусталя, указанные пегматиты служат источником берилла и топаза.

Второй промышленно-генетический тип инъекционных, занорышевых, пегматитов объединяет наиболее крупные коренные месторождения ювелирных минералов топаза и берилла: Суру-Прету (Бразилия), Анказобе, Тананариве, Тангафено (Малагасийская республика) (Киевленко, 2001), а также наши знаменитые копи Алабашско-Мурзинского района на Урале (Никитин и др., 1967; Таланцев, 1988; Попов, Попова, 1999; Киевленко, 2001; Емлин и др., 2002).

Пегматиты этого типа распространены как в гранитах, так и в экзоконтакте Мурзинско-Адуйской интрузии. В восточном экзоконтакте располагаются интенсивно замещенные альбитовые пегматиты с редкими металлами, приуроченные к узким меридиональным зонам разломов. В самой гранитной интрузии развиты мелкие незамещенные и незональные шлировидные или жилообразные пегматиты существенно калиевого состава, которые не несут ни редкометалльной минерализации, ни самоцветной.

Миаролоносные пегматиты с драгоценными камнями располагаются в гнейсах и сланцах западного экзоконтакта Мурзинско-Адуйской гранитной интрузии. Ширина меридиональной полосы развития пегматитов (от контакта с гранитами) достигает 10–14 км. Последние в пределах поля распределены неравномерно, по длине поля (около 70 км) пегматиты образуют отдельные крупные группы и скопления. Выделяются пять таких участков концентрации пегматитов, наибольшие из которых — Алабашско-Мурзинский, Южаковский, Адуйский — включают до 50 крупных жил каждый и более. На площади этих участков пегматитовые жилы не вытягиваются в линейные зоны, хотя подавляющая их часть имеет субмеридиональное простирание, а развиты именно по площади. Это обстоятельство указывает на то, что размещение миаролоносных пегматитов (в отличие от редкометалльных пегматитов восточного контакта интрузии) не контролируется разрывной тектоникой.

Пегматитовые жилы, которые в миароловых полостях несут ювелирные топаз и берилл, вмещаются гнейсами разного состава, значительно реже они залегают в сателлитоподобных телах

гранитов. В телах серпентинитов залегают пегматиты с цветными турмалинами.

На площади Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы известны многие знаменитые месторождения ювелирного топаза (Мокруша, Большая и Малая Тяхеловесницы, Топазницы и др.) и ювелирного берилла (Тысячница, Старая Мыльница, Трехсотенная, Старцевская, Старая Гора, Семенинская и др.). Количество добытого из каждой копи са¬моцветного сырья неизвестно. Несомненно, оно было значительно, так как старательские отработки на перечисленных жилах велись в течение длительного периода (Ферсман, 1960; Смертенко и др., 1980а, б; Таланцев, 1988; Гурков, 2000).

Миароловые (занорышевые) полости данных пегматитов имеют особенности, которые позволили выделить их в особый *мурзинский* тип (рис. 157). Гнезда в них образуются в процессе формирования инъекционных жильных пегматоидных пород как результат кристаллизации остаточного расплава-раствора в относительно закрытой системе. Этим они сходны с камерными пегматитами Волыни, Казахстана, Восточного Забайкалья.

Пегматитовая жила месторождения Мокруша, пожалуй, самого богатого топазами, и наиболее знаменитого месторождения Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы является типичным представителем пегматитов топаз-бериллового типа.

По размерам пегматитовая жила месторождения Мокруша — самая крупная среди жил пегматитового поля самоцветной по-

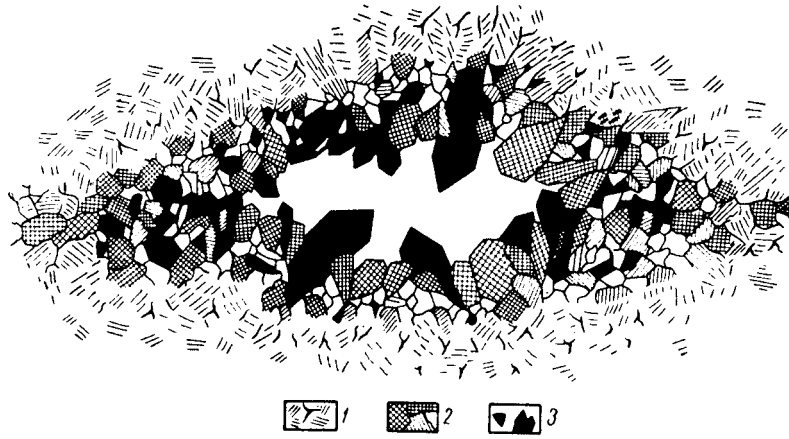


Рис. 157. Хрусталеносное гнездо мурзинского типа (Никитин и др., 1967):

1 — гранит-аплит, 2 — полевой шпат, 3 — кварц

лосы. Разведанная ее длина по простиранию составляет не менее 500 м, ширина вкрест простирания в северной части — 60–70 м, в средней части — уже около 150 м. Мощность жилы изменяется от 2–3 м в западном крыле до 10–14 м в ее средней части. Изменение мощности происходит плавно, без четких раздувов и пережимов. Контакты жилы с вмещающими ее гнейсами и гранитами резкие и не отличаются сложностью; на многих участках они прямолинейны или плавно изгибаются, апофизы весьма малочисленны (Смертенко и др., 1980б).

Строение всех миаролоносных жил с ювелирным бериллом и топазом типично. В морфологическом отношении описываемые пегматиты характеризуются жильной или плитообразной формой без резко выраженных раздувов и пережимов и малым количеством апофиз; очертания контактов простые. Простота формы и преобладающее крутое падение жил обусловлены согласным залеганием их в гнейсах. Наиболее характерной чертой строения топаз-берилловых миаролоносных пегматитов является их зональность (рис. 158), которая в обобщенном виде выглядит следующим образом (от периферии к осевой части).

а. Зона мелкозернистого гранита или гранит-пегматита. Бывает мощной (первые метры) и выдержанной или маломощной и не выдержанной в висячем боку жил, особенно пологих.

б. Зона графического пегматита развита всегда интенсивно, слагая от 40 до 90 % объема жилы. Как правило, облекает внутренние зоны пегматита с обоих боков. Структура графического пегматита по направлению к внутренним частям жилы изменяется от микро-, тонкографической до крупно- и грубографической.

в. Крупнокристаллический пегматоидный или блоковый пегматит располагается в осевой части жилы, образуя или достаточно выдержанные по простиранию зоны, или линзообразные и четковидные гнездообразные обособления среди графического пегматита.

г. Кварцевые ядра или мощные скопления блокового гигантокристаллического кварца совершенно не характерны для описываемых жил. Встречаются они очень редко и не достигают больших размеров. Жилы с консолидированным кварцевым ядром редки.

Таким образом, для пегматитовой жилы месторождения Мокруша (как и для подавляющего большинства пегматитов с драгоценными камнями) зональное строение обусловлено главным образом закономерным обособлением кварц-микроклиновых структурно-минеральных комплексов первичной кристаллизации. Зоны замещающих комплексов развиты в незначительных

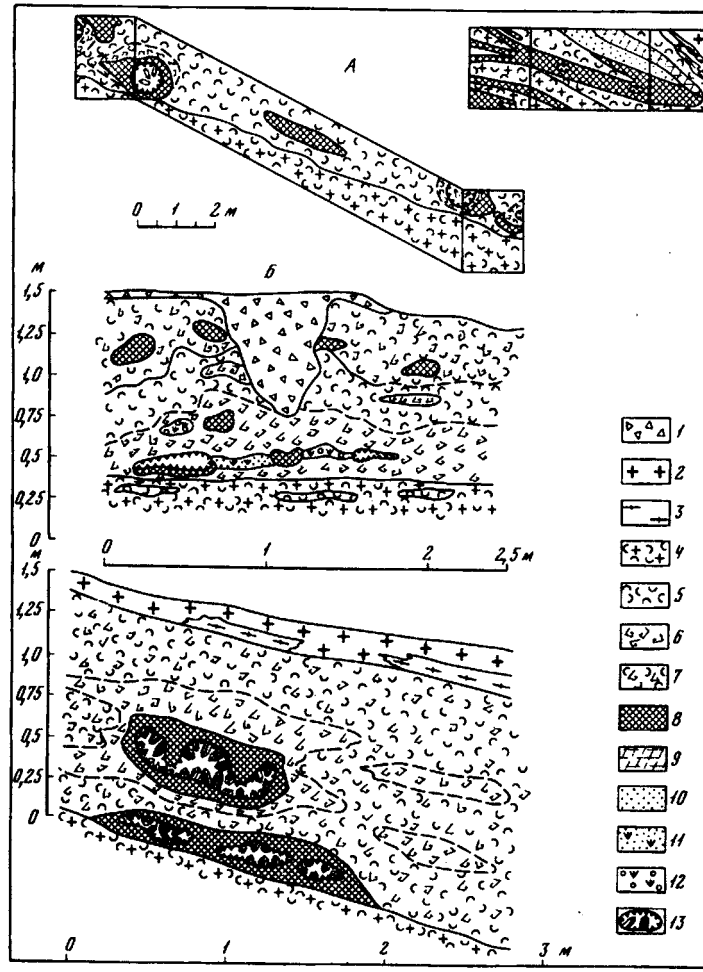


Рис. 158. Характер локализации полостей в пегматитовой жиле Мокруша (Смертенко и др., 1980б):

А — геологические разрезы участков пегматитовой жилы в районе шурфов 8 и 8а; Б — зарисовка забоя уступа в карьере (западный фланг жилы); В — зарисовка забоя уступа в карьере (осевая часть жилы).

1 — заваленные старательские выработки, 2 — средне- и крупнозернистые биотитовые порфировидные граниты, 3 — гнейсы, 4 — гранит-пегматит, 5 — мелко- и среднеграфический пегматит, 6 — крупнографический пегматит, 7 — графический пегматит смешанной структуры, 8 — блоковопегматоидный пегматит, 9 — блоковый микроклин, 10 — таблитчатый альбит, 11 — сахаровидный альбит с мусковитом, 12 — кварц-мусковитовый комплекс, 13 — занорыши

масштабах и не могут существенно влиять на текстурные особенности жилы.

Положение полостей в поперечном сечении пегматитовой жилы правильно было определено еще А.Е. Ферсманом (1960, 1962). Однако укоренившееся мнение о том, что они располагаются только в крупнокристаллическом пегматите пегматоидной или блоковой структуры, который А.Е. Ферсман обозначал старательским термином «тощак», по мнению В.М. Смертенко с соавторами (1980б), представляется не совсем верным.

Данные этих авторов позволяют утверждать, что друзовые миароловые полости в неменьшем количестве располагаются и среди графического пегматита. Видимо, причиной возникновения существовавшего ранее представления является почти обязательное наличие выдержанной или прерывистой каймы пегматоидного или грубокристаллического мономикроклинового пегматита вокруг полостей (рис. 159). Мощность такой каймы во многих случаях столь мала, что считать ее текстурной зоной пегматитовой жилы нельзя, скорее она представляется текстурной зоной самой полости, за которой следует собственно друзовая зона.

К тому же она часто составлена не целыми индивидами свободного от ихтиоглиптов микроклина, а лишь обращенными к полости частями кристаллов, в которых отсутствуют ихтиоглипты кварца. Именно изучение полостей, расположенных среди графического пегматита, позволяет сделать вывод об их первичной остаточной природе. По направлению к полостям укрупняется размер минеральных индивидов пегматита, главным образом микроклина, укрупняется в общем и размер кварцевых ихтиоглиптов, так что около полостей преобладают крупно- и грубографические разности письменного гранита. С учетом узкой каймы крупнокристаллического пегматита и друзовой зоны самой полости можно утверждать, что вокруг занорыша создается локальная первичная зональность, отражающая такой последовательный ход всего пегматитового процесса, который приводит к закономерному возникновению полости.

Около друзовых полостей почти всегда развивается альбитовое замещение, интенсивность которого очень быстро убывает с удалением от них. Клевеландитовый замещающий комплекс с лепидолитом встречается только в непосредственной связи с друзовыми полостями. Несомненно, что в данном случае не полости связаны в происхождении с развитием процессов замещения, а последние пространственно и генетически связаны

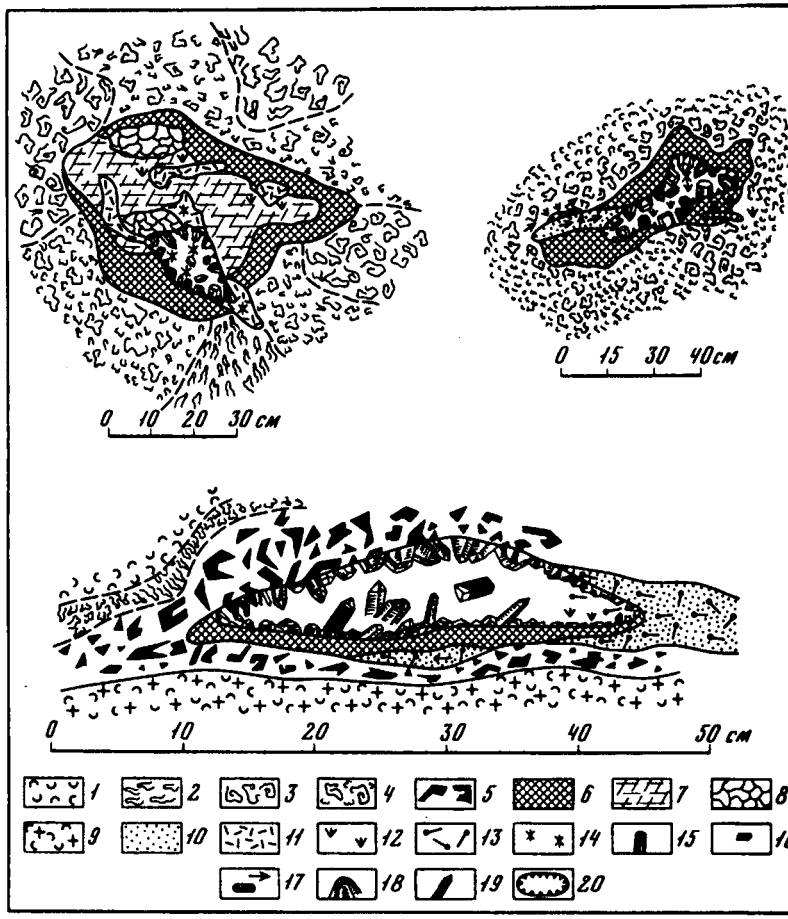


Рис. 159. Зарисовка друзовых полостей на месторождении Мокруша (Смертенко и др., 1980б):

1 — тонко- и мелко-графический пегматит, 2 — графический пегматит со струйчатым рисунком ихтиоглиптов, 3 — крупнографический пегматит, 4 — графический пегматит смешанной структуры, 5 — грубографический пегматит, 6 — пегматоидный пегматит, 7 — блоковый микроклин, 8 — обособления блокового кварца, 9 — вмещающий гранит, 10 — сахаровидный и таблитчатый альбит, 11 — клевеландит, 12 — крупночешуйчатый мусковит, 13 — мелкочешуйчатый мусковит, 14 — лепидолит, 15 — кристаллы берилла, 16 — кристаллы топаза, 17 — турмалин, 18 — кристаллы микроклина, 19 — кристаллы кварца, 20 — контур полостей

с образованием остаточных друзовых полостей. В то же время фиксируемые в жиле редкие относительно мощные и выдержанные зоны замещающих комплексов не контролируют размещения полостей. Наконец, отметим еще то обстоятельство, что нередко на одном небольшом участке близко соседствуют полости с резко различными друзовыми минералами, в частности с топазами или бериллом либо без них. Если бы друзовые полости были наложенными, то последние в пределах одной зоны должны были бы характеризоваться одними и теми же минералами. В действительности этого нет. Таким образом, полученные нами данные позволяют подтвердить выводы А.Е. Ферсмана (1960, 1962) о первичной остаточной природе миароловых полостей в пегматитах топаз-бериллового типа.

Детальное картирование месторождения Мокруша, материалы которого были опубликованы в производственном отчете И.А. Гурковым в 1986 г., в последующем были изложены в «Уральском геологическом журнале» (№ 6, 2000). В этой работе гнезда представляют собой остаточные минерализованные полости выполнения. В сферолит-пегматите полнозонального участка выделяются второй или нижний слой гнезд, где близ маркирующей зоны дробьевидного кварца сосредоточены гнезда с топаз-лепидолит-микроклин-альбит-кварцевым парагенезисом (рис. 160).

Полости верхнего продуктивного слоя, скорее всего, образовались в результате консервации некоторого объема, ограниченного только графическими структурами или графическими с верхней, и графическими структурами с нижней части (рис. 161–163).

Конфигурация полостей предопределяется особенностями формирования вмещающих их петроструктур и характеризуется необычайным разнообразием. Наряду со щелевидными, изометричными, колоколообразными, трубообразными гнездами, встречаются серии всевозможно разветвляющих и соединяющихся полостей (в особенности на жиле Голодная). Наибольшее количество кондиционного топаза сосредоточено в гнездах изометрично-округлой и напоминающей свод русской печи формы. Большинство полостей верхнего продуктивного слоя тяготеет к границе схождения графических структур висячего и гранитоподобных – лежачего боков жилы. Однако благодаря неправильной форме некоторый объем гнезд распределен в средних и верхних частях зон графического пегматита. Таким образом, наиболее продуктивной на обнаружение самоцветной минерализации для жилы Мокруша следует считать всю зону графического пегматита и подстилающую ее

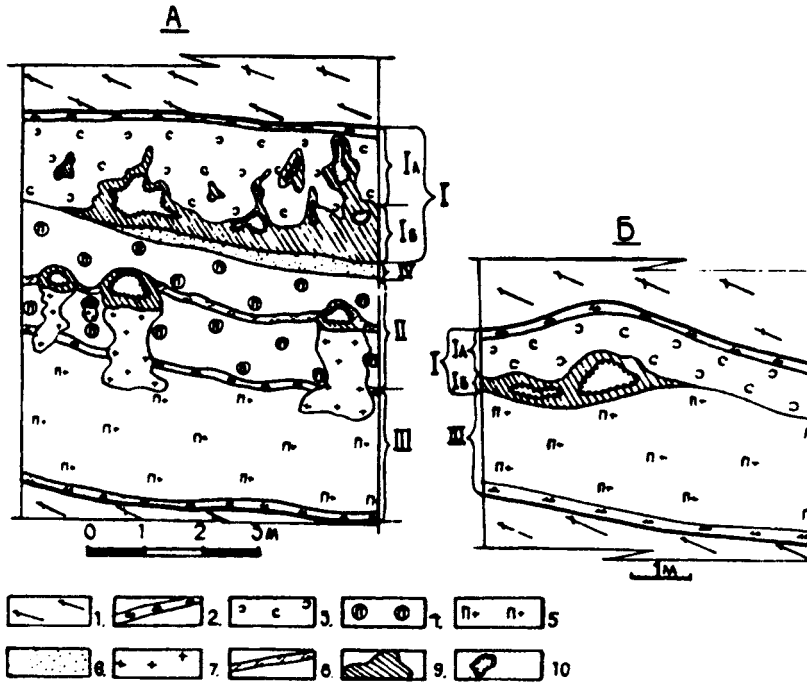


Рис. 160. Фрагмент геологического строения пегматоидной жилы Мокруша (Гурков, 2000):

А — полнозональное строение, Б — неполнозональное.

I–IV — петроструктурные разности пегматита: I — графические и субграфические структуры (IА — породы графического пегматита, 1Б — подзона пегматоидно-блоковых структур), II — сферолит-пегматит, III — гранит-пегматит, IV — аплит.

1 — гнейсы биотитовые; 2–9 — пегматит: 2 — грубографический, 3 — мелкографический, 4 — сферолитовой структуры, 5 — гранитной структуры, 6 — аплитовидный, 7 — гранитной структуры полосчатой текстуры, 8 — мелкографический с дробьевидными зернами кварца, 9 — пегматоидно-блоковый; 10 — гнезда

подзону развития пегматоидно-блоковых структур, если таковая имеется (рис. 164).

Полости и гнезда продуктивного слоя, приуроченные к сферолит-пегматиту, зафиксированы на месторождении впервые. Они локализовались в небольших своеобразных телах штоко- или грибообразной формы, при средних размерах 1,2 × 2,0 м. Располагаются гнезда в верхних частях этих тел и окружены пегматоидно-блоковой оторочкой.

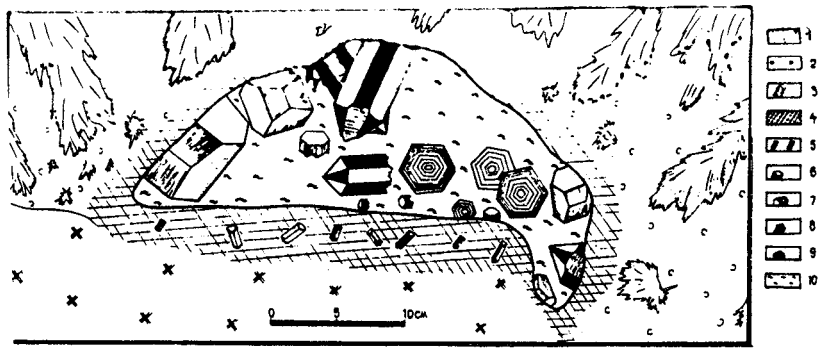


Рис. 161. Морфология и строение гнезда с мусковит-берилловым парагенезисом в неполнозональном участке жилы Мокруша (Гурков, 2000):

1 — мелкографический крупноблоковый пегматит; 2 — гранит-пегматит; 3 — кварц-мусковитовый агрегат; 4 — пегматоидно-блоковый пегматит; 5–9 — кристаллы: 5 — турмалин, 6 — гелиодор, 7 — ортоклаз, 8 — морион, 9 — мусковит; 10 — глинка гнездового выполнения

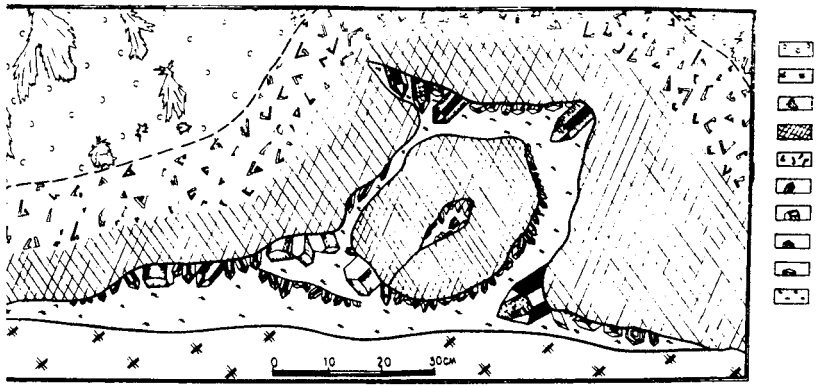


Рис. 162. Особенности строения гнезда с полевошпат-кварцевым парагенезисом в неполнозональном участке (пегматитовая жила Мокруша) (Гурков, 2000):

1, 2, 4, 5 — пегматит: 1 — мелкографический, 2 — гранитоподобный, 4 — пегматоидно-блоковый, 5 — крупнографический; 3 — кварц-мусковитовый агрегат; 6–9 — кристаллы: 6 — морион, 7 — ортоклаз, 8 — мусковит, 9 — плагиоклаз; 10 — гнездовое выполнение

Изучение нескольких десятков друзовых полостей мурзинского типа (Таланцев,1969а, б, 1988; Смертенко и др., 1980а, б) показало, что строение их довольно однообразное: стенки сложены

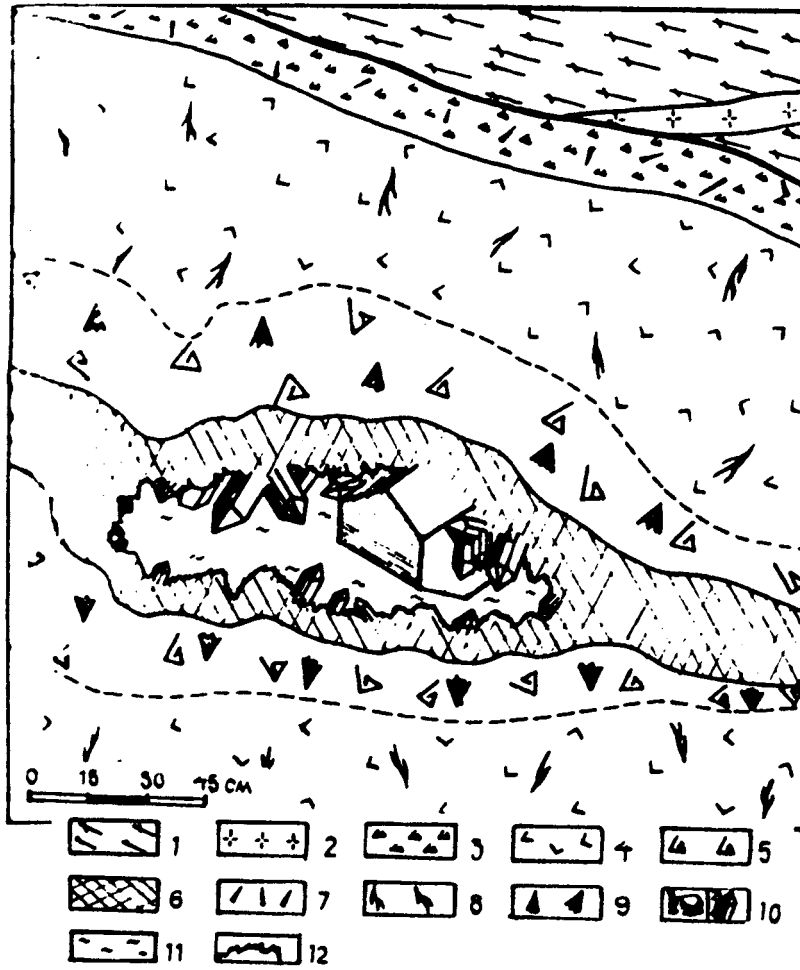


Рис. 163. Детальная зарисовка забоя штрека № 1 (жила Голодная) (Гурков, 2000):

1 — биотитовые гнейсы; 2 — порфировидные граниты; 3–6 — пегматит: 3 — пегматоидно-грубографический, 4 — средне-крупноблоковый среднеграфический, 5 — крупно-, гигантоблоковый крупнографический, 6 — пегматоидно-блоковый; 7 — биотит мечевидный; 8 — лейсты расщепленного биотита; 9 — мусковит дендритовидный; 10-1 — ортоклаз; 10-2 — морион; 11 — глина гнездового выполнения; 12 — клевеландит

крупными кристаллами микроклина, из микроклина и альбита в полость разрастаются агрегаты мусковита и клевеландита, кристаллы мориона, турмалина, топаза и других минералов.

