
ПОЛЯ
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ
ГРАНИТНЫХ
ПЕГМАТИТОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

И. Герасимов
АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Институт минералогии геохимии
и кристаллохимии редких элементов

ПОЛЯ
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ
ГРАНИТНЫХ
ПЕГМАТИТОВ

(ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ
И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва—1976

Поля редкометальных гранитных пегматитов (геохимическая специализация и закономерности размещения). М., "Наука", 1975.

Монография представляет собой систематическое обобщение оригинальных исследований большого коллектива авторов и литературных данных по важнейшим редкометальным полям гранитных пегматитов мира. В ней рассмотрены геологические закономерности размещения пегматитовых поясов, полей, месторождений, жильных серий и отдельных тел. Показан характер их связи с гранитами и пространно-генетическая зональность. Выявлены геохимические ассоциации редких элементов и пределы их концентраций в жильных сериях различных геохимических типов. Произведена оценка их перспектив на весь комплекс полезных ископаемых, включая редкие элементы и нерудное сырье.

Табл. 126. Илл. 78. Библ. 383 назв.

Главный редактор

член-корр. АН СССР *Л. Н. ОВЧИННИКОВ*

Ответственный редактор

доктор геол.-мин. наук *М. В. КУЗЬМЕНКО*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая монография является первым систематическим обобщением результатов многолетних исследований по проблеме "Редкометалльные гранитные пегматиты как источник комплексного редкометалльного и неметаллического сырья; закономерности их размещения и условия формирования", являющиеся основой разработки теории пегматитового рудообразования, научных основ прогнозирования, поисков и оценки разнообразных месторождений редких элементов, связанных с гранитным пегматитовым процессом. Публикация результатов исследований по проблеме предполагается в форме серии обобщающих монографий: 1) "Поля редкометалльных гранитных пегматитов, их геохимическая специализация и закономерности размещения"; 2) "Магматизм и пегматитообразование"; 3) "Типохимические особенности минералов гранитных пегматитов как индикаторы эволюции минералообразующей среды и поисково-оценочные критерии" и др.

После капитальной монографии А. Е. Ферсмана "Пегматиты" (1940) и сводки Г. Шнейдерхена "Пегматиты" (Рудные месторождения земли. Т. II, 1962) обобщающих работ по геологическим закономерностям размещения, условиям формирования, геохимии, минералогии и генезису гранитных пегматитов не проводилось. Однако за последние 30 лет по отдельным вопросам проблемы для конкретных регионов полей и континентов опубликовано огромное количество работ, в том числе и монографий, перечень которых составил бы достаточно объемный том. Поэтому авторы настоящей монографии не ставили перед собой задачи составления сводной работы с перечнем всех известных пегматитовых полей мира, всех обсуждаемых в печати положений по различным вопросам геологии, петрографии, минералогии, геохимии и генезиса пегматитов. Подобный обзор составлен Г. Шнейдерхеном по состоянию на 1960 г. Он содержит довольно полный кадастр пегматитовых проявлений европейского континента, менее полные обзоры по пегматитам других континентов, а также по работам наиболее известных ученых мира, уделивших большое внимание изучению пегматитов.

При обобщении и систематизации материала выяснилось, что в зарубежной печати практически отсутствуют данные по закономерностям распределения редких элементов в пегматитовых телах, зональности жильных серий и месторождений, связи пегматитов с гранитами, химическому и минеральному составу пегматитовых тел и материнских гранитов и другим вопросам. Поэтому перечисленные вопросы решаются только на примере пегматитовых полей СССР, изучавшихся самими авторами с привлечением литературных материалов. В связи с этим в качестве конкретных примеров по зарубежным странам выбирались наиболее крупные разрабатываемые объекты, по которым известны данные о содержании редких элементов в рудах, позволяющие приблизительно судить о их геохимической специализации. Для территории же СССР в целях сравнения, наряду с полями редкометалльных пегматитов, приводится описание так называемых безрудных, "керамических", слюдоносных и камерных пегматитов, принципиально отличающихся по геохимической специализации.

В настоящей монографии рассматриваются следующие основные вопросы: 1) типовые пегматитовые поля мира, характеризующиеся различным сочетанием и различной степенью концентрации редких элементов; 2) сравнительный анализ степени концентрации редких элементов в жильных телах, промышленная типизация пегматитовых полей и месторождений по геохимической редкометалльной специализации, минеральному составу и наличию других видов полезных ископаемых; 3) выявление различий геологических закономерностей размещения пегматитовых поясов и полей с различной редкометалльной специализацией и геолого-структурных критериев их поисков; 4) выявление потенциально возможных максимальных сочетаний различных видов полезных ископаемых в жильных сериях гранитных пегматитов, характеризующихся различной геохимической специализацией и генетически связанных с различными по составу гранитами, в целях комплексной оценки пегматитовых месторождений различного состава и генезиса.

Монография состоит из четырех частей. Первая часть (вводная) посвящена краткой истории и состоянию исследований по проблеме пегматитов, задачам дальнейших исследований и геохимической классификации пегматитовых полей и месторождений, положенной в основу обобщения материала.

Во второй части монографии содержится описание наиболее крупных пегматитовых провинций СССР, в том числе более 60 примеров пегматитовых полей. При составлении очерков по провинциям авторы придерживались заранее разработанного плана: 1) геологическое положение провинций, поясов и полей; 2) возраст, особенности развития и состава гранитоидного магматизма, сопровождающегося пегматитами; 3) закономерности размещения пегматитовых полей в структурах поясов или провинций; 4) наиболее представительные пегматитовые жильные зоны в полях; 5) наиболее характерные жилы в жильных зонах; 6) зональность и распределение редких элементов в жилах и жильных зонах; 7) минеральный состав и вариации содержаний редких элементов в минеральных ассоциациях широко распространенных типов жил; 8) степень концентрации редких элементов по сравнению с кларками в кислых магматических породах, определяющая геохимическую специализацию пегматитов; 9) закономерности размещения и особенности формирования.

Полнота освещения указанных вопросов для разных провинций определялась их редкостью, степенью изученности и наличием специализированных исследований, проведенных авторами монографии.

В третьей части монографии приводится краткая характеристика крупнейших пегматитовых полей зарубежных стран, их геологической приуроченности и промышленной специализации. Материал систематизирован по континентам. В нем не достает таких сведений, как зональность жильных серий, количественный минеральный состав жильных тел, содержание редких элементов в минеральных комплексах и пегматитовых телах и др. Чаще приводятся только содержания одного, реже двух-трех главных компонентов в рудных залежах, представляющих собой части (зоны) пегматитовых тел, о редкометальной специализации которых приходилось судить только по минеральным парагенезисам.

В заключительной части приводится сравнительный анализ геохимической специализации различных пегматитовых полей и месторождений, закономерностей их тектонической приуроченности, характера связи с гранитами, структурного контроля и других особенностей, являющихся геологическими критериями их прогнозирования, поисков и оценки. Выявлены также различия ассоциаций полезных компонентов для разных типов пегматитовых месторождений.

Монография написана большим авторским коллективом под руководством М. В. Кузьменко, которой выполнено также первичное редактирование очерков и составление к ним заключений по геохимической специализации жильных серий.

В книге обобщено большое количество полных силикатных анализов пород и пегматитов, а также частных определений редких элементов, выполненных в основном в аналитических лабораториях ИМГРЭ под руководством В. С. Салтыковой, М. Е. Казаковой, Н. В. Лизунова, Е. А. Фабриковой и Л. А. Логиновой. Тантал и ниобий определены калориметрическим методом с чувствительностью: Nb_2O_5 $1 \cdot 10^{-3}$ и Ta_2O_5 $1 \cdot 10^{-4}$ аналитиками А. А. Мануховой, Г. Б. Любимовой, Б. А. Соломинской, Г. Е. Черепивской, М. Р. Петерсон, Э. А. Родовой, М. С. Стрелихеевой, О. Ф. Сазоновой, С. Б. Федоровой, Л. А. Шандовой, В. Б. Винтилиной, Л. П. Юанш и др.; редкие щелочи — методом фотометрии пламени с чувствительностью: Li $5 \cdot 10^{-5}$, Rb $5 \cdot 10^{-3}$, Cs $1 \cdot 10^{-3}$ аналитиками Л. И. Баум, В. В. Замотиной, Г. Н. Поповой, Л. Г. Щемой и др.; бериллий и олово — количественным спектральным методом с чувствительностью: Be $2 \cdot 10^{-4}$, Sn $3 \cdot 10^{-4}$ аналитиками Р. М. Араповой, Н. С. Бодрягиной, Н. М. Брониной, С. М. Черногоровой и др. Первичная обработка проб проводилась в лаборатории аксессуарных минералов под руководством В. В. Ляховича и в Бронницкой ГПП ИМГРЭ.

Проверка библиографии и техническое оформление рукописи осуществлены Р. И. Соколовой, И. А. Никишковой, Н. С. Слепневой и Е. Н. Петровой.

Авторы сердечно благодарят всех перечисленных товарищей за содействие в работе, а также рецензентов докторов геол.-мин. наук Л. Н. Леонтьева, Д. А. Минеева, Е. И. Семенова и кандидата геол.-мин. наук Ю. Л. Капустина за ценные замечания.

ПРИНЯТЫЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ

Структурно-формационная зона — участок земной коры с определенным режимом тектонического развития, специфическим характером осадкообразования и магматической деятельности.

Платформа — основная тектоническая единица земной коры двухъярусного строения с относительно спокойным тектоническим режимом развития. Нижний ярус (фундамент) сложен допалеозойскими кристаллическими породами; верхний — осадочными и вулканогенными породами, прорванными интрузиями платформенного типа.

Складчатая область — основная тектоническая единица земной коры, сложного тектонического строения, образующаяся на месте развития геосинклинальной системы. Обычно противопоставляется платформе.

Складчатая система — часть складчатой области, сформировавшаяся в период развития одного тектоно-магматического цикла. В пределах складчатых систем различаются линейно-вытянутые складчатые зоны (зона складчатости).

Тектоно-магматический цикл (эпоха складкообразования, цикл складчатости) — процесс превращения геосинклинали в складчатую систему, сопровождающийся интенсивным развитием магматизма. Различают: архейскую, протерозойскую, каледонскую, герцинскую и альпийскую эпохи складкообразования.

Срединный массив — не переработанный участок раздробленного кристаллического фундамента платформы в складчатой системе или более древней складчатой системы в более поздней.

Магматический комплекс — совокупность структурно сопряженных, близких по возрасту магматических пород различного фациального положения (интрузии, эффузии, экструзии), имеющих общие черты специфики вещественного состава, обусловленные общностью происхождения из одного магматического источника в процессе развития одного этапа тектоногенеза, и являющихся продуктами дифференциации одной исходной магмы (Афанасьев, 1955).

Интрузивный комплекс гранитоидов — конкретный пространственно и структурно обособленный комплекс кислых интрузивных пород, близких по времени образования и геохимической специализации, отвечающий определенному этапу развития тектоно-магматического цикла конкретной складчатой системы: раннеорогенному, среднеорогенному, позднеорогенному или посторогенному. Может быть однофазным или многофазным в зависимости от тектонического режима его формирования.

Интрузивная формация гранитоидов — формационный тип интрузивных комплексов гранитоидов, сходных по набору и составу слагающих его типов пород, отвечающий одному и тому же этапу развития разновозрастных и территориально разобщенных складчатых систем.

Редкометальная пегматитовая провинция — понятие неопределенное (скорее географическое) — территория, характеризующаяся широким развитием гранитных пегматитов, в том числе и редкометальных.

Редкометальный пегматитовый пояс — структурная единица складчатой системы или области, отвечающая складчатой зоне или зоне разломов, контролирующей размещение гранитоидов определенного интрузивного комплекса, а в случае неоднократной активизации — разных комплексов или даже различных тектоно-магматических циклов, сопровождающихся редкометальными гранитными пегматитами.

Пегматитовое поле — часть пегматитового пояса, включающая совокупность пегматитовых тел, жильных серий и месторождений различного состава, являющихся производными одного гранитного интрузива. Контролируется поперечными структурами второго порядка, представленными перегибами складчатых зон и сопровождающих их разломов, или поперечными и опережающими разломами, складками.

Пегматитовое месторождение — часть пегматитового поля, включающая совокупность жильных серий и тел, являющихся производными определенной фации или субфазы интрузива. Контролируется близостью и условиями залегания верхней контактовой поверхности массива, складками и разрывными нарушениями третьего порядка в породах кровли.

Пегматитовая жильная серия — понятие генетическое — совокупность близко расположенных жильных тел, контролируемых единой зоной трещиноватости, характеризующихся близким или закономерно изменяющимся в плане пространственной зональности составом и являющихся продуктами единой пегматитовой инъекции из одного пегматитового очага (Хрюкин, 1965).

Пегматитовая жильная зона — понятие неопределенное, отвечает одной или нескольким жильным сериям, если не представляется возможным судить о единстве источника.

Геохимическая специализация — совокупность редких и малых элементов, степень концентрации которых превышает их кларки для кислых магматических пород (по А. П. Виноградову, 1962) в 20 раз и более.

Геохимический ряд пегматитов — обобщенное понятие потенциально возможной пегматитовой жильной серии, характеризующейся определенной геохимической специализацией и генетически связанной с определенными по составу гранитами (Кузьменко и др., 1971).

Фация передового фронта внедрения — фация, обособившаяся в апикальных выступах либо верхних частях массивов или пегматитовых тел вследствие различной подвижности компонентов расплава в процессе внедрения.

Фация глубинной дифференциации соответствует составу более глубоких частей массивов или внутренних зон пегматитовых тел.

Парагенетический тип пегматитовых тел — пегматитовое тело определенного минерального парагенезиса, с конкретным количественным соотношением главных минералов. При наименовании типов используются все главные минералы, кроме кварца, количество которых составляет более 10% объема пегматитового тела (Солодов, 1962).

Минеральный комплекс (минеральная ассоциация) — совокупность сингенетических минералов, слагающая отдельные зоны или участки пегматитовых тел.

ПРОБЛЕМА ПЕГМАТИТОВ И ЕЕ ЗАДАЧИ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ

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.

Проблема пегматитов имеет очень важное теоретическое значение, поскольку пегматитовые тела вследствие небольших размеров, крупнокристаллических структур и отчетливо проявленной дифференциации вещества, зависящих от разнообразия геологических условий формирования, а также особой (ключевой) генетической позиции между интрузивными породами и рудными жилами, являются весьма наглядными моделями для решения вопросов минералогии, геохимии и генезиса эндогенных месторождений полезных ископаемых, а также разработки теории редкометального рудообразования. Исключительное богатство и разнообразие редкометальной минерализации обусловило большую промышленную ценность гранитных пегматитов как месторождений комплексного редкометального сырья (Ta, Nb, Cs, Li, Rb, Be, Sn, Y, U и др.), слюд, керамического, стекольного и пьезооптического сырья, драгоценных и поделочных камней. Вследствие этого они привлекают большое внимание ученых.

Термин "пегматит" впервые был предложен Р. Т. Гайюи в 1801 г. (Haüy, 1823 г.) для письменного гранита и в этом смысле использовался до середины XIX в. Лишь в 50-х годах этого столетия А. Дэллес заметил, что письменный гранит в большинстве случаев слагает только особые зоны в жильных образованиях, связанных с гранитами, имеющих крупнокристаллическую структуру. К этим образованиям он и применил термин "пегматиты", сохранив за письменным гранитом собственное название (Delesse, 1853 г.). Таким образом, 50-е годы XIX в. можно считать началом истории изучения пегматитов, в которой различаются четыре периода.

Первый период, отвечающий второй половине XIX в., характеризовался накоплением материала по минералогии пегматитов. Последние рассматривались как природные кладовые драгоценных камней, редких минералов, касситерита, слюд и керамического сырья. Научно-исследовательские работы были сосредоточены главным образом в области классической описательной минералогии. Они привели к открытию и детальному изучению большого числа новых минеральных видов и послужили основой обобщающих работ по минералогии В. И. Вернадского, А. К. Болдырева, Е. Н. Дзюна, Дольтера, Хинце, Лакруа, Ниггли и др. Все эти исследователи рассматривали пегматиты как магматические образования инъекционного характера, состав которых близок составу тех кристаллических пород, с которыми они генетически связаны, или как продукты пневматолитового процесса (Rosenbusch, 1907 г.).

Второй период в изучении пегматитов (первая треть XX в.) наряду с продолжением минералогических исследований характеризовался широким развитием научных обобщений и разработкой теории генезиса пегматитов как продуктов кристалли-

зации остаточного магматического расплава. Первая формулировка этой концепции принадлежит А. Харкеру, который еще в 1909 г. рассматривал пегматитовый расплав как остаточную часть гранитной, сиенитовой или другой магмы, из которой большая часть выкристаллизовалась в плутонических условиях (Harker, 1909 г.).

Механизм возникновения остаточного расплава в процессах кристаллизации магматических пород был теоретически обоснован в классических работах Фогта (Vogt, 1898, 1924 гг.) и Ниггли (Niggli, 1937), посвященных физико-химическому анализу процессов магматической кристаллизации. Проведенное ими исследование многочисленных экспериментальных систем, приближающихся по составу к различным интрузивным породам, в том числе и с летучими компонентами, показало, что пегматиты по составу близки к продуктам кристаллизации закономерного образующегося остаточного магматического расплава, обогащенного летучими компонентами и малыми элементами вследствие кристаллизационной дифференциации.

В начале XX в. ученые обратили внимание на большую роль летучих соединений в формировании пегматитов и широкое развитие в них явлений замещения. В связи с этим появилась новая гипотеза происхождения сложных редкометалльных пегматитов как продуктов совмещения двух процессов: кристаллизации внедренного расплава и последующего наложения метасоматоза (Hess, 1925, 1933; Landes, 1933; Schaller, 1925).

Результаты исследований за этот период были обобщены в классической монографии А. Е. Ферсмана (1940), который разработал теорию эволюционного развития пегматитового процесса с расчленением его на последовательные температурные стадии ("геофазы"). Он предложил рассматривать пегматиты как продукты кристаллизации остаточного расплава, обогащенного определенными летучими компонентами, состоящие, в основном, из главнейших минералов материнской интрузивной породы и характеризующиеся крупным зерном с частичной одновременностью кристаллизации и тесным наложением (или замещением) одной геофазы процесса на другую. Под гранитным пегматитовым процессом он понимал "...конечную остаточную кристаллизацию, начиная с высокотемпературной аплитовой фазы и кончая последними выделениями гидротермальных геофаз, т.е. в интервале наиболее вероятных температур 800–50°...". Гранитным пегматитом он назвал "...жильное тело, в своей основе связанное с магматическим гранитным остатком, главная часть кристаллизации которого лежит в пределах 700–350° и которое характеризуется сходством минеральных составных 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, стр. 31–32). Для объяснения механизма обособления пегматитового остатка из кристаллизующейся породы А. Е. Ферсман использовал понятие "фильтрпрессинг" (filterpressing), предложенное американскими учеными, которое понимал как отжимание "...остаточного расплава из осевшей мути кристаллов более ранних генераций...", при этом пегматиты "...как бы дреннируют целые участки охлаждающегося массива" (Ферсман, 1960, стр. 30).

Третий период (30-е – начало 50-х годов) начался после открытия в гранитных пегматитах крупных промышленных концентраций редких металлов. Он характеризовался бурным развитием геологоразведочных и научно-исследовательских работ по пегматитам как в СССР, так и за рубежом и открытием большого числа редкометалльных пегматитовых месторождений: тантала, цезия, олова и др., а также пьезооптического сырья. В сферу исследований были вовлечены пегматиты не только гранитных, но и щелочных и основных формаций.

За этот период накоплен огромный материал по геологии, разведке и оценке промышленных перспектив отдельных пегматитовых месторождений. Научно-исследовательские работы как в СССР, так и за рубежом были направлены главным образом на изучение закономерностей внутреннего строения, минералогии и особенностей распределения редких элементов в пегматитах конкретных полей и месторождений с целью их оценки на те или иные полезные ископаемые, требуемые промышленностью.

В Советском Союзе все крупнейшие пегматитовые провинции были охвачены научно-исследовательскими работами, в процессе которых были получены новые интересные факты и закономерности.

1. Установлено, что главными факторами концентрации редких элементов в пегматитах являются кристаллизационная дифференциация и эманационный процесс. Показана зависимость повышенных концентраций редких элементов от характера зональности и степени дифференциации расплава при кристаллизации главных минералов. Изучены закономерности внутреннего строения, разработана текстурно-парагенетическая классификация редкометалльных пегматитовых тел и показана приуроченность повышенных концентраций редких элементов к зонам замещения (Власов, 1946, 1951, 1952, 1956, 1957, 1961_{1,2}, 1965, 1966).

2. Разработана классификация месторождений гранитных пегматитов по их промышленной специализации с выделением четырех групп: слюдоносные, редкоземельные, редкометалльные и камерные — с пьезооптическим сырьем. Выявлены различия глубинности их формирования и связи с разными фациями метаморфизма (Гинзбург, 1952).

3. Установлена большая роль процессов перекристаллизации и аллометасоматоза в формировании слюдоносных гранитных пегматитов (Никитин, 1952).

4. На примере щелочных пегматитов Ловозерского массива доказано, что внутреннее строение пегматитовых тел и концентрация редких элементов на конечных стадиях их формирования определяются последовательностью кристаллизации главных минералов, а общий их минеральный состав и геохимическая специализация обусловлены составом отщепляющих их материнских фаций и фаз интрузивного комплекса (Власов, Кузьменко, Еськова, 1959).

5. Изучены закономерности внутреннего строения отчетливо зональных тел редкометалльных гранитных пегматитов и установлена прямая зависимость между последовательностью расположения и последовательностью формирования в них большинства зон от зальбандов к осевым частям, включая альбит- и мусковитсодержащие зоны (Камерон и др., 1951).

6. Выявлены закономерности внутреннего строения тел главных отчетливо зональных типов редкометалльных гранитных пегматитов и показана зависимость редкометалльного оруденения в них от количественных соотношений микроклина, альбита, сподумена и характера зональности (Солодов, 1962).

Одним из главных недостатков направления научно-исследовательских работ по гранитным пегматитам в этот период было ошибочное представление об относительной однородности состава гранитов и, как следствие, отнесение всех гранитных пегматитов к одному генетическому типу. Если формационная принадлежность пегматитов нефелин-сиенитовых или габбро-диабазовых формаций была очевидной и не требовала доказательств, то вопросами формационной принадлежности гранитных пегматитов никто не занимался. Вследствие этого изучение гранитных пегматитовых месторождений в большинстве случаев проводилось без учета окружающей среды, в частности материнских интрузивных комплексов и тектонических условий их формирования.

Такой подход к изучению пегматитового процесса при весьма большом разнообразии химического и минерального составов, а также промышленной специализации пегматитовых месторождений привел к тому, что разные исследователи, изучавшие частные, конкретные примеры, в ряде случаев полученные закономерности и выводы распространяли на пегматитовый процесс в целом. Следствием этого явилось различное толкование вопросов генезиса пегматитов и дискуссия сторонников различных гипотез по проблеме пегматитообразования. Так, К. А. Власов и его последователи, изучавшие редкометалльные гранитные пегматиты, как и А. Е. Ферсман, рассматривают их как продукты кристаллизации расплава-раствора в относительно замкнутых системах, допуская взаимодействие расплава с вмещающими породами и поступление новых порций расплава из пегматитовых очагов. Н. П. Ермаков, изучавший камерные пегматиты, считает их продуктами кристаллизации и автометасоматоза в абсолютно закрытых системах. В. Д. Никитин и его ученики, уделявшие главное внимание слюдоносным пегматитам с редкоземельной

специализацией, вообще отрицают пегматитовый расплав. По их мнению, гранитные пегматиты образовались в результате перекристаллизации и метасоматической переработки гранитных даек растворами, поступающими из того же магматического очага.

60-е годы XX в., несмотря на резкий спад исследований по пегматитам, вызванный открытием новых генетических типов редкометалльных месторождений, характеризовались становлением принципиально нового направления в учении о пегматитах и явились началом *четвертого периода* в развитии пегматитовой проблемы.

Исходным моментом послужила разработка К. А. Власовым новой теории пегматитообразования, в соответствии с которой пегматиты следует рассматривать не как продукты кристаллизации остаточного расплава, а как специфические фации и жильные фазы интрузивных массивов. При их изучении необходимо учитывать ряд факторов: исходный состав материнских интрузий, их формы и размеры, кристаллизационную дифференциацию, эманационный процесс, изоморфизм, геологические особенности среды (литология, структура, тектоника и др.). К. А. Власов дал новое определение сущности пегматитового расплава: "...пегматитовый расплав-раствор не является остаточным от кристаллизации материнской интрузии..., а представляет собой фации и фазы интрузивов, формирующиеся в верхних их частях в результате скопления легколетучих (эманационный фактор) и легкоплавких теплоемких соединений, понижающих температуру кристаллизации таких фаций по сравнению с окружающей их: общей массой интрузивов" (Власов, 1965, стр. 332-333).

Под названием "пегматиты" он предложил понимать горные, преимущественно жильные породы, отличающиеся от материнских магматических пород (гранита, сиенита, габбро, дунита и др.), производными которых они являются, следующими характерными особенностями: а) крупными и гигантскими размерами минералов; б) особой структурой и текстурой, часто выражающейся в закономерном срастании минералов (письменная структура) и зональном строении пегматитовых тел; в) сложными минералогическими парагенезисами, среди которых наряду с минералами, общими для пегматитов и материнских пород, значительное место занимают минералы, содержащие редкие элементы (литий, рубидий, цезий, бериллий, ниобий, тантал, цирконий, торий, уран, элементы группы редких земель, скандий и др.) и легколетучие составные части (вода, фтор, хлор, бор, сера и т.д.), а также минералы, образовавшиеся в процессе замещения (Власов, 1965).

Эти годы наряду с продолжением изучения геологии, минералогии и геохимии пегматитовых месторождений характеризовались поиском новых путей в решении теоретических вопросов пегматитообразования и разработке научных основ прогнозирования.

Так, И. Б. Недумовым показана большая роль тектоники в формировании пегматитов. Им установлено, что интрузии, формировавшиеся в различной геологической обстановке, обусловленной различным характером развития кристаллического фундамента и пластического осадочно-метаморфического чехла, сопровождаются различными жильными дифференциатами, в том числе и различными по составу пегматитами. Разрядка тектонических напряжений в периоды внедрения пегматитовых расплавов и кристаллизации пегматитовых тел ведет в ряде случаев к потере ими летучих соединений и часто редких элементов (Недумов, 1961, 1962, 1965).

В. В. Архангельской (1964) было установлено, что в складчатых областях синорогенные граниты сопровождаются редкоземельными и слюдоносными пегматитами, позднеорогенные и посторогенные – редкометалльными, в то время как камерные пегматиты наблюдаются только в связи с посторогенными интрузиями.

В. Г. Хрюкиным и С. П. Гавриловой на примере тоналит-плагиогранит-гранитовой формации Сибири показана зависимость фациальной изменчивости интрузивных массивов гранитоидов от их геолого-структурного положения. При этом установлено, что пегматиты, являющиеся производными различных фаций этой формации, различаются по химическому и минеральному составам. Фациальные и фациально-фазовые пегматиты могут возникать на передовом фронте внедрения

магм, минуя стадию формирования пегматитового очага, как продукты тектонического фракционирования магмы в относительно открытых системах.

Путем сравнительного анализа накопленных данных установлено, что известные редкометалльные поля и месторождения гранитных пегматитов характеризуются особой редкометалльной специализацией: бериллиевой, литиевой, тантал-цезиевой, ниобий-иттриевой, урано-редкоземельной и т.д. При этом конкретные пегматитовые тела сходного минерального состава в различных пегматитовых полях зачастую принципиально отличаются по набору и степени концентрации редких элементов. Следовательно, минеральный состав пегматитовых тел является недостаточным признаком для типизации пегматитовых месторождений и оценки их перспектив, и этот признак необходимо использовать в качестве второстепенного и лишь в сочетании с геохимической редкометалльной специализацией. В связи с этим были разработаны и предложены новые принципы классификации гранитных пегматитов на основе их редкометалльной специализации (Кузьменко и др., 1967 г.— доклад на юбилейной сессии ИМГРЭ; Кузьменко и др., 1971).

Были открыты новые парагенетические типы жильных тел редкометалльных гранитных пегматитов, не находящие места в существующих классификациях: альбит-амазонитовый (Калита, 1963), олигоклаз-альбит-микроклиновый (Кузьменко, 1963), альбит-лепидолитовый (Мелентьев, 1964), микроклин-петалитовый (Россовский, Ключкова, 1965), микроклин-мусковит-альбитовый (Таланцев, 1969₂), микроклин-мусковит-альбитовый со сподуменом (Топунова, 1969), микроклин-олигоклазовый со сподуменом, сподумен-микроклиновый (Недумов, Земская, 1969). Таким образом, доказано, что в редкометалльных гранитных пегматитах помимо микроклина, альбита, сподумена и кварца (Солодов, 1962) к числу главных пегматитообразующих минералов относятся также олигоклаз, альбит-олигоклаз, амазонит, мусковит, лепидолит, петалит и их нельзя не учитывать при типизации пегматитовых тел.

Было установлено, что месторождения редкометалльных гранитных пегматитов редко представлены жилами одинакового минерального состава. Чаще пегматитовые тела в них образуют жильные серии, объединенные единством источника расплава, и закономерно изменяются по составу в плане пространственно-генетической зональности (Недумов, 1962; Кузьменко, 1963; Леонтьев, 1963; Солодов, 1965; Хрюкин, 1965; Мелентьев, Акелин, 1968 и др.).

Выяснено, что последовательность кристаллизации главных минералов в пегматитах не является постоянной, а зависит от количественных соотношений главных компонентов в пегматитовом расплаве. При этом альбит и мусковит, рассматривавшиеся ранее как продукты процессов замещения, представляют собой закономерные продукты кристаллизационной, эманационной и динамо-диффузионной дифференциации пегматитового расплава во время его внедрения и кристаллизации (Кузьменко, 1963).

В связи с этим Институтом минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов за последние годы создано новое методологическое направление в изучении пегматитов, в соответствии с которым они рассматриваются как составные части интрузивных формаций. Появилась необходимость систематизации и переоценки некоторых результатов, накопленных за предыдущие годы, по геологии, минералогии, геохимии и генезису пегматитов в зависимости от их генетической связи с различными по составу гранитами и эволюционной направленности процессов дифференциации как в пегматитовых жильных сериях, так и в материнских комплексах гранитоидов.

Новый методологический подход к изучению редкометалльных гранитных пегматитов ставит и новые задачи (Кузьменко, 1971), главнейшими из которых являются следующие.

1. Типизация пегматитовых полей и месторождений по геохимической редкометалльной специализации и наличию других видов полезных ископаемых с целью создания научной основы для типизации пегматитоносных интрузивных формаций и пегматитолокализирующих геологических структур.

2. Изучение пространственной зональности пегматитовых месторождений, жильных серий и конкретных тел, а также закономерностей концентрации в них редких элементов и других видов полезных ископаемых.

3. Выявление общих геологических закономерностей размещения редкометалльных пегматитовых поясов и полей.

4. Выявление потенциально возможных максимальных сочетаний различных видов полезных ископаемых в гранитных пегматитах различных геохимических типов, что ответит на вопрос, на какие виды полезных ископаемых следует производить оценку пегматитовых месторождений различного состава и генезиса.

5. Изучение закономерностей распределения и типохимических особенностей минералов в плане пространственной зональности жильных тел, жильных серий и пегматитовых полей как индикаторов изменения минералообразующей среды в процессах пегматитообразования и критериев оценки руд на все виды полезных ископаемых.

6. Изучение пегматитоносных интрузивных формаций гранитоидов, сопровождающихся пегматитами с различной редкометалльной специализацией, и их типизация как основа прогнозирования по принципу связи с различными интрузивными формациями.

7. Выявление различий в геолого-структурном контроле пегматитовых поясов и полей с различной геохимической и другой промышленной специализацией; типизация структурно-фациальных зон, контролирующих пояса и поля пегматитов, несущих различное оруденение, как основа прогнозирования.

8. Выявление различий в структурном контроле пегматитовых месторождений с различным оруденением в пределах полей и поясов в целях выяснения роли структурных факторов в формировании пегматитов и критериев поисков богатых месторождений.

9. Изучение характера взаимодействия пегматитовых расплавов-растворов с различными по составу вмещающими породами и надпегматитовых ореолов рассеяния; разработка критериев поисков скрытых редкометалльных пегматитовых месторождений.

10. Экспериментальное изучение последовательности кристаллизации минералов в многокомпонентных алюмосиликатных системах с меняющимися соотношениями: Ca, K; Na, Fe, Ti, Mn, Be, Li, Rb, Cs, Ta, F, B, H₂O и др., приближающихся по составу к пегматитовым расплавам, при высоких температурах и давлениях, близких к природным.

11. Выявление различий в подвижности компонентов тех же расплавов в условиях их внедрения, т.е. при резких перепадах давления и температуры и разных соотношениях компонентов расплава.

Более частные, конкретные задачи в развитии учения о пегматитах изложены в работе А. И. Гинзбурга (1964).

Решение перечисленных основных задач поднимет на новый уровень теорию пегматитового рудообразования, даст новую научную основу для прогнозирования, поисков и оценки месторождений, связанных с пегматитами, и внесет ясность во многие вопросы магматической дифференциации, ведущей в одних случаях к концентрации, в других — к рассеянию редких элементов. Настоящая монография посвящена первым четырем задачам.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Классификацией пегматитов занимаются многие советские и зарубежные ученые, что вызывается необходимостью систематического изложения результатов исследований по их минералогии, геохимии и промышленной специализации, а также разработки теории их генезиса. Мы не касаемся всех классификаций, описанных и критически разобранных К. А. Власовым (1952), А. И. Гинзбургом (1952), Н. А. Солодовым

Таблица 1

Обобщающие классификации гранитных пегматитов предыдущих исследований

Г. Ниггли, 1920	А. Е. Ферсман, 1960	К. А. Власов, 1961	А. И. Гинзбург		Н. А. Солодов, 1962
			1957	1960	
—	I. Обычные безрудные и церовые безрудные	I. Графический или равномернозернистый безрудный	—	—	Микроклин-олигоклазовые и олигоклаз-микроклиновые безрудные
II. Гранатовые	в) гранатовые				
V. Циркон-титановые	а) монацитовые б) ортитовые		I. Уран-редкоземельные	I. Редкоземельные (глубина формирования 7–8 км)	
IV. Ниобий-танталовые	II. С редкими элементами (U, Ti, Zr, Nb, Ta, Y, TR и др.)	II. Блоковый с бериллом	II. Берилл-мусковитовые	II. Мусковитовые (глубина формирования 6–7 км)	
VI. Бор-фтористые (турмалиновые)	III. Бор-фтористые а) шерловые б) мусковитовые				
I. Слюдавые					
—	IV. Фтор-бериллиевые б) берилловые	III. Полидифференцированный с бериллом и колумбит-танталитом	III. Тантал-бериллиевые	III. Редкометалльные (глубина формирования 4–6 км)	I. Микроклиновые с бериллом
VIII. Литиевые	V. Натро-литиевые а) натро-сподуменовые б) литий-рубеллитовые (лепидолитовые)	V. Альбит-сподуменовый IV. Редкометалльно замещенный	IV. Литиевые а) сподуменовые б) сподумен-лепидолитовые		IV. Альбит-сподуменовые II. Микроклин-альбитовые III. Альбитовые
—	VI. Марганцево-фосфатные				
VII. Фтор-борные (топаз, турмалин)	IV. Фтор-бериллиевые а) топазовые	—	—	IV. Миароповые (глубина формирования 3–4 км)	

(1962) и другими исследователями. Несмотря на то, что эти классификации построены по разным принципам, с использованием тех или иных особенностей пегматитов, большинство из них сыграло положительную роль в познании и практическом освоении этих интереснейших образований. Остановимся кратко лишь на наиболее обобщающих классификациях П. Ниггли, А. Е. Ферсмана, К. А. Власова, А. И. Гинзбурга и Н. А. Солодова, основанных на геохимических и минерально-парагенетических принципах и достаточно широко используемых в практике геологоразведочных работ (табл. 1). Среди этих классификаций первые пять охватывают все пегматиты гранитоидов щелочноземельного ряда, в то время как последняя относится только к редкометальным гранитным пегматитам, за исключением редкоземельных. Все они построены независимо от генетической связи пегматитов с гранитами различного состава и генезиса.

В последние годы была разработана новая геохимическая классификация пегматитов (Кузьменко, Еськова, 1968; Кузьменко и др., 1971) с учетом их генетической связи с интрузивными породами, в основу которой положены следующие признаки.

I. Петрохимический и минеральный составы — общий классификационный признак пород и пегматитов любых интрузивных формаций.

II. Геохимическая редкометальная специализация — главный классификационный признак для типизации редкометальных пегматитовых жильных серий, месторождений и полей.

III. Количественные соотношения главных и второстепенных минералов и редкометальная специализация конкретных пегматитовых тел — классификационный признак для типизации пегматитовых жил в пределах месторождений.

IV. Текстуры пегматитовых тел, отражающие степень дифференциации пегматитового расплава, — дополнительный классификационный признак.

Петрохимический и минеральный составы отражают исходный состав материнской магмы и пегматитового расплава, а также генетическую связь пегматитов с теми или иными интрузивными формациями. На этой основе построены современные петрохимические классификации интрузивных пород, которые, естественно, распространяются и на пегматиты. В соответствии с этим среди пегматитов различают: диабаз-пегматиты, габбро-пегматиты, диорит-пегматиты, гранитные пегматиты, щелочные пегматиты и т.д. По существу этот признак следовало бы назвать признаком формационной принадлежности, что, видимо, и будет сделано в будущем, после разработки четких критериев разграничения гранитоидных интрузивных формаций. Мы же вынуждены ограничиться генетической связью пегматитов с гранитами различного состава.

Руководствуясь этим принципом, мы выделили среди гранитных пегматитов три формационных класса: пегматиты щелочноземельных плагиоклаз-микроклиновых гранитов главных интрузивных фаз; пегматиты кислых, бедных кальцием существенно микроклиновых гранитов главных и дополнительных фаз; пегматиты ультракислых гранитов малых трещинных и межформационных интрузий.

Геохимическая редкометальная специализация пегматитов в отличие от общего петрохимического состава является более чувствительным индикатором генетической связи пегматитов с различными по составу породами и различными фациями материнских интрузий. В гранитных пегматитах по сравнению с материнскими породами более высокие концентрации и разнообразнее минералы следующих элементов: Li, Be, B, F, Sc, Pb, Y, Zr, Hf, Nb, Sn, Cs, TR, Ta, Th, U, причем степень их концентрации¹ варьирует в широких пределах (табл. 2).

Указанные элементы никогда не образуют повышенных концентраций совместно (в полном наборе), но объединяются в естественные ассоциации, свойственные тем или другим пегматитовым полям и месторождениям. Нами выявлено шесть таких ассоциаций: 1) TR, Y, U, Ti, Zr, Hf; 2) Li, Be, Ta, Nb, ($\pm$ Sn), B; 3) Be, Ta, Nb, ($\pm$ Sn), B; 4) Ta, Cs, Rb, Li, Be, Nb, ($\pm$ Sn), F, B; 5) F, Li, Be, Ta, Nb, Sn; 6) Y, Nb, TR, Th.

¹ Под степенью концентрации подразумевается частное от деления фактического содержания редкого элемента на его кларк для кислых магматических пород по А.П. Виноградову (1962).

Таблица 2

Степень концентрации редких элементов, фтора и бора в гранитных пегматитах

Порядко- вый номер	Элемент	Кларк в металле (г/т)	Кларк в окисле (г/т)	Максимальная степень кон- центрации
3	Li	40	87	600
4	Be	5,5	15	800
5	B	15	48	200
9	F	800	—	20
21	Sc	3	4,3	
37	Rb	200	220	60
39	Y	34	43	60
40	Zr	200	270	15
41	Nb	20	29	60
50	Sn	3	3,8	1300
55	Cs	5	5,3	4000
58	TR(Ce,La)	160	189	80
73	Ta	3,5	4,3	1200
90	Th	18	20,5	24
92	U	3,5	4,2	40

В пределах каждой ассоциации не все перечисленные элементы образуют промышленные (или близкие к промышленным) концентрации. Поэтому для геохимической типизации пегматитовых полей и месторождений введена количественная характеристика — 20-кратная степень концентрации элемента по сравнению с кларком. Число 20 выбрано в качестве нижнего предела потому, что 20-кратная концентрация в рудах такого важного элемента, как тантал, может представить промышленный интерес, особенно в комплексе с другими редкими элементами, в то время как для других элементов нижний предел промышленных концентраций выше. Уменьшение этой количественной характеристики привело бы к затухиванию различий геохимической специализации гранитных пегматитов разных полей и месторождений, а увеличение до 40 и даже 50 не нарушит предлагаемой классификации, а лишь упростит названия геохимических типов месторождений.

Введение количественной характеристики позволило уточнить предложенную ранее классификацию (Кузьменко, Еськова, 1968) и выделить среди огромного разнообразия редкометалльных гранитных пегматитов шесть геохимических рядов пегматитов или, что то же, шесть геохимических типов полей и месторождений в соответствии с выявленными ассоциациями редких элементов (табл. 3).

В названия геохимических типов введены только те редкие элементы, которые образуют повышенные концентрации в наиболее развитых телах в форме собственных минералов, за исключением олова, которое не введено в названия, поскольку его высокие концентрации известны в пегматитовых месторождениях всех геохимических типов, приуроченных к оловоносным провинциям, за исключением урано-редкоземельного и ниобий-иттриевого. Таким образом, предлагаемые названия геохимических типов редкометалльных пегматитовых полей и месторождений отражают и их редкометалльную геохимическую специализацию (табл. 4).

Исключением является название фтор-литиевого типа, в котором фтор не образует концентрации выше 20. Это сделано для того, чтобы подчеркнуть лепидолитовую специфику типа. В отличие от месторождений других типов они характеризуются более высокими концентрациями фтора.

В большинстве геохимических типов пегматитовых полей представлены как безрудные жильные серии пегматитов фации передового фронта внедрения, так и редкометалльные — фации глубинной дифференциации (Кузьменко, Еськова, 1968). При этом от редкоземельного ряда к фтор-литиевому доля редкометалльных пегматитов (относительно безрудных) в общей массе жильного комплекса закономерно возрастает, а объем жильного комплекса постепенно убывает. Поскольку в

месторождениях и полях каждого геохимического типа пегматиты представлены рядом парагенетических типов жильных тел, они названы нами геохимическими рядами пегматитов (Кузьменко, Еськова, 1968; Кузьменко, 1968; Кузьменко и др., 1971).

В качестве третьего классификационного признака для типизации отдельных пегматитовых тел мы сохраняем минерально-парагенетический (минералогический) принцип (Солодов, 1962, 1971), правомерный для каждого геохимического ряда, дополняя его редкометальной специализацией. В соответствии с этим принципом в пегматитовых полях каждого геохимического типа различают от трех до шести парагенетических типов пегматитовых тел, образующих разнообразные генетически связанные жильные серии. Эволюционная направленность последовательной смены минерального состава пегматитовых тел в жильных сериях во всех рядах одинакова – от существенно олигоклазовых к существенно микроклиновым, микроклин-альбитовым (или микроклин-сподумен-альбитовым) и далее существенно альбитовым, мусковит-альбитовым и лепидолит-альбитовым. Однако степень распространенности различных типов, их минеральный состав и геохимическая специализация различаются, как и характер концентрации отдельных элементов. От редкоземельного ряда к фтор-литиевому пегматитовый процесс смещается в область более низких температур.

Четвертым (дополнительным) классификационным признаком, отражающим геологические условия формирования пегматитовых тел, является степень кристаллизационной дифференциации пегматитового расплава и концентрации редких элементов в процессе формирования пегматитовых тел, зависящая от их форм и размеров и отражающаяся в их текстурах. Этот классификационный признак, положенный К. А. Власовым в основу своей классификации, мы использовали в качестве дополнительного. Согласно этому признаку каждый парагенетический тип пегматитовых тел может быть представлен слабо дифференцированными и полно дифференцированными разностями, кристаллизовавшимися в относительно открытых или относительно замкнутых системах. Характерными признаками, позволяющими распознать различия условий формирования, помимо различной степени дифференциации является обилие минералов, содержащих летучие компоненты (слюд, турмалина, амблигонита, монтебразита, топаза, флюорита и др.), и накопление их в апикальных частях пегматитовых тел при кристаллизации в относительно замкнутых системах. Пегматитовые тела, образовавшиеся в относительно открытых системах, характеризуются помимо слабо проявленной зональности низким содержанием летучих компонентов (Недумов, 1962; Кузьменко, 1963; Слепнев и др.,

Таблица 3

Геохимическая классификация редкометальных пегматитовых полей и месторождений

Формационный класс	Геохимический тип
I. Пегматиты плагиоклаз-микроклиновых гранитов главных интрузивных фаз	1. Редкоземельный (уран-редкоземельный) 2. Литиевый (бериллий-тантал-литиевый, иногда с оловом)
II. Пегматиты существенно калиевых биотитовых и двуслюдяных гранитов главных или дополнительных интрузивных фаз	3. Бериллиевый (тантал-бериллиевый, иногда с оловом) 4. Цезий-танталовый (комплексный бериллий-литий-рубидий-цезий-танталовый с бором и фтором, иногда с оловом)
III. Пегматиты ультракислых гранитов фаз дополнительных – трещинных или межформационных – интрузий	
а) плюмазитовая ветвь дифференциации	5. Фтор-литиевый (фтор-тантал-литиевый с бериллием и оловом)
б) апатитовая ветвь дифференциации	6. Ниобий-иттриевый (иногда с бериллием и торием)

Таблица 4

Генетико-геохимическая классификация редкометалльных гранитных пегматитов

Материнские граниты	Плагноклаз—микроклиновые граниты главных интрузивных фаз		Кислые бедные кальцием (биотитовые или граниты главной или дополнительных интрузивных фаз)	
Геохимические типы полей и местоорождений	Урано—редкоземельный	Бериллий—тантал—литиевый	Тантал—бериллиевый	Бериллий—литиевый—танталовый с бериллом (комплексный металловый)
Безрудные пегматиты — фации передового фронта внедрения интрузий	СУЩЕСТВЕННО ОЛИГОКЛАЗОВЫЙ или мусковит—олигоклазовый безрудный, иногда слюдоносный	-	-	-
	ОЛИГОКЛАЗ—МИКРОКЛИНОВЫЙ с мусковитом безрудный, иногда слюдоносный или керамический	Олигоклаз—микроклиновый с альбитом безрудный, иногда Li	Альбит—олигоклаз—микроклиновый с убогими рудами Be	Микроклин—олигоклазовый безрудный
	Существенно микроклиновый безрудный, керамический	Сподумен—микроклиновый с альбит—олигоклазом Li	Существенно микроклиновый с рудоразборным бериллом	Существенно с мусковитом долитом [Be], Li, Cs, Sn, Ta
Парагенетические типы пегматитовых тел	Редкометалльные пегматиты — фации глубоинной дифференциации интрузий	МИКРОКЛИН—СПОДУМЕН—АЛЬБИТОВЫЙ (+альбит—олигоклаз), реже сподумен—альбитовый Li, Be, иногда Ta, Sn	МИКРОКЛИН—АЛЬБИТОВЫЙ с мусковитом и альбит—олигоклазом [Be], иногда Ta, Sn	МИКРОКЛИН—с мусковитом, петалитом, амфиболом, иногда Sn
		Микроклин—петалит—альбитовый Li, Ta, Be	Микроклин—амазонит—альбитовый с мусковитом [Be], иногда Sn, Ta	МИКРОКЛИН—АЛЬБИТОВЫЙ Ta, Cs, Rb, Li, иногда Sn
		Существенно альбитовый, иногда с мусковитом и сподуменом [Be, Ta], иногда Li, Sn	Существенно альбитовый с мусковитом или мусковит—альбитовый [Be], иногда Ta, Sn	Существенно со сподуменом, лепидолитом [Ta, Be, Li],
				Лепидолит—Ta, Cs, Li,
Примеры регионов	Кольский полуостров, Айдахо, Эвксенинская сопка в ЮАР, Таут-Крик в Колорадо, Комичингонес в Аргентине, Мадагаскар и др.	Сибирь, Забайкалье, Кольский полуостров, Сев. Лулулу в Конго, Сев. Каролина в США, Эуриови в Австралии и др.	Забайкалье, Урал, Казахстан, Кольский полуостров, Лас-Тапиас в Аргентине, Иеллоунайф (Канада) Аризона и др.	Кольский полуостров, Забайкалье, Монгольский Алтай (Ю. Род. Блэк-Хилз (Нью-Гардинг (Нью-Берник—Лейк и др.

Примечания. После наименования типов приведены характерные для них редкие элементы, степень концентрации в промышленных концентрациях в форме собственных минералов; крупным шрифтом показаны наиболее распространенные серии; в полужирном контуре — наиболее минерализованные парагенетические типы пегматитовых тел.

Таблица 4

Генетико-геохимическая классификация редкометалльных гранитных пегматитов

Материнские граниты	Плагноклаз—микроклиновые граниты главных интрузивных фаз		Кислые бедные кальцием биотитовые или двуслюдяные граниты главной или дополнительных интрузивных фаз		Кислые граниты фаз дополнительных трещинных или межформационных интрузий	
					плюмазитового ряда	агпайтового ряда
Геохимические типы полей и месторождений	Урано—редкоземельный	Бериллий—тантал—литиевый	Тантал—бериллиевый	Бериллий—литий—цезий—танталовый с бором и фтором (комплексный редкометалльный)	Фтор—тантал—литиевый	Ниобий—иттриевый
Парагенетические типы пегматитовых тел	СУЩЕСТВЕННО ОЛИГОКЛАЗОВЫЙ или мусковит—олигоклазовый безрудный, иногда слюдоносный	-	-	-	-	-
	ОЛИГОКЛАЗ—МИКРОКЛИНОВЫЙ с мусковитом безрудный, иногда слюдоносный или керамический	Олигоклаз—микроклиновый с альбитом безрудный, иногда Li	Альбит—олигоклаз—микроклиновый с убогими рудами Be	Микроклин—альбит—олигоклазовый безрудный	-	-
	Существенно микроклиновый безрудный, керамический	Сподумен—микроклиновый с альбит—олигоклазом [Li]	Существенно микроклиновый с рудоразборным бериллом	Существенно микроклиновый с мусковитом, реже лепидолитом [Be], иногда Li, Cs, Sn, Ta	-	Существенно микроклин—пертитовый безрудный
Редкометалльные пегматиты — фации глубинной дифференциации интрузий	Микроклин—альбит—олигоклазовый безрудный, иногда с [U, Th]	МИКРОКЛИН—СПОДУМЕН—АЛЬБИТОВЫЙ (+альбит—олигоклаз), реже сподумен—альбитовый [Li, Be], иногда [Ta, Sn]	МИКРОКЛИН—АЛЬБИТОВЫЙ с мусковитом и альбит—олигоклазом [Be], иногда [Ta, Sn]	МИКРОКЛИН—АЛЬБИТОВЫЙ с мусковитом, сподуменом, петалитом, амблигонитом, лепидолитом [Ta, Cs, Li, Rb, Be], иногда Sn	-	АЛЬБИТ—АМАЗОНИТОВЫЙ Nb, Be
		Микроклин—петалит—альбитовый Li, [Ta], Be	Микроклин—амазонит—альбитовый с мусковитом [Be], иногда Sn, Ta	МИКРОКЛИН—СПОДУМЕН—АЛЬБИТОВЫЙ [Ta, Cs, Rb, Li, Be], иногда [Sn]		АЛЬБИТ—МИКРОКЛИНОВЫЙ [Y, Nb]
		Существенно альбитовый, иногда с мусковитом и сподуменом [Be, Ta], иногда Li, Sn	Существенно альбитовый с мусковитом или мусковит—альбитовый [Be], иногда [Ta, Sn]	Существенно альбитовый со сподуменом, мусковитом, лепидолитом [Ta, Be, Li], иногда [Cs], Sn	Существенно альбитовый с микроклином или мусковитом [Ta, Be, Sn]	-
				Лепидолит—альбитовый [Ta, Cs, Li, Be], Sn	ЛЕПИДОЛИТ—АЛЬБИТОВЫЙ [Ta, Be, Sn], Li, Cs	
					Мусковит—альбитовый или мусковит—кварцевый с альбитом Be, Sn	
Примеры регионов	Кольский полуостров, Айдахо, Эвксениновая сопка в ЮАР, Таут-Крик в Колорадо, Комичингонес в Аргентине, Мадагаскар и др.	Сибирь, Забайкалье, Кольский полуостров, Сев. Лулулу в Конго, Сев. Каролина в США, Эуриови в Австралии и др.	Забайкалье, Урал, Казахстан, Кольский полуостров, Лас-Тапиас в Аргентине, Иеллоунайф (Канада) Аризона и др.	Кольский полуостров, Сибирь, Казахстан, ДВК, Монгольский Алтай, Бикита (Ю. Родезия), Блэк-Хилз (Ю. Дакота), Гардинг (Нью-Мехико), Берник-Лейк (Канада) и др.	Средняя Азия	Кольский п-ов, Сомали (Вост. Африка)

Примечания. После наименования типов приведены характерные для них редкие элементы, степень концентрации которых выше 20; в рамках — элементы, образующие промышленные концентрации в форме собственных минералов; крупным шрифтом показаны наиболее распространенные типы в различных генетических жильных сериях; в полужирном контуре — наиболее минерализованные парагенетические типы пегматитовых тел.

Кислые граниты аз	Кислые бедные кальцием биотитовые или двуслюдяные граниты главной или дополнительных интрузивных фаз		Кислые граниты фаз допол- нительных трещинных или межформационных интрузий	
			плюмазитового ряда	агпанитового ряда
Бериллий-тантал-литиевый	Тантал-бериллиевый	Бериллий-литий-цезий-та- нталовый с бором и фто- ром (комплексный редко- металльный)	Фтор-тантал- литиевый	Ниобий-иттриевый
-	-	-	-	-
Олигоклаз-микроклиновый альбитом безрудный, иногда Li	Альбит-олигоклаз-микро- клиновый с убогими ру- дами Be	Микроклин-альбит-олигок- лазовый безрудный	-	-
Сподумен-микроклиновый альбит-олигоклазом [Li]	Существенно микроклиновый с рудоразборным бериллом	Существенно микроклиновый с мусковитом, реже лепи- долитом [Be], иногда Li, Cs, Sn, Ta	-	Существенно микроклин- пертитовый безрудный
МИКРОКЛИН-СПОДУМЕН- АЛЬБИТОВЫЙ (+альбит- олигоклаз), реже споду- мен-альбитовый [Li, Be], иногда [Ta, Sn]	МИКРОКЛИН-АЛЬБИТОВЫЙ с мусковитом и альбит-оли- гоклазом [Be], иногда [Ta], Sn	МИКРОКЛИН-АЛЬБИТОВЫЙ с мусковитом, сподуменом, петалитом, амблигонитом, ле- пидолитом [Ta, Cs, Li, Rb, Be], иногда Sn	-	АЛЬБИТ- АМАЗОНИТОВЫЙ Nb, Be
Микроклин-петалит-аль- битовый [Ta, Be]	Микроклин-амазонит-аль- битовый с мусковитом [Be], иногда Sn, Ta	МИКРОКЛИН-СПОДУМЕН- АЛЬБИТОВЫЙ [Ta, Cs, Rb, Li, Be], иногда [Sn]	-	АЛЬБИТ- МИКРОКЛИНОВЫЙ [Y, Nb]
Существенно альбитовый, иногда с мусковитом и сподуменом [Be, Ta], иногда Li, Sn	Существенно альбитовый с мусковитом или муско- вит-альбитовый [Be], иногда [Ta, Sn]	Существенно альбитовый со сподуменом, мускови- том, лепидолитом [Ta, Be, Li], иногда [Cs], Sn	Существенно аль- битовый с микро- клином или мус- ковитом [Ta, Be, Sn]	-
-	-	Лепидолит-альбитовый [Ta, Cs, Li, Be], Sn	ЛЕПИДОЛИТ- АЛЬБИТОВЫЙ [Ta, Be, Sn], Li, Cs	-
-	-	-	Мусковит-альби- товый или муско- вит-кварцевый с альбитом Be, Sn	-
Сибирь, Забайкалье, Кольский полуостров, Сев. Ангулу в Конго, Сев. Ка- нолина в США, Эуриови в Австралии и др.	Забайкалье, Урал, Казах- стан, Кольский полуостров, Лас-Тапиас в Аргентине, Иеллоунайф (Канада) Аризона и др.	Кольский полуостров, Си- бирь, Казахстан, ДВК, Монгольский Алтай, Би- хита (Ю. Родезия), Блэк-Хилз (Ю. Дакота), Гардинг (Нью-Мехико), Берник-Лейк (Канада) и др.	Средняя Азия	Кольский п-ов, Сомали (Вост. Африка)

Приведены характерные для них редкие элементы, степень концентрации которых выше 20; в рамках — элементы, образующие
форме собственных минералов; крупным шрифтом показаны наиболее распространенные типы в различных генетических жиль-
е — наиболее минерализованные парагенетические типы пегматитовых тел.