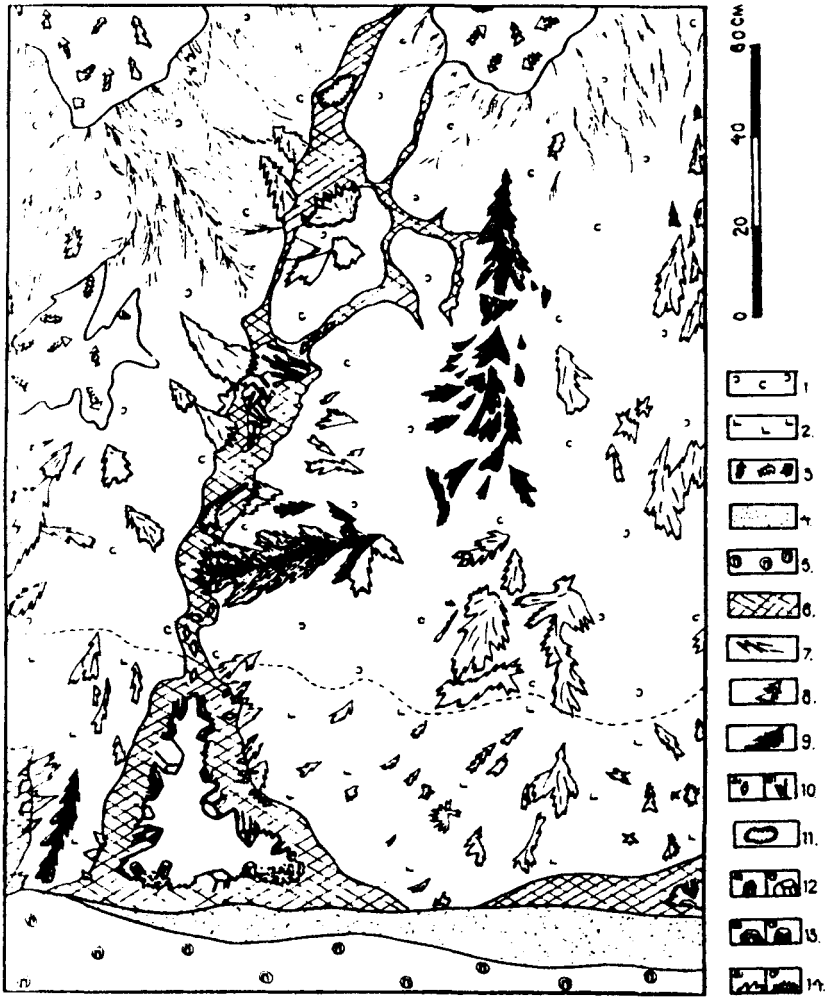


Рис. 164. Фрагмент строения жилы Мокруша с друзовой полостью, лепидолит-топазовым парагенезисом (Гурков, 2000):

1–6 — пегматит: 1 — крупноблоковый мелкографический, 2 — среднеграфический, 3 — скелетно-графический, 4 — аплитовидный, 5 — сферолитовый, 6 — пегматоидно-блоковый; 7 — расщепленные лейсты биотита; 8 — кварц-мусковитовый комплекс; 9 — дендритовидный биотит; 10а — таблитчатый мусковит; 10б — шерл; 11 — мнкрозанорыши; 12а — морион; 12б — микроклин; 13а — лепидолит; 13б — топаз; 14а — клевеландит; 14б — чешуйчатый лепидолит-«кипелка»

В этих друзах встречаются изумительной красоты идеально образованные кристаллы голубых топазов (рис. 165), берилла, гелиодора (рис. 166), реже аквамарина (рис. 167). В сводовой части полостей преобладают кристаллы кварца (рис. 168).

Рис. 165. Кристалл голубого топаза (Мурзинка). Фонды УГМ

Рис. 166. Кристалл гелиодора 7,5 см (Мурзинка). Фонды УГМ

Рис. 167. Кристалл аквамарина в пегматите (Мурзинка). Фонды УГМ

Рис. 168. Друза мориона в микроклин-альбитовом пегматите (месторождение Мокруша). Фонды УГМ

Пегматоидно-блоковый пегматит занорышей составляет выдержанную, но сравнительно маломощную (0,10–0,25 м) оторочку, образовавшуюся при тесном срастании корневых частей — кристаллов, выходящих в полость свободно образованными гранями. Блоки микроклина составляют до 45–50 % оторочки, кварца — не более 30 %.

На определенном уровне кристаллизации микроклина на гранях его кристаллов, еще продолжающих рост, из ихтиоглиптов появляются зародыши кристаллов кварца. Некоторые опережают микроклин в росте и постепенно увеличиваясь в размере образуют зону выходящих в полость кристаллов мориона (рис. 169).

Рис. 169. Мелкие кристаллы мориона, вырастающие из ихтиоглиптов внутри кристаллов микроклина (месторождение Мокруша)

Рис. 170. Индукционные грани роста корневых частей кварца в микроклине (месторождение Мокруша)

Постепенно полость обрамляется блоковым микроклином с обилием кристаллов мориона как результат прорастания ихтиоглиптов (рис. 171).

Вслед за выделением блокового микроклина начинается коррозия его мелкозернистым альбитом. Стадия свободной кристаллизации альбита (клевеландита) почти всегда проявлена очень четко. В эту же стадию происходит кристаллизация ранних генераций турмалина (шерла), завершается кристаллизация мориона.

Белый пористый альбит-клевеландит выполняет пространство между кварцем, микроклином и гребенчатым лепидолитом. В полостях минералы распределены согласно вертикальной гравитационной зональности. Кварц тяготеет к кровле гнезд, где срастается с гребенчатым лепидолитом, альбитом, реже микроклином (рис. 172).

Лепидолит первой генерации в виде крупных (10–15 см) одиночных кристаллов встречается во всех частях гнезд, но максимальное его количество отмечается в кровле. Микроклин слагает в основном блоковые и нижние части полостей, где сам нередко обрастается клевеландитом. Лепидолит второй генерации в виде

Рис. 171. Блоковый микроклин из полости с обилием мелких кристаллов мориона на поверхности (месторождение Мокруша)

Рис. 172. Кристаллы мориона в альбитизированном микроклине и с гребенчатым лепидолитом (месторождение Мокруша)

мелкочешуйчатого агрегата («кипелки») перекрывает альбит и микроклин донной части полостей. Крупные кристаллы топаза мурзинского типа (рис. 173) первой генерации прикрепляются исключительно к кровле, а мелкие кристаллы второй генерации — чаще к подошве гнезд, нарастая на лепидолит второй генерации или образуясь с ним совместно (рис. 174).

Рис. 173. Крупные кристаллы топаза «мурзинского» типа (месторождение Мокруша). Фонды УГМ

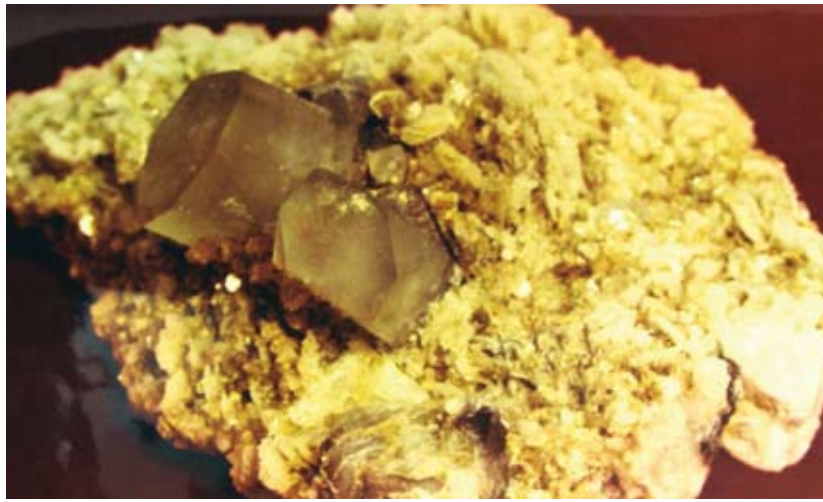


Рис. 174. Кристаллы топаза в альбит-лепидолитовой массе (месторождение Мокруша)

Кристаллы из копей самоцветной полосы прозрачны и окрашены преимущественно в нежно-голубой цвет. Многие кристаллы бесцветны. Величина их различна — вес составлял от нескольких граммов до нескольких килограммов и в редких случаях превышал 30 кг. Бериллы, добываемые из полостей описанных пегматитов, имели желтый, желто-зеленый, зеленый или светло-синий цвет, габитус кристаллов длиннопризматический, размер от долей сантиметра до 10–15 см по длинной оси.

Процессы образования гнезд с кристаллами кварца постоянно привлекают к себе внимание исследователей. Однако большинство работ касается лишь гнезд, приуроченных к кварцевым жилам или зонам трещиноватости в горных породах, тогда как литература, освещающая формирование кристаллов кварца в пегматитовых жилах, более ограниченна. Генезис гнезд здесь чаще всего рассматривается с позиций заключительных актов кристаллизации остаточного расплава-раствора (Ермаков, 1965). За послевоенные годы появились исследования, свидетельствующие о наложенности процессов хрусталеобразования на ранее сформировавшиеся тела пегматитов (Никитин, 1955, 1968; Дмитриев, 1960; Соколов, Захарченко, 1961; Никитин и др., 1967; Огородников, 1975; и др.). Таким образом, среди геологов до сих пор еще не сложилось общего мнения об образовании хрусталеносных пегматитов, что в какой-то степени связано с многообразием форм хрусталепроявлении в пегматитовых жилах (Никитин и др., 1967; Таланцев, 1988; Огородников и др., 2004).

Наибольший интерес представляет формация наложенных гидротермально-альпийских хрусталеносных гнезд, локализованных в полостях растворения в зонах трещиноватости тектонического происхождения (Ермаков, 1957; Лазько, 1958; Никитин и др., 1967; Огородников, 1975, 1993; Эшкин, 1983; Поленов, 2008). Название формации отражает обоснованную А.Е. Карякиным (Карякин, Смирнов, 1967) гидротермальную природу хрусталеносных гнезд, развивающихся за счет растворения горных пород, приобретая крупные размеры и сложную форму.

На территории Светлинского месторождения редкометалльных пегматитов на Южном Урале (описанного в работе ранее) были встречены сложные по форме тела гранит-аплитов, представляющие собой сочетания пологозалегающих и крутопадающих жилообразных тел. Среди гранит-аплитов почти повсеместно наблюдается развитие различных по структурно-текстурным особенностям пород (сегрегационно-зернистых, графических,

пегматоидных и др.), слагающих одиночные пегматитовые жилы или серии параллельных или ветвящихся жил. Эти образования приурочены к системам трещин, в большинстве своем согласным с залеганием соответствующих частей тел гранит-аплитов, и являются результатом многостадийного и последовательного преобразования первичных магматических пород (Никитин и др., 1967).

На заключительной стадии формирования редкометалльных пегматитов в процессе развития пород пегматоидной структуры образуются крупные кварцевые обособления — ядра, окруженные зоной крупноблокового полевого шпата. Форма кварцевых ядер меняется от почти изометрической до жилообразной, часто наблюдаются неправильные «спрутообразные» формы. Размеры ядер также колеблются в очень широких пределах: от нескольких десятков сантиметров до 30 м по наибольшему измерению. Самые крупные кварцевые ядра встречены в узлах сопряжений пологих и крутопадающих тел аплит-пегматитов, где и сами пегматиты получают максимальное развитие. Среди кварцевых ядер, ориентированных согласно с залеганием пегматоидных зон, могут выделяться пологолежащие и крутопадающие плосколинзовидные и жилообразные тела. Кристаллы кварца развивались в одну из последних стадий минералообразования, располагаясь под кварцевыми ядрами или в массе гидротермально измененного пегматита (рис. 175). Контуры гнезд (особенно нижние и боковые) сколько-нибудь определенно наметить трудно.

Ядра в пегматоидных зонах сложены молочно-белым или серым крупнокристаллическим кварцем, размеры отдельных индивидов с индукционными гранями достигают 20 см (рис. 176). Их внешние контуры обычно определяются гранями контактирующих с ними идиоморфных кристаллов крупноблокового полевого шпата. Около хрустальных гнезд кварц приобретает дымчатую окраску, становится более прозрачным. Распределение дымчатого кварца в ядрах, как правило, неравномерное: он развивается по границам отдельных индивидов или в нижней части кварцевого обособления.

Образование хрусталеносных гнезд в пегматитах связано с наложенными тектоническими процессами последующего растворения и роста в новообразованных полостях (рис. 177).

Эти гнезда располагаются под кварцевыми ядрами среди массы гидротермально измененного пегматита. Хрусталеносные гнезда были встречены только в аплит-пегматитовых телах № 2,

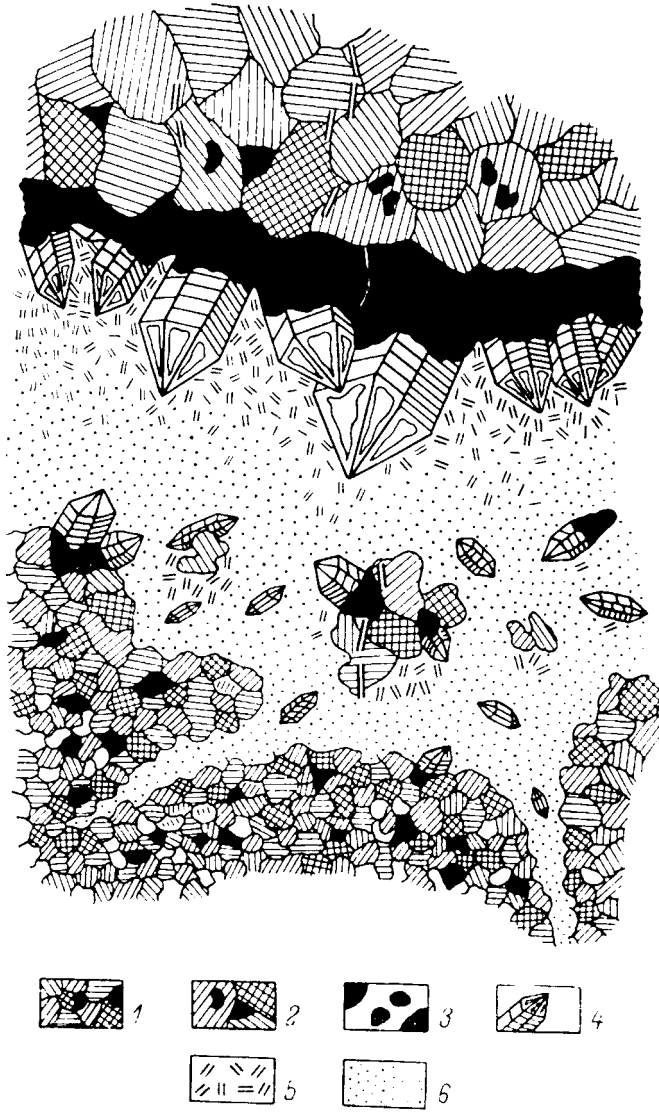


Рис. 175. Хрустальное гнездо под кварцевым ядром в пегматитовой жиле (Никитин и др., 1967):

1 — пегматит сегрегационно-зернистой структуры, 2 — пегматит блокового строения, 3 — кварц ядер и блоковых обособлений, 4 — кристаллы кварца, 5 — мусковит, 6 — галлуазит с каолинитом

Рис. 176. Кварц ядра (1) редкометалльного пегматита Светлинского месторождения в обрамлении крупноблочного полевого шпата (2)

4, 21, расположенных в зоне влияния Косаревского взбросо-сдвига (Огородников и др., 2004). Остальные многочисленные аплит-пегматитовые тела не содержат хрусталеносных гнезд, что подтверждает роль тектоники в появлении наложенных хрусталеносных гнезд с самоцветами как зон циркуляции гидротермальных растворов.

Гранит-пегматитовое тело № 2 расположено в центре межкупольной структуры, залегание плащеобразное, крайне неровное, мощность невыдержанная (рис. 178).

Распределение минерализованных гнезд и их минерализация контролируется морфологией контактов дайки (Кисин, 1991; Огородников и др., 2004).

Гнезда имеют ярко выраженное зональное строение. В нижней части, в гнездовом выполнении, наибольшим распространением пользуется галлуазит с мелкими чешуйками гидромусковита (структуры 1М) под кристаллами кварца (см. рис. 175). Выше заметно возрастает количество мусковита, причем под кварцевым ядром он заполняет все пространство между кристаллами кварца (Никитин и др., 1967).

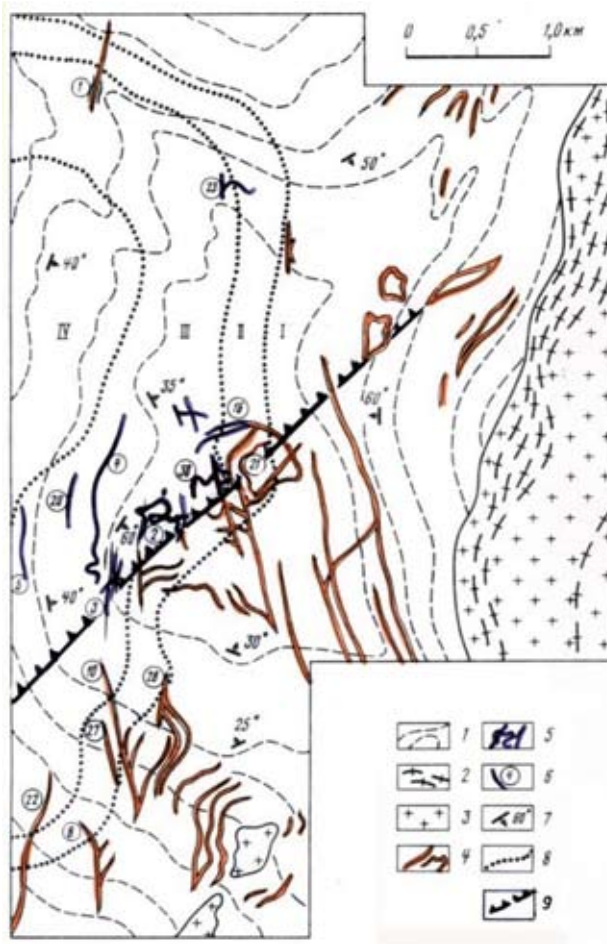


Рис. 177. Схематическая геологическая карта Светлинского пегматитового поля (Таланцев, 1988, с дополнениями авторов):

1 — метаморфическая толща (линиями показано направление простирания пород); 2 — гнейсограниты Борисовского массива; 3 — биотит-плагиоклаз-микроклиновые граниты, участками порфировидные; 4 — тела гранитов жильной фации с единичными шлирами пегматитов без друзовых полостей; 5 — гранит-пегматитовые тела с камерными пегматитами в них; 6 — номера гранит-пегматитовых тел; 7 — элементы залегания пород; 8 — границы зон пегматитовых полей: I — гранитных тел жильной фации, II — гранитных тел с единичными пегматитовыми обособлениями и слабым мусковит-альбитовым автометасоматозом, III — гранит-пегматитовых тел, насыщенных пегматитами с друзовыми полостями, IV — высокотемпературных кварцевых жил; 9 — Косаревский взбрососдвиг

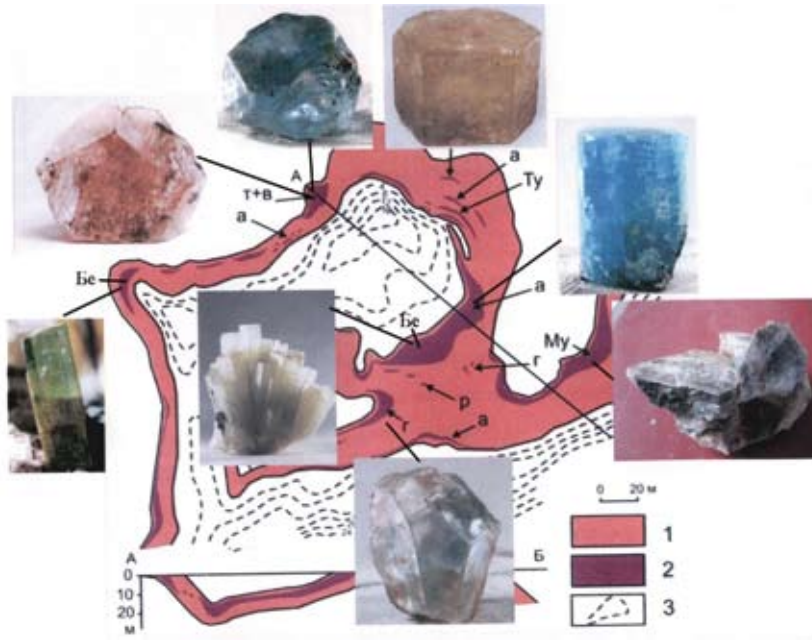


Рис. 178. Гранит-пегматитовое тело № 2 Светлинского пегматитового поля (Таланцев, 1988; Кисин, 1991, 2010):

1 — лейкократовый гранит; 2 — пегматиты; 3 — изогипсы кровли поверхности тела, отрисованные по результатам колонкового бурения (сеть 25 × 25 м) и отработки карьером глубиной 7 м (80 % площади тела).

Буквы около стрелок показывают минеральную специализацию пегматита: а — аквамарин; г — гелиодор; р — гошенит (ростерит); Ту — зеленый турмалин с лепидолитом; т + в — топаз с воробьевитом и клевеландитом; Му — мусковит; Бе — берилл

Окраска кристаллов обычно густая дымчатая (рис. 179). Они часто свилеватые, сдвойникованные по дофинейскому, реже бразильскому законам; в них наблюдаются, как правило, многочисленные трещины, по которым располагаются многочисленные газово-жидкие и твердые включения.

Кристаллы кварца, нарастающие на нижнюю поверхность кварцевых ядер, имеют обелисковидный или короткостолбчатый облик и, соответственно, остроромбоэдрический или гексагонально-призматический габитус. Те кристаллы, которые были встречены ниже кварцевых ядер, среди массы измененного пегматита имеют обычно меньшие размеры, коротко- или среднестолбчатый облик, тригональный, реже гексагонально-призматический габитус

Рис. 179. Кристалл дымчатого кварца, 8 см, из пегматита Светлинского месторождения

Рис. 180. Дымчатый кристалл кварца, имеющий внешнюю бесцветную зону, в которую врастают мелкие кристаллы берилла (Светлинское месторождение пегматитов)

(Никитин и др., 1967). Общей и весьма характерной чертой кристаллов кварца хрусталеносных пегматитов Светлинского рудного поля является развитие на них реберных и вершинных форм роста (Эшкин, Карякина, 1971).

Цвет кристаллов дымчатый, различной степени интенсивности, распределение окраски может быть как равномерным, так и секториальным, зональным, струйчатым. Внешняя зона кристаллов, мощностью до 3–5 мм, сложена бесцветным кварцем, таким же кварцем сложена зона регенерации обломанных частей кристаллов (рис. 180).

Много красивых бериллов находили на Светлинском пегматитовом карьере (Таланцев, 1988; Колисниченко, 2004; Кисин, 1991, 2010), идо сих пор находят, хитнически отрабатывая пегматиты (рис. 181). Минерализация гнезд разная: есть гнезда с топазовой, турмалиновой (зеленый, полихромный турмалин) или берилловой. Дайка одна, химический состав ее не меняется, а минерализация пегматитов разная.

При плащеобразном залегании дайки, осложненной многочисленными перегибами и раздувами, конечный состав флюида в разных частях дайки будет различным. Этим и объясняется разная минерализация гнезд.

В условиях замкнутой системы эволюция флюида в теле пегматита отразилась и на эволюции бериллиевой минерализации. Наиболее ранним является «фаршированный» берилл (бурый не-

Рис. 181. Современные выработки хитников в пегматитовом теле № 2 Светлинского месторождения

Рис. 182. «Фаршированный» берилл, 4 см, в теле № 2 Светлинского месторождения пегматитов

прозрачный, сильно трещиноватый, переполненный крупными минеральными включениями), приуроченный к зоне блокового пегматита (рис. 182).

Далее образуется зеленый берилл: сначала почти непрозрачный (рис. 183), а затем прозрачный (рис. 184). Причем граница между этими зонами обычно резкая. Этот берилл приурочен к гнездам, расположенным под кварцевым ядром.

В висячем боку дайки, на участке ее вогнутого контакта, обычно наблюдается аквамарин (рис. 185), нередко в ассоциации с манганоколумбитом. В лежачем боку дайки чаще встречается гелиодор (рис. 186). Морганит (воробьевит) отмечен в лежачем боку дайки (рис. 187), на участке резкого перегиба с субвертикального падения на субгоризонтальное залегание; в ассоциации кварц, клевеландит и полихромный топаз. На участках пологого залегания дайки, в ее центральной части обычны пегматиты с бесцветным бериллом — гошенитом. Последний обычно нарастает и на другие разновидности бериллов и участвует в регенерации сколов и трещин.

Данная дайка выполняет трещину растяжения, имеет плащеобразное залегание и сложную морфология контактов. Здесь

Рис. 183. Кристалл зеленого берилла, 10 см (Светлинский пегматитовый карьер) (Попов, Колисниченко, 2008)

Рис. 184. Кристаллы прозрачного берилла (Светлинский пегматитовый карьер) (Попов, Колисниченко, 2008)

Рис. 185. Кристалл аквамарина, 8 см (Светлинский пегматитовый карьер) (Попов, Колисниченко, 2008)

Рис. 186. Кристалл гелиодора, 3,5 см (Светлинский пегматитовый карьер) (Попов, Колисниченко, 2008)

Рис. 187. Воробьевит Светлинского пегматитового карьера. Фонды Пластовского краеведческого музея (Попов, Колисниченко, 2008)

Рис. 188. Кристалл голубого топаза, 5 см, со следами регенерации на отдельных гранях (Светлинское месторождение пегматитов)

добыты кристаллы мориона до 0,6 м в длину, а кристаллы берилла достигали по весу 15 кг.

Кристаллы топаза имеют небольшие размеры — 2–5 см, окраска варьирует от бесцветной до голубой. Исключительно широко развита регенерация топазов, и поэтому индивиды топазов из друзовых полостей пегматитов Светлинского рудного поля редко имеют четкие кристаллографические очертания (рис. 188).

PT-параметры в процессе развития пегматитового процесса в Светлинском пегматитовом поле эволюционировали, по данным А.С. Таланцева (1988), следующим образом: графическая зона и присутствующий в ней кварц-мусковитовый «ельчатый» агрегат — T = 655–560 °C, P = 2,6–1,5 кбар; зона апографики, кварц-мусковитовый агрегат в ней и сопутствующие ему крупночешуйчатый мусковит и берилл ранней генерации — T = 560–525 °C, P = 1,5–1,4 кбар; блоковый микроклин — T = 525–460 °C, P =1,4–1,1 кбар; альбит-мусковитовая зона окаймления кварцевых ядер и сопутствующие им берилл и топаз, идиоморфные к массе кварцевых ядер, — T = 460–360 °C, P = 1,2–0,9 кбар; кварцевое ядро — T = 430–300 °C, P = 1,7–0,7 кбар; зона позднегнездового метасоматического альбит-мусковитового агрегата — T = 350–250 °C, P = 0,9–0,6 кбар; кварц друзовый из гнезд (полостей) — T = 300–170 °C, P = 0,9–0,3 кбар. Приведенные данные позволили А.С. Таланцеву (1988) выделить в развитии кочкарского типа пегматитов три стадии: эвтектическую, пневматолитовую и гидротермальную. В минералах первой стадии консервант в ГЖВ имеет характер расплава-раствора, в минералах второй — обычны включения высококонцентрированных растворов с дополнительной твердой фазой, а для минералов третьей фазы типичны двух- или трехфазные включения с жидкой углекислотой, подобные наблюдающимся в минералах гидротермальных месторождений.

Глубинность формирования редкометалльных пегматитов не очень большая, поскольку все эти процессы локализованы вдоль узких зон развития глубинных разломов. По-видимому, она не превышала 3–5 км. Эти зоны разломов являются теплофлюидопроводниками, а генераторами тепла и растворов — магматические массивы, залегающие на глубине. Этим обусловлен высокий геотермический градиент 100–120 град/км при образовании пегматитов (рис. 189). Для волынского типа пегматитов, локализованных непосредственно в гранитном массиве, геотермический градиент еще больше — 140 град/км.

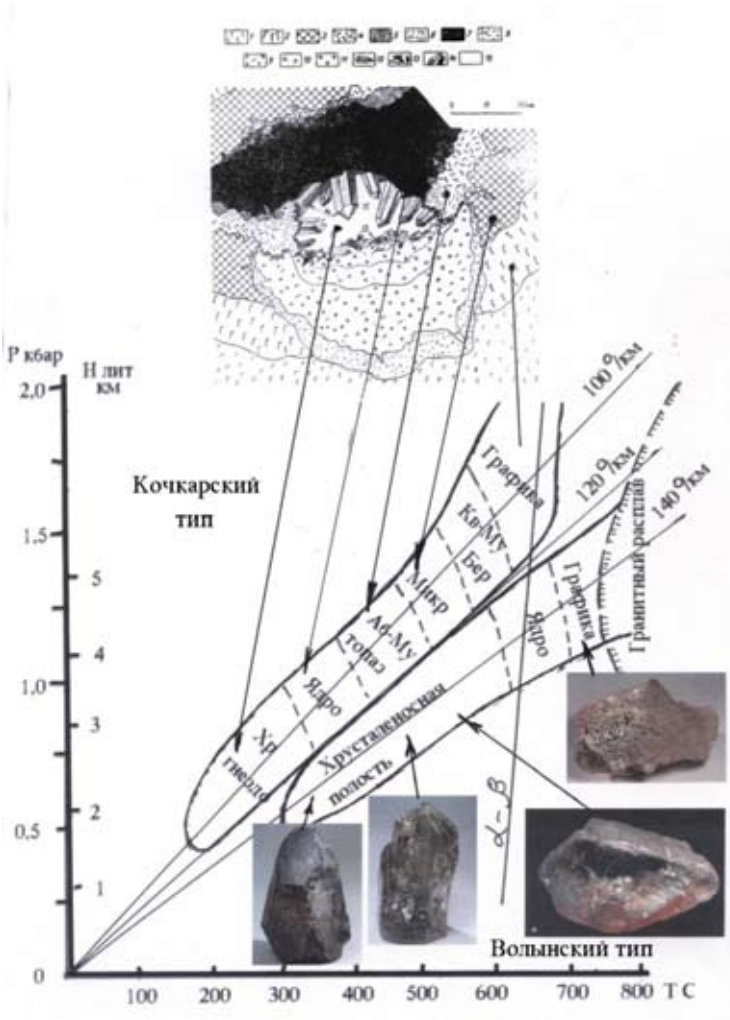


Рис. 189. P-T условия образования хрусталеносных полостей пегматитов кочкарского (Таланцев, 1969б) и волынского (Лазаренко и др., 1973) типов:

1 — мелкозернистая графика, 2 — апографические структуры с альбитом и мусковитом, 3 — блоковый микроклин, 4 — зона мелкозернистого альбита, 5 — мусковит, 6 — клевеландит, 7 — кварцевое ядро, 8 — альбит-слюдяной грейзен, 9 — слюдяно-альбитовый грейзен, 10 — зона призматических слюд, 11 — клиновидный гидромусковит, 12 — берилл, 13 — турмалин, 14 — дымчатый кварц, 15 — гидрослюдисто-глинистая масса выполнения полости

4.2.2. Гидротермально-альпийские месторождения

На Урале гидротермальные кварцево-жильные образования выполнения и замещения, как и пегматиты, имеют тесную генетическую связь с гранитоидами.

Большинство гидротермальных месторождений Урала кварцево-жильного типа, а значит, и кварцево-жильные образования связаны с гранитоидами тоналит-гранодиоритовой и гранитной формаций. Формирование таких месторождений проходит в большом диапазоне времени и, как правило, в несколько этапов, в каждом из которых выделяется по несколько стадий. В.Н. Пучковым (2000) коллизионная стадия на Урале подразделяется на раннеколлизионную (D_3-C_1) («мягкую») и позднеколлизионную (C_2-P_1) («жесткую») подстадии. Для ранней коллизии типичны гранитоиды тоналит-гранодиоритовой формации, а для поздней — гранитоиды гранитной.

Типовыми массивами гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации являются Пластовский, Шарташский, Верхисетский, Гумбейский, Джетыгаринский, Айдырлинский. Возраст этих массивов определяется в 360–290 млн лет (Ферштатер, 2001). С этими гранитоидами связаны редкометалльные пегматиты и на некотором удалении от них поля кварцевых жил выполнения большой протяженности по простиранию (до 250–2000 м), падению (до 300–900 м) и относительно небольшой по мощности (до 1,5–3,0 м). При стечении благоприятных геологических факторов могут создаться условия для формирования очень крупных кварцевых тел, наподобие месторождений «Гора Хрустальная», «Светлая речка», «Желанное», Великопетровское и др. (рис. 190).

Такие кварцевые жилы образуются при становлении гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации, когда широко проявилась тектоническая трещиноватость в экзо- и эндоконтактовых зонах плагиогранитоидов. Анализ полей напряжения формирования трещинных структур, размещения и ориентировки кварцевых жил позволяет говорить о механизме поперечного изгиба в результате вертикального движения вверх кристаллизующегося магматического очага на глубоких горизонтах (Огородников и др., 2004). Кварцевые жилы выполняют протяженные (0,2–1,5 км) трещины скола, реже отрыва, с крутыми углами падения 45–80° и представляют собой типичные жилы выполнения с резкими контактами, практически лишенные околожильных изменений. К ним относятся мономинеральные кварцевые жилы молочно-белого и светло-дымчатого стекловидного кварца и шеелит-кварцевые,

Рис. 190. Кварцевая жила в карьере «Светлая речка» (Средний Урал)

шеелит-турмалин-кварцевые, золото-сульфидно-кварцевые жилы. Последующие тектонические подвижки в этих же зонах и вдоль блокоограничивающих региональных разломов, представляющих собой зоны дислокационного метаморфизма, зоны смятия и проницаемости для гидротермальных растворов, привели к активным гидротермально-метасоматическим преобразованиям пород. Процессы ранней щелочной стадии сопровождались наложенной биотитизацией, амфиболизацией и полевошпатизацией пород. Дальнейшая эволюция растворов при понижении температуры сопровождалась процессами кислотного выщелачивания, с которыми связано образование алюмосиликатов, лиственитов и березитов (Огородников, 1993; Сазонов и др., 2001).

Особенностью раннеколлизионного этапа проявления гидротермально-метасоматической деятельности является высокая концентрация кремнезема в начальных щелочных, существенно хлоридно-натровых высокотемпературных растворах. При образовании протяженных трещинных структур при падении давления происходит резкое снижение растворимости кремнезема и, как следствие, массированная кристаллизация кремнезема с образованием жил выполнения. При наличии в растворах рудной нагрузки происходит выпадение и рудных минералов.

Дальнейшая эволюция растворов в зонах проницаемости приводит к формированию метасоматитов ранней щелочной стадии, а по мере снижения температуры растворов и их раскисления — кварцевых жил замещения или выполнения + замещения с широко развитыми околожильными алюмосиликатами (Огородников, 1993; Поленов, 2008).

Хлоридно-натриевые растворы имеют максимум кислотности при температуре около 350 °С. В связи с этим образуются кварцевые жилы относительно высокотемпературные, которые обычно сопровождаются околожильными алюмосиликатами, лиственитами и березитами и при дальнейшей эволюции и нейтрализации растворов не могут формировать хрусталеносные полости. Этим объясняется отсутствие в относительно высокотемпературных грейзенах, кварц-касситеритовых, кварц-вольфрамитовых, кварц-топазовых, золотокварцевых, золото-сульфидно-кварцевых и других жилах сингенетичных хрусталеносных полостей. Для жил выполнения этого этапа характерны лишь «остаточные» полости, образующиеся в закрытой системе в раздувах крупных кварцевых жил.

Поздняя коллизия на Урале сопровождалась альпинотипной складчатостью, высокотемпературным региональным метаморфизмом и формированием крупных массивов нормальных микроклиновых гранитов. Главный тип магматизма — коровый палингенный гранитный плутонизм. По изотопным определениям возраст гранитов 280–250 млн лет (Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994).

Важная особенность гранитного плутонизма – приуроченность позднепалеозойских (позднеколлизионных) плутонов к областям длительного орогенного магматизма. Большая часть массивов залегает среди ортогнейсов, представляющих собой метаморфизованные гранитоиды тоналит-гранодиоритового формационного типа (раннеколлизионные), тогда как преобладающий тип метаморфических пород на удалении от массивов — парагнейсы. Ареалы позднепалеозойского гранитного плутонизма фиксируют области длительной эндогенной активности, но не мантийного заложения, а преимущественно корового (Орогенный гранитоидный магматизм..., 1994).

С массивами этих гранитов на Урале генетически связано образование хрусталеносных пегматитов, кварцевых жил и жил альпийского типа (минерализованных полостей и трещин). К таким массивам относятся Мурзинско-Адуйский, Борисовский, Джабыкский, Санарский, Адамовский и др.

В период формирования гранитных плутонов в экзоконтакте с ними в гнейсовых блоках в трещинах скола и отрыва шло образование высокотемпературных кварцевых жил выполнения. Как правило, такие жилы малых и средних размеров по простиранию и падению (10–60 м) и относительно большой мощности (1,0–5,0 м) сложены крупно-гигантозернистым стекловидным и полупрозрачным молочно-белым кварцем. Жилы представляют собой типичные жилы выполнения. Околожильные изменения или отсутствуют, или наблюдаются небольшие оторочки алюмосиликатов (силлиманита, мусковита, плагиоклаза, андалузита). В ряде геологических районов отмечались случаи перехода пегматитов в кварцево-полевошпатовые и кварцевые жилы (Лясик, Нейкур, 1960; Цюцкий, 1976).

Завершает все хрусталеносная стадия, которая накладывается на редкометалльные пегматиты, а на удалении от них – зоны концентрации кварцевых жил, связана она с дальнейшей эволюцией растворов (рис. 191). Кристаллы растут в полостях растворения в кварцевых жилах и во вмещающих околожильных серицит-кварцевых метасоматитах, используя в качестве затравки зерна кварца. При недостатке кремнезема образуются минерализованные трещины и полости, так называемые жилы альпийского типа. Для уральских месторождений возраст образования хрусталеносных гнезд датируется 260–230 млн лет (Огородников, 1993; Кузнецов, 1998).

Кварцевые жилы этого типа широко распространены во многих золоторудных, шеелитоносных и хрусталеносных кварцево-жильных полях. Они представляют наибольший практический интерес, что связано с приуроченностью к ним сульфидной, редкометалльной и золоторудной минерализаций и наложенных крупных хрустальных гнезд с кондиционными кристаллами кварца. Подобные жилы известны во всех рудных и хрусталеносных провинциях (Огороднков и др., 2004; Золоторудная, редкометалльная и хрусталеносная минерализации..., 2014).

Изучение газово-жидких включений в кварце и других минералах Светлинских пегматитов показало, что хрусталеносные полости в пегматитах с самоцветами (топаз, берилл, полихромный турмалин и др.) формировались в закрытой системе из растворов, имеющих существенно бикарбонатно-хлоридно-кальциевый состав (рис. 192).

В верхней части кварцевых ядер пегматитов преобладают существенно газовые включения, а в нижней (зоне перекристаллизации)

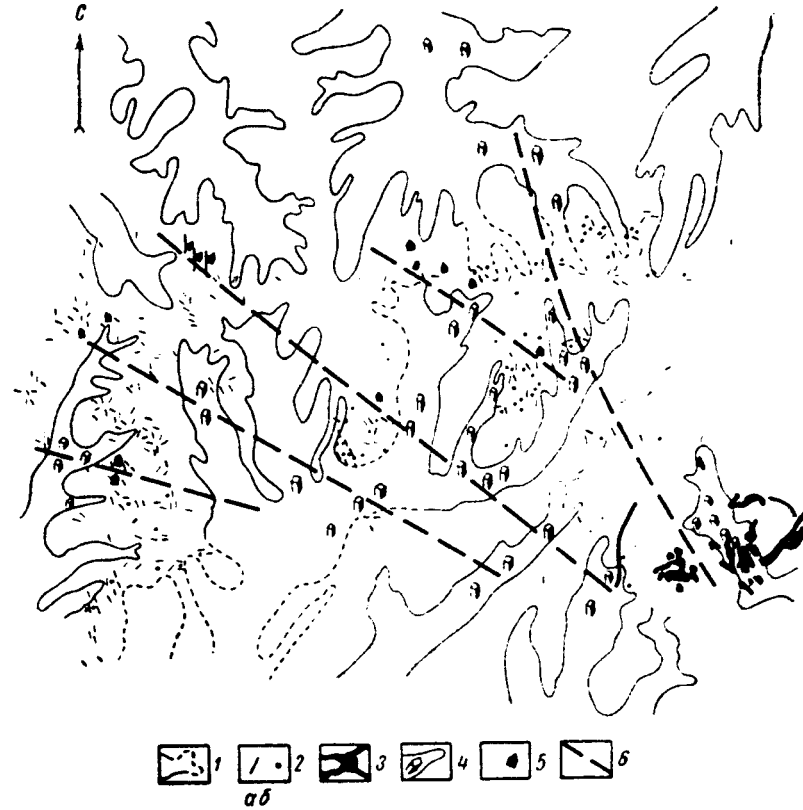


Рис. 191. Схема расположения главных хрусталеносных зон на площади Светлинского месторождения горного хрусталя и пегматитов (Никитин и др., 1968):

1 — контуры древних логов; 2 — кварцевые жилы: а — с известными элементами залегания, б — с неизвестными; 3 — аплит-пегматитовые тела; 4 — участки концентрации кондиционных кристаллов кварца в россыпях; 5 — хрусталеносные гнезда в кварцевых жилах

развиты уже не только газово-жидкие включения, но и полифазные (Ануфриев и др., 1973). В водных вытяжках из кварцевых ядер преобладают СГ и Na+, отмечаются HCO_3^-, K^+ и Na^+, а также в малом количестве F^- (см. рис. 192).

Смена состава ГЖВ обусловлена увеличением активности бикарбонат-иона по мере снижения температуры (Рябчиков, 1975) и реакцией водного хлоридно-натриевого раствора с углекислотой. При температуре около 300 °С бикарбонатный раствор имеет

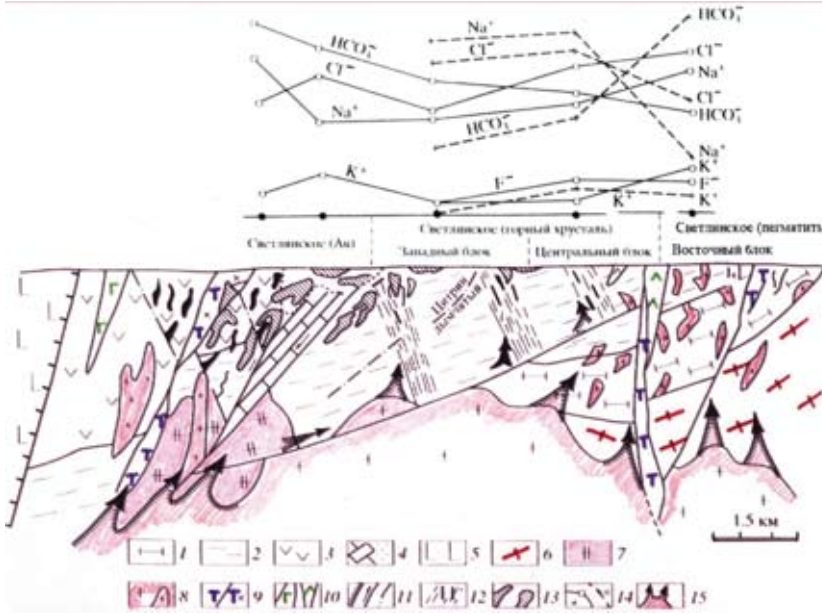


Рис. 192. Широтный модельный геологический разрез Светлинского рудного поля и состав водных вытяжек из кварца пегматитов, хрусталеи золоторудных кварцевых жил:

1 — гнейсы; 2 — кристаллические сланцы; 3 — вулканогенно-осадочные породы; 4 — мраморы и зоны развития карста; 5 — вулканиты Магнитогорской мегазоны; 6 — гранитоиды борисовского комплекса; 7 — плагиограниты пластовского комплекса; 8 — граниты Санарского комплекса; 9 — серпентиниты и талькохлориты по ним; 10 — габбро-диабазы и габбро-амфиболиты; 11 — тектонические нарушения: сбросы, взбрососдвиги, надвиги; 12 — хрусталеносные кварцевые жилы в зонах проницаемости; 13 — золоторудные тела; 14 — газово-жидкие включения в кварцевых жилах (а) и кристаллах горного хрусталя (б); 15 — основные направления теплофлюидопотоков

щелочную реакцию, хорошо растворяет кремнезем. Он выщелачивает кварц из нижней части кварцевого ядра. Раствор, остывая, становится кислым и сбрасывает SiO_2 в виде кристаллов кварца густодымчатого цвета. Последние нарастают на зону перекристаллизации кварцевого ядра. В случае, если система откроется (пегматит пересечется трещиной или системой трещин), то произойдет интенсивное отложение избыточного SiO_2 из водного раствора в виде крупных, но дефектных кристаллов кварца. Если система останется закрытой, то при снижении температуры в ней будут кристаллизоваться наиболее качественные кристаллы горного хрусталя. В заключительную стадию эволюции пегматитового

процесса возможен сброс рудных компонентов (обычно в виде сульфидов, редко — самородных фаз).

Второе направление в гидротермально-метасоматических преобразованиях связано с активизацией тектонической деятельности, после завершения образования кварц-жильной минерализации и наложенного на них рудоотложения. При наличии контакта толщ метавулканитов с карбонатными отложениями хдоротипные растворы преобразуются в бикарбонат-хлоридные и приобретают отчетливо щелочную характеристику.

Эта же тенденция — увеличение бикарбонат-иона в растворах по мере снижения температуры с удалением от гнейсового блока как теплофлюидогенератора — наблюдается и в кварцевых жильных полях, расположенных западнее пегматитового поля. Это Центральный и Западный блоки с кварц-жильными зонами, размещенными в зонах проницаемости, оперяющими растворопводящий субширотный Косаревский взбрососдвиг, питающийся от основной теплофлюидоподводящей зоны на глубине (см. рис. 192).

Кварцевые жилы образуются в результате выполнения трещин кварцем из хлоридно-бикарбонатно-натриевых растворов. Повышенное для этих температур (300–430 °С) содержание бикарбонатиона и постепенное увеличение его содержания к западу, кроме того, обусловлены насыщением растворов при взаимодействии их с толщей мраморизованных известняков. Об этом свидетельствует существенно бикарбонатный состав растворов из самих известняков и из кварцевых жил с золоторудного месторождения и западного блока (участки Хрустальный и II-Водораздельный). Такой состав растворов предопределяет осаждение золота и халькофильных элементов во вмещающих кристаллических сланцах, порфиробластах биотита и амфибола при снижении температуры на завершении ранней щелочной стадии (золотосульфидная формация). Наиболее благоприятным для образования рудных тел оказываются зоны проницаемости, прилегающие к толще мраморизованных известняков. Подтверждением этому служит Светлинское золоторудное месторождение (рис. 193), отрабатываемое старателями (в настоящее время карьер достиг глубины 250 м), и рудопроявления в районе г. Зайковой, г. Калиновой, д. Воронино, многочисленные литогеохимические пробы из коренных пород и керна скважин с содержаниями золота 0,3–17,0 г/т, а также хрусталеносные россыпи, из которых ранее старатели добывали золото (россыпи Оградная, Старательская, I и II Хрустальные, Анненская, Косаревская, Греневой и т. д.).

Рис. 193. Карьер Светлинского золоторудного месторождения

Бикарбонатная специализация растворов приводит к значительному расширению щелочной обстановки до более низких температур. В условиях зеленосланцевой фации и хрупких деформаций при жилообразовании происходит вскипание растворов, а снижение давления стимулирует осаждение кварца с образованием кварцевых и кварц-карбонатных жил. Количество последних на золоторудных месторождениях всегда значительно выше.

Перестройка растворов идет по следующей схеме: $2HCO_3^- = {}_2O + CO_2\uparrow + CO_3^{2-}$. Карбонат-ион связывается в доломит-кальцит. Эти преобразования сопровождаются активным отложением сульфидов и сульфосолей с образованием золоторудных тел прожилково-вкрапленного типа. Золото в этих рудах более сереброносное.

Углекислота, образующаяся при вскипании бикарбонатных растворов, перемещаясь в верхние горизонты кварц-жильного поля, накапливается под различными экранами, что приводит к формированию хрусталеносных зон аргиллизитов. Этот процесс промоделирован в экспериментах (Глюк, 1987, 1989) и зафиксирован на хрусталеносных объектах (Эшкин, 1983; Огородников, 1988, 1993). Щелочные бикарбонатно-хлоридно-натровые

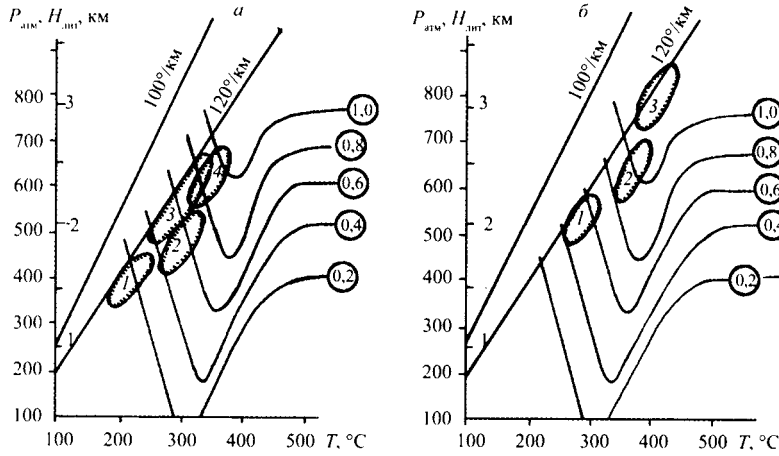


Рис. 194. РТ-условия образования хрусталеносных гнезд (а) и кварцевых жил (б).

Оконтурены поля месторождений: 1 — Джаман-Акжар, 2 — Астафьевское, 3 — Светлинское, 4 — Смежный.

Кривые растворимости кремнезема в воде, г/л, проведены по экспериментальным данным Н.И. Хитарова (1957)

растворы обладают большой агрессивностью по отношению к кремневому (Балицкий, 1970, 1972) и производят выщелачивание встречающихся на их пути кварцевых жил. При этом растворам безразлично, какая это кварцевая жила – древняя, рудная или безрудная. Углекислота, раскисляя растворы, стимулирует осаждение кремнезема, а так как осаждение идет в существенно закрытой системе, а в растворах концентрация кремнезема уже значительно ниже, чем при образовании жил, то наблюдается медленный рост качественных кристаллов горного хрусталя. Формирование кристаллов в полостях обычно происходило уже из существенно хлоридно-натровых растворов, когда бикарбонатная составляющая была в значительной мере израсходована на образование карбонатов.

Анализ распределения кварцево-жильных полей рудопроявлений и месторождений горного хрусталя, золоторудных и редкометалльных месторождений свидетельствует, что они концентрируются в зонах теплофлюидопроводников, в качестве которых выступают шовные зоны смятия (Огородников, 1993; Огородников и др., 2004, 2007; Золоторудная, редкометалльная и хрусталеносная минерализации..., 2014; Коротеев и др., 2010).