Таблица 5

Верхние пределы содержаний главных минералов в пегматитовых жилах различных геохимических рядов (% на объем жилы)

Главные минералы	Геохимический тип пегматитовых месторождений					
	уран-редко-земельный	литие-вый	берил-лиевый	комплекс-ный редко-металльный	фтор-тантал-литиевый	ниобий-иттриевый
Олигоклаз (№ 15–30)	60	35	10	—	—	—
Альбит-олигоклаз (№ 8–15)	20	10	10	7	—	—
Альбит	10	60	50	50	60	40
Микроклин	50	45	50	50	10	10
Амазонит	—	—	25	—	—	30
Кварц	40	40	40	40	70	40
Сподумен	1	30	3	15	5	—
Петалит	—	20	—	5	—	—
Биотит	10	5	—	1	—	—
Мусковит	15	7	25	10	20	—
Лепидолит	—	2	—	15	15	—

1963) и уменьшением содержания последних снизу вверх в апикальных частях (Кузьменко, Еськова, 1968). Кроме того, при отнесении пегматитовых тел к тому или иному типу необходимо учитывать явления ассимиляции, иногда существенно видоизменяющие состав пегматитовых тел.

Выделенные шесть геохимических типов редкометалльных пегматитовых полей и месторождений принципиально различаются не только по редкометалльной специализации, но и по количественным соотношениям главных пегматитообразующих минералов и их сочетаниям. К числу главных относится 11 минералов (табл. 5). Однако они никогда не встречаются в полном наборе в качестве главных пегматитообразующих минералов ни в конкретных пегматитовых телах, ни в генетических жильных сериях различных месторождений, а характеризуют в целом пегматитовый процесс гранитоидных формаций. Изменение количественных соотношений указанных минералов в различных пегматитовых полях и месторождениях определяет специфику их состава и все многообразие свойственных им парагенетических типов жильных тел.

В системе геохимических рядов гранитных пегматитов от редкоземельного ряда к последующим наблюдается уменьшение роли биотита, олигоклаза и альбит-олигоклаза, увеличение (с последующим уменьшением) роли микроклина и сподумена и появление лепидолита в конечных членах цезий-танталового и фтор-литиевого рядов (см. табл. 5). Мусковит же обычно накапливается в верхних членах как безрудных, так и редкометалльных жильных серий пегматитов, в верхних частях конкретных пегматитовых тел, а также в наиболее поздних минеральных комплексах дифференцированных пегматитовых тел.

Та же тенденция изменения минерального состава наблюдается и в пределах жильных серий каждого геохимического типа, и в конкретных отчетливо дифференцированных телах. От более высокотемпературных нижних членов генетических жильных серий к более низкотемпературным верхним членам и от более высокотемпературных существенно олигоклазовых минеральных ассоциаций внешних зон пегматитовых тел к концу процесса пегматитообразования уменьшается основность плагиоклазов, увеличивается, а затем уменьшается роль микроклина или (и) сподумена, увеличивается количество альбита, мусковита и лепидолита. Иными словами, в пегматитовом процессе повторяются те же закономерности дифференциации вещества, которые свойственны процессам формирования интрузивных комплексов гранитоидов. Вышеприведенная классификация и положена в основу типизации пегматитовых полей и месторождений при изложении фактического материала в настоящей монографии.

ПЕГМАТИТЫ СССР

На территории СССР гранитные пегматиты широко распространены в пределах Беломорско-Балтийского и Украинского кристаллических щитов, а также в складчатых областях Кавказа, Урала, Казахстана, Алтая, Средней Азии, Сибири, Забайкалья и Дальнего Востока.

ГЛАВА 1

ПЕГМАТИТЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В восточной части Балтийского кристаллического щита распространены преимущественно наиболее древние породы земной коры — катархейские, архейские и протерозойские. В южной и юго-восточной частях региона развиты также нижнепалеозойские отложения. Кроме того, в центральной части Кольского полуострова сохранились платформенные отложения верхнего девона и карбона, прорванные герцидскими щелочными интрузивами. Наиболее широко распространены образования ранних карелид ($Ar-Pt_1$), принятые А.А. Миндлинной и другими авторами в качестве опорных при структурно-тектоническом районировании. В геологическом строении региона принимают участие четыре структурных яруса:

I. Гранитизированные и чарнокитизированные породы беломорской и нижней толщи кольской метаморфических серий (Ar), слагающие фундамент рассматриваемого региона.

II. Метаморфизованные геосинклинальные граувакко-песчаные, карбонатные и вулканогенные образования — опорный структурный ярус ($Ar-Pt_1$ — гундровая, тикшозерская, гимольская и другие серии).

III. Кварцито-диабазовые толщи (Pt_2), выполняющие пологие синклинали (сегозерская, онежская и другие серии).

IV. Континентальные осадочно-вулканогенные формации (Pt_3 — иотнийская серия).

Архейский фундамент представлен складчатой системой саамид-беломорид, в которой выделяются перемежающиеся антиклинорные (блоки) и синклинорные зоны, оси которых вытянуты в северо-западном направлении.

Породы архейского фундамента глубоко метаморфизованы и подразделяются на три формации. Выделяются нижняя терригенная, средняя терригенно-карбонатно-вулканогенная и верхняя терригенная формации. В глубоко метаморфизованных толщах вулканогенноосадочного происхождения локализуются различные типы пегматитов среди которых встречаются и редкометалльные. Неоднократный региональный метаморфизм, явления магматического замещения и гранитизации существенно видоизменили, а в некоторых случаях почти полностью уничтожили первичные структуры вмещающих пегматиты пород.

Структуры ранних карелид ($ArPt_1-Pt_1$) второго яруса представлены синклинорными зонами, прогибами, миогеосинклиналями, мульдами и впадинами, заполненными в различной степени метаморфизованными образованиями, в которых форми-

ровались мульды поздних карелид (Pt_2). В верхнепротерозойское время возникали впадины иотнийской платформы (Pt_3) и миогеосинклинали ($Pt_3 Pz_1$).

В восточной части Балтийского щита широко распространены дизъюнктивные нарушения различных масштабов, возраста и глубины заложения. Вдоль них нередко наблюдаются смещения отдельных блоков пород. Наиболее крупными являются глубинные разломы, рассекающие земную кору до базальтового слоя, которые разделяют восточную часть Балтийского щита на три крупных блока. Наряду с этим развиты менее глубинные разломы северо-западного, северо-восточного и широтного простираний (Перевозчикова, Синицын, 1971).

Гранитные пегматиты в пределах региона развиты чрезвычайно широко и являются производными гранитоидов пяти формаций: мигматитов амфиболитовой формации и связанных с ними анатектитов, гранитных батолитов, рапакиви, щелочных гранитов и субвулканических гранитов. Пегматиты формаций рапакиви и субвулканических гранитов безрудные и пользуются сравнительно ограниченным распространением. Ультраметаморфогенные пегматиты формации мигматитов и анатектитов также характеризуются бедной редкометальной минерализацией. Поэтому главное внимание уделяем рассмотрению магматогенных пегматитов, являющихся производными гетерогенных по составу формаций гранитных батолитов и щелочных гранитов, содержащих повышенные концентрации некоторых редких элементов.

К настоящему времени с различной степенью детальности изучено свыше 40 пегматитовых полей, размещение которых контролируется синклинорными структурами. Среди них резко преобладают безрудные, керамические и слюдоносные пегматиты с убогой редкометальной минерализацией. Редкометальный пояс пегматитов формации гранитных батолитов контролируется синклинорной зоной, сложенной преимущественно метаморфизованными осадочными и вулканическими образованиями. К нему кулисообразно примыкает зона распространения щелочных гранитов и связанных с ними пегматитов, несущих ниобий-иттрий-редкоземельную акцессорную минерализацию. Пегматиты каждой структурной зоны неоднородны по составу и их геологическое положение характеризуется рядом специфических особенностей.

В составе ультраметаморфогенной формации мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов целесообразно выделить две субформации: 1) мигматитов и гранито-гнейсов и 2) гнейсо-гранитов и анатектитов. Пегматиты субформации мигматитов и гранито-гнейсов по петрохимическим особенностям являются высококальциевыми ($Na:Ca=3-5,5$), а по промышленному значению — слюдоносными и керамическими. По соотношению главных породообразующих минералов среди них выделяются следующие главные парагенетические типы: олигоклазовый с биотитом, мусковит-олигоклазовый с микроклином, микроклино-олигоклазовый и олигоклаз-микроклиновый. Пегматиты мусковит-олигоклазового и олигоклаз-микроклинового типов иногда содержат цирконий-уран-редкоземельную акцессорную минерализацию, представленную ортитом, монацитом, циртолитом, уранинитом, карбураном. Редко встречается берилл. Существенно олигоклазовые пегматиты практически не содержат редкометальных минералов.

По данным Д.А. Минеева, описываемые пегматиты формации мигматитов отличаются очень низким средним содержанием редких элементов (%): Li 0,00016; Rb 0,011; Cs 0,002; ΣTR 0,01; ZrO_2 0,006; Nb_2O_5 0,01; Ta_2O_5 0,003. Степень их концентрации по сравнению с кларком составляет соответственно: Li 0,04; Rb 0,5; Cs 4,0; ΣTR 0,5; ZrO_2 0,3; Nb_2O_5 0,5; Ta_2O_5 7,0.

Пегматиты субформации гнейсо-гранитов и анатектитов по петрохимическим особенностям являются среднекальциевыми ($Na:Ca \sim 6-8$) и характеризуются распространением альбит-олигоклаза. Они являются источником керамического сырья и низкокачественной технической слюды, слабо обогащенной редкими щелочами. Типичными акцессорными минералами являются минералы TR, Y, Zr, Ti, Nb, Ta, Mo, реже Be и Li. Кроме того, наблюдаются повышенные концентрации некоторых редких элементов в микроклине, слюдах, турмалине (Rb, Cs), гранате, апатите и флюорите (TR). Характеризуются наибольшим разнообразием минералов редких элементов, при их низких содержаниях (Калита, 1965, 1969; Рудовская, 1962).

Таблица 6

Химический состав гранитоидов различных формаций (%)

Компоненты	Формация								
	ультраметаморфогенная			гранитных боталитов				щелочных гранитов	
	1 (4) *	2 (7)	3 (2)	4 (4)	5 (6)	6 (1)	7 (4)	8 (5)	9 (25)
SiO ₂	70,25	66,00	70,45	71,91	73,00	73,66	72,10	73,00	74,34
TiO ₂	0,25	0,57	0,10	0,21	0,22	сл	0,24	0,04	0,40
Al ₂ O ₃	15,38	17,50	15,00	14,76	14,10	14,50	14,30	14,90	11,01
Fe ₂ O ₃	0,90	1,02	2,00	1,29	1,16	0,65	2,18	0,77	3,00
FeO	1,86	3,78	0,91	1,60	1,26	0,50	0,55	0,73	1,58
MnO	—	0,02	0,14	0,02	0,03	Не обн.	сл	0,21	0,12
MgO	1,35	2,77	0,82	0,62	0,61	0,20	0,56	0,38	0,47
CaO	3,21	2,45	2,19	1,60	1,65	0,50	1,98	1,04	0,74
Na ₂ O	4,05	2,84	3,45	3,34	3,34	4,06	3,68	3,94	3,28
K ₂ O	1,57	1,83	4,47	4,22	4,22	5,24	4,05	5,20	4,94
P ₂ O ₅	0,03	0,03	Не обн.	0,01	0,05	—	0,08	0,02	—
SO ₃	0,05	0,02	То же	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,37	0,26	0,14	0,06	0,06	0,04	0,12	0,08	—
H ₂ O ⁻				0,17	0,13	—	0,34	0,29	—
F	0,27	0,14	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	0,32	0,27	0,38	0,50	—	—	—
Прочие	0,25	0,51	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,79	99,74	99,99	100,08	100,21	99,85	100,18	100,60	99,88

1 — гранито-гнейсы биотит-плагноклазовые; 2 — то же, с гранатом, ставролитом, кианитом; 3 — то же, плагноклаз-микроклиновые; 4 — гнейсо-граниты плагноклаз-микроклиновые; 5 — то же, микроклиновые; 6 — граниты аплитовидные; 7 — то же, альбит-олигоклаз-микроклиновые; 8 — то же, жильные субщелочные микроклиновые; 9 — то же, щелочные.

* Здесь и далее в таблицах в скобках указано количество анализов.

По соотношениям главных минералов выделяют следующие парагенетические типы жил: 1) альбит-олигоклаз-микроклиновый с биотитом и акцессорными монацитом, ксенотимом, циртолитом, иттриевыми титан-тантал-ниобатами; 2) альбит-олигоклаз-микроклиновый с мусковитом и той же редкометальной минерализацией (реже встречаются берилл, сподумен и кукент); 3) микроклин-альбит-беломоритовый с мусковитом и такой же, как в предыдущих типах редкометальной минерализацией; 4) альбит-беломорит-микроклин-амазонитовый с флюоритом и акцессорными — монацитом, танталит-колумбитом, бериллом, лепидолитом и др.; 5) альбит-олигоклаз-микроклиновый с акцессорными бериллом, хризобериллом, колумбитом и др.; 6) микроклин-альбит-олигоклазовый с мусковитом и акцессорной цирконий-уран-редкоземельной минерализацией, танталитом, тапиолитом, джалмаитом, микролитом.

С этими пегматитами связана первая находка тапиолита в СССР, установлены проявления акцессорной танталовой минерализации, представленной танталитом, микролитом, джалмаитом (Рудовская, 1962), иттриевыми Ti-Ta-ниобатами, литиевыми и бериллиевыми минералами (Калита, 1965). Пегматиты характеризуются довольно крупными размерами (простираение 200–300 м, мощность 20–60 м). Форма тел штокообразная и жиллообразная с раздувами. Хорошо выражена дифференциация с образованием полизональных тел, в строении которых принимают участие от четырех до семи зон (Калита, 1965).

По практической значимости пегматиты этой субформации существенно отличаются от высококальциевых пегматитов субформации мигматитов. В отношении электротехнической слюды они менее перспективны. Последняя характерна для микроклин-альбит-беломоритового и микроклин-альбит-олигоклазового (с танта-

ловой минерализацией) типов пегматитовых тел. В целом слюды из этих пегматитов характеризуются более высокими (на порядок) концентрациями редких щелочей, чем высококальциевые пегматиты. Нередко крупнопластинчатый мусковит содержит 0,23% Li, около 0,5% Rb и 0,07% Cs. Кроме повышенных содержаний в слюдах редких элементов рассматриваемые пегматиты отличаются большим разнообразием редкометалльных минералов, которые обеспечивают повышенные концентрации (по сравнению с кларком) ряда редких элементов: Y 4; TR до 10; Ta 15; Nb до 7. Большинство из перечисленных выше типов пегматитов являются месторождениями поделочных камней — беломорита, амазонита, граната, реже цветных турмалинов и розового кварца.

В пределах описываемого региона наибольший интерес представляют редкометалльные пегматиты — производные лейкократовых альбит-олигоклаз-микроклиновых гранитов, являющихся поздними дифференциатами формации гранитных батолитов (табл. 6). Они образуют пегматитовые поля бериллиевого, литиевого и комплексного — Be—Li—Rb—цезий-танталового геохимических типов.

Поля литиевого и комплексного типов приурочены к тектоническим складчатым зонам северо-западного простирания, сложенным метаморфическими породами ранних карелид с широким развитием вулканогенных формаций. Пегматитовый пояс контролируется мощными тектоническими зонами разломов преимущественно северо-западного направления, приуроченными главным образом к границам складчатой зоны с крупными гранитными батолитами.

Формация гранитных батолитов имеет неоднородный состав. Она сложена в основном олигоклазовыми, олигоклаз-микроклиновыми и существенно микроклиновыми гнейсо-гранитами с подчиненным развитием амфиболовых гнейсо-гранодиоритов, аплитовидных и пегматоидных альбит-олигоклаз-микроклиновых гранитов. Последние обогащены турмалином.

В гнейсо-гранитах и гранитах установлено присутствие акцессорного сподумена: в олигоклазовых гнейсо-гранитах 1—13 г/т, в олигоклаз-микроклиновых гранитах 47 г/т, в альбит-олигоклаз-микроклиновых гранитах с турмалином 7 г/т. В последних имеются также колумбит-танталит (26—49 г/т) и хризоберилл (11 г/т). От пегматоидных турмалиносодержащих гранитов во вмещающие породы отходят апофизы, переходящие в пегматитовые жилы с тантало-ниобиевой и бериллиевой минерализацией, что указывает на их генетическое родство.

ПЕГМАТИТОВЫЕ ПОЛЯ БЕРИЛЛИЕВОГО ТИПА

Эти пегматитовые поля приурочены к областям распространения ранних карелид, сложенных вулканогенными и осадочными метаморфизованными формациями. Они контролируются зонами разломов и купольными структурами с выходами существенно микроклиновых гранитов. Пегматитовые тела имеют неправильную форму с раздувами, пережимами и апофизами и несут убогую танталбериллиевую минерализацию. Элементы залегания непостоянны. В участках согласного залегания со сланцеватостью вмещающих пород они падают на юго-запад под углами 50—70°, в участках несогласного залегания жилы выполаживаются до 15—20°, реже до горизонтального положения. В целом для жил характерно ступенеобразное падение с преобладанием пологозалегających участков.

В пределах пегматитовых полей различают два парагенетических типа жил: 1) существенно микроклин-пертитовые безрудные или слабо рудоносные и 2) альбит-микроклин-пертитовые с акцессорным бериллом.

Химический состав пегматитовых тел по данным А. И. Иванова (среднее из четырех анализов), следующий (%): для первого типа — K₂O 7,92; Na₂O 3,71; CaO 0,66; Fe₂O₃ 0,25; Al₂O₃ 16,23; SiO₂ 71,41; сумма 100,18; для второго типа — K₂O 4,70; Na₂O 5,87; CaO 0,84; Fe₂O₃ 0,39; Al₂O₃ 16,57; SiO₂ 71,82; сумма 100,19.

Внутреннее строение альбит-микроклин-пертитовых пегматитовых тел характеризуется отчетливой зональностью. От всячего к лежащему боку сменяются следующие зоны: 1) кварц-мусковитовая; 2) альбит-микроклин-пертитовая мелкоблоковая; 3) существенно микроклин-пертитовая крупноблоковая; 4) мелкозернистая кварц-альбитовая с бериллом; 5) существенно микроклин-пертитовая круп-

ноблоковая; 6) альбит-кварцевая полосчатая почти без берилла, сменяющаяся по простиранию и падению жил кварц-альбитовой и существенно альбитовой полосчатыми зонами.

Количественные соотношения главных минералов (%): альбит 25–30, микроклин-пертит 30–40, кварц 20–30. Нередко встречается мусковит (2–5%). Второстепенные минералы: черный турмалин, апатит, гранат. Редкометаллическая акцессорная минерализация представлена в основном бериллом и тантало-колумбитом, реже встречается уранинит.

Микроклин-пертит образует крупные блоки кремового цвета, нередко альбитизированные, промежутки между которыми выполнены кварцем. Иногда встречаются ярко-зеленые выделения амазонита неправильной формы размером 3–4 см в поперечнике, приуроченные к крупнопластинчатому альбиту.

Альбит представлен таблитчатой, тонкозернистой и сахаровидной разновидностями белого цвета. Наиболее широко распространен сахаровидный и крупнотаблитчатый альбит.

Образования кварца имеют различные размеры — от мелких зерен в периферических зонах до блоковых обособлений в центральных частях жил.

Мусковит зеленоватого цвета образует кристаллы размером до нескольких сантиметров в поперечнике, а также мелкие чешуйки, группирующиеся в маломощные полосы в кварц-альбитовых зонах. Крупные кристаллы приурочены к висячим бокам пегматитовых тел. Мусковит трещиноватый, низкого качества.

Черный турмалин представлен мелкими игольчатыми и более крупными призматическими кристаллами длиной до 25 см, нередко конусовидной формы. Тесно ассоциирует с альбитом, апатитом, иногда уранинитом.

Акцессорный уранинит редко образует выделения черного цвета округлой формы размером до 3 см в диаметре, находящиеся в ассоциации с альбитом, апатитом и турмалином. По ураниниту развиваются гуммит и другие минералы.

Берилл — один из наиболее широко распространенных акцессорных минералов. Он образует призматические гексагональные кристаллы и выделения неправильной формы, светло-зеленого цвета. Преобладают кристаллы размером 3–10 см, редко до 30 см по длинной оси. Он находится в тесной парагенетической ассоциации с альбитом, мусковитом и блоковым кварц-микроклиновым комплексом. Наиболее часто кристаллы берилла приурочены к границам кварц-микроклиновой блоковой зоны с кварц-альбитовыми полосчатыми зонами.

Бериллоносные альбит-кварцевые и кварц-альбитовые зоны в пределах пегматитовых тел занимают в основном осевое положение. Зоны сложены мелко- или среднезернистой породой темно-серого цвета, состоящей из гранулированного сливного кварца, сахаровидного, реже пластинчатого альбита и подчиненного количества мусковита, шерла и граната. Текстура породы меняется от массивной до полосчатой, что обусловлено чередованием кварцевых и альбитовых полос. Акцессорные минералы — берилл, мусковит, апатит, колумбит, уранинит, гуммит. Берилл часто локализуется в виде цепочечных скоплений, ориентированных по простиранию или падению жилы, реже образует гнезда. Размеры кристаллов 2–7 см в поперечнике, реже до 10–15 см. Отмечается повышение концентрации берилла у висячего бока зоны, в то время как в нижней ее части больше мусковита, граната и турмалина.

Кроме кварц-альбитовых зон берилл иногда образует гнезда вдоль границ периферических аплитовидных зон с блоковыми и кварц-микроклин-пертитовыми зонами осевых частей жил. В этих гнездах берилл представлен кристаллами длиной до 40–50 см и до 10–15 см в поперечном сечении, редко до 30–50 см. Содержание BeO в берилле составляет 6–13%. Встречаются обособления колумбита до 2–3 кг, реже уранинит (гуммит) и сподумен. Выделения уранинита достигают 1–3 см в поперечнике, а кристаллы сподумена — 2–5 см по длинной оси.

Распределение редких элементов в рассматриваемых пегматитах изучено недостаточно полно. Содержание их в жилах (%): BeO 0,01–0,1 (70)*; Li_2O 0,03 (3–4); Nb_2O_5 0,01 (3–4); Ta_2O_5 0,005–0,009 (до 20). Практический интерес представляет керамическое сырье.

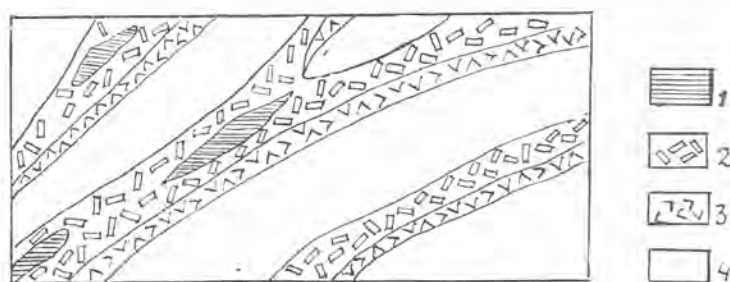
* В скобках — степень концентрации по отношению к кларку.

ПЕГМАТИТОВЫЕ ПОЛЯ ЛИТИЕВОГО ТИПА

Пегматитовые поля представлены преимущественно жильными сериями пегматитов микроклин-сподумен-кварц-альбитового состава, залегающими в габбро-анортозитах. Жилы имеют сложную форму с раздувами, пережимами и апофизами.

Средний минеральный состав их обычный для пегматитов этого парагенетического типа. Среди аксессуарных минераллов наиболее распространены: апатит, спессартин, колумбит, литиофиллит, берилл, турмалин. Значительно реже встречаются танталит, уранинит, циртолит, топаз, петалит, фосфаты марганца и железа, пирит, молибденит, сфалерит. Вторичные минералы: гуммит, кальцит, сиклерит, пурпурит, лимонит и др.

Пегматитовые тела характеризуются слабо выраженным зональным строением и относительным постоянством состава по простиранию. Вкрест простирания жил иногда проявлена зональность, заключающаяся в укрупнении кристаллов сподумена по направлению от зальбандов к осевым частям жил, где их длина достигает 1,8–2 м. В наиболее мощных жилах наблюдается отчетливое зональное строение. Непосредственно у контакта развита реакционная оторочка, состоящая из роговой обманки и биотита. Затем следует краевая тонкозернистая кварц-полевошпатовая зона, обогащенная биотитом.



Фиг. 1. Геологический разрез пегматитовых жил с Be-Ta-литиевой специализацией

1–3 – зоны: 1 – блокового микроклина, 2 – сподумен-микроклин-альбит-кварцевая, 3 – кварц-альбитовая; 4 – амфиболиты

Следующая внешняя зона аплитовой структуры сложена кварц-альбитовым агрегатом с гранатом. Отношение кварца к альбиту около 1:2,5. Иногда эта зона имеет порфиробластическую структуру из-за присутствия более крупных зерен серого или темно-серого кварца в мелкозернистом агрегате альбита № 5–10. Характеризуемая зона всегда развита в зальбандах жил или окаймляет ксенолиты вмещающих пород. Она распространена преимущественно в пологопадающих жилах и приурочена обычно к лежащим бокам (фиг. 1). Как правило, эти зоны выдержаны по простиранию и прослеживаются до выклинивания пегматитовых тел.

Внутренняя зона сподумен-микроклин-альбит-кварцевого состава составляет 70–80% объема пегматитовых тел. В пологопадающих жилах она несколько смещена к висячим бокам, а в крутопадающих занимает осевое положение. Распределение альбита, кварца и микроклина очень неравномерное, что обуславливает преобладание в одних участках сподумен-кварцевого, в других – сподумен-альбитового, в третьих – микроклин-кварцевого минеральных комплексов. Кроме главных породообразующих минералов присутствуют мусковит (2–4%), турмалин, гранат и апатит. Аксессуарные минералы: литиофиллит, берилл, тантало-колумбит, касситерит и др. встречаются в весьма ограниченных количествах. Содержание элементов примесей в этой зоне, по данным Е.А. Гедовиус, следующее (%): MnO 0,11; TiO₂ 0,22; P₂O₅ 0,08; Cu 0,015; BeO 0,014; Ta₂O₅ 0,006; Nb₂O₅ 0,010;

Cs_2O 0,01; S следы; As следы; ΣTR следы; п.п.п. 0,42. Степень концентрации редких элементов составляет: $\text{Li}_2\text{O} > 20$; Nb_2O_5 3; Ta_2O_5 14; BeO 9,3.

Микроклин в этой зоне распределен неравномерно. Он встречается в виде мелких реликтов и крупных обособлений (до 1–2 м в поперечнике) в сподумен-микроклин-альбит-кварцевом комплексе. Общее количество его составляет 10–12%. Кварц представлен мелко-, средне- и крупнозернистой морфологическими разностями. Размер его выделений закономерно увеличивается от периферических к центральным частям зоны. Альбит представлен главным образом среднетаблитчатой разностью, причем размеры его кристаллов также увеличиваются по направлению к осевым частям жил, где он образует крупные мономинеральные гнезда с реликтами микроклина. Помимо пластинчатого альбита в этой зоне наблюдаются гнезда сахаровидного альбита, окаймленные оторочками мелкокристаллического шерла. В виде более редкой вкрапленности шерл встречается также внутри гнезд сахаровидного альбита. В ассоциации с ним находятся кристаллы голубоватого манганопатита, розового граната и тонкие пластинки тантало-ниобатов.

Кристаллы сподумена обладают серовато-зеленоватой или молочно-белой окраской и в ряде случаев превращены в глинистую массу, представленную монтмориллонитом.

Центральные зоны сложены блоками микроклина в осевых частях жил с кварцевыми ядрами. Блоковый микроклин либо окаймляет кварцевые ядра в виде непрерывного пояса, либо развит с одной их стороны. Нередко он замещен среднетаблитчатым альбитом, который обычно развивается по контакту блоков микроклина с кварцевыми ядрами. К участкам альбитизации приурочены редкие кристаллы сподумена, берилла и тантал-ниобатов. Гнезда кварц-альбит-мусковитового комплекса размером свыше 1 м в поперечнике также приурочены к границе кварцевых ядер с блоками микроклина. Они имеют непостоянный состав и отличаются максимально высокими концентрациями тантало-ниобатов.

Особенностью пегматитовых тел рассматриваемого типа является выдержанность зон по простирацию и отсутствие больших раздувов, которые так характерны для других типов. Анализируя особенности зональности, нетрудно убедиться, что наиболее летучие составные части пегматитового расплава (в том числе и содержания калия) стремились обособиться в апикальных частях или у висячих боков пегматитовых жил, чем, по-видимому, и объясняется их асимметричная зональность (Кузьменко, 1963; Солодов, 1971) и отсутствие микроклиновых зон у лежащих боков пегматитовых тел. Это подтверждается и миграцией калия и лития во вмещающие породы висячего бока, которые нередко интенсивно биотитизированы и гольмквиститизированы (Калита, 1959).

По химическому составу микроклин-сподумен-альбитовые пегматиты наиболее близки к аплитовым гранитам формации гранитных батолитов (см. табл. 6), но отличаются от них более высоким содержанием глинозема, кальция и более низким калия, окисного железа и воды. Для них свойственно резкое преобладание натрия над калием, за исключением внутренней кварц-микроклиновой зоны. Количество кремнезема, закисного железа, магния и марганца соответствует гранитному. Содержание щелочей и редких элементов в них варьирует в широких пределах (табл. 7).

Периферическая кварц-альбитовая зона отличается самыми низкими содержаниями редких щелочей, что, вероятно, объясняется миграцией их во вмещающие породы. В этой зоне присутствуют мелкокрапленный берилл и тантало-колумбит, обуславливающие повышенные содержания тантала, ниобия и бериллия. В следующей сподумен-микроклин-альбит-кварцевой зоне — максимальное количество лития за счет сподумена и пониженные концентрации тантала, ниобия и бериллия. Максимальная концентрация рубидия и цезия свойственна кварц-микроклиновой блоковой зоне, что обусловлено изоморфизмом их с калием.

В рассматриваемых пегматитах количество микроклина с глубиной уменьшается вплоть до полного исчезновения. В соответствии с этим постепенно уменьшается содержание калия. Содержание лития в основной жильной зоне по падению тел изменяется по-разному: то наблюдается обратная корреляция с калием, то она

Таблица 7

Содержание щелочей и редких элементов в различных зонах пегматитовых жил микроклин-сподумен-альбитового типа (%)

Зона	Na ₂ O	K ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	BeO	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅
Кварц-альбитовая	7,92	0,58	0,014	0,0015	0,013	0,0062	0,0135
Сподумен-микроклин-альбит-кварцевая	2,30	1,84	0,122	0,005	0,010	0,0034	0,0088
Кварц-микрорклиновая (блоковая)	3,76	5,95	0,405	0,014	0,007	0,0046	0,0093

отсутствует. В изменении содержаний рубидия, цезия, тантала, ниобия и бериллия с глубиной строго выдержанной закономерности не установлено.

Содержание редких элементов в жильных сериях данного типа (%): BeO 0,02–0,04; Ta₂O₅ 0,004–0,01; Nb₂O₅ 0,007–0,011. Соответственно средняя степень концентрации этих элементов (по отношению к кларкам для кислых пород) составит: BeO 10–30; Li₂O более 20; Ta₂O₅ 9–23; Nb₂O₅ 2–4. Степень концентрации рубидия и цезия, судя по отдельным определениям (см. табл. 7), составит: Rb₂O 0,5–20, CsO 3–28. Таким образом, редкометальная специализация пегматитов этого типа является бериллий-тантал-литиевой. Однако увеличение степени концентрации цезия в отдельных пробах выше 20 свидетельствует о необходимости изучения их и в отношении цезия.

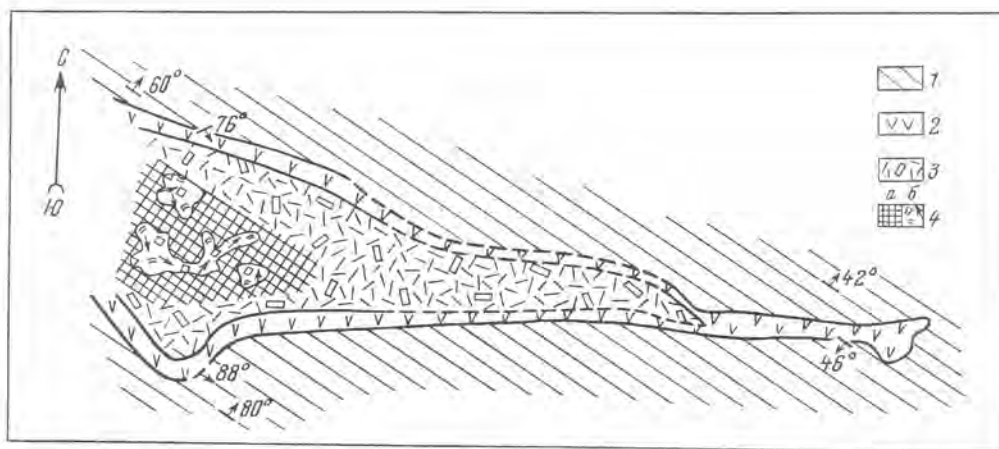
ПЕГМАТИТОВЫЕ ПОЛЯ КОМПЛЕКСНОГО ТИПА

Пегматитовые поля этого типа — самые уникальные, поскольку характеризуются весьма разнообразной комплексной редкометальной минерализацией. В них встречаются такие дефицитные редкометальные минералы, как поллуцит, танталит, микролит, симпсонит и др. Пегматитовые проявления обычно представлены одиночными жилами или жильными сериями. Форма тел неправильная с раздувами, пережимами и апофизами. Мощность их непостоянная — в раздувах до первых десятков метров, в пережимах — десяти сантиметров.

В пределах описываемого пегматитового поля известны только пегматитовые тела сподумен-микроклин-альбитового, микроклин-альбитового со сподуменом и существенно альбитового парагенетических типов. Они также залегают в расщелинах амфиболитах, но в отличие от жильных серий литиевого типа контролируются более пологопадающими трещинами. Жильные серии иногда представлены жилами различных размеров, локализованными на небольших площадях. Жилы выполняют трещины преимущественно северо-западного, реже субширотного простирания. Апофизы в ряде случаев приурочены к трещинам северо-восточного направления. Мощность жил увеличивается и морфология усложняется, если они выполняют несколько систем трещин различных направлений. Контакты интрузивные неровные.

В раздувах большинства пегматитовых жил наблюдается отчетливо выраженное симметричное или асимметричное зональное строение. В симметричных жилах от альбандов к осевым частям следуют три-четыре зоны (фиг. 2): 1) кварц-альбит-олигоклаз-микроклин-пертитовая с шерлом; 2) сподумен-кварц-альбитовая; 3) зона блокового микроклин-пертита с гнездами альбит-клевеландит-кварцевого состава, содержащими поллуцит, лепидолит, берилл, розовый и полихромный турмалин.

В других случаях строение раздувов жил асимметричное (фиг. 3). Со стороны лежачего бока непосредственно за маломощной приконтактной кварц-альбит-



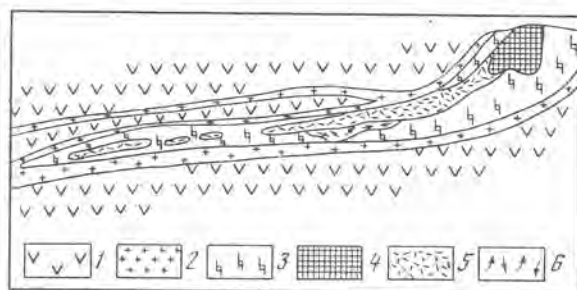
Фиг. 2. План пегматитовой жилы с комплексной редкометальной минерализацией

1 – амфиболиты; 2–4 – зоны: 2 – кварц-альбит-олигоклаз-микроклин-пертитовая, 3 – сподумен-кварц-альбитовая, 4 – блокового микроклин-пертита; а – с альбит-клевеландит-кварцевыми гнездами, содержащими поллуцит и лепидолит (б)

олигоклаз-микроклин-пертитовой зоной следует довольно мощная кварц-альбит-микроклин-пертитовая зона неяснографической структуры. Со стороны висячего бока мощность этой зоны уменьшается в 2–3 раза. Сподумен-кварц-альбитовая зона смещена в сторону висячего бока. Под этой зоной развиты гнезда мелкопластинчатого альбита. Кварц-микроклин-пертитовая зона с гнездами мелкопластинчатого альбита и сподумен-альбит-кварцевого комплекса развита только в наиболее мощных частях раздувов.

Одиночные наиболее крупные пегматитовые тела характеризуются значительно меньшим развитием внешних кварц-полевошпатовых безрудных зон. Пережимы в них в ряде случаев сложены в основном сподумен-кварц-альбитовым комплексом. Во внутреннем строении раздувов принимают участие до пяти зон (табл. 8). На контактах с вмещающими рассланцованными амфиболитами как у висячих, так и у лежащих боков наблюдаются оторочки шерла мощностью 0,2–1 см, от которых внутрь пегматитовых тел отходят кристаллы шерла, ориентированные почти перпендикулярно к контактам.

1. Непосредственно к шерловым оторочкам примыкают внешние безрудные зоны кварц-альбит-олигоклазового состава (см. табл. 8), обычно полностью оконтуривающие пегматитовые тела. Они сложены в основном белым альбит-олигоклазом



Фиг. 3. Геологический разрез пегматитовой жилы с комплексной редкометальной минерализацией

1 – амфиболиты; 2–6 – зоны: 2 – неравномернозернистая кварц-альбит-олигоклаз-микроклиновая, 3 – неяснографическая кварц-альбит-микроклиновая, 4 – блоковая кварц-микроклиновая, 5 – сподумен-кварц-альбитовая, б – мелкопластинчатого альбита

Таблица 8

Зональность и минеральный состав раздувов пегматитовых тел сподумен-микроклин-альбитового и микроклин-альбитового типов

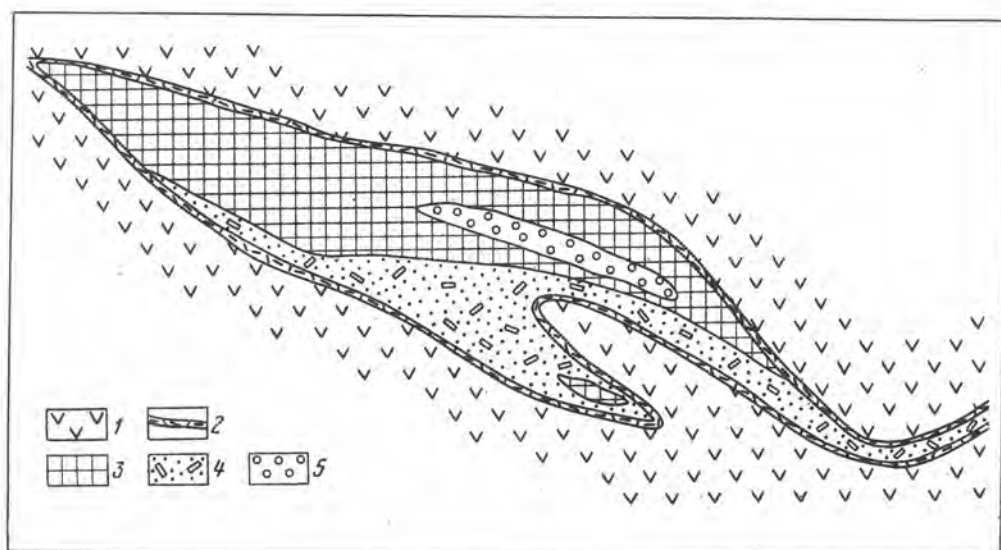
Зона	Структура зоны	Главные минералы	Второстепенные и акцессорные минералы
Кварц-альбит-олигоклазовая	От мелко- до среднезернистой	Альбит-олигоклаз № 10–12 кварц	Мусковит, шерл, Mn-апатит
Альбит-микроклин-пертитовая	Блоковая	Микроклин-пертит альбит № 3–7 кварц 3–5%	Сподумен I, темно-зеленый турмалин, берилл, манганотанталит
Сподумен-кварц-альбитовая	От средне- до грубозернистой	Альбит № 3–7 кварц сподумен I микроклин (реликты)	Мусковит, темно-зеленый турмалин, монтебразит, манганотанталит, берилл
Поллуцит-клевеландит-кварцевая с лепидолитом	Грубозернистая, преобладают минералы с размерами 3–3,5 см и более	Кварц клевеландит сподумен II поллуцит лепидолит	Монтебразит, берилл, розовый, полихромный, белый турмалин, танталит, симпсонит, микролит, реликты микроклина и др.
Сахаровидного альбита	Мелкозернистая	Сахаровидный альбит № 0–3	Кварц, светло-зеленый турмалин

(№ 10–12) с подчиненным количеством ксеноморфного серого кварца. Размер минеральных обособлений до 3 см. Крупные кристаллы шерла ориентированы почти перпендикулярно к контактам. Вдали от контактов они обладают конусообразной формой и ориентированы в различных направлениях.

2. Промежуточные зоны блокового микроклин-пертита с гнездами альбита являются прерывистыми и составляют значительную часть пегматитовых тел. В большинстве случаев они находятся непосредственно за внешними кварц-альбит-олигоклазовыми зонами и представлены крупными линзами неправильной формы мощностью местами до 8–10 м. Размер блоков 1–5 м. В мощных раздувах пологопадающих пегматитовых тел эти зоны несколько смещены к висячим бокам (фиг. 4).

3. Внутренние сподумен-кварц-альбитовые зоны широко распространены. В большинстве случаев они залегают ниже зон блокового микроклин-пертита. Кроме того, этот минеральный комплекс развит в виде прожилков и гнезд неправильной формы в блоковом микроклин-пертите. Эти зоны сложены преимущественно белым среднезернистым альбитом, серым кварцем и сподуменом со сравнительно небольшим количеством мусковита и реликтами микроклин-пертита, имеющими форму вытянутых блоков мощностью 3–4 м (см. табл. 8). Альбит наблюдается как в виде участков неправильной формы, состоящих из лейст, ориентированных в различных направлениях, так и прожилков в кварце. Сподумен образует крупные идиоморфные кристаллы белого цвета, иногда корродированные кварцем, альбитом и другими минералами. Содержание сподумена в ней достаточно выдержанное. От сподумен-кварц-альбитовой зоны к следующей поллуцит-клевеландит-кварцевой отмечаются постепенные переходы, которые хорошо фиксируются по появлению лепидолита, клевеландита, поллуцита, бледно-розового сподумена, полихромного и розового турмалина.

4. Центральная поллуцит-клевеландит-кварцевая зона значительно менее развита по сравнению с двумя предыдущими. Она представлена прерывистыми обособлениями неправильной формы, местами достигающими нескольких метров и приуроченными к осевым частям жил, а в пологопадающих телах — к границе блокового



Фиг. 4. Продольный разрез раздува пегматитовой жилы

1 — амфиболиты; 2–5 — зоны: 2 — кварц-альбит-олигоклазовая, 3 — блокового микроклин-пертита; 4 — сподумен-кварц-альбитовая, 5 — поллуцит-клевеландит-кварцевая с лепидолитом

микроклин-пертита со сподумен-кварц-альбитовой зоной. Мелкие гнезда этого же состава встречаются также в пределах указанных зон, реже на границе сподумен-кварц-альбитового комплекса с приконтактной кварц-альбит-олигоклазовой зоной в висячих боках жил. Рассматриваемая зона отличается от предыдущих разнообразием минералов и грубозернистой структурой. Размер минеральных обособлений в ней 3–5 см.

Основной объем зоны составляют кварц и клевеландит. В подчиненном количестве находятся сподумен (белый с розовым и фиолетовым оттенками), поллуцит, лепидолит и другие минералы (см. табл. 8).

Таким образом, в пологозалегающих раздувах жил устанавливается пространственная сопряженность поллуцитоносного комплекса с зоной блокового микроклин-пертита. В одних случаях поллуцитосодержащий комплекс приурочен к лежащим бокам этих зон, в других образует осевую зону внутри зоны блокового микроклин-пертита (см. фиг. 4). В более крутопадающих участках тех же пегматитовых жил, где зоны блокового микроклин-пертита практически отсутствуют, за

Таблица 9

Содержание редких элементов в различных зонах жил сподумен-микроклин-альбитового типа с поллуцитом (%)

Зона	Ta_2O_5	Nb_2O_5	$\frac{Ta_2O_5}{Nb_2O_5}$	$\frac{Rb_2O}{Cs_2O}$	BeO
Кварц-альбит-олигоклазовая и сподумен-кварц-альбитовая	0,029	0,012	2,4	2,05	0,08
Блокового микроклин пертита	0,0137	0,008	1,71	3,53	0,021
Поллуцит-клевеландит-кварцевая	0,073	0,009	8,1	0,68	0,045

приконтактной кварц-альбит-олигоклазовой зоной следует сподумен-кварц-альбитовая. Осевые же их части сложены довольно мощной зоной сподумен-клевеландит-кварцевого состава с поллуцитом, лепидолитом, бериллом, амблигонитом, розовым и полихромным турмалином. Общей закономерностью является приуроченность поллуцитсодержащего минерального комплекса к раздувам с наиболее вероятной локализацией его в осевых и апикальных частях жил.

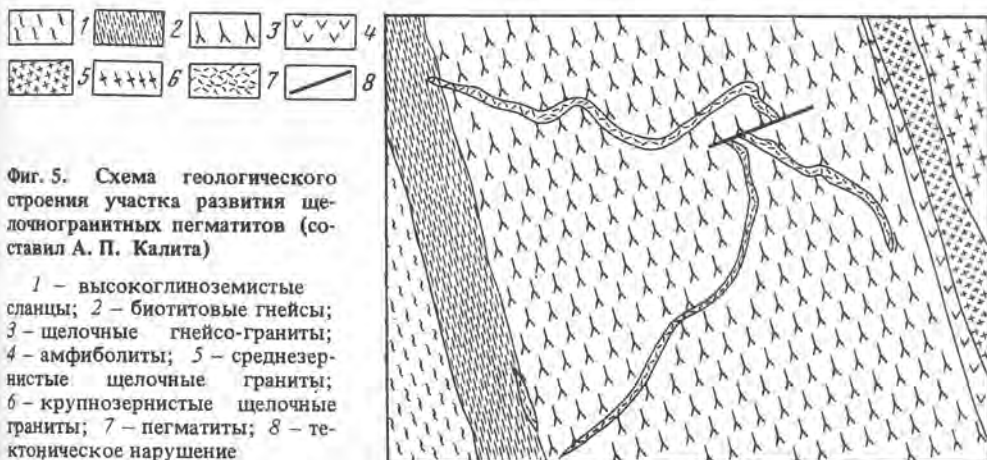
5. Во всех вышеописанных зонах пегматитовых тел, за исключением внешней — кварц-альбит-олигоклазовой, наблюдаются гнезда и прожилки сахаровидного альбита мощностью до 25–30 см, имеющие небольшое распространение. Пегматитовые жильные серии этого типа характеризуются наиболее высокими содержаниями рубидия, цезия и тантала наряду с высокими содержаниями лития и бериллия. Содержание редких элементов в различных минеральных ассоциациях пегматитовых тел месторождений данного типа варьирует в широких пределах (табл. 9).

Содержание редких элементов в жильных сериях этого типа достигает следующих значений (%): Ta_2O_5 0,027 (до 0,073); Nb_2O_5 0,009 (до 0,012); BeO 0,052 (до 0,08). Степень их концентрации составляет: Ta_2O_5 62 (до 170); Nb_2O_5 3–4; $Li_2O > 20$; Rb_2O 50; Cs_2O 100; BeO 34 (до 53), что свидетельствует о их комплексной $Be-Li-Rb-Cs$ -танталовой редкометальной специализации.

ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ НИОБИЙ-ИТТРИЕВОГО ТИПА

Изучением жильного комплекса щелочных гранитов занимались И. В. Бельков (1958), Н. И. Плетнева и др. (1962), Н. Е. Костин и А. Я. Волженкова (1965), А. П. Белолипецкий и др. (1965), А. П. Калита (1965, 1966, 1974), А. Я. Лунц (1961, 1963, 1966, 1972), которыми достаточно подробно рассмотрены вопросы зональности, минералогии и геохимии пегматитовых жил, характеризующихся наличием акцессорной Th , $Y-Nb$ и $Be-Y$ минерализации. Они распространены вокруг выходов щелочных гранитов, локализованных в местах осложнения синклинория антиклинальными складками второго порядка. Среди жильных дериватов щелочных гранитов в настоящее время представляется возможным выделить следующие парагенетические типы жил: 1) олигоклаз-микроклиновый с мусковитом, гранатом, монацитом, ксенотимом; 2) олигоклаз-амазонитовый; 3) альбит-амазонитовый с биотитом, гадолинитом, фергюсонитом, цирконом и др.; 4) микроклиновый; 5) альбит-микроклиновый с эгирином, абукумалитом, чевкинитом, фергюсонитом, эвксенитом и др.; 6) альбит-кварцевые с магнетитом, таленитом, иттриалитом, абукумалитом, гадолинитом, фергюсонитом, цирконом, торитом и др.

В пределах жильных полей наблюдается определенная пространственная зональность, обусловленная изменением характера вмещающих пород. На максимальном



Фиг. 5. Схема геологического строения участка развития щелочногранитных пегматитов (составил А. П. Калита)

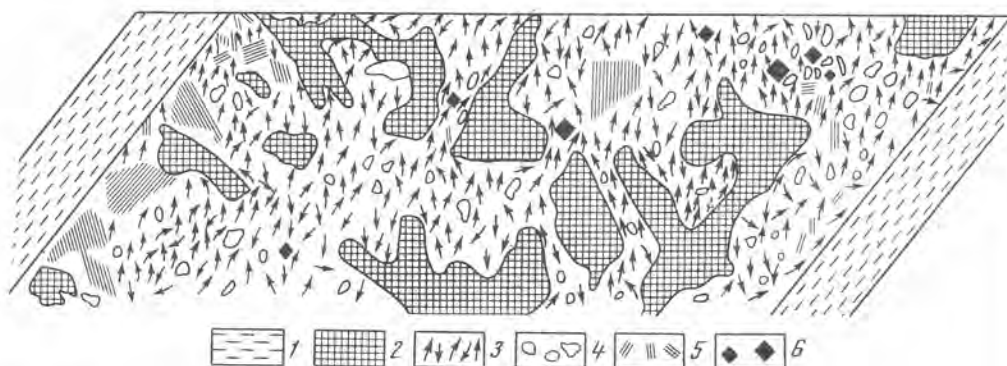
1 — высокглиноземистые сланцы; 2 — биотитовые гнейсы; 3 — щелочные гнейсо-граниты; 4 — амфиболиты; 5 — среднезернистые щелочные граниты; 6 — крупнозернистые щелочные граниты; 7 — пегматиты; 8 — тектоническое нарушение

удалении от массива гранитов развиты олигоклаз-микроклиновые пегматиты с мусковитом, локализованные в высокоглиноземистых толщах кровли. В биотитовых щелочных гнейсах, залегающих в основании высокоглиноземистых гнейсов, локализуются олигоклаз-амазонитовый и альбит-амазонитовый (с биотитом) типы жил. При этом олигоклаз-амазонитовые пегматиты находятся на несколько большем удалении от гранита, чем альбит-амазонитовые, развитые непосредственно в зоне контакта. Микроклиновые и альбит-микроклиновые пегматитовые жилы с эгирином залегают в эндоконтактовых мелкозернистых щелочных гнейсо-гранитах с эгирином (фиг. 5). Альбит-кварцевые жилы характерны для зон экзоконтакта массива щелочных гранитов и генетически связаны с лейкократовыми биотит-микроклиновыми гранитами жильной фазы щелочногранитного комплекса. Повышенными содержаниями редких элементов характеризуются пегматитовые жилы только альбит-амазонитового и альбит-микроклинового типов, а также альбит-кварцевые жилы.

Альбит-амазонитовые пегматиты с биотитом

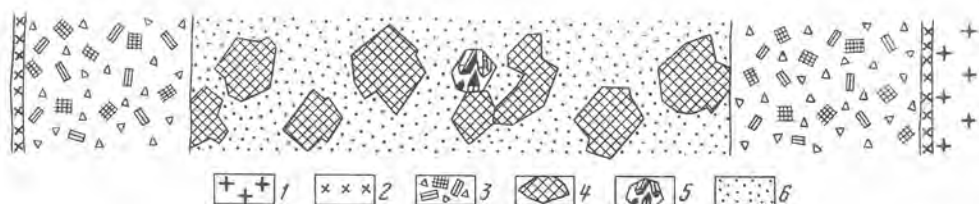
Рассматриваемые пегматиты, залегающие в различной степени гранитизированных биотитовых гнейсах, имеют довольно простое внутреннее строение (фиг. 6). В кварц-альбитовом относительно мелкозернистом агрегате включены блоки амазонита размером 0,5–1 м в поперечнике, реже мелкие блоки кварца.