Изучение термодинамических условий образования хрусталеносных кварцевых жил (Огородников, 1975, 1993; Страшненко, 1978) свидетельствует о том, что они могли формироваться при наличии высокоамплитудных температурных аномалий геотермического градиента не менее 100–120 град/км на глубинах порядка 1,5–2,5 км (рис. 194).

Заключение

К концу XX столетия наблюдается явное сближение генетических позиций различных школ исследователей пегматитов. Как показало прошедшее в 1982 г. в Иркутске всесоюзное совещание (Шмакин, 1987), все «магматисты», т. е. последователи А.Е. Ферсмана, признают метаморфогенное происхождение материнских гранитоидов и важную роль процессов метасоматоза, а «метаморфисты» считают правомерным образование метаморфогенных расплавов, их кристаллизацию и последующее замещение.

Основываясь на колоссальном фактическом материале, полученном при минералогическом и геохимическом изучении пегматитов, при разведочных работах на пегматитовых полях многих стран, и учитывая экспериментальные данные отечественных и зарубежных исследователей, можно говорить о существовании единой метаморфогенно-магматической модели образования большинства гранитных пегматитов, в которых — во время кристаллизации и после ее завершения — развивались процессы ликвации, магматического и послемагматического метасоматоза, приводящие к появлению новых минеральных ассоциаций как в пегматитовых телах, так и в окружающих породах (Шмакин, 1987).

В то же время необходимо учитывать, что наряду с преобладающими первично магматическими пегматитовыми телами на месторождениях мусковита и некоторых редких элементов встречаются пегматитовые жилы первично метаморфического происхождения, а также жилы, сформировавшиеся в послемагматический этап. Среди последних — жилы замещения и перекристаллизации, образовавшиеся в соответствии со схемой Заварицкого — Никитина, а также «жилы выполнения», становление которых связано с кристаллизацией минералов из высокотемпературных гидротермальных растворов. Следовательно, в природе

наблюдается гетерогенность сходных по составу и строению пегматитовых тел, описанная впервые для мусковитовых пегматитов (Шмакин, 1976).

Гетерогенность свойственна не только мусковитовым пегматитам. Явно послемагматические жилы наблюдаются среди редкометалльных и тантал-бериллиевых пегматитов. Миароловые пегматиты могли образоваться и при кристаллизации магматического остатка в материнских гранитах, и при аналогичных явлениях в крупных пегматитовых телах, внедрившихся в метаморфические породы, и при наложении процессов вторичного выщелачивания и перекристаллизации на уже сформировавшиеся пегматитовые жилы.

Появляются различные генотипы (мурзинский и т. д.).

Чем объясняется то обстоятельство, что многие научные работники и опытные геологи-практики используют в трактовке генезиса пегматитов формулу «или — или» вместо доказанной возможности формулы «и — и»? Прежде всего сходством минерального состава слюдоносных или редкометалльных зон в пегматитовых телах разного первичного генезиса. Так, в слюдоносных пегматитах все мусковитовые зоны возникают на послемагматическом этапе под воздействием примерно одинаковых по химизму растворов. В редкометалльных пегматитах наблюдается сближение состава первично различных тел в результате развития процессов альбитизации. В миароловых пегматитах полости, близкие по составу минералов и их облику (особенно хрусталеносные), обычно формируются под воздействием приблизительно одинаковых водных растворов высокой щелочности, лишенных существенных примесей.

Второй серьезной причиной существования генетических споров относительно формулы «или — или» является опыт работы геологов-практиков или исследователей. Нередко он ограничен каким-либо одним генетическим типом пегматитов или одним районом их распространения. Необходимость преодоления этой сложности, а также повышения уровня знаний геологов разных школ и различных регионов влечет за собой задачу взаимного ознакомления с результатами разведочных или исследовательских работ. Наилучшим способом является, безусловно, непосредственное знакомство с пегматитами иного типа либо района. Однако этот путь не всегда возможен, поэтому особо возрастает роль свободных обобщающих публикаций по пегматитам.

Исследование пегматитов в последнее время осуществляется преимущественно путем изучения отдельных минералов и их геохимических особенностей. Геологическое положение отдельных тел на месторождении, закономерности их локализации с зарисовками с 1960–70-х гг. уже не отмечают. В связи с этим отсутствуют материалы для того, чтобы делать генетические выводы.

Список литературы

Абдулаев Х.М. Генетическая связь оруденения с гранитными интрузиями. М.: Госгеолтехиздат, 1950. 360 с.

Абдуллаев Х.М. Рудно-петрографические провинции. М.: Недра, 1964. 136 с.

Александрова И.Т., Гинзбург А.И., Куприянова И.И., Сидоренко Г.А. Редкоземельные силикаты // Геология месторождений редких элементов. 1966. Вып. 26. 215 с.

Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.

Ануфриев Ю.Н., Ступаков Г.П., Москалюк А.А. К характеристике кварца Кочкарского золоторудного месторождения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 3. С. 68–81.

Апельцин Ф.Р., Скоробогатова Н.В., Якушин Л.Н. Генетические черты редкометалльных гранитоидов Полярного урала. М.: Недра, 1967. 200 с.

Архангельская В.В. Закономерности размещения эндогенных редкометалльных месторождений. М.: Недра, 1980. 200 с.

Архангельская В.В. О поисках полезных ископаемых в пределах палеорифтовых систем // Разведка и охрана недр. 1975. № 8. С. 4–8.

Архангельская В.В. Особенности условий образования и состава пегматитоносных гранитоидов СССР // Геология месторождений редких элементов. 1964. Вып. 22. С. 11–60.

Архангельская В.В. Раннепротерозойские редкометалльные метасоматиты в породах амфиболитовой фации метаморфизма // Метасоматиты докембрия и их рудоносность. М.: Наука, 1989. С. 116–132.

Архангельская В.В., Гинзбург А.И. Редкометалльные месторождения зон тектономагматической активизации // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975. Т. XI. С. 175–184.

Архангельская В.В., Казанский В.И., Прохоров К.В., Собаченко В.Н. Геологическое строение, зональность и условия образования Катугинского Ta-Nb-Zr месторождения // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35, № 2. С. 115–131.

Афанасьев Г.Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации // Тр. ИМГРЭ АН СССР. 1958. Вып. 20. С. 54–61.

Афанасьев Г.Д. Некоторые вопросы связи магматизма и рудной минерализации // Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974. С. 5–24.

Бабаев К.Л. Гранитные пегматиты Средней Азии. Внутреннее строение и морфология. Ташкент: СНИИГИМС, 1960. 132 с.

Бабошин В.А. Литологический контроль слюдоносных пегматитов Беломорья: автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Л., 1969. 22 с.

Багдасаров Ю.А. Вертикальная зональность и фациальность карбонатитовых метасоматитов // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984. С. 224–230.

Багдасаров Ю.А. К вопросу о генетической классификации карбонатитовых комплексов // Геология месторождений редких элементов. 1972. Вып. 35. С. 36–48.

Багдасаров Ю.А. К вопросу о рациональной систематике пород «карбонатитового» семейства // Отеч. геол. 2008. № 1. С. 87–93.

Багдасаров Ю.А. О главных петро- и геохимических особенностях карбонатитов линейного типа и условия их образования // Геохимия. 1990. № 8. С. 1108–1120.

Багдасаров Ю.А. О новом типе карбонатитоподобных пород в границах термина «карбонатит» // Отеч. геол. 2006. № 1. С. 83–85.

Багдасаров Ю.А. О полиморфности карбонатитов и объеме термина «карбонатит» // ЗВМО. 1992. Ч. CXXI, № 2. С. 110–116.

Багдасаров Ю.М. Линейно-трещинные тела карбонатитов — новая субформация ультраосновных карбонатитовых комплексов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248, № 2. С. 412–415.

Баженов А.И. Редкоземельный эпидот из юго-восточного Алтая // Изв. Томского политехн. ин-та. 1958. Вып. 90. С. 65–70.

Базаров Л.Ш. Микротермокамера для высокотемпературных исследований включений в минералах // Геология и геофизика. 1968. Т. 8. С. 140–142.

Бакуменко И.Т. Закономерные кварц-полевошпатовые срастания в пегматитах и их генезис. М.: Наука, 1966. 172 с.

Бакуменко И.Т., Коноваленко С.И. Особенности формирования миароловых пегматитов и их положение среди гранитных пегма-

титов // Термобарогеохимические исследования процессов минералообразования. Новосибирск: Наука, 1988. С. 123–135.

Бакуменко И.Т., Косухин О.Н. О магматическом этапе пегматитового процесса // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231, № 2. С. 480–483.

Балабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Эволюция щелочноземельных магм. М.: Наука. 1983. 120 с.

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов М.: Наука, 1976. 267 с.

Балашов Ю.А., Пожарицкая Л.К. Факторы, регулирующие поведение редкоземельных элементов в карбонатитовом процессе // Геохимия. 1968. № 3. С. 285–303.

Балицкий В.С. Особенности растворимости кварца в гидротермальных растворах различного состава // Метаморфогенное рудообразование. М.: Недра, 1972. С. 252–260.

Балицкий В.С. Экспериментальное изучение процессов хрусталеобразования. М.: Недра, 1978. 167 с.

Баруцкий Б.Е. Очерки по фундаментальной и генетической минералогии // Новые данные о минералах. М.: ЭКОСТ, 2006. Вып. 42. С. 159–166.

Батиева И.Д., Бельков И.В. Закономерности концентрации рудных элементов в связи со щелочными гранитами Кольского полуострова // Закономерности концентрации рудных элементов в гранитоидных формациях Карело-Кольского региона. Апатиты: ГИ КолФАН СССР, 1985. С. 62–74.

Батиева И.Д., Виноградов А.Н. Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии. Новосибирск: Наука, 1991. 191 с.

Безбородько Н.И. Главные типы месторождений полевых шпатов Волыни // Материалы совещания по полевым шпатам. Л.: Геол. комитет, 1928. С. 39–48.

Белевцев Я.Н. Металлогения щитов и метаморфогенное рудообразование // Основные проблемы рудообразования и металлогения. М.: Наука, 1990. С. 86–95.

Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. М.: Недра, 1979. 275 с.

Белевцев Я.Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования // Метаморфогенное рудообразование. Киев, 1969. Ч. I. С. 6–32.

Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Николаенко В.И. Современные проблемы эндогенного рудообразования. Киев: Наук. думка, 1972. 228 с.

Белевцев Я.Н., Мельник Ю.П. Генетические проблемы железорудных формаций докембрия // Геология рудных месторождений. 1974. № 5. С. 66–76.

Белковский А.И. Симплектит-эклогиты Среднего Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 204 с.

Белковский А.И., Локтина И.Н. Раннепалеозойская ассоциация щелочных гранитов-нефелиновых сиенитов Западного склона Среднего Урала // Докл. АН СССР. 1974. Т. 215, № 5. С. 1206–1209.

Белковский А.И., Локтина И.Н., Степанов А.И. О геологическом смысле определения абсолютного возраста светлых слюд из апоэклогитовых метасоматитов эклогит-сланцевых и эклогит-глаукофан-сланцевых комплексов // Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты: КолФАН СССР, 1979. С. 85–90.

Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова / К.А. Шуркин, Н.В. Горлова, М.Е. Салье, В.Л. Дук, Ю.В. Никитин. М.; Л.: АН СССР, 1962. 305 с.

Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.; Л.: Наука, 1963. 163 с.

Бельков И.В. Эволюция минералообразования, связанного с гранитоидами в докембрии // Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л.: Наука, 1985. С. 4–11.

Бельков И.В., Батиева И.Д., Виноградова Г.В., Виноградов А.Н. Минерализая и флюидный режим контактных зон интрузий щелочных гранитов. Апатиты: ИГ КолФАН, 1988. 110 с.

Беляев В.В. Минерально-сырьевая база алюминиевой промышленности России: состояние и перспектива. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН, 1999. 68 с.

Беляев К.Д., Ганеев И.Г., Чайка В.М., Чернов В.Д. Рудные ресурсы и их размещение по геоэпохам. Редкие металлы: тантал, ниобий, скандий, редкие земли, цирконий, гафний. М.: Недра, 1996. 175 с.

Белянкин Д.С. Очерки по петрографии Ильменских гор // Изв. Санкт-Петербургского политехн. ин-та. 1909. С. 135–136.

Белянкин Д.С. Петрографическая карта Ильменских гор // Тр. Радиев. экспед. АН. 1915. № 3. С. 1–58.

Белянкин Д.С., Соколов Г.А. Геологическая карта Урала. Описание. Л. N-41-1 // Тр. ВГРО. 1933. Вып. 297-а.

Берлянд Н.Г. О палеоконструкциях глубинного строения земной коры Урала // Сов. геол. 1990. № 4. С. 81–91.

Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б. Редкометалльные гранитоидные формации. Л.: Недра, 1979. 280 с.

Бескин С.М., Марин Ю.Б. Некоторые вопросы изучения гранитоидных формаций малых и средних глубин // ЗВМО. 1972. Ч. I (101), вып. 2. С. 204–222.

Бескин С.М., Марин Ю.Б. О полигенности редкометалльной минерализации в гранитовых рудно-магматических системах // ЗВМО. 1998. № 2. Ч. CXXVII. С. 41–54.

Бескин С.М., Марин Ю.Б. Типы редкометалльных месторождений гранитовых формаций // ЗВМО. 1973. Ч. СИ (102), вып. 3. С. 306–319.

Бескин С.М., Эфрос Б.Д. Основы классификации пегматитов формации малых глубин и методика выделения продуктивных объектов // Условия образования пьезооптических минералов в пегматитах. Тр. ВНИИСИМС. Т. XI. 1969. С. 27–33.

Беус А.А. Бериллий. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 128 с.

Беус А.А. Вертикальная зональность пегматитов на примере пегматитового поля Аксу-Пуштару // Докл. АН СССР. 1948. Т. 60, № 7. С. 1235–1238.

Беус А.А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М.: АН СССР, 1960. 223 с.

Беус А.А. К вопросу о происхождении зональности гранитных пегматитов // Докл. АН СССР. 1954. Т. 97, № 1. С. 187–192.

Беус А.А. К геохимии бериллия в гранитных пегматитах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 8. С. 248–251.

Беус А.А. О зональности гранитных пегматитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1951. № 6. С. 358–361.

Беус А.А. О положении щелочных металлов в структуре берилла // Геохимия. 1959. № 3. С. 125–129.

Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Суботин К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты. М.: АН СССР, 1962. 243 с.

Богатиков О.А. Типы магм и их источники в истории Земли. Ч. I. Магматизм и геодинамика – главные факторы эволюции Земли. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 397 с.

Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. М.: Наука, 2010. 606 с.

Богданов Ю.Б., Робонен В.И. Результаты деятельности региональной межведомственной стратиграфической Комиссии по Северо-Западу России (1984–2010) // Геология архея до наших дней. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 56–65.

Болтыров В.Б., Огородников В.Н. Использование мусковита метасоматических пород в геологической термо- и барометрии // Геология метаморфических комплексов. Тр. СГИ. Свердловск, 1974. Вып. 108. С. 75–85.

Болтыров В.Б., Пыстин А.М., Огородников В.Н. Региональный метаморфизм пород в северном обрамлении Санарского гранитного массива на Южном Урале // Тр. СГИ. Свердловск, 1973. Вып. 91. С. 53–66.

Боровиков П.П. О метасоматической природе слюд (мусковит, флогопит, вермикулит) // Слюда и пьезооптическое сырье. Л.: ВСЕГЕИ, 1964. С. 5–22.

Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б. Березовское рудное поле. М.: Металлургиздат, 1947. 240 с.

Бородин Л.С. Карбонатитовые месторождения редких элементов // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966. С. 215–257.

Бородин Л.С. Рапакиви Бердяушского массива, Южный Урал: петрология и распределение редкоземельных элементов // Петрология. 1997. Т. 5, № 3. С. 278–290.

Бородин Л.С. Редкоземельные элементы как геохимические индикаторы при решении вопросов эндогенного минералообразования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 7. С. 3–17.

Бородин Л.С., Лапин А.В., Харченков А.Г. Редкометалльные камафориты. М.: Наука, 1973. 176 с.

Бородина Н.С., Вилисов В.А. Магматический мусковит из Еланчиковского массива высокоглиноземистых гранитов (Южный Урал) // Ежегодник-1985. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1986. С. 95–97.

Бородина Н.С., Ферштатер Г.Б., Прибавкин С.В., Холоднов В.В. Фации гранитных пород, ассоциирующих с габброидами Кусинско-Копанской интрузии // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 95–99.

Боруцкий Б.Е. Очерки по фундаментальной и генетической минералогии // Новые данные о минералах. 2006. Вып. 41. С. 162–171.

Боруцкий Б.Е. Очерки по фундаментальной и генетической минералогии: 5. Минеральные виды и метастабильное минералообразование // Новые данные о минералах 2010. Вып. 43. С. 153–165.

Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 256 с.

Брусницын А.И. Минералогия родонитовых пород Среднего Урала. СПб., 1998. 86 с.

Буканов В.В. Горный хрусталь Приполярного Урала. Л.: Наука, 1974. 212 с.

Буканов В.В. Цветные камни и коллекционные минералы: энциклопедия. СПб., 2014. 464 с.

Бушев А.Г. Связь мусковитовых пегматитов с гранитоидами // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 77–80.

Бушев А.Г., Сидоренко Г.А., Ярмак А.А. Рациональный комплекс исследований породообразующих минералов на поисковой и поисково-оценочной стадиях работ на пегматитовых месторождениях. М.: ВИМС, 1992. 50 с.

Бушляков И.Н., Григорьев Н.А. Бериллий в гранитоидах Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1994. 232 с.

Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. М.: Наука, 1986. 190 с.

Бушмин С.А. Фации, фациальные серии метасоматоза и рудная специализация метаморфических поясов // Метасоматиты докембрия и их рудоносность. М.: Наука, 1989. С. 46–64.

Бэрнем К.В. Гидротермальные флюиды магматической стадии // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970. С. 40–73.

Вайнштейн Э.Е., Тугаринов А.И., Туранская Е.В. О закономерностях в распределении редких земель в некоторых минералах // Геохимия. 1956. № 2. С. 234–240.

Вахрушева Н.В., Шагалов Е.С., Ерохин Ю.В., Суставов С.Т. Монацит-(Ce) из гранитных пегматитов жилы Южная (Адуйское пегматитовое поле) // Вестн. Урал. отд.

Минерал. о-ва. № 3. Екатеринбург: УГГГА, 2004. С. 5–9.

Великославинский Д.А., Казаков А.Н., Соколов Ю.М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М.: АН СССР, 1963. 128 с.

Великославинский Д.А., Соколов Ю.М. О связи генезиса и минерализации пегматитов Мамского района с региональным метаморфизмом // ЗВМО. 1960. Ч. XXCIX (89), вып. 2. С. 208–213.

Великославинский Д.А., Соколов Ю.М., Глебовицкий В.А. Зональность прогрессивного регионального метаморфизма и металлогеническая специализация метаморфических зон // Геология докембрия. Л., 1968. С. 195–211. (МГК, XXIII сессия, докл. сов. геол.)

Вертушков Г.Н. Жильный кварц из жил восточного склона Урала // Докл. АН СССР. 1946. Т. 51, № 1. С. 53–56.

Вертушков Г.Н. Пегматиты Мурзинско-Адуйского района // Минералогия Урала. М.: АН СССР, 1954. Т. 1. С. 116–135.

Вертушков Г.Н. Рутилсодержащие амфиболиты и эклогиты Урала // Разведка и охрана недр. 1957. № 8. С. 1–6.

Винклер Х. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 246 с.

Виноградов А.Н. Порфировидные граниты северо-западной части Кольского полуострова // Очерки по петрологии, минералогии

и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. С. 67–72.

Виноградов А.Н. Рудогенерирующие системы докембрийских гранитоидных формаций Балтийского щита // Закономерности концентрации рудных элементов в гранитоидных формациях Карело-Кольского региона. Апатиты: ГИ КолФАН СССР, 1985. С. 3–17.

Власов К.А. Генезис редкометалльных гранитных пегматитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1955. № 5. С. 345–350.

Власов К.А. Значение форм гранитных пегматитов // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1943. Т. 41, № 9. С. 912–917.

Власов К.А. К вопросу о генезисе пегматитов // Докл. АН СССР. 1951. Сер. геол. Т. 78, № 2. С. 351–355.

Власов К.А. О генезисе пегматитов // Докл. сов. геол., МГК, XXII сессия. М.: Недра, 1965. С. 124–132.

Власов К.А. Основные генетические типы редкометалльных месторождений и факторы их образования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 22. С. 345–350.

Власов К.А. Периодический закон, изоморфизм и парагенезис элементов // Докл. АН СССР. 1964. Т. 155, № 5. С. 568–572.

Власов К.А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их текстурно-парагенетические типы // Изв. АН СССР. 1961. Сер. геол. № 1. С. 8–29.

Власов К.А. Текстурно-генетическая классификация гранитных пегматитов // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1946. Т. 53, № 9. С. 832–838.

Власов К.А. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 321–326.

Власов К.А. Текстурно-парагенетическая классификация пегматитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 187–192.

Власов К.А. Факторы образования различных типов редкометалльных гранитных пегматитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 1. С. 65–89.

Возняк Д.К. Физико-химическая характеристика минералообразующих растворов периода формирования занорышей пегматитов Волыни: автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Киев, 1971. 28 с.

Возняк Л.К., Калюжный В.А. Использование растресканных включений для восстановления PT-условий минералообразования (на примере кварца из пегматитов Волыни) // Минер. сб. Львов. ун-та. 1977. Т. 31, вып. 2. С. 22–39.

Воинов А.С., Гордиенко В.В., Ефрон А.С. Главные черты геохимической специализации пород Чупино-Лоухского района, вмещаю-

щих мусковитовые пегматиты // Геология и генезис мусковитовых пегматитов. Л.: ЛГИ, 1973. С. 123–124.

Воинов А.С., Полеховский Ю.С. Кварц-полевошпатовые метасоматиты восточной части Балтийского щита // Закономерности концентрации рудных элементов в гранитоидных формациях Карело-Кольского региона. Апатиты: ГИ КолФАН СССР, 1985. С. 53–61.

Волков А.С., Полеховский Ю.С. Кварц-полевошпатовые метасоматиты восточной части Балтийского щита (геологические особенности и геохимическая специализация) // Закономерности концентрации рудных элементов в гранитоидных формациях Карело-Кольского региона. Апатиты: ГИ КолФАН СССР, 1985. С. 53–62.

Володичев О.И. Метаморфизм докембрийских комплексов в Прибеломорье и Западной Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии: тез. докл. геол. межобл. конф. Петрозаводск, 1971. С. 51–53.

Володичев О.И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере Беломорского комплекса). Л.: Наука, 1975. 170 с.

Володичев О.И. Ранний метаморфизм пород беломорского комплекса центральной части Западного Беломорья: автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. М., 1972. 25 с.

Вопросы геологии и генезиса пегматитов // Геология месторождений редких элементов. 1964. Вып. 22. 135 с.

Г*аврилова С.П., Градовский И.Ф., Караулов В.Б.* Позднепротерозойский магматизм Уфалейского антиклинория (Средний Урал) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2007. № 1. С. 11–21.

Ганзеев А.А., Ефимов А.Ф., Мухитдинов Г.Н. Редкоземельные элементы в апатите Вишневых гор // Геохимия. 1966. № 3. С. 234–239.

Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 296 с.

Генезис и типизация промышленного мусковита / Е.Д. Белянкина, Э.Я. Гурьева, М.Д. Игнатова, В.П. Петров, К.И. Толстихина // Тр. ИГЕМ. 1958. Вып. 12. 152 с.

Генезис эндогенных рудных месторождений / В.И. Смирнов, М.Н. Годлевский, В.Д. Никитин и др.; ред. акад. В.И. Смирнов. М.: Недра, 1968. 720 с.

Геологические факторы контроля слюдоносных пегматитов / Ю.Е. Рыцк, А.С. Никаноров, В.С. Смирнова, В.А. Бабошин, И.И. Михайлов. М.: Недра, 1972. 355 с.

Геологический словарь. В 2 т. / отв. ред. акад. К.Н. Паффенгольц. М.: Недра, 1973. Т. 1. 486 с.; Т. 2. 456 с.

Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Карабашской площади и общие поиски меди / В.В. Парфёнов и др. // Фонды УГУ. Свердловск, 1989. 280 с.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. Русская платформа / под ред. В.Д. Наливкина, К.Э. Якобсона. Л.: Недра, 1985. 356 с.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. Геологическое строение и минерагения СССР. Закономерности размещения полезных ископаемых СССР / под ред. Г.А. Габриэлянца, А.И. Кривцова, В.М. Терентьева. Л.: Недра, 1989. 620 с.

Геология докембрия Алданского горнопромышленного района / Г.М. Другова, Л.В. Климов, М.Д. Крылова и др. Л.; М.: АН СССР, 1959. С. 5–329.

Геология и пегматитоносность беломорид / М.Е. Салье, С.С. Батузов, С.И. Душейко и др.; отв. ред. К.О. Кратц. Л.: Наука, 1985. 248 с.

Геология постмагматических ториево-редкометалльных месторождений / В.А. Невский, А.И. Гинзбург, П.С. Козлова и др.; под ред. д-ра геол.-мин. наук В.А. Невского. М.: Атомиздат, 1972. 407 с.

Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца / сост. Е.П. Мельников. М.: Недра, 1988. 216 с.

Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. В 3 т. / гл. ред. К.А. Власов. М.: Наука, 1964–1966. Т. 2. Минералогия редких элементов. 1964. 830 с.

Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита / С.Б. Лобач-Жученко, К.О. Кратц, Э.К. Герлинг, И.М. Горохов, Т.В. Кольцова, И.М. Морозова, И.Н. Крылов, В.П. Чекулаев, Ю.Д. Пушкарев, В.Д. Спринсон, А.А. Алферовский. Л.: Наука, 1972. 193 с.

Геохронология СССР. В 3 т. / под ред. Н.И. Полевой. Л.: Недра, 1973. Т. 1. 349 с.; Т. 2. 343 с.; Т. 3. 358 с.

Гинзбург А.И. Генезис редкометалльных гранитных пегматитов // Геология и генезис пегматитов. Л.: Наука, 1983. С. 96–113.

Гинзбург А.И. Генетические типы месторождений редких элементов // Разведка и охрана недр. 1957. Вып. 8. С. 37–42.

Гинзбург А.И. Геохимические особенности пегматитового процесса // Минералогия и генезис пегматитов. М.: АН СССР, 1960. С. 5–16. (МГК, XXI сессия, докл. сов. геол., пробл. 17).

Гинзбург А.И. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов // Тр. Минер. музея АН СССР. 1955. Вып. 7. С. 12–55.

Гинзбург А.И. Некоторые особенности геохимии лития // Тр. Минер. музея АН СССР. 1957. Вып. 8. С. 87–94.

Гинзбург А.И. О некоторых группах гранитных пегматитов, образовавшихся в различных геологических условиях, и их оценке // Разведка недр. 1952. № 2. С. 86–92.

Гинзбург А.И. О некоторых особенностях геохимии тантала и типах танталового оруденения // Геохимия. 1956. № 3. С. 45–62.

Гинзбург А.И. О некоторых особенностях сподуменовых месторождений // Разведка недр. 1950. № 1. С. 54–60.

Гинзбург А.И. О химическом составе минералов группы колумбита-танталита // Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.: АН СССР, 1946. С. 86–94.

Гинзбург А.И. Поисковые признаки редкометалльных пегматитов // Разведка недр. 1949. № 3. С. 87–95.

Гинзбург А.И. Проблемы редкометалльных гранитов // Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., 1972. С. 7–27.

Гинзбург А.И. Эволюция редкометалльной минерализации в ходе геологической истории Земли // Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л.: Наука, 1985. С. 74–79.

Гинзбург А.И., Архангельская В.В., Шацкая В.Г. Полевошпатовые метасоматиты — новый генетический тип месторождений полезных ископаемых // Разведка и охрана недр. 1973. № 1. С. 11–17.

Гинзбург А.И., Журавлева Л.Н., Иванов И.Б., Щербина В.В. Редкоземельные элементы и их месторождения. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 126 с.

Гинзбург А.И., Караева Л.Г. Критерии связи месторождений редких элементов с магматизмом // Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974. С. 25–43.

Гинзбург А.И., Родионов Г.Г. О влиянии внешнего давления на ход пегматитового процесса // Геология месторождений редких элементов. 1964. Вып. 22. 82 с.

Гинзбург А.И., Родионов Г.Г. О глубинах образования гранитных пегматитов // Геология рудных месторождений. 1960. № 1. С. 45–54.

Гинзбург А.И., Самойлов В.С. К проблеме карбонатитов // ЗВМО. 1983. Ч. 112, вып. 2. С. 164–178.

Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Основы геологии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1979. 296 с.

Гинзбург А.И., Эпштейн Е.М. Карбонатитовые месторождения // Генезис эндогенных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 152–212.

Гинзбург И.И. Полевые шпаты Режевского района // Вестник Геол. ком. 1928. № 6. С. 39–48.

Главнейшие провинции и формации щелочных пород / отв. ред. д-р геол.-мин. наук Л.С. Бородин. М.: Наука, 1974. 376 с.

Глебовицкий В.А. Геологические и физико-химические связи метасоматоза с региональным метаморфизмом // Метасоматиты докембрия и их рудоносность. М.: Наука, 1989. С. 197–207.

Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 127 с.

Глебовицкий В.А., Зингер Т.Ф. Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах. Л.: Наука, 1985. 310 с.

Глебовицкий В.А., Турченко С.И. Некоторые проблемы металлогении протерозойских подвижных поясов Балтийского щита // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 275–288.

Глюк Д.С. Экспериментальное моделирование гидротермально-метаморфогенного перераспределения вещества на примере золота // Метасоматиты докембрия и их рудоносность. М.: Наука, 1989. С. 259–264.

Глюк Д.С. Экспериментальные исследования условий образования гидротермальных золоторудных месторождений // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. С. 124–132.

Глюк Д.С., Анфилогов В.Н. Фазовые равновесия в системе гранит–H_2O–HF при давлении паров воды 1000 кг/см^2 // Геохимия. 1975. № 10. С. 1560–1565.

Говоров И.Н. Контактовый метаморфизм гранитоидных интрузий и его термодинамика // Геология и геофизика. 1967. № 10. С. 135–151.

Гордиенко В.В. Гранитные пегматиты. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1996. 272 с.

Гордиенко В.В. К вопросу о процессах перекристаллизации в пегматитах // ЗВМО. 1962. Ч. XCI (91), вып. 6. С. 700–711.

Гордиенко В.В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: Недра, 1970. 236 с.

Гордиенко В.В. Пегматитообразование как процесс многокамерной полистадийной кристаллизационной дистилляции // Геология и генезис пегматитов. Л.: Наука, 1983. С. 68–83.

Гордиенко В.В., Богданов Ю.Б., Воинов А.С. Слюдоносные пегматиты Северной Карелии. Л.: Недра, 1976. 388 с.

Гордиенко В.В., Гордиенко П.И., Михайлова Ю.И. Типы пегматитоносных гранитов докембрия и геохимические критерии прогнозирования минерагенической специализации связанных с ними пегматитов // Закономерности концентрации рудных элементов в гранитоидных формациях Карело-Кольского региона. Апатиты: ГИ КолФАН СССР, 1985. С. 36–44.

Горлов Н.В., Симонова Н.Ф. К вопросу о генезисе слюдоносных пегматитов Северо-Западного Беломорья // ЗВМО. 1957. Ч. 86, вып. 6. С. 671–681.

Горохов И.М. Рубидий-стронциевый метод и его применение для датирования геологических процессов: автореф. дис. … д-ра геол.-мин. наук. Л., 1979. 44 с.

Горохов И.М. Рубидий-стронциевый метод и его применение для датирования геологических процессов: автореф. дис. … д-ра геол.-мин. наук. Киев, 1979. 44 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Сер. Южно-Уральская. Л. N-41-I (Кыштым) / сост. Н.С. Кузнецов и др.; под ред. В.Я. Левина. Челябинск, 2008. 320 с.

Грабежев А.И. Метасоматизм, рудообразование и гранитный магматизм. М.: Наука, 1981. 292 с.

Грабежев А.И., Карагодин С.С., Чащухина В.А., Парфенов В.В. Геохимия метасоматитов щелочных и субщелочных интрузивных комплексов западного склона Среднего Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1982. 56 с.

Грабежев А.И., Покровский П.В., Чащухина В.А., Вигорова В.Г. Геохимия ниобия и тантала в гранитах и метасоматитах Восточно-Уральского поднятия // Геохимия. 1976. № 10. С. 1550–1560.

Грабежев А.И., Чащухина В.А., Вигорова В.Г. Геохимические критерии редкометалльной рудоносности гранитов (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 128 с.

Грабежев А.И., Чистяков Н.Е. Редкометалльные калинатровые пегматиты одного из экзоконтактовых пегматитовых полей Урала // Метасоматоз и рудообразование. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 104–124.

Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 285 с.

Грачев В.А., Кейльман Г.А., Крылов Р.А. Геологический очерк Салдинского гнейсового комплекса // Тр. II Уральского петрогр. сов. Т. V. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1969. С. 39–44.

Гродницкий Л.Л. Гранитные пегматиты Балтийского щита. Л.: Наука, 1982. 298 с.

Гродницкий Л.Л. Проблемы классификации пегматитов и формационный анализ // Геология, минералогия и геохимия пегматитовых полей Карелии. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1978. С. 4–25.

Гродницкий Л.Л. Текстурно-минералогическая классификация слюдоносных пегматитов Северной Карелии // Геология слюдяных месторождений Карелии и Кольского полуострова, методика их разведки и промышленное использование слюды. Петрозаводск: Карел. кн. изд-во, 1969. С. 99–115. (Тр. ИГ Карел. ФАН СССР. Вып. 4).

Гродницкий Л.Л. Формации докембрийских гранитных пегматитов и пегматитовые пояса Балтийского щита // Пегматиты Карелии и Кольского полуострова. Петрозаводск: ИГ Карел. ФАН СССР, 1977. С. 5–14.

Гродницкий Л.Л., Щипцов В.В., Сафронова Г.П. Пегматитовые формации и пояса Балтийского щита // Геология и генезис пегматитов. Л.: Наука, 1983. С. 213–225.

Грознецкий Д.П. Слюдяногорское месторождение мусковита на Среднем Урале // Сов. геол. 1963. № 9. С. 143–149.

Губин В.А., Хиллер В.В. REE-содержащий эпидот из окрестностей пос. Двуреченск Сысертского района (Средний Урал) // Вестн. Урал. отд. РМО. № 12. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. С. 10–15.

Губин В.А., Хиллер В.В. О находке алланита-(Ce) в гнейсах Сысертского метаморфического комплекса (Средний Урал) // Вестн. Урал. отд. РМО. № 13. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. С. 23–26.

Гурков И.А. Пегматитовая жила Мокруша, Урал // Урал. геол. журн. 2000. № 6 (18). С. 47–97.

Давиденко И.В. Геология и генезис гранитных пегматитов Африки // Геология и генезис пегматитов. Л.: Наука, 1983. С. 197–213.

Давиденко И.В. Некоторые геохимические особенности процессов образования редкоземельных, слюдяных, редкометалльных и хрусталеносных пегматитов // Минералогия и генезис пегматитов. МГК. XXII сессия. М.: Недра, 1965. С. 236–244.

Давиденко И.В. Особенности формирования и размещения хрусталеносных пегматитов // Тр. ВНИИСИМС. 1964. Т. VIII. С. 23–39.

Даценко В.М. Геохимические критерии диагностики геодинамических условий гранитообразования // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 22–34.

Дворкин-Самарский В.А. Генезис и закономерности пространственного размещения редкоземельных пегматитов одного из районов Сибири // Геология и геофизика. 1962. № 4. С. 21–32.

Дворкин-Самарский В.А., Кузнецова А.И. О распределении некоторых редких и редкоземельных элементов в гранитоидах и пегматитах Северного Прибайкалья // Геология и геофизика. 1960. № 5. С. 40–53.

Дегенс Э.Т. Распределение устойчивых изотопов в карбонатах // Карбонатные породы. Физико-химическая характеристика и методы исследований. М.: Мир, 1971. Т. II. С. 140–151.

Дмитриев С.Д. Гранитные пегматиты Центрального Казахстана // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1960. Вып. 29. С. 3–38.

Дмитриев С.Д. Пегматиты Центрального Казахстана // Докл. АН СССР. 1958. Т. 123, № 6. С. 1178–1182.

Дмитриев С.Д. Хрусталеносные пегматиты Восточного Казахстана // Пегматиты. Л.: ЛГИ, 1972. С. 169–190.

Добрецов Н.Л. Метаморфические формации и метаморфогенные месторождения // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 36–50.

Добрецов Н.Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеититов и альбититов хр. Борус (Западный Саян) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: АНСССР, 1963. С. 242–301.

Добрецов Н.Л. Специфика раннедокембрийского метаморфизма и ранняя история Земли // Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты: АН СССР, 1980. С. 19–31.

Доброженецкая Л.Ф. Деформация магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 288 с.

Долгов Ю.А. Включения в минералах метаморфических пород как показатель условий метаморфизма // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., 1970. Т. 2. С. 272–280.

Долгов Ю.А. Становление гранитных интрузий и образование камерных пегматитов // Условия образования пьезооптических минералов в пегматитах. М.: Недра, 1969. Тр. ВНИИСИМС. Т. XI. С. 3–22.

Доминиковский Г.Г. Петрография кристаллических сланцев средней части Ильменских гор // Ильменский комплекс магматических и метаморфических пород. Свердловск. Тр. АН СССР. 1971. Вып. IX. С. 130–148.

Дядькина И.Я. Об особенностях морфологии и свойств кристаллов мусковита Слюдяногорского месторождения (Средний Урал) // ЗВМО. 1964а. Ч. 93, вып. 6. С. 662–671.

Дядькина И.Я. Слюдяная зона в уфалейском комплексе метаморфических пород // Слюда и пьезооптическое сырье. Л.: ВСЕГЕИ, 1973. С. 41–52.

Дядькина И.Я. Условия образования мусковита Слюдяногорского месторождения (Средний Урал) // Слюды и пьезооптическое сырье. Л.: ВСЕГЕИ, 1964б. Т. 108. С. 23–35.

Емлин Э.Ф., Вахрушева Н.В., Кайнов В.И. Самоцветная полоса Урала. Режевской госдарственной природно-минералогический заказник: путеводитель. Екатеринбург; Реж. 2002. 144 с.

Ермаков Н.П. Генетическое обоснование классификации месторождений пьезооптического сырья // Тр. ВНИИП. 1958. Т. II, вып. 1. С. 5–12.

Ермаков Н.П. Гранитные пегматиты, силекситы и кварцолиты Казахстана // Минералогия и генезис пегматитов. М.: Недра, 1960. С. 62–79.

Ермаков Н.П. Методика термометрического анализа, минералов из гидротермальных месторождений // Мин. сб. Львовск. геол. о-ва. 1950. № 4. С. 45–49.

Ермаков Н.П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Волыни. // Тр. ВНИИП. 1957. Т. 1, вып. 1. С. 25–42.

Ермаков Н.П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Волыни // Пьезооптическое кристаллосырье. М.: АН СССР, 1956. С. 12–23.

Ермаков Н.П. Состояние и деятельность флюидов в гранитных пегматитах камерного типа // Минералогия и генезис пегматитов. МГК. XXII сессия. М.: Недра, 1965. С. 140–160.

Еськова Е.М. Редкоземельные элементы в акцессорных минералах Вишневых гор // Геохимия. 1964. № 12. С. 864–873.

Еськова Е.М. Щелочные редкометалльные метасоматиты Урала. М.: Наука, 1976. 292 с.

Еськова Е.М., Жабин А.Г., Мухитдинов Г.И. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М.: Наука, 1964. 320 с.

Жабин А.Г. О новом типе карбонатитовых проявлений в связи со щелочным комплексом Вишневых — Ильменских гор на Урале // Докл. АН СССР. 1959. Т. 128, № 5. С. 1020–1022.

Жабин А.Г. Сингенез и метаморфизм карбонатов. М.: Наука, 1971. 106 с.

Жабин А.Г., Самсонова В.С. Карбонатные породы из щелочного комплекса Вишневых гор на Урале // Редкие элементы в массивах щелочных пород. М.: АН СССР, 1962. С. 224–239.

Жабин А.Г., Свяжин Н.В. О концентрически-зональных агрегатах редкоземельных минералов из щелочного комплекса Вишневых гор // Тр. ИМГРЭ. 1962. Вып. 9. С. 55–62.

Жариков В.А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 220–302.

Жернаков В.И. Изумрудные копи. Изумруд. Александрит. Фенакит. Онтогения и филогения. Екатеринбург: УГГУ, 2011. 201 с.

Жиров К.К., Бандуркин Г.А., Лаврентьев Ю.Г. К геохимии редкоземельных элементов в пегматитах Северной Карелии // Геохимия. 1961. № 11. С. 995–1004.

Завалишин М.А., Чесноков В.Н. Некоторые особенности формирования и размещения пегматитовых жил в Майском районе // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск, 1960. Вып. IV. С. 67–79.

Заварицкий А.Н. Геологический и петрографический очерк Ильменского заповедника и его копей. М.: АН СССР, 1939. 321 с.

Заварицкий А.Н. О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами // ЗВМО. 1947. Ч. 76, № 1. С. 37–50.

Загорский В.Е. Редкоэлементный состав калиевых полевых шпатов как критерий оценки специализации и рудоносности редкометалльных пегматитов // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 3. С. 715–718.

Загорский В.Е., Воробьев В.Е., Саловарова Г.П. Особенности экзоконтактовых изменений и первичных ореолов рассеяния пегматитов на одном из участков Слюдянского месторождения (Мамский район) // Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1971. С. 206–219.

Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М. Редкометалльные пегматиты. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1997. 285 с.

Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М. Систематика гранитных пегматитов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 5. С. 422–435.

Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Месторождения турмалина России и Таджикистана // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 10. С. 36–50.

Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Пегматиты с самоцветами Центрального Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1992. 224 с.

Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Поведение редкоземельных элементов в гранитах и миароловых пегматитах Малханского хребта и Борщовочного кряжа // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 2. С. 48–59.

Загорский В.Е., Перетяжко И.С., Шмакин Б.М. Миароловые пегматиты. Новосибирск: СО РАН, 1999. 488 с. (Гранитные пегматиты. В 5 т. Т. 3).

Загорский В.Е., Шмакин Б.М. Принципы классификации миароловых пегматитов // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. С. 57–63.

Загрузина И.А. Геохронология мезозойских гранитоидов северо-востока СССР. М.: Наука, 1977. 345 с.

Загрузина И.А. Эволюция пегматитообразования в истории Земли // Геология и генезис пегматитов. Л.: Наука, 1983. С. 178–186.

Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия / А.И. Гинзбург, Н.П. Заболотная, И.И. Куприянова и др. М.: Недра, 1977. 230 с.

Зарубин В.В. Тектонические условия формирования пегматитовых жил месторождения Тэдино (Северная Карелия) // Геология и генезис мусковитовых пегматитов: кратк. тез. докл. всесоюз. теор. конф. Л., 1973. С. 41–42.

Захарченко А.И. Внутригранитные пегматиты и особенности их формирования // Минералогия и генезис пегматитов. МГК. XXII сессия. М.: Недра, 1965. С. 161–186.

Захарченко А.И. Камерные пегматиты и их термодинамические и химические особенности формирования // Пегматиты. Л.: ЛГИ, 1972. С. 159–169.

Захарченко А.И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 207 с.

Захарченко А.И. Основные генетические особенности промышленных месторождений пьезооптических минералов и связанные с ними поисковые признаки // Материалы по геологии месторождений неметаллических полезных ископаемых. Л.: ВСЕГЕИ, 1962. С. 3–31.

Захарченко А.И., Соколов Я.И. Хрусталеносные и флюоритоносные пегматиты и их основные генетические типы // Бюлл. ВСЕГЕИ. 1960. № 2. С. 36–45.

Захарченко А.И., Труфанов В.Н. Хрусталеносные полости пегматитов Акжайляу (Казахстан), их минералогия и особенности образования // Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1964. Т. 108. С. 83–92.

Здорик Т.Б., Куприянова И.И., Кумскова Н.М. Ортит из метасоматических образований Восточной Сибири // Минералы СССР. М., 1964. Вып. 15. С. 34–45.

Золоев К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН; ОАО УКСЭ, 2004. 336 с.

Золотарев В.Г. Динамика объемного становления гранитных массивов и ее значение в рудообразовании // Геохимия. 1983. № 7. С. 945–957.

Золоторудная, редкометалльная и хрусталеносная минерализации месторождений Урала кварцево-жильного типа / В.Н. Ого-

родников, В.А. Коротеев, Ю.А. Поленов, В.В. Бабенко, А.Н. Савичев. Екатеринбург: УрО РАН; УГГУ, 2014. 312 с.

Золотухин Ф.Ф., Жернаков В.И., Попов М.П. Геология и закономерности распределения драгоценных камней Малышевского месторождения (Уральские Изумрудные копи) // Уральская минералогическая школа – 2004. Екатеринбург: УГГА, 2004. 75 с.

Зубов М.А., Цыганов А.Е. Прогнозирование и оценка редкометалльного оруденения по структурным, геофизическим и геохимическим данным // Сов. геол. 1982. № 4. С. 48–57.

Зуева В.П. Закономерности размещения и условия формирования редкометалльных пегматитов // Пегматиты. Л.: ЛГИ, 1972. С. 98–114.

Ибламинов Р.Г. Минерагения (основы минерагеодинамики). Пермь: ПГНИУ, 2015. 435 с.

Иванов А.Н., Ширяева В.А., Шмакин Б.М. Ортит как минерал-индикатор глубинности пегматитообразования // Ежегодник-1974. Новосибирск: Наука, 1976. С. 111– 120.

Иванов А.Н., Шмакин Б.М. Граниты и пегматиты Западного Прибайкалья. М.: Наука, 1980. 220 с.

Иванов А.Н., Шмакин Б.М. О генетических группах пегматитов Приольхонья // Ежегодник-1971. СибГЕОХИ. Новосибирск, 1972. С. 124–128.

Иванов А.Н., Шмакин Б.М. Эволюция пегматитообразования в регионах с многоэтапным гранитоидным магматизмом. Новосибирск: Наука, 1983. 175 с.

Иванов С.Н. Докембрийская предистория палеозойских геосинклиналей // Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982. С. 94–96.

Иванов С.Н., Русин А.И. Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника. 1997. № 1. С. 6–19.

Ивенсен Ю.П. Структурно-морфологические типы пегматитовых жил // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. Вып. 3. С. 187–191.

Ивенсен Ю.П. Особенности геологии и вещественного состава гранитных пегматитов // Минералогия и генезис пегматитов. МГК. XXI сессия. М.: АН СССР, 1960. С. 29–38.

Игумнов А.Н., Кожевников К.Е. Уральские месторождения дистена (кианита). М.; Л. 1935. 184 с.

Инструкция по применению классификации запасов к коренным месторождениям редких металлов / Гос. комиссия по запасам полезных ископаемых при Совете министров СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 66 с.

Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям литиевых и цезиевых руд / Гос. комиссия по запасам полезных ископаемых при Совете министров СССР. М.: ГКЗ СССР, 1984. 40 с.

История поисков, разведки и освоения Уральских хрусталеносных месторождений (1937–1991) / под ред. Ю.А. Поленова. Екатеринбург: УГГУ, 2017. 114 с.

Иициксон Г.В. Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970. С. 172–194.

Кадик А.А. Вода и углекислота в магматических процессах // Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессах. М.: Наука, 1975. С. 5–30.

Кадик А.А. Режим летучих компонентов (H_2O + CO_2) при подъеме продуктов частичного плавления коры и мантии к поверхности Земли // Геохимия. Минералогия. МГК. XXVI сессия. М.: Наука, 1980. С. 70–78.

Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 267 с.

Казанский В.И. Дислокационный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование // Метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. Апатиты: КолФАН СССР, 1980. С. 7–18.

Казанский В.И. Эволюция рудоносных структур докембрия. М.: Недра, 1988. 286 с.

Калинин А.С., Ревердатто В.В., Васильева Э.Н. Модель глубинного плутонометаморфизма и анатексиса // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237, № 5. С. 1167–1170.

Калинин П.В. О пегматитах Слюдянского района в Южном Прибайкалье // Тр. МГРИ. Т. XXXI. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 81–101.

Калинин П.В. Ортит из пегматитовых жил Восточной Сибири // Тр. МГРИ. 1961. Т. 36. С. 82–89.

Калита А.П. Особенности минерализации гранитных пегматитов редкоземельного ряда восточной части Балтийского щита // Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М.: Наука, 1965. С. 266-305.

Калита А.П. Пегматиты и гидротермалиты щелочных гранитов Кольского полуострова. М.: Недра, 1974. 138 с.

Калита А.П. Пегматиты щелочных гранитов // Минералогия, геохимия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 3. Минералогия, геохимия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966. 860 с.

Калита А.П. Пегматиты щелочных гранитов // Тр. ИМГРЭ АН СССР. 1963. Вып. 16. 65 с.

Калита А.П. Распределение редких элементов в минералах Северо-Западной и Юго-Западной Карелии // Геохимия. 1959. № 2. С. 256–260.

Калита А.П. Редкоземельные пегматиты Алакурты и Приладожья. М.: АН СССР, 1961. 118 с.

Калюжный В.А. Динамика минералогенеза на основе изучения минералообразующих флюидов (гранитные занорышевые пегматиты и рудоносные гидротермалиты Украины): автореф. дис. … д-ра геол.-мин. наук. Киев, 1979. 48 с.

Калюжный В.А. Стадийность пегматитового процесса и вопросы генезиса акцессорных редкометалльных минералов (на примере пегматитов занорышевого типа Волыни) // Геол. журн. 1976. Т. 36, № 1. С. 71–80.

Калюжный В.А., Возняк Л.К. Минералообразующие растворы и парагенезисы минералов занорышевых пегматитов Украины. Киев: Наук. думка, 1971. 216 с.

Калюжный В.А., Возняк Л.К. Термодинамические и геохимическая характеристика минералообразующих растворов пегматитов занорышевого типа // Мин. сб. Львов. ун-та. 1967. № 21, вып. 1. С. 49–61.

Камерон Е.Н., Джанс Р.Г., Мак-Нейр А.Г., Пейдж Л.Р. Внутреннее строение гранитных пегматитов. М., 1951. 146 с.

Капустин Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов в карбонатитах // Геохимия. 1966. № 11. С. 1311–1322.

Карпов И.К. Применение термодинамических расчетов к анализу минеральных равновесий в мамских пегматитах // Геология и геофизика. 1965. № 10. С. 97–105.

Карский Б.Е., Толстой А.И. Генетические типы промышленного мусковита и области их рационального использования. М.: ЦБТИ НИИНСМа АС и А СССР, 1959. 57 с.

Карякин А.Е., Смирнов В.А. Структура хрусталеносных полей. М.: Недра, 1967. 240 с.

Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.

Кейльман Г.А. Основные черты геологического строения гнейсово-мигматитовых комплексов Урала // Тр. II Урал. петрогр. сов. Т. V. 1969. С. 7–11.

Кейльман Г.А., Глушкова Г.А., Золоев К.К. Геологические типы метаморфизма в региональных структурах Урала. Екатеринбург: УКСЭ, 1991. 82 с.

Кейльман Г.А., Огородников В.Н., Паняк С.Г. О роли метасоматоза в формировании метаморфических комплексов // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: СГИ, 1976. Тр. СГИ. Вып. 127. С. 6–18.

Кейльман Г.А., Пучков В.Н. Сиализация земной коры (тектонические аспекты). Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 50 с.

Кианитовые руды России / В.Н. Огородников, В.А. Коротеев, Ю.Л. Войтеховский и др. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. 334 с.

Киевленко Е.А., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1982. 279 с.

Киевленко Е.Я. Геология и оценка месторождений исландского шпата. М.: Недра, 1974. 184 с.

Киевленко Е.Я. Геология самоцветов. М.: Изд-во «Земля», 2001. 582 с.

Киевленко Е.Я. Поиски и оценка месторождений драгоценных и поделочных камней. М.: Недра, 1980. 166 с.

Кисин А.Ю. Закономерности размещения и прогноз месторождений полезных ископаемых на основе модели блоковой складчатости: дис. … д-ра геол.-мин. наук. Пермь, 2009. 454 с.