Более четко дифференциация проявлена в пегматитовых телах, залегающих в эндоконтактовых частях гранитных выступов, контаминированных биотитовыми гнейсами. В качестве примера приводим описание пегматитовой жилы, характеризующейся сравнительно простой морфологией. Жила прослежена на 150 м при мощности от 0,5 до 2–3 м. Простирание северо-восточное, падение пологое ($5-15^\circ$)



Фиг. 6. Внутреннее строение пегматитовых жил альбит-амазонитового типа

1 – биотитовые гнейсы; 2 – амазонит-пертит; 3 – крупнопластинчатый альбит; 4 – кварц; 5 – биотит; 6 – магнетит



Фиг. 7. Внутреннее строение морионсодержащих пегматитов

1 – щелочные граниты; 2,3 – зоны: 2 – кварц-олигоклазовая, 3 – кварц-альбит-амазонитовая; 4 – блоки амазонита; 5 – занорыши с морионом; 6 – блоковый кварц

Таблица 10

Химический состав редкометальных парагенетических типов жил комплекса щелочных гранитов (%)

Компо- ненты	Альбит-ама- зонитовый	Альбит- микро- клиновый	Альбит- кварцевый	Компо- ненты	Альбит-ама- зонитовый	Альбит- микро- клиновый	Альбит- кварцевый
SiO ₂	78,50	77,01	82,72	H ₂ O ⁺	0,23	0,26	—
TiO ₂	—	0,19	2,02	H ₂ O ⁻			
Al ₂ O ₃	12,14	9,74	4,79	F			
Fe ₂ O ₃	1,00	4,33	4,69	P ₂ O ₅	—	—	0,55
FeO	0,43	0,83	1,08		—	—	0,03
MnO	0,02	0,02	0,41	Сумма	100,06	100,29	99,49
MgO	0,16	0,34	0,25				
CaO	0,36	0,66	0,44	Аналитик	Б.А. Соло- минская	В.М. Швец	—
Na ₂ O	4,97	2,98	1,73				
K ₂ O	2,25	3,93	0,78	Литера- турный источник	Данные авторов		Н.Е. Кос- тин, А.Я. Вол- женкова, 1965

на юго-восток. От главной жилы отходит апофиза длиной более 100 м и мощностью 1–2 м. Вдоль контакта с гранитом прослеживается лейкократовая оторочка кварц-олигоклазового состава мощностью около 2–3 см (фиг. 7). За оторочкой следует внешняя зона кварц-альбит-олигоклаз-амазонитового состава крупнозернистой структуры мощностью до 0,5 м. В этой зоне встречаются занорыши с кристаллами амазонита, серого кварца и мориона.

Осевая часть пегматитового тела сложена блоками серого кварца (до 40–50 см) и амазонита (15–30 см), крупнопластинчатым (1–5 см) альбитом, мелкозернистым кварц-альбитовым комплексом и биотитом. Блоки серого кварца нередко имеют идиоморфные очертания. Крупнопластинчатый альбит часто приурочен к блокам кварца и находится в тесной ассоциации с крупночешуйчатым биотитом. Реже встречаются ильменорутил, рутил, анатаз, магнетит, пирит, лимонит, амфибол, ставролит, силлиманит. Акцессорные минералы представлены флюоритом, цирконом, малаконом, гадолинитом, фергюсонитом, пироксеном, кейльгауитом, гентельвином и др. Широкое развитие мелкозернистого кварц-альбитового замещающего комплекса, несущего редкометальные минералы, является основным отличием пегматитов этого типа от олигоклаз-амазонитового. Кристаллы гадолинита в этом комплексе нередко группируются в цепочки. В других случаях он тяготеет к контактам пегматитовых тел с вмещающими гнейсо-гранитами или к их ксенолитам внутри пегматитовых тел.

Мелкозернистый кварц-альбитовый комплекс характеризуется следующим минеральным составом (%): альбит 60–65, кварц 25–35, биотит 7–8, реликтовый микроклин 2–5, магнетит 1–2. По соотношению кварца и альбита он соответствует гранитной эвтектике. Альбит-амазонитовые пегматиты отличаются высоким содержанием кремнезема, пониженным глинозема и преобладанием натрия над калием (табл. 10).

Альбит-микроклиновые пегматиты

Наиболее широко распространенные пегматиты этого типа залегают исключительно в мелкозернистых щелочных гнейсо-гранитах эндоконтактной зоны массива (см. фиг. 5). Форма пегматитовых тел линзовидная с раздувами и пережимами. Они прослеживаются по простиранию от нескольких десятков до первых сотен метров при небольшой мощности.

Таблица 11

Содержание редких элементов в пегматитах щелочных гранитов (%)

Парагенетические типы пегматитовых тел	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	ZrO ₂	Ce ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Be	Li ₂ O	Rb ₂ O ₅	Cs ₂ O
Альбит-амазонитовый	0,002–0,007	0,006–0,090	0,052–0,24	0,015–0,02	0,03–0,08	До 0,01	0,045	0,02	—
Альбит-микроклин- вый	0,001–0,003	0,064–0,14	0,03–0,089	0,03–0,04	0,09–0,16	0,0006	0,004	0,02	0,0013

Таблица 12

Состав лантаноидов в пегматитах и гидротермалитах щелочногранитной формации

Жилы	TR ₂ O ₃	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	Количество определений
Альбит-амазонитовые ¹	0,07	5	9,5	1,5	4,9	1,7	—	1,4	—	12	1,7	6,90	0,65	8,1	0,60	46	2
Альбит-микроклиновые ¹	0,15	1,80	5,12	1,22	5,15	2,93	0,51	6,10	1,06	8,95	1,91	7,10	0,51	4,49	0,80	51,00	8
Альбит-кварцевые ²	—	4,0	11,9	1,7	4,5	3,0	—	3,9	1,3	11,0	1,8	8,4	1,3	4,6	0,5	42,2	10

¹ Данные автора.² По Н. Е. Костину и А. Я. Волженковой (1965).

Пегматиты характеризуются зональным строением. Дифференциация вещества выразилась в увеличении от заландов к осевым частям жил размеров минералов и закономерной смене парагенетических комплексов, образующих самостоятельные зоны. В строении раздувов крупных пегматитовых тел принимают участие следующие зоны: 1) внешняя альбит-олигоклаз-кварцевая мелко- и среднезернистой структуры; 2) промежуточная кварц-микроклиновая графической или неяснографической структуры; 3) промежуточная кварц-микроклиновая пегматоидной структуры; 4) внутренняя кварц-микроклиновая блоковой структуры; 5) осевая зона мономинерального кварца; 6) участки интенсивной альбитизации и окварцевания. За пределами раздувов пегматитовые тела сложены лишь отдельными внешними зонами. Наиболее распространены первые четыре зоны, наряду с которыми широко развиты процессы альбитизации и окварцевания.

В зависимости от количественных соотношений кварца, альбита и магнетита выделяются кварц-альбитовый, альбитовый и существенно кварцевый с магнетитом замещающие комплексы. Они встречаются в виде гнезд или полностью слагают отдельные участки пегматитовых тел, обуславливая их участковую текстуру. В тесной ассоциации с поздними замещающими комплексами находятся различные акцессорные редкоземельные минералы, в частности абукумалит.

Наиболее характерными редкими элементами пегматитов щелочных гранитов являются иттрий, лантаноиды, ниобий, торий, цирконий, гафний, бериллий. Менее распространены тантал, литий, рубидий, цезий (табл. 11).

Максимальная степень концентрации редких элементов в этих пегматитах составляет: TR_2O_3 2,1; Y_2O_3 37; ZrO_2 9; Be 18; Li_2O 5; Rb_2O 1; Cs_2O 2; Ta_2O_5 16; Nb_2O_5 48. Их геохимическая специализация ниобий-иттриевая. Концентрация редких элементов в различных типах пегматитов неодинакова. Альбит-амазонитовые жилы характеризуются несколько повышенным содержанием бериллия (до 0,01%), а альбит-микроклиновые — очень низким (0,0006%), но более высоким р.з.э. (0,12–0,20%) и ниобия (0,05–0,14%).

В пегматитах этой группы иттрий и лантаниды иттриевой подгруппы преобладают над цериевой (табл. 12), причем в альбит-микроклиновых пегматитах содержание Yb, Nd, Sm, Gd, Ho и Er более высокое, чем в альбит-амазонитовых.

Альбит-кварцевые жилы

Данный тип жил пространственно тесно сопряжен с дайками биотит-микроклиновых гранитов, прорывающими щелочные граниты. Они представлены маломощными (от нескольких сантиметров до 0,5 м) жилами, продольно секущими дайки биотит-микроклиновых гранитов, а также маломощными прожилками, которые цементируют раздробленные биотит-микроклиновые граниты. Как жилы, так и прожилки имеют общее северо-западное простирание и довольно крутое северо-восточное падение.

По минералого-геохимической специфике альбит-кварцевые жилы обнаруживают большое сходство с рассмотренными выше пегматитами. Такие акцессорные элементы, как Y, TR, Ta, Nb, U, Th, Zr, Be, характерны и для пегматитов, и для альбит-кварцевых жил. По сравнению с пегматитами альбит-кварцевые жилы обогащены Si, Fe, Mn, Ti, но бедны Al, Na, K (см. табл. 10). Судя по имеющейся расшифровке состава лантаноидов, альбит-кварцевые жилы бедны иттрием и лютецием, но богаты Ce, Pr, Sm, Tb, Er, Tu (см. табл. 12). Повышенное содержание церия, вероятно, связано с присутствием в них акцессорных монацита и бастнезита. Любопытно, что фергусонит из гидротермалитов характеризуется более низким содержанием иттрия по сравнению с фергусонитом из пегматитов. Состав лантаноидов в гадолините из пегматитов и гидротермалитов практически идентичен. Большинство минералов пегматитов и гидротермалитов характеризуются четко выраженным иттриевым максимумом. Значительное разнообразие в пегматитах щелочных гранитов редкоземельных силикатов повышает интерес к этим образованиям, так как в последние годы они используются за рубежом при изготовлении особых видов стекол, применяемых в различных областях современной техники.

В заключение отметим, что в восточной части Балтийского щита развиты разнообразие по составу и геохимической специализации пегматиты. Как показано выше, они являются производными разных формационных типов гранитоидов и несколько различаются по особенностям образования. Сравнительный анализ убедительно показал, что они формировались из пегматитовых расплавов-растворов, в различной степени обогащенных летучими соединениями и редкими элементами. Не останавливаясь на детальном анализе данного вопроса, заметим, что генетические особенности пегматитов этого региона лучше всего объясняет гипотеза К. А. Власова (1952, 1955), хотя способы возникновения пегматитовых расплавов-растворов могут быть различными. В дальнейшем больше внимания следует уделить детальному изучению минерального и химического состава тантал-цезиеносных и литиевых пегматитов этого региона, выяснению генетических взаимоотношений пегматитов с гранитами, выявлению минералого-геохимических особенностей последних.

ГЛАВА 2

ПЕГМАТИТЫ УКРАИНЫ

Широкое развитие гранитоидов на территории Украины обусловило обильное проявление различных генетических типов гранитных пегматитов, с которыми связаны месторождения полевошпатового и пьезооптического сырья, слюд и редких металлов.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Украинский кристаллический щит — сложное, многоярусное сооружение, геология которого освещена в работах различных исследователей (Юрк., 1956; Царовский, 1948; Никольский, 1959; Белевцев, Борисенко и др., 1960; Лебедев, Собакар, 1962; Елисеев и др., 1965 и др.). Геохронологии метаморфических и гранитоидных пород посвящены работы А. П. Виноградова и др. (1957, 1960), Н. П. Семененко и др. (1960, 1961), В. Г. Кушева и др. (1965), Ю. И. Половинкиной и др. (1959) и ряда других исследователей.

Они выделяют в пределах щита три складчатые системы: 1) не расчлененную катархейско-нижнеархейскую (2300—3250 млн. лет; 2) архейскую (1950—2300 млн. лет) и 3) протерозойскую (1100—2000 млн. лет). Наиболее древние катархейские и нижнеархейские образования бугско-днепровской, западно-приазовской и конкско-верховцевской гнейсовых серий слагают складчатые сооружения северо-западного простирания. Эти серии представлены пироксен-плагиоклазовыми гнейсами, мигматитами и чарнокит-монцитновыми интрузивами.

Верхнеархейские образования широко развиты в центральной части щита, где они слагают складчатый пояс субмеридионального простирания шириной до 300 км, представленный мощной толщей метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. В составе этого пояса выделяются: ингуло-ингулецкая гнейсовая (биотитовые, биотит-амфиболовые, биотит-гранат-плагиоклазовые и биотит-пироксеновые гнейсы с интрузиями гранитов), метабазитовая с мелкими инъекциями аплитов и пегматитов и саксаганская железорудная серии. Гранитные интрузии и мигматиты развиты главным образом в пределах гнейсовой серии.

Протерозойские отложения развиты в северо-западной части кристаллического щита, где прослеживаются в виде узкой складчатой зоны широтного простирания. Они представлены кварцито-песчаниками, конгломератами, пироксилито-хлоритовыми сланцами и эффузивами, прорванными гранитами Коростеньского плутона.

В истории формирования Украинского кристаллического щита выделяются пять циклов магматической деятельности: 1) нижнеархейский, 2) верхнеархейско-нижне-

протерозойский; 3) нижнепротерозойский; 4) среднепротерозойский; 5) верхнепротерозойско-палеозойский (Семененко, 1960, 1961).

К наиболее древнему интрузивному циклу (Ar_1) относятся кременчугские плагиоклазовые граниты, бугско-подольская чарнокитовая серия, чудново-бердичевские граниты, ультраосновные породы и метабазиты Побужья. Они связаны с формированием древних северо-западных бугско-днепровских складчатых структур.

Второй магматический цикл (Ar_3), представленный метабазитами и гранитами, проявлен в пределах субмеридиональных структур ингуло-ингулецкого водораздела. Гранитные массивы синскладчаты и приурочены к ядрам крупных антиклинальных структур. Они сложены порфировидными мелкозернистыми, реже пегматоидными гранитами биотит-микроклин-плагиоклазового и биотит-плагиоклаз-микроклинового состава и сопровождаются крупными полями безрудных керамических, реже слюдоносных пегматитов.

Третий магматический цикл (Pt_1) связан с субширотными структурами и представлен днепровско-токовскими и осницкими гранитами, монцонитами и габбро. Осницкий комплекс развит преимущественно на северо-западной окраине Украинского кристаллического щита. Характерной особенностью этого комплекса является тесная пространственная ассоциация кислых гранитных пород с породами основного состава при заметном преобладании первых. Главными пороодообразующими минералами гранитов являются калиевый полевой шпат, кислые плагиоклазы, кварц, биотит, реже мусковит. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, гранат и др. В конце этого цикла тектогенеза, по-видимому, происходило заложение крупных тектонических зон разломов северо-западного простирания, фиксируемых дайковыми поясами.

К четвертому циклу (Pt_2) относится Коростеньский интрузивный комплекс габбро и гранитов, широко развитых в Житомирской области. Они отмечены также на юго-востоке Киевской области и в Приазовье. В формировании этого комплекса выделяются три фазы: 1) габбро-нориты, габбро-сиениты, лабрадориты; 2) граниты типа рапакиви, биотит-амфиболовые рапакививидные и биотитовые граниты; 3) щелочные кварцевые сиениты. С гранитами этого комплекса генетически связаны камерные пегматиты.

К последнему — пятому циклу (Pt_3-Pz_1) относится щелочной сиенитовый комплекс (Царовский, 1948) и, видимо, комплекс трещинных малых интрузий лейкократовых гранитов, в ряде случаев несущих колумбитовую акцессорную минерализацию. Пегматитоносными являются первые четыре комплекса, сопровождающиеся в основном безрудными пегматитами.

Безрудные и керамические пегматиты связаны со всеми пегматитоносными комплексами и образуют обширные поля как внутри гранитных массивов, так и в их экзоконтактах. Безрудные пегматиты обычно представлены маломощными недифференцированными жилами и прожилками микроклин-плагиоклазового и плагиоклаз-микроклинового состава, в то время как керамические в ряде случаев имеют крупные размеры и отчетливое зональное строение. Некоторые пегматитовые месторождения эксплуатируются на керамическое сырье. В керамических пегматитах были найдены и изучены акцессорные редкометалльные минералы: берилл, самарскит, приазовит, ниобо-танталит, монацит, ортит и другие, однако все они представляют лишь минералогический интерес (Барсанов, 1945; Юрк, 1956 и др.).

Слюдоносные пегматиты установлены в Западно-Приазовском, Полонно-Барановском, Корец-Городницком, Коростышевском, Кировоградском и Запорожском пегматитовых полях.

Западно-Приазовское пегматитовое поле приурочено к толще пироксеновых, биотит-амфибол-пироксеновых и биотит-амфиболовых гнейсов и мигматитов. Пегматитовые тела ассоциируют с небольшими телами розовато-серых среднезернистых и аплитовидных гранитов. Они имеют штоко- и жилообразную форму, изменчивую мощность, частые пережимы, апофизы и зональное строение. Наиболее характерными являются: 1) внешняя аплитовая, 2) промежуточная — графическая и 3) внутренняя — блоковая зоны. К последним приурочены скопления качественной слюды. В этих же зонах в участках развития альбитового и кварц-мусковитового минераль-

ных комплексов замещения отмечаются акцессорные минералы – берилл и тантало-ниобаты. Слюдоносные пегматиты Полонно-Барановского поля приурочены также к сильно инъецированным гранитной магмой биотит-плагноклазовым и биотит-амфиболовым гнейсам. Скопления качественного мусковита встречаются только в хорошо дифференцированных телах.

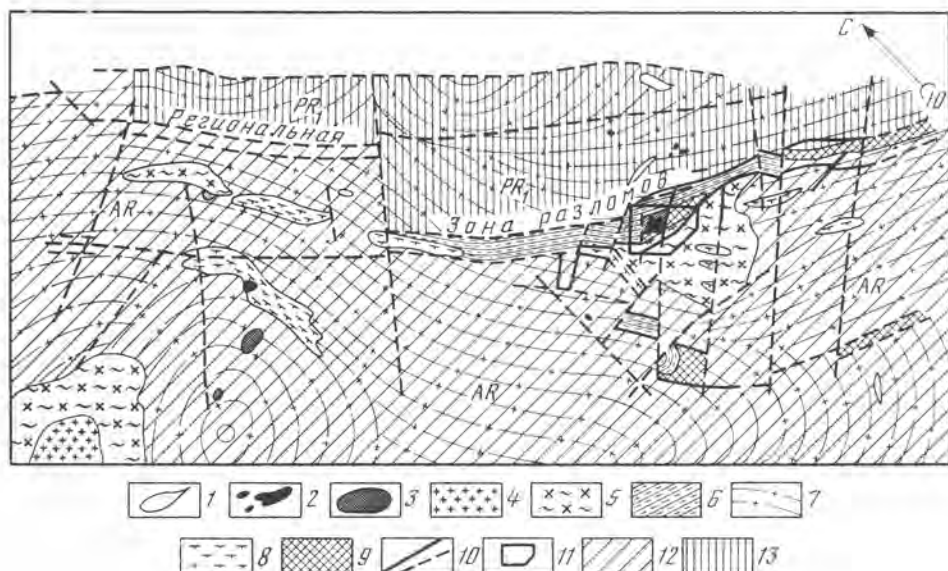
ПОЛЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ КОМПЛЕКСНОГО ТИПА

Пегматитовое поле приурочено к архейской региональной грабенной структуре северо-западного простирания, примыкающей с северо-востока к срединному массиву (фиг. 8). Она прослеживается по простиранию на 70–80 км при ширине 2–12 км.

Серией более молодых (протерозойских) разломов северо-восточного простирания грабенная структура разделена на многочисленные горсты и грабены более высоких порядков с широким развитием зон трещиноватости и милонитизации. Юго-западное обрамление структуры составляют супракrustальные образования архея – амфиболиты, габбро-амфиболиты, биотитовые, пироксеновые, амфибол-пироксен-биотитовые и биотит-амфибол-пироксеновые гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты, амфибол-магнетитовые кварциты, анатектические диориты и гранодиориты. Северо-восточное обрамление составляют глубокометаморфизованные первично-осадочные – биотитовые, гранатовые, графитовые, высокоглиноземистые (силлиманитовые, корундовые и кордиеритовые), амфиболовые и пироксеновые гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты, пироксен-магнетитовые и безрудные кварциты, мраморы и кальцифиры.

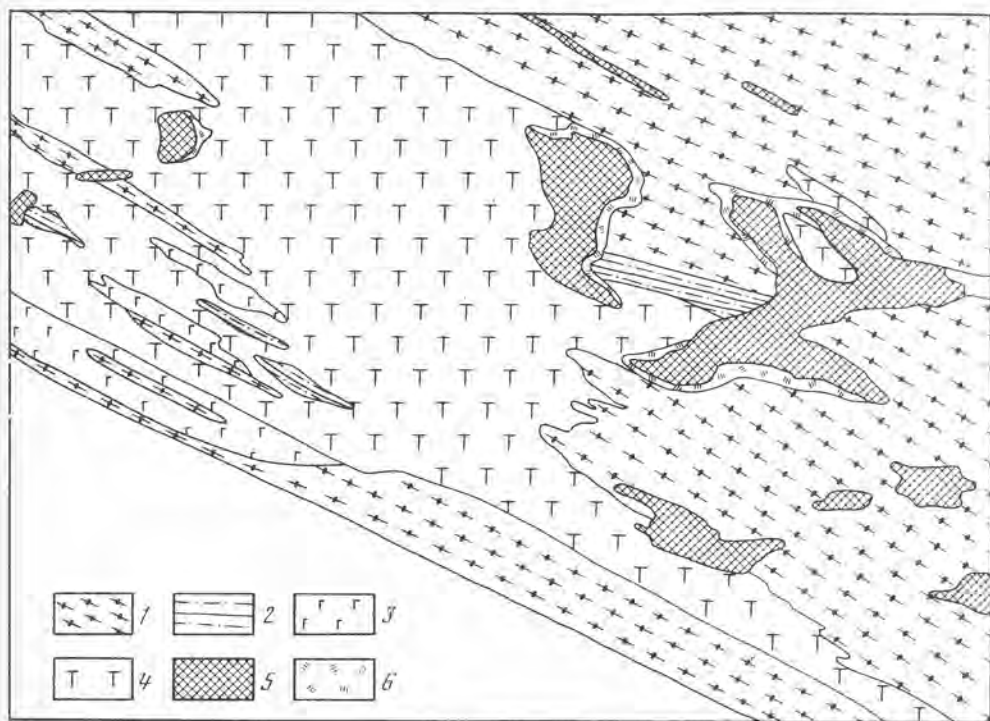
В рассматриваемой грабенной структуре широко распространены нижнепротерозойские биотитовые, двуслюдяные, биотит-амфиболовые, графитовые и ставролитовые сланцы, карбонатные породы, безрудные и амфибол-магнетитовые кварциты, метатравелиты, метаконгломераты, базиты и ультрабазиты, которые с угловым несогласием залегают на супракrustальных образованиях архея и нижнего яруса Pt_1 .

В центральной части грабенной структуры к горстообразному поднятию архейского основания, сложенного метаморфическими сланцами, ультрабазитами, мигматитами и гранодиоритами, приурочено поле гранитных пегматитов с разнообразной



Фиг. 8. Геологическая схема размещения редкометалльных пегматитов

1 – диабазы и диабазовые порфиры; 2 – пегматиты; 3 – метультрабазиты; 4 – граниты и мигматиты; 5 – гранодиориты; 6 – сланцевая серия; 7 – гнейсы; 8 – амфиболиты; 9 – ультрабазиты; 10 – тектонические нарушения; 11 – поле редкометалльных пегматитов; 12 – метаморфические породы архея; 13 – метаморфические породы протерозоя



Фиг. 9. Схематический план поля редкометальных пегматитов

1 - гнейсы; 2 - метаморфические сланцы; 3 - амфиболиты; 4 - ультрабазиты; 5 - пегматиты; 6 - зоны флогопитизации и холмквиститизации

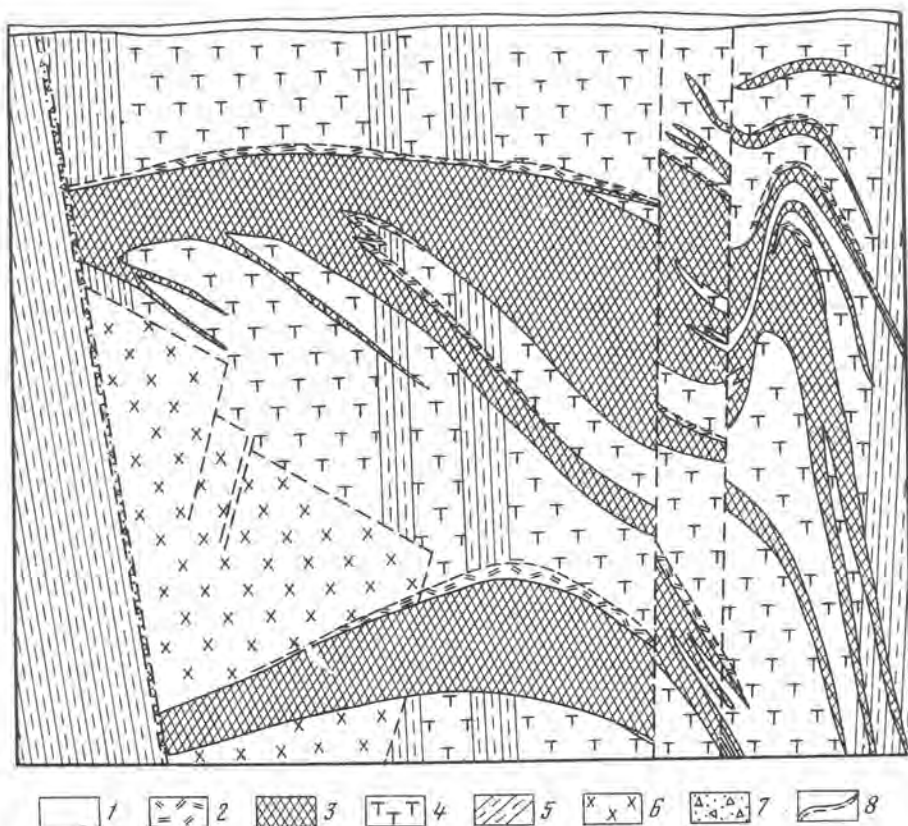
редкометальной акцессорной минерализацией (фиг. 9). Абсолютный возраст пегматитов, определенный калий-аргоновым методом (по слюдам, амфиболам и полевым шпатам) С. Н. Вороновским, 2000–2300 млн. лет, что соответствует Pt_1 (Розанов и др., 1971).

В пределах поля выявлен ряд пегматитовых тел, секущих вмещающие породы и различающихся по условиям залегания, морфологии, внутреннему строению и ассоциациям акцессорных редкометальных минералов. Пегматитовые тела, выходящие на поверхность, характеризуются небольшими размерами, линзообразной или неправильной удлиненной формой с ответвлениями и апофизами (фиг. 9, 10).

По минеральному составу среди изученных пегматитов выделяются два парагенетических типа: 1) микроклин-альбитовый с акцессорными бериллом, танталатами и литиевыми минералами и 2) сподумен-альбитовый с акцессорной минерализацией Li, Be, Ta и других редких металлов. Во всех пегматитовых телах широко проявлены процессы замещения с образованием кварц-мусковитового, мусковит-альбитового и альбитового минеральных комплексов.

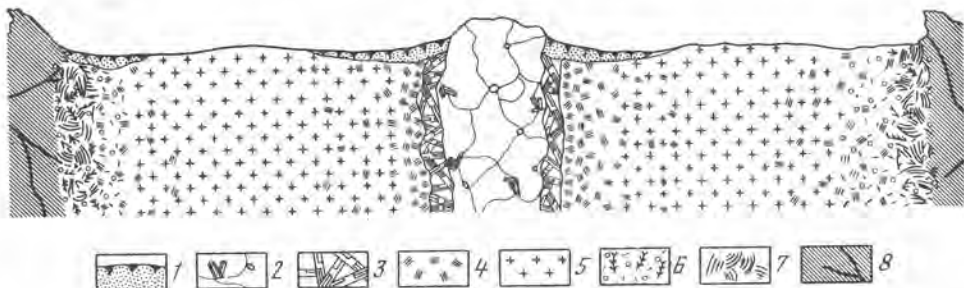
За пределами пегматитовых тел в зонах экзоконтактов повсеместно развиты процессы метасоматоза. Мощность зон экзоконтактовых изменений колеблется от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Эти зоны сложены холмквиститовыми и холмквиститсодержащими сланцами, флогопитовыми и биотит-флогопитовыми слюдами, кварц-турмалиновыми и турмалиновыми породами. Холмквиститизация и ослоденение, как правило, наиболее интенсивно проявлены в метакварцитах, преимущественно в висячих боках пегматитовых тел и с удалением от них быстро затухают.

В отчетливо зональных пегматитовых телах сподумен-альбитового типа различаются до пяти зон (Лавриненко и др., 1971; Розанов и др., 1971; фиг. 11).



Фиг. 10. Схематический разрез поля редкометальных пегматитов (по Л. Ф. Лавриненко)

1 — почвенный слой; 2 — зоны флогопитизации и холмквиститизации; 3 — редкометальные пегматиты; 4 — ультрабазиты и амфиболиты; 5 — сланцы; 6 — гранодиориты и мигматиты; 7 — зоны дробления; 8 — тектонические нарушения



Фиг. 11. Схематический разрез жилы редкометальных пегматитов (составил К. И. Розанов)

1 — почвенный слой; 2 — кварцевое ядро с кристаллами берилла; 3–6 — зоны: 3 — сподуменовая, 4 — кварц-мусковит-альбитовая, 5 — альбитовая, 6 — кварц-альбитовая; 7 — турмалин-флогопитовая оторочка; 8 — метаморфические сланцы с холмквиститом

1. Внешние кварц-альбитовые зоны в большинстве своем сложены мелкозернистым кварцем (15–25%) и белым сахаровидным альбитом (70–80%). В меньшем количестве (3–8%) присутствует мелкочешуйчатый светлый зеленовато-желтый мусковит. Характерной особенностью этих зон является обогащение отдельных эпидоконтактных участков биотитом и турмалином, а также наличие ноздреватых пустот, свидетельствующих о проявлении приконтактового выщелачивания.

2. Промежуточные альбитовые зоны как правило сложены почти мономинеральным альбитом двух разновидностей — преобладающим белым и голубовато-серым клевеландитом и развитым в меньшей степени сахаровидным альбитом. В резко подчиненном количестве отмечается мелкочешуйчатый мусковит (до 1–2%), содержание которого увеличивается в краевых частях зон, и кварц (3–5%).

3. Внутренние кварц-мусковит-альбитовые зоны большей частью сложены сахаровидным альбитом (до 60%), кварцем (20%), листоватым крупночешуйчатым светло-зеленовато-желтым и белым мусковитом (20%). В некоторых участках количество мусковита увеличивается до 60–70%, что приводит к образованию гнезд альбит-мусковитового состава.

4. Центральная кварц-сподуменовая зона, окаймляющая кварцевые ядра, имеет кварц-сподуменовый, реже почти мономинеральный сподуменовый состав с небольшим количеством альбита (до 5%), кварца и мусковита.

5. Осевая часть пегматитовых тел представлена кварцевыми ядрами и линзами, которые сложены крупными блоками прозрачного и полупрозрачного светло-серого и молочно-белого цвета, в которых по трещинам и в интерстициях развиты альбит, мусковит, отдельные кристаллы берилла и их сростки размером до 5–10 см и более.

Средний химический состав различных зон пегматитовых тел варьирует в широких пределах в зависимости от их минерального состава (табл. 13).

Характерными редкометальными минералами являются сподумен, холмквистит, касситерит, берилл, изумруд, трифилин-литнофиллит, амблигонит-монтебразит, танталит, тапиолит и пироклор-микролит. Содержание акцессорных минералов в различных зонах колеблется в широких пределах (табл. 14). Однако минералы бериллия, лития и тантала распространены практически во всех зонах, причем наибольшие их концентрации отмечаются в альбитовой, кварц-мусковит-альбитовой и кварц-сподуменной зонах.

Кроме акцессорных минералов, перечисленных в табл. 14, в незначительных количествах встречаются пироклор-микролит, циркон, ксенотим, монацит, муассо-

Таблица 13

Средний химический состав главных зон пегматитовых тел сподумен-альбитового типа (%)

Компоненты	Кварц-альбитовая (4) *	Альбитовая (7)	Кварц-мусковит-альбитовая (11)	Кварц-сподуменная (18)	Блокового кварца (2)
SiO ₂	71,14	67,54	71,91	81,94	90,95
TiO ₂	0,07	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	14,74	18,81	16,53	7,53	4,51
Fe ₂ O ₃	0,58	0,35	0,24	—	0,09
FeO	2,25	1,10	1,56	2,45	1,18
MnO	0,34	0,12	0,06	0,48	0,05
MgO	0,39	0,12	0,18	1,24	0,07
CaO	1,2	1,01	0,72	1,73	0,58
Na ₂ O	6,18	9,21	4,89	0,63	1,40
K ₂ O	0,89	1,02	1,98	0,62	0,82
P ₂ O ₅	1,24	0,75	0,39	1,46	0,24
H ₂ O	0,08	—	0,16	0,1	—
F	0,04	0,06	0,06	0,056	—
SO ₃	0,06	0,01	0,02	0,04	0,02
CO ₂	0,17	0,04	0,09	0,50	0,11
B ₂ O ₃	0,01	0,01	—	0,051	0,02 *
П.п.п.	0,64	0,22	0,93	0,94	0,1
Сумма	100,02	100,37	99,72	99,77	100,14
K:Na	0,12	0,11	0,40	0,98	0,58

* Здесь и далее в скобках — количества анализов.

Таблица 14

Среднее содержание акцессорных минералов в главных зонах пегматитовых тел сподумен-альбитового типа (г/г)

Минерал	Экзокон- тактная оторочка	Кварц-аль- битовая	Альбитовая	Кварц-мус- ковит-аль- битовая	Кварц-спо- думенная	Кварцевое ядро
Танталит	6,4	24,7	91,4	381	148	4,3
Тапиолит	Зн.	Зн.	4,2	16,5	Зн.	Зн.
Касситерит	0,1	6,5	7,3	12,6	—	—
Сподумен	5,2	204	47,5	282	—	317
Трифиллин	—	230	Зн.	340	120	—
Амблигонит	—	1,4	—	12,5	Зн.	—
Холмквистит	4,7 кг	Зн.	2,8	Зн.	—	—
Li-Cs-биотит	36 "	37,2	—	—	—	Зн.
Cs-берилл	11,4	7,6	5,4	29,3	120	145
Циртолит	—	6,4	21,5	65,4	Зн.	—
Гранат	284	17,8	15,6	8,5	—	—
Апатит	19,5 кг	2,7	1200	2900	Зн.	2370
Турмалин	96 "	3,6 кг	5,2	2,4	—	—
Эпидот	18,3	24,0	7,2	0,8	—	3,1
Пирит	14,8	11,4	3,8	—	—	2,2
Магнетит	Зн.	2,4	1,5	Зн.	—	—
Гематит	"	2,4	1,5	"	—	—
Ильменит	8,0	1,2	0,8	0,4	—	—
Шпинель	0,4	0,3	11,6	17,9	—	Зн.

нит, флюорит, галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, сфен, рутил и др.

Минералы группы колумбита-танталита распределены неравномерно (см. табл. 14). Нередко они образуют гнезда кристаллов пластинчатой, реже толстотаблитчатой и короткопризматической формы размером от долей до 10–15 мм. Они характеризуются содержанием Ta_2O_5 от 42 до 68% и резким преобладанием железа над марганцем.

Тапиолит встречается в мусковит-кварц-альбитовой зоне и кварц-мусковитовом замещающем комплексе, где он находится в тесном прорастании с кварцем и мусковитом, в ассоциации с альбитом, танталитом, бериллом и сподуменом (Лавриненко и др., 1971). Минерал представлен мелкими (0,2–2 мм) и более крупными (5–10 мм) агрегатными скоплениями, реже плоскими кристаллами. Цвет черный, с поверхности покрыт бурыми пленками гидроокислов железа. Содержание Ta_2O_5 в нем колеблется от 67 до 75% и также наблюдается преобладание железа над марганцем. Отмечено присутствие SnO_2 (до 0,4–0,6%).

Микролит обнаружен в незначительном количестве в отдельных пробах из кварц-альбитовых зон пегматитов в виде очень мелких (до 0,2–0,3 мм) октаэдрических кристаллов и зерен неправильной формы. Цвет янтарно-желтый и зеленовато-желтый.

Касситерит приурочен в основном к кварц-мусковитовому замещающему комплексу и к альбитовой зоне, где он образует мелкие (до 0,1–0,2 мм) дипирамидальные кристаллы темно-коричневого, желтовато-коричневого и черного цвета. Для него типично повышенное содержание Ta_2O_5 (1,60%) и Nb_2O_5 (0,54%).

Бериллиевая минерализация в пегматитах и зонах экзоконтактов представлена бериллом и изумрудом. Берилл в небольших количествах присутствует во всех зонах пегматитовых тел, но наиболее характерен для центральных, эндо- и экзоконтактовых зон. Он образует хорошо ограненные короткостолбчатые призматические кристаллы размером от долей миллиметра до 10 см белого, серовато-белого, желтого и зеленого цвета. Кристаллы ярко-зеленого изумруда размером 0,1–2 см встречаются в экзоконтактовой биотит-флогопитовой оторочке и в эндоконтакте внешней кварц-альбитовой зоны в тесной ассоциации с альбитом, кварцем, апати-

том, биотит-флогопитом и другими минералами. Как и берилл, он образует короткопризматические кристаллы. Во всех разновидностях берилла установлено высокое содержание щелочей (Li до 0,5%, Cs 0,3–0,9%, Na до 2%).

Среди литиевых минералов сподумен, трифилин-литеофилиит и амблигонит-монтебразит являются типоморфными минералами внутренних зон пегматитовых тел, в то время как холмквистит и литиевый биотит-флогопит характерны только для экзоконтактовых ореолов и в незначительных количествах присутствуют в эндоконтактовых зонах пегматитовых тел.

Сподумен помимо кварц-альбит-сподуменовой зоны в виде мелких кристаллов рассеян по всем зонам пегматитовых тел. Он образует крупные кристаллы, ориентированные большей частью параллельно друг другу и почти нормально к контакту зоны. Цвет его светло-серый, желтовато-зеленый, иногда розовый. Содержание Li_2O 6,3%.

Трифиллин встречается, как правило, на контакте кварц-мусковит-альбитовой и кварц-сподуменовой зон, в виде мелкой (0,2–2 мм) вкрапленности и агрегатных выделений размером до 2–3 см. Цвет серый, зеленовато-серый, зеленый. Содержание Li_2O 8,64%, Cs_2O 0,05%, Rb_2O 0,36%.

Амблигонит отмечается в кварц-альбитовых зонах в виде мелких (0,2–1,5 мм) зерен неправильной формы. Окраска белая с розоватым оттенком. Содержание Li_2O 8,70%, F 1,71%.

Rb -лепидолит характерен для кварц-мусковит-альбитовой зоны, где он тесно ассоциирует с мусковитом. Он образует довольно крупные (до 0,5–1 см) листочки и агрегатные скопления белого цвета с очень слабым розовато-сиреневым оттенком. Особенностью лепидолита является значительное содержание рубидия (Rb_2O 1,25%) наряду с литием (Li_2O 2,9%), чем возможно, и объясняется его светлая окраска.

Li - Cs -биотит в небольшом количестве установлен в эндоконтактовых кварц-альбитовых зонах и в экзоконтактах пегматитовых тел – в зонах слюдитов, где он в тесной ассоциации с Li - Cs -флогопитом образует чешуйчатые агрегаты. Содержание Li_2O достигает 0,84%, Cs_2O ~ 0,5%.

Холмквистит характерен для метасоматически измененных вмещающих пород – амфиболитов, тремолитовых, гранат-биотитовых и других сланцев, где образует скопления шестоватых кристаллов сине-фиолетового цвета длиной 10–20 см. Содержание Li_2O в холмквистите колеблется от 1,6 до 3,4%.

Li - Cs -флогопит является основным минералом слюдитов экзоконтактовых зон пегматитовых тел. Цвет его золотисто-коричневый различной интенсивности. Содержание Li_2O 0,37 ÷ 1,0%, Cs_2O 0,52 ÷ 1,2%.

Апатит в виде мелких зерен, кристаллов и агрегатных скоплений широко представлен во всех зонах пегматитовых тел. При этом голубоватый и голубовато-зеленый F -апатит тяготеет к краевым зонам и зальбандам, а буровато-белый и серый Cl -апатит и вилькаит (сульфат-апатит), отмеченные в тесном сростании с трифилином, сподуменом и полевыми шпатами, концентрируются, в основном, в центральных зонах. Для некоторых разновидностей апатита характерны примеси: вилькаит – Ta_2O_5 ~ 0,08% и варулит – Li_2O ~ 1,29%.

Малакон в незначительных количествах отмечен во всех зонах в форме мелких (0,04–0,4 мм) бипирамидальных и уплощенных короткопризматических кристаллов белого, кремового, желтого, розового и сиреневого оттенков.

Турмалин в виде друз и сноповидных агрегатов, реже мелких кристаллов представлен в основном шерлом, реже встречаются светло-фиолетовые и голубовато-зеленые разновидности. Для голубого турмалина характерно повышенное содержание примесей: Li_2O 1,50%, Cs_2O 0,013%. Распространен в основном в эндоконтактах и экзоконтактовых слюдитовых оторочках.

Гранат спессартин-андрадитового состава присутствует в значительных количествах в зальбандах и краевых зонах пегматитовых жил в форме отдельных темно-красных и красных кристаллов и агрегатных скоплений.

Содержание редких элементов в различных зонах пегматитов варьирует в широких пределах (табл. 15).

Таблица 15

Содержание редких элементов в пегматитовой жиле сподумен-альбитового парагенетического типа (%)

Зона	BeO	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	B ₂ O ₃
Турмалин-флогопитовая оторочка	0,0056	0,6	0,22	0,29	0,002	0,003	1,9
Кварц-альбитовая	0,11	0,15	0,05	0,06	0,025	0,005	0,3
Альбитовая	0,042	0,047	0,03	0,017	0,007	0,004	0,23
Кварц-мусковит-альбитовая	0,126	0,21	0,16	0,04	0,023	0,012	0,05
Кварц-сподуменовая	0,0014	—	0,01	0,015	0,008	0,015	0,06
Кварцевое ядро	0,21	0,43	0,013	0,02	0,002	0,002	0,05

Содержание Ta₂O₅ в различных зонах пегматитовых тел колеблется от 0,002 до 0,025, достигая в отдельных пробах 0,5% и выше. Количество BeO в отдельных зонах пегматитовых тел изменяется от 0,002 до 0,1% и более. Особенно высокое содержание устанавливается в центральных частях тел и в альбит-мусковитовых зонах. Количество Cs₂O варьирует в различных зонах от 0,015 до 0,1% и выше. Наибольшее содержание лития отмечается в центральных частях пегматитовых тел и в зонах выноса (холмквиститовые ореолы во вмещающих породах). Несмотря на значительное содержание цезия в породе, его собственные минералы пока не обнаружены. Очевидно, это связано с рассеянием цезия в флогопите (0,45–1,2%), биотите (0,56–0,95%), мусковите (0,1–0,2%), берилле (0,42%) и в других минералах.

Максимальная степень концентрации редких элементов составляет: BeO 70; Li₂O > 20; Rb₂O 10; Cs₂O 100; Ta₂O₅ 53; Nb₂O₅ 4; B₂O₃ 396, что свидетельствует о Li–Cs–Be-танталовой геохимической специализации пегматитов, на основании чего пегматитовое поле отнесено нами к комплексному редкометалльному типу.

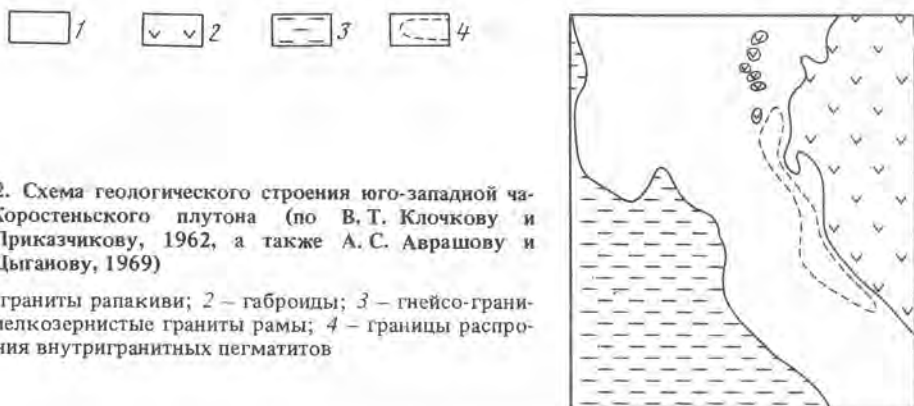
На современной стадии изученности редкометалльных пегматитов Украины трудно однозначно говорить об их связи с гранитами, поскольку вблизи пегматитового поля, как и в пределах всей тектонической структуры, не известно выходов гранитных интрузий. Однако на их интрузивно-магматическое происхождение указывает характерное "арочное" залегание тел (фиг. 10). На "арочные структуры" и "аркогены" в свое время указывал Е. В. Павловский (1953), обоснованно считая их характерными структурами древних консолидированных областей, подвергшихся проникновению интрузий по ослабленным зонам — аркам растяжения. Об интрузивном происхождении пегматитов свидетельствуют также интрузивные контакты жильных тел с наличием ореолов выноса и обычная для месторождений этого типа зональность.

ХРУСТАЛЕНОСНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Хрусталеносные пегматиты северо-западной части Украинского кристаллического щита изучаются более 150 лет, начиная с первых находок горного хрусталя в 1809 г. Большая заслуга в их изучении принадлежит А. Е. Ферсману (1940), А. А. Полканову (1948), Н. П. Ермакову (1957), Л. П. Чернышковой (1957), Б. А. Гаврусевичу (1957), Л. А. Приказчикову (1963), В. Т. Ключкову (1962, 1969) и многим другим. Эта пегматитовая провинция включает поля гранитных пегматитов различного возраста и разнообразного минерального состава, что позволило выделить среди них поля "обычных", "ортит-магнетитовых", "шерл-мусковитовых" и "топаз-морионовых" пегматитов (Ферсман, 1940). Ниже приводится краткое описание Коростеньского поля хрусталеносных пегматитов по литературным данным.

Пегматитовое поле приурочено к огромному плутону, вытянутому в северо-западном направлении. Он сложен двумя интрузивными комплексами пород: 1) более древним, представленным габброидами, лабрадоритами и норитами, слагающими центральную часть плутона и вытянутым субмеридионально; 2) более поздним, собственно коростеньским комплексом гранитоидов, окаймляющим массив габброидов. На западе и юге гранитоиды контактируют с гнейсо-мigmatитами и биотитовыми гранитами архея; на севере — с эффузивно-осадочной толщей иотния ("овручская свита"). Восточная часть плутона перекрыта мощным чехлом осадочных пород. Возраст гранитов протерозойский (1700–1800 млн. лет).

Коростеньский плутон представляет собой плоское, значительной протяженности тело, сформировавшееся в результате внедрения гранитной магмы по разломам фундамента и распространения ее по межформационным поверхностям отслоения



Фиг. 12. Схема геологического строения юго-западной части Коростеньского плутона (по В. Т. Ключкову и Л. А. Приказчикову, 1962, а также А. С. Аврашову и Н. Н. Цыганову, 1969)

1 — граниты рапакиви; 2 — габброиды; 3 — гнейсо-граниты и мелкозернистые граниты рамы; 4 — границы распространения внутригранитных пегматитов

верхнего структурного яруса Украинского кристаллического щита. Плутон дискордантен по отношению к вмещающим породам. Граниты представлены тремя интрузивными фазами (Аврашов, Цыганов, 1969): 1) рапакиви и рапакививидные граниты; 2) крупно- и среднезернистые биотитовые граниты; 3) гранофировые граниты, гранит-порфиры, микрограниты и аплиты. Отсутствие пород переходного состава между основными породами центрального массива и коростеньскими гранитами, наличие между ними интрузивных контактов (Аврашов, Цыганов, 1969), а также многофазность самих гранитов свидетельствуют о том, что граниты образуют самостоятельный интрузивный комплекс, а не являются дифференциатами базальтовой магмы.

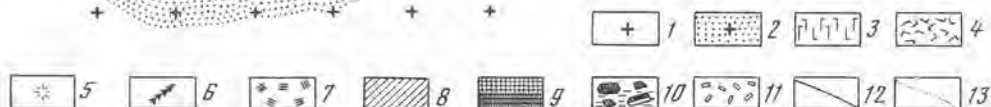
В пределах Коростеньского плутона гранитные пегматиты приурочены в основном к апикальным частям выходов рапакививидных гранитов и распространены вблизи западного и менее восточного контактов центрального массива основных пород (фиг. 12). Для этих участков характерно присутствие многочисленных останцов кровли, ксенолитов габброидов и развитие контаминированных разностей гранитов. Единичные пегматитовые тела залегают в габброидах и в отличие от внутригранитных пегматитов обогащены плагиоклазом и темноцветными минералами ("пегматиты линии скрещения").

Внутригранитные пегматиты чистой линии различаются по составу и внутреннему строению. Северная часть главной жильной зоны, вытянутой меридионально, сложена в основном не хрусталеносными жилообразными пегматитовыми телами малых размеров (протяженность до нескольких десятков метров при мощности от 5 до 50 см), имеющими хорошо выраженные внешние аплитовидные зоны, но не обладающими отчетливой зональностью. Наряду с пегматитами здесь широко распространены жилы мелкозернистых аплитовидных гранитов. Южная часть жильной зоны насыщена крупными (10 x 50 x 250 м) изометричными полнозональными камерными пегматитами при минимальном развитии жильных и штокообразных тел мелкозернистых гранитов.



Фиг. 13. Обобщающая схема строения дифференцированных пегматитовых тел (по Е. К. Лазаренко и др., 1968)

1 — граниты; 2 — граниты, обогащенные темновесными минералами; 3 — мелкографическая зона; 4 — средняя и крупнографическая зона; 5 — лучистая структура; 6 — неяснографическая структура; 7 — пегматоидная структура; 8 — блоки полевого шпата; 9 — зона серого кварца с потемнением на контакте с занорышем; 10 — занорышевая зона с кристаллами кварца; 11 — зона выщелачивания и перекристаллизации; 12 — четкие контакты; 13 — нечеткие контакты



Различия северного и южного флангов пегматитоносной жильной зоны обусловлены различиями геологических условий их формирования. В северной ее части вертикальная мощность материнского гранитного массива весьма значительна, а сложная контактовая поверхность между гранитами и габброидами имеет крутое падение. В южной части зоны вертикальная мощность гранитов не превышает 1 км и под ними залегают габброиды.

Таким образом, массив гранитов в пределах описываемого района характеризуется постепенным уменьшением мощности с севера на юг с образованием в южной части узкого языкообразного выступа небольшой мощности (Клочков, Приказчиков, 1962).

Граниты, вмещающие пегматитовые поля, состоят из порфировидных выделений калиевого полевого шпата и среднезернистой основной массы. Фенокристаллы почти всегда окаймлены плагиоклазовой оторочкой. Величина овоидов 1–3 см. Структура основной массы гипидиоморфная, пойкилитовая, микропегматитовая. Минеральный состав (%): микроклин-пертит 40–60, кварц 20–30, олигоклаз-альбит от 8–10 до 20, фемические минералы (роговая обманка, биотит, пироксен, оливин) 2–10, акцессорные минералы — флюорит, циркон, апатит, ортит, сфен и др.

Продуктивные пегматиты В. Т. Клочковым и Ю. Г. Сорокиным (1969) подразделяются на три текстурно-парагенетических типа.

Таблица 16

Среднее содержание редких щелочей и бериллия в минералах и породах камерных пегматитов

Элементы	Рапакививидный гранит плутона	Овоидный гранит, вмещающий пегматиты	Письменный гранит		Мелкографическая и пегматоидная зоны	
			проба	микроклин	проба	микроклин
		Продуктивные хрусталеносные пегматитовые тела				
Li	0,004	0,009	0,008	0,007	0,021	0,029
Rb	0,002	0,035	0,052	0,080	0,065	0,182
Cs	0,0003	0,0014	0,001	0,003	0,002	0,003
Be	—	0,003	0,003	—	—	0,003
		Непродуктивные пегматитовые тела				
Li	0,004	—	0,003	0,0015	—	0,002
Rb	0,002	—	0,036	0,040	—	0,056
Cs	0,0003	—	0,001	0,001	—	0,0025

I. Шлировидные пегматиты: а) мелкие, нечетко обособленные пегматитовые тела в гранитах размером от нескольких сантиметров до первых метров с преобладающими пойкилографическими структурами и миаролитовыми текстурами, местами переходящими в графические и пегматоидные структуры; б) вполне обособленные, хотя и с нерезкими границами тела с простой зональностью размером до 1 м в диаметре.

II. Камерные (занорышевые) пегматиты: а) широкообразные зональные тела (с занорышами остаточного типа) размером до 5 м в длину; б) тела сложной неправильной формы размером 1–3 м со слабо выраженной зональностью, содержащие сравнительно небольшие занорыши; в) пегматитовые тела слегка удлинённой формы, полнодифференцированные, с крупными обособлениями кварца и полевого шпата, с большой камерой-занорышем и с отчетливыми проявлениями процессов растворения и перекристаллизации. Это типичные камерные пегматиты; размеры их 10–50 м (до 250 м) в поперечнике.

III. Жилообразные пегматитовые тела, являющиеся иногда апофизами камерных пегматитов. Они отличаются неправильной формой и сравнительно небольшими размерами (от нескольких сантиметров до 3–4 м в длину). Занорыши большей частью встречаются в раздувах этих жил.

Камерные пегматиты (тип II в), по данным Е. К. Лазаренко (Лазаренко и др., 1968), большей частью имеют неправильно-изометрическую ("штокообразную") форму и размеры порядка десятков метров (фиг. 13). Вертикальная мощность обычно несколько меньше горизонтальной. В наиболее полно дифференцированных телах выделяется до шести зон: 1) графическая, 2) пегматоидная, 3) мономинеральная – полевошпатовая, 4) кварцевая, 5) занорышевая и 6) выщелачивания и перекристаллизации.

Внешняя графическая зона обычно имеет мощность до 1 м и отчетливые контакты с вмещающими гранитами. В верхних частях жильных тел она представлена классическим письменным гранитом, в нижних частях тел занимает больше половины их объема (мощность 2–10 м) и характеризуется средне- и крупнозернистой неяснографической структурой с переходами к лучистой и другим разновидностям структур.

Пегматоидные зоны развиты в верхних частях тел (мощность до 2 м) под мелкографической зоной. Они сложены грубозернистым кварц-микроклиновым агрегатом. Микроклиновая и кварцевая зоны (мощностью по 2–3 м) сложены гигантскими блоками этих минералов. Занорышевые зоны (в поперечнике от 1–10 до 20 м, объемом до 50 м³) чаще сложены брекчиевидными образованиями, которые состоят из кристаллов или обломков кварца, реже микроклина и альбита, слюды, топаза и других минералов, сцементированных разномзернистой кварцевой,

(Ставров, 1963; Калита, 1963; Калита, Чернышкова, 1965)

Блоковый микроклин	Микроклин- из заноры- шей	Прозрач- ный кварц	Слюды			
			биотит из письменно- го гранита	биотит из блоковой зоны	циннваль- дит	зеленая слюда
			Продуктивные хрусталеносные пегматитовые тела			
0,016	0,030	0,003	0,280	1,51	3,20	1,60
0,250	0,190	—	0,200	0,80	1,30	0,31
0,006	0,007	—	0,004	0,22	0,051	0,015
0,003	0,003	—	—	0,008	—	0,005
			Непродуктивные пегматитовые тела			
0,005	—	—	—	—	—	—
0,068	—	—	—	—	—	—
0,003	—	—	—	—	—	—

халцедон-опаловой и глинистой массой. Занорыши являются непосредственным продолжением нижних частей кварцевых зон, но иногда обособлены от них. Иногда занорышевых зон две-три в одном теле.