Кисин А.Ю. Кварцевые жилы в надкупольных структурах и прогнозирование их хрусталеносности по элементам залегания // Ежегодник-1994. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 74–77.

Кисин А.Ю. Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 130 с.

Кисин А.Ю. Принципы прогнозирования хрусталеносности кварцевых жил в надкупольных структурах // Геологическая наука — народному хозяйству: инф. мат-лы. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 3.

Кисин А.Ю. Структурный контроль Светлинского пегматитового поля // Геоматериалы для высоких технологий, алмазы, благородные металлы, самоцветы Тимано-Уральского региона: мат-лы Всерос. минерал. сем. с междунар. участием. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 12–14.

Кисин А.Ю., Коротеев В.А. Блоковая складчатость и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 346 с.

Кицул В.И., Лезебник Ю.Д., Бровкин А.А., Сукнев В.О. Диаграммы для железистости кордиеритов // Докл. АН СССР. 1971. Т. 200, № 6. С. 871–876.

Клочков В.Г., Сорокин Ю.Г. Некоторые особенности волынских пегматитов и новые методы их поисков // Условия образования пьезооптических минералов в пегматитах. М.: Недра, 1969. С. 76–81.

Коваленко В.И., Царева Г.М., Игумнов В.Е. Магмы пегматитов Волыни. Состав и параметры кристаллизации по данным изучения включений минералообразующих сред // Петрология. 1996. Т. 4, № 3. С. 295–309.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Андреева И.А. Типы магм и их источники в истории Земли. Ч. 2. Редкометалльный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магма, геодинамические обстановки формирования. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 278 с.

Коваль В.Б. О связи метаморфизма, метасоматоза и оруденения (на примере урановых метасоматических рудопроявлений докембрия) // Метаморфогенное рудообразование. М.: Наука, 1977. С. 149–164.

Козакова А.А. К минералогии эолитополевошпатовых пегматитов Ильменских гор // Тр. УФАН СССР. 1936. Вып. 1. С. 243–244.

Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.

Кокшаров Н.И. Материалы для минералогии России: атлас. В 6 ч. СПб., 1853–1877.

Колисниченко С.В. Удивительные минералы Южного Урала. Челябинск: ОАО «Санарка», 2004. 245 с.

Колонин Г.Р. Редкоземельные элементы как индикаторы эволюции рудно-магматических систем // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований. Новосибирск: СО РАН; ГЕО, 2003. С. 171–172.

Комков А.И. О рентгеновской диагностике минералов группы фергуссонита // ЗВМО. 1959. Ч. 88, вып. 6. С. 655–659.

Комков А.И. О фергуссоните // ЗВМО. 1957. Ч. 86, № 4. С. 432–444.

Континентальные рифты / под ред. Е. Неймана. М.: Мир, 1981. 483 с.

Коптева-Дворникова Е.С. Описание пегматитов гранитогнейсовой полосы Ильменских гор // Бюлл. науч. работы в заповедниках. 1929. Вып. 2. С. 59–63.

Коптев-Дворников В.С., Григорьев И.Ф., Доломанова Е.И. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними // Магматизм и связь с ними полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 165–194.

Коржинский Д.С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах // Геохимия. 1956. № 7. С. 3–10.

Коржинский Д.С. Закономерности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири. М., 1945. 111 с. (Тр. ИГН АН СССР. Петрограф. сер. № 21, вып. 61).

Коржинский Д.С. Кислотность–щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960. с. 42–56.

Коржинский Д.С. Мусковитовые пегматиты Станового хребта в районе Амуро-Якутской магистрали // Слюды СССР. М., 1937. С. 473–478.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в изучении о магматогенных рудных месторождениях. М.: АН СССР, 1953. С. 335–453.

Коржинский Д.С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах // ГРМ. 1962. № 5. С. 3–12.

Коржинский Д.С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1936. № 1. С. 35–60.

Коржинский Д.С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972. С. 144–153.

Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Недра, 1967. 298 с.

Корово-мантийное оруденение в салических блоках эвгеосинклинали / В.Н. Сазонов, Б.А. Попов, Н.А. Григорьев и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 113 с.

Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Историческая геология. М.: Академия, 2006. 464 с.

Коротеев В.А., Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Минерагения шовных зон Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 414 с.

Корреляция докембрия: докл. симпозиума. В 2 т. / под ред. акад. А.В. Сидоренко. М.: Наука, 1977. Т. 1. 403 с.; Т. 2. 399 с.

Косалс Я.А. Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах. Новосибирск: Наука, 1976. 232 с.

Косалс Я.А., Мазуров М.П. Поведение молибдена, вольфрама, олова, ниобия и тантала в процессе становления Биту-Джидинского гранитного массива // Геохимия. 1970. № 6. С. 731–743.

Косухин О.Н., Бакуменко И.Т., Чупин В.П. Магматический этап формирования гранитных пегматитов Новосибирск: Наука, 1984. 136 с.

Кочнев А.П., Черемных В.А., Загорский В.Е. О происхождении и геохимической эволюции пегматитов Мамской слюдоносной провинции // Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1971. С. 21–48.

Кочнев А.П., Чесноков В.Н. Структуры мусковитовых пегматитовых полей Мамско-Чуйского района // Геология и генезис пегматитов. Л.: Наука, 1983. С. 246–257.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 186 с.

Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П.М. Цирконовая геохронология Мурзинского метаморфического комплекса (Средний Урал) // Докл. РАН. 2005. Т. 404, № 3. С. 407–410.

Краснобаев А.А., Бородина Н.С. Геохимические особенности, генезис и возрастная корреляция рифейских гранитоидов и липаритовых порфиров Златоустовского района (Южный Урал) // Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1970. С. 124–153.

Краснобаев А.А., Холоднов В.В. Редкоземельные элементы в апатитах и цирконах из гранитоидов и метаморфитов гнейсово-мигматитовых комплексов Урала и их петрологическая информативность // Кристаллохимические особенности силикатных минералов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 14–40.

Кратц К.О., Глебовицкий В.А. Эволюция метаморфических поясов и их роль в формировании фундамента древних платформ // Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973. С. 3–20.

Кратц К.О., Крылов И.Н., Лобач-Жученко С.В. Геохронологические рубежи и эволюция Балтийского щита // Новые данные абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1974. С. 125–130.

Кратц К.О., Соколов Ю.М. Эндогенные импульсы минерагенической активности земной коры в докембрии // Металлогения докембрия. Иркутск, 1981. С. 6–8.

Крупенников В.А. Высокотемпературные урановосные калиевые метасоматиты (микроклиниты) в пегматоидных гранитах и мигматитах докембрия // Метасоматизм и рудообразование. Л.: Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т, 1976. С. 58–60.

Кудрин В.С. О формации редкометалльно-щелочных кварц-полевошпатовых метасоматитов зон регионального метаморфизма // ГРМ. 1972. Т. 14, № 5. С. 41–55.

Кудрин В.С. Редкометалльные щелочные кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты зон регионального метасоматизма // Метасоматизм и рудообразование. 1978. С. 185–193.

Кудрин В.С., Кудрина М.А., Шурига Т.Н. Редкометалльные метасоматические образования, связанные с щелочными гранитоидами // Геология месторождений редких элементов. 1965. Вып. 25. 147 с.

Кудрина М.А., Кудрин В.С. Эволюция состава редкометалльной минерализации в щелочных пегматитах одного из массивов Сибири // Геология месторождений редкометалльных элементов. Вып. 9. М., 1961. С. 31–40.

Кузнецов В.Д. Кристаллы и кристаллизация. М.: Наука. 1952. 414 с.

Кузнецов В.И. Формирование пегматитов в связи с тектоникой и становлением гранитных массивов. М.: Недра, 1977. 184 с.

Кузнецов С.К. Жильный кварц Приполярного Урала. Л.: Наука, 1998. 203 с.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 342 с.

Кузьменко М.В. Геохимия тантала и генезис эндогенных танталовых месторождений. М.: Наука, 1978. 215 с.

Кузьменко М.В. О роли слюд в процессе концентрации тантала // Докл. АН СССР. 1961. Т. 140, № 6. С. 456–462.

Кузьменко М.В., Акелин Н.А. Особенности генезиса субщелочных гранитоидов и связанных с ними альбититов и закономерности распределения в них тантала и ниобия. М.: Наука, 1965. 120 с.

Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Тантал и ниобий (генетические типы месторождений и геохимия). М.: Наука, 1968. 325 с.

Кузьменко М.В., Земская И.П., Филиппова Ю.И. Элементы-примеси в минералах как индикаторы редкометалльной специализации среднепротерозойских пегматитов активизированных краевых частей платформ // Элементы-примеси в минералах как индикаторы геохимической специализации гранитных пегматитов. М.: ИМГРЭ, 1980. С. 24–39.

Кузьменко М.В., Калита А.П., Мелентьев Г.Б. Геохимическая специализация и вопросы классификации редкометалльных гранитных пегматитов // Пегматитовые редкометалльные месторождения. Вып. 1. М.: ИМГРЭ, 1971. С. 20–47.

Кузьменко М.В., Солодов Н.А. Пегматиты как модель магматического процесса // Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М.: Наука, 1965. С. 12–15.

Кулешов Г.Ф., Белянкина Е.Д., Петров В.П. Слюдяногорское месторождение мусковита // Петрография и минералогия месторож-

дений перлита, керамического сырья и слюды. М.: ИГЕМ, 1961. Вып. 48. С. 27–39.

Кулиш Е.А. Эволюция метаморфогенного рудообразования в истории литосферы // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М.: Наука, 1990. С. 95–104.

Кумеев С.С. Полевые шпаты — петрогенетические индикаторы. М.: Недра, 1982. 206 с.

Кухаренко А.А. К проблеме происхождения карбонатитов // Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966. С. 267–270.

Кушев В.Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л.: Недра, 1972. 189 с.

Лабунцов А.Н. Пегматиты Северной Карелии и их минералы. Пегматиты СССР. М.; Л.: АН СССР, 1939. 230 с.

Лазаренко Е.К., Павлишин В.И., Латыш В.Т., Сорокин Ю.Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волыни. Львов: Высш. шк., 1973. 358 с.

Лазько Е.М. О генезисе хрусталеносных образований и промышленных типах месторождений пьезокварца // Тр. ВНИИСИМС. 1958. Т. II, № 1. С. 13–24.

Лазько Е.М. Физико-химические основы прогнозирования постмагматического оруденения. М.: Недра, 1981. 256 с.

Ларин А.М. Редкометалльные месторождения докембрия // ГРМ. 1989. № 4. С. 12–21.

Ласковенков В.А. Закономерности распределения редких металлов в пегматитах Адуйского редкометалльного поля и перспективы расширения его сырьевой базы: автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Асбест, 1982. 25 с.

Левин В.Я. Геологическая позиция, состав и минерагения щелочных и щелочно-карбонатитовых комплексов Урала // Геология и металлогения Урала. Екатеринбург: Минприроды РФ, 1998. С. 132–147.

Левин В.Я. Щелочная провинция Ильменских — Вишневых гор. М.: Наука, 1974. 223 с.

Левин В.Я., Ласковенков А.Ф., Мормиль С.И. Геология и минерагения редкометалльных гранитных пегматитов Адуйского рудного поля // Геология и металлогения Урала. Екатеринбург: МПР РФ; ДПР Урал. региона; ОАО УГСЭ. 2000. С. 123–134.

Левин В.Я., Мормиль С.И., Золоев К.К. Закономерности концентрирования редких металлов в гранитоидах и щелочных породах Урала // Геологическое развитие Урала, достижения и проблемы. М.: Мин. геол. РСФСР, 1988. С. 134–143.

Левин В.Я., Роненсон Б.М., Левина И.А. Карбонатиты щелочной провинции Ильменских – Вишневых гор // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 4. С. 930–933.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Струве Э.А. Петрографический словарь. Л.; М.: Гл. ред. геол.-развед. лит-ры, 1937. 416 с.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Струве Э.А. Петрографический словарь. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 447 с.

Ленных В.И. Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 21–42.

Леонова В.А., Едина Н.А. О составе редкоземельных элементов в апатитах из гранитных пегматитов Северо-Западного Беломорья // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л.: Наука, 1969. Вып. 7. С. 97–107.

Леснов Ф.П. Закономерности распределения редкоземельных элементов в гранатах // ЗВМО. 2002. № 1. С. 79–99.

Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 228 с.

Летников Ф.А., Вилор Н.В. Золото в гидротермальном процессе. М.: Недра, 1981. 224 с.

Летников Ф.А., Жатнуев Н.С., Лашкевич В.В. Флюидный режим термоградиентных систем. Новосибирск: Наука, 1985. 134 с.

Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 128 с.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 208 с.

Локтина И.Н., Белковский А.И. «Железистые кварциты» Уфалейского метаморфического комплекса // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН, 1978. С. 68–89.

Лукашев А.Н. Глубины образования пегматитов. М.: Недра, 1976. 152 с.

Лукашев А.Н. Некоторые вопросы генезиса хрусталеносных пегматитов Северо-Западной Калбы // Тр. ВНИИП. 1960. Т. IV, вып. 2. С. 36–41.

Лукашев А.Н., Колбин Б.А., Чижик О.Е. О происхождении гранитных пегматитов малых глубин // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 11. С. 9–17.

Лукошков В.И. Гондиты Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 60 с.

Лунц А.Я. Минералогия, геохимия и генезис редкоземельных пегматитов Северо-Запада СССР. М.: Наука, 1972а. 176 с.

Лунц А.Я. Типы редкоземельных пегматитов щелочных гранитов северо-запада СССР и стадийность формирования в них редкоземельной минерализации // Пегматиты. Л.: ЛГИ, 1972б. С. 114–125.

Лутц Б.Г., Минеев Д.А. Парагенетический анализ, геохимия и минералогия метаморфических пород Уфалейского массива на Урале // Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967. С. 59–104.

Львов Б.К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). Л.: ЛГУ, 1965. 164 с.

Лясик С.А., Нейкур Т.Л. О хрусталеносных кварц-полевошпатовых жилах Южного Урала // Тр. ВНИИП. 1960. Т. 4, вып. 2. С. 147–150.

Ляхович В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М.: Наука, 1967. 447 с.

Ляхович В.В. Акцессорные минералы эффузивных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 12. С. 1160–1168.

Ляхович В.В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М.: Недра, 1972. 108 с.

Магматические горные породы. В 6 т. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли / под ред. В.И. Коваленко. М.: Наука, 1987. 438 с.

Макагон В.М. Геолого-геохимические особенности метаморфических пегматитов Мамского слюдоносного района // Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев: Наук. думка, 1970. С. 31–32.

Макагон В.М. О температурах образования и послемагматического изменения слюдоносных пегматитов Мамского района // Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1971. С. 48–71.

Макагон В.М. Пегматоидные граниты зон регионального метаморфизма высоких давлений. Новосибирск: Наука, 1977. 208 с.

Макагон В.М., Макрыгина В.А., Петров Б.В. Режим летучих при метаморфизме – главная причина образования мусковитовых пегматитов // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 72–77.

Макагон В.М., Шмакин Б.М. Геохимия главных формаций гранитных пегматитов. Новосибирск: Наука, 1988. 210 с.

Макагон В.М., Шмакин Б.М. Физико-химические параметры процессов образования и изменения мусковитовых пегматитов

Мамского района // Ежегодник-1968. Иркутск: Сибирский институт геохимии, 1969. С. 142–146.

Макагон В.М., Шмакин Б.М., Каширин К.Ф. Особенности геохимии гранитовидных пегматитов и гнейсогранитов Мамского района // Геология и геофизика. 1969. № 2. С. 34–41.

Макарочкин Б.А., Еськова Е.М., Александров В.Б. О новой редкоземельной разновидности ферсмита // Докл. АН СССР. 1963. Т. 148, № 1. С. 179–182.

Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск: Наука, 1981. 199 с.

Макрыгина В.А., Бакшеев С.А., Смирнова Е.В. Редкоземельные элементы в процессах метаморфизма и гранитизации умеренных давлений // Геохимия. 1980. № 2. С. 163–173.

Макрыгина В.А., Петров Б.В. Геохимические особенности процесса гранитизации пород чуйской толщи (Северо-Байкальское нагорье) // Ежегодник-1970. Иркутск: Сибирский институт геохимии, 1971. С. 88–93.

Малахов И.А. О возрастных взаимоотношениях миаскитовых, сиенитовых и гранитных пегматитов в Ильменских горах // Тр. Горно-геол. ин-та УФАН СССР. Свердловск: УФАН СССР, 1959. Вып. 32. С. 189–196.

Малышев А.Г. Особенности формирования кварцевых жил в Патомском Нагорье // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, № 2. С. 430–432.

Мануйлова М.М., Васьковский Д.П., Гурулев С.А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. Л.: Наука, 1964. 226 с.

Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты). М.: Наука, 1979. 262 с.

Маракушев А.А. Проблема рудоносности интрузий гранитоидов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 65–75.

Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.

Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М.: Наука, 1999. 255 с.

Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968. 199 с.

Маракушев А.А., Бобров А.В. Метаморфическая петрология. М.: Наука, 2005. 256 с.

Маракушев А.А., Граменицкий Е.Н., Коротаев М.Ю. Петрологическая модель эндогенного рудообразования // ГРМ. 1983. Т. XXV, № 1. С. 3–22.

Маракушев А.А., Граменицкий Е.Н., Лукашев А.Н. Расслоенность Коростенского плутона и его пегматитоносность // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 1. С. 16–33.

Маракушев А.А., Иванов И.П., Римкевич В.С. Экспериментальное воспроизведение ритмичной магматической расслоенности // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258, № 1. С. 183–186.

Марин Ю.Б. Варианты собирательной перекристаллизации породообразующих минералов гранитов в связи с особенностями возникновения разных типов пегматитовых пород // Пегматиты (минералогия, генезис и промышленная оценка). Л.: Недра, 1972. С. 272–283.

Марин Ю.Б. Эволюционный анализ гранитоидных формаций // Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л.: Наука, 1985. С. 11–29.

Марков Н.П. Слюдяные месторождения Мамского пегматитового поля // Слюды СССР. М.: Гл. ред. геол.-развед. и геодезич. литры, 1937. С. 370–438.

Марфунин А.С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М.: АН СССР, 1962. 275 с.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 130 с.

Мельгунов С.В., Кулик Н.А., Бакуменко Н.Т. Минералогия и геохимия метаморфогенных сегрегационных пегматитов. Новосибирск: Наука, 1975. 90 с.

Мельников Е.П. Термодинамические условия метаморфизма пород Уфалейского гнейсового комплекса // Проблемы биминеральной геотермобарометрии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 106–126 (Тр. ИГГ УНЦ АН СССР. Вып. 130).

Мельников Е.П., Гаврилов Г.М. Геологическое строение и слюдоносность юго-восточной части Уфалейского антиклинория: отчет Слюдяногорского ГСО Уфалейской КГРП о геолого-съемочных работах м-ба 1 : 10 000, проведенных в 1960–1964 гг. Слюдорудник: Фонды УГУ. Свердловск, 1964. 320 с.

Мельников Е.П., Мельникова Н.И. Новые данные о геологии, метаморфизме и слюдоносности юго-восточной части Уфалейского антиклинория (Средний Урал) // Тез. докл. II Урал. петрограф. сов. Свердловск, 1966. Т. V.

Мельников М.П. Ильменские минеральные копи // Горн. журн. 1882. Т. 1. С. 70–151.

Менге И.Н. Геогностические наблюдения над Уралом и преимущественно над Ильменскими горами // Горный журнал. 1826. Т. IV, № 11. С. 9–20.

Месторождения антофиллит-асбеста СССР / под ред. И.Ф. Романовича. М.: Недра, 1976. 247 с.

Металлогения докембрия и металлогенические эпохи / Т.В. Билибина, К.О. Кратц, Н.П. Лаверов и др. // Проблемы металлогении докембрия. Л.: Наука, 1978. С. 3–29.

Металлогения докембрия: тез. докл. I Всесоюз. сов. по металлогении докембрия / отв. ред. Т.В. Билибина, Ю.М. Соколов. Л.: ВСЕГЕИ, 1975. 198 с.

Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита / В.А. Глебовицкий, Г.М. Другова, Н.И. Московченко, Л.А. Прияткина, Ю.Д. Пушкарев // Метаморфические пояса СССР. Л., 1971. С. 5–24.

Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах / под ред. Ф.П. Митрофанова. Л.: Наука, 1985. 310 с.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 276 с.

Минеев Д.А. Исследование свойств и возможностей тройной диаграммы $2Ce–SY_1– SY_2$ // Геохимия. 1965. № 12. С. 1423–1438.

Минеев Д.А. Лантаноиды в минералах. М.: Недра, 1969. 182 с.

Минеев Д.А. Редкоземельный эпидот из пегматитов Среднего Урала // Докл. АН СССР. 1959. Т. 127, № 4. С. 865–868.

Минералы Ильменского заповедника / под ред. А.Н. Заварицкого. М.; Л.: АН СССР, 1949. 659 с.

Минералы: справочник. В 7 т. / гл. ред. чл.-кор. АН СССР Ф.В. Чухров. Т. 5. Каркасные силикаты. Вып. 1. Силикаты с разорванными каркасами. Полевые шпаты / гл. ред. Г.Б. Бокий, Б.Е. Боруцкий. М.: АН РАН, 2003. 583 с.

Митрофанов Ф.П., Войтеховский Ю.Л., Баянова Т.Б. Особенности исследований раннедокембрийской металлогении Кольско-Лапландско-Карельской провинции Балтийского щита // Минерагения докембрия: мат-лы всерос. конф. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2009. С. 175–178.

Митрофанов Ф.П., Кравцова Е.И. Ряд мигматит-гранитов, гранитов, пегматитов и проверка анатектитовой модели их образования // Раннедокембрийские гранитные формации. Л.: Недра, 1975. С. 163–175.

Михайлов Д.А. О происхождении железистых кварцитов // Метасоматические железистые кварциты. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 11–23.

Мокрыгина В.А., Макагон В.М., Загорский В.Е., Шмакин Б.М. Слюдоносные пегматиты. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1990. 233 с.

Морфогенетические типы и технология обогащения кианитовых руд / В.Н. Огородников, В.А. Коротеев, Ю.Л. Войтеховский и др. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН; УГГУ. 2013. 310 с.

Мусковитовые пегматиты СССР / отв. ред. Е. Салье. Л.: Наука, 1975. 278 с.

Небокситовое алюминиевое сырье России / В.А. Коротеев, В.Н. Огородников, Ю.Л. Войтеховский и др. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН; УГГУ, 2011. 218 с.

Невский В.А., Гинзбург А.И., Козлова П.С. Геология постмагматических ториево-редкометалльных месторождений. М.: Атомиздат, 1972. 408 с.

Негруца В.З. Историко-геологические закономерности минерагенической эволюции докембрия Северо-Запада России // Минерагения докембрия. Петрозаводск: Ин-т геологии КарНЦ РАН, 2009. С. 179–181.

Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Литогенетические основы палеодинамических реконструкций нижнего докембрия. Восточная часть Балтийского щита. Апатиты: Кол. НЦ РАН, 2007. 281 с.

Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Обстановки седиментогенеза и стратотипы дорифея. СПб.: СПбГУ, 2006. 96 с.

Недосекова И.Л., Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В. Sr-Nd-C-O изотопные данные и геохимия карбонатитов Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и Куртинской зоны (Южный Урал) // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 198–206.

Недумов И.Б. Магматизм и пегматитообразование М.: Наука, 1975. 235 с.

Недумов И.Б. О процессах дифференциации пегматитового расплава и роли тектоники в формировании редкометалльных пегматитов // Минералогия и генезис пегматитов. МГК. XXII сессия. Докл. сов. геол. 1965. С. 28–48.

Нефедов Е.И. Новые данные о фергуссоните и эвксените // Инф. сб. ВСЕГЕИ. 1956. Вып. 82, № 3. С. 82–85.

Нечаева И.А. Генетические типы щелочно-гранитных пород. М.: Наука, 1989. 110 с.

Нечаева И.А. Щелочно-гранитный магматизм и его формации. М.: Наука, 1976. 140 с.

Никаноров А.С. Гранитные пегматиты (проблемы генезиса и эволюция). М.: Недра, 1979. 169 с.

Никаноров А.С. К вопросу о генерациях и типах промышленного мусковита // Инф. сб. ВСЕГЕИ. 1960. № 9. С. 67–76.

Никаноров А.С. О генезисе пегматитов Беломорского метаморфического комплекса // Слюда и пьезооптическое сырье. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. 1969. Т. 147. С. 21–57.

Никаноров А.С. О метаморфизме слюдоносных и керамических пегматитов // Слюда и пьезооптическое сырье. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1974. Т. 233, вып. 4. С. 48–56.

Никаноров А.С. Пегматиты и эвтектика // Геология и генезис пегматитов. Л.: Наука, 1983. С. 83–96.

Никаноров А.С. Пространственно-временные закономерности формирования гранитных пегматитов // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 50–56.

Никаноров А.С., Михайлов И.И. О составах гранатов из пегматитов и метаморфических пород беломорского комплекса // ЗВМО. 1969. Ч. XCVIII (98), вып. 6. С. 670–678.

Никитин В.Д. Генезис слюдоносных зон в телах гигантомигматитов // Минералогия и генезис пегматитов. МГК. XXII сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 6. М., 1965. С. 110–120.

Никитин В.Д. К генезису слюдяных пегматитов Карелии // ЗВМО. 1950. Ч. LXXIX (79), вып. 4. С. 268–278.

Никитин В.Д. К дискуссии о влиянии вмещающих горных пород на тип минерализации эндогенных месторождений // ЗВМО. 1959а. Ч. XXCVIII (88), вып. 5. С. 604–609.

Никитин В.Д. К теории генезиса пегматитов // Зап. ЛГИ. 1955. Т. 30, вып. 2. С. 44–117.

Никитин В.Д. Основные черты генезиса керамических пегматитов Южной Карелии // ЗВМО. 1949. Ч. LXXVIII (78), вып. 3. С. 207–226.

Никитин В.Д. Особенности процессов формирования минералов при метасоматических явлениях // Тр. Федоровской науч. сессии Ин-та кристаллографии. 1954. Вып. 4. С. 43–56.

Никитин В.Д. Пегматитовые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 4–51.