Зоны выщелачивания и перекристаллизации находятся под занорышевыми зонами, от которых отделяются брекчиевидной породой (мощность до 0,5 м), состоящей из обломков дымчатого кварца, альбита и микроклина. Мощность зон от 20–30 см до нескольких метров. Для зон выщелачивания и перекристаллизации характерны существенно альбитовый состав и высокая пористость. Так, неяснографические породы под полостями превращены в друзовидные микроклин-альбитовые агрегаты, в пустотах которых находятся новообразованные кристаллы альбита, сидерита, слюды и акцессорных минералов: флюорита, рутила, колумбита, молибденита, берилла, берtrandита. Микроклин замещается альбитом вплоть до антипертитов. Ниже, по графическому пегматиту развиты существенно альбитовые губчатые породы.

Степень альбитизации всегда растет сверху вниз. Дефицит кремнезема в измененных породах под полостями достигает в среднем 350 кг на 1 м³.

Над полостями выносимый снизу кремнезем вызывает замещение калишпата блоковой зоны с образованием полосчатых пород, текстура которых создается чередованием белых (много включений топаза, слюд) и бесцветных слоев. Вследствие этого кварцевые ядра снизу как бы "приращиваются" и перекристаллизуются с формированием мориноподобных и "льdistых" участков (Приказчиков, 1963; Калужная, 1963; и др.).

Иногда зоны изменения пород, окружающие полости, выходят за пределы пегматитовых тел во вмещающие граниты (отдельные "рукава" и "ленты" альбитизации уходят до 10 м). Обычно такие зоны в гранитах сложены весьма меланократовыми породами, отличающимися повышенным содержанием биотита, количество которого вместе с роговой обманкой иногда достигает 10–25% (редко до 60%), в то время как в обычных гранитах их не более 4–5%. Кроме того, они характеризуются повышенным содержанием кислого плагиоклаза, а среди акцессориев — флюорита.

Особенности концентрации редких элементов в камерных пегматитах изучены очень слабо. По имеющимся сведениям (табл. 16) редкие щелочи в них накапливаются к концу процесса и обогащают калишпаты продуктивных пегматитовых тел по сравнению с непродуктивными, что, по мнению Е. Д. Калиты (1963), является поисковым признаком, позволяющим отделять хрусталеносные тела от безрудных. Кроме того, известно, что граниты на пегматитоносных участках обогащены цирконием.

Из поделочных камней в полостях камерных пегматитов иногда встречаются кристаллы мориона, горного хрусталя и топаза.

ГЛАВА 3

ПЕГМАТИТЫ КAVКАЗА

В пределах Кавказа все крупные пегматитовые поля генетически связаны с верхнепалеозойскими гранитоидами Главного Кавказского хребта и Дзирульского срединного массива.

ПЕГМАТИТОВЫЙ ПОЯС ГЛАВНОГО КАВКАЗСКОГО ХРЕБТА

В пределах Главного хребта гранитоиды связаны со среднеорогенным этапом развития складчатой системы. Формирование гранитных массивов происходило как метаморфогенным путем с образованием батолитовой формации, так и путем внедрения кислых лейкократовых существенно калиевых гранитных магм с образованием типичных интрузивных массивов, контролируемых зонами разломов. С последними генетически связаны жильные аляскиты, аплиты, пегматиты и кварцево-

рудные жилы. Гранитоиды прорывают нижнепалеозойскую толщу метаморфических пород, состоящих из гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов и кварцитов.

Пегматиты, генетически связанные с различными комплексами гранитоидов, характеризуются различной редкометалльной специализацией. Так, с более ранними гранитами существенно калий-натриевого состава связаны акцессорные минералы тория и редких земель. Более поздние интрузии гранитов существенно калиевого состава сопровождаются акцессорными минералами Sn, Be, Ta, Nb.

Пегматитовые тела обычно залегают в эндоконтактах гранитных массивов и в породах их кровли, образуя около 10 крупных пегматитовых полей, вытянутых вдоль Главного Кавказского хребта в виде единого пегматитового пояса длиной около 450 км. Пегматитовые поля контролируются зонами повышенной трещиноватости в метаморфических породах и пологими контактами гранитных массивов в ареале не более 1,5–2 км от контактов.

В пределах пегматитовых полей отмечается пространственная зональность. По мере удаления от материнских интрузий жилы гранит-пегматитов сменяются мелкоблочковыми, реже полнодифференцированными телами микроклин-альбитового и далее существенно альбитового парагенетических типов. В этом же направлении уменьшаются размеры и количество жил. Большинство пегматитовых жил являются безрудными. Размеры их обычно небольшие – длина десятки (до сотен) метров, мощность единицы (до первых десятков) метров. Только отдельные наиболее крупные тела иногда достигают длины 500–1300 м и мощности до 60–180 м. В случае отчетливо проявленной дифференциации последние характеризуются повышенными концентрациями TR, Be, Ta, Nb, реже олова в поздних кварц-мусковит-альбитовых или существенно альбитовых минеральных комплексах, слагающих незначительную часть от объема жил.

Минеральный состав преобладающего большинства безрудных пегматитов весьма прост: плагиоклаз, микроклин, кварц. В подчиненном количестве присутствуют биотит и мусковит. Акцессорные минералы представлены гранатом и магнетитом. Только в полнодифференцированных пегматитах к породообразующим минералам добавляется альбит. Среди акцессорных появляются турмалин, апатит, циркон, касситерит, колумбит, танталит, тапиолит, берилл, монацит, ксенотим и др. Содержание редких элементов в пегматитовых телах составляет (%): BeO 0,001–0,005 (до 0,03); Ta₂O₅ 0,003–0,007 (редко до 0,02–0,03); Nb₂O₃ 0,003–0,08; SnO₂ до 0,1–0,2 (присутствует не всегда). В качестве примера приведем описание оригинальной жильной зоны, характеризующейся преобладанием тапиолита над танталит-колумбитом.

Жильная зона приурочена к области сложного тектонического поднятия, отличающегося наличием многочисленных продольных и поперечных разломов в сочетании со складчатыми структурами, обусловившими образование перемежающихся горст-антиклинальных поднятий и грабен-синклинальных прогибов. В пределах этой структуры развиты два магматических комплекса: 1) древняя ортогнейсовая формация, представленная диорито-гнейсами и гранито-гнейсами; 2) комплекс более молодых гранитов, представленный двуслюдяными, мусковитовыми и мусковит-альбитовыми разностями.

Двуслюдяные граниты имеют следующий минеральный состав (%): олигоклаз (№ 13–16) 25–35, микроклин 25–40, кварц 25–35, биотит 5–7, мусковит 2–3. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, гематит, апатит, циркон, рутил, реже сфен и гранат. По направлению к апикальным выступам двуслюдяные порфировидные граниты постепенно сменяются мусковит-альбитовыми. Мусковитовые граниты резко отличаются от двуслюдяных минеральным составом и неравномернозернистой структурой от аплитовидного до пегматоидного облика. Их минеральный состав (%): альбит (№ 8–10) 28–35, микроклин 25–30, кварц 30–33, биотит 0,2, мусковит 5–7. Среди акцессорных минералов в них помимо вышеуказанных обнаружены касситерит и тантало-колумбит. В апикальных частях выступов количество альбита еще более возрастает (до 45%), а количество микроклина уменьшается до 10%. Все разновидности гранитов характеризуются пониженным содержанием

Таблица 17

Химический состав гранитов и пегматитов (%)

Компоненты	Граниты		Пегматиты		
	двуслюдяные	мусковитовые	гранит-пегматиты	микроклин-альбитовые	альбитовые
SiO ₂	73,48	74,67	74,15	72,89	70,72
TiO ₂	0,22	Сл.	0,11	0,05	0,05
Nb ₂ O ₅	0,002	0,003	0,005	0,0074	0,01
Ta ₂ O ₅	0,0007	0,0015	0,0032	0,0072	0,014
Al ₂ O ₃	14,14	14,33	14,33	14,29	15,35
Fe ₂ O ₃	0,52	0,55	0,55	0,57	0,35
FeO	0,91	0,40	0,65	0,86	0,56
MnO	0,03	0,03	0,03	0,04	0,08
MgO	1,30	0,29	0,29	0,20	0,10
CaO	1,20	0,91	0,91	0,90	0,80
Na ₂ O	3,43	4,64	3,35	4,00	7,60
K ₂ O	4,50	3,85	4,49	4,00	1,88
Li ₂ O	0,0005	0,02	0,008	0,010	0,035
Rb ₂ O	0,014	0,018	0,020	0,025	0,052
Cs ₂ O	0,0009	0,008	0,009	0,012	0,020
BeO	0,001	0,005	0,003	0,007	0,025
SnO ₂	—	—	0,004	0,008	0,080
P ₂ O ₅	—	—	0,20	0,22	0,18
H ₂ O	0,02	—	—	—	—
П.п.п.	0,35	0,13	0,47	1,80	1,75
Сумма	100,12	99,86	99,58	99,90	99,65

Ca, Mg, Fe, повышенным — кремнезема и повышенным фоном редких элементов (табл. 17).

Пегматитовые тела локализованы в зоне экзоконтакта гранитного массива, создавая своеобразное кольцевое обрамление вблизи его куполовидного выступа. К приконтактовой зоне приурочены наиболее крупные, выдержанные по простиранию тела мощностью 10–15 м (до 30–50 м). По мере удаления от контакта с гранитной интрузией количество и размеры жил уменьшаются. Форма жил плитообразная, реже линзовидная и типично жильная с раздувами и пережимами. Контакты их с вмещающими породами ровные. Для жил характерны плавные выклинивания по простиранию и на глубину.

По минеральному составу и особенностям внутреннего строения в пределах жильной зоны выделяются три парагенетических типа пегматитовых тел: 1) равномернозернистые олигоклаз-микроклиновые гранит-пегматиты; 2) пегматоидные и мелкоблоковые микроклин-альбитовые пегматиты; 3) тонкозернистые альбитовые пегматиты.

Гранит-пегматиты наиболее широко распространены в жильной зоне. Для них характерны маломощные (10–15 см) эндоконтактовые аплитовидные оторочки. В осевых частях иногда появляются обособления мелкоблокового кварца и микроклина. Минеральный состав жил (%): кварц 25, микроклин 30, альбит-олигоклаз 25, альбит 14, мусковит 4, биотит 1. Акцессорные минералы (г/т): колумбит 60, берилл 20, циркон 180, циртолит 120, касситерит 40.

Жилы микроклин-альбитового типа широко распространены в центральной части жильной зоны. Мощность их 1,5–2,5. По простиранию они прослеживаются до первых сотен метров. Жилы обладают довольно отчетливым зональным строением, выраженным в закономерной смене от зальбандов к осевым частям равномернозернистой, неяснографической, пегматоидной и мелкоблоковой структур. Особен-

ностью данного типа жил является наличие разноминерального кварц-альбитового комплекса, развивающегося обычно между пегматоидной и мелкоблоковой зонами. Примерный минеральный состав жил (%): кварц 28, микроклин 20, альбит-олигоклаз 15, альбит 30, мусковит 5. Акцессорные редкометалльные минералы (г/т): колумбит 70, тапиолит 30, берилл 380, хризоберилл 30, циркон 135, циртолит 85, монацит 40, ксенотим 20, касситерит 92, вольфрамит 40.

Жилы альбитового типа имеют ограниченное распространение, составляя около 1/5 от общего числа жил, или 5–8% от общего объема пегматитовых тел. Они представлены сравнительно мелкими телами жильной формы. Мощность их 0,5–1,5 м, редко до 2,5–3 м, протяженность 70–100 м. Для них характерно полосчатое строение, обусловленное чередованием маломощных зон кварц-альбитового и кварц-мусковитового состава. В отличие от двух предыдущих типов, в описываемых жилах широко развит тонкопластинчатый и сахаровидный альбит, составляющие вместе с кварцем около 90% их объема. В некоторых участках отмечаются струевидные выделения мелкоокрапленного касситерита, колумбит-танталита и граната, подчеркивающие их полосчатую текстуру. Минеральный состав жил (%): кварц 30, микроклин 3, альбит 60, мусковит 6. Редкометалльные акцессорные минералы (г/т): колумбит 100, тапиолит 150, берилл 750, циркон 98, циртолит 68, ортит 40, касситерит 680, вольфрамит 120, шеелит 60.

Специфической особенностью альбитовых пегматитов является преобладание тапиолита над минералами группы колумбит-танталита и присутствие минералов вольфрама. Согласно количественным подсчетам К. М. Кузнецова, в минералах группы колумбит-танталита сосредоточено 23,4% Ta_2O_5 и 53,0% Nb_2O_5 , а с тапиолитами связано 54,6% Ta_2O_5 и 6,06% Nb_2O_5 от общего содержания этих элементов в породе. Значительное количество тантала и ниобия связано также с касситеритом (14,15% Ta_2O_5 и 17,3% Nb_2O_5) и мусковитом (2,18% Ta_2O_5 и 16,26% Nb_2O_5).

По химическому составу пегматиты близки к материнским гранитам, но отличаются повышенным содержанием редких элементов (см. табл. 17). Наблюдается закономерное увеличение содержания всех редких элементов от двуслюдяных к мусковитовым гранитам и далее к гранит-пегматитам, микроклин-альбитовым и существенно альбитовым жилам пегматитов. Максимальная степень концентрации редких элементов в жилах альбитового типа составляет: BeO 17; Li_2O 4; Rb_2O 2; Cs_2O 34; Ta_2O_5 32; Nb_2O_5 3; SnO_2 21. Их геохимическая специализация цезий-танталовая.

Необычный набор редких элементов в пегматитах и генетическая связь их с мусковит-альбитовыми фациями куполовидных выступов двуслюдяных гранитов позволяют рассматривать их как промежуточные образования между гранитными пегматитами комплексного ряда и грейзеновыми месторождениями Be, Sn, W других регионов.

ПЕГМАТИТЫ ДЗИРУЛЬСКОГО МАССИВА¹

Дзирульский кристаллический массив представляет собой приподнятый блок Грузинской тектонической глыбы в пределах геосинклинальной области межгорной впадины между складчатыми сооружениями Большого и Малого Кавказа. Он сложен метаморфическим комплексом нижнепалеозойских филлитов и докембрийских кристаллических слюдяных сланцев, который прорван тремя комплексами герцинских интрузий: 1) кварцевые диориты, 2) габброиды, габбро-амфиболиты, габбро-диориты до диоритов, 3) комплекс розовых гранитоидов, представленный гранодиоритами, богатыми кальцием, биотитовыми гранитами, аляскитовыми и мелкозернистыми мусковитовыми гранитами, аплитами и пегматитами.

Биотитовые граниты сложены микроклином, олигоклазом и кварцем с подчиненным развитием биотита и в меньшей мере мусковита. Акцессорные минералы: апатит, циркон, магнетит, реже сфен. Вторичные — хлорит и серицит, редко эпидот и

¹ Описывается по материалам Г. Л. Одиакдзе.

Таблица 18

Химический состав гранитов Дзиркульского массива (%)

Компоненты	Гранодиорит	Гранит	Аляскитовый калий-натровый гранит
SiO ₂	66,37	72,01	75,07
TiO ₂	0,26	0,20	Не обн.
Al ₂ O ₃	16,55	13,91	13,52
Fe ₂ O ₃	2,23	0,79	0,80
FeO	2,18	0,57	—
MnO	0,06	0,03	Сл.
MgO	1,58	0,41	Не обн.
CaO	2,06	4,64	0,32
Na ₂ O	2,53	3,75	4,91
K ₂ O	2,42	2,67	4,68
H ₂ O	0,32	0,35	0,09
П.п.п.	0,43	0,36	0,54
P ₂ O ₅	0,06	0,01	—
SO ₃	0,26	—	—
Сумма	97,31	99,70	99,93

Таблица 19

Содержание редких элементов в аляскитовых гранитах (%)

Граниты	Li ₂ O	Cs ₂ O	BeO	Y ₂ O ₃	TiO ₂	Nb ₂ O ₅
Калий-натровые	0,015	Не обн.	0,0005	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Калиевые	0,024	0,0033	0,0027	0,0036	0,47	0,0019

кальцит. Жильные производные гранитов имеют в общем тот же состав, но являются более лейкократовыми, что выражено в значительном преобладании мусковита над биотитом.

По химическому составу (табл. 18) гранитоиды варьируют от типичных щелочно-земельных и богатых кальцием до субщелочных кислых.

Гранитные пегматиты в большинстве своем безрудные, но некоторые их типы могут служить источником керамического и стекольного сырья. Убогим редкометальным оруденением характеризуются только те пегматиты, которые генетически связаны с аляскитовыми калий-натровыми гранитами, в отличие от калиевых, сопровождающихся безрудными пегматитами. Г. Л. Одиказе отмечено, что калий-натровые аляскитовые граниты содержат меньше редких элементов, чем калиевые (табл. 19).

Пегматитовое поле с убогой редкометальной минерализацией приурочено к кровле массива натрий-калиевых аляскитовых гранитов, сложенной габбро-диоритами второго интрузивного комплекса. По минеральному составу среди пегматитов различаются три парагенетических типа: 1) существенно микроклиновые, иногда с гранатом (до 3%) или мусковитом, 2) альбит-микроклиновый с акцессорными бериллом и колумбитом и 3) существенно альбитовый, иногда с турмалином или сульфидами.

В размещении пегматитов наблюдается пространственно-генетическая зональность. Вблизи от выхода материнских гранитов формировались аплиты, пегматит-аплиты и графические пегматиты более высокотемпературных стадий процесса. Далее находится зона развития существенно микроклиновых и альбит-микроклино-

вых пегматитов, несущих редкометальную минерализацию. Еще дальше — зона развития существенно альбитовых безрудных пегматитов.

Помимо главных пегматитообразующих минералов: олигоклаза, микроклина, кварца, альбита и мусковита, в пегматитах широко представлены биотит, гранат, шерл и жильберит. Из редкометальных акцессорных минералов встречаются берилл, колумбит, монацит, циркон, лепидолит и берtrandит. Прочие акцессорные минералы: кальцит, молибденит, арсенопирит, ильменит, ганит, магнетит, апатит. Вторичные — хлорит, гидрослюда, каолинит, окислы железа и марганца.

Среди редкометальных акцессорных минералов наиболее широко распространен берилл, представленный двумя разновидностями. Голубой берилл I приурочен к серовато-белому блоковому кварцу внутренних зон существенно микроклинового и альбит-микроклинового типов жил и характеризуется низким содержанием щелочей (до 0,45%). Светло-зеленый берилл II тесно ассоциирует с крупнозернистым альбитом первой генерации, развитым как во внешних, так и во внутренних зонах тех же пегматитов. Содержание щелочей в нем ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) составляет 1,3%.

Минералы группы колумбита представлены собственно колумбитом ($63,7\% \text{Nb}_2\text{O}_5$, $13,81\% \text{Ta}_2\text{O}_5$) с преобладанием FeO (13,05%) над MnO (6,07%) и марганцевым тантало-колумбитом ($41,30\% \text{Nb}_2\text{O}_5$, $36,37\% \text{Ta}_2\text{O}_5$) с преобладанием MnO (15,74%) над FeO (5,42%). Остальные редкометальные минералы встречаются в незначительных количествах. Шерл — характерный минерал пегматитовых жил только существенно альбитового типа и, по мнению Г. Л. Одикадзе, является отрицательным признаком на редкометальное оруденение.

По характеру акцессорной редкометальной минерализации пегматиты Дзиркульского массива могут быть отнесены к бериллиево-руду.

ГЛАВА 4

ПЕГМАТИТЫ УРАЛА

Урал представляет собой крупную пегматитоносную провинцию, в пределах которой широко развиты безрудные, керамические, слюдоносные, редкометальные и камерные пегматиты с горным хрусталем и другими драгоценными и полудрагоценными камнями. Особой известностью пользуются цветные камни из пегматитов и кварцевых жил Урала, такие как аметист, рубеллиты, изумруды, гелиодоры, топазы, раухотопазы, турмалины, гранаты и другие, которые еще в прошлом столетии привлекали внимание старателей и минералогов разнообразием цветов, естественной огранкой кристаллов, обилием их форм и размеров. В этом отношении пегматиты Урала и в настоящее время являются природным минералогическим музеем, известным всему миру.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Особенности геологического строения Уральского складчатого пояса определяются последовательным формированием двух субмеридиональных геосинклинальных зон (протерозойско-кембрийской и палеозойской), резко несогласных со структурным планом древнего архейско-нижнепротерозойского фундамента. После проявления интенсивной раннекаледонской фазы складчатости в начале палеозоя в пределах Центрального и Западного Урала установились миогеосинклинальные условия, а в его восточной части развивалась палеозойская эвгеосинклиналь. Примерно с верхнего ордовика закладывались основные структурно-фациальные зоны-прогибы и разделяющие их геантиклинальные поднятия. Эти зоны довольно резко различаются по составу вулканогенных, осадочных и интрузивных образований, метаморфизму и металлогенической специализации. В прогибах эвгеосинклинальной зоны широко распространены осадочно-вулканогенные и вулканоплутонические формации базальтоидного магматизма, в то время как более западный миогеосинклинальный прогиб отличается резким преобладанием осадочных фаций над вулканоген-

ными, устойчивостью положения различных фаций в разрезе и отсутствием структурной инверсии (Сергиевский, 1960).

В геоантиклинальных поднятиях представлены главным образом plutонические пегматитоносные формации сиалического гранитного магматизма, связанного с орогенными этапами развития подвижного пояса. Намечаются три тектоно-магматических цикла, сопровождавшихся формированием пегматитоносных интрузий: 1) протерозойский, 2) раннекаледонский и 3) герцинский.

В пегматитовой провинции Урала выделяются три пространственно обособленных, различных по геологическому строению и металлогении пегматитовых поясов: слюдоносных, камерных и редкометальных пегматитов.

Названия выделенных поясов являются довольно условными и определяются по наличию наиболее развитых типов пегматитовых полей, появляющихся на фоне резко преобладающей массы гранит-пегматитов и безрудных пегматитов. Так в пределах пояса слюдоносных пегматитов на фоне безрудных пегматитовых полей известны отдельные жильные зоны, в которых существенную роль играет крупнокристаллический мусковит и появляется акцессорная редкоземельная минерализация. В пределах пояса камерных пегматитов, последние развиты на фоне безрудных и слюдоносных пегматитов. Пояс редкометальных пегматитов изобилует полями безрудных и камерных пегматитов на фоне которых появляется редкометальная акцессорная минерализация пегматитового и пневматолито-гидротермального генезиса.

ПОЯС СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Пояс слюдоносных пегматитов приурочен к одному из геоантиклинальных поднятий, которое в виде узкой (20–60 км), несколько расширяющейся к югу полосы прослеживается вдоль всего Урала, погружаясь на юге под толщу более молодых мезо-кайнозойских отложений. Гранитные интрузии в пределах поднятия связаны с ядрами крупных антиклинальных структур второго и третьего порядков и представлены как отдельными крупными массивами, так и сериями мелких синскладчатых интрузий в гнейсо-мигматитовых комплексах. По данным геологических наблюдений и определения абсолютного возраста (Овчинников, Гаррис, 1960), в этом поясе развиты гранитоиды трех магматических циклов: 1) протерозойско-кембрийские (1385–730 млн. лет), 2) нижнепалеозойские (460–342 млн. лет) и 3) верхнепалеозойские (310–260 млн. лет). Первые сопровождаются слюдоносными пегматитами, вторые – только безрудными, а верхнепалеозойские – полями безрудных пегматитов с редкоземельной акцессорной минерализацией.

Слюдоносные пегматиты распространены в древних гнейсо-мигматитовых комплексах. Они характеризуются разнообразными формами и размерами и иногда несут акцессорную TR-минерализацию. Согласно данным Д.П. Сердюченко, слюдоносные пегматиты имеют следующий химический состав (%): SiO_2 74,00; TiO_2 0,06; Al_2O_3 10,96; Fe_2O_3 5,66; FeO 0,56; MnO 0,02; MgO 0,72; CaO 1,26; Na_2O 3,76; K_2O 3,12; $\text{H}_2\text{O} + 0,20$; сумма 100,32. Содержание редких элементов в них составляет (%): $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ 0,001–0,012; $\text{Nb}_2\text{O}_5 \approx 0,01$; Ta_2O_5 – не обн., $\text{Be} \sim 0,0005$, что близко к их кларкам для кислых пород.

ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОГО ТИПА¹

Пегматитовое поле пространственно и генетически связано с верхнепалеозойскими гранитами, приуроченными к ядру брахиантиклинальной складки, входящей в состав более крупной антиклинали. Вмещающие породы представлены верхнепротерозойскими слюдисто-кварцевыми сланцами, гнейсами, амфиболитами и кварцитами. Массив сложен гранитоидами трех интрузивных фаз: 1) гранитоидами повышенной основности, развитыми в периферических зонах; 2) биотитовыми гранитами

¹ Описывается по данным Н. И. Тихомировой за 1969 г.

тами, слагающими его центральные части; 3) лейкократовыми гранитами, представленными только мелкими жилами. Гранитоиды I фазы по отношению к вмещающим породам в целом конкордантны, а II и III фаз имеют четкие секущие контакты.

Жильные лейкократовые граниты, с которыми предполагается генетическая связь ТЯ-пегматитов, распространены главным образом в центральной части массива. Это полнокристаллические мелкозернистые розовые и розовато-белые породы гранитовой (реже аплитовой) структуры. Главные минералы: олигоклаз (№ 11–13), альбит (№ 9), микроклин (двух генераций) и кварц.

Пегматитовые тела залегают в самом массиве и образуют единичные жилы и жильные зоны. Большинство жил мелкие, слабодифференцированные, безрудные. Крупные полнодифференцированные тела с повышенным содержанием редких элементов встречаются редко и приурочены к контакту гранитов I и II фаз. Наиболее крупная жила имеет отчетливое асимметрично-зональное строение. От висячего к лежащему боку различаются следующие зоны: 1) тонкозернистая микроклин-альбитовая с гнездами альбит-мусковитового состава; 2) неравномернозернистая кварц-альбит-микроклин-олигоклазовая; 3) пегматоидная кварц-олигоклазовая; 4) блоковая кварц-олигоклазовая; 5) блокового кварца; 6) сахаровидного альбита; 7) неравномернозернистая кварц-микроклин-альбитовая с реликтами олигоклаза. Наиболее характерными акцессорными минералами являются магнетит, гранат, гематит, ильменит, сфен, апатит, циркон, рутил, эвксенит, самарскит и фергусонит. Реже отмечаются монацит, ксенотим, касситерит, цитролит, молибденит, сподумен. ТЯ-Та-ниобаты концентрируются главным образом в блоковой кварц-олигоклазовой (с поздним микроклином и альбитом) и неравнозернистой кварц-альбит-микроклин-олигоклазовой зонах. В кварц-микроклин-альбитовой зоне лежащего бока их содержание значительно ниже. Распределение редкометалльной минерализации неравномерное-гнездовое и она приурочена к участкам повышенной трещиноватости с широко развитыми процессами альбитизации.

Содержание тантала и ниобия в отдельных участках жилы колеблется в широких пределах: Ta_2O_5 0,001–0,11%, Nb_2O_5 0,0044–0,18%. Повышенные концентрации редких щелочных металлов не характерны.

Среднее содержание редких элементов составляет примерно (%): Ta_2O_5 0,0015; Nb_2O_5 0,017; TR_2O_3 до 0,96; BeO 0,003; Li_2O 0,0002–0,0080; Rb_2O 0,01–0,03; Cs_2O 0,0002–0,0009; $K:Rb$ 200–880; $Ta:Nb$ 1:10.

Химический состав минерализованной зоны жилы следующий (%): SiO_2 65,00; TiO_2 0,15; Al_2O_3 17,50; Fe_2O_3 1,34; FeO 2,66; MnO 2,35; MgO 1,45; CaO 0,58; Na_2O 7,00; K_2O 0,96; P_2O_5 0,016; Ta_2O_5 0,0087; Nb_2O_5 0,0098; BeO 0,003. Самарскит, эвксенит и фергусонит характеризуются преобладанием ниобия над танталом. Средняя степень концентрации редких элементов в данной пегматитовой жиле составляет: BeO 5; Li_2O 1; Rb_2O 1; Cs_2O 2; Ta_2O_5 4; Nb_2O_5 8; $TR_2O_3 > 20$ что свидетельствует о ее редкоземельной геохимической специализации.

ПОЯС КАМЕРНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Пегматитовые поля этого пояса отличаются богатством минеральных видов, в связи с чем известны еще с конца прошлого столетия. В них редко встречаются пригодные для огранки топазы, бериллы, аквамарины, фенакиты, цирконы, корунды, горный хрусталь и гранат, поделочные камни — амазонит, лунный камень, содалит, желтый и розовый канкринит. Из редкометалльных акцессорных минералов отмечаются монацит, эшпинит, пироклор, ортит, самарскит, колумбит, лепидолит и др. Пегматитовый пояс приурочен к антиклинорию, вытянутому в меридиональном направлении, и представлен рядом разобщенных пегматитовых полей.

Антиклинорий сложен интенсивно инъецированной (гранитной и щелочной магмой) толщей кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболов протерозойско-нижнепалеозойского возраста. По данным П. В. Калинина в формировании верхнепалеозойской пегматитоносной гранитной щелочной интрузии выделяются три этапа:

1) домиаскитовый — гранитный, 2) миаскитовый — щелочной, 3) послемиаскитовый — гранитный. С каждым из этих этапов связаны свои отличные по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям пегматиты. Основная часть щелочных и гранитных пегматитов, содержащих акцессорную редкометальную минерализацию, приурочена к зоне контакта щелочных пород с гнейсами. Пегматиты домиаскитовых гранитов безрудные.

Послемиаскитовые гранитные пегматиты образуют единичные жилы или жильные серии вдоль зон разломов и контактов миаскитов с гнейсами. Они залегают как в миаскитах, так и во вмещающих гнейсах, кристаллических сланцах и фенитах. Эти пегматиты пересекают и граниты первого этапа, и щелочные пегматиты. Мощность жил 0,5–15 м, длина до 150 м. Текстура массивная, участково-зональная, реже зональная. Наиболее распространены графическая, неяснографическая и мелкозернистая аплитовидная структура. Главные минералы: микроклин-пертит, амзонит, кварц. Второстепенные: олигоклаз (№ 28), биотит, иногда мусковит. Акцессорные: гранат, турмалин, апатит, циркон, магнетит, колумбит, иногда ортит, бетафит и топаз. Характерно, что в составе жил, залегающих в щелочных породах, заметно уменьшается содержание кварца, но возрастает — мусковита и биотита (процесс десиликации).

По минеральному составу и условиям залегания послемиаскитовые гранитные пегматиты разделяются на две группы: 1) гранитные пегматиты "чистой линии" (а — кварц-полевошпатовые с ортитом, б — кварц-амзонитовые с топазом и колумбитом) и 2) гранитные пегматиты "линии скрещения" (в миаскитах) — мусковит-полевошпатовые с бетафитом и ортитом.

Кварц-амзонитовыми, в различной степени альбитизированными пегматитами представлена основная часть известных древних топаз-берилловых и фенакитовых копей. С пегматитами щелочных пород связаны корундовые, канкринитовые и цирконовые копи. Драгоценные камни в гранитных пегматитах обычно приурочены к хрусталеносным полостям или к трещинам.

ПОЯС РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Пояс пегматитоносных интрузий приурочен к крупной структуре геоантиклинального типа, вытянутой в меридиональном направлении, которая прослеживается на расстояние около 4000 км при ширине 20–50 км. Интрузивный магматизм этого поднятия представлен тремя циклами: 1) древним протерозойско-нижнепалеозойским (гранито-гнейсовым), 2) среднепалеозойским (габбро-перидотитовым) и 3) верхнепалеозойским (гранитоидным). Гранитоиды первых двух циклов в пределах рассматриваемой структуры пользуются относительно ограниченным распространением, в то время как верхнепалеозойские гранитоиды развиты чрезвычайно широко.

Среди верхнепалеозойских гранитоидов выделяют три разновозрастных комплекса: 1) кварцевые диориты, плагиограниты, гранодиориты, 2) гранодиориты, диорит-сиениты, граносиениты, биотитовые и амфибол-биотитовые граниты, лейкократовые граниты; 3) нормальные биотитовые и лейкократовые граниты и аляски-ты (Львов, 1966). Основная масса пегматитов, в том числе и редкометальных, связана с крупными массивами нормальных биотитовых и лейкократовых гранитов третьего комплекса.

В составе третьего пегматитоносного комплекса выделяются три фазы: 1) гнейсовидные биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, гранодиориты, лейкократовые граниты и ассоциирующие с ними пегматиты, 2) биотитовые (до лейкократовых) крупнозернистые и порфировидные граниты, гнейсовидные граниты, гранит-пегматиты и пегматиты, 3) лейкократовые граниты, аплитовидные граниты, мелкозернистые биотитовые граниты, пегматитовые граниты, гранит-пегматиты и пегматиты. В пегматитах развита акцессорная редкометальная минерализация, представленная бериллом, колумбитом и др. Среди гранитоидов третьей фазы выделяются альбит-олигоклазовые (с биотитом) и микроклин-альбит-олигоклазовые (с мусковитом) разности.

Породы перечисленных выше интрузивных фаз различаются минеральным составом, химизмом и содержанием редких элементов (табл. 20–22). От более ранних к

Таблица 26

Минеральный состав гранитоидов верхнепалеозойского пегматитоносного комплекса

Интрузивные фазы	Породы	Породообразующие минералы (%)								Характерные аксессуарные минералы
		кварц	калиевый полевой шпат	плагиоклаз	мусковит	биотит	амфибол	прочие минералы	№ плагио-клаза	
I	Гибридные гранодиориты	30	10	40-45	—	20-30	—	До 5	25-35	Магнетит, эпидот, ильменит, сфен, апатит, гранат, резе ортит, торит, ильменорутит, монацит
	Биотитовые и биотит-амфиболовые граниты	30	20	30-40	—	20	—	До 5	25-30	
	Лейкократовые граниты	30	20-40	20-30	1-3	5	—	До 5	10-20	
II	Крупнокристаллические и равнозернистые порфировидные граниты	29-34	20-33	36-39	0,5-4	2-10	—	1-3	13-25	Апатит, магнетит, гранат, циркон, ильменит, сфен, рутит, монацит, ксенотим, иногда тантал-ниобаты, берилл, турмалин
	Мелкозернистые биотитовые граниты	31-32	21-33	25-38	2-4	4-6	—	1-3	12-24	Апатит, циркон, монацит, магнетит, ильменит, гранат
III	Олигоклазово-микроклиновые граниты	30-39	26-37	29-30	1-2	1-3	—	1-2	9-13	Магнетит, гранат, апатит, монацит, ксенотим, ильменит, рутит, турмалин, иногда самарскит, епидомен
	Микроклиноальбит-олигоклазовые граниты	30-32	18-23	37-42	2-6	1-3	—	1-2	7-10	Апатит, гранат, монацит, ксенотим, ильменит, магнетит, флюорит, колумбит, берилл, топаз, молибденит, касситерит, халькопирит

Таблица 21

Химический состав (в %) верхнепалеозойских пегматитоносных гранитов

Интрузивные фазы	Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	П.п.п.	Сумма
I	Кварцевые диориты (1)	56,27	1,00	17,33	1,77	4,19	1,11	3,97	6,60	4,10	1,60	0,31	—	2,12	99,37
	Биотитовые граниты (2)	67,00	0,65	15,25	1,36	2,08	0,06	1,67	2,28	4,06	4,05	0,20	—	0,82	99,48
	Лейкократовые граниты (2)	72,16	0,28	14,10	0,72	1,40	0,03	0,31	1,88	3,13	5,25	0,11	—	0,57	99,94
	Крупнокристаллические порфировидные биотитовые граниты (31)	72,80	0,22	14,42	0,73	1,45	0,05	0,45	1,34	3,52	4,28	0,10	—	—	99,36
II	Гнейсовидные граниты крайней фации (3)	71,63	0,27	14,57	0,30	2,21	0,05	0,74	1,67	4,37	3,70	0,11	—	0,41	99,62
	Мелкозернистые биотитовые граниты (4)	72,44	0,27	15,43	0,48	1,08	0,03	0,57	1,69	3,03	4,77	0,07	—	0,20	100,06
	Лейкократовые олигоклаз-микроклиновые граниты (6)	74,55	0,12	13,70	0,25	1,46	0,03	0,20	0,75	3,46	4,96	0,04	—	0,29	99,81
	Микроклиноальбит-олигоклазовые граниты (3)	74,26	0,12	14,3	0,56	0,56	0,07	0,43	0,87	4,19	4,23	0,05	—	0,27	99,74

Таблица 22

Содержание редких элементов в пегматитоносных гранитах и редкометаллических пегматитах (г/т)

Ин- трузи- вные фа- зы гран- и- тов	Породы	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	BeO	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	ZrO ₂	SnO ₂	TiO ₂	B	F	Na:K (среднее)
I	Мелкозернистые биотитовые гра- ниты, гранодиориты (1)	7	30	—	66	200	Не обн.	—	—	—	—	—	—
	Лейкократовые граниты	3	20	—	20	165	То же	—	—	—	—	—	—
	Пегматиты	3	20	—	15	176	"	—	—	—	—	—	—
II	Гнейсовидные биотитовые гра- ниты краевой фации (16)	20*	30	11	132	880	95	130	17	6200	30	520	1,6
	Порфиroidные и равномерно- зернистые крупнокристаллические биотитовые граниты (31)	5	10	—	66	160	13	90	—	2400	20	260	—
	Мелко- и среднезернистые био- титовые граниты (12)	20	45	11	31	320	2	100	13	6800	40	620	1,1
		17	26	4	11	265	11	—	—	30	440	—	—
		10	30	11	18	330	7	—	17	5100	Не опр.	—	1,2
		3	10	—	88	210	—	—	—	2600	—	—	—
	Пег- матиты	30	30	14	77	440	7	130	12	1000	20	50	0,8
	экзоконтактовые (12)	10	20	7	51	286	2	60	—	1000	20	300	1,3
		30	300	13	2000	1000	530	—	—	600	30	10	1,0
		20	30	—	11	330	21	—	—	1300	30	—	—
III	Лейкократовые олигоклаз-мик- роклиновые граниты (2)	10	10	11	51	297	7	—	—	—	—	—	—
	Пегматиты (5)	10	10	11	44	462	11	—	—	900	28	50	0,8
		7	—	7	22	385	6	—	—	—	—	—	—
	Лейкократовые микроклин- альбит-олигоклазовые грани- ты (55)	70	70	49	242	374	16	40	3	—	30	1300	1,3
		16	30	27	132	275	6	—	—	—	20	300	—
		100	160	1000	2000	1000	63	25	17	500	20	1000	2,2
	Пег- матиты	20	50	70	100	396	21	—	—	15	15	300	—
	экзоконтактовые (49)	100	220	1100	2000	1000	630	30	13	500	20	1000	6,4
		30	60	270	88	440	21	—	—	15	15	400	—

* В числителе — максимальное, в знаменателе — среднее содержание в минеральных комплексах.

более поздним фазам намечается возрастание роли лейкократовых разностей гранитов и пегматитов, увеличение содержания кремнезема, щелочей, редких элементов, фтора и уменьшение содержания минералов Са, Mg, Ti, Fe и номера плагиоклаза. Наиболее высокие содержания редких элементов отмечаются в породах III фазы и приурочены к пегматитам микроклин-альбит-олигоклазовых гранитов.

С каждой интрузивной фазой гранитоидов связаны свои пегматиты, различающиеся по внутреннему строению, минеральному составу и геохимической специализации, что в значительной мере предопределяется геологическими условиями их формирования и составом материнских гранитов.

Пегматиты фазы I обычно представлены мелкими недифференцированными телами средне- и крупнозернистой структуры. По составу они микроклин-кварц-плагиоклазовые или плагиоклаз-кварц-микроклиновые. Для них характерно низкое (до 1–2%) содержание или полное отсутствие слюд (биотита) и отсутствие редкометальной минерализации. Из акцессорных минералов в повышенных количествах присутствует только магнетит.

Пегматиты фазы II отличаются более сложным участково-зональным или зональным строением, широким развитием графических зон, обогащенностью слюдой (главным образом саблевидным биотитом), появлением кварц-мусковитовых, реже мусковит-альбитовых и лепидолит-кварц-альбитовых замещающих комплексов с редкометальной минерализацией. Однако повышенных концентраций редкие элементы (Ta, Nb, Li, Be) достигают только в отдельных зонах полнодифференцированных жил, максимально удаленных от материнских интрузий. С пегматитами этой фазы связаны проявления горного хрусталя и поделочных камней.

Пегматиты фазы III, как и их материнские граниты, по Na:K отношению и минеральному составу подразделяются на две группы: 1) существенно калиевые пегматиты ($\text{Na:K} < 1$), микроклинового и плагиоклаз-микроклинового типов, бедные слюдой (биотитом), 2) натриевые пегматитовые жилы ($\text{Na:K} > 1,3$) микроклин-альбит-олигоклазового, микроклин-альбитового и существенно альбитового типов (с мусковитом). К первым относятся главным образом безрудные, а ко вторым — редкометальные пегматиты с тантал-ниобий-бериллиевой акцессорной минерализацией. От пегматитов фазы II они отличаются высоким содержанием слюд, резким преобладанием мусковита над биотитом, слабым развитием графических зон и более широким развитием альбитовых и мусковит-альбитовых замещающих комплексов.

Особенностью западных контактов гранитных интрузий является их более пологое погружение под породы кровли по сравнению с восточными контактами. Для зоны западных контактов наряду с безрудными и слюдоносными пегматитами характерно развитие пегматитов с горным хрусталем, различными самоцветами и разнообразной редкометальной минерализацией.

ПОЛЕ ПЕГМАТИТОВ С ДРАГОЦЕННЫМИ КАМНЯМИ

В пределах западного экзо- и эндоконтакта одного из гранитных массивов давно известно большое количество пегматитовых и кварцево-жильных проявлений разнообразных драгоценных и поделочных камней. Пегматитовое поле приурочено к толще плагиоклазовых, биотит-роговообманковых, двуслюдяных и графитизированных гнейсов с линзами мраморов и кварцитов, интенсивно инъецированных гранитным материалом фаз I и II. Фаза I представлена согласно залегающими пластовыми инъекциями. Граниты фазы II образуют относительно мощные (от 5–10 до 100 м и более) согласно секущие дайкообразные тела, сложенные лейкократовыми средне- и крупнозернистыми, нередко пегматоидными гранитами плагиоклаз-микроклинового состава. По сравнению с лейкократовыми гранитами фазы I они заметно обогащены слюдой (биотитом). Связанные с ними штировидные пегматиты более дифференцированные и характеризуются широким развитием графических и пегматоидных зон с саблевидным биотитом. По составу акцессорных минералов пегматоидные граниты отличаются повышенным содержанием акцессорных редкоземельных фосфатов. Содержание монацита в них достигает 40 г/т, а

Таблица 23

Химический состав пегматитов (%)

Компоненты	Лейкократовый гранит (2)	Зоны пегматитов		
		среднезернистая (3)	крупноблоковая (5)	лепидолитовая (I)
SiO ₂	73,75	74,34	72,88	76,21
TiO ₂	0,04	0,03	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	13,54	13,64	13,52	13,18
Fe ₂ O ₃	0,12	0,15	0,11	0,15
FeO	1,98	1,49	1,82	0,79
MnO	0,04	0,06	0,04	0,08
MgO	0,35	0,17	0,14	0,16
CaO	0,57	0,24	0,40	0,43
Na ₂ O	2,71	3,17	3,45	4,21
K ₂ O	5,85	5,53	6,82	3,73
Li ₂ O	0,02	0,11	0,13	—
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,02	—
П.п.п.	0,31	0,50	0,29	0,20
Сумма	99,32	99,46	99,64	99,17

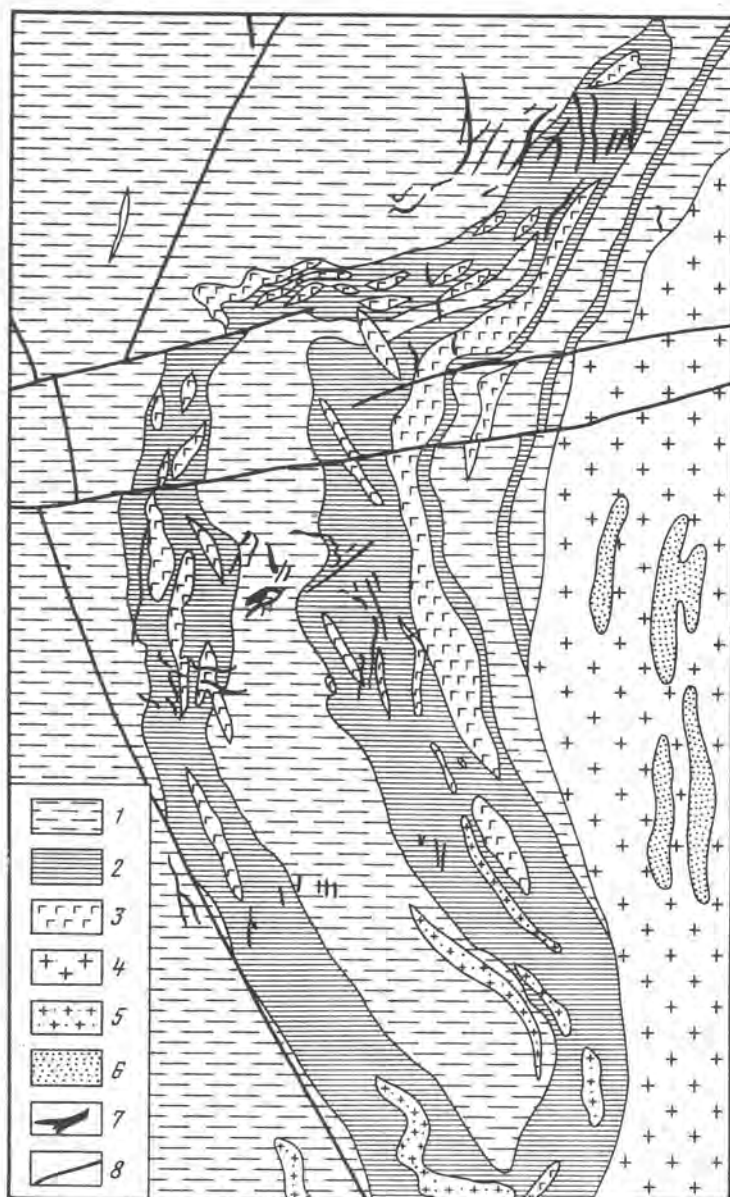
ксенотима — 28 г/т. Встречается циркон. С этими гранитами пространственно тесно ассоциируют керамические пегматиты, а также пегматиты и кварцевые жилы с драгоценными камнями.

Главная масса пегматитов с драгоценными камнями локализована в толще биотитовых, существенно плагиоклазовых гнейсов, образующих антиклинальную складку субмеридионального простираения. Гнейсы прорваны дайками биотитовых I и лейкократовых пегматоидных гранитов II, а также жилами пегматитов. Минеральный состав биотитовых гранитов (%): микроклин 40, альбит-олигоклаз 25, кварц 30, слюды 4–5, акцессорные минералы (гранат, сфер, рутил, магнетит) 1. Лейкократовые пегматоидные граниты, секущие дайки биотитовых гранитов I, характеризуются более крупнозернистой структурой, меньшим содержанием биотита и повышенным содержанием мусковита и граната (до 4%). С гранитными дайками II тесно ассоциируют пегматитовые жилы, секущие (под углом 20–30°) вмещающие породы и согласные с ними. Мощность их колеблется от 2–3 до 20–30 м.

Жилы, содержащие драгоценные камни, обычно отличаются более четкой зональностью. В строении наиболее дифференцированных жил участвуют аплитовая, мелкозернистая, графическая и блоковая зоны. Наиболее широко развиты графические зоны с характерным для них саблевидным биотитом. Центральные части жил обычно имеют более крупнокристаллическую, пегматоидную или блоковую структуру. По направлению к осевым частям жил количество микроклина убывает (от 50 до 20–30%), а плагиоклаза возрастает (от 20 до 40–50%). Микроклин, особенно в блоковой зоне, интенсивно пертитизирован. От материнских гранитов к осевым частям жил отношение натрия к калию закономерно возрастает от 0,8 до 2,9 (табл.23).

К блоковым зонам приурочены полости с драгоценными камнями. В околосланцевом пространстве отмечаются оторочки, гнезда и прожилки мелкозернистого альбитового агрегата с мусковитом, а в самих занорышах — друзы альбита. Занорыши встречаются также в участках развития лепидолита и мусковита, причем в мусковитовых развиты берилловые занорыши, а в лепидолитовых топазовые. Около берилловых занорышей отмечается много турмалина, что не характерно для топазовых занорышей. Занорыши обычно заполнены каолином. Размеры полостей колеблются от 0,006 до 0,01 м³, редко достигая 1 м³, и определяются структурой пегматитов. В мелкоблоковых зонах наблюдаются мелкие, а в крупноблоковых — крупные занорыши. В одной из жил в 1911 г. А. Е. Ферсманом была отмечена камера размером 4,0х1,5 м.

Разными авторами в этих пегматитах установлено около 40 минералов. Содержание акцессорных минералов следующее (г/т): магнетит 320, гематит 154, пирит 3, лимонит 14, гранат 8116, ильменит 23, циркон 0,15, монацит 174, ксенотим 25, рабдофанит 82, апатит 185, турмалин 147, цветной турмалин 0,77, топаз 17, колумбит 10, пирохлор 0,02, лепидолит 7, андалузит 67, сподумен 3, шпинель 78, эпидот 2, касситерит 2, хлорит 63. Самоцветы представлены прозрачными разновидностями акцессорного берилла, топаза, турмалина, граната и горным хрусталем.



Фиг. 14. Геологическая схема поля с хрусталеносными пегматитами (по материалам Н. З. Чистякова, А. С. Таланцева и др.)

1 – биотитовые, гранатовые и углистые сланцы; 2 – биотит-мусковитовые, ставролитовые и амфиболовые сланцы; 3 – амфиболиты и габброиды; 4 – пегматитоносные граниты; 5 – апофизы массива пегматитоносных гранитов; 6 – ксенолиты вмещающих пород; 7 – пегматиты; 8 – тектонические нарушения

ПОЛЕ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Хрусталеносные пегматиты также развиты вдоль западного контакта одного из гранитных массивов (фиг. 14).

По внутреннему строению и особенностям минерализации они обнаруживают большое сходство с рассмотренными выше пегматитами. В отличие от них здесь менее распространены цветные камни (особенно драгоценные), но возрастает количество горного хрусталя и увеличивается роль редкометальной минерализации (Таланцев, 1969 и др.).

В пределах пегматитового поля широко развиты дайки и жилы лейкократовых гранитов, аплитов и пегматитов различного состава (табл. 24). Пегматиты распределены неравномерно и образуют отдельные жильные серии, приуроченные к зонам повышенной трещиноватости в антиклинальных перегибах толщи вмещающих метаморфических пород. При этом наблюдается постепенный переход от жильных гранитов с гнездами пегматитового материала (фаза II) к обособленным пегматитовым жилам. По мере удаления от контакта гранитного массива в жильных гранитах увеличиваются количество и размеры пегматитовых обособлений, вплоть до образования полнодифференцированных пегматитовых тел. Одновременно изменяется состав гранитов и пегматитов, в которых увеличивается содержание альбита и мусковита (см. табл. 24), породы становятся более лейкократовыми и возрастает содержание в них редких элементов (табл. 25).

Таблица 24

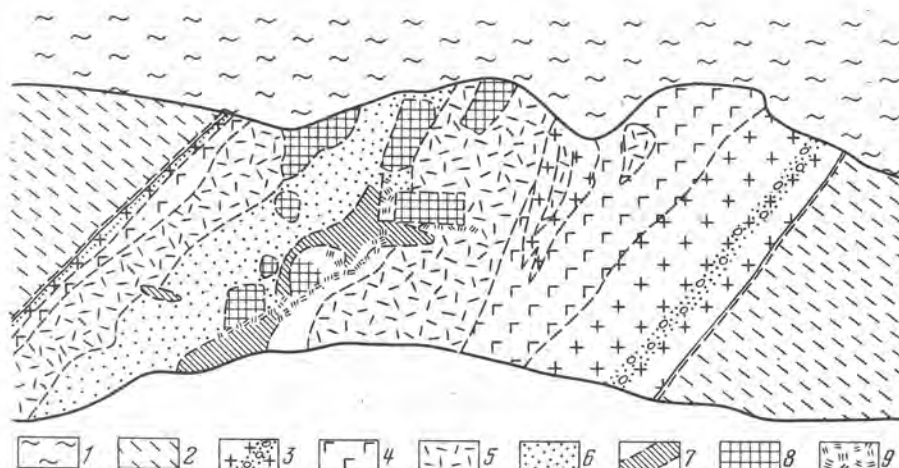
Минеральный состав пегматитов и материнских гранитов (%)

Породы	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц	Биотит	Мусковит	Прочие	Номер нормативного плагиоклаза
Главная интрузивная фаза							
Крупнокристаллический гранит	36	21	32	6	3	2	23
Порфировидный биотитовый гранит	36-37	22	33	6	1	1	21
Гнейсовидный гранит	38	20	31	8	0,5	2	25
Внутригранитный жильный комплекс							
Аплит	35-36	28	33-34	2-3	—	1	22,5
Пегматит	29	50	19	1-2	—	—	11
Пегматит	26-27	36	31	2	4	—	9
Аплитовый мусковитовый гранит	38	18-19	34-35	1	6	—	10,5
Экзоконтактовый жильный комплекс							
Жильный гранит крайняя часть	33-34	19-20	36	8	8	—	12
Центральная часть жил	34	22	36	1,5	5	—	12
Мелкие пегматитовые обособления	33-39	19-32	28-35	1-3	1-5	—	9-18
Мелкозернистые граниты	38	20	33	2	3-4	—	13
Пегматиты	37-39	17-19	33	1-3	0,3-6	—	11-12

Таблица 25

Распределение редких элементов в жильных породах (г/т)

Группы	Породы	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	BeO	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	SnO ₂	F	TiO ₂
Лейкократовые граниты с мелкими шлирами пегматитов	Гранит с гнездами пегматитов	3	30	19	95	430	11	13	—	1000
		3	30	11	11	330	—	15	—	1200
		3	30	16	242	352	11	14	—	2600
	Мелкозернистый гранит	—	10	13	44	220	—	—	270	—
	а) с мусковитом и биотитом	2	30	13	88	22	—	—	—	1200
	б) с мусковитом	До 10	20	13	До 682	154	—	—	—	1200
	Недифференцированные пегматитовые обособления	Сл.	10	8	110	352	—	—	—	—
		3	3	11	44	616	53	—	—	240
Гранит-пегматиты и аплит-пегматиты	Гранит-аплит с мусковитом и биотитом	До 70	До 30	13	220	517	11	—	430	—
	Пегматитовые обособления, слабо дифференцированные	4	40	16	46	132	6	—	360	360
		9	50	27	88	330	—	—	—	620
Полнодифференцированные пегматиты	Крупные обособления в зонах									
	а) аплитовой	10	40	5	4	220	53	17	—	—
	б) графической	До 40	До 30	3	20	220	—	13	—	440
	в) пегматитоидной	" 90	" 90	—	330	176	—	21	—	—



Фиг. 15. Зональность пегматитовой жилы в сланцах

1 — песчано-глинистые отложения; 2 — кристаллические сланцы; 3–6 — зоны: 3 — аплитовая с вкрапленностью граната, 4 — графическая, 5 — пегматоидная, 6 — альбит-мусковитовая; 7 — блоковый кварц; 8 — блоковый микроклин; 9 — зона лепидолита (Таланцев, 1969)

В крупных зональных внутригранитных пегматитовых телах от периферии к центру отмечается закономерная смена следующих зон: 1) аплитовая с участками мелкой графики мусковит-кварц-микроклинового состава мощностью 0,1–1 м; 2) графическая кварц-микроклиновая мощностью 0,2–2 м; 2) неяснографическая кварц-альбит-микроклиновая мощностью 0,5–1,6 м; 4) блоковая кварц-микроклиновая; 5) кварцевое ядро. Для этих пегматитов характерно более высокое содержание редкометалльных минералов, закономерно возрастающее от альбандов к центральным частям жил (табл. 26).

Полнодифференцированные экзоконтактовые пегматитовые жилы (фиг. 15) отличаются более высоким содержанием редких элементов, в распределении которых наблюдаются те же закономерности, которые были показаны для зональных внутригранитных пегматитов (см. табл. 25). Особенностью их является более широкое развитие лепидолита и микроклина. Максимальное содержание колумбит-танталита (440 г/т) приурочено к зонам с лепидолитом центральных частей жил (Таланцев, 1969).

В четко дифференцированных пегматитовых телах отмечаются кварцевые ядра и погребя с пьезооптическим кварцем. Наиболее крупные ядра приурочены к местам сочленения полого- и крутопадающих пегматитовых жильных зон (Никитин, 1960).

В западной части пегматитового поля, наиболее удаленной от материнских гранитов, широко развиты хрусталеносные кварцевые жилы с мусковитовыми оторочками, в которых, по данным А. С. Таланцева, отмечается акцессорный берилл. Таким образом, намечается связь хрусталеносных кварцевых жил с хрусталеносными пегматитами, и они представляются как верхние наиболее удаленные от контакта продукты дифференциации магматического расплава.

Таким образом в пегматитах данного типа сохраняется общая закономерность пегматитового процесса – увеличение степени дифференциации расплава и концентрации редких элементов с удалением от материнского очага.

Таблица 26

Содержание акцессорных минералов в гранитах, пегматитах (II группа) и вмещающих породах (г/т)

Минералы	Вмещающие породы	Дайка гранита с пегматитовыми обособлениями	Зоны пегматитового тела		
			аплитовидная	пегматойдная	блоковая
Берилл	—	20	3,4	136	407
Танталит-колумбит	—	18	23	98	280
Рутил	—	0,1	0,1	0,2	55
Сфен	0,1	0,1	0,1	—	0,2
Ильменит	450	6	5,3	0,1	55
Гранат	88	364	36	1,5	110
Циркон	163	2,1	35	1,2	49
Рабдофанит	—	—	0,1	0,1	0,2
Монацит	—	0,1	0,3	0,9	29
Ксенотим	0,1	0,1	0,2	0,8	4,2
Апатит	0,1	7	0,1	0,1	2,1
Бастнезит	—	—	0,1	Ед. зн.	47
Турмалин	Ед. зн.	0,7	0,5	0,1	21
Флюорит	—	0,1	0,2	0,1	16
Лепидолит	—	—	—	0,1	15
Петалит	—	—	—	—	Ед. зн.
Магнетит	29	0,8	Ед. зн.	Ед. зн.	” ”
Гематит	—	0,1	0,1	0,7	16
Гетит	—	—	1,1	0,1	52
Вернадит	—	—	8,3	9,1	227
Топаз	—	—	Сл.	6,6	6,9
Микроклин	—	—	—	—	Ед. зн.

ПОЛЕ РУБЕЛЛИТОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ С КОМПЛЕКСНОЙ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ

Гранитный массив, сопровождающийся рубеллитоносными пегматитами, сложен биотитовыми (до лейкократовых) гранитами средне- и крупнозернистой структуры. В центральной его части развиты главным образом массивные крупнозернистые, а в эндоконтактах — гнейсовидные среднезернистые разности гранитов. К последним приурочено большое количество даек мелкозернистых биотитовых гранитов и пегматитов. Жильные породы по составу и времени образования подразделяются на четыре группы: 1) мелкозернистые биотитовые плагиограниты и гранодиориты; 2) лейкократовые граниты с термалином; 3) мусковитовые граниты; 4) пегматиты. Последние по составу и условиям локализации могут быть подразделены на две группы: 1) внутригранитные микроклин-кварц-олигоклазовые; 2) микроклин-кварц-альбитовые с мусковитом, лепидолитом, сподуменом и цветными турмалинами, залегающие в ультраосновных породах (табл. 27).

Внутригранитные пегматиты представлены мелкими слабодифференцированными участково-зональными жилами или шшироподобными обособлениями в жильных лейкократовых и мусковитовых гранитах, составляющими 5–10% от объема жил. По составу акцессорных минералов пегматиты сходны с лейкократовыми гранитами. В отличие от последних в них вместо магнетита в больших количествах присутствует гранат, заметно возрастает содержание ксенотима, уменьшается количество апатита, появляется берилл (табл. 28), понижается содержание Si , Na , Fe^{2+} , но повышается Al , Fe^{3+} , Ca и F (табл. 29). Как в гранитах, так и во внутригранитных пегматитах отмечаются несколько повышенные по отношению к кларковым, содержания Ta , Li , Cs (табл. 30).

Рубеллитоносные микроклин-альбитовые пегматиты с мусковитом, лепидолитом, сподуменом и турмалином представлены двумя субпараллельными жилами, приуроченными к субмеридиональной зоне повышенной трещиноватости, секущей вмещающие ультраосновные породы почти под прямым углом. Размеры жил незначительны.

Более крупная жила в раздуде имеет зональное внутреннее строение. От зальбандов к осевой части жилы различаются следующие зоны: 1) неравномернозернистая (до мелкопегматоидной) кварц-плагиоклазовая с черным турмалином и тонкими прожилками альбита; 2) пегматоидная (до мелкоблоковой) кварц-альбит-микроклиновая с мусковитом, лепидолитом, турмалином, гнездами и прожил-

Таблица 27

Минеральный состав пегматитов и материнских гранитов (%)

Минералы	Лейкократовые граниты	Внутригранитные пегматиты	Рубеллитоносные пегматиты		
			неравномернозернистая зона	пегматоидная и мелкоблоковая зоны	средний состав
Кварц	26	28	31	10	15
Калиевый полевой шпат	28	28	—	31	20
Плагиоклаз	37	30	47	26	30
Мусковит	2	4,5	1	10	6
Лепидолит	—	—	1	3	—
Амфибол	—	—	—	—	—
Биотит + флогопит	2	2	4,5	8	7
Турмалин (рубеллит)	4	7,2	2	5	4
Сподумен	—	—	3	1	2
Прочие	1	1	10	6	7
№ плагиоклаза (нормативный)	13	21	5–6	7	6

Таблица 28

Акцессорные минералы (г/т) жильного комплекса поля рубеллитоносных пегматитов

Минералы	Лейкократовые граниты	Внутригранитные пегматиты	Микроклин-альбитовые пегматиты с лепидолитом и рубеллитом			
			неравномернoзернистая зона	блоковaя зона	лепидолитoвый комп-лекс	монтморил-лонитовые гнезда
Колумбит-танталит	—	—	—	4,7	1,9	49
Микролит + пироклор	0,6	0,04	55	16	316	325
Эшинит	—	—	1,7	0,4	1,8	34
Прочие тантало-ниобаты	0,3	—	1,5	—	—	—
Лепидолит	—	—	4,8	3,1	4464	168
Литиофилит	—	—	—	—	—	0,2
Сподумен	1,4	0,5	5260	12	0,5	417
Поллучит	—	—	—	—	0,3	Ед. зн.
Турмалин шерл	4056	3403	736	1081	14	3,0
дравит	—	—	—	2763	0,4	1,4
зеленый турмалин	—	—	542	418	Ед. зн.	9986
полихромный турмалин	—	—	Ед. зн.	18	Ед. зн.	13
индиголит	—	—	25	1304	654	215
рубеллит	30	6,6	58	1034	3771	7939
ахроит	—	—	18	68	7,8	1254
Берилл	—	—	0,8	Ед. зн	Ед. зн.	0,8
Гердерит	—	—	—	—	—	0,1
Флюорит	—	—	—	0,7	Ед. зн.	2,7
Апатит	1040	46	15	4,8	1,4	66
Топаз	—	—	14	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
Циркон	0,3	5	0,8	1,7	Ед. зн.	60
Циртолит	0,9	—	9,6	0,3	—	749
Малакон	—	—	—	21	—	—
Монацит	83	82	37	86	1,9	—
Рабдофанит	—	12	—	—	—	—
Бастнезит	—	—	Ед. зн.	0,01	Ед. зн.	0,9
Ксенотим	0,4	10	13	35	Ед. зн.	14,7
Ортит	—	—	0,2	16	4,4	0,05
Уранинит	—	—	—	—	2,5	—
Магнетит	1032	294	—	87	0,15	1,1
Гематит	55	151	—	111	0,5	29
Пирит	2,0	0,4	0,8	1,3	Ед. зн.	10
Гранат	10	1335	43	23	0,1	0,5
Сфен	—	Ед. зн	Ед. зн.	Ед. зн.	0,2	0,7
Рутил	0,4	53	4,7	37	7,9	0,1
Ильменит	57	29	9,8	121	1,7	302
Касситерит	—	—	13	5,4	Ед. зн.	60
Бисмутит	0,4	—	—	—	—	Ед. зн.
Молибденит	0,1	0,1	—	—	—	0,05
Киноварь	0,7	0,1	—	—	—	—
Сфалерит	—	—	—	Ед. зн.	Ед. зн.	0,1
Корунд	—	—	0,6	0,1	—	Ед. зн.
Опал	—	—	—	—	—	3,8
Оливин	—	—	0,3	Ед. зн.	—	—
Эпидот	6,4	1,9	35	—	—	4,3
Кальцит	—	—	—	—	—	13
Вернадит	—	—	—	Ед. зн.	Ед. зн.	3

Таблица 29

Химический состав жильных гранитов и пегматитов (%)

Компоненты	Лейкократовый гранит с турмалином	Внутригранит- ный пегматит	Рубеллит-лепидолитовая жила	
			неравномернозер- нистая кварц-пла- гиоклазовая зона с прожилками аль- бита	крупнопегматоид- ная кварц-альбит- лепидолитовая зона с мусковитом, и турмалином
SiO ₂	72,40	71,34	71,00	59,94
TiO ₂	0,06	0,13	0,04	0,04
Al ₂ O ₃	15,20	16,39	13,60	16,84
Fe ₂ O ₃	0,20	0,62	1,24	0,78
FeO	1,15	0,68	0,66	0,42
MnO	0,03	0,02	0,06	0,08
MgO	0,67	0,70	3,38	5,85
CaO	1,02	1,52	0,58	0,37
Na ₂ O	3,90	3,00	5,30	2,90
K ₂ O	5,10	5,02	0,55	8,19
H ₂ O ⁻	0,26	—	1,30	1,60
H ₂ O ⁺	0,36	0,49	0,76	2,28
P ₂ O ₅	0,10	0,16	0,06	0,07
F	0,08	0,20	1,15	0,17
П.п.п.	Не обн.	—	0,91	0,77
—O=F ₂	0,03	—	0,06	0,08
Сумма	100,56	100,27	100,65	100,38

Аналитик П. Н. Ферштатер

Таблица 30

Содержание редких элементов в жильных гранитах и пегматитах (г/т)

Породы		Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	BeO	UO ₂	ThO ₂	TR ₂ O ₃
Лейкократовый гранит с турмалином		23	8	440	231	11	3,2	1,8	—	—
Внутригранитные пегматиты		33	6	330	396	21	4,7	—	—	—
Рубеллит-лепидолитовая жила	неравномернозер- нистая кварц-пла- гиоклазовая зона (2)	201	173	1265	231	26	6,4	2,0	7,9	20
	пегматоидная кварц- альбит-микроклино- вая зона	69	29	1760	858	74	0,3	—	—	20
	кварц-альбит-лепи- долитовый комплекс (2)	148	225	2000	1000	795	26	1,2	6,4	—
	лепидолит	—	—	2300	8140	1590	5	—	—	—
	гнезда кварц-каль- цит-монтмориллони- тового состава (2)	165	159	847	60	11	100	1,2	2,2	—

ками альбита; 3) кварц-альбитовый комплекс; 4) гнезда, линзы и прожилки кварц-кальцит-монтмориллонитового состава с реликтами альбита, прожилками светлого полупрозрачного кварца и мелкими кристаллами горного хрусталя. На участках выклинивания жилы развита главным образом одна внешняя зона с редкими гнездами альбита. Все зоны пегматитов характеризуются большим разнообразием аксессуарных минералов (см. табл. 28).

Рубеллитовые пегматиты в целом характеризуются низким содержанием редких элементов и только в кварц-альбит-лепидолитовом и монтмориллонитовом комплексах оно возрастает (см. табл. 30). Степень концентрации редких элементов в этих пегматитах составляет: Ta_2O_5 10–70 (до 100), Nb_2O_5 2–17, Li_2O 10–20, Rb_2O 1–4 (до 35), Cs_2O 2–18 (до 100), BeO 0,5–1, UO_2 0,3–0,5, Th 0,3, TR 0,1, что свидетельствует о их слабо выраженной литий-цезий-танталовой специализации. Однако наличие в них полостей с драгоценными камнями и хрусталем и прямая пространственная и генетическая связь с жильными гранитами аляскинского типа свидетельствуют о их принадлежности к промежуточному генетическому типу пегматитовых жильных серий между комплексным редкометальным и камерным.

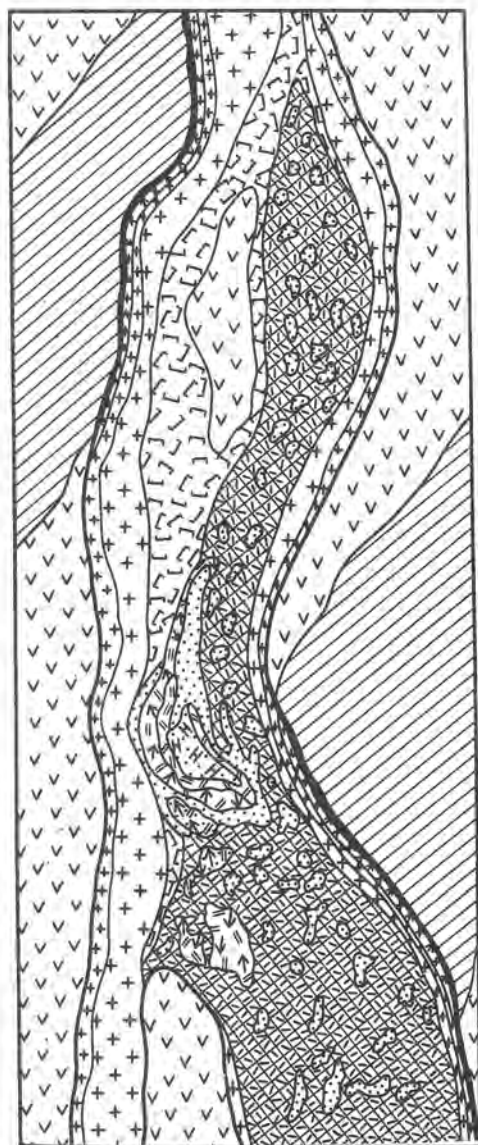
ПОЛЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ БЕРИЛЛИЕВОГО ТИПА

Наиболее крупное поле редкометальных пегматитов этой зоны приурочено к восточному крылу антиклинория, осложненному продольной мелкой складчатостью, согласной с общим близмеридиональным простираем основной структуры Урала. Массив пегматитовых гранитов обнажается в ядре этого антиклинория и вытянут в меридиональном направлении на 100 км при ширине 20–30 км. Падение восточного контакта восточное под углом 60–70°. Массив сложен главным образом биотит-микроклиновыми порфировидными гранитами, переходящими в восточной части в двуслюдяные и мусковитовые разновидности, представляющие собой апикальную наиболее лейкократовую фацию.

С востока граниты контактируют с более древними метаморфическими эффузивно-осадочными породами среднего палеозоя: амфиболитами, амфиболовыми, актинолит-хлоритовыми и другими кристаллическими сланцами, кварцитами и углисто-кремнистыми сланцами. Толща метаморфических пород прорвана небольшими межпластовыми интрузиями гипербазитов и габбро, а также крупной диоритовой интрузией с ее жильными дериватами — дайками диоритовых порфиритов, кварцевых диоритов, микродиоритов, лампрофиров и спессартитов. Интрузивные породы в различной степени метаморфизованы: ультрабазиты серпентинизированы и оталькованы; породы основного и среднего состава амфиболитизированы, хлоритизированы, актинолитизированы, флогопитизированы и соскюритизированы.

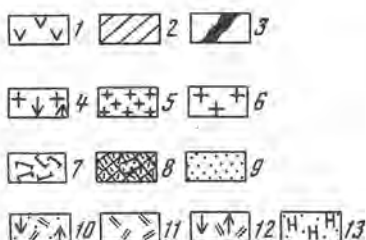
Характерной особенностью восточного контакта гранитной интрузии в пределах описываемого района является наличие двух крупных выступов (северного и южного), вокруг которых сосредоточены главные проявления редкометальных пегматитов и пневмато-гидротермалитов. Эти выступы сложены двуслюдяными равномернозернистыми и мусковитовыми пегматоидными гранитами, которые значительно катаклазированы, микроклинизированы, альбитизированы и грейзенизированы. Аналогичные процессы метасоматоза проявлены также и во вмещающих породах в зоне экзоконтакта интрузии. От мусковитовых гранитов в породы кровли отходят апофизы, небольшие дайки того же состава с фациальными обособлениями пегматитов. По направлению от осевой части массива в сторону восточного контакта наблюдается следующая зональность: 1) порфировидные граниты; 2) мусковитсодержащие лейкократовые граниты апикальных частей массивов; 3) гранит-пегматиты; 4) редкометальные пегматиты; 5) полевошпатовкварцевые и кварцевые жилы.

Главными пороодообразующими минералами гранит-пегматитовых и полнодифференцированных пегматитовых тел являются микроклин, альбит-олигоклаз, альбит, мусковит, биотит. Основное отличие минерального состава полнодифференцированных пегматитовых жил от гранит-пегматитовых заключается в большем содержании альбита, мусковита и меньшем — биотита.



Фиг. 16. План пегматитовой полнодифференцированной жилы мусковит-микроклин-альбитового типа

1 — амфиболиты; 2 — сланцы; 3 — флогопитовая оторочка; 4 — мусковит-олигоклазовая оторочка; 5–8 — зоны: 5 — мусковит-кварц-микроклиновая, 6 — кварц-альбит-олигоклаз-микроклиновая, 7 — кварц-микроклин-альбитовая, 8 — кварц-микроклиновая; 9 — блоковый кварц; 10–13 — замещающие комплексы: 10 — альбит-кварц-мусковитовый, 11 — крупнопластинчатый альбит, 12 — мусковит-альбитовый, 13 — мусковит-кварцевый



Пегматиты в пределах поля образуют отдельные жильные зоны, приуроченные к зонам повышенного расщелачивания пород в антиклинальных перегибах толщ. В отдельных жильных зонах насчитывается до нескольких десятков пегматитовых жил. Размеры и форма их довольно изменчивы. Гранит-пегматитовые тела, являющиеся апофизами лейкократовых гранитов, достигают нескольких сот метров в длину, в то время как фациальные пегматоидные обособления не превышают нескольких десятков метров. В соответствии с особенностями состава породообразующих минералов редкометалльные пегматиты в основном представлены альбит-олигоклаз-микроклиновым и мусковит-микроклин-альбитовыми парагенетическими типами.

Химический состав редкометалльных пегматитов (%): SiO_2 73–75, TiO_2 0,03–0,08, Al_2O_3 13–15, Fe_2O_3 0,2–0,6; FeO 0,6–1,1; MnO 0,01–0,1; MgO 0,1–0,5; CaO 0,5–1; Na_2O 2,6–4,6; K_2O 3,4–7,0; F 0,02–0,04; P_2O_5 0,05–1,0; H_2O^+ 0,05–0,3; H_2O^- 0,01–0,03; Si:Al 4–5, Na:K 0,5–2.

В строении полнодифференцированных пегматитов выделяются следующие зоны: 1) мусковит-кварц-микроклиновая аплитовидной структуры с участками мелкой

Таблица 31. Содержание аксессуарных минералов в гранит-пегматитах и полнодифференцированных пегматитах (г/т)

Минералы	Внутри-гранит-ные пег-матиты	Зоны экзоконтактовых полкодифференцированных жил				Замещающий комплекс			Кварце-вое ядро с кварц-мускови-товой оторочкой
		аплитовая	круп-нозер-нистая	пегма-тоидная	бло-ковая	мусковит-кварц-альбитовый	муско-вит-аль-битовый	альби-товый	
Магнетит	237	44	34	15	3,6	1,6	4,4	0,9	0,1
Гематит	71	18	20	128	137	61	68	8,9	11
Гранат	3669	114	135	127	817	552	134	179	0,2
Сфен	40	Зн.	0,6	—	Зн.	Зн.	Зн.	—	—
Рутил	30	"	0,1	Зн.	1,4	1,3	2,6	Зн.	0,3
Ильменит	390	20	58	140	142	55	61	66	20
Циркон	12	4	10	27	6,8	17	14	97	Зн.
Монацит	69	0,6	0,4	0,1	0,3	8,7	35	13	—
Рабдофанит	54	—	—	Зн.	Зн.	0,2	0,3	—	—
Ксенотим	16	Зн.	1,5	13	3,3	0,6	1,6	—	—
Циртолит	2,0	—	8,2	11	3,6	0,1	0,1	—	Зн.
Ортит	29	—	Зн.	0,2	0,5	Зн.	Зн.	—	"
Апатит	371	13	75	127	70	79	106	109	25
Бастнезит	30	Зн.	Зн.	21	1,5	12	10	8,3	0,1
Флюорит	411	31	2,7	10	Зн.	43	40	29	3,0
Дравит	11	15	21	29	8,2	40	56	83	Зн.
Ахроит	—	—	—	—	—	Зн.	0,2	0,3	—
Топаз	1,0	—	—	—	—	"	Зн.	—	—
Берилл	860	31	75	215	685	395	431	543	10
Тантало колумбит	48	9,5	34	128	4,9	149	53	30	—
Микролит	—	—	—	—	—	Зн.	—	—	—
Пирохлор	—	—	—	—	—	"	—	—	—
Шнипель	252	—	—	—	—	—	—	—	—
Касситерит	18	—	—	—	—	—	—	—	1,9
Сфалерит	162	18	11	24	8,2	0,3	0,3	1,4	35
Пирит	812	4,0	43	12	1,0	13	—	—	17
Халькорит	0,2	—	3,2	—	—	—	—	—	0,5
Висмутин	7,3	—	1,1	—	—	—	—	—	2,3
Бисмутит	Зн.	—	Зн.	Зн.	—	Зн.	—	—	0,1
Молибденит	127	0,7	20	13	1,8	9,2	Зн.	—	17

графики; 2) кварц-альбит-олигоклаз-микроклиновая с мусковитом средне- и крупнозернистой структуры; 3) кварц-микроклин-альбитовая пегматоидной структуры; 4) кварц-микроклиновая блоковой структуры; 5) кварцевое ядро с мусковит-кварцевой оторочкой; 6) замещающие комплексы (фиг. 16). Вдоль контактов пегматитовых тел с амфиболитами и особенно с тальк-хлоритовыми и тальк-актинолитовыми сланцами развиваются биотитовые или флогопитовые реакционные зоны. Слюдистые оторочки окружают также ксенолиты основных и ультраосновных пород в пегматитовых жилах.

Гранит-пегматиты и полнодифференцированные пегматиты характеризуются значительным разнообразием второстепенных и акцессорных минералов, количество которых превышает 30 (табл. 31). Среди них особый интерес представляют берилл и минералы группы танталита-колумбита. В целом полнодифференцированные пегматиты являются более перспективными на берилл и колумбит по сравнению с гранит-пегматитами.

Берилл — главный акцессорный минерал гранитных пегматитов и пневматолито-гидротермальных жил этой провинции. В гранит-пегматитах он представлен округлыми зернами светло-желтого или светло-зеленого цвета, тесно ассоциирующими с калиевым полевым шпатом. В дифференцированных пегматитах берилл представлен призматическими кристаллами светло-желтого или бледно-зеленого, почти белого цвета и также приурочен к выделениям калиевого полевого шпата. В блоковых зонах берилл образует крупные короткопризматические кристаллы светло-желтого или бледно-зеленоватого цвета размером 15х18х25 см и более. Согласно данным фотометрии пламени светло-желтая разновидность характеризуется повышенным содержанием щелочей (%): Na_2O 0,65; K_2O 0,55; Li_2O 0,105; Cs_2O 0,095.

В полнодифференцированных пегматитах наряду с бериллом присутствуют минералы группы танталит-колумбита, распределение которых весьма неравномерное. Очень бедны этими минералами приконтактная зона аплитовой структуры и центральная кварц-микроклиновая зона блоковой структуры. Повышенные содержания их характерны для кварц-микроклин-альбитовой пегматоидной зоны и мусковит-кварц-альбитового замещающего комплекса (см. табл. 31). Они образуют таблитчатые и короткостолбчатые кристаллы размером от долей миллиметра до 1,5х3х5 см, в единичных случаях достигая 3,5х5,0х6,0 см. Преобладает колумбит и тантало-колумбит с отношением $\text{Ta}:\text{Nb}=1:4-1:2$. Реже встречаются ниобо-танталит и танталит (табл. 32).

В самых поздних танталитах из зоны позднего замещения под друзовыми полостями химическим анализом фиксируется присутствие SnO_2 (0,15%).

Таким образом, в редкометальных пегматитах Урала подтверждается закономерность, установленная ранее для других регионов, — увеличение содержания тантала и тантал-ниобиевого отношения к концу процесса.

Таблица 32

Особенности состава тантало-ниобатов из различных зон пегматитов (%) (Таланцев, 1969)

Минералы	Ta_2O_5	Nb_2O_5	TiO_2	FeO	MnO
Колумбит из аплитовой зоны	6,51	64,22	7,15	19,54	2,03
Колумбит из зоны контакта блокового микроклина с альбитовой зоной	7,17	67,27	3,24	16,16	5,67
Тантало-колумбит с периферии кварцевых ядер	36,65–30,33	41,55–46,67	0,17–1,50	8,84–9,26	8,88–8,90
Танталит из зоны позднего замещения под хрусталеобразными полостями	74,00	6,80	0,20	0,33	15,34

Таблица 33

Распределение редких элементов в редкометалльных пегматитах (г/т)

Номер полей	Разновидности жильного комплекса	Парагенетические типы и зоны пегматитовых тел	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	BeO	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O
1	Дифференцированные пегматиты с внешними флогопитовыми и другими оторочками в серпентинитах	Микроклин-альбитовый и микроклин-альбит-олигоклазовый с реакционными оторочками	$\frac{40}{(4)}$	$\frac{110}{(4)}$	$\frac{297}{(73)}$	$\frac{88}{(5)}$	$\frac{377}{(5)}$	$\frac{32}{(5)}$
		Реакционные оторочки						
		Флогопитовые	$\frac{50}{(8)}$	$\frac{240}{(8)}$	$\frac{756}{(17)}$	$\frac{2000}{(11)}$	$\frac{1000}{(11)}$	$\frac{339}{(11)}$
		Актинолитовые	—	—	$\frac{13}{(2)}$	42	11	106
		Хлоритовые	—	—	$\frac{19}{(2)}$	24	11	—
		Тальковые	10	—	$\frac{13}{(10)}$	$\frac{20}{(5)}$	$\frac{341}{(2)}$	$\frac{21}{(2)}$
2	Гранит-пегматитовые тела в эндоконтакте гранитного массива	Микроклин-альбит-олигоклазовый						
		зона аплитового гранита	До 50	До 80	30	—	—	—
		зона мелко- и среднезернистого пегматита с участками графики	До 60	До 90	57	260	1078	95
		Пегматоидная зона	30–130	До 1200	—	—	—	—
	Полнодифференцированные пегматиты, залегающие преимущественно в амфиболитовых сланцах	Микроклин-альбитовый						
		мусковит-кварц-микроклиноватая аплитовидной структуры	40	80	До 300	220	1100	21
		кварц-альбит-олигоклаз-микроклиноватая средне- и крупнозернистой структуры	50	90	19	286	1078	11
		кварц-микроклин-альбитовая пегматоидной структуры	40	120	27	352	649	106
		кварц-микроклиноватая блоковой структуры	80	170	42	154	1100	26
		мусковит-альбитовый замещающий комплекс	50	100	1100	2000	1100	21
		мусковит-альбит-кварцевый замещающий комплекс	170	390	159	330	517	11
		кварцевое ядро с мусковит-кварцевой оторочкой	10	30	42	22	77	Не обн.
		кора выветривания на пегматитах	$\frac{60}{(15)}$	$\frac{95}{(15)}$	—	—	—	—

Таблица 33 (окончание)

Но- мера по- лей	Разновидно- сти жильного комплекса	Парагенетические типы и зоны пег- матитовых тел	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	BeO	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O
3	Дайка гранит- пегматита в сланцах	Гранит-аплит- с мусковитом и биотитом Пегматоидные обособления сла- бодифференциро- ванные	До 3	До 30	13	210	517	11
			9	50	27	88	330	Не обн.
	Крупные зо- нальные обо- собления	Аплитовая зона	10	40	5	4	220	53
		Графическая	2	30	3	20	220	Не обн.
	пегматита в дайке гра- нита	Пегматоидная зона	20	50	—	330	176	То же.
	Дифференци- рованные пегматитовые жилы в слан- цах	Нерасчлененная кора выветри- вания на диффе- ренцированных пегматитах	23–52	60–80	—	—	—	—

Степень концентрации редких элементов в редкометалльных пегматитах варьирует в широких пределах. Наиболее высокими концентрациями тантала и бериллия характеризуются дифференцированные пегматитовые тела (табл. 33).

В дайках гранит-пегматитов содержание редких элементов уменьшается. Следует отметить, что пегматитовые тела с поверхности нередко покрыты корой выветривания, хотя структурно-текстурные их особенности сохраняются.

Пневматолито-гидротермальные образования

Жильные поля пневматолито-гидротермалитов приурочены к восточному крылу того же антиклинория. Пневматолито-гидротермальные жилы залегают главным образом в породах метаморфической эффузивно-осадочной толщ среднего палеозоя и пространственно тесно ассоциируют с полями редкометалльных пегматитов. Наибольший интерес представляют жильные поля, формировавшиеся в основных и ультраосновных породах, с которыми связана акцессорная редкометалльная минерализация.

Наиболее крупное жильное поле приурочено к клину метаморфических пород, как бы зажатых между основным телом гранитного интрузива (с запада) и его северным выступом, отходящим в юго-восточном направлении. Метаморфическая эффузивно-осадочная толща сложена углисто-кремнистыми сланцами, кварцитами и амфиболитами, прорванными небольшими согласно залегающими межпластовыми интрузиями метаморфизованных ультрабазитов, дайками диоритовых порфиритов и кварцевых диоритов. Последние являются секущими по отношению к интрузиям ультрабазитов. Общее простирание вмещающих пород северо-западное и близмеридиональное с падением на северо-восток под углами 30–85°. Жильный комплекс контролируется тремя зонами трещиноватости близмеридионального простирания — западной, центральной и восточной, в пределах которых жильные серии выполняют две системы трещин: 1) трещины скалывания, согласные с простиранием общей структуры района, северо-западного и близмеридионального простираний и 2) более поздние трещины разрыва северо-восточного и близширотного простираний.



Фиг. 17. Пересечение слюдитов жилами второй стадии (схематический разрез, составлен Т. Н. Большаковой)

Вмещающие породы: 1 – тремолит-талльковые сланцы; 2 – диоритовые порфиры; 3 – кварцевые диориты; 4, 5 – слюдиты первой стадии: 4 – флогопитовые слюдиты, 5 – ядра плагиоклазита. Жилы второй стадии: 6 – хлорит-флогопитовая экзоконтактовая оторочка; 7 – перекристаллизованный флогопит; 8 – мусковитовая зона; 9 – мусковит-кварц-плагиоклазовая зона; 10 – обособления кварца

В связи с этим в процессе формирования пневматолито-гидротермального жильного комплекса различают две главные стадии, разделенные тектоническими подвижками. С первой стадией связано формирование флогопитовых и плагиоклаз-флогопитовых жилоподобных тел ("слюдиты") с акцессорным изумрудом. Во вторую стадию происходило формирование мусковит-плагиоклазовых и мусковит-плагиоклаз-кварцевых жил с акцессорным бериллом. Нередко наблюдаются также своеобразные совмещенные жилы, сформировавшиеся в результате наложения на жилы первой стадии жил второй стадии, со смешанным парагенезисом минералов. В других случаях жилы второй стадии являются секущими по отношению к слюдитам (фиг. 17).

Изумрудоносные слюдиты первой стадии

Изумрудоносные слюдиты представляют собой весьма специфические образования, генезис которых привлекал внимание большого числа ученых, однако до сего времени остается не вполне выясненным. Наибольшей популярностью многие годы пользовалась так называемая "гипотеза десиляции гранитных пегматитов", впервые предложенная Дю-Тойтом в 1919 г. и развиваемая в дальнейшем А. Е. Ферсманом, К. А. Власовым, Е. И. Кутуковой (1963) и др. Иной точки зрения придерживаются Н. И. Миклашевский, В. Н. Лодочников, А. И. Гинзбург, А. А. Беус и многие другие, рассматривающие их как высокотемпературные пневматолито-гидротермальные образования, при формировании которых происходит обмен компонентами между флюидами и вмещающей средой.

Слюдиты образуют сложноветвящиеся жилоподобные тела, прослеживающиеся по простиранию и падению на десятки и даже сотни метров. Нередко они имеют полизональное строение.

Главными минералами слюдитов являются феррофлогопит, флогопит, хлорит; акцессорные минералы: фенакит, хризоберилл, бериллийсодержащий маргарит, хризоберилл, турмалин, изумруд и др.

Минеральный состав и зональность слюдитовых тел в значительной степени зависят от состава вмещающих пород, по которым они образуются.

Слюдиты, залегающие в ультрабазитах, характеризуются симметрично-зональным строением и сравнительно небольшой мощностью (от 50 см и более). Они сложены хорошо выраженными метасоматическими зонами – центральной тремолит-флогопитовой (или плагиоклаз-флогопитовой) и симметрично окаймляющими ее тальковой и хлоритовой.

Вмещающие оталькованные серпентиниты микролепидобластовой структуры, массивной или сланцеватой текстуры, состоят из мелкочешуйчатого агрегата антитерита с реликтами оливина (55–80%) и талька (20–45%). Второстепенные и

акцессорные минералы представлены тремолитом, хлоритом, клиногумитом, магнетитом, хромитом, брейнеритом, пентландитом, пиритом, пирротинитом и др. Внешние тальковые зоны лепидобластовой структуры, сланцеватой или линзовидно-полосчатой текстуры, сложены мелко- и среднечешуйчатым агрегатом талька (75–90%) и хлорита (15–25%). Иногда количество хлорита в них увеличивается до 56–60%, и эти зоны могут быть названы тальк-хлоритовыми. В линзовидных выделениях талька наблюдаются мелкие включения магнетита и брейнерита. Осевые флогопитовые зоны зеленовато-серого или светло-бурого цвета первично сланцеватой текстуры состоят из мелкочешуйчатого феррофлогопита (65–85%), плагиоклаза, представленного олигоклаз-андезином и андезином (8–25%), тремолита (5–10%) и талька (5%). Акцессорные минералы: хризоберилл, фенакит, флюорит, турмалин, маргарит, изумруд.

Сравнительный анализ химического состава различных зон этих слюдитовых тел показал, что в процессе их формирования наблюдается привнос Si, Al, Ti, Mn, Ca, Na, K, P, F при выносе магния и железа (табл. 34).

Слюдитовые тела, формировавшиеся в диоритах, отличаются от вышеописанных менее четко выраженной зональностью и иным минеральным составом. Наиболее развитые из них характеризуются наличием трех довольно ясно выраженных метасоматических зон — центральной плагиоклаз-флогопитовой или флогопитовой с маргаритом и симметрично окаймляющих ее актинолитовой и хлоритовой (или зон смешанного хлорит-актинолитового состава). Переходы между отдельными зонами постепенные. Вмещающие хлоритизированные и флогопитизированные диориты лепидобластовой структуры, сланцеватой или массивной текстуры состоят из мелкозернистого агрегата олигоклаз-андезина (25–30%), кварца (15–20%), бурого флогопита (30–40%) и хлорита, развивающегося по флогопиту (10–12%). Второстепенные и акцессорные минералы: роговая обманка, актинолит, ильменит, циркон, сфен, флюорит и апатит. Внутренние плагиоклаз-флогопитовые (или флогопитовые)

Таблица 34

Химический состав слюдитов и вмещающих их серпентинитов (%)

Компоненты	Серпентинит	Оталькованный серпентинит	Тальковая зона	Флогопитовая зона
SiO ₂	45,37	50,28	56,66	44,72
TiO ₂	Сл.	0,32	0,24	0,72
Al ₂ O ₃	0,46	2,40	1,51	12,00
Cr ₂ O ₃	0,53	—	—	—
Fe ₂ O ₃	Не обн.	0,43	1,08	0,80
FeO	9,72	7,72	4,92	7,18
NiO	0,10	—	—	—
MnO	Не обн.	0,41	0,07	0,17
MgO	30,76	21,96	26,81	19,50
CaO	1,62	6,62	1,25	2,93
Na ₂ O	Сл.	0,12	0,26	0,70
K ₂ O	—	0,58	1,10	5,87
P ₂ O ₅	Не обн.	0,06	0,03	0,23
F	То же.	2,25	5,30	2,30
SO ₃	1,07	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,27	0,20	0,29	0,35
H ₂ O ⁺	9,48	2,71	1,27	1,51
П.п.п.	—	4,79	2,76	1,67
Сумма	—	100,85	103,55	100,65
—O=F ₂	—	0,95	—2,23	—0,97
	99,38	99,30	101,32	99,68

с маргаритом зоны, обычно сланцеватой текстуры, сложены агрегатом темно-бурого мелко- или среднечешуйчатого флогопита (60–75%) с линзами и прожилками плагиоклаза (олигоклаза или олигоклаз-андезина), количество которого варьирует от 8–10 до 15–25%, и кварца (3–5%). Акцессорные минералы: маргарит, берилл I голубого или голубовато-белого цвета, флюорит, пирит, апатит, циркон, ильменит, сфен, турмалин и гранат. Промежуточные актинолитовые зоны обычно представлены отдельными мелкими линзами на контакте с внутренней зоной и сложены призматическими кристаллами актинолита (до 95–97%), собранными в радиально-лучистые или шестоватые агрегаты. Второстепенные и акцессорные минералы: флогопит, хлорит, ильменит и др. Внешние хлоритовые зоны состоят из мелкочешуйчатого агрегата хлорита (55–60%), флогопита (20–25%) и плагиоклаза (10–15%). Второстепенные и акцессорные минералы: актинолит, флогопит, ильменит, сфен, магнетит, циркон, флюорит, апатит и пирит.

В кварцевых и очковых диоритах редко встречаются незональные тела слюдитов, сложенные плагиоклаз-флогопитовым или флогопитовым агрегатом, постепенно переходящим в интенсивно флогопитизированные и хлоритизированные разности вмещающих пород.

Слюдитовые тела, формировавшиеся на контактах ультрабазитов с дайками диоритов, характеризуются наибольшей мощностью, асимметрично-зональным строением и смешанным парагенезисом минералов. Наиболее развитые из них сложены четырьмя метасоматическими зонами — центральной флогопитовой (или тремолит-флогопитовой) и окаймляющими ее со стороны ультрабазитов хлорит-тальковой и тальковой зонами, а со стороны диоритов — зоной интенсивно флогопитизированных, актинолитизированных и хлоритизированных разностей этих пород.

Существенно плагиоклазовые жилы второй стадии

Жилы второй стадии характеризуются невыдержанной мощностью, малой протяженностью по простиранию (10–15 м) и падению наличием раздувов, апофиз и пережимов. По минеральному составу среди них выделяются существенно олигоклазовый и мусковит-кварц-олигоклазовый парагенетические типы.

Существенно олигоклазовые жилы наиболее широко развиты в западной и центральной жильных зонах. Они сложены олигоклазом № 13–25 и в осевых частях содержат акцессорный берилл и флюорит. В апикальных частях жил содержание флюорита и мусковита возрастает и они приобретают мусковит-олигоклазовый состав, приближаясь по составу к жилам второго типа. Жилы часто разбиты тектоническими трещинами различных направлений, иногда залеченными кварцем и флюоритом. Вблизи трещин минералы интенсивно катаклазированы, плагиоклаз каодинизирован, берилл замещен бавенитом, поздним микроклином, альбитом, а также галлуазитом (Кутукова, 1963).

Околожилные изменения в серпентинитах представлены маломощными (20–30 см) оторочками зонального строения. От контактов жил в сторону вмещающих серпентинитов наблюдаются следующие зоны: флогопитовая, хлоритовая и тальковая, мощность каждой из которых не превышает нескольких сантиметров. Вмещающие амфиболиты и диориты у контактов с жилами (10–15 см) интенсивно рассланцованы, хлоритизированы и флогопитизированы.

Мусковит-кварц-олигоклазовые жилы широко развиты во всех трех жильных зонах, но преобладают в западной. В центральной и восточной зонах они чаще являются наложенными на слюдитовые образования. По простиранию они прослеживаются на 15–25 м и более. Отдельные жилы сильно раздроблены и брекчированы. Жилы сложены на 40–50% средне- и крупнопластинчатым альбит-олигоклазом (№ 8–13), серым или светло-серым кварцем (20–25%) и мусковитом (10–15%). Акцессорные минералы: берилл, молибденит и апатит. В апикальных частях часто увеличивается количество флюорита, берилла и мусковита. Строение жил участково-зональное. Более мощные жилы, а также раздувы маломощных жил имеют зональное строение. От осевых частей к зальбандам жил выделяются:

- 1) кварцевая зона с единичными кристаллами берилла и мелкими включениями

сульфидов; 2) мусковитовая зона с бериллом, флюоритом и молибденитом; 3) альбит-олигоклазовая зона с единичными кристаллами берилла, включениями флюорита и мелкочешуйчатого мусковита; 4) зона крупночешуйчатого мусковита с перпендикулярной ориентировкой чешуек слюды по отношению к простиранию жилы и 5) маломощная прерывистая оторочка жемчужно-серого пластинчатого или волокнистого маргарита в залбандах жилы. Берилл в рассматриваемых жилах встречается в виде неправильных короткопризматических кристаллов или зернистых скоплений в мусковитовых зонах, а также в виде единичных кристаллов длиннопризматического габитуса в кварце центральных зон и плагиоклазе промежуточных зон.

Таким образом, жилы второй стадии отличаются от слюдитов по минеральному составу, а также по условиям залегания и времени образования. В отличие от слюдитов для них характерны такие минералы, как мусковит, минералы висмута, сульфиды. Малая мощность биотит-флогопитовых оторочек на контактах их с ультраосновными породами (5–30 см) и отсутствие изумруда при наличии акцессорных берилла, флюорита и апатита свидетельствуют об их формировании в иных условиях.

Совмещенные жилы

В тех случаях, когда жилы второй стадии используют подновленные ослабленные зоны северо-западного субмеридионального простираний, часто происходит наложение их на слюдитовые жилоподобные тела. При этом образуются жилы сложного строения и состава, содержащие наряду с акцессорным бериллом изумруд, самородный висмут, сульфиды и другие минералы, типичные для жил второй стадии.

Жилы наложения характеризуются невыдержанной мощностью и незначительной протяженностью. Участки жильного выполнения, располагающиеся в большинстве случаев в осевых частях раздувов слюдитовых тел, прослеживаются в виде коротких обособленных линз (до 0,3–0,7 м), редко выдержанных жильных тел, быстро выклинивающихся по простиранию и падению. Их фланги на протяжении нескольких десятков метров иногда нацело сложены слюдами.

Среди этих образований наиболее типичными для жильного поля являются жилы второй стадии, параллельно-наложенные на различные зоны слюдитов, залегающих в контактах ультрабазитов с дайками диоритов. Особый интерес среди них представляют жилы, наложенные на флогопитовые (плагиоклаз-флогопитовые) зоны слюдитовых тел, содержащие акцессорный изумруд. В их экзоконтактах наблюдаются оторочки (до 30–40 см) маргарита или мусковита, метасоматически развивающихся по флогопиту слюдитов. В случае же залегания этих жил на контактах с хлоритовыми, тремолит-тальковыми или тальковыми зонами вместо маргаритовой образуется фукситовая оторочка.

В флогопитовых зонах слюдитов вблизи контактов с жилами второй стадии часто отмечаются мелкие прожилки плагиоклаза, флюорита или флюорит-бериллового состава. Флогопит вокруг этих прожилков и самих жильных тел перекристаллизован и осветлен, вследствие чего приобрел светло-коричневый цвет и (в отличие от темно-бурого флогопита слюдитов) шестоватую текстуру (Кутукова, 1963).

Изумруд встречается главным образом на контактах зон перекристаллизованного флогопита с тремолит-флогопитовыми зонами слюдитов. Наиболее густо окрашенные его разности обычно присутствуют в зоне неперекристаллизованного флогопита вблизи контакта с зоной светло-коричневого перекристаллизованного флогопита.

Результаты определения элементов-примесей в пневматолито-гидротермальных жилах различного состава (табл. 35) свидетельствуют, что в процессе эволюции проступающих растворов их состав значительно менялся. Если в первую стадию приносились щелочные существенно калиевые растворы, обогащенные редкими щелочами, то во второй стадии в составе растворов уже преобладали натрий и кальций, а из редких элементов и летучих компонентов наряду с Li, Rb, Cs приносились Be, F и V.

Таблица 35

Содержание редких элементов и элементов-примесей в пневмато-гидротермалитах (%)

Породы	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	BeO	B ₂ O ₃	F	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	CrO ₃	WO ₃
Оталькованный серпентинит	0,01	0,01	He обн.	<0,001	0,002	0,97	He обн.	—	0,60	0,14
Хлорит-тальцовая зона	0,02	0,02	0,005	0,002	0,002	1,80	0,001	He обн.	0,47	0,07
Флогопитовая зона сланцеватой текстуры	—	—	0,078	0,130	0,003	3,24	—	—	0,14	0,01
Зона перекристаллизации флогопита шестоватой текстуры	0,19	0,16	0,050	—	0,002	5,28	He обн.	He обн.	0,02	0,01
Мусковит-кварц-плагноклазовая жила с флюоритом и бериллом	—	—	0,002	—	0,013	3,39	То же	То же	—	—
Хлоритизированный и флогопитизированный амфиболит	0,50	0,34	0,038	0,001	0,006	2,90	—	—	0,11	He обн.
Интенсивно флогопитизированный амфиболит	0,43	0,46	0,047	0,039	0,002	3,75	He обн.	0,0005	0,15	Сл.
Зона перекристаллизации флогопита шестоватой текстуры	—	—	0,066	0,075	0,005	4,65	0,001	0,0002	0,15	0,13
Существенно плагноклазовая жила с бериллом и ксенолитами хлорит-флогопитовой породы	—	—	0,068	—	0,005	3,50	0,002	0,0002	0,02	0,05
Флогопитовая зона сланцеватой текстуры	—	—	—	0,013	0,002	3,80	0,001	He обн.	0,14	0,02
Хлорит-тальцовая зона	0,02	0,01	0,004	0,001	He обн.	0,82	—	—	0,06	0,13

ЗАКЛЮЧЕНИЕ ПО ПРОВИНЦИИ

По набору полезных ископаемых в жильном комплексе Уральской редкометальной провинции различаются шесть генетических типов минерализации: 1) керамические пегматиты с акцессорными редкометальными минералами; 2) слюдоносные пегматиты; 3) редкометальные пегматиты с умеренными концентрациями тантала и бериллия, а также с микроклином — сырьем для керамики; 4) камерные пегматиты с горным хрусталем, морионом, иногда рубеллитом и другими драгоценными и полудрагоценными камнями, а также с танталит-колумбитом и слюдами, содержащими повышенные концентрации Li, Rb, Cs; 5) слюдитовые жилы с акцессорным изумрудом и флогопитом, обогащенные редкими щелочами; 6) слюдисто-кварц-плагиоклазовые жилы с акцессорным бериллом и флюоритом.

Наиболее общей закономерностью формирования является генетическая связь всех продуктивных типов жильных образований с гранитоидами герцинского тектономагматического цикла, в то время как с каледонскими гранитами связаны преимущественно поля безрудных пегматитов.

Второй особенностью формирования является генетическая связь их с различными по составу гранитами пегматитоносного комплекса. Первая фаза сопровождается в основном безрудными пегматитами. Граниты второй (главной) фазы являются материнскими для пегматитов с драгоценными камнями и пневматолито-гидротермальных образований — слюдитов и кварц-плагиоклазовых жил с акцессорным бериллом. К дайковому комплексу западных контактов массивов пегматитоносных гранитов приурочены камерные пегматиты. С лейкократовыми гранитами восточных контактов интрузий пространственно и генетически связаны редкометальные пегматиты с танталит-колумбитовой и берилловой акцессорной минерализацией.

Третьей особенностью пегматитовых полей является закономерная смена состава пегматитов в пределах жильных серий с удалением от материнских гранитов. Внутригранитные пегматиты практически безрудны, в то время как экзоконтактные иногда обогащены редкими элементами (Ta, Nb, Be). При этом степень концентрации последних увеличивается по мере удаления пегматитов от плоскости контакта гранитного массива с породами кровли.

В целом в пределах редкометальной провинции Урала пегматитоносный комплекс формировался в условиях недостаточного внешнего давления (частая разрядка тектонических напряжений), что приводило к развитию пневматолито-гидротермального процесса и рассеянию редких элементов в поздних фазах и апикальных фациях гранитоидов, а также и в надинтрузивных метасоматических ореолах. Вследствие этого для редкометальных пегматитов и пневмато-гидротермалитов характерна преимущественно бериллиевая специализация. Концентрация тантала повышается только в конечных, наиболее дифференцированных членах жильных серий пегматитов, составляющих незначительный объем от жильной массы пегматитовых полей.

Детальный анализ особенностей химического состава пегматитов чистой линии и линии скрещения, а также плагиоклазит-слюдитовых жил, позволяет прийти к выводу, что последние возникают при максимально высокой степени взаимодействия пегматитовых расплавов-растворов с интенсивно метаморфизованными ультраосновными породами. При этом пегматитовые расплавы-растворы за счет вмещающих пород интенсивно обогащаются водой и магнием, выделяя во вмещающие породы соединения кремния. Это приводит к той глубокой физико-химической перестройке пегматитовых расплавов, на которую обратил внимание исследователей К.А. Власов. В этой связи следует отметить, что бытующее название десилицированные пегматиты не совсем полно отражает существо вопроса. Наряду с процессом десиликации расплава во вмещающие породы выносятся калий, алюминий, фтор, бор и некоторые редкие элементы (литий, рубидий, цезий). Одновременно из вмещающих пород заимствуются магний, железо, хром, титан, вода и др.

Поэтому нам представляется более целесообразным называть изумрудоносный жильный комплекс "пегматитами и пневматолито-гидротермальными жилами линии скрещения".

ПЕГМАТИТЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Территория Средней Азии характеризуется широким развитием редкометальных гранитных пегматитов, изучение которых было начато еще в 30-х годах нашего века. До середины 50-х годов они изучались на олово и бериллий без учета других редких элементов. Научные исследования этого периода носили описательно-минералогический, реже металлогенический характер (Соседко, 1961; Щербаков, 1967 и др.). В конце 50-х и начале 60-х годов научно-исследовательские работы по изучению гранитных пегматитов были расширены и охватили вопросы их внутреннего строения, морфологии и закономерностей размещения (Бабаев, 1962).

В 1963 г. авторами были начаты систематические геолого-геохимические исследования полей редкометальных гранитных пегматитов Средней Азии, базировавшиеся на изучении особенностей геологического развития складчатых областей, геолого-структурного контроля и минералого-геохимической специализации материнских гранитов и их редкометальных производных, а также генетических взаимоотношений между ними. При этом большое внимание уделялось выявлению пространственной зональности по возматости и мощности жильных тел, а также образуемых ими жильных серий и полей.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

На территории Средней Азии поля гранитных пегматитов генетически связаны с гранитами герцинской и мезо-кайнозойской складчатых областей.

Область герцинской складчатости испытывала длительное прогибание и осадконакопление на протяжении всего палеозоя с локальными перерывами и несогласиями в девоне, карбоне и перми при неравномерном опускании отдельных блоков, разделенных зонами глубинных разломов. Наличие многочисленных выходов докембрийских кристаллических пород также указывает на блоковый характер развития этой области с образованием геосинклинальных прогибов (грабен-синклиналей), разделяющих горсты и срединные массивы.

В составе слабо изученных докембрийских кристаллических толщ этого региона выделяют архей, нижний, средний и верхний протерозой. При этом отложения среднего протерозоя рассматриваются как первично платформенные, на которых несогласно залегают верхнепротерозойские геосинклинальные отложения, и платформенные толщ нижнего палеозоя. Эти данные позволяют допускать присутствие раздробленного архейского кристаллического фундамента в основании разреза рассматриваемой территории.

Палеозойские отложения отличаются непостоянством мощностей в смежных структурных зонах, разделенных глубинными разломами, и выпадением из них отдельных горизонтов, что лишнее раз свидетельствует о блоковом характере погружения фундамента. Так, мощность палеозойских отложений в юго-западной части складчатой области изменяется от 1,5 км (структурно-фациальная зона, не содержащая нижнепалеозойских отложений) до 9–10 км в северо-восточной части с полным разрезом палеозоя. Несмотря на значительные мощности, нижнепалеозойские отложения имеют в основном платформенный или субплатформенный характер при практически полном отсутствии вулканогенов. Средне- и верхнепалеозойские отложения, захватывающие большие площади, включают вулканогенно-плутонические образования и приобретают черты геосинклинальных формаций.

Интенсивные складчатые процессы, сопровождавшиеся формированием гранитоидов, происходили главным образом в карбоне и перми. Палеозойские толщ большей частью смяты в сжатые линейные (в пределах поднятий относительно пологие), нередко брахиформные складки преимущественно субширотного прости-

рания с отклонениями к северо-западу ($330-340^\circ$) и северо-востоку ($40-50^\circ$), связанными, по нашему мнению, с проявлением глубинных разломов фундамента. Как показали геофизические исследования, эти структурные направления, проступающие на фоне субширотных структур палеозойских толщ, прослеживаются и на границе слоя Махоровичича. Таким образом, помимо дугообразно изогнутых субширотных тектонических направлений, определяющих основные черты структурного плана герцинид, в пределах рассматриваемой территории достаточно отчетливо проявлены более древние глубинные разломы субортогональной системы северо-западного и северо-восточного направлений, узлы пересечения которых, очевидно, сыграли заметную роль в формировании герцинских продуктивных гранитоидов.