Никитин В.Д. Процессы и условия формирования месторождений керамических, слюдоносных и редкометалльных пегматитов и их поисковые признаки: автореф. дис. … д-ра геол.-мин. наук. Л., 1957. 34 с.

Никитин В.Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах // Зап. ЛГИ. 1952. Т. 27, вып. 2. С. 107–158.

Никитин В.Д. Современное состояние учения о процессах и условиях формирования пегматитов // Зап. ЛГИ. 1959б. Т. 40, вып. 2. С. 77–94.

Никитин В.Д. Условия формирования редкометалльных и слюдоносных пегматитов. // Минералогия и генезис пегматитов. МГК. XXI сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 17. М., 1960. С. 39–61.

Никитин В.Д., Руденко С.А., Эшкин В.Ю. Закономерности размещения хрустальных гнезд в пределах одного из хрусталеносных полей Урала // Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Л.: ЛГИ, 1968. С. 74–85.

Никитин В.Д., Руденко С.А., Эшкин В.Ю. К генезису хрусталеносных пегматитов Урала // Зап. ЛГИ. 1967. Т. 52, вып. 2. С. 11–19.

Никитин В.Д., Руденко С.А., Эшкин В.Ю. Типы хрусталеносных пегматитов Урала и условия их образования // Пегматиты. Л.: ЛГИ, 1972. С. 151–159.

Николаев В.А., Доливо-Добровольский В.В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 338 с.

Овчинников Л.Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. Т. 1. С. 57–83.

Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 255 с.

Овчинников Л.Н. Полезные ископаемые и металлогения Урала. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998. 412 с.

Овчинников Л.Н., Вороновский С.Н., Овчинникова Л.В. Радиогеохронология гранитных пегматитов // Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976. С. 319–326.

Овчинников Л.Н., Вороновский С.Н., Овчинникова Л.В. Радиогеохронология гранитных пегматитов // Докл. АН СССР. 1975. Т. 223, № 5. Очерки геологической петрологии. С. 1202–1205.

Овчинников Л.Н., Лутков Р.И. Геохимические типы и зональность колчеданного оруденения Урала. М.: Наука, 1983. 182 с.

Овчинников Л.Н., Солодов Н.А. Некоторые аспекты редкометалльной металлогении докембрия // Проблемы металлогении докембрия. Л.: Наука, 1978. С. 160–169.

Овчинников Л.Н., Цимбаленко М.Н. Манган-ортит из Вишневых гор // Докл. АН СССР. 1948. Т. 63, № 2. С. 191–194.

Огородников В.Н. Алюмокремниевые метасоматиты Адамовского метаморфического комплекса // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск: СГИ, 1975. Вып. 116. С. 80–84.

Огородников В.Н. Закономерности размещения и условия образования кварцево-жильных хрусталеносных и золоторудных месторождений Урала: дис. … д-ра геол.-мин. наук. Свердловск, 1993. 367 с.

Огородников В.Н., Коротеев В.А., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Проблема совмещенности вольфрамовых, золоторудных и хрусталеносных кварц-жильных образований Урала: теория и практические следствия // Докл. АН. 2008. Т. 421, № 1. С. 90–94.

Огородников В.Н., Поленов Ю.А. Генетические модели формирования оруденения, связанного с кварцевыми жилами (на примере хрусталеносного и золотого оруденения) // Литосфера. 2019. Т. 19, № 4. С. 615–623.

Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Бабенко В.В. Золоторудный кварц уральских месторождений кварцево-жильного типа // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2012. № 1 (9). С. 75–79.

Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Недосекова И.Л., Савичев А.Н. Гранитные пегматиты, карбонатиты и гидротермалиты Уфалейского метаморфического комплекса. Екатеринбург: ИГГ РАН; УГГУ, 2016. 283 с.

Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Минерагения шовных зон Урала. Кочкарский рудный район (Южный Урал). Екатеринбург: УГГГА, 2004. 216 с.

Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Минерагения шовных зон Урала. Уфалейский гнейсово-амфиборлитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН; УГГУ, 2007. 187 с.

Омельяненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 215 с.

Онтоев Д.О. Геология комплексных редкоземельных месторождений. М.: Недра, 1984. 190 с.

Орогенный гранитоидный магматизм Урала / отв. ред. Г.Б. Ферштатер. Миасс: ИГГ УрО РАН, 1994. 250 с.

Осинский А.В. Хрусталеносные кварц-полевошпатовые тела Майдантала (Тянь-Шань) // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1969. Т. 147. С. 110–147.

Осипов М.А. Механизм образования камерных пегматитов в интрузивах гранитоидов формации малых глубин // Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972. С. 242–252.

Основы металлогении метаморфических поясов докембрия / отв. ред. К.О. Кратц. Л.: Наука, 1984. 340 с.

Основы типизации метасоматитов докембрия / Д.В. Рундквист, С.А. Бушмин, В.А. Глебовицкий, Д.А. Михайлов, В.А. Рудник // Метасоматиты докембрия и их рудоносность. М.: Наука, 1989. С. 5–15.

Павленко А.С., Вайнштейн Э.Е., Туранская И.В. О некоторых закономерностях поведения редких земель и иттрия в магматических и постмагматических процессах // Геохимия. 1959. № 4. С. 675–682.

Павлишин В.И., Вовк П.К. Минералого-генетические особенности зоны выщелачивания занорышевых (камерных) пегматитов // Изв. вузов. Геология и разведка. 1971. № 3. С. 27–37.

Павлишин В.И., Вовк П.К. Рентгеновская триклинность калиевых полевых шпатов занорышевых (камерных) пегматитов, вмещающих гранитов и ее поисково-оценочное значение // Докл. АН СССР. 1970. Т. 190, № 6. С. 1438–1439.

Павлишин В.И., Довгый С.А. Минералогия камерных пегматитов Волыни, Украина // Минералогический альманах. М.: Ассоциация Эгост, 2007. Вып. 12. 125 с.

Павлишин В.И., Мельников В.С., Вовк П.К. Типоморфизм минералов и происхождение камерных пегматитов // Геология и генезис пегматитов. Л.: Наука, 1983. С. 131–145.

Панков Ю.Д. Формация метасоматических железистых кварцитов. М.: Наука, 1984. 200 с.

Панков Ю.Д., Кейльман Г.А., Глушкова Г.А. Железистые кварциты Тараташского и Уфалейского мигматитовых комплексов Урала. Киев: ИГФМ, 1983. 56 с.

Парначев В.П. Магматизм и осадконакопление в позднедокембрийской истории Южного Урала: дис. … д-ра геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1987. 487 с.

Пегматитовые редкометалльные месторождения / гл. ред. чл.-корр. АН СССР Л.Н. Овчинников. Вып. 4. Новые данные по пегматитам Урала, Сибири и Северной Карелии. М.: ИМГРЭ, 1971. 83 с.

Пегматиты (Минералогия, генезис и промышленная оценка): мат-лы конф. / науч. ред. чл.-корр. АН СССР П.М. Татаринов, проф. С.А. Руденко. Л.: ЛГИ, 1972. 316 с.

Пегматиты Карелии и Кольского полуострова (Геология, геохимия, следоносность): сб. ст. / науч. ред. Б.Н. Алексеев. Петрозаводск: Кар. фил. АН СССР, 1977. 167 с.

Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечеухин В.М. Тектоника Урала. М.: Наука, 1977. 265 с.

Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 250 с.

Перчук Л.Л. Карбонатиты как возможные продукты карбонатизации базальтоидных магм // Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М.: Наука, 1971. С. 72–77.

Петров В.П. Магма и генезис магматических горных пород. М.: Недра, 1972. 136 с.

Петров В.П. Современное состояние проблемы генезиса мусковитовых пегматитов. // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С.56-62.

Петровская Н.В. Гигантомигматитовый тип пегматитов Мамско-Витимского слюдоносного района. Свердловск; М., 1937. 71 с. (Тр. Вост.-Сиб. геол. Треста. Вып. 23).

Петровская Н.В. Пегматиты Мамско-Витимского слюдоносного района // Пегматиты СССР. М., 1940. Т. I. С. 582–601.

Петрографический кодекс / ред. О.А. Богатиков, О.В. Петров, Л.Н. Шарпенок. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 203 с.

Петрография. Ч. II / под ред. А.А. Маракушева. М.: МГУ, 1981. 328 с.

Платен Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис пегматитов // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 211–226.

Пожарицкая Л.К. О генезисе карбонатитов // Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1966. С. 121–147.

Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. 265 с.

Поленов Ю.А. Эндогенные кварцево-жильные образования Урала. Екатеринбург: УГГУ, 2008. 269 с.

Полканов А.А., Герлинг Э.К. Применение K-Ar и Rb-Sr методов определения возраста пород докембрия Балтийского щита // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1960. Вып. 9. С. 30–36.

Поля редкометалльных гранитных пегматитов: геохимическая специализация и закономерности размещения / под ред. Л.Н. Овчинникова, М.В. Кузьменко. М.: Наука, 1976. 332 с.

Поляков В.О., Баженова Л.Ф., Черепинская Г.Е., Лотова Э.В. Новые данные о химическом составе акцессорных фергуссонитов, самарскитов, колумбитов, чевкинитов Ильменских гор // Материалы к минералогии рудных районов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1988. С. 22–31.

Поляков В.О., Жданов В.Ф., Нишамбаев Г.П. Новые поступления в музей Ильменского заповедника // Минералогические исследования гидротермалитов Урала. Миасс: ИМин УрО РАН, 1980. С. 52–58.

Попов В.А. Структуры и текстуры карбонатитов // Металлогения древних и современных океанов – 2008. Миасс: ИМ УрО РАН, 2008. С. 285–289.

Попов В.А., Колисниченко С.В. К минералогии карбонатитов Русской Бразилии на Южном Урале // Уральский минералогический сборник. 2008. № 15. С. 75–84.

Попов В.А., Колисниченко С.В. О нашумевшем уральском «иттроэпидоте» из Слюдорудника // Тринадцатые Всерос. науч. чтения памяти В.О. Полякова. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 18–23.

Попов В.А., Котляров В.А. Новые данные о карбонатитах Теплогорского месторождения железных руд (Южный Урал) // Литосфера. 2014. № 2. С. 138–144.

Попов В.А., Попова В.И. Копь Мокруша: очерк истории освоения и минералогия. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. 71 с.

Попов В.А., Попова В.И. Минералогический аспект проблемы карбонатитов на Урале // Металлогения древних и современных океанов – 2004. Миасс: ИМ УрО РАН, 2004. С. 264–269.

Попов М.П. Геолого-минералогические особенности редкометалльной минерализации в восточном экзоконтакте Адуйского массива в пределах Уральской изумрудной полосы. Екатеринбург: УГГУ, 2014. 136 с.

Попова В.И., Баженова Л.Ф. Ортит Ильменских гор // Минер. журн. 1980. Т. 2, № 3. С. 73–81.

Попова В.И., Губин В.А., Муфтахов В.А., Чурин Е.И. Морфология, состав и парагенезисы монацита-(Ce) в пегматитах Адуйского массива // Минералогия Урала – 2007: мат-лы V Всерос. сов. Миасс; Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 250–252.

Попова В.И., Попов В.А., Поляков В.О. Пегматиты Ильменских гор. Миасс: ИМ УрО РАН, 2004. 48 с.

Попова В.И., Хиллер В.В., Ерохин Ю.В., Попов В.А. Монациты поздних гранитных пегматитов Ильменских гор: химическое датирование возраста зонально-секториальных кристаллов // Новые данные о минералах. М.: ООО «Британ», 2010. № 45. С. 72–78.

Попова В.И., Чурин Е.И., Блинов И.А., Губин В.А. Фергуссонит — (Y) и продукты его изменения в гранитном пегматите жилы Береговой Зенковского массива на Урале // Новые данные о минералах. 2012. Вып. 47. С. 47–55.

Поспелов Г.Л. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников // Геология и геофизика. 1963. № 3. С. 18–38; № 4. С. 24–41.

Поспелов Г.Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем // Геология и геофизика. 1962. № 12. С. 40–54.

Приказчиков Л.А. Процессы перекристаллизации и замещения в топазоморионовых пегматитах Волыни: автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Львов, 1963. 26 с.

Прохоров К.В., Собаченко В.Н. Структурно-петрологические и геохимические условия образования рудоносных высокотемпературных натриевых метасоматитов // Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. М.: Наука, 1985. С. 94–121.

Пузанов Л.С. Проявление горного хрусталя в Верхне-Бурейнском районе // Тр. ВНИИП. 1960. Т. IV, вып. 1. С. 57–71.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 135 с.

Пушкарев Ю.Д., Обухова П.А. Геохронология метаморфических процессов, их периодичность и корреляция // Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты: КолФАН СССР, 1980. С. 91–106.

Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.

Пэк А.В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Л.: АН СССР, 1968. 152 с.

Ранний докембрий Балтийского щита / отв. ред. В.А. Глебовицкий. СПб: Наука, 2005. 711 с.

Рапопорт М.С. Кианитовые алюмокварциты восточного склона Среднего Урала и роль кислотного выщелачивания в их образовании // Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск: Изд-во СГИ, 1970. С. 43–45.

Редкие элементы в пегматитах / отв. ред. канд. геол.-мин. наук М.В. Кузьменко. М.: АН СССР, 1962. 263 с.

Рейф Ф.Г., Кременецкий А.А. О механизме образования очагов высоководного гранитного расплава // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314, № 5. С. 1226–1230.

Репина С.А., Никандрова Н.К. Турмалины в рудообразующих системах Приполярного Урала // Рудогенез. Миасс: УрО РАН, 2008. С. 260–267.

Репина С.А., Попова В.И., Баженова Л.Ф. Минералогия монацитовых концентратов ОГУ «Уралмонацит» // Уральский минералогический сборник. Миасс; Екатеринбург: УрО РАН, 2008. № 15. С. 17–26.

Родионов Г.Г. Закономерности размещения пегматитовых полей в Саяно-Становой области Сибири // Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев, 1960. С. 34–45.

Родионов Г.Г. Классификация пегматитов и особенности процесса пегматитообразования // Вопросы геологии и генезиса пегматитов. М.: Недра, 1964. Вып. 22. С. 82–114.

Родионов Г.Г. Классификация пегматитов и особенности процесса пегматитообразования // Геология месторождений редких элементов. 1960. 64 с.

Родионов Г.Г. О генезисе пегматитов // Геология и генезис пегматитов. Л.: Наука, 1983. С. 59–68.

Родионов Г.Г. О так называемых апографических пегматитах // Тр. Ин-та по проект. и науч.-исслед. работам в слюдяной промышленности. 1954. Вып. 1 (3). С. 87–96.

Родионов Г.Г. О типах пегматитов и некоторых особенностях пегматитообразования // Минералогия и генезис пегматитов. МГК. XXII сессия. М.: Недра, 1965. С. 222–236.

Родионов Г.Г. Основные особенности генезиса пегматитов // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 63–72.

Родионов Г.Г. Происхождение форм пегматитовых жил // Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та асбестоцементных изделий. 1956. Вып. 5. С. 45–53.

Родионов Г.Г. Типы слюдоносных пегматитовых тел и их промышленная оценка // Тр. ВИМС. Нов. сер. 1959. Вып. 4. С. 73–76.

Родионов Г.Г., Бушев А.Г., Калугин Е.П. Особенности пегматитов, вызываемые условиями образования // ГРМ. 1972. Т. XIV, № 6. С. 17–29.

Родионов Г.Г., Калугин Е.Н., Бушев А.Г. Магматогенные пегматиты // Слюдоносные пегматиты. М.: Наука, 1974. С. 21–81.

Родионов Г.Г., Ронендон Б.М. Оценка месторождений при поисках и разведке. Слюда. М.: Недра, 1972. 216 с.

Розе Г. Путешествие и Алтаю / пер. с доп. и примеч. Н. Чупина // Зап. Урал. о-ва любителей естествознания. 1875. Вып. 1. С. 25–50.

Ронкин Ю.Л. Изотопы стронция-индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1989. С. 107–109.

Руб М.Г., Макеев Б.В., Сереженков А.И. Редкоземельные минералы кислых лав как один из индикаторов металлогенической

специализации магматических комплексов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 7. С. 21–37.

Руденко С.А. О роли постмагматических явлений в формировании Ильмено-Вишневогорского щелочного массива на Урале // Зап. ЛГИ. 1962. Т. 43, вып 2. С. 87–91.

Руденко С.А. Основные закономерности образования пегматоидных пород и пегматитов в щелочных массивах // Докл. сов. геол. МГК. XXII сессия. Пробл. 6. М.: Недра, 1965. С. 184–187.

Руденко С.А. Полевые шпаты керамических пегматитов Южной Карелии // Зап. ЛГИ. 1952. Т. XXVII, вып. 2. С. 159–196.

Руденко С.А. Развитие учения о генезисе пегматитов в трудах ученых школы Ленинградского горного института // Пегматиты. Л.: ЛГИ, 1972. С. 3–29.

Руденко С.А. Эволюция гранитного пегматитообразования в земной коре // Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л.: Наука, 1985. С. 30–35.

Руденко С.А., Зуева В.П. Стадии пегматитообразования и эволюция типов пегматитов // Зап. ЛГИ. 1973. Т. 66, вып. 2. С. 234–240.

Руденко С.А., Иванов М.А., Романов В.А. Пегматитовый процесс в свете новых геолого-минералогических данных // Геология и генезис пегматитов. М.: Наука, 1983. С. 148–156.

Руденко С.А., Романов В.А., Мораховский В.Н. Условия образования и закономерности размещения мусковитовых объектов Северо-Байкальской мусковитовой провинции и некоторые общие вопросы становления пегматитов // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 174–182.

Рудник В.А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л.: Недра, 1975. 416 с.

Рудник В.А., Терентьев В.М. Щелочные метасоматиты зон региональных разломов — новый тип околорудных измененных пород // Мат-лы II Конф. околорудного метасоматоза. М., 1966. С. 174–177.

Рудовская Л.Н. Особенности минерального состава и распределение редких элементов в минералах гранитных пегматитов Енского слюдоносного района (Северо-Западное Беломорье): автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. М., 1966. 30 с.

Руманова И.М., Николаева Т.В. Кристаллическая структура ортита // Кристаллография. 1959. Т. 4, вып. 6. С. 246–251.

Рундквист Д.В. Глобальная металлогения // Основные проблемы рудообразования и металлогении: Смирновский сборник – 95. М., 1995. С. 92–123.

Рундквист Д.В. Докембрий в фанерозойских складчатых областях // Докембрий в фанерзойских складчатых областях. СПб.: Наука, 1992. С. 7–10.

Рундквист Д.В. О структурах и закономерностях размещения кварц-редкометалльных жильных месторождений восточного склона Урала // Геология рудных месторождений. 1964. № 2. С. 21–37.

Рундквист Д.В. Особенности геологического развития и металлогении байкалид // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М.: Наука, 1990. С. 44–66.

Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения. М.: Недра, 1971. 328 с.

Рыцк Ю.Е. О причинах определяющих слюдоносность пегматитов // ЗВМО. 1969. Вып 4. С. 422–431.

Рыцк Ю.Е., Леверец Е.Г. Мусковитовые пегматиты бирюсинской слюдоносной провинции // Слюда и пьезооптическое сырье. Тр. ВСЕГЕИ. Т. 283. Л.: ВСЕГЕИ, 1979. С. 19–36.

Рябчиков Д.И., Рябухин В.А. Аналитическая химия РЗЭ и иттрия. М.: Наука, 1966. 245 с.

Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 230 с.

Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 622 с.

Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Наука, 1973. 309 с.

Салье М.Е. Металлогеническая специализация пегматитов докембрия и эволюция их химизма (на примере восточной части Балтийского щита) // Докл. АН СССР. 1973. Сер. геол. Т. 211, № 4–6. С. 1436–1439.

Салье М.Е. Металлогенические формации пегматитов восточной части Балтийского щита // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 15–35.

Салье М.Е. Регрессивный метаморфизм — главная фаза рудогенеза при пегматитообразовании // Геология и генезис пегматитов. Л.: Наука, 1983. С. 30–59.

Салье М.Е., Глебовицкий В.А. Металлогеническая специализация пегматитов восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1976. 188 с.

Самойлов В.С. Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 150 с.

Самойлов В.С. Карбонатиты (фации и условия образования). М.: Наука, 1977. 291 с.

Самойлов В.С. Редкоземельные элементы в редкоземельных карбонатитах // Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1982. С. 66–97.

Самойлов В.С., Багдасаров Ю.А. Фации глубинности карбонатитов и генетически связанных с ними пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 10. С. 27–35.

Самойлов В.С., Гормашева Г.С. О физико-химических условиях щелочно-карбонатного метасоматоза // Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1966. С. 7–31.

Свяжин Н.В., Левин В.Я. Нельсонит из района г. Кыштыма на Урале // Минералы рудных месторождений и пегматитов Урала. Тр. Ин-та геол. 1965. Вып. 70. С. 91–97.

Семенов Е.И. Минералогия редких земель. М.: АН СССР, 1963. 412 с.

Семенов Е.И. Оруденение и минерализация редких земель, тория и урана (лантанидов и актинидов). М.: Геос, 2001. 306 с.

Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: СО РАН; Филиал «Гео», 2003. 244 с.

Сендеров Э.Э. Процессы упорядочения каркасных силикатов. М.: Наука, 1990. 205 с.

Сердюченко Д.П. Образование и разрушение ортита в метаморфических породах // Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. Тр. ИМГРЭ. 1963. Вып. 17. С. 55–62.

Сердюченко Д.П., Лутц Б.Г., Минеев Д.А. Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967. 200 с.

Сидоренко А.В. Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли // Сов. геол. 1975. № 2. С. 87–91.

Синькова Л.А. О миграции и разделении РЗЭ в щелочно-карбонатной среде // Геохимия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1971. С. 154–161.

Синькова Л.А., Иванов В.И., Филиппов Д.В. Экспериментальное изучение особенностей изоморфного вхождения РЗЭ в гидроксилапатит // Геохимия. 1968. № 3. С. 304–314.

Скрипченко В.А. Фосфор как фактор ликвации силикатных расплавов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245, № 4. С. 930–933.

Смертенко В.М., Бушев А.Г., Бескин С.М. Закономерности размещения и генезис некоторых хрусталеносных гранитных пегматитов // Изв. вузов. Геология и разведка. 1966. № 7. С. 87–94.

Смертенко В.М., Канторович В.И., Пальмова Н.И. Пегматиты с драгоценными камнями Мурзинско-Адуйского района Урала // Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980а. С. 135–145.

Смертенко В.М., Корендясев Г.А., Канторович В.И., Ворожев Е.С. Геологическое строение месторождения самоцветов Мокруша на Среднем Урале // Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980б. С. 117–135.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с.

Смирнов В.И. Периодичность рудообразования в геологической истории // Докл. к 27 сессии МГК. Т. 12. Металлогения и рудные месторождения. М.: Наука, 1984. С. 3–10.

Смирнова В.С. Типы пегматитов слюдоносных полей северо-западного Беломорья // Пегматиты. Л.: ЛГИ, 1972. С. 50–62.

Сначев В.И., Шулькин Е.П., Муркин В.П., Кузнецов Н.С. Магматизм Восточно-Уральского пояса Южного Урала. Уфа: БНЦ РАН, 1990. 179 с.

Собаченко В.Н. Некоторые геохимические аспекты проблемы приразломного метасоматоза // Метасоматические процессы в докембрийских толщах. Новосибирск: Наука, 1991. С. 236–243.

Собаченко В.Н. Формационные типы приразломных метасоматитов и их геохимические особенности // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307, № 4. С. 971–975.

Собаченко В.Н., Забоева Н.В. К характеристике флюидного режима процессов гранитизации и приразломного метасоматоза проявленных в троговых структурах докембрия // Геохимия. 1994. № 7. С. 1123–1129.

Собаченко В.Н., Смирнова Е.В. К геохимии лантаноидов при развитии приразломных метасоматических процессов в докембрийских комплексах пород юга Восточной Сибири // Геохимия. 1996. № 6. С. 529–537.

Соболев В.П. Экспериментальное изучение модельных систем гранит–$SnO(SnO_2)$–флюид: автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. М., 1982. 19 с.

Соколов Ю.М. Главные особенности метаморфогенных пегматитов докембрия // Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М.: Наука, 1981. С. 48–61.

Соколов Ю.М. К вопросу о перекристаллизации слюдоносных пегматитов Мамского слюдоносного района (Чуйское месторождение мусковита). Л.: ЛАГЕД АН СССР, 1960. 132 с.

Соколов Ю.М. Метаморфизованные мусковитовые пегматиты. Л.: Наука, 1970. 190 с.

Соколов Ю.М., Бушмин С.А. Пегматитизация и метасоматоз кианит-андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Л.: Наука, 1978. 91 с.

Соколов Ю.М., Кратц К.О., Глебовицкий В.А. Закономерности образования и размещения формаций мусковитовых и мусковит-редкометалльных пегматитов в метаморфических поясах // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 5–15.

Соколов Ю.М., Салье М.Е. Теория метаморфогенно-метасоматического происхождения пегматитов // Геология и генезис пегматитов. Л.: Наука, 1983. С. 3–30.

Соколов Ю.М., Салье М.Е., Родионов Г.Г. Эволюция пегматитообразования в докембрии // Процессы глубинного петрогенезиса и минерагении в докембрии СССР. Л.: Наука, 1979. С. 288–312.

Соколов Я.Н., Захарченко А.И. Внутригранитные полостные пегматиты Северо-Западного Тарбатагая // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1961. Т. 57. С. 87–95.

Соколов Я.Н., Осинский А.В. Хрусталеносные пегматиты и кварц-полевошпатовые тела северной части Тянь-Шаня // Тр. ВНИИСИМС. 1969. Т. XI. С. 51–67.

Солодов Н.А., Филиппова Ю.И. Зональность редкометалльных пегматитовых пучков и причины ее возникновения // Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М.: Наука, 1965. С. 133–160.

Солодов Н.А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М.: АН СССР, 1962. 207 с.

Солодов Н.А. Главные промышленные типы редкометалльных пегматитов // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1961. Вып. 5. С. 64–69.

Солодов Н.А. К геохимии редкометалльных гранитных пегматитов // Геохимия. 1959. № 7. С. 283–289.

Солодов Н.А. Минерагения литофильных редких металлов. М.: Недра, 1978. 173 с.