В целом продуктивные гранитоиды тяготеют к относительно поднятым структурным блокам. Они сопровождаются пегматитами, большая часть которых является безрудными или слабо минерализованными, несмотря на их относительную низкотемпературность и микроклин-альбитовый состав. Широко проявлены грейзеновые, кварцево-жильные и другие пневматолито-гидротермальные производные гранитов, несущие олово-вольфрамовую, сульфидную, полиметаллическую и другую минерализацию. Известны также редкометальные граниты. Собственно редкометальные пегматиты представлены полями литиевого, бериллиевого, комплексного редкометального и фторо-литиевого типов. Все перечисленные типы производных гранитов пространственно более или менее четко разобщены, тяготея к определенным структурным зонам.

Граниты, с которыми связаны поля редкометальных пегматитов, приурочены в основном к периферическим частям поднятий, где палеозойская толща, под экраном которой формировались гранитоиды и пегматиты, представлена преимущественно терригенными отложениями, мощность которых в большинстве своем составляет — 5 км. Выходы гранитоидов контролируются линейными зонами, ограничивающими поднятия, но тяготеют к участкам их перегибов, являющихся поверхностным отражением их пересечения с поперечными разломами фундамента. Пегматитоносные граниты, описание которых приводится ниже, в большинстве своем относятся к разряду поздних лейкократовых производных двух- и трехфазных интрузивных комплексов гранитоидов.

Мезо-кайнозойская складчатая область характеризуется наличием мощного докембрийского (предположительно архейского) кристаллического фундамента, раздробленного в сравнительно узких (по существу шовных) зонах прогибов, но сохранившего относительную стабильность и монолитность в пределах обширных относительных поднятий. В течение нижнего и частично среднего палеозоя на описываемой территории сохранялось в основном приподнятое положение жесткого обрамления герцинид; в активное, но резко дифференцированное прогибание она была вовлечена в основном с карбона и перми, т.е. одновременно с замыканием и завершающей складчатостью соседних герцинских областей и заложением крупного мезозойского геосинклинального прогиба Юго-Восточной Азии. Герцинская складчатость и магматизм в пределах рассматриваемой области не проявились, за исключением ее отдельных периферических пограничных с герцинидами участков.

По условиям позднепалеозойского-раннемезозойского осадконакопления и режиму дальнейшего развития в характеризуемой мезо-кайнозойской области можно условно выделить три типа структурных зон первого порядка: 1) линейные зоны осевых прогибов, определяемые крупными глубинными разломами преимущественно северо-западного и северо-восточного простираний (субортогональная система разломов фундамента); 2) обширные блоковые зоны, примыкающие к прогибам, фундамент которых довольно интенсивно расчленен разноориентированными разломами на более или менее крупные блоки различной мобильности относительно вертикальных движений; 3) обширные относительно приподнятые стабильные участки типа срединных массивов со слабо расчлененными фундаментами. Эти три типа структурных зон, связанные с разломной тектоникой фундамента, определяют основные черты структурного плана рассматриваемой территории и характеризуются следующими особенностями.

"Осевые прогибы" отличаются наиболее мощной (5–6 км и более) толщей преимущественно пермо-триасовых терригенных и карбонатно-терригенных отложений с заметным количеством вулканогенного и пирокластического материала. Осадочные отложения смяты в сравнительно напряженные линейные складки, формирующие антиклинорные структуры и ориентированные согласно с разломами, ограничивающими прогибы. Они инъецированы в основном позднетриасовыми-раннеюрскими типично складчатыми гранитоидами и интенсивно метаморфизованы. Гранитоиды слагают вытянутые согласно общему простиранию массивы или серии массивов, ранние фазы которых довольно интенсивно разгнейсованы.

Блоковые зоны, примыкающие к осевым прогибам, характеризуются непостоянством мощностей (в основном не более 4–5 км) карбонатно-терригенных и кремнистых отложений, местами с наибольшим количеством вулканогенов. Осадочные толщи представлены отложениями средней, верхней юры и начала мела при частичном или полном выпадении нижней юры. Они неравномерно дислоцированы, что выражается в чередовании сравнительно узких (видимо, надразломных) зон интенсивной складчатости с относительно широкими участками более или менее спокойного (местами субгоризонтального) залегания пород. Характерны штамповые и брахиформные структуры при более или менее резких изменениях простираний складок согласно преобладающей ориентировке разломов фундамента. Формирование гранитоидов в основном происходило в конце юры – начале мела. Гранитоиды слагают полусогласные, нередко межформационные, но наряду с этим и типично штокообразные массивы, пространственно четко обособленные и изометричные по форме. Массивы тяготеют к относительным поднятиям, локализуясь преимущественно в их периферических частях – в узлах пересечения разломов фундамента или соответственно в участках резких изменений простираний складчатости вмещающих толщ.

Обширные области относительно стабильного кристаллического фундамента перекрыты примерно трехкилометровой толщей преимущественно терригенных субплатформенных пермо-триасовых отложений, не содержащих вулканогенных образований, за исключением периферических участков, примыкающих к зонам осевых прогибов. Эти толщи отличаются спокойным субгоризонтальным залеганием, несколько нарушенным и осложненным в период формирования типично межформационных преимущественно позднемеловых-раннепалеогеновых гранитоидов. Последние слагают обширные уплощенные пластовые тела со сравнительно пологими куполообразными выступами.

В пределах рассматриваемой территории весьма ограниченно проявлен догранитоидный основной и средний, в том числе эффузивный, магматизм, но весьма широко развиты мезо-кайнозойские гранитоиды весьма разнообразного состава, формирование которых в различных структурных зонах происходило с конца триаса и до начала палеогена. С этими гранитоидами связаны еще более разнообразные типы производных, включая поля редкометальных пегматитов литиевого и бериллиевого типов, камерные пегматиты, редкометальные граниты, разнообразные грейзеновые, кварцево-жильные и контактово-метасоматические проявления с олово-вольфрамовой, сульфидной, ртутно-сурьмяной, борной и другой минерализацией. Вместе с тем при всем разнообразии типов редкометальной минерализации ни один из них не достигает значительных масштабов, поскольку многообразие типов производных гранитов является отрицательным признаком больших масштабов их проявления.

Однако, несмотря на отсутствие четкого пространственного разобщения, каждый тип производных гранитов тяготеет к определенной структурной области со своими особенностями.

Поля редкометальных пегматитов приурочены к периферическим частям относительно стабильных обширных приподнятых областей (третья группа) и отдельных блоков поднятий (вторая группа), они вытянуты вдоль крупных разломов, ограничивающих осевые прогибы. При этом наиболее значительные пегматитовые поля связаны с участками пересечения линейных структур поперечными разломами фундамента, проявленными, однако, сравнительно слабо в осадочных толщах, перекрывающих фундамент.

Редкометалльные пегматиты связаны с двух- и трехфазными отчетливо интрузивными массивами гранитов. Их наиболее поздние фазы и фации, производными которых являются редкометалльные пегматиты, представлены двуслюдяными плагиоклаз-микроклиновыми или существенно микроклиновыми гранитами со слабо выраженными постмагматическими изменениями. Наличие мусковитовых фаз и фаций в составе гранитоидных массивов и сопровождение их поздними жильными гранитами и гранит-пегматитами являются неблагоприятными признаками нахождения пегматитовых месторождений литиевого и комплексного типов. В связи с ними более широкое развитие получают кварц-альбитовые, микроклин-кварцевые и существенно кварцевые жилы, нередко обогащенные слюдами и другими минералами грейзеновых ассоциаций.

ПЕГМАТИТЫ ГЕРЦИНИД

В пределах областей палеозойской складчатости известны разнообразные по составу и характеру полезных ископаемых гранитные пегматиты: 1) безрудные, являющиеся источником керамического сырья и в ряде случаев несущие убогую редкометалльную минерализацию; 2) редкометалльные с различной геохимической специализацией; 3) камерные.

ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ БЕРИЛЛИЕВОГО ТИПА

Пегматитовое поле приурочено к зоне контакта сателлита крупного гранитного интрузива. Массив площадью около 110 км² залегает в южном крыле субширотной синклинальной складки, образованной песчаниками, сланцами и известняками нижнего и верхнего палеозоя. В строении массива выделяют пять интрузивных фаз: 1) фельзит-порфиры и кварцевые порфиры; 2) диориты и габбро; 3) порфировидные биотитовые гранодиориты, гнейсо-гранодиориты и граносиениты; 4) крупнозернистые биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые граниты с турмалиновыми разностями; 5) мелкозернистые лейкократовые граниты. Последние образуют штоки и дайки в центральной части массива, а также в южной зоне экзоконтакта.

Жильные образования представлены пегматитами, пегматит-аплитами, аплитами и альбититами. Наибольшее количество пегматитовых жил приурочено к области южного контакта массива. Пегматитовое поле простирается с юго-востока на северо-запад на протяжении около 25 км. Основной рудоконтролирующей структурой юго-восточной части поля является зона трещиноватости субширотного простирания на контакте интрузивных пород с осадочными. Северо-западный фланг поля, по мнению А. В. Авдеева, приурочен к апикальной части массива.

В пределах пегматитового поля обнаружено множество жил, образующих жильные серии. Простирание их преимущественно северо-западное, падение северо-восточное 60–90°.

Пегматитовые жилы, как правило, выполняют трещины разрыва и скола, форма их плитообразная и более сложная — с раздувами, пережимами и апофизами. Усложнение форм жил происходит с северо-запада на юго-восток. В том же направлении уменьшается содержание в них редких элементов.

Минеральный состав крупных пегматитовых тел западной части поля позволяет отнести их к альбит-микроклиновому с мусковитом парагенетическому типу. Для внутренних частей тел характерно блоковое строение, обусловленное крупными мономинеральными обособлениями микроклина и кварца с мусковитом в промежутках между которыми развит мелкокристаллический мусковит-кварц-альбитовый комплекс с мелкокрапленой касситеритовой (17 г/т) и колумбит-танталитовой (63 г/т) минерализацией. Из других акцессорных минералов в пегматитах встречаются берилл светло-зеленого цвета, сподумен (0,8 г/т), литиофилит, амблигонит-монтебразит, сине-зеленый турмалин (1,8 г/т), циртолит-малакон (10–44 г/т), апатит (1080 г/т), флюорит (0,1 г/т), торит (0,1 г/т), барит (0,7 г/т), киноварь (0,1 г/т), гранат (0,1 г/т), анкерит (4,3 г/т), гематит + лимонит (20 г/т).

Химический состав жилы альбит-олигоклаз-микроклинового типа с мусковитом и бериллом следующий (%): SiO_2 75,60; TiO_2 не обн.; Al_2O_3 13,00; Fe_2O_3 0,40; FeO 0,70; MnO 0,08; MgO 0,05; CaO 0,86; Na_2O 3,30; K_2O 4,48; Li_2O 0,14; P_2O_5 0,15; F 1,35; H_2O^+ 0,70. Сумма 100,21. Характерно преобладание калия над натрием при повышенном содержании кальция и высоком — фтора.

Обычное содержание редких элементов в пегматитах (%): Li_2O 0,1; BeO 0,068; Ta_2O_5 0,004; Nb_2O_5 0,007; $\text{Ta}_2\text{O}_5:\text{Nb}_2\text{O}_5$ 0,57; SnO 0,012; Rb_2O 0,08; Cs_2O 0,003. Степень концентрации составляет соответственно: BeO 45; Li_2O 11, Rb_2O 4; Cs_2O 6; Ta_2O_5 10, Nb_2O_5 2–3; SnO_2 32, что свидетельствует о их олово-бериллиевой геохимической специализации при низких содержаниях всех редких элементов. (Мартыанов, Мелентьев, 1970).

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЙ ПЕГМАТИТОВЫЙ ПОЯС КОМПЛЕКСНОГО ТИПА

Редкометалльный пегматитовый пояс комплексного типа приурочен к крупному субширотному антиклинорию, ограниченному с севера широтным надвигом. Осадочно-метаморфическая толща, в которой локализованы массивы герцинических гранитоидов и пегматитовые поля, представлена песчано-глинистыми отложениями силура, метаморфизованными до стадии кристаллических сланцев, а вблизи интрузий — до стадии гранито-гнейсов. Пегматитовые поля приурочены к осевой части и северному крылу антиклинория, осложненному (как и южное крыло) продольной складчатостью второго порядка. Ширина этих складок 100–300, редко до 600 м. Структурными особенностями северного крыла антиклинория по сравнению с южным являются своеобразные зоны крутых флексурных изгибов, развитых на фоне общей складчатости, и наличие связанных с ними брахискладок.

Пегматитовые жильные зоны обычно залегают в кристаллических сланцах и окаймляют выходы гранитных массивов.

Среди гранитов наиболее распространены порфировидные пироксен-биотитовые плагиограниты главной интрузивной фазы, которые пересекаются более поздними, развитыми в резко подчиненном количестве, мелкокристаллическими гранат-турмалиновыми лейкократовыми гранитами. В отличие от среднего состава кислых магматических пород гранитоиды характеризуются повышенным содержанием фосфора и фтора. Содержания редких элементов в них обычно близкие к кларковому (табл. 36), за исключением лития.

Редкометалльные пегматитовые поля приурочены к зонам экзоконтактов апикальных частей гранитных массивов, в которых жильные зоны контролируются флексурообразными структурами, иногда сводами брахискладок, а отдельные жилы — мелкими опрокинутыми изоклинальными или близкими к ним по морфологии складками шириной до 100 м. Пегматитовые поля простираются на сотни метров.

В жильных зонах жилы располагаются кулисами или образуют четковидные серии. В сланцах они обычно выполняют полости отслаивания, согласные со сланцеватостью. Очень редко встречаются секущие тела, приуроченные к мелким трещинам разрыва. Мощность пегматитовых жил варьирует в широких пределах. Форма плитообразная, седловидная, арочная с раздувами, пережимами и апофизами.

В наиболее развитых пегматитовых жилах наблюдается вертикальная зональность, заключающаяся в закономерной смене их состава снизу вверх от существенно кварц-микроклинового к микроклин-кварц-альбитовому и далее микроклин-кварц-альбит-лепидолитовому.

В пределах пояса редкометалльных пегматитов наряду с безрудными различаются пегматитовые поля литиевого, комплексного редкометалльного и фтор-литиевого типов.

Пегматитовые жильные серии литиевого типа. В надинтрузивных зонах некоторых гранитных массивов наряду с безрудными пегматитами отмечаются пегматитовые тела микроклин-альбитового парагенетического типа с мусковитом и сподуменом в форме штоков и отдельных жил, характеризующиеся более высокими

Таблица 36

Химический состав гранитоидов (%)

Компоненты	Плагииграниты	Лейкократовые граниты	Компоненты	Плагииграниты	Лейкократовые граниты
SiO ₂	67,62	74,32	P ₂ O ₅	0,69	0,94
TiO ₂	3,50	0,57	F	0,37	0,33
Al ₂ O ₃	12,03	14,17	H ₂ O [±]	0,33	0,24
Fe ₂ O ₃	1,46	0,49	Сумма	100,52	100,58
FeO	2,72	0,45	Аналитик О. Ф. Сазонова, 1969		
MnO	0,08	0,04	Li ₂ O	0,018	0,006
MgO	1,61	0,82	Rb ₂ O	0,021	0,018
CaO	2,52	0,63	Cs ₂ O		0,001
Na ₂ O	5,15	2,94	BeO	0,0003	0,0003
K ₂ O	2,44	5,64	Ta ₂ O ₅	0,0002	0,0002
			Nb ₂ O ₅	0,002	0,002

Таблица 37

Содержание редких элементов в гранитах и пегматитах (%)

Окислы	Главная интрузивная фаза		Поздняя (вторая) фаза		Редкометалльные пегматиты
	Бiotитовые граниты	Безрудные пегматиты	Лейкократовые граниты	Безрудные пегматиты	
Ta ₂ O ₅	0,0002	0,0002	0,0002	0,0003	0,008
Nb ₂ O ₅	0,002	0,002	<0,002	<0,002	0,01
Ta ₂ O ₅ :Nb ₂ O ₅	0,1	0,11	>0,1	>0,16	0,8
Li ₂ O	0,017	0,009	0,006	0,006	>0,1
Rb ₂ O	0,021	0,03	0,018	0,02	0,080
Cs ₂ O	<0,001	0,001	0,001	<0,001	0,003
BeO	0,00003	0,00018	0,00003	0,0005	0,046

концентрациями редких элементов. По сравнению с безрудными пегматитами (табл. 37), они отличаются не только наличием сподумена, но и другими аксессуарными минералами (г/г): амблигонит-монтебразит до 1800, касситерит 1400, литиофилилит 500, танталит-колумбит 194. Степень концентрации редких элементов в этих пегматитах составляет: BeO 30, Li₂O >20, Rb₂O 4, Cs₂O 6, Ta₂O₅ 20, Nb₂O₅ 3, что свидетельствует о их бериллий-литиевой специализации. Однако присутствие в них минералов группы амблигонит-монтебразита и других фосфатов лития, а также появление лепидолита в верхних горизонтах некоторых жил и жильных серий позволяет говорить о наличии в них черт комплексных редкометалльных пегматитов.

Поле редкометалльных пегматитов комплексного типа. Пегматиты данного поля до 1965 г. рассматривались как литиевые, однако минералого-геохимические исследования, выполненные в 1966–1969 гг., позволяют классифицировать их как комплексные редкометалльные (Мелентьев, 1970; Мелентьев и др., 1970).

Пегматитовое поле расположено в пределах антиклинария северо-западного простирания, находящегося в западной части рассматриваемого редкометалльного пояса. По данным М. М. Посоховой, антиклинарий осложнен складками второго порядка, к одной из которых приурочено данное пегматитовое поле, представленное одной крупной и рядом мелких жильных зон.

Площадь главной жильной зоны сложена силурийской осадочно-метаморфической толщей углисто-серпичитовых сланцев. В центральной части ее распространены мраморизованные известняки нижнего девона. И те, и другие служат вмещающими породами пегматитовых тел. Жильная зона локализована в юго-западном крыле брахиантклинали, осложненной складками более высоких порядков, орчентированными параллельно и под углом к основной структуре.

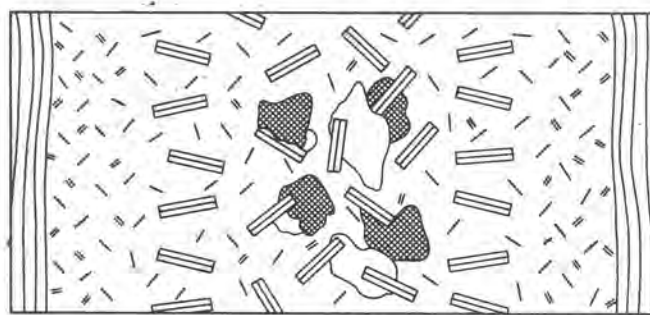
Для района жильной зоны характерно развитие межпластовых и межформационных срывов. Наиболее крупный — главный межформационный срыв северо-западного простирания находится в юго-западном крыле брахиантклинали. Он разделяет известковую и сланцевую толщи и представляет собой основную рудоконтролирующую структуру жильной зоны. Четко фиксируются оперяющие системы крутых и пологих трещин. Первые, образующие кулисы, наиболее благоприятны для локализации крупных пегматитовых тел. По простиранию главной жильной зоны с юго-востока на северо-запад выделяются три участка, представленные рядом жильных серий. Для последних характерны удлиненные линзовидные тела мощностью 2,5 м, как правило, соединенные проводниками, реже наблюдаются коленчатые и веретенообразные формы. Выходы гранитов в районе жильной зоны неизвестны, что позволяет считать пегматитовые тела локализованными в надинтрузивной зоне.

Обладая многими чертами сходства с обычными сподуменоносными пегматитами литиевого ряда, пегматитовые тела данного поля отличаются максимальной (для Средней Азии) концентрацией цезия и рубидия при повышенном содержании бериллия (табл. 38). Ведущие акцессорные минералы (г/т): апатит 200—3500, турмалин 150—1500, амблигонит-монтебразит 60—1800, сиклерит 71—616, литиофилит, касситерит 120—1200 и танталит-колумбит 150—311. Представляет интерес обнаружение редких акцессорных минералов — поллуцита, петалита, хризоберилла, везувиана, флюорита и топаза, а также широкой гаммы рудных минералов при малых содержаниях граната.

Судя по положению жильных серий в главной структуре поля, характеру эрозионного среза и уменьшению степени метаморфизма вмещающих пород с юго-востока на северо-запад увеличивается расстояние пегматитовых тел от материнского источника, т.е. от нескрытого эрозией гранитного интрузива. В пегматитовых жильных сериях в этом направлении наблюдается уменьшение количества микроклина при одновременном увеличении альбита и мусковита, уменьшение количества сподумена и замена его мелкоокрашенным амблигонит-монтебразитом или лепидолитом, смена крупнокристаллических (до мелкоблоковых) структур, а также участково-зональных и директивных текстур (фиг. 18) средне- и мелкокристаллическими структурами, массивными и линзовидно-полосчатыми (до ритмично-зональных) текстурами.

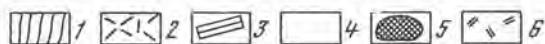
В соответствии с минеральным составом пегматитовых тел выделяются следующие главные их парагенетические типы, закономерно сменяющие друг друга с удалением от материнского источника: 1) сподумен-микроклин-альбитовый (нижний горизонт жильной зоны); 2) микроклин-альбитовый со сподуменом; 3) сподумен-альбитовый; 4) мусковит-альбитовый или 5) лепидолит-альбитовый (апикальный горизонт — см. табл. 38). При этом жильные серии, как и слагающие их тела венчаются слабо развитыми тонкокристаллическими мусковит-кварц-альбитовыми и кварцевыми апофизами.

В северо-западном направлении, т.е. по восстанию жильных серий и жил, закономерно увеличивается содержание тантала и цезия. При этом в сподуменоносных телах нижних и средних горизонтов жильной зоны наблюдается обилие апатита и турмалина, бедная тантало-колумбитовая минерализация при преобладании касситерита над минералами тантала и ниобия. В верхнем же и апикальном горизонтах жильной зоны пегматитовые тела характеризуются более богатой танталит-колумбитовой и собственно танталовой минерализацией, преобладанием амблигонит-монтебразита (в ассоциации с другими фосфатами — Li, Fe, Mn) над сподуменом, развитием топаза и меньшим распространением касситерита по сравнению с минералами тантала и ниобия. В жилах лепидолит-альбитового типа, обогащенных



Фиг. 18. Директивная и мелкочленистая текстуры сподуменовых пегматитов

1 — биотит-кварцевые сланцы, 2 — альбит, 3 — сподумен, 4 — кварц, 5 — микроклин, 6 — мусковит



топазом (до 4000 г/т) и микролитом (до 170 г/т), не характерными для сподуменовых пегматитов литиевого ряда, сконцентрирован поллуцит. Кроме того, повышенное содержание цезия в жилах сподумен-альбитового типа (см. табл. 38) также свидетельствует о возможном присутствии в них поллуцита. Наиболее комплексной редкометалльной специализацией в пределах данного поля обладает лепидолит-альбитовый тип пегматитовых тел, которые помимо лепидолита (3,09% Li_2O ; 1,8% Rb_2O и 0,67% Cs_2O), топаза, поллуцита и микролита содержат также берилл, амблигонит-монтебразит, танталит-колумбит, танталосодержащий касситерит и другие минералы. Для этого типа, наряду с мусковит-альбитовым характерны также наиболее высокие содержания редких элементов (см. табл. 38).

Таблица 38

Химический состав* и содержание редких элементов в различных парагенетических типах пегматитовых тел (%)

Компоненты	Микроклин-сподумен-альбитовый (1)**	Сподумен-альбитовый (3)	Микроклин-альбитовый со сподуменом (4)	Мусковит-альбитовый со сподуменом (3)	Лепидолит-альбитовый (1)
SiO_2	73,00	73,13	73,09	73,25	66,97
TiO_2	Не обн.	Сл.	Сл.	0,01	Не обн.
Al_2O_3	16,00	15,94	15,85	16,42	17,85
Fe_2O_3	0,21	0,22	0,30	0,59	0,09
FeO	0,30	0,75	0,37	0,57	0,80
MnO	0,05	0,04	0,05	0,03	0,05
MgO	0,25	0,18	0,17	0,19	0,51
CaO	0,58	0,44	0,61	0,39	0,91
$(\text{Na}, \text{Li})_2\text{O}$	5,63	4,78	5,01	3,94	5,99
K_2O	2,75	2,55	3,29	2,43	3,15
P_2O_5	0,30	0,47	0,43	0,27	1,26
F	0,03	0,03	0,03	0,36	2,02
$\text{H}_2\text{O}^\pm$	0,68	0,73	0,57	0,88	0,68
Сумма	99,78	99,26	99,77	99,33	100,28
Ta_2O_5	0,006	0,006	0,007	0,026	0,022
Nb_2O_5	0,005	0,010	0,012	0,029	0,02
Cs_2O	0,009	0,039	0,026	0,014	0,51
BeO	0,044	0,054	0,030	0,047	0,09
SnO_2	0,29	0,055	0,031	0,154	0,008
B_2O_3	0,017	0,010	0,018	0,017	0,32

* Аналитик П. И. Ферштатер.

** Здесь и далее в таблицах в скобках указано количество определений.

Пегматитовое поле, открытое Э. Г. Сорокиным в 1965 г. и изученное авторами в 1965–1967 гг., приурочено к северному крылу крупной палеозойской антиклинорной структуры субширотного простираения, в осевой части которой обнажается интрузив гранитоидов верхнепалеозойского возраста. Центральный плутон и его сателлиты сложены биотитовыми гранодиоритами, биотитовыми и двуслюдяными гранитами, прорванными штокообразными и жильными телами лейкократовых, преимущественно мусковитовых гранитов дополнительной фазы.

Южное крыло складчатой структуры несколько выгнуто к юго-юго-западу и осложнено антиклиналями второго порядка, в ядрах которых локализованы более мелкие интрузивы гранитоидов. В пределах последних и в сводовых частях складчатых структур развиты редкометалльно-полевошпатовые пегматитовые поля бериллиевого типа. Северное крыло структуры также выгнуто к югу, но в отличие от южного осложнено крупным флексурообразным изгибом первого порядка, к которому приурочено редкометалльное поле фтор-литиевого типа.

Структура антиклинория осложнена многочисленными дизъюнктивными нарушениями различного порядка. Наиболее крупные субширотные нарушения первого порядка характеризуются догранитовым заложением. Они представлены крутыми надвигами, реже — взбросо-сдвигами, направленными в обе стороны от ядра антиклинория, и сопровождаются более мелкими чешуйчатыми надвигами и разнообразными глыбовыми перемещениями более мелких масштабов. С этими разломами нижне- и среднекарбонového периода складчатости связано внедрение небольших интрузий ультрабазитов вдоль северного крыла структуры, ограничивающих пегматитовое поле с юга. В верхнекарбонowo-нижнепермское время интенсивное развитие получил гранитоидный магматизм, определяющий металлогению геоантиклинального поднятия.

Крупные массивы гранодиоритов с подчиненным развитием биотитовых и двуслюдяных гранитов, как правило, дискордантны. Более мелкие массивы — сателлиты и апофизы центрального плутона, в том числе северный интрузив в районе пегматитового поля, нередко имеют форму согласно залегающих интрузивов, простирающихся в субширотном направлении.

В размещении наиболее поздних лейкократовых и редкометаллоносных гранитных массивов данного плутона, а также их жильных производных определенную роль играли поперечные зоны повышенной деформации (Херасков, 1958), которые представляют собой вторую группу дизъюнктивных нарушений и могут рассматриваться как отраженные в осадочно-метаморфическом чехле и верхних горизонтах плутона поверхностные элементы разломов фундамента. Они характеризуются северо-северо-восточным простираением и являются послегранитовыми относительно главной интрузивной фазы. Эти зоны, вероятно, были активизированы на заключительных стадиях верхнепалеозойского тектоно-магматического цикла. Намечается закономерная приуроченность рудоносных трещинных интрузивов лейкократовых гранитов к узлам пересечения таких зон с субширотными глубинными разломами догранитового заложения. Материнский гранитный массив на территории пегматитового поля не выходит на дневную поверхность, однако согласно геофизическим данным в северо-западной части поля он обнаруживается на глубине 200–500 м.

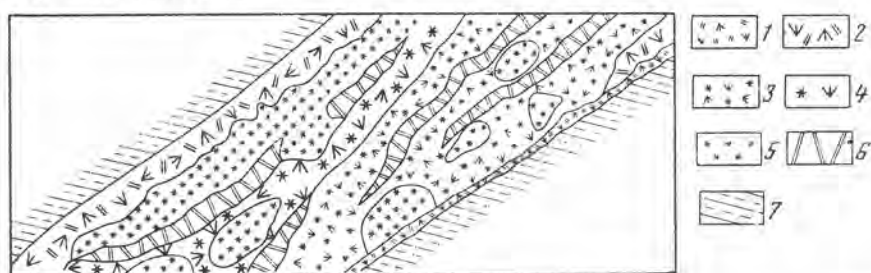
Эволюция гранитоидного магматизма завершается накоплением в остаточных продуктах дифференциации H_2O , B, P, F, Sn, Ta, Nb, Be. Максимальные концентрации этих компонентов для всего геоантиклинального поднятия наблюдаются в редкометалльных пегматитах рассматриваемого поля.

Протяженность пегматитового поля в субширотном направлении измеряется несколькими километрами. Пегматитовые жилы вскрыты эрозией примерно на одном и том же гипсометрическом уровне. Распределение их неравномерное, участковое. Известно несколько десятков жил, главная масса которых сконцентрирована в западной части поля. Участки распространения редкометалльных пегматитов представляют собой свиты сближенных субпараллельных жил, образующих кулисообразные серии. Вмещающие породы представлены толщей метаморфизован-

ных углисто-глинистых сланцев с прослоями песчаников флишеидной свиты нижнего силура. Следует отметить почти исключительную приуроченность редкометалльных пегматитов к сланцам; очень редко они пересекают пропластки песчаников или выклиниваются в них.

Жильные тела и образуемые ими серии в западной части поля приурочены к более мелким, локальным изгибам, осложняющим флексуру первого порядка. Обычно они выполняют кулисообразные диагональные, реже поперечные или продольные по отношению к сланцеватости трещины разрыва, секущие сланцеватость под большим углом ($60-70^\circ$).

Специфической чертой пегматитовых тел является сильно удлиненная типично жильная форма и незначительная мощность (0,3–0,4 м). Верхние части некоторых жил разветвляются или образуют коленчатые и более сложные изгибы. В отдельных сериях жилы нередко располагаются веерообразно, обнаруживая тенденцию сближения на глубине, что свидетельствует о местонахождении и единстве их материнского источника.



Фиг. 19. Внутреннее строение пегматитовых жил лепидолит-альбитового типа (Чарисовка Г. Б. Мелентьева)

1–6 – зоны: 1 – мелкозернистая кварц-мусковит-альбитовая, 2 – крупнозернистая кварц-мусковит-альбитовая, 3 – мелкозернистая кварц-леpidолит-альбитовая, 4 – крупнозернистая кварц-леpidолит-альбитовая, 5 – кварц-леpidолитовая, 6 – клевадит-кварцевая; 7 – биотитовые сланцы

В пределах данного поля различаются жильные зоны бериллиевого ряда микроклин-кварц-альбитового состава и фтор-тантал-литиевого ряда различного состава. Первые заметно отличаются по химическому составу более высоким содержанием кремнезема, окисного железа, магния, калия, но более низким марганца, натрия, лития, фосфора, фтора, воды и редких элементов (табл. 39).

Для пегматитовых тел фтор-литиевого ряда характерны преобладающее распространение кварц-альбитового минерального комплекса, обогащенного слюдами и в первую очередь лепидолитом, мелко- и среднекристаллическая структура, массивные, участково- и ритмичнополосчатые текстуры, независимые от ориентировки структурных элементов вмещающих сланцев. В отдельных жилах помимо лепидолита значение второстепенных породообразующих минералов приобретают мусковит (до 10–15%) и микроклин (1–5%, редко 10–12%). Наиболее ярким типоморфным минералом является лепидолит – главный концентратор K, Li, Rb, Cs, H_2O и F. Ведущие акцессорные минералы (г/т): амблигонит-монтебразит 3500–4600, апатит 410–3120, темноокрашенные фосфаты Li, Fe и Mn 170–520, топаз 30–1150, касситерит 160–815 и колумбит-танталит 180–240. Небольшие размеры кристаллических индивидов главных породообразующих минералов определяют специфическую мелко- и среднекристаллическую структуру, придающую им гипабиссальный облик. Внутренняя зональность присуща исключительно наиболее полиминеральным жилам или их раздувам (фиг. 19).

Изучение жильных серий от выклинивания в апикальных частях до глубины 150 м и более показало, что для них типична пространственная зональность как вкрест простирания, так и по простиранию и восстанию (Мелентьев, 1968). Жилы лепидолит-альбитового типа наиболее распространены в центральной жильной зоне, в которой отмечаются практически все парагенетические типы пегматитовых тел

данного поля. В их размещении относительно предполагаемого материнского источника (к северо-западу от жильной зоны) наблюдается определенная зональность, подтверждаемая характером зональности по восстанию конкретных жил. С удалением от материнского источника парагенетические типы редкометалльных гегматитовых тел закономерно сменяются в последовательности: 1) альбитовый с микроклином и мусковитом; 2) лепидолит-альбитовый; 3) мусковит-альбитовый; 4) мусковит-кварцевый с альбитом. Все они отличаются повышенной глиноземистостью, высоким содержанием фосфора и фтора при низком бора (см. табл. 39). В том же направлении закономерно усложняются структурно-текстурные особенности и характер редкометалльной минерализации.

Для жил существенно альбитового (с микроклином и мусковитом) и мусковит-альбитового типов типоморфным акцессорным минералом является колумбит-танталит, нередко ассоциирующий с амблигонит-монтебразитом. В жилах лепидолит-альбитового типа типоморфны: лепидолит ($3,09\% \text{Li}_2\text{O}, 1,14\% \text{Rb}_2\text{O}, 0,066\% \text{Cs}_2\text{O}$), акцессорные амблигонит-монтебразит, минералы группы колумбита-танталита, танталсодержащий касситерит и берилл. Остальные редкометалльные минералы представляют минералогический интерес. Ориентировочным расчетом установлено, что в этом типе пегматитов около 88–90% Ta_2O_5 сосредоточено в колумбит-танталите, 0,1–0,2% — в касситерите и около 10% рассеяно в слюдах (Мелентьев и др., 1970).

Содержание редких элементов в различных парагенетических типах пегматитовых тел колеблется в широких пределах, достигая максимальных значений в существенно альбитовом и лепидолит-альбитовом типах (см. табл. 39). Максимальная

Таблица 39

Химический состав различных парагенетических типов жил (%)

Компоненты	Жильные серии бериллиевого типа	Жильные серии фтор-литиевого типа			
	микроклин-альбитовый	альбитовый	лепидолит-альбитовый	мусковит-альбитовый	мусковит-кварцевый
SiO_2	72,45	71,18	69,03	70,49	73,72
TiO_2	Сл.	0,02	0,04	Не обн.	Сл.
Al_2O_3	16,36	16,64	17,25	17,61	15,75
Fe_2O_3	0,64	0,12	0,31	0,25	0,16
FeO	0,49	0,42	0,50	0,73	0,68
MnO	0,04	0,06	0,13	0,04	0,01
MgO	0,42	0,15	0,08	0,37	0,58
CaO	0,76	0,71	0,91	0,08	0,99
Na_2O	3,28	5,62	5,24	3,71	1,15
K_2O	4,20	2,49	3,44	2,73	3,20
Li_2O	0,02	0,16	—	0,04	0,02
P_2O_5	0,01	1,45	1,35	1,09	0,28
F	0,10	0,77	1,37	0,20	0,21
H_2O	0,54	0,74	0,97	1,61	1,89
Сумма	99,31	100,53	100,62	98,95	98,64
Аналитик	А. В. Уварова	А. В. Уварова, В. М. Швеца	В. М. Швеца, О. Ф. Сазонова	А. В. Уварова, Г. Г. Убина	А. В. Уварова
Ta_2O_5	0,001	0,013	0,008	0,01	0,005
Nb_2O_5	0,003	0,009	0,006	0,006	0,003
Rb_2O	0,041	0,089	0,100	0,064	0,112
Cs_2O	0,005	0,006	0,025	0,006	0,006
BeO	0,036	0,049	0,057	0,043	0,04
SnO_2		0,037	0,063	0,033	0,027

степень концентрации в них редких элементов составляет: BeO 38, Li_2O >20, Rb_2O 9, Cs_2O 47, Ta_2O_5 30, Nb_2O_5 3, SnO_2 165, что свидетельствует о их Be—Li—Cs—Ta—Sn-редкометалльной специализации.

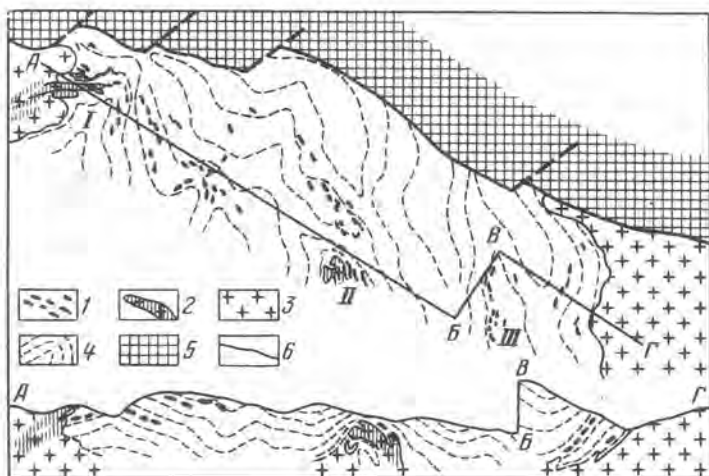
Помимо безрудных керамических и редкометалльных пегматитов с различной геохимической специализацией в пределах палеозойских складчатых областей развиты и камерные пегматиты.

ПЕГМАТИТЫ МЕЗОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Поля редкометалльных гранитных пегматитов мезозойских складчатых областей Средней Азии, открытые в конце 50-х годов настоящего столетия, изучались Л. Н. Россовским, Н. А. Шостацким, Л. Ф. Оськиным, В. Ф. Дурневым и др. Ими было исследовано геологическое строение пегматитовых полей; кроме того, составлены геологические карты и разработана их первая минералогическая классификация. В настоящее время на территории Средней Азии известно более 10 пегматитовых полей, связанных с областями развития киммерийского магматизма, из которых четыре наиболее характерных описываются ниже.

ПОЛЕ ПЕГМАТИТОВ ЛИТИЕВОГО ТИПА

Рассматриваемое поле редкометалльных пегматитов простирается в субширотном направлении на протяжении более десяти километров и вскрыто эрозионным срезом на большую глубину. Оно приурочено к краевой части крупной зоны разломов северо-западного простирания, ограничивающей относительно приподнятый стабильный блок фундамента. Главной структурой (фиг.20) является сложная синклиналь северо-западного простирания с относительно пологим, но осложненным дополнительной складчатостью западным, и крутым, более спокойным восточным крылом (Недумов и др., 1971). Вмещающими породами пегматитов служат верхнетриасовые слюдяные сланцы с редкими прослоями кварцитов контактирующие с докембрийскими гнейсами по линии тектонического разлома взбросового типа, круто падающего на юго-запад. Широкое развитие в сланцах мелкой складчатости обусловило возникновение межпластовых трещин отслоения в сочетании с трещинами скольжения и отрыва, явившихся основным видом полостей, в которых локализовались пегматитовые тела.



Фиг. 20. Структурная схема поля сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов (составлена И. Б. Недумовым с использованием материалов Л. Н. Россовского)

1 — пегматиты, 2 — гранит-пегматиты, 3 — биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые граниты, 4 — филлитовидная сланцевая толща, 5 — докембрийская толща, 6 — линии разрывных нарушений; I—III — участки развития пегматитов; А — Г — линия разреза

В крыльях боковых антиклиналей обнажаются выходы согласно залегающих гранитных массивов послевержнетриасового возраста. Небольшой апикальный выступ той же интрузии вскрывается в центральной части поля (шток Придорожный), в ядре небольшой антиклинальной складки. Западный и Восточный массивы представляют собой относительно небольшие ($2,5 \text{ км}^2$) пластовые сателлиты крупного гранитного интрузива, расположенного южнее и протягивающегося на многие километры.

Западный массив сложен мелкозернистыми слабо разгнейсованными биотитовыми плагиогранитами с подчиненным развитием мусковитовых гранитов. В эндоконтактной зоне наблюдается обогащение биотитом (до 15–20%) и появляются порфириовидные вкрапленники полевых шпатов размером до 2 см. Вмещающие сланцы в узких экзоконтактных зонах резко обогащены слюдами. Мусковитовые граниты в виде крупных дайкообразных тел мощностью до 30 м с четкими интрузивными контактами залегают как в биотитовых плагиогранитах, так и во вмещающих их сланцах.

Восточный массив сложен преимущественно двуслюдяными гранитами, среди которых выделяются близкие по составу мелкозернистая и порфириовидная фациальные разновидности. Последняя приурочена к эндоконтактной зоне массива и иногда слабо разгнейсована согласно его кровле. Содержание олигоклаза и микроклина в гранитах примерно равное.

По минеральному составу биотитовые плагиограниты резко отличаются от других разновидностей гранитов отсутствием микроклина, более высокой основностью плагиоклаза, значительным количеством биотита, повышенным содержанием акцессорных монацита, ильменита и эпидота. В двуслюдяных и мусковитовых гранитах из акцессорных минералов присутствуют колумбит-танталит, касситерит, сподумен, уранинит, торит, апатит, турмалин, гранат, пирит и др. По химическому составу биотитовые плагиограниты весьма обычны (табл. 40). По сравнению с мусковитовыми и двуслюдяными они характеризуются повышенным содержанием Al, Fe, Mg, Ca, Ti и более низким — Si, Na, K, а также редких элементов и олова (табл. 41).

В пределах пегматитового поля насчитывается более ста пегматитовых тел, значительная часть которых безрудные. Пегматитовые жилы локализованы главным образом на четырех участках: Приконтактном, Придорожном (II), Главном (III) и Западном (I) (см. фиг. 20).

В мусковитовых гранитах Западного и двуслюдяных Восточного массивов наблюдаются безрудные сингенетические плагиоклаз-микроклиновые незональные пегматитовые тела шпировидной и жилевидной формы (мощность до 0,5 м) с нечеткими контактами. Пегматитовые жилы сходного состава, но более крупных размеров, отмечаются и в экзоконтактных зонах обоих гранитных массивов.

Редкометалльные пегматиты слагают жильную зону участка Главного и встречаются на участке Придорожном в виде отдельных тел в гранит-пегматитовом штоке.

На участке Главном имеется ряд согласно залегающих небольших по размерам пегматитовых жил. Форма их штокообразная и плиткообразная, осложненная раздувами и пережимами. Простирание пегматитовых тел субмеридиональное, падение крутое.

На этом участке выделяется несколько жильных серий пегматитов, вскрытых эрозионным срезом на различных уровнях и представленных двумя парагенетическими типами пегматитовых тел: сподумен-микроклин-альбитовым с мусковитом и мусковит-альбитовым.

Вскрытые нижние члены Главной жильной серии сподумен-альбит-микроклинового типа обладают слабо зональным строением и характеризуются преобладанием микроклина над альбитом. Приальбитовые их части сложены мелкозернистым мусковит-кварц-альбитовым минеральным комплексом, который к осевым частям жил сменяется среднезернистым альбит-сподумен-кварц-микроклиновым; далее следует крупнозернистый сподумен-кварцевый комплекс. Осевые части жил сложены мелкозернистым микроклин-сподумен-кварц-альбитовым комплексом и сахаровидным альбитом.

Таблица 40

Химический состав гранитов и пегматитов (%)

Компоненты	Граниты массива			Пегматиты участков				
	Западный		Восточный	I	II		III	
	биотитовый плагио- гранит (2)	мусковитовый гранит (2)	двуслю- дяной гранит (6)	плагио- клаз- микро- клино- вые кон- такто- вые (2)	альбит- олиго- клаз- микро- клино- вые со спо- думе- ном (2)	микро- клин- альби- товые со спо- думе- ном (2)	споду- мен- микро- клин- альби- товые (2)	муско- вит- альби- товые (2)
SiO ₂	65,58	73,29	72,03	74,23	73,30	72,62	71,82	73,05
TiO ₂	0,55	0,03	0,20	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	17,31	14,28	14,73	14,56	14,65	15,18	15,12	16,47
Fe ₂ O ₃	0,37	0,49	0,27	0,57	0,44	0,49	0,70	0,10
FeO	3,66	1,14	1,88	0,84	0,76	1,19	1,09	0,47
MnO	0,05	0,02	0,04	0,04	0,06	0,04	0,04	Сл.
MgO	1,30	0,21	0,50	0,23	0,55	0,08	0,05	0,08
CaO	3,96	1,21	1,71	1,04	0,99	1,25	1,04	0,42
Na ₂ O	3,82	4,51	3,99	3,66	4,83	4,14	4,19	6,37
K ₂ O	1,95	3,78	3,63	4,18	3,69	2,40	3,40	1,48
Li ₂ O	0,021	0,009	0,024	0,010	0,024	-	-	0,02
P ₂ O ₅	0,17	0,33	0,17	0,17	0,27	1,21	0,97	0,56
H ₂ O	0,96	0,74	0,80	0,56	0,37	0,55	0,69	0,79
F	0,05	0,04	0,06	0,29	0,42	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	99,75	100,08	100,03	100,40	100,38	99,15	99,11	99,81
Na ₂ O:K ₂ O	2,0	1,2	1,1	0,9	1,3	1,7	1,2	4,3

Аналитики Н. М. Харитоновна, Н. В. Лобовкина, Б. А. Соломенская, Л. П. Юрченкова.
О. Ф. Сазонова

Таблица 41

Содержание редких элементов и олова в гранитах и пегматитах (г/т)

Компоненты	Граниты массива			Пегматиты участков				
	Западный		Восточный	I	II		III	
	биотитовый плагио- гранит (2)	мусковитовый гранит (2)	двуслю- дяной (6)	плагио- клаз- микро- клино- вые (5)	альбит- олиго- клаз- микро- клино- вые (3)	споду- мен- микро- клин- альби- товые (7)	споду- мен- микро- клин- альби- товые (8)	муско- вит- альби- то- вые (7)
Ta ₂ O ₅	2,0	3,4	4,0	2,5	4,1	75,0	49,2	224,0
Nb ₂ O ₅	20	22	15	16	20	103	76,2	151
Ta ₂ O ₅ :Nb ₂ O ₅	0,10	0,15	0,27	0,16	0,20	0,68	0,65	1,52
Li ₂ O	220	88	271	99	240	-	-	178
Rb ₂ O	165	283	268	275	330	766	1043	423
Cs ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	7	46	17,0	26,5
BeO	6,2	7,6	9,5	10,3	89,1	85,5	130,0	78,3
Ti ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	3,4	10,3	18,2
SnO ₂	7,1	12,3	15,0	15,3	15,6	242,0	356,0	599,0

Средние члены Главной пегматитовой серии того же типа характеризуются преобладанием альбита над микроклином и нечеткой зональностью. Призальбандовые их части сложены среднезернистым альбит-сподумен-кварц-микроклиновым комплексом с мусковитом, который к осевым частям жил постепенно переходит в мелкозернистый микроклин-сподумен-кварц-альбитовый комплекс и далее в сахаровидный альбит с небольшим количеством мелкопластинчатого клефеландита.

Верхние члены жильной серии по соотношению породообразующих минералов относятся к мусковит-альбитовому парагенетическому типу. Они сложены в основном сахаровидным альбитом и мелкопластинчатым клефеландитом; в подчиненном количестве отмечается средне- и мелкочешуйчатый альбит-кварц-мусковитовый комплекс, не имеющий четкой пространственной приуроченности в жилах. В осевых частях жил часто встречаются обособления блокового кварца. Жилы незональные, но в них широко развиты полосчатые текстуры, обусловленные чередованием альбитового и кварц-мусковитового минеральных комплексов.

Таким образом, по восстанию жильной серии наблюдается вертикальная зональность. Снизу вверх количество микроклина уменьшается до полного исчезновения. В средней части возрастает количество сподумена и альбита. В верхней части появляются существенно кварцевые и мусковит-кварцевые прожилки и мелкие жилы. В том же направлении закономерно увеличивается содержание Ta, Nb, Sn и уменьшается Li, Rb, Be, причем в нижних (сподуменсодержащих) жилах пегматитовой серии ниобий преобладает над танталом, а в верхних их отношение изменяется в пользу тантала.

Изменение химического (см. табл. 40) и минерального состава в ходе магматической дифференциации от биотитовых плагиогранитов к существенно альбитовым парагенетическим типам пегматитовых тел выражается в последовательном уменьшении основности плагиоклаза от № 30 до № 2–4 и соответствующем уменьшении количества кальция. Содержание натрия несколько понижается в плагиоклаз-микроклиновых безрудных пегматитах и закономерно возрастает в редкометальной пегматитовой серии к жилам существенно альбитового типа. Количество микроклина и соответственно калия возрастает от плагиогранитов к плагиоклаз-микроклиновым жилам и далее последовательно снижается к мусковит-альбитовым. Содержание биотита уменьшается, а мусковита увеличивается от единичных знаков в плагиогранитах до 10–15% в мусковит-альбитовых жилах. Количество сподумена возрастает от гранитов к редкометальным пегматитовым жилам и резко сокращается в существенно альбитовых. В том же направлении последовательно увеличивается содержание колумбит-танталита и касситерита. Обращают на себя внимание незначительные содержания во всех породах флюорита, турмалина, минералов титана, железа и высокие апатита.

Граниты, а также плагиоклаз-микрoклиновые и микролин-альбит-олигоклазовые типы пегматитов характеризуются кларковыми содержаниями Ta, Nb, Be, Cs, Tl и несколько повышенными количествами Li, Rb и Sn, в то время как в редкометальных типах пегматитов содержания редких элементов и олова возрастают на один-два порядка (см. табл. 41).

Таким образом, в пределах описываемого пегматитового поля только сподуменсодержащие жильные серии являются редкометальными. Максимальная степень концентрации редких элементов в них составляет: BeO 9, $Li_2O > 20$, Rb_2O 5, Cs_2O 9, Ta_2O_5 52, Nb_2O_5 5, SnO_2 158, что свидетельствует о их Sn-Ta-литиевой специализации.

ПЕГМАТИТОВЫЙ ПОЯС С РУДОПРОЯВЛЕНИЯМИ ЛИТИЕВОГО И КОМПЛЕКСНОГО ТИПОВ

Пегматитовый пояс приурочен к западной части шовной зоны разломов северо-восточного простирания. В пределах этой зоны развиты метаморфизованные песчано-сланцевые и карбонатные отложения верхнего палеозоя-мезозоя. Сравнительно широко распространены также эффузивы основного и среднего состава. В жильной

Таблица 42

Результаты химических анализов гранитов и пегматитов различных парагенетических типов (%)

Компоненты	Типы пегматитов						
	биотитовые гнейсо-граниты (5)	микроклин-олигоклазовый (5)	мусковит-микроклин-альбитовый (2)	лепидолит-альбитовый (2)	мусковит-альбитовый (2)	микроклин-альбитовый (2)	микроклин-сподумен-альбитовый (3)
SiO ₂	71,14	72,65	74,04	68,90	70,87	71,77	
TiO ₂	0,23	Не обн.	Не обн.	0,03	0,03	Не обн.	0,02
Al ₂ O ₃	16,14	16,13	15,82	17,21	17,86	17,35	15,73
Fe ₂ O ₃	0,34	0,45	0,28	0,04	0,16	0,24	0,49
FeO	1,84	0,67	0,55	0,40	0,56	0,93	1,45
MnO	0,03	0,06	0,02	0,06	0,05	0,04	0,04
MgO	0,83	Сл.	0,06	<0,10	0,08	Сл.	0,07
CaO	1,55	1,03	0,63	0,50	0,56	0,75	0,60
(Na Li) ₂ O	3,31	6,13	3,81	5,90	6,25	5,40	4,25
K ₂ O	3,53	1,79	3,07	3,57	1,92	2,48	3,45
P ₂ O ₅	0,12	0,14	0,24	0,48	0,22	—	0,34
H ₂ O ⁻	0,03	—	—	0,20	0,02	—	0,10
H ₂ O ⁺	0,34	0,77	1,22	1,02	1,22	0,90	1,06
P ₂ O ₅	0,46	0,29	—	0,40	—	0,20	Не обн.
F	Не опр.	0,13	0,14	1,56	0,08	0,08	0,08
Сумма	99,89	100,24	99,88	100,37	99,88	100,14	100,09
Аналитик	Е.Я. Шнее	Л.П. Юрченкова	Р.А. Пчельникова	Л.П. Юрченкова		Р.А. Пчельникова	

части зоны присутствуют крупные тектонические блоки немых карбонатно-терригенных толщ предположительно рифейского или нижнепалеозойского возраста, к которым приурочена большая часть пегматитовых жил. Все отложения смяты в узкие сжатые складки северо-восточного простирания.

Интрузивные породы западной части шовной зоны представлены рядом послевеерхнекриасовых небольших гранитоидных массивов, вытянутых согласно общему простиранию зоны разломов на 50—70 км при ширине 1,5—5 км. Массивы имеют пластовую форму, резкие контакты с вмещающими породами и контролируются глубинными разломами. Они сложены главным образом крупно- и среднезернистыми порфировидными биотитовыми гнейсо-гранитами. Порфировидные вкрапленники плагиоклаза и микроклина размером 1—3 см составляют 40—60% объема породы. В небольших количествах встречаются крупно- и среднезернистые мусковитовые и лейкократовые разности гранитов. Среди жильных образований широко распространены аплитовидные лейкократовые граниты, аплиты, разгнейсованные безрудные олигоклазовые и микроклин-олигоклазовые пегматиты, залегающие как в самих массивах, так и в их экзоконтактах. В пределах пегматитового пояса известно два пегматитовых поля — Северное и Южное.

Северное поле протягивается в субширотном направлении на 7 км при ширине 1 км и включает три жильные зоны. Пегматитовые тела залегают в основном в прослоях углисто-глинистых сланцев, редко в толще мраморизованных известняков. В каждой жильной зоне насчитываются десятки маломощных жил небольшой протяженности. Среди них различаются пять парагенетических типов: 1) микроклин-олигоклазовый с мусковитом; 2) микроклин-альбитовый с мусковитом; 3) мусковит-микроклин-альбитовый; 4) мусковит-альбитовый и 5) лепидолит-альбитовый. Последний представлен только одной жилой.

Внешние зоны ее сложены мусковит-микроклин-кварц-клевеландитовым минеральным комплексом, а внутренняя — кварц-лепидолит-альбитовым с зеленым и розовым турмалином. Характерной особенностью пегматитов данного поля является широкое развитие мусковита, редко лепидолита. Акцессорные редкометалльные минералы представлены колумбитом, реже танталитом (до 288г/т), микролитом (до 12г/т), бериллом, касситеритом, амблигонитом, монацитом, цирконом. Кроме того присутствуют апатит, флюорит, турмалин, гранат и другие минералы.

Южное пегматитовое поле протягивается в северо-восточном направлении и включает пять жильных зон, залегающих в кварцитовидных песчаниках нерасчлененной нижнепалеозойской (?) толщи. В каждой жильной зоне отмечается ряд субпараллельных или кулисообразно залегающих пегматитовых тел различных по размерам. Среди них различаются пять парагенетических типов: 1) существенно олигоклазовый; 2) микроклин-олигоклазовый; 3) микроклин-альбитовый с мусковитом; 4) микроклин-сподумен-альбитовый и 5) мусковит-альбитовый. В отличие от Северного поля для некоторых жил и жильных серий этого поля характерен сподумен, но отсутствует микролит и в меньшей степени развиты гранат и турмалин.

Пегматиты обоих полей, хотя пространственно и сближены с гнейсо-гранитами, по-видимому, не имеют с вскрытыми на поверхности их фазами генетической связи, о чем свидетельствует отсутствие в гранитах типоморфных для пегматитов редкометалльных минералов: колумбит-танталита, сподумена, амблигонита и присутствие фергусонита, не свойственного пегматитам. Наиболее вероятной представляется генетическая связь пегматитов с другими гранитами, не выходящими на поверхность.

Данные химических анализов (табл. 42) свидетельствуют о повышенном содержании в пегматитах летучих соединений — В, F, OH, а также фосфора, что в условиях

Таблица 43

Содержание редких элементов в гранитах и пегматитах (г/т)

Номера серий и парагенетические типы жил	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	BeO	SnO ₂	B ₂ O ₃
Биотитовые гнейсо-граниты (12)	5,1	21,7	177	296	11	8,1	9,0	—
I. Микроклин-олигоклазовый (2)	14	55	43	485	11	11,8	15,2	3027
Микроклин-альбитовый (1)	16	100	129	632	21	28,0	24,8	—
Мусковит-микроклин-альбитовый (1)	26	40	43	589	11	44,8	99,0	71
II. Микроклин-олигоклазовый (1)	12	110	301	589	11	5,6	14,0	—
Микроклин-альбитовый (3)	46,3	75	157	959	32	35,8	38,1	—
Лепидолит-альбитовый (2)	39,5	30	—	—	742	48,2	361,9	4186
III. Микроклин-альбитовый (5)	113,2	158	796	—	72	143,6	597	—
Мусковит-альбитовый (2)	227,5	235	290	—	80	242,5	597	—
IV. Микроклин-альбитовый (2)	29	20	774	627	5	155,4	114,3	—
Сподумен-альбит-микроклин-овый (2)	13	45	—	976	80	280,0	160,0	26
Мусковит-альбитовый (1)	45	40	559	382	117	162,4	190,5	19

Таблица 44

Максимальная степень концентрации редких элементов в жильных сериях пегматитов

Номер жильной серии	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	BeO	SnO ₂
I	6	3,5	1,5	3	4	3	26
II	11	3	>20	21	90	3	95
III	53	8	9	9	15	29	157
IV	10	3	>20	5	24	18	77

преимущественно круто падающей трещиноватости вмещающих пород обусловило проникновение пегматитовых расплавов на значительные расстояния от материнских гранитов.

В пределах пегматитовых полей отмечается не четкая вертикальная зональность в размещении различных парагенетических типов пегматитовых тел. На наиболее низком гипсометрическом уровне обычно развиты высокотемпературные микроклин-олигоклазовые пегматиты, сменяющиеся выше более низкотемпературным микроклин-альбитовым или сподумсн-микроклин-альбитовым и далее мусковит-альбитовым, редко лепидолит-альбитовым типами. В различных жильных сериях представлены определенные отрезки этой общей вертикальной зональности. От высокотемпературных микроклин-олигоклазовых типов по направлению к мусковит-альбитовым наблюдается закономерная смена их минерального состава — уменьшение основности плагиоклаза и содержания микроклина, увеличение количества альбита, мусковита, кварца. В том же направлении возрастает концентрация редких элементов и олова (табл. 43).

В Северном пегматитовом поле отмечается пространственная зональность. С запада на восток в пегматитовых жилах возрастает содержание редких элементов, причем отношение Ta₂O₅ к Nb₂O₅ увеличивается от 0,25 до 0,97, т.е. происходит накопление тантала относительно ниобия.

При этом содержание редких элементов в одном и том же парагенетическом типе пегматитовых жил из различных участков пегматитовых полей колеблется в более широких пределах, чем в разных парагенетических типах одного участка (см. табл. 43). Следовательно, состав и количественные соотношения породообразующих минералов пегматитов еще не определяют стабильной концентрации в них редких элементов. На каждом конкретном участке содержание редких элементов в различных типах пегматитов зависит в основном от обогащенности ими исходного пегматитового расплава.

По редкометальной специализации Северное пегматитовое поле может быть отнесено к комплексному типу, а Южное — к литиевому. Однако в пределах обоих полей распространены преимущественно безрудные и слабо оруденелые пегматитовые жильные серии. Только в средних и конечных их членах наблюдаются повышенные концентрации редких элементов.

По степени их концентрации (табл. 44) можно говорить о Sn-Li-цезиевой специализации пегматитов второй жильной серии, Ta-оловянной — третьей и Sn-литиевой — четвертой. Первые жильные серии фактически безрудные.

ПОЛЕ ПЕТАЛИТОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ ЛИТИЕВОГО ТИПА

Редкометалльные пегматиты, содержащие петалит в качестве главного минерала, впервые были описаны Л. Н. Россовским (1965). Пегматитовое поле, включающее эту жильную зону, приурочено к южному крылу субширотной синклинали, прорванному верхнеюрскими гранитами. Пегматиты распространены в надинтрузивной зоне пологого контакта гранитного массива. Поле контролируется узкой

протяженной зоной крутопадающей трещиноватости в окварцованных песчаниках, простирающейся на расстоянии до 1 км в субширотном направлении. Жильная зона пегматитов вскрыта эрозией на большую глубину. В западной (нижней) части она представлена жилами петалит-микроклин-альбитового типа с мусковитом, которые по восстанию переходят в микроклин-альбитовые жилы с петалитом и мусковитом. Восточная (верхняя) часть жильной зоны представлена жилами мусковит-альбитового типа с микроклином и петалитом.

Горизонты окварцованных песчаников, в которых кулисообразно залегают жильные тела верхней и нижней частей жильной зоны, разделены слоем углисто-глинистых сланцев мощностью около 80 м. Видимая мощность пегматитовых жил закономерно уменьшается от десятков метров на нижних горизонтах до первых метров на средних и верхних и полного выклинивания в апикальных частях.

Генетическая связь редкометалльных пегматитов с верхнеюрскими гранитами определяется положением их в надинтрузивной зоне и минералого-геохимическим родством — в гранитах обнаружены акцессорные минерал-концентраторы редких элементов и минерализаторов; сподумен, амблигонит-монтебразит, фергусонит, пироклор, танталит-колумбит, касситерит и топаз.

Пегматитовые тела сложены преимущественно альбитом (40–55%) и кварцем (25–35%), в переменных количествах присутствуют микроклин (1–20%), петалит (1–12%) и мусковит (1–12%). Количество акцессорных минералов по сравнению с

Таблица 45

Химический состав гранитов и редкометалльных пегматитов (%)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	74,70	76,27	75,08	72,82	75,00	77,96	74,36	74,26	72,54
TiO ₂	0,22	<0,03	0,06	0,03	н/о	0,06	0,04	0,03	0,06
Al ₂ O ₃	12,70	12,28	12,72	15,38	13,74	12,10	13,80	14,49	15,82
Fe ₂ O ₃	0,07	0,49	0,90	0,45	0,72	0,35	0,72	0,34	0,58
FeO	2,51	1,44	1,15	1,15	0,95	1,15	0,89	0,86	0,95
MnO	0,04	0,04	0,03	0,07	0,04	0,02	0,04	0,04	0,08
MgO	0,43	0,35	0,20	0,31	0,13	0,43	0,18	0,26	0,33
CaO	0,97	0,48	0,54	0,70	0,37	0,40	1,50	0,83	0,53
Na ₂ O	3,26	3,75	3,72	3,51	2,80	3,21	4,41	5,83	4,10
K ₂ O	4,78	4,22	4,88	3,63	4,88	3,75	2,32	1,51	2,62
Li ₂ O	0,004	0,047	0,002	—	0,08	0,03	0,17	0,13	0,05
P ₂ O ₅	0,06	0,02	0,01	0,29	0,19	0,30	1,10	0,90	0,53
F	0,07	0,10	0,21	0,05	0,09	0,07	0,41	0,17	0,14
H ₂ O [±]	0,50	0,60	0,62	1,28	0,72	0,38	0,71	0,60	0,86

Сумма 100,31 100,11 100,12 99,67 99,71 100,21 100,64 100,25 99,19

Ta ₂ O ₅	0,0007	0,0006	0,0004	0,002	0,002	0,0025	0,012	0,014	0,014
Nb ₂ O ₅	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	0,005	0,006	0,014	0,029
Ta ₂ O ₅ :Nb ₂ O ₅	0,35	0,2	0,13	1	1	0,52	2	1	0,48
Rb ₂ O	—	0,068	0,03	0,054	0,072	0,11	0,09	0,09	0,095
Cs ₂ O	Не обн.	0,003	<0,001	0,002	0,005	0,002	0,002	0,007	0,008
BeO	—	—	—	—	0,017	—	—	—	0,085
SnO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06

Граниты: 1 — биотитовые главной фазы; 2 — то же, из апофизы; 3 — двуслюдяные. Редкометалльные пегматиты: 4 — микроклин-петалит-альбитовые; 5 — микроклин-альбитовые с мусковитом; 6 — мусковит-альбитовые из среднего горизонта серии; 7 — то же, из нижней части жилы верхнего горизонта; 8 — то же, из средней части жилы; 9 — то же, из верхней части жилы.

Аналитики П. И. Ферштатер и В. М. Швец.

материнскими гранитами возрастает до 50. Среди них ведущие: амблигонит-монтебразит (до 2,6 кг/т), танталсодержащий касситерит (до 4 кг/т), апатит (до 1,8 кг/т), сподумен (до 753 г/т) и колумбит-танталит (до 560 г/т).

Пегматитовые жилы сложены в основном серовато-белым мелко- и среднекристаллическим кварц-альбитовым агрегатом, нередко сменяющимся тонкокристаллическим снежно-белого цвета. В осевых частях жил, особенно на нижних горизонтах, широко распространены кварцевые ядра и блоки микроклина (от 0,2х0,5 до 0,8х2,5 м), промежутки между которыми выполнены плотнокристаллическим петалитсодержащим агрегатом альбита и кварца со сподумено.

Для жил нижних горизонтов характерно слабо выраженное зональное строение, причем петалит приурочен преимущественно к лежащим бокам и осевым частям жил. Пегматиты мусковит-альбитового типа верхних горизонтов отличаются развитием линзовидно- и ритмично-полосчатых (альбит и кварц с мусковитом) текстур. Петалита здесь значительно меньше, чем в петалит-микроклин-альбитовом типе пегматитов.

В целом пегматиты верхних горизонтов жильной зоны характеризуются наиболее сложным химическим (табл. 45) и минеральным составом и соответственно предельной расслоенностью по мощности (Мелентьев, 1968). В них установлена большая концентрация натрия относительно кальция и калия при меньшей лития, а также резкое увеличение содержания фосфора и фтора. Одновременно здесь достигает максимума содержание Ta_2O_5 (0,012–0,014%) и Nb_2O_5 (0,006–0,029%), а также Be, Sn, Rb и Cs. Среди акцессорных минералов вместо апатита, турмалина и сподумена, наиболее характерных для петалит-микроклин-альбитового с мусковитом типа жил, в мусковит-альбитовом типе главное значение приобретают амблигонит-монтебразит (1–1–2,6 кг/т) и касситерит (0,5–4 кг/т) при подчиненном — колумбит-танталита (243–559 г/т), апатита и турмалина. Наибольшие скопления редкометалльных минералов в этом типе пегматитов установлены в обрамлении кварцевых ядер.

Петалитоносные пегматиты являются своеобразными аналогами сподуменоносных, формировавшимися в среде, богатой кремнеземом, из расплавов флюидов, характеризующихся более низким содержанием лития при более высоком — фтора и воды.

ПОЛЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ФТОР-ЛИТИЕВОГО ТИПА

Пегматитовое поле, характеризующееся преобладающим развитием лепидолит-альбитовых жил, приурочено к северному крылу крупной субширотной антиклинали, сложенной известково-сланцевой толщей и осложненной широтными складками более высоких порядков (Мелентьев и др., 1970). Все складчатые структуры района пересечены дорудными и пострудными разломами с амплитудой от нескольких до десятков метров. Выходы гранитов и редкометалльных пегматитов приурочены к узкой (до 2–3 км) зоне, прослеживающейся в запад-северо-западном направлении на 9–10 км, выклинивающейся на западе в месте периклинального замыкания главной складчатой структуры и погружения ее шарнира. Соответственно на западном фланге поля наблюдается погружение кровли и выступов интрузива, уменьшение степени эрозионного среза и максимальное развитие редкометалльных пегматитов (Главная жильная зона).

Выходы гранитов представлены серией гребневидных акмолитовых выступов и апофиз единого слабоэродированного (на глубину 200–500 м) интрузива. При этом имеет место пространственная разобщенность наиболее протяженных и редкометаллоносных гранитных апофиз массива (центральная часть поля) и крупных проявлений редкометалльных пегматитов (западный фланг поля, Главная жильная зона).

Апофизы массива выполняют крупные, преимущественно крутые (50–85°) трещины отслаивания, согласные со сланцеватостью вмещающих пород в сводах положительных складчатых структур, а редкометалльные пегматитовые тела локализованы в участках более пологого залегания пород кровли (20–40°) и выполняют трещины отрыва и отслаивания в складчатых зонах мелкого порядка.

Таблица 46

Химический состав главных фаций гранитной интрузии и редкометалльных пегматитов (%)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	73,05	72,46	72,43	73,51	75,40	71,45	72,68	70,37	71,50
TiO ₂	0,10	0,12	0,13	0,07	He обн.	0,03	0,02	0,01	0,04
Al ₂ O ₃	14,12	15,28	14,58	15,03	18,40	15,27	16,06	16,24	16,48
Fe ₂ O ₃	0,78	0,56	0,76	0,39	0,51	1,05	0,25	0,26	0,20
FeO	1,03	0,88	1,21	0,68	0,64	1,04	0,50	0,69	0,85
MnO	0,02	0,03	0,04	0,03	0,05	0,05	0,02	0,05	0,02
MgO	0,49	0,28	0,36	0,24	0,20	0,37	0,24	0,33	0,17
CaO	1,15	0,84	0,77	0,59	0,12	1,08	0,40	0,63	0,50
Na ₂ O	2,62	3,08	3,08	4,26	2,05	4,19	6,66	5,57	6,20
K ₂ O	4,81	5,14	5,07	3,86	1,08	3,20	1,67	3,06	2,50
Li ₂ O	0,04	0,04	0,03	0,02	0,05	0,03	0,03	—	0,09
P ₂ O ₅	0,38	0,34	0,52	0,32	0,03	0,46	0,27	0,84	0,33
F	0,14	0,15	0,16	0,16	0,10	0,22	0,23	0,57	0,08
H ₂ O [±]	1,36	0,93	0,96	0,77	1,16	0,93	0,67	1,49	0,97
Сумма	100,09	100,13	100,10	99,93	99,79	99,87	99,70	100,12	99,93
Ta ₂ O ₅	0,001	0,002	0,001	0,002	He обн.	0,002	0,038	0,018	0,023
Nb ₂ O ₅	0,001	0,002	0,001	0,006	То же	0,004	0,017	0,012	0,012
Ta ₂ O ₅ · Nb ₂ O ₅	1	1	1	0,3	—	0,5	2,2	1,5	1,9
Rb ₂ O	0,05	0,05	0,04	0,06	0,1	0,07	0,03	0,100	0,058
Cs ₂ O	0,005	0,004	0,003	0,005	<0,001	0,003	0,003	0,019	0,005
SnO ₂	0,004	0,006	0,006	0,007	0,001	0,007	0,045	0,053	0,054
BeO	0,007	0,008	0,011	0,014	0,027	0,021	0,018	0,107	0,112
B ₂ O ₃	0,024	0,028	0,017	0,018	0,026	0,02	0,002	0,012	0,006

Граниты: 1 — двуслюдяные, 2 — мусковитовые микроклин-альбит-олигоклазовые; 3 — то же, микроклин-олигоклаз-альбитовые, 4 — то же, микроклин-альбитовые, 5 — то же, альбит-кварцевые. Пегматиты: 6 — экзоконтактовые микроклин-олигоклаз-альбитовые, 7 — существенно альбитовые, 8 — лепидолит-альбитовые со сподуменом, 9 — мусковит-альбитовые.

Аналитики П. И. Ферштатер, Г. Г. Убина и В. А. Классен.

Среди гранитов различаются двуслюдяные и мусковитовые разности. Последние слагают средние и верхние горизонты выступов и апофиз интрузива, постепенно переходя по восстанию апофиз в редкометаллоносные тонкокristаллические мусковит-альбит-кварцевые фации.

Двуслюдяные и мусковитовые разности гранитов характеризуются повышенной концентрацией — Li, Be, Ta, Sn, B, H₂O и некоторых других элементов (табл. 46). Наиболее обогащены оловом и бериллием альбит-кварцевые апофизы. Акцессорные минералы: сподумен, амблигонит-монтебразит, танталит-колумбит (до 22 г/т) и берилл при ведущей роли апатита, турмалина, граната (табл. 47). Повышенные содержания редких элементов связаны с шлировидными пегматоидными обособлениями в мелко- и тонкокristаллических фациях апофиз мусковитовых гранитов и приурочены к их верхним горизонтам. Как правило, в фациальных жильных производных ниобий преобладает над танталом.

Редкометалльные пегматиты большей частью локализованы в сланцах надинтрузивной зоны. Главная жильная зона с лепидолитом и сподуменом приурочена к запад-северо-западному флангу поля. Пегматитовые тела в пределах жильной зоны, простираются в юго-восточном направлении на сотни метров в большом интервале относительных превышений.

Преобладающее падение пегматитовых жил северо-восточное, форма удлиненная, линзовидная, длина не превышает нескольких десятков метров. В сводах мелких складок наблюдаются седловидные жилы (фиг. 21).

Таблица 47

Минеральный состав главных фаций гранитного интрузива и редкометалльных пегматитов

Минералы	1 (4)	2 (3)	3 (6)	4 (3)	5 (1)	6 (2)	7 (2)	8 (3)	9 (1)
<i>Породообразующие (%)</i>									
Плаггиоклаз									
№ 17-13	25-30	—	—	—	—	—	—	—	—
№ 12-10	—	35-40	35-40	—	—	35-45	—	—	—
№ 9-0	—	—	—	35-40	30-35	—	50-55	5-50	55-60
кварц	30-35	30-40	30-40	35-40	45-50	30-40	25-30	25-30	25-30
микро- клин	30-35	25-30	25-30	10-15	0-2	25-5	1-10	1-7	1-5
биотит	1-5	0-2	—	—	—	—	—	—	—
мусковит	1-5	5-7	5-10	5-7	7-10	5-10	5-7	1-5	10-12
лепидо- лит	—	—	—	—	—	—	—	0-10	—
<i>Акцессорные (г/т)</i>									
Группа ко- лумбита	Зн.	0,9	9,1	21,97	12,48	30,3	933,35	331,7	368,4
микролит	—	—	—	—	—	—	8,6	9,24	0,3
кассите- рит	—	Зн.	0,96	0,87	0,16	0,84	201,3	1401,7	1170,9
ширкон	1,6	2,82	0,15	0,7	0,38	2,5	19,15	61,2	65,6
сподумен	—	—	4,7	0,06	1,0	0,6	30,85	3825,6	1028,2
<i>Группа амб- лигонита</i>									
апатит	4851,7	3505,0	1830,5	909,7	167,6	205,4	169,5	2308,6	41,2
турмалин	2393,1	1521,1	519,8	383,0	695,0	623,1	0,1	1,5	1,4
топаз	—	—	Зн.	—	—	—	—	0,03	71,1
монацит	5,4	9,2	0,3	0,12	0,02	0,3	—	—	—
рутил	1,1	1,94	Зн.	Зн.	0,01	0,06	—	—	—
магнетит	—	19,2	22,6	"	—	9,7	—	—	—
гранат	33,8	0,3	5,06	701,6	1,9	3,3	1,9	0,2	0,3
гематит	722,5	334,6	1373,8	179,2	0,56	13,84	—	—	—
и лимонит по пириту									

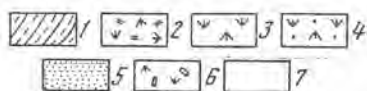
Граниты: 1 — двуслюдяные, 2 — мусковитовые микроклин-альбит-олигоклазовые, 3 — то же, микроклин-олигоклаз-альбитовые, 4 — то же, микроклин-альбитовые, 5 — то же, альбит-кварцевые. Пегматиты: 6 — контактовые микроклин-олигоклаз-альбитовые, 7 — альбитовые, 8 — лепидолит-альбитовые, 9 — мусковит-альбитовые.

Подавляющее большинство жил относится к лепидолит-альбитовому типу; в нижних горизонтах серии развиты альбитовые с микроклином и мусковитом тела, а в апикальных — мусковит-альбитовые. Акцессорные минералы в них представлены сподуменом, амблигонит-монтебразитом и танталсодержащим касситеритом (см. табл. 47). Типоморфными текстурами при мелко- и крупнокристаллических структурах являются массивные (нижние и апикальные горизонты редкометальной серии), участковые, участково-зональные и ритмично-полосчатые. Последние развиты в пегматитовых телах лепидолит-альбитового типа (средние и верхние горизонты).

По сравнению с гранитами степень концентрации F, Ta, Cs, Rb, Be, Sn в пегматитах достигает максимума (см. табл. 46) и составляет соответственно: Ta₂O₅ 40, Nb₂O₅ 4, Li₂O >20, Rb₂O 8, Cs₂O 35, BeO 70, SnO₂ 140.

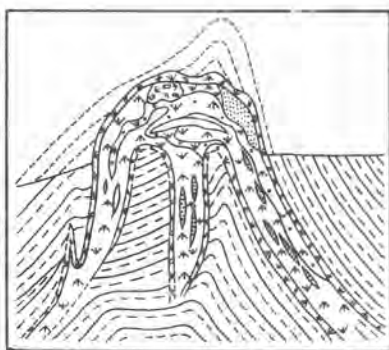
Пегматиты нижних горизонтов жильной серии, наиболее обогащены колумбит-танталитом и касситеритом. Те же компоненты в ассоциации с акцессорным бериллом характерны для мусковит-альбитовых жил апикальных горизонтов. Наиболее

распространенные лепидолит-альбитовые (со сподуменом) жилы несут комплексную колумбит-танталитовую, касситеритовую и лепидолитовую минерализацию с акцессорными — амблигонит-монтебразитом и бериллом.



Фиг. 21. Схематический разрез вкосте простираиия седловидной лепидолит-альбитовой жилы (составлен Г. Б. Мелентьевым)

1 — бнотиткварцевые сланцы; 2 — кварц-альбит-мусковитовая оторочка; 3 — кварц-альбитовая зона с лепидолитом и сподуменом; 4 — лепидолит-альбитовая зона; 5 — лепидолитовый комплекс; 6 — сподумен-альбитовый комплекс; 7 — линзы кварца



Помимо редкометальных пегматитов в областях мезозойской складчатости Средней Азии известны пегматиты, генетически связанные с ультраметаморфогенными гнейсо-мигматитовыми домезозойскими формациями. В большинстве своем они являются безрудными, но иногда содержат такие редкие акцессорные минералы, как магнезиоколумбит и благородный турмалин-др: вит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ ПО ПРОВИНЦИИ

Таким образом, в пределах Среднеазиатской редкометальной провинции выявлены следующие типы пегматитовой минерализации.

1. Микроклин-олигоклазовые пегматиты с флогопитом и акцессорными Mg-колумбитом и пьезотурмалином, связанные исключительно с автохтонными гранитоидами.

2. Керамические олигоклаз-альбит-микроклиновые пегматиты с мусковитом, бериллом, касситеритом, танталит-колумбитом и литиевыми минералами.

3. Литиевые микроклин-сподумен-альбитовые пегматиты с тантало-колумбитом, танталосодержащим касситеритом и бериллом.

4. Сподумен-микроклин-альбитовые и микроклин-альбитовые пегматиты с комплексной редкометальной минерализацией — Li, Cs, Ta, Nb, Be, Sn.

5. Литиевые петалит-микроклин-альбитовые и мусковит-альбитовые пегматиты, с танталитом, бериллом и касситеритом.

6. Лепидолит-альбитовые пегматиты с колумбит-танталитом, касситеритом, амблигонит-монтебразитом и бериллом.

Для пегматитовых полей и материнских гранитных интрузивов характерен контроль складчатыми и разрывными структурами второго порядка относительно региональных структур глубокого заложения, контролирующих размещение редкометальных поясов; при этом редкометальные пегматиты с комплексной минерализацией приурочены к геосинклинальным поднятиям терригенного, в меньшей степени терригенно-вулканического типа. Наблюдается структурная приуроченность редкометальных пегматитовых полей и жильных серий к зонам флексурных изгибов, брахиантиклиналям и поперечным антиклиналям. Редкометальные жилы контролируются трещинами разрыва, межпластового отслоения с проскальзыванием и типичного скола, которыми определяются размеры и морфология пегматитовых тел.

Наблюдается преимущественная локализация обедненных редкими элементами пегматитов в пределах материнских интрузий, в то время как редкометальные жилы с комплексной минерализацией, как правило, локализованы в надинтрузивных зонах. В направлении от гранитов по восстанию жильных серий в пегматитах возрастает концентрация цезия, а в случае достаточной мощности жил — и тантала

(за исключением апикальных участков выклинивания). При этом для танталит-колумбита характерна ассоциация с ведущими среди аксессуарных минералов апатитом и турмалином, а для собственно танталовых минералов и поллуцита, — с амблигонит-монтебразитом и топазом.

ГЛАВА 6

ПЕГМАТИТЫ КАЗАХСТАНА

На территории Казахстана широко распространены поля редкометалльных, безрудных и хрусталеносных гранитных пегматитов, являющихся производными специфических позднегерцинских формаций гранитов.

Большинство исследователей связывают эту провинцию с верхнепалеозойским магматизмом.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ

Поля гранитных пегматитов связаны со сводово-глыбовыми структурами тектономагматической активизации, охватившей в позднем палеозое бортовые части геоантиклинальных мегаблоков по обе стороны от осевой зоны активизированного пояса. Последняя унаследованно совмещена с герцинским (D_1-C_1) линейным геосинклинальным прогибом северо-западного простираения, характеризовавшимся усиленным вулканизмом кварц-кератофирового, андезитового и андезит-базальтового состава, значительным проявлением базитов, ультрабазитов, диоритов и мезократовых гранитоидов (табл. 48). Этой структурно-формационной зоне свойственны увеличенная мощность базальтового и уменьшенная — гранитно-метаморфического слоев земной коры.

Геоантиклинальные структурно-формационные зоны (поднятия), отделенные от осевой зоны долгоживущими шовными глубинными разломами, представляли собой зоны ранней (вероятно, каледонской) консолидации. Для них характерны: преимущественно терригенный состав отложений нижнего и среднего структурных ярусов (Pz_1-Pz_2) и молассоидный — верхнего (Pz_3), преобладание гранитоидов кислого состава, увеличенная мощность гранитно-метаморфического слоя, редкометалльный профиль металлогении (D_3-C_1).

Северо-Восточная структурно-формационная зона — чрезвычайно крупная, тектоническая сложно расчленена и глубоко эродирована.

Юго-Западная структурно-формационная зона значительно меньше и менее эродирована. В ее пределах сохранились терригенные относительно слабо метаморфизованные породы Pz_2-Pz_3 . К этой зоне приурочен один из пегматитовых поясов Казахстана.

В этом поднятии выделяют три основные подзоны: а) примыкающая к глубинному разлому шовная антиклиналь с выходами пород геосинклинального нижнего структурного яруса и высокометаморфизованных более молодых пород; б) центральная зона с выходами орогенных геоантиклинальных формаций (D_2-C_1 , средний структурный ярус) и в) юго-западный склон перекрытый отложениями орогенных эпигеосинклинальных формаций (C_1-P_1 , верхний структурный ярус). Нижний структурный ярус представлен гнейсами и амфиболитами, образованными по терригенно-вулканогенным породам нижнего палеозоя и, возможно, докембрия (?). В среднем ярусе последовательность формаций от ранних к поздним: карбонатно-терригенная, флишоидная, терригенная, вулканогенная порфировая. В верхнем — молассоидная обломочно-туфогенная и вулканогенная липарито-дащитовая. Судя по фациальному составу осадков, центральная подзона характеризовалась наиболее высоким стоянием относительно смежных подзон с конца среднего палеозоя, менее напряженным вулканизмом и более кислым составом его продуктов

Ряды магматических формаций Pz-Mz смежных структурно-формационных зон и положение в них редкометальной минерализации (составлена А. Н. Леонтьевым с учетом данных Д.Г. Ажгирея и др.; К.Л. Волочковича, Б.А. Дьякова, В.С. Кузубного и др.)

Этапы	Юго-Западная зона	Осевая зона	Северо-Восточная зона
Геосинклинальный	-	Плагиогранитпорфировая (D ₂)	Гранит-порфиры и гранитоиды нерасчлененные
		Габбро-диабазовая (D ₃)	
		Дунит-габбро-диорит-плагиогранитовая (C ₁)	
Инверсионный	-	Гранитоидная пестрого состава (мигматит-плутоны, батолиты) (C ₁)	
Эпигеосинклинальный орогенный (протоорогенный)	Габбро-диорит-гранодиоритовая (C ₂ -C ₃ ?)	Габбро-диорит-плагиогранитовая (C ₂ -C ₃)	-
	Гранодиорит-плагиогранит-порфировая (C ₂ -C ₃) - Au	Липарит-базальтовая (C ₂ -C ₃)	-
	Гранодиорит-гранитовая батолитовая (C ₃)		-
	Гранитовая (P)	-	Гранитовая (P) - Mo, W
	Гранит-лейкогранитовая с редкометальными пегматитами (P) Be, Ta, Nb, Li, Cs + W, Sn		Be + W, Mo
	-		-
Автономной активизации (дейтероорогенный)	Гранит-порфиры вулкано-плутонической серии (P-T?)	Вулкано-плутоническая липарит-дацит-диорит-субщелочно-гранитовая (P-T?)	Щелочногранитовая (P-T?) - Nb, Zr, TR
	Диабаз-гранодиорит-гранит-порфировая дайковая (P-T) - Au	Диабаз-диорит-гранодиорит-порфировая дайковая (P? P-T?) - Cu, Pb, Zn, Ag	Диабаз-липарит-порфировая дайковая (P-T)
	-	Андезит-базальтоидная трапповая (Y)	Щелочнобазальтоидная дайковая (T-Y)

Современное строение этой структурно-формационной зоны включает следующие разнородные элементы: фрагменты унаследованной палеозойской глыбово-сложчатой структуры: крупный, продольно вытянутый полихронный плутон позднепалеозойских гранитоидов; продольные разломы, омоложенные в период массового пегматитообразования (C₃ - P); разломы, маркируемые диагональными (широтными) и поперечными (северо-восточными) дайковыми поясами (P-T); современный горный свод и сетка разломов, омоложенных на этапе новейшего горообразования (N-Q); специфические купольные морфоструктуры. Фундамент ее разбит на многочисленные блоки, в разной степени смещенные системой широтных, меридиональных северо-западных и северо-восточных разломов. Взаимное расположение разновысотных блоков и интрузивных массивов является близким к концентрическому и имеет тенденцию к замыканию на флангах единого

свода. Вершина последнего совпадает с локальным поднятием, фиксируемым по появлению конгломератов (C_1).

Помимо блоков фундамента элементами свода являются также современные купольные поднятия, унаследованно развивающиеся над массивами пермских калиевых гранитов. Наибольшее сосредоточение куполов наблюдается вдоль осевых (по отношению к своду) зон разломов. Размеры куполов 20–30 км в поперечнике, наклон крыльев 10–15°, наибольшее относительное превышение до 400 м. В строении куполов устанавливаются центральные и периферические погружения, причем последние концентрически окружают зоны максимального поднятия. В центре овального купола обычно находится конформный ему массив высококислых калиевых гранитов.

Изверженные породы юго-западной структурно-формационной зоны сосредоточены главным образом в ее северо-восточной и центральной подзонах. Обычно здесь выделялись три интрузивных комплекса: 1) гранодиорит-плагิโอгранитовый (C_1 – C_3), 2) гранодиорит-гранитовый (C_3 – P_1) и 3) комплекс дайковых пород основного и кислого состава (P – T). Преобладающим развитием пользуются гранитоиды второго комплекса, слагающие батолит, вытянутый на сотни километров. Коленообразные перегибы последнего указывают на его связь с пересекающимися под углом разломами фундамента. В составе этого комплекса выделяется от двух до четырех интрузивных фаз, сопровождающихся жильными дериватами, причем массивы поздних калиевых гранитов и лейкогранитов, а также редкометалльные пегматиты объединяются с гранодиоритами в одном интрузивном комплексе. В последних схемах магматизма (табл. 49) редкометалльные пегматиты без достаточных оснований связываются с интрузивными фазами, предшествующими калиевым гранитам.

Специальное изучение возрастных рядов гранитоидов и анализ имеющихся материалов (см. табл. 48 и 49) позволило после гранодиорит-гранитового батолитового комплекса (C_3 255–320 млн. лет) выделить комплекс калиевых гранит-лейкогранитов, представленный последовательно внедрившимися дискордантными плутонами: а) крупнозернистых биотитовых калиевых гранитов (местами переходящих в граносиениты) с их дополнительными и жильными производными (212–260 млн. лет); б) среднезернистых неясно порфировидных биотитовых калиевых гранитов-лейкогранитов с их дополнительными и жильными производными (208–260 млн. лет); в) турмалиновых пегматоидных лейкогранитов и фациально связанных с ними пегматитов двух генераций (220–222 млн. лет).

Несмотря на совмещение районов развития редкометалльных пегматитов и калиевых гранитов, отмечается также немало примеров несовпадения пегматитовых жильных зон литиевого и комплексного типов с конкретными гранитными массивами, что свидетельствует о генетической связи пегматитов с гранитами на значительной глубине от современного уровня эрозионного среза (фация глубинной дифференциации по М. В. Кузьменко). Известные примеры редкометалльного оруденения, непосредственно связанного с апикальной фацией массивов биотитовых калиевых гранитов, представлены кварц-полевошпатовыми жилами с вольфрамом и бериллом, а также кварцевыми – с турмалином и бериллом.

Биотитовые калиевые граниты первой и второй фаз (P) пегматитоносного комплекса образуют овальные в плане штоковидные массивы размером 15–20 км в поперечнике. По геофизическим данным для них характерны крутопогружающиеся боковые поверхности и мощность по вертикали 3–8 км. Особенностью их апикальных поверхностей являются направленные вверх гребневидные выступы, заканчивающиеся удлиненными штоками. В этих частях биотитовые граниты постепенно сменяются крупнокристаллическими граносиенитами и гранит-пегматитами или (в грейзеноносных формациях) мелкозернистыми порфировидными и аплитовидными ("закаленными") гранитами и тоже гранит-пегматитами. Турмалиновые биотит-мусковитовые лейкограниты третьей фазы пегматитоносного комплекса образуют тела сложной формы – штоки и гарполиты с множеством жильных апофиз, штокверки в породах гранодиорит-гранитового комплекса, пластообразные и чашеобразные тела. Наиболее крупные их выходы

Сопоставление интрузивных комплексов Юго-Западной структурно-формационной зоны

Н. И. Стучевский, Б. А. Дьячков, В. В. Лопатников и др., 1969 г.	Б. А. Дьячков, 1972 г.	А. Н. Леонтьев, настоящая работа (учтены данные В. В. Лопатникова, Б. А. Дьячкова и др.)
		Габбро-диорит-гранодиоритовый ¹ (C ₂ – C ₃ ?) а. Диориты, габбро-диориты, габбро (мелко- и среднезернистые) б. Кварцевые диориты (мелкозернистые) в. Гранодиориты (мелкозернистые, порфиоровидные)
Гранодиорит-плагиигранитовый (C ₁) а. Плагииграниты, гранодиориты (среднезернистые) б. Дайковые гранодиорит-порфиры, плагиигранит-порфиры и пр. – Au	Гранодиорит-плагиигранитовый (C ₃) а. Плагииграниты, гранодиориты (среднезернистые) б. Гранодиориты, граниты (мелкозернистые) в. Дайковые гранодиорит-порфиры, плагиигранит-порфиры, кварцевые порфиры – Au	Гранодиорит-плагиигранит-порфировый дайковый (C ₂ – C ₃) а. Плагииграниты, гранодиориты (среднезернистые) б. Дайковые гранодиорит-порфиры, плагиигранит-порфиры – Au (?)
Гранодиорит-гранитовый (C ₃ – P) I фаза: а) граниты, гранодиориты, плагииграниты (средне- и крупнозернистые, порфиоровидные) б) граниты (средне- и мелкозернистые, порфиоровидные) в) жильные граниты, гранодиориты, пегматиты, аплит-пегматиты	Гранодиорит-гранитовый (C ₃ – P ₁) I фаза: а) граниты, гранодиориты (средне- и крупнозернистые, порфиоровидные) б) граниты (мелкозернистые) в) жильные граниты, пегматиты, кварцевые жилы – Nb, Be+Sn	Гранодиорит-гранитовый батолитовый (C ₃) I фаза: а) гранодиориты (среднезернистые, местами порфиоровидные) б) жильные граниты, гранодиориты (мелкозернистые) —
II фаза: а) граниты, адаметеллиты, гранодиориты (среднезернистые) б) граниты (мелкозернистые) в) жильные аплитовидные граниты, пегматит-аплиты	II фаза: а) граниты (мелко- и среднезернистые) б) граниты (мелкозернистые) в) жильные граниты, пегматиты, кварцевые жилы – Ta, Nb, Be+Sn, W	II фаза: а) граниты, адаметеллиты (средне- и крупнозернистые, порфиоровидные) – главная фаза б) граниты (мелко- и среднезернистые, неясно порфиоровидные) в) жильные граниты, аплиты, пегматиты (безрудные), кварцевые жилы
III фаза: жильные лейкограниты, аплиты, пегматиты – Ta, Nb, Be+Sn, W	III фаза: а) лейкограниты (крупнозернистые)	Гранитовый (P) I фаза: а) граниты (крупнозернистые, местами переходы к граносиенитам)
IV фаза: а) лейкограниты, аляскиты (крупнозернистые)		

Таблица 49 (окончание)

Н. И. Стучевский, Б. А. Дьячков, В. В. Лопатников и др., 1969 г.	Б. А. Дьячков, 1972 г.	А. Н. Леонтьев, настоящая работа (учтены данные В. В. Лопатникова, Б. А. Дьячкова и др.)
б) лейкограниты (мелкозернистые) в) аплитовидные граниты, аплиты, пегматиты	б) лейкограниты (разнозернистые) в) жильные лейкограниты	б) лейкограниты (мелкозернистые) в) жильные лейкограниты, аплиты, пегматиты (безрудные), кварцевые жилы – Sn, W (?)
		II фаза: а) граниты-лейкограниты (средне- и крупнозернистые, неясно порфировидные), кварцевые жилы – Be, W, Be (непромышленные) б) лейкограниты (мелкозернистые)
		III фаза а) турмалиновые лейкограниты, пегматиты, кварцево-грейзеновые образования – Be, Nb + W, Sn б) жильные пегматиты, лейкограниты – Ta, Nb, Li, Cs, Sn
Дайковый (Р) Кварцевые порфиры, гранодиорит-порфиры, плагиогранит-порфиры, диориты, диабазовые порфиры, габбро-диабазы	Дайковый (Р) Габбро-диабазы, диоритовые порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры	Диабаз-гранодиорит-гранит-порфировый дайковый (Р-Т?) – Au (?)
¹ Мало распространенные породы; не вполне выяснено их положение до или после гранодиорит-плагиогранит-порфирового комплекса.		

(3–7 км по длинной оси) представлены уплощенными крутопадающими и пластообразными телами. В значительной своей части и особенно в эндоконтактовых зонах они имеют пегматоидную или миаролитовую текстуру, содержат турмалин и гранат, участки, обогащенные кварцем или мусковитом. Жильные лейкократовые граниты этого комплекса связаны постепенными переходами с пегматитами и аплитами и составляют от 5 до 95% объема жил любого пегматитового поля.

Пегматитовые поля в характеризуемой структурно-формационной зоне протягиваются в виде пояса длиной до 200 км и шириной до 30 км преимущественно внутри интрузивного батолита гранодиорит-гранитов и конформно ему, что рассматривается рядом авторов как доказательство генетической связи пегматитов с этим плутоном. В пределах пояса выделяются пять структурных узлов, с которыми связаны жильные поля пегматитов и кварцево-жильно-грейзеновых образований, в большинстве случаев совпадающих с периферическими частями купольных поднятий вокруг массивов биотитовых калиевых гранитов: 1) Западный, 2) Северный, 3) Центральный, 4) Восточный и 5) Юго-Восточный. Первые три узла являются собственно пегматитовыми и различаются уровнями эрозионного среза. Наиболее эродирован Западный узел, наименее Северный, а Центральный занимает промежуточное положение. Эти три пегматитовых узла иллюстрируют размещение редкометалльных пегматитов на разных вертикальных уровнях и в различном удалении от апикалей массивов родоначальных биотито-

вых калиевых гранитов. Предположительно можно наметить переход по вертикали от линейного структурного типа жильных полей (Западный узел) к "веерному" (Центральный узел) и еще выше — к максимально выположенному ярусному типу (Северный узел).

Граниты, сопровождающиеся редкометалльными пегматитами, содержат несколько меньше микроклина и больше слюд по сравнению с грейзеноносными и безрудными. Минеральный состав их варьирует в довольно широких пределах в зависимости от уровня эрозионного вскрытия массивов (табл. 50). Наиболее богаты микроклином верхние части массивов главной фазы и дополнительных интрузивов. Это полностью подтверждается и особенностями химического состава гранитов двух смежных узлов (табл. 51).

Таблица 50

Минеральный состав (%) гранитов двух смежных пегматитовых узлов (данные А. Н. Леонтьева)

Граниты	Микроклин	Олигоклаз	Кварц	Биотит	Мусковит	Акцессорные минералы
Центральный узел						
Биотитовые	48,0	18,7	28,0	3,3	0,5	1,5
Биотит-мусковитовые	24,5	28,5	38,0	2,2	5,2	2,0
Западный узел						
Биотитовые	37,0	25,0	34,0	5,0	—	1,0
Биотит-мусковитовые	18,8	41,4	35,0	0,6	3,8	0,3

Таблица 51

Химический состав гранитов пегматитовосного комплекса (%)

Окислы	Западный узел		Центральный узел	
	биотитовые граниты I (3)	биотит-мусковитовые граниты II (3)	биотитовые граниты I (2)	биотит-мусковитовые граниты II (4)
SiO ₂	72,51	71,97	68,94	73,77
TiO ₂	0,15	0,07	0,26	0,13
Al ₂ O ₃	14,43	16,33	15,66	14,72
Fe ₂ O ₃	0,99	1,43	0,19	0,60
FeO	0,66	0,53	1,60	0,66
MnO	Не обн.	0,03	0,02	0,03
MgO	0,29	0,32	0,73	0,31
CaO	0,72	0,91	2,15	0,79
Na ₂ O	3,72	3,91	3,23	2,90
K ₂ O	5,91	3,60	6,64	4,30
H ₂ O ⁻	—	Не обн.	0,19	0,10
H ₂ O ⁺	—	0,24	0,23	0,26
P ₂ O ₅	Не обн.	—	0,40	0,33
F	—	—	0,13	—
Сумма	99,38	99,34	100,37	98,90

Аналитики О. Ф. Сазонова, Е. А. Гушина, В. М. Швеи, Н. Н. Короткова и Л. П. Юрченкова (химическая лаборатория ИМГРЭ).

Таблица 52

Среднее содержание редких элементов (г/т) в гранитах пегматитоносного комплекса (данные А. Н. Леонтьева)

Граниты	Rb ₂ O	Li ₂ O	Cs ₂ O	BeO	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅
Центральный узел						
Биотитовые олигоклаз-микроклиновые (родоначальные)	210 (6)	220 (6)	32 (6)	19 (2)	—	—
Биотит-мусковитовые альбит-микроклиновые (сингенетичные безрудным пегматитам)	240 (3)	220 (3)	42 (3)	22 (2)	30 (1)	10 (1)
Мусковит-альбитовые (сингенетичные редкометальным пегматитам)	200 (3)	200 (3)	53 (3)	127 (7)	12 (4)	10 (4)
Западный узел						
Биотитовые олигоклаз-микроклиновые (родоначальные)	260 (5)	240 (5)	30 (3)	11 (4)	30 (4)	8 (4)
Биотит-мусковитовые микроклин-альбитовые (сингенетичные безрудным пегматитам)	250 (6)	530 (6)	95 (4)	30 (12)	5 (4)	1 (4)
Мусковит-альбитовые (сингенетичные редкометальным пегматитам)	290 (3)	130 (3)	21 (1)	154 (10)	30 (5)	17 (5)

Содержание некоторых редких элементов (табл. 52), например бериллия, закономерно повышается в возрастном ряду гранитов пегматитоносного комплекса. Однако такой эволюционный ход накопления редких элементов не является правилом: так, в Западном узле максимальные концентрации лития и цезия наблюдаются в жильных гранитах-аналогах ранних безрудных пегматитов.

ЗАПАДНЫЙ СТРУКТУРНЫЙ УЗЕЛ

Западный узел включает массив калиевых биотитовых гранитов изометричной формы и примыкающее к нему с северо-востока жильное поле пегматитов северо-западного простиранья.

Вмещающими породами пегматитов и гранитов являются песчано-сланцевые отложения (Pz₂) и прорывающие их дайки бластоплагиогранитов (C₁ — C₂). Лишь небольшое число маломощных слабо дифференцированных пегматитовых жил залегает внутри гранитного массива. В пределах жильного поля имеется также свыше десяти небольших выходов мусковит-биотитовых гранитов, вблизи которых наблюдается сгущение пегматитовых жил. Большинство из них представлено крутопадающими плитообразными безрудными телами существенно микроклинового состава субграфической структуры мощностью 10–60 м. Жильные зоны литиевого типа локализованы в удалении от безрудных пегматитовых скоплений и подчинены структурным элементам, ориентированным косо или перпендикулярно к генеральному простиранью жильного поля; иногда они образуют лестничные жилы в дайках плагиогранитов. Таким образом, размещение интрузивных тел, послуживших впоследствии структурными ловушками для пегматитов, как и самих пегматитовых жил, определено наличием линейной, повышенной проницаемой зоны к северо-востоку от гранитного массива. Этим и объясняется асимметричность рассматриваемого узла.

В пределах пегматитового поля жильные зоны вытянуты в основном в северо-западном направлении вдоль зоны разлома. При этом от осевой к краевым частям и флангам поля происходит смена гранит-пегматитов и безрудных микроклиновых пегматитовых жил редкометальными (Be, Ta, Sn, Li) альбит-микроклинового и

альбитового парагенетических типов и далее кварцевыми и касситерит-кварцевыми жилами. По данным А. Р. Бутко, В. И. Тарасенко и А. Г. Алексева, с северо-запада на юго-восток редкометалльные ассоциации сменяются в следующем порядке Li—Sn—Ta, Li—Ta, Ta—Be, Ta—Sn—Li, Sn.

О генетической связи пегматитов с гранитами данного комплекса свидетельствует их петрохимическая и возрастная близость, пространственная сопряженность с центральным массивом биотитовых калиевых гранитов, а также приуроченность рудного узла к купольному поднятию с упорядоченной радиально-концентрической структурой. Границы разновысотных частных блоков следуют радиальным и в меньшей степени концентрическим направлениям, наследуя аналогичные направления дайковых тел мусковит-биотитовых гранитов и пегматитов внутри массива. Кустовое размещение жильных зон и проявлений редких элементов в пегматитовом поле обусловлено их контролем радиальными проницаемыми зонами и особенно участками пересечения последних с линейной проницаемой зоной северо-западного простираия.

Жильная зона литиевого типа

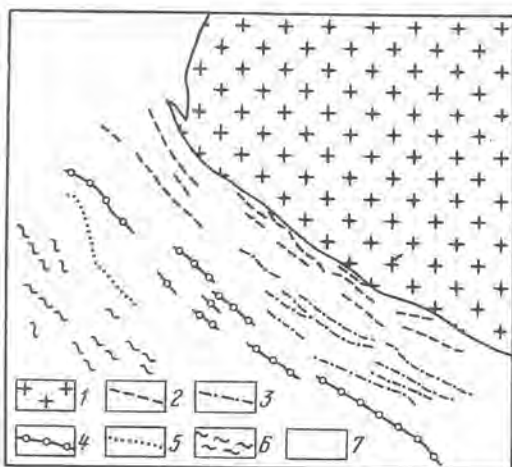
Жильная зона находится в северо-западной части пегматитового поля. В его пределах широко развиты дайки бласоплагигранитов, гранодиоритов и плагиогранит-порфиров. Вмещающие углисто-глинистые сланцы северо-западного простираия имеют крутые углы падения ($70-90^\circ$). Несколько десятков кулисообразно расположенных пегматитовых тел различных размеров образуют достаточно выдержанную жильную зону северо-западного простираия. Вкост простираия жильной зоны наблюдается зональность. В непосредственной близости от гранитов залегают безрудные кварц-полевошпатовые жилы гранитной структуры, развитые здесь в больших количествах и имеющие значительные размеры. Редкометалльные жилы более удалены от гранитного массива и образуют две жильные серии, разделенные субширотным разломом.

Редкометалльные сподумен-микроклин-альбитовые и существенно альбитовые пегматитовые жилы представлены сильно ветвящимися плитообразными телами с многочисленными субпараллельными апофизами. Единичные жилы имеют четковидную и линзовидную формы. Протяженность жил широко варьирует. Простираие северо-западное, падение на северо-восток ($70-80^\circ$). Вмещающие породы — углисто-глинистые сланцы и дайки плагиогранитов. Лишь одна из самых юго-восточных жил залегает в массиве гранитов. Она имеет другое северо-восточное простираие и более пологие углы падения. Контакты пегматитовых жил с вмещающими породами четкие и почти прямолинейные. В экзоконтактах часто встречаются маломощные пегматитовые прожилки. Пегматитовые жилы содержат ксенолиты вмещающих пород.

Редкометалльные тела являются преимущественно незональными, только в раздувах отдельных жил намечается укрупнение минералов в осевых частях. Структура неравномернозернистая, редко мелкоблоковая. Текстура массивная, реже полосчатая. Жилы сложены в основном двумя минеральными комплексами: кварц-микроклин-альбитовым и микроклин-сподумен-кварц-альбитовым, имеющими постепенные переходы. Содержание редких элементов (%): BeO 0,04; Rb₂O 0,03—0,07; Cs₂O 0,002—0,008; Ta₂O₅ 0,003—0,01; Nb₂O₅ 0,005—0,01; SnO₂ 0,02. Степень их концентрации составляет соответственно: BeO 27; Li₂O > 20; Rb₂O 1,5—3; Cs₂O 4—16. Ta₂O₅ 10—30; Nb₂O₅ 2,5; SnO₂ 53. Геохимическая специализация Li, Sn, Ta, Be.

Жильная зона бериллиевого типа

Специфической особенностью данной жильной зоны является совмещение в ее пределах гранитных пегматитов и оловоносных кварцевых жил, залегающих в метаморфических углисто-глинистых и песчано-глинистых сланцах. Жильная зона приурочена к экзоконтакту массива мелкозернистых двуслюдяных гранитов и вытянута параллельно его контакту (фиг. 22) согласно простираию вмещающих



Фиг. 22 Схема поперечной зональности (составлена Ю. И. Филипповой с использованием материалов В. Ф. Кашеева)

1 — двуслюдяные мелкозернистые граниты; 2 — микроклиновые безрудные пегматиты; 3 — микроклин-альбитовые пегматиты с бериллом и колумбитом; 4 — микроклин-альбитовые пегматиты с циматолитом; 5 — альбитовая жила; 6 — кварцевые жилы; 7 — метаморфические сланцы

пород. Простираание сланцев северо-западное, падение на юго-запад под углами $70-80^\circ$.

Большинство жил имеют плитообразную форму с апофизами. В пределах жильной зоны они сгруппированы в параллельные кулисообразные серии. Жилы маломощные с отношением длины к мощности 1:40—1:50. Простираание северо-западное, углы падения $25-60^\circ$ на северо-восток или юго-запад.

Вкрест простираания жильной зоны четко выражена зональность. По минеральному составу выделяются пять парагенетических типов жил, сменяющих друг друга по мере удаления от контакта с гранитами: 1) существенно микроклиновые с бериллом; 2) микроклин-альбитовые с бериллом и колумбитом; 3) микроклин-альбитовые с циматолитом; 4) альбитовые; 5) кварцевые жилы с касситеритом и бериллом. Каждый тип представлен серией жил, вытянутых по простираанию поля.

Микроклин-альбитовые пегматиты с бериллом и колумбитом развиты наиболее широко. Они представлены крупной серией жил, прослеживающейся на сотни метров. Основной объем их выполнен следующими парагенетическими комплексами, не имеющими закономерного положения: 1) мелко- и среднезернистым кварц-альбитовым; 2) пегматоидным кварц-микроклиновым и 3) альбит-кварц-мусковитовым. Часто эти комплексы вытянуты в направлении простираания жил в виде полос шириной от 1—10 см до 1 м. Границы между ними извилистые, но всегда четкие. Количественные соотношения между комплексами для различных участков жил непостоянны.

Содержание редких элементов в пегматитовых жилах микроклин-альбитового типа с бериллом и колумбитом составляет (%): Li_2O 0,02—0,04; Rb_2O 0,03—0,07; Cs_2O 0,001—0,005; Ta_2O_5 0,005; Nb_2O_5 0,008; BeO 0,05—0,13; SnO_2 0,03, т.е. для них свойственна бериллий-оловянная специализация.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СТРУКТУРНЫЙ УЗЕЛ

Центральный узел в отличие от Западного находится внутри гранодиорит-гранитового батолита и занимает срединное и узловое положение в пегматитовом поясе. Его размеры 25—30 км в диаметре. Пегматитоносные биотитовые калиевые граниты обнажаются в виде мелких выходов, что обусловлено начальным этапом эрозийного среза. Кроме родоначальных гранитов в Центральном узле развиты еще два типа гранитов, предшествовавших пегматитам по времени формирования: 1) мусковит-биотитовые микроклин-олигоклазовые, представленные крупными и мелкими пластообразными интрузивами и 2) биотит-мусковитовые альбит-микроклиновые с турмалином и гранатом, образующие штоки, сложные разветвленные тела и серии жил. Экранирующее влияние первых из них на жильные серии пегматитов устанавливается в северной части узла. Вторые являются фациальными аналогами пегма-

титов и непосредственно переходят в пегматиты в верхних окончаниях апофиз штокков. К периферическим частям узла приурочены наиболее крупные тела лейкократовых гранитов с турмалином и гранатом. Им свойственно усиление пегматоидности и соответственно уменьшение количества связанных с ними жильных пегматитов.