Солодов Н.А. Минерагения редкометалльных гранитных пегматитов // Геология и генезис пегматитов. Л.: Наука, 1983. С. 186–197.

Солодов Н.А. Минерагения редкометалльных формаций. М.: Недра, 1985. 224 с.

Солодов Н.А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. М.: Наука, 1971. 290 с.

Солодов Н.А. Некоторые иллюстрации влияния потенциала ионизации редких элементов на их поведение в пегматитовом процессе // Вестн. ЛГУ. 1967. С. 56–63.

Солодов Н.А. О распределении редких элементов в минералах редкометалльных гранитных пегматитов // Геохимия. 1958. № 8. С. 456–463.

Солодов Н.А. Распределение тантала по мощности альбит-сподуменовых пегматитов и прогноз его поведения на глубину // Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М.: Наука, 1969. С. 171–180.

Сомина М.Я. Доломитовые и анкеритовые карбонаты Восточной Сибири. М.: Недра, 1975. 91 с.

Соседко А.Ф. Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов. М.: Недра, 1961. 154 с.

Сретенская И.Г. Изменение состава и физических свойств мусковитов в процессе формирования гранитных пегматитов // Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М.: Наука, 1969. С. 156–170.

Ставров О.Д. Основные черты геохимии лития, рубидия, цезия в процессе становления гранитных интрузивов и связанных с ними пегматитов // Геология месторождений редких элементов. 1963. Вып. 21. 142 с.

Станкеев Е.А. Генетическая минералогия. М.: Недра. 1986. 272 с.

Старостин В.И. Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М.: Недра, 1979. 240 с.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой), принятые IV Уральским стратиграфическим совещанием. Екатеринбург, 1993. 453 с.

Страшненко Г.И. Геология и закономерности размещения месторождений горного хрусталя в западном обрамлении Адамовского гнейсово-мигматитового комплекса (Южный Урал): автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1978. 20 с.

Ступникова Н.И., Зыков С.И. Радиологический возраст пегматитовых жил Северной Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 4. С. 85–103.

Судовиков Н.Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья: гранитизация пород Беломорья // Тр. ЛГУ. 1939. Вып. 19. 87 с.

Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Недра. 1964. 550 с.

Суставов С.Г., Огородников В.Н., Шагалов Е.С., Главатских С.П. Особенности морфологии и состава минералов группы колумбита

Светлинского пегматитового поля // Уральская минералогическая школа – 2013. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. С. 156–164.

Суставов С.Г., Огородников В.Н. Иттроколумбит-(Y) в мусковитовых пегматитах Слюдяногорского месторождения (Южный Урал) // Вестн. Урал. отд. Рос. минер. о-ва. 2008. № 5. С. 106–112.

Суставов С.Г., Огородников В.Н., Шагалов Е.С., Ханин Д.А. К минералогии монацита в гранитных пегматитах Светлинского пегматитового поля // Уральская минералогическая школа. Екатеринбург: ИГГ; УГГУ. 2014. С. 240–247.

Таланцев А.С. Плагиоклаз-мусковитовый геологический термометр // Докл. АН СССР. 1971. Т. 198, № 5. С. 1193–1195.

Таланцев А.С. Генезис друзовых полостей в пегматитах Урала // Тр. ВНИИСИМС. 1969а. Т. XI. С. 81–89.

Таланцев А.С. Камерные пегматиты Урала. М.: Наука, 1988. 144 с.

Таланцев А.С. О генезисе мусковита в гранитоидных пегматитах Кочкарского района Южного Урала // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 89–92.

Таланцев А.С. Распределение, состав и морфология танталониобатов в гранитных пегматитах одного из районов Урала // Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М.: Наука, 1969б. С. 126–142.

Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: АН СССР, 1961. 234 с.

Таусон Л.В. Теория геохимических полей и геохимические поиски месторождений полезных ископаемых // Проблемы прикладной геохимии. Новосибирск: Наука. 1983. С. 5–18.

Типы месторождений редких элементов и их поисковые критерии // Геология месторождений редких элементов. 1961. Вып. 14. 147 с.

Тихомирова Н.И. Редкие и рассеянные элементы в процессе гранитизации // Геохимия. 1971. № 2. С. 144–155.

Ткачев А.В. Принципиальные черты эволюции глобальной металлогении Земли // Минерагения докембрия. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2009. С. 257–259.

Труфанов В.Н. Силекситы как промежуточные образования между пегматитами и кварцевыми жилами // Изв. вузов. Геология и разведка. 1963. № 12. С. 47–54.

Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970. 431 с.

Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с.

Уральские месторождения кианита — перспективная база производства высокоглиноземистых огнеупоров, силумина и алюми-

ния / В.А. Коротеев, В.Н. Огородников, В.Н. Сазонов, Ю.А. Поленов, А.Н. Савичев // Проблемы освоения кианитовых месторождений Кольского полуострова, Карелии и Урала. Апатиты: ИГ КНЦ РАН, 2010. С. 6–13.

Успенский Н.М. Негранитные пегматиты. М.: Недра, 1965. 344 с.

Успенский Н.М. О генезисе пегматитов горы Золотой в Забайкалье // Сов. геол. 1945. № 4. С. 243–251.

Уткин В.Б. Сдвиговые дислокации и методы их изучения. М.: Наука, 1989. 143 с.

Фации метаморфизма / Н.Л. Добрецов, В.В. Ревердатто, В.С. Соболев, Н.В. Царицын, В.В. Хлестов. М.: Недра, 1970. 432 с.

Федькин В.В. Ставролит. М.: Наука, 1975. 272 с.

Ферсман А.Е. Избранные труды. Т. 6. Пегматиты. М.: АН СССР, 1960. 742 с.

Ферсман А.Е. Пегматиты, их научное и практическое значение. Т. I. Гранитные пегматиты. М.; Л.: АН СССР, 1931. 646 с.

Ферсман А.Е. Пегматиты. Т. I. Гранитные пегматиты. М.; Л.: АН СССР, 1940. 712 с.

Ферсман А.Е. Процессы замещения в гранитных пегматитовых жилах // Докл. АН СССР. Сер. А. 1926. С. 83–86.

Ферштатер Г.Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С. 62–85.

Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. 368 с.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Мурзинский массив на Среднем Урале как пример межформационного гранитного плутона: магматические источники, геохимическая зональность, особенности формирования // Литосфера. 2018. № 5. С. 672–691.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. 288 с.

Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А. Золотоносные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные массивы Урала: возраст, геохимия, особенности магматической и рудной эволюции // ГРМ. 2010. Т. 52, № 1. С. 65–84.

Хаберланд Х. Значение рассеянных элементов в геохимических исследованиях // Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М.: ИЛ, 1952. С. 17–38.

Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 320 с.

Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.

Хвостова В.А. Минералогия ортита. М.: АН СССР, 1962. 120 с.

Хитаров Н.И. Об условиях плавления гранитного субстрата // Геохимия. 1957. № 2. С. 102–108.

Хлестов В.В. Проблема магматического мусковита в пегматитах // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 92–98.

Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 392 с.

Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Гранитный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы // Литосфера. 2006. № 3. С. 3–27.

Хомичев В.Л., Бухаров Н.С., Чунихина Л.Е. Эталон Бийхемского габбро-диорит-сиеногранитового комплекса (Восточная Тува). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2007. 250 с.

Царицын Е.П. Состав хромшпинелидов в различных типах гипербазитов как индикатор условий их образования // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала: III Уральское петрографическое совещание. Свердловск, 1974. С. 50–54.

Цыганов А.Е., Зубов М.А. Применение геохимических и геолого-структурных методов при оценке перспектив участков Адуйского рудного поля. М.: ИМГРЭ, 1984. 110 с.

Цюцкий С.С. Возрастные взаимоотношения кварцевых жил в северном обрамлении Джабые-Карагайского гранитного массива // Минералогия и петрография Урала. Свердловск: СГИ, 1976. Вып. 124. С. 32–35.

Чернышкова Л.П. Геологические особенности пегматитов Волыни, их морфология и внутреннее строение // Тр. ВНИИСИМС. 1957. Т. 1, вып. 1. С. 11–24.

Чернышова Е.А. Минералы карбонатитов как индикаторы условий их формирования. Новосибирск.: Наука, 1980. 158 с.

Чесноков В.Н. Закономерности размещения мусковитовых пегматитовых жил в Мамском слюдоносном районе // Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1966. С. 185–192.

Чупин В.П. Расплавные включения в кварце анатектитов Алданского щита в условиях генерации гранитоидных расплавов // Докл. АН СССР. 1975. Т. 221, № 3. С. 710–713.

Шавло С.Г. Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. Алма-Ата: АН КазССР, 1958. 326 с.

Шагалов Е.С., Шардакова Г.Ю. Геохимические особенности гнейсов и амфиболитов западно-уфалейской зоны // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 232–236.

Шалагинов В.В. Раннедокембрийские комплексы Уральского складчатого пояса и их минерагения // Геология и минерагения подвижных поясов. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 159–173.

Шардакова Г.Ю. Гранитоиды Уфалейского блока: геодинамические обстановки, возраст, источники, проблемы // Литосфера. 2016. № 4. С. 133–136.

Шардакова Г.Ю., Крупенин М.Т. Гранитоиды и базиты семибратского комплекса (Южный Урал): возраст, петрогеохимические особенности, геодинамическая позиция // Литосфера. 2008. № 4. С. 48–62а.

Шардакова Г.Ю., Савельев В.П., Пужаков Б.А., Петров В.И. Новые данные о химическом составе и возрасте пород козлиногорского комплекса // Ежегодник-2014. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. С. 148–154.

Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С. Геохимия и условия формирования гранитов Нижнеуфалейского массива и ассоциированных с ними пород (Южный Урал) // Докл. РАН. 2004. Т. 394, № 5. С. 682–685.

Швей И.В. Основные вопросы геохимии редкоземельных элементов и иттрия в эндогенных процессах // Геология месторождений редких элементов. 1962. Вып. 15. 108 с.

Шерловая гора // Минералогический альманах. 2014. Т. 19, вып. 2. 144 с.

Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.

Ширяева В.А., Шмакин Б.М. Состав ортита из редкоземельных пегматитов Прибайкалья // Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1982. С. 165–177.

Шмакин Б.М. Геохимическая модель процессов формирования мусковитовых пегматитов // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 98–106.

Шмакин Б.М. Геохимия мусковитовых пегматитов Восточной Сибири: автореф. дис. … д-ра геол.-мин. наук. М.: ВИМС, 1970. 51 с.

Шмакин Б.М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты. Новосибирск: Наука, 1976. 388 с.

Шмакин Б.М. Пегматитовые месторождения зарубежных стран. М.: Недра, 1987. 221 с.

Шмакин Б.М., Загорский В.Е., Макагон В.М. Классификация гранитных пегматитов // IV Объединенный симпозиум по поисковой геохимии. Т. 1. Иркутск, 1994. С. 69–70.

Шмакин Б.М., Макагон В.М. Физико-химические условия процессов формирования мусковитовых пегматитов // Первый международный геохимический конгресс. М., 1972. Т. III, кн. 2. С. 410–420.

Шмакин Б.М., Макагон В.М., Загорский В.Е. Геохимические критерии поисков редкометалльных пегматитов // Геология и сырьевые ресурсы редких элементов в СССР. Апатиты: ИГ КОЛ ФАН СССР, 1974. С. 76–82.

Шмакин Б.М., Макрыгина В.А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов. М.: Недра, 1969. 278 с.

Шмакин Б.М., Татаринов А.В. Миароловые пегматиты, их место в систематике гранитных пегматитов и поисковые признаки // Геология и геофизика. 1975. № 9. С. 73–78.

Шмакин Б.М., Ширяева В.А. Ортит и монацит из мусковитовых пегматитов Восточной Сибири // ЗВМО. 1971. Ч. 100, вып. 3. С. 274–281.

Штейнберг Д.С. О специфике магматизма западного склона Урала // Вулканогенные образования Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1968. С. 3–10.

Шуркин К.А. Геологический очерк Питкярантского поля керамических гранитов. М.; Л.: АН СССР, 1958. 88 с.

Шуркин К.А., Зингер Т.Ф., Котов А.Б., Митрофанов Ф.П. Петрогенетическая связь мигматитов и пегматитов Беломорья // Геология и генезис пегматитов. Л.: Наука, 1983. С. 145–154.

Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубина Земли. М.: Наука, 1985. 325 с.

Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала / В.Я. Левин, Б.М. Роненсон, В.С. Самков, И.А. Левина, Н.С. Сергеев, А.П. Киселев. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 274 с.

Элементы-примеси в минералах как индикаторы геохимической специализации гранитных пегматитов: сб. науч. ст. / отв. ред. М.В. Кузьменко. М.: ИМГРЭ, 1980. 75 с.

Эндогенное оруденение древних щитов / отв. ред. В.И. Казанский. М.: Наука, 1978. 187 с.

Эфрос Б.Д. Месторождения оптического флюорита // ЗВМО. 1960. Вып. 2. С. 234–245.

Эшкин В.Ю. Формационные типы хрусталеносных месторождений // Геологические и рудные формации. Л.: ЛГИ, 1983. С. 80–88.

Эшкин В.Ю., Карякина Т.А. Некоторые особенности образования кристаллов кварца в пегматитовых жилах Южного Урала // ЗВМО. 1971. Вып. 4. С. 408–416.

Юргина Е.К., Салье М.Е., Минеев Д.А. Распределение редкоземельных элементов в апатитах и гранатах из пегматитов Карело-Кольского региона // Мусковитовые пегматиты СССР. Л.: Наука, 1975. С. 120–135.

Rb-Sr и цирконовый U-Pb возраст Каменского мигматит-плутона (Средний Урал) / Г.Б. Ферштатер, Г.Ю. Шардакова, А.А. Краснобаев, Е.С. Богомолов, Н.Г. Бережная // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 200–205.

Sr-Nd-C-O изотопные данные и геохимия карбонатитов Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и Куртинской зоны (Южный Урал) / И.Л. Недосекова, С.В. Прибавкин, П.А. Серов, Ю.Л. Ронкин, О.П. Лепихина // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 235–245.

Adamson O.V. Minerals of the Varntrash pegmatite. XXXI. The feldspar group // Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar. 1942. V. 64, no. 1. P. 19–54.

Albee A.L. Phase equilibria in three assemblages of kyanite zone pelitic schists, Lincoln Mountain quadrangle, Central Vermont // J. Petrol. 1965. V. 6, no. 2. P. 246–301.

Althaus E. The triple point andalusite – Sillimanite – Kyanite // Contrib. Mineral. Petrol. 1967. V. 16. P. 29–44.

Althaus E., Karotke E., Nitsch K.H., Winkler H.G.F. An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz // Neues Jahr. Mineral. Mon. 1970. V. 7. P. 325–1336.

Andersen O. The feldspar II // Norges Geol. Undersok. 1931. No. 128. P. 1–154.

Bassett W.A. Role of hydroxyl orientation in mica alteration // Bull. Geol. Soc. Am. 1960. V. 71, no. 4. P. 449–456.

Bjorlykke T. The granite pegmatites of Southern Norway // Amer. Miner. 1937. V. 22, no. 4. P. 241–255.

Brogger W.C. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet inTelemark, Norwegen. Kristiania, 1920, 480 S. Skr. Norske vidensk.-akad. Oslo, kl, 90.

Brown E.H. The greenschist facies in part of Eastern Otago, New Zealand // Contrib. Mineral. Petrol. 1967. V. 14, no. 4. P. 259–292.

Butler B.C.M. Chemical study of minerals from the Moine schists of the Ard-namurchan area, Argyllshire, Scotland // J. Petrol. 1967. V. 8, no. 2. P. 233–267.

Campbell I. Types of pegmatites in the Archean at Grand Canyon // Econ. Geol. 1947. V. 42. P. 436–445.

Cerny P. Anatomy and classification of granitic pegmatites // Granitic Pegmatites in Science and Industry: Miner. Assoc. Canada Short Course Handbook. Winnipeg, 1982. V. 8. P. 1–39.

Cerny P. Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare-element granitic pegmatites in light of current research // App. Geochem. 1992. V. 7, no. 5. P. 393–416.

Cerny P. The classification of granitic pegmatites revisited // Canad. Miner. 2005. V. 43. P. 2005–2026.

Cipriani C., Sassi F.P., Scolari A. Metamorphic White Micas; Definition of Paragenetic Fields // Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt. 1971. V. 51. P. 259–302.

Crawford M.L. Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont, USA, and S. Westland, New Zealand // Contrib. Mineral. Pet¬rol. 1966. V. 13, no. 3. P. 269–294.

Crowley M.S., Roy R. The effect of formation pressure on sheet structures-possible case of Al-Si ordering // Geochim. Cosmochim. Acta. 1960. V. 18, no. 1–2.

Davies J.F. Manitoba lithium deposit // Canad. Min. J. 1956. V. 77, no. 4. P. 102–106.

De Almeida S.C., Johuston W.D., Leonardos O.N. The beril-tantalite-casseterites pegmataites of Paraiba and Pio Grande do Norte, Northeastern Brazil // Econ. Geol. 1944. V. 39, no. 3. P. 206–233.

Derry D.R. The genetic relationship of pegmatites, aplites and tin veins // Geol. Mag. 1931, V. 68. P. 454–475.

Ernst W.G. Petrochemical study of coexisting minerals from lowgrade shists, Eastern Shikoku, Japan // Geochim. Cosmochim. Acta. 1964. V. 28, no. 10–11. P. 1631–668.

Eugster H.P. Muscovite-paragonite join and its use as a geological thermometer // Bull. Geol. Soc. Am. 1956. V. 67, no. 2. P. 1693.

Evans B.W., Guidotti C.V. The sillimanite-potash feldspar isograd in Western Maine. USA // Contrib. Miner. Petrol. 1966. V. 12. P. 25–62.

Foster M.D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas // U. S. Geol. Surv. Prof. paper. 1960. No. 354. 65 p.

Freeston I.C., Humilton D.L. Two roles of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 73, no. 2. P. 465–476.

Gold D.P. Average chemical composition of carbonatites // Econ. Geol. 1963. V. 58, no. 6. P. 988–991.

Guidotti C.V. The mineralogy and petrology of the transition from the lower to upper sillimanite zone in the Oquossoc area, Maine // J. Petrol. 1970. V. 11, no. 2. P. 277–336.

Hermann R. Ueber das Vorkommen und die Zusammensetzung der sibirischen Vesuviane // J. prakt. Chemie. von Erdmann. 1848. Bd 44. S. 193.

Hoschek G. The stability of staurolite and ñhloritoid and their significance in metamorphism of peliticrocks // Contrib. Miner. Petrol. 1969. V. 22. P. 208–232.

Hutchinson R.W. Geology of the Montgary pegmatite // Econ. Geol. 1959. V. 54. P. 269–272.

Hutchinson R.W. Preliminary report on investigations of columbiun and tantalum and of certain association minerals // Amer. Miner. 1955. V. 40. P. 432–452.

Iiyama J.T. Recherches sur le rôle de l'eau dans la structure et le polymorphisme de la cordiérite // Bull. Sos. Francaise, Min. et crist. 1960. V. 83. P. 155–179.

Jahns R.H., Griffits W.R., Heinrich E.W. Mica deposits of the southeastern Richmont // Geol. Sur. Profess. Paper. 1952. No. 248-A. P. 305.

Jahns R.H. The study of pegmatites // Econ. Geol. 1955. 50th Anniv. Vol. P. 1025–1130.

Jiyama J.T. Contribution a l'etude des equilibres dans le subcolidus du systeme ternaire orthose-albite-anorthite a l'aide de reactions d'echange d'ions Na–K au contact d'une solution hydrotermaile // Bull. Soc. Frans. Miner. Crist. 1966. V. 89. P. 442–454.

Jiyama J.T. Etude des reaction d'echange d'ions Na–K dans la seria muscovite-paragonite // Bull. Soc. france. mineral. et cristal. 1964. T. 87, no. 4. P. 532–541.

Johnston W.D., Jr. Beryl-tantalite pegmatites of Northeastern Brazil // Bull. Geol. Soc. Amer. 1945. V. 56. P. 1015–1070.

Kanehira K., Banno Sh. Ferriphengite and aegirinjadeite in crystalline schist of the limori district, Kii peninsula // J. Geol. Soc. Japan. 1960. V. 66, no. 781. P. 654–659.

Lacroix A. Mineralogie de Madagascar. V. II. Paris: Challamel, 1922. P. 244–376.

Lambert R.S.J. The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Knoydart districts of Iverness-shire // Trans. Roy Soc. Edinburgh. 1959. V. 63, pt 3. P. 553–588.

Landes K.K. Origin and classification of pegmatites // Amer. Miner. 1933. V. 18, no. 3. P. 95–103.

London L. Formation of tourmaline-rich gem pockets in miarolitic pegmatites // Amer. Miner. 1982. V. 67, no. 1–2. P. 97–113.

Makanjuola A.A., Howie R.A. The mineralogy of the glaucofphane schists and associated rocks from Jle de Groix, Brittany, France // Contrib. Mineral. Petrol. 1972. V. 35, no. 2. P. 83–118.

Maxwell D.T., Hower J. High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt Series // Amer. Miner. 1967. V. 52, no. 5–6. P. 843–857.

McNamara M. The Lower Greenschist Facies in the Scottish Highlands // Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar. 1965. V. 87, pt 3. P. 347–389.

Mullen E. $MnO–TiO_2–P_2O_5$: a major element discriminant for basaltic rocks of ocean environments and implications for petrogenesis // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62, no. 1. P. 41–58.

Niggli P. Die leichtfluchtigen Bestandteile im Magma // Preisschr. Jablonov. Ges. 1920. No. 47. S. 165–230.

Orville P.M. Unit-cell parameters of the microcline-low albite and sanidine-high albite solid solution series // Amer. Miner. 1967. V. 52, no. 1–2. P. 55–86.

Page L.R., Norton J.J. Pegmatites of Southern Black Hills // Assoc. Amer. Geol. Anniversary. 1946. V. 17. P. 27–29.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.

Pye E.G. Lithium in Northwest Antaria // Canad. Min. J. 1956. V. 77, no. 4. P. 87–91.

Quensel P. Minerals of the Varntrask pegmatite. IV. Petalate and its alteration product montmorillonite // Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar. 1937. V. 59, no. 2. P. 150–156.

Quensel P. Minerals of the Varntrask pegmatite. XXXVII. A Spodumene-quarts sumplektite // Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar. 1946. V. 68, no. 1. P. 47–50.

Quensel P. The paragenesis of the Varntrask pegmatite. A preliminary reports // Geol. Mag. 1952. V. 89. P. 49–60.

Ramberg H. Pegmatites in West Greenland // Geol. Soc. Amer. Bull. 1956. V. 67. P. 185–214.

Richardson S.W. Staurolite stability in part of the system Fe–Al–Si–O–H // J. Petrol. 1968. V. 9, no. 3. P. 467–488.

Richardson S.W., Gilbert M.C., Bell P.M. Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminum silicate triple point // Amer. J. Sci. 1969. V. 267, no. 3. P. 259–272.

Schaller T. The genesis of lithium pegmatites // Amer. J. Sci. 5th sen. 1925. V. 10. P. 269–279.

Schneiderhohn H. Die Erzlagerstatten der Erde, II, Die Pegmatite. G. Fischer Verlag, Stuttgart, 1961. 720 S.

Schreyer W. Synthetische und natürliche Cordierite III. Polymorphiebeziehungen // Neues Jahrb Mineral Abh. 1966. V. 105. P. 211–244.

Shade J.W. Hydrolisis equilibria in the system K_2O–Al_2O_3–SiO_2–H_2O. Ph. D. Thesis. Pensilvania state Univ., 1968.

Simmons W.B., Maxime T.L., Brewster R.H. Geochemistry and evolution of the South Platte granite-pegmatite system, Jefferson County, Colorado // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. V. 51, no. 3. P. 455–472.

Staats M.N., Murata K.J., Jewell J.G. Variation of composition and physical properties of tourmaline with its position in the pegmatite // Amer. Miner. 1955. V. 40. P. 84–90.

Storre B., Karotke E. Experimental data on melting reactions of muscovite + quartz in the system K_2O-Al_2O_3–SiO_2–H_2O to 20 Kb water pressure // Contrib. Mineral. Petrol. 1972. V. 36. P. 343–345.

Thomson T. Experiments on allanite, a new mineral from Greenland // Trans. R. Soc. Edinburgh. 1810. V. 6. P. 371–386.

Ueda T.I. The crystal structure of allanite OH $(CaCe)_2(Fe^{III}Fe^{II})_2 Al_2O_3Si_2O_7{\cdot}SiO_4$ // Mtm. Coll. Sci. Univ. Ryoto. Ser. B. 1955. V. 22, no. 2. P. 145–163.

Velde B. Phengite micas synthesis stability and natural occurrence // Am. J. Sci. 1965. V. 263, no. 10. P. 886–913.

Velde B. Si^{4+} Contents of natural phengites // Cont. Mineral. Petrol. 1967. V. 14, no. 3.

Watson E.B. Two-liquid partition coefficients, experimental data and geochemical implication // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. V. 56, no. 1. P. 119–133.

Winkler H.G.F. Einige problème der Gesteinsmetamorphose // Fortser. Minerai. 1970. V. 47, no. 1. P. 84–105.

Yoder H.S., Eugster H.P. Micas: The join muscovite-paragonite // Carnegie Inst. Washington Yearbook. 1995. V. 55. P. 124–126.

Zen E-an, Albee A.L. Coexistent muscovite and paragonite in pelitic schists // Amer. Miner. 1964. V. 49, no. 7–8. P. 904–925.

Научное издание

Виталий Николаевич Огородников
Юрий Алексеевич Поленов
Александр Юрьевич Кисин
Александр Николаевич Савичев

ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ И ПЕГМАТОИДЫ УРАЛА

Рекомендовано к изданию решением
Объединенного ученого совета
по наукам о Земле УрО РАН
и Уральским отделением РАН

Редактор М.О. Тюлюкова
Компьютерная верстка А.Э. Якубовский
Дизайн обложки В.Н. Огородников

Подписано в печать 20.12.2020. Формат 60x90/16.
Бумага ВХИ. Печать офсетная. Гарнитура PT Serif.
Усл.-печ. л. 27. Уч.-изд. л. 18,0. Тираж 500

ISBN 978-5-7691-2539-3