Наиболее интенсивное сгущение пегматитовых жил (пегматитовое поле I) совпадает с субширотной осевой зоной трещиноватости пегматитового пояса северо-западного простираия и находится в месте пересечения разломов нескольких систем. Оно приурочено к прикровлевой части ранних гранодиорит-гранитов, к перемычке между двумя останцами метаморфических сланцев и к коленообразному перегибу батолита в северо-западной части структурного узла. Серии пегматитовых жил со средними и пологими углами падения разворачиваются в виде амфитеатра около выходов гранитов пегматитоносного комплекса с общим веерообразным расширением к западу. Большая часть жил относится к безрудным пегматитам альбит-микроклинового и существенно микроклинового типов при более высокой степени дифференцированности, чем в Западном узле. Дифференцированные тела комплексного ряда локализованы главным образом висячем (южном) боку жильного поля и также залегают с некоторым разворотом и расширением к западу. С юга пегматитовое поле резко ограничено высоко поднятым в рельефе блоком (куполовидным выступом) гранодиорит-гранитов с присущей последним почти горизонтальной матрацевидной отдельностью и практически полным отсутствием пегматитов.

Два других менее интенсивных сгущения пегматитовых жил (пегматитовые поля II и III) находятся к югу и к юго-востоку от первого. Соответственно простираие жил в них меридиональное и субширотное запад-северо-западное. Меридиональное простираие жил является необычным для узла и для района в целом и может быть связано с меридиональным же выступом батолита. Состав жил существенно альбитовый с литий-цезий-танталовой минерализацией. Пегматитовое поле III протягивается под углом ко второму и характеризуется, подобно Западному узлу, наличием гигантских по мощности (свыше 100 м) безрудных пегматитовых жил в осевой части. Между обоими пегматитовыми полями протягиваются цепочки гранитовых даек и кварцевых жил с оловянным оруденением.

Структура данного узла радиальна и выражена в современной морфоструктуре в виде купольного поднятия. Радиальные по отношению к нему омоложенные в неоген-четвертичное время разрывы дополняются концентрическими элементами — центральной депрессией, зоной максимальных поднятий, ступенчато погружающимися периферическими зонами. Зона максимальных поднятий, или собственно купол (его размеры 20х15 км), в значительной части вписывается в границы полигонального блока, ограниченного разломами. Выступы гранитов пегматитового комплекса и наиболее крупные дополнительные интрузивы лейкократовых гранитов приурочены к дугообразноизогнутой радиальной мобильной зоне и к периферии купола, а жильные зоны редкометальных пегматитов и гидротермалитов примыкают к ним (поле I) и в целом совпадают с тремя секториальными блоками купольного поднятия. Все перечисленные совпадения указывают на существование единой очаговой магмогенной структуры, сходно проявившей себя в период развития пегматитов и при позднейшем горообразовании.

ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ I КОМПЛЕКСНОГО ТИПА

Данное пегматитовое поле характеризуется наибольшими размерами, наибольшим многообразием и наибольшей частотой встречаемости жильных тел, представленных жильными гранитами разнообразного состава, аплитами, гранит-пегматитами, безрудными и редкометальными пегматитами и кварцевыми жилами. Здесь на небольшой площади известно несколько тысяч жил. Жильные граниты и безрудные пегматиты зачастую ассоциируют в одних в тех же дайках в различных количественных соотношениях и связаны постепенными переходами. По данным В.А. Филиппова (1964), из общего числа жильных пород 80% представлено гранитами, гранит-пегматитами и безрудными пегматитами, 15% — существенно

микроклиновыми пегматитами с колумбит-берилловой минерализацией и только 3% - микроклин-альбитовыми и существенно альбитовыми пегматитами с бериллий-танталовой и комплексной редкометальной специализацией.

В пределах пегматитового поля жильные серии и тела имеют кустовой характер распределения, что обусловлено наличием блоков более высоких порядков (0,5–2 км) и межблоковых проницаемых зон. Основной рудоконтролирующей структурой пегматитов литиевого и комплексного рядов является приразломная субширотная тектоническая зона, маркированная в современной морфоструктуре узким грабеном и переуглубленной речной долиной. К этой зоне приурочены также штокообразные выступы калиевых гранитов центрального массива, которые ограничивают пегматитовое поле с юга и по ряду признаков погружаются к северу со встречным по отношению к пегматитам падением.

Для жильного поля характерны пересечения жильных гранитов и безрудных пегматитов пегматитами с литиевой и комплексной редкометальной минерализацией. Последние образуют ряд мелкокомасштабных жильных серий, контролируемых более поздними системами трещиноватости. Форма жил плитообразная, линзовидная и неправильная вследствие наличия раздувов и многочисленных апофиз.

По минеральному составу различают пять парагенетических типов пегматитовых жил: 1) безрудные микроклин-альбит-олигоклазовые с мусковитом, гранатом и турмалином (шерлом); 2) существенно микроклиновые с бериллом и колумбитом; 3) альбит-микроклиновые с бериллом и минералами группы колумбит-танталита; 4,5) микроклин-альбитовые и существенно альбитовые с комплексной редкометальной минерализацией. Степень распространенности от первого типа к пятому резко убывает. К редкометальным пегматитам относятся только последние три типа. В качестве примеров ниже приводится описание пегматитовых жил с комплексной редкометальной минерализацией.

Мусковит-альбит-микроклиновая жила (№ 1) со сподуменом

Жила залегает в биотитовых порфировидных гранитах. Контакты интрузивные, с наличием мелких апофиз. Форма линзовидная с апофизами. Простираение северо-западное. Падение на юго-запад под углами 30–80°. Внутреннее строение

Таблица 53

Минеральный состав жилы № 1 (%)

Минералы	Пегматондная кварц-микроклиновая зона	Зона гнезд кварц-альбитового комплекса	Блоковая кварц-микроклиновая зона	Кварц-мусковитовый комплекс	Сподумен-клевеландит-кварцевая зона	Гнезда чешуйчатого лепидолита	Мелкозернистая кварц-альбитовая зона
Микроклин-пертит	50	—	55	—	2	—	—
Микроклин	—	—	—	—	3	—	—
Кварц	30	25	22	40	50	20	35
Альбит	15	70	10	—	—	—	63
Клевеландит	—	—	—	—	23	5	—
Мусковит	5	5	8	50	2	—	2
Лепидолит	—	—	—	—	+	+	—
Сподумен	—	—	—	—	+	—	—
Амблигонит	—	—	—	—	—	+	—
Поллуцит	—	—	—	—	—	+	—
Турмалин	+	+	+	+	—	—	+
Гранат	+	+	+	+	—	—	—
Апатит	+	+	+	—	—	—	—
Берилл	+	—	—	+	+	+	—
Касситерит	—	+	—	+	—	+	—
Танталит-колумбит	+	+	+	+	+	+	+
Трифиллин	—	—	—	—	—	+	—

Таблица 54

Содержание редких элементов в жиле № 1 (г/т)

Зоны	BeO	Ti ₂ O ₃	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅ :Nb ₂ O ₅
Пегматоидная кварц-микроклиновая (висячий бок)	300	1	Сл.	67	—
Мелкозернистая кварц-альбитовая (лежащий бок)	300	2	30	138	0,2
Блоковая кварц-микроклиновая	30	9	Сл.	20	—
Кварц-мусковитовый комплекс	140	3	54	91	0,6
Сподумен-клевеландит-кварцевая	20	5	22	Сл.	—
Гнезда чешуйчатого лепидолита	200	40	—	—	—

асимметрично-зональное. В наиболее мощной части жилы от висячего зальбанда к лежащему наблюдается семь зон или минеральных комплексов (табл. 53).

Редкометалльные минералы: лепидолит, сподумен, амблигонит, поллуцит, берилл, танталит и касситерит (см. табл. 53), причем сподумен сосредоточен в осевой сподумен-клевеландит-кварцевой зоне. Лепидолит, амблигонит и поллуцит — в гнездах лепидолита, а берилл, касситерит и минералы группы танталит-колумбита — практически во всех зонах.

Содержание редких элементов в различных зонах и минеральных комплексах жилы неодинаковое (табл. 54).

Наиболее высокое содержание бериллия отмечается во внешних зонах жилы (0,03%) и гнездах чешуйчатого лепидолита (0,02%). Содержание пятиокси тантала колеблется от 0,002 до 0,005%, причем в лежащем боку его содержание более высокое, чем в висячем. Тантало-ниобиевое отношение возрастает от 0,2 до 0,6 и выше (см. табл. 54).

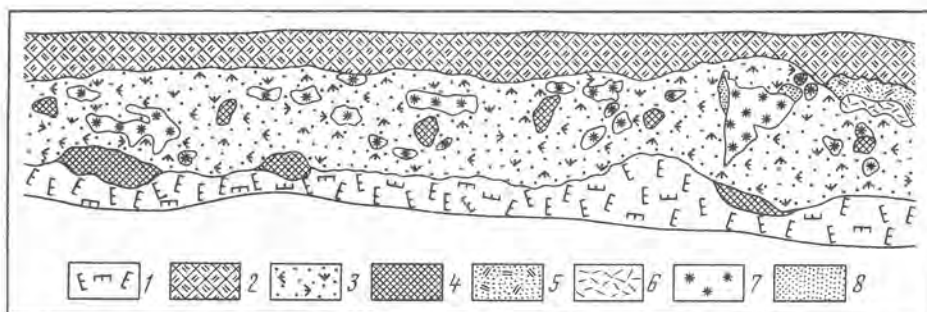
Содержание в жиле (%): BeO 0,03—0,04; Ta₂O₅ 0,005, SnO₂ 0,009; Li₂O 0,145. Максимальное содержание Li₂O в сподумен-клевеландит-кварцевой зоне. Характерная степень концентрации редких элементов: BeO 27; Ta₂O₅ 12; Nb₂O₅ 5; Li₂O > 20. В отношении рубидия и цезия не изучена. По минеральному парагенезису можно предполагать комплексную геохимическую специализацию.

Микроклин-альбитовая жила с мусковитом, лепидолитом и поллуцитом (№ 2)

Пегматитовая жила залегает в порфириовидных биотитовых гранитах, содержащих ксенолиты сланцев, и имеет с ними интрузивные контакты. Простирается северо-восточное, падение на юго-восток под углами 24-40°. Форма плитообразная с раздувами.

В раздувах отчетливо выражено зональное строение, причем от висячего бока к лежащему сменяются следующие зоны: 1) внешняя кварц-альбит-микроклиновая блоковая; 2) гнезда мусковит-кварцевого комплекса, развитые главным образом в висячем боку жилы; реже встречаются во внешней зоне лежащего бока и в этом случае характеризуются более мелкозернистой структурой; 3) гнезда мелкозернистого кварц-альбитового комплекса, распространенные в нижней части блоковой зоны висячего бока; 4) разнотернистая кварц-клевеландитовая зона, слагающая центральные части раздувов (фиг. 23); 5) гнезда мелкочешуйчатого лепидолита, распространенные исключительно в центральной кварц-клевеландитовой зоне, с амблигонитом, петалитом, поллуцитом и микролитом; 6) внешняя кварц-микроклин-альбитовая зона лежащего бока (табл. 55) неравномерно зернистой структуры.

В центральной части раздува жилы встречаются миароловые пустоты размером до 80х20 см. За пределами раздувов жила нацело сложена среднезернистой кварц-альбит-микроклиновой зоной с блоками микроклин-пертита, графического и неясно-



Фиг. 23. Внутреннее строение раздува микроклин-альбитовой жилы с мусковитом, лепидолитом и поллучитом

1 — среднезернистая кварц-микроклин-альбитовая зона лежащего бока; 2 — блоковая кварц-альбит-микроклиновая зона висячего бока; 3 — кварц-клевеландитовая зона; 4 — блоки микроклина; 5 — мусковит-кварцевый комплекс; 6 — мелкопластинчатый альбит; 7 — мелкочешуйчатый лепидолит; 8 — блоковый кварц

графического пегматита, гнездами мусковит-кварцевого, кварц-альбитового и клевеландитового состава.

Наиболее характерные редкометалльные минералы амблигонит, лепидолит, петалит, поллучит, фосфаты лития, белый, голубой и бесцветный берилл, рубеллит и полихромный турмалин, танталит и микролит. Содержание редких элементов в различных зонах и минеральных комплексах варьирует в широких пределах (табл. 56).

Содержание бериллия в жиле в лежащем боку более высокое, чем в висячем, в то время как концентрация Li, Rb и Cs более высокая в висячем боку (в соответствии с увеличением содержания микроклина). Во внутренних зонах наиболее высокие концентрации Li, Rb и Cs связаны со слюдоносными зонами, причем максимальных

Таблица 55

Минеральный состав жилы № 2 (%)

Минералы	Блоковая кварц-альбит-микроклиновая зона	Мусковит-кварцевый комплекс	Мелкозернистый кварц-альбитовый комплекс	Разнозернистая кварц-клевеландитовая зона	Мелкочешуйчатый лепидолит	Среднезернистая кварц-микроклин-альбитовая зона
Микроклин-пертит	74	—	—	8	—	33
Кварц	13	50–60	30	35	12	30
Альбит	13	10–15	70	—	—	35
Клевеландит	—	—	—	55	13	—
Мусковит	—	25–30	—	2	—	2
Лепидолит	—	—	—	+	+	—
Турмалин	—	+	+	+	+	+
Гранат	—	+	+	—	—	+
Апатит	—	—	+	—	—	+
Берилл	—	+	—	+	—	—
Фосфаты лития	—	+	—	—	—	—
Микролит	—	—	—	—	+	—
Танталит	—	—	—	+	—	—
Касситерит	—	—	—	+	—	—
Амблигонит	—	—	—	—	+	—
Петалит	—	—	—	—	+	—
Поллучит	—	—	—	—	+	—

Таблица 56

Содержание редких элементов в жиле № 2 (г/т)

Зона	BeO	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅ :Nb ₂ O ₅
Среднезернистая кварц-микроклин-альбитовая (лежащий бок)	300	1000	590	130	Сл.	Сл.	—
Блоковая кварц-альбит-микроклиновая (висячий бок)	70	—	—	220	"	"	—
Мусковит-кварцевый комплекс	40	—	—	130	9	70	0,13
Мелкозернистый кварц-альбитовый комплекс	80	700	200	40	40	50	0,8
Кварц-клевеландитовая зона	150	1600	500	120	52	44	1,2
Гнезда лепидолита	40	51100	7200	4900	170	100	1,7

значений их содержание достигает в лепидолитовом комплексе, являющемся наиболее поздним конечным продуктом кристаллизации пегматитового расплава. Что касается тантала и ниобия, то внешние зоны практически лишены этих элементов, в то время как во внутренних зонах содержание тантала и Ta:Nb закономерно увеличивается от более ранних к более поздним минеральным комплексам. Степень концентрации редких элементов в жиле: BeO 12 (до 20); Li₂O 50 более 20; Rb₂O 5 (до 36); Cs₂O 60; Ta₂O₅ 12 (до 40); Nb₂O₅ 2 (до 5). Таким образом, жила характеризуется комплексной — Be—Li—Rb—Cs—танталовой геохимической специализацией.

Микроклин-альбитовая жила со сподуменом, мусковитом, лепидолитом и поллучитом (№3)

Жила залегает в биотитовых порфировидных среднезернистых гранитах с остояцями и ксенолитами сланцев, прорванных более поздними мелкозернистыми двуслюдяными гранитами. Контакты жилы с гранитами секущие интрузивные. Протяженность по простиранию несколько сотен метров. Падение на юг пологое (20-30°). Со стороны висячего и лежащего боков жилы отходит ряд апофиз мощностью до 50 см. Изредка наблюдаются пересечения данной жилой мелких (мощность 10—20 см) более ранних высокотемпературных безрудных пегматитовых жил кварц-полевошпатового состава с черным турмалином.

Жила имеет сложный минеральный состав. В ней известно около 50 минералов, главными из которых являются альбит, кварц, микроклин. В подчиненном количестве развиты сподумен, мусковит и лепидолит. Широко представлены различно окрашенные турмалины, апатит. Из редкометалльных акцессорных минералов характерны берилл, минералы группы колумбит-танталита, микролит, амблигонит, минералы группы литиофилит-сиклерита, петалит, поллучит, касситерит и др. (табл. 57). Внутреннее строение жилы сложное участково-зональное (фиг. 24). В строении жилы принимают участие шесть минеральных комплексов.

1. Эндоконтактовая оторочка висячего бока жилы сложена средне- до крупнозернистого мусковит-кварцевым комплексом. Содержание мусковита 30%, кварца 70%. Характерны темно-зеленый и темно-синий турмалины, берилл, сиклерит, пурпурит и др.

2. Микроклин-кварц-альбитовый комплекс с мусковитом слагает в основном нижние горизонты жилы и ее фланги. Структура комплекса меняется от средне- до крупнозернистой и блоковой.

3. Альбит-кварц-микроклиновый блоковый комплекс с мусковитом слагает прерывистые внешние зоны. Особенно широко он развит в висячем боку жилы.

Таблица 5/

Минеральный состав жилы № 3

Минералы	Минеральные комплексы				
	микро- клин- кварц- альби- товый с мус- кови- том	альбит- кварц- микро- клин- овый с муско- витом	кварц- альби- товый	альбит- споду- мен- кварце- вый с микро- клином	лепидолит- сподумен- кварц- альбито- вый с микро- клином и полу- цитом
Породообразующие (%)					
альбит	42	17	79	16	36
микроклин	24	56	2	7	5
кварц	23	20	15	54	24
сподумен	—	—	—	+	+
мусковит	10	7	3	1,5	—
лепидолит	—	—	—	—	+
Акцессорные (г/т)					
сподумен	120	1407	2292	—	—
группа амблигонит- монтебразита	4	640	756	3312	5169
группа литиофилита- сиклерита	870	42	18	—	4
петалит	—	—	—	—	+
группа колумбит- танталита	102	16	304	100	102
микролит	Ед. зн.	17	Ед. зн.	2	232
касситерит	103	44	207	316	317
берилл	6950	1900	4700	2605	7680
поллуцит	—	—	—	—	+
турмалин	1217	520	2	1	600
гранат	2628	62	3	1	3
апатит	1058	1166	4280	14	980
циркон-циртолит	21	3	22	5	2
группа сульфидов	5	—	1	0,5	Ед. зн.

* В незначительных количествах встречаются также монацит, магнетит, гидроокислы железа и марганца, ксенотим, шеелит, ильменит, шпинель, флюорит и другие минералы.

Микроклин в нем представлен блоками размером по длинной оси до 0,5 м, ориентированными чаще всего перпендикулярно к плоскости контактов, причем утолщенные части кристаллов микроклина направлены к центральной части жилы. Интерстиции между блоками микроклина выполнены кварц-мусковитовым комплексом с альбитом.

4. Кварц-альбитовый комплекс слагает в основном осевую часть жилы. Он характеризуется мелкозернистой структурой, массивной текстурой и в отдельных участках обогащен мусковитом, микроклином, иногда сподуменом.

5. Альбит-сподумен-кварцевый комплекс с микроклином образует самостоятельную зону в средней части жилы, как бы заменяя кварц-альбитовую зону в отдельных интервалах, и несколько смещен к висячему боку жилы. Альбит представлен мелкопластинчатой разностью и бледно-голубым клеветандитом, размер пластинок которого достигает 5–6 см. Сподумен ассоциирует с кварцем в форме гнезд, блоков, линзовидных обособлений, в которых размер его кристаллов достигает 0,7–0,9 м. В сподумен-кварцевых обособлениях часто встречаются изометричные выделения кремового микроклина, гнезда мусковита и овальные обособления кварц-альбитового комплекса, обрамленные каймой мусковита.

6. Лепидолит-сподумен-кварц-альбитовый комплекс с микроклином и поллуцитом приурочен к осевой части жилы и занимает незначительный объем. По минеральному составу и текстурным особенностям он весьма сходен с вышеописан-

Фиг. 24. Схема внутреннего строения западной части жилы 3 в продольном разрезе (составлена Г. Б. Мелентьевым)

1 – вмещающие биотитовые граниты; 2 – зона блокового микроклина; 3 – кварц-альбитовый комплекс; 4 – блоковый кварц; 5 – столу-менсодержащие комплексы без лепидолита; 6 – мусковит; 7 – лепидо-лит; 8 – поллуцит

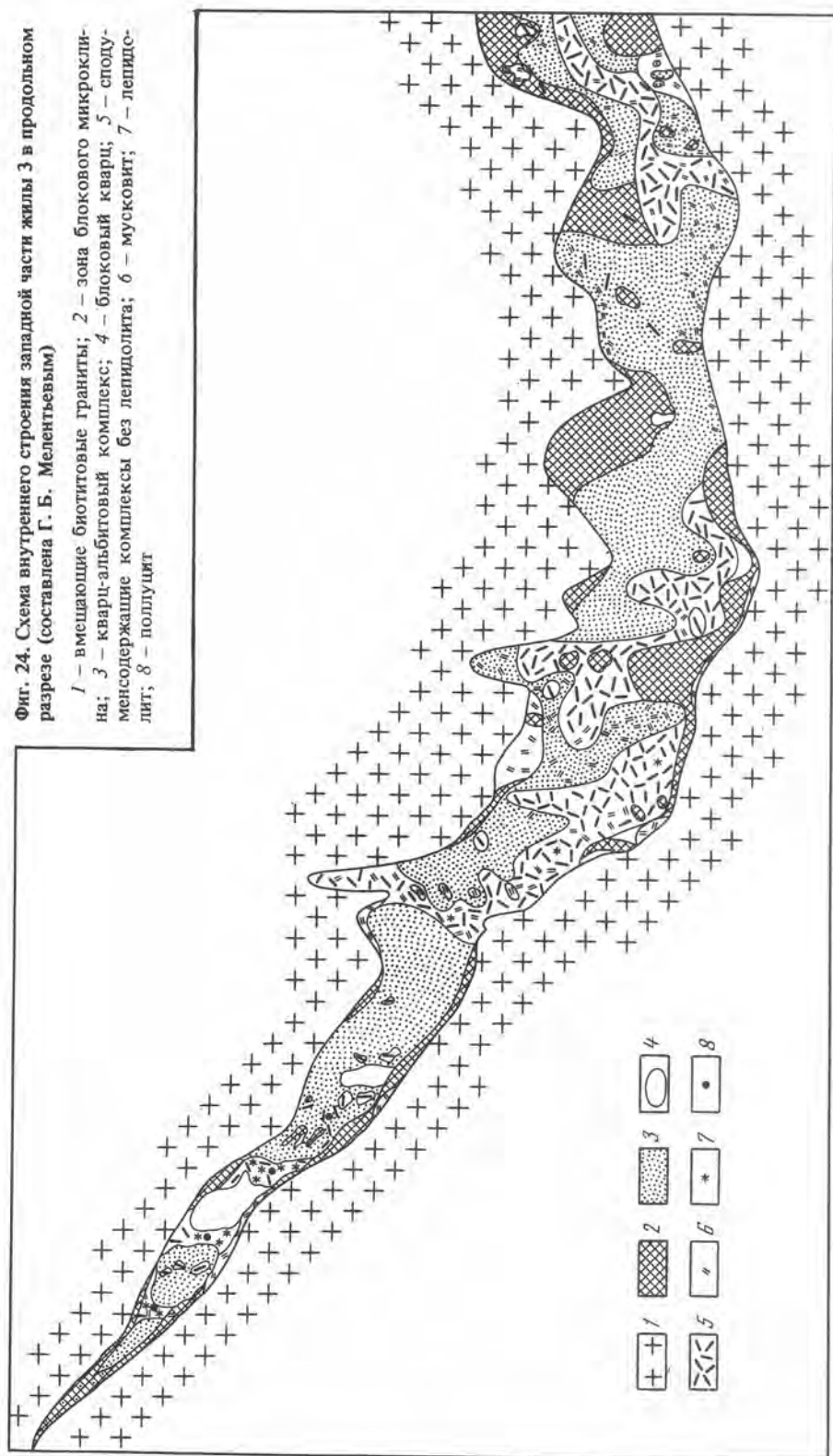


Таблица 58

Содержание редких элементов и олова в жиле № 3 (%)

Минеральные комплексы	Li_2O	Rb_2O	Cs_2O	BeO	SnO_2	Ta_2O_5	Nb_2O_5	$\frac{\text{Ta}_2\text{O}_5}{\text{Nb}_2\text{O}_5}$
Микроклин-кварц-альбитовый с мусковитом	0,0525	0,0940	0,0142	0,045	0,0117	0,0042	0,0057	0,8
Альбит-кварц-микроклиновый с мусковитом	0,164	—	0,0400	0,025	0,0069	0,0027	0,0015	1,8
Кварц-альбитовый	0,100	0,0200	0,0230	0,056	0,0241	0,0150	0,0110	1,4
Альбит-сподумен-кварцевый с микроклином	—	0,0485	0,0225	0,0020	0,0152	0,0053	0,0032	1,7
Лепидолит-сподумен-кварц-альбитовый с микроклином и поллучитом	—	—	—	0,059	0,0368	0,0255	0,0052	4,9

ным сподуменсодержащим комплексом, но отличается от него присутствием большого количества лепидолита, поллучита и появлением петалита. Лепидолит наблюдается в виде гнезд и прожилковидных обособлений размером в десятки сантиметров. Поллучит образует обособления неправильной формы размером до 1,5 м и четко ксеноморфен ко всем пороодообразующим минералам. Для этого комплекса характерно также присутствие цветных турмалинов, включая рубеллит, которые ассоциируют с петалитом, амблигонитом, короткопризматическим щелочным бериллом. Кроме того, для него характерно весьма высокое содержание микролита (см. табл. 57). Содержание редких элементов и олова в различных минеральных комплексах варьирует в широких пределах (табл. 58).

Степень концентрации: Li_2O более 20; Rb_2O 4 (до 11); Cs_2O до 100; Ta_2O_5 20 (до 60); Nb_2O_5 1,5 (до 3); BeO 23 (до 42); SnO_2 45 (до 97), что свидетельствует о комплексной редкометальной специализации жилы.

ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ II КОМПЛЕКСНОГО ТИПА

Пегматитовое поле находится в южном секторе центрального купольного поднятия и представляет собой систему крутопадающих меридиональных параллельных жильных серий переменного состава (от безрудных и существенно микроклиновых до альбитовых и сподумен-альбитовых). Они залегают в восточном выступе ("отторженце") плутона гранодиорит-гранитов, отделенном от главного тела интрузива меридиональной зоной разломов. Поле относится к линейному структурному типу (Садовский и др., 1970). Вкрест простираения поля отмечается зональность, выражающаяся в закономерной смене мелких жильных серий микроклиновых слабо оруденелых пегматитов более крупными альбитовыми редкометальными по мере удаления от восточного контакта в глубь массива гранитов и приближения к субмеридиональной зоне разломов, контролирующей наиболее минерализованные редкометальные жилы.

Двуслюдяные граниты фазы дополнительных интрузий пегматитоносного комплекса наблюдаются только в форме небольших пластообразных залежей и даек. В мелких жильных апофизах они часто переходят в микроклиновые пегматиты, причем и те и другие пересекаются редкометальными пегматитами и их возрастными аналогами — мусковит-альбитовыми гранитами под углами, близкими к прямому.

В пределах пегматитового поля зафиксировано множество пегматитовых жил, залегающих в гранитоидах параллельно восточному контакту плутона, реже в метаморфических сланцах зоны экзоконтакта.

Жильные пегматиты имеют самые разнообразные размеры и образуют свиты субпараллельных жил северо-западного простирания. По минеральному составу различаются: 1) существенно микроклиновые пегматиты с турмалином, реже бериллом и колумбитом; 2) микроклин-альбитовые с бериллом и танталитом; 3-4) существенно альбитовые и сподумен-альбитовые пегматиты с мусковитом и комплексной редкометальной или оловянно-литиевой минерализацией.

Северная жильная зона

Северная жильная зона представлена несколькими десятками пегматитовых жил существенно микроклинового и микроклин-альбитового типов, характеризующихся жильной формой, крутыми углами падения ($\text{ЮЗ } 40\text{--}85^\circ$) и небольшими размерами. Пегматитовые жилы имеют в основном разнотекстурное (до мелкоблочного) строение с отчетливой зональностью в раздувах. Внешние зоны раздувов сложены разнотекстурным микроклин-кварц-альбитовым комплексом, причем в лежащих боках жил эти зоны более мощные и в ряде случаев составляют около 40% объема раздувов, в висящих блоках мощность их иногда не превышает 20 см. Под этими зонами в висящих боках наблюдаются мощные кварцевые зоны с подчиненным количеством блокового микроклина. Ниже следуют зоны мономинерального блокового микроклина, слагающие осевые части раздувов некоторых жил и примыкающие к нижележащим внешним зонам лежащих боков. Из редкометальных минералов присутствуют берилл и колумбит-танталит. Последний приурочен к гнездам клевеландита и кварц-мусковитового комплекса в висящих боках жил и к гнездам мелкопластинчатого и сахаровидного альбита в лежащих.

Содержание Ta_2O_5 в жилах варьирует от 0,008 до 0,05%, причем максимальным содержанием отличаются только мусковитсодержащие минеральные комплексы.

Западная жильная зона

Западная жильная зона представлена четырьмя наиболее крупными (в пределах поля) и рядом мелких параллельных жил север-северо-западного простирания, круто падающих к западу. Она контролируется долгоживущей зоной разлома север-северо-западного направления, по которой восточный пегматитоносный блок гранитного массива несколько опущен по сравнению с его главной частью.

Восточная жила представляет собой типичное крутопадающее плитообразное тело северо-западного простирания. Южный ее фланг сброшен послерудной тектонической подвижкой близширотного направления. В раздувах жилы имеет отчетливое зональное строение, причем от висячего к лежащему боку различаются до семи зон (фиг.25). В пережимах жилы почти нацело сложена мелкозернистой кварц-альбитовой породой с блоками микроклина; в висящем боку возрастает количество мусковита и кварца.

По минеральному парагенезису эта жила может быть отнесена к микроклин-мусковит-альбитовому типу. Помимо главных минералов в ней установлены: биотит, мусковит, апатит, циркон, турмалин, гранат, берилл, танталит, стрюверит, микролит, касситерит, сподумен, амблигонит, петалит, поллуцит, рутил и др.

Содержание редких элементов в различных зонах жилы изменяется в широких пределах (табл. 59). Наиболее высокие концентрации Li, Rb и Cs наблюдаются в висящем боку жилы и закономерно уменьшаются к лежащему боку. Содержание



Фиг. 25. Внутреннее строение раздува Восточной жилы

1 - биотитовые граниты; 2 - турмалиновая оторочка; 3 - альбит-мусковит-кварцевая зона; 4 - кварц-клевелиандитовая зона; 5 - блоковый микроклин; 6 - кварцевые ядра; 7 - кварц-альбит-мусковитовая зона; 8 - мелкозернистая кварц-альбитовая; 9 - кристаллы сподумена

ниобия, наоборот, в этом направлении возрастает. Максимальные содержания тантала и Ta-Nb отношение отмечаются в кварц-клевелиандитовой зоне. Содержание BeO 0,04%. Степень концентрации редких элементов в жиле: BeO 29; Li₂O 1-6; Rb₂O 0,5-4; Cs₂O 6-20; Ta₂O₅ 16-33; Nb₂O₅ 4-7; SnO₂ 13 (до 40), т.е. для нее характерна бериллий-цезий-тантал-оловянная специализация.

Западная жила по минеральному составу и внутреннему строению очень сходна с Восточной. Тектонической подвижкой широтного направления жила разбита на две части: северо-западную и юго-восточную, различающиеся по составу и внутреннему строению.

Северо-западная часть жилы характеризуется наличием ксенолитов вмещающих гранитов и слабо выраженной зональностью. Она на 80% сложена

Таблица 59

Содержание редких элементов в главных зонах Восточной жилы (%)

Зоны	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	$\frac{Ta_2O_5}{Nb_2O_5}$	SnO ₂
Альбит-мусковит-кварцевая (висячий бок)	0,054	0,083	0,009	0,007	0,008	0,9	—
Кварц-клевелиандитовая	0,009	0,034	0,005	0,014	0,012	1,2	0,005
Кварц-альбитовая (лежащий бок)	0,007	0,008	0,003	0,011	0,015	0,7	0,015

Таблица 60

Содержание редких элементов в главных зонах Западной жилы (%)

Зоны	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	$\frac{Ta_2O_5}{Nb_2O_5}$	SnO ₂
Альбит-мусковит-кварцевая (висячий бок)	0,017	0,005	0,003	0,005	0,005	1	0,008
Кварц-клевелиандитовая	0,030	0,04	0,005	0,010	0,006	1,7	0,010
Кварц-альбитовая (лежащий бок)	0,004	0,002	0,003	0,014	0,005	2,8	0,012

Таблица 61

Содержание редкометалльных и других акцессорных минералов в Промежуточной жиле (г/т)

Минералы	Кварц-альбитовая зона	Кварц-альбит-сподуменовая зона	Минералы	Кварц-альбитовая зона	Кварц-альбит-сподуменовая зона
Танталит-колумбит	185	153	Циркон	16	0,2
Струверит	—	0,4	Апатит	3127	3,2
Ильменит	0,08	5,2	Сподумен	10332	23322
и лейкоксен	—	—	Флюорит	13	—
Рутил	0,34	—	Турмалин	574	1,5
Торит	—	0,02	Пирит	45	11
Касситерит	198	194	Гематит	168	3
Гранат	999	225			

мелкозернистым кварц-альбитовым комплексом с крупными обособлениями микроклина и кварца, размер которых возрастает к осевой части жилы. Центральная кварцевая зона представлена прерывистыми кварцевыми линзами в раздувах размером 15х3 м в плане. В краевых частях кварцевых линз, особенно со стороны висячего бока, развиты гнезда клеветландита, обогащенные тонкопластинчатым танталитом (длиной до 1,5 см и толщиной 0,5 мм). Во внешней кварц-альбитовой зоне висячего бока наблюдается большое количество черных и буровато-черных пятен ("пятнистые руды"), обусловленных разрушением струверита.

Юго-восточная часть жилы характеризуется отчетливой зональностью, сходной с зональностью Восточной жилы. Но она отличается меньшим содержанием микроклина и более высоким — сподумена, амблигонита, петалита и поллуцита в кварц-клеветландитовой зоне висячего бока, а также развитием сподумен-кварцевой зоны вместо кварцевых ядер верхней части жилы. Кварц-альбит-мусковитовая зона, развитая в лежащих боках кварцевых ядер, характеризуется полосчатым строением вследствие чередования полос кварц-мусковитового состава с полосами мелкопластинчатого альбита.

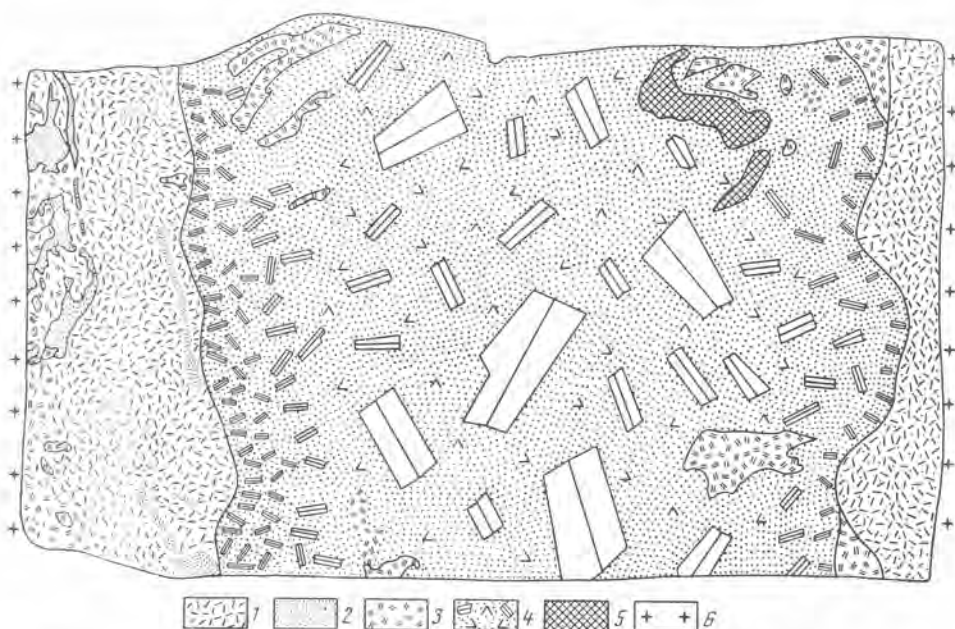
По соотношению главных пегматитообразующих минералов эта жила может быть отнесена к существенно альбитовому парагенетическому типу с мусковитом, сподуменом, петалитом, амблигонитом, поллуцитом, танталитом и др. Содержание редких элементов в главных зонах этой жилы несколько отличается от Восточной жилы (табл. 60).

От висячего бока к лежащему закономерно уменьшается содержание редких щелочей и увеличивается количество олова, тантала и Ta-Nb отношение. Максимальные значения содержаний тантала (до 0,5% Ta₂O₅) и Ta:Nb (до 5) отмечаются под кварцевыми ядрами в кварц-альбит-мусковитовых зонах.

Обычно содержание BeO в жилах составляет 0,04%. Максимальная степень концентрации редких элементов в указанных зонах: BeO 27; Li₂O 3,5; Rb₂O 2; Cs₂O 10; Ta₂O₅ 32; Nb₂O₅ 2; SnO₂ 32. Незначительное число определений цезия ставит под сомнение вычисленную для него степень концентрации. По совокупности признаков она должна быть значительно выше.

Промежуточная жила залегает между северными флангами Восточной и Западной жил, но резко отличается от них высоким содержанием сподумена и более простым внутренним строением. Северный фланг жилы залегает в ксенолите метаморфических сланцев и постепенно выклинивается, южный — в биотитовых гранитах и срезан субширотным тектоническим нарушением. В средней и южной частях жилы сложена кварцем, альбитом и сподуменом примерно в равных количествах с резко подчиненным количеством микроклина и мусковита. В ее внутреннем строении различаются три зоны.

1. Кварц-мусковитовая оторочка с альбитом (до 5%) развита в эндоконтактах жилы и является прерывистой.



Фиг. 26. Схема внутреннего строения Промежуточной жилы (составлена В. А. Хвостовой)

1 — мелкозернистая кварц-альбитовая зона; 2 — кварц; 3 — мусковит; 4 — кварц-альбит-сподуменовая зона с клевеландитом; 5 — микроклин; 6 — гранит

2. Внешняя мелкозернистая кварц-альбитовая зона развита у обоих залъбандов жилы. В лежащем боку мощность этой зоны несколько больше, чем в висячем. Главными минералами являются альбит (65–75%) и кварц (25%). В небольших количествах присутствует мусковит. Акцессорные минералы: танталит-колумбит, гранат, касситерит, апатит, турмалин, флюорит, циркон, рутил, лейкоксен и др. (табл. 61).

3. Кварц-клевеландит-сподуменовая зона составляет основной объем жилы (фиг. 26). Количественные соотношения главных минералов в ней варьируют в широких пределах. В подчиненном количестве развит мусковит в виде гнезд неправильной формы размером до 10 см в поперечнике и микроклин. Из акцессорных редкометальных минералов установлены: берилл, амблигонит, литиофилит, поллуцит, касситерит, танталит, стрюверит и др. (см. табл. 61).

Сподумен белого цвета, наиболее широко распространен в южном фланге жилы, где его количество в отдельных участках составляет десятки процентов. Кристаллы сподумена вблизи контактов с внешними зонами ориентированы перпендикулярно к залъбандам, в осевой части жилы — беспорядочно. Их длина закономерно возрастает по направлению к осевой части жилы от 1–2 до 50 см. По направлению к северу количество сподумена постепенно уменьшается и к северному флангу жилы эта зона переходит в сподумен-кварц-клевеландитовую с микроклином и далее в клевеландит-кварц-микроклиновую со сподуменом. Содержание главных минералов в последней составляет (%): микроклин 40–45, кварц 30, клевеландит 20–25. Одновременно увеличиваются размеры блоков микроклина (до 2 м), возрастает количество амблигонита, появляются петалит и поллуцит. По минеральному парагенезису жилу можно отнести к микроклин-сподумен-альбитовому типу.

Содержание редких элементов составляет (%): BeO 0,03; Rb₂O 0,07; Cs₂O 0,02; Ta₂O₅ 0,01; Nb₂O₅ 0,008; SnO₂ 0,03. Степень их концентрации: BeO 20; Li₂O 20; Rb₂O 3; Cs₂O 23; Ta₂O₅ 23; Nb₂O₅ 3; SnO₂ 80. Редкометальная геохимическая специализация Be—Li—Cs—Ta—Sn.

Юго-западная жильная серия

Юго-западная жильная серия представлена небольшим числом пегматитовых жил, одна из которых является наиболее протяженной в данном пегматитовом поле. Она залегает в среднезернистых биотитовых гранитах с четкими интрузивными контактами. Простирается ее близкое к меридиональному, падение на запад под углом $65-70^\circ$. Структура главной жилы в южной маломощной части грубозернистая, в северной блоковая. Поперечная зональность практически отсутствует, но отчетливо проявлена закономерная смена состава вдоль простирающейся жилы.

В южной части жила сложена альбитом и сподуменом при небольшом содержании кварца и микроклина. В средней части резко преобладает альбит при подчиненном развитии кварца, микроклина и сподумена. Северный фланг жилы, где устанавливается максимальная мощность, имеет кварц-микроклиновый состав с резко подчиненным развитием альбита и сподумена. С юга на север количество альбита и сподумена постепенно убывает, а количество микроклина и размеры обособлений микроклина и кварца закономерно возрастают. Специфической особенностью жилы является высокое содержание и относительно равномерное распределение в ней касситерита при незначительном развитии мусковита. Последний образует маломощную прерывистую кварц-мусковитовую оторочку висячем боку северного фланга жилы и в виде мелких гнезд и отдельных пачек спорадически встречается по всей жиле.

По соотношению главных минералов жила может быть отнесена к микроклиноальбитовому типу со сподуменом (табл. 62). Помимо главных минералов в ней присутствуют (г/г): турмалин 0,7, гранат 6300, апатит 1080, циркон 8, колумбит-танталит 405, касситерит 1000, литиофилит 970, эвкрипит, петалит, топаз и др.

Содержание редких элементов составляет (%): Ta_2O_5 0,009; Nb_2O_5 0,011; SnO_2 0,11; BeO 0,056; Rb_2O 0,11; Cs_2O 0,011 (табл. 63). Степень концентрации составляет: $Li_2O > 20$; Ta_2O_5 21; Nb_2O_5 4; SnO_2 300; BeO 37; Rb_2O 5; Cs_2O 21. Характерна резкая оловянная специализация наряду с бериллий-тантал-цезий-литиевой.

Вышеприведенное описание пегматитов показывает, что в пределах данного пегматитового поля имеют место два рода пространственной зональности: поперечная и продольная.

Поперечная зональность отмечается вкрест простирающейся жильной зоны. Она выражена в смене безрудных пегматитов жилами существенно микроклинового состава с убогой бериллиевой и танталониобиевой минерализацией и далее собственно редкометалльными пегматитами микроклиноальбитового и существенно альбитового состава с комплексной — $Be-Li-Cs-Ta-Sn$ специализацией. Эта смена происходит по мере удаления от контакта восточного выступа гранитного массива внутрь массива и приближения к разлому, отделяющему этот выступ от основного объема массива.

Продольная зональность наблюдается вдоль простирающейся Западной (главной) жильной зоны. Она заключается в постепенной смене минерального состава и геохимической специализации редкометалльных пегматитов вдоль разлома. При этом

Таблица 62

Минеральный состав Главной жилы (%)

Минералы	Микроклиноальбитовый комплекс	Микроклиноальбитовый комплекс со сподуменом	Существенно микроклиновый комплекс
Альбит	30-60	25-35	5-10
Микроклин	10-12	20-35	50-60
Кварц	20-30	30-40	30-35
Мусковит	1-3	1-3	2-4
Поздние слюдки	2,0	1,0	—
Прочие минералы	1,2	2,8	0,5
Касситерит	0,05-0,1	0,05-0,1	0,04
Сподумен	0,1	2	—

Таблица 63

Содержание редких элементов в Главной жиле (%)

Минеральные комплексы	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	SnO ₂	BeO	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O
Микроклин-альбитовый	0,009	0,011	0,108	0,058	0,021	0,087	0,010
Микроклин-альбитовый со сподуменом	0,009	0,010	0,110	0,054	0,100	0,100	0,012
Существенно микроклиновый	0,004	0,005	0,044	0,025	0,015	0,05	0,004

с севера на юг количество микроклина в пегматитах убывает, а количество альбита, мусковита и далее сподумена возрастает в средней части поля, а затем убывает. Наиболее высокими концентрациями Ta, Be, Cs отличаются существенно альбитовые пегматиты с микроклином и мусковитом средней части поля, лития и олова — южной его части.

Иными словами, в пределах главной жильной серии от северного фланга к южному существенно микроклиновые и микроклин-альбитовые пегматиты, с бедной бериллий-танталовой минерализацией сменяются существенно альбитовыми с более богатой бериллий-олово-танталовой минерализацией, реже со сподуменом, петалитом и цезиевым жильбертитом. Далее к югу появляются микроклин-сподумен-альбитовые разности с более высоким содержанием лития и олова, но более низким — тантала, бериллия и цезия. Эта же закономерность проявлена и в пределах конкретных жил.

Если учесть наличие в северной части поля небольших пластовых тел лейкокраповых гранитов, являющихся материнскими для редкометалльных гранитов, то продольную зональность можно рассматривать как пространственно генетическую, обусловленную различной подвижностью компонентов пегматитового расплава-флюида в процессе его перемещения.

СЕВЕРНЫЙ СТРУКТУРНЫЙ УЗЕЛ

Северный узел представляет собой ярусную систему полого залегающих безрудных и дифференцированных пегматитовых жил альбит-микроклинового и существенно альбитового парагенетических типов в крайнем северо-западном выступе гранодиорит-гранитового батолита и в его экзоконтактной зоне. Важными особенностями узла являются отсутствие явных выходов родоначальных гранитов пегматитоносного комплекса и непосредственная близость к зоне глубинного разлома, ограничивающего геосинклинальное поднятие с северо-востока. Последняя особенность выразилась в господствующем линейном характере сланцеватости метаморфических пород, сильной продольной вытянутости гранитных тел и дизъюнктивном характере северной и южной границ узла. По размерам данный узел уступает двум предыдущим и скорее соответствует пегматитовому полю.

Формированию пегматитов предшествовало внедрение малых тел мусковит-биотитовых и микроклин-олигоклазовых гранитов, несколько более обогащенных биотитом, чем в ранее рассмотренных узлах. Они, подобно барьеру, ограничивают область распространения пегматитовых жил данного узла.

В структурном отношении южная и осевая зоны узла характеризуются развитием пологих субпараллельных трещин в гранодиорит-гранитах, выполненных в основном безрудными пегматитами. В северной части поля в них отмечаются единичные лепидолитовые гнезда с поллуцитом и бериллом. Эта система трещин переходит из "компетентных" гранитоидов в более пластичные крутопадающие метаморфические

сланцы прогиба кровли между двумя выступами гранитоидов и быстро в них затухает. Выполняющие их пегматитовые жилы комплексного бериллий-литий-цезий-олово-танталового ряда контрастно дифференцированы как по простиранию, так и от яруса к ярусу. Жилы при выходе в сланцы характеризуются более укороченной формой и залегают кулисообразно как в плане, так и по падению. В переходном интервале жильного поля развиты жилы блоковых альбит-микроклиновых пегматитов с бериллом и колумбитом.

ГЛАВНОЕ ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ КОМПЛЕКСНОГО ТИПА

Главное пегматитовое поле приурочено к зоне контакта батолита гранодиорит-гранитов с вмещающими кристаллическими сланцами (D_3-C_1). Оно вытянуто в северо-западном направлении.

Вмещающие породы гранитоидов и значительной части пегматитов представлены метаморфическими биотитовыми, кордиеритовыми, андалузитовыми и ставролитовыми сланцами.

Массив гранитоидов прорван мелкими штоками мелкозернистых двуслюдяных гранитов дополнительной фазы пегматитоносного комплекса. Они являются существенно калиевыми и характеризуются большим или меньшим развитием в них сингенетических гнезд пегматитов. Кроме того, существенно микроклиновые, нередко биотитсодержащие безрудные граниты, гранит-пегматиты и аплит-пегматиты слагают многочисленные самостоятельные жилы и в ряде случаев являются апофизами штоков. Они контролируются крупными линейными зонами трещиноватости и рассланцевания пород северо-западного направления. Сопряженные с этими зонами системы пологих трещин северо-восточного, субширотного и субмеридионального простираний в гранитоидах и вмещающих их породах контролируют локализацию пегматитов.

В пределах пегматитового поля имеется ряд жильных зон пегматитов, различающихся геологическими особенностями и характером редкометальной минерализации.

Жильная зона бериллиевого типа

Жильная зона с тантал-олово-бериллиевой специализацией приурочена к зоне контакта гранитоидов с кристаллическими сланцами. В ее пределах известны три жильные серии. Простирание жил северо-восточное или близкое к широтному. Падение на северо-запад или на север под углами $10-35^\circ$. Жилы секут контакт гранитов со сланцами. Форма их плитообразная с раздувами. По простиранию и падению мощность жил хорошо выдержана: на флангах они выклиниваются постепенно. Большинство жил безрудные. Они имеют неравномернозернистое строение и кварц-микроклин-альбит-олигоклазовый состав (с подчиненным развитием альбита и мусковита) и зачастую постепенно переходят в гранит-пегматиты. Только в раздувах наиболее мощных жил отчетливо проявлена дифференциация с образованием блоковых кварц-микроклиновых, существенно альбитовых и кварц-мусковитовых зон. По соотношению главных минералов среди пегматитовых жил выделяются три парагенетических типа: 1) микроклин-пертит-олигоклазовый с альбитом и мусковитом; 2) мусковит-микроклин-пертитовый с альбитом и 3) мусковит-альбитовый с микроклином.

В раздувах микроклин-пертит-олигоклазовых пегматитов от зальбандов к осевым частям наблюдается следующая зональность: 1) внешняя пегматоидная зона неравномернозернистого строения кварц-микроклин-пертит-олигоклазового состава с мусковитом и альбитом; 2) промежуточная блоковая кварц-микроклин-пертитовая зона; 3) кварцевое ядро; 4) околоядерная мусковитовая прерывистая зона.

Приближенный минеральный состав пегматитовых жил этого типа (%): микроклин-пертит 25–27, кварц 28–33, альбит-олигоклаз (+ альбит) 35–40, мусковит 4–5, турмалин до 5.

Пегматитовые жилы мусковит-микроклин-пертитового типа отличаются значительно меньшим количеством альбита, но более широким развитием мусковита. В осевых частях их раздувов зачастую появляются блоковые кварц-микроклиновые зоны с крупными гнездами крупночешуйчатого мусковита или клевеландитовые зоны со сподуменом и гнездами мелкочешуйчатой зеленой слюды.

Жилы мусковит-альбитового типа встречаются значительно реже и обладают небольшими размерами. В раздувах от висячего к лежащему боку наблюдается следующая зональность: 1) внешняя кварц-альбит-мусковитовая зона; 2) промежуточная блоковая кварц-микроклиновая зона с гнездами мелкозернистого альбита; 3) внутренняя клевеландитовая зона с мусковитом; 4) кварцевая мономинеральная зона; 5) внешняя альбитовая зона.

За пределами раздувов жилы нацело сложены разнотернистым альбитом с крупными обособлениями кварца.

Пегматитовые жилы характеризуются бериллиевой, танталовой и оловянной аксессуарной минерализацией. Редкометалльные минералы: берилл, колумбит, тантало-колумбит. Редко встречаются ниобо-танталит, танталит, марганцо-танталит, ампаггабит, рутил, стронверит, касситерит. Берилл образует крупные призматические кристаллы светло-зеленого цвета в блоковых пегматоидных и мусковитовых зонах и мелкую вкрапленность в альбитовых зонах. Среди минералов группы колумбит-танталита наиболее широко распространен тантало-колумбит с $Ta_2O_5:Nb_2O_5=1:2-1:1$.

Обычное содержание редких элементов в зональных жилах (%): BeO 0,03 (до 0,06); Li_2O 0,02; Rb_2O 0,04; Cs_2O 0,006; Ta_2O_5 0,007; Nb_2O_5 0,009; SnO_2 0,002 (до 0,014). Степень их концентрации соответственно: BeO 50 (до 70); Li_2O 5; Rb_2O 2; Cs_2O 12; Ta_2O_5 20; Nb_2O_5 4; SnO_2 7 (до 50). Редкометалльная специализация: Be-Ta-Sn.

Жильная зона комплексного типа

Жильная зона комплексных редкометалльных пегматитов приурочена к экзоконтакту выступа массива гранитоидов. Она представлена пегматитовыми жилами микроклин-альбитового и существенно альбитового типов со сподуменом. Пегматитовые жилы залегают преимущественно в кристаллических сланцах и секут апофизу гранитов под углом, близким к прямому. Помимо редкометалльных пегматитов в пределах жильной зоны имеются гранитные и безрудные пегматитовые жилы, контролируемые другими системами трещин. Простирание пегматитовых редкометалльных жил субмеридиональное, падение на запад под углами $15-45^\circ$. Форма плитообразная с небольшими раздувами и пережимами, с постепенным или резким выклиниванием на флангах и с глубиной.

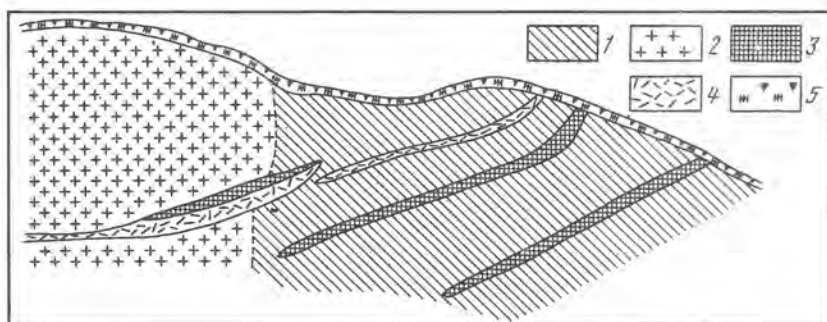
Редкометалльные жилы образуют ряд кулисообразно залегающих жильных серий (фиг. 27), включающих жилы, которые имеют отчетливое зональное строение, причем от висячего к лежащему боку обычно выделяется до семи зон.

1. Среднезернистая кварц-мусковитовая оторочка мощностью 1–5 см с подчиненным количеством микроклина и клевеландита.

2. Внешняя клевеландитовая зона с подчиненным количеством микроклина и кварца. Для нее характерен мелкопластинчатый ниобо-танталит с Ta:Nb близким к единице.

3. Промежуточная зона, сложенная главным образом альбитизированным микроклином, кварцем и сподуменом с гнездами клевеландита, альбит-мусковитового комплекса, зеленой слюды и лепидолита. Размеры выделений микроклина и кварца закономерно возрастают от 2–3 см в периферических частях до 0,2–0,5 м ближе к осевым. Длина кристаллов сподумена достигает 0,7 м. Встречается танталит.

4. Кварцевая зона встречается в жилах довольно редко. Обычно она прерывиста и смещена к висячим бокам блоковых зон. В некоторых жилах она залегает между клевеландитовой и блоковой зонами. В периферических частях кварцевых линз отмечаются кристаллы сподумена, амблигонит-монтебразита, берилла и танталита.



Фиг. 27. Жильная серия комплексных редкометальных пегматитов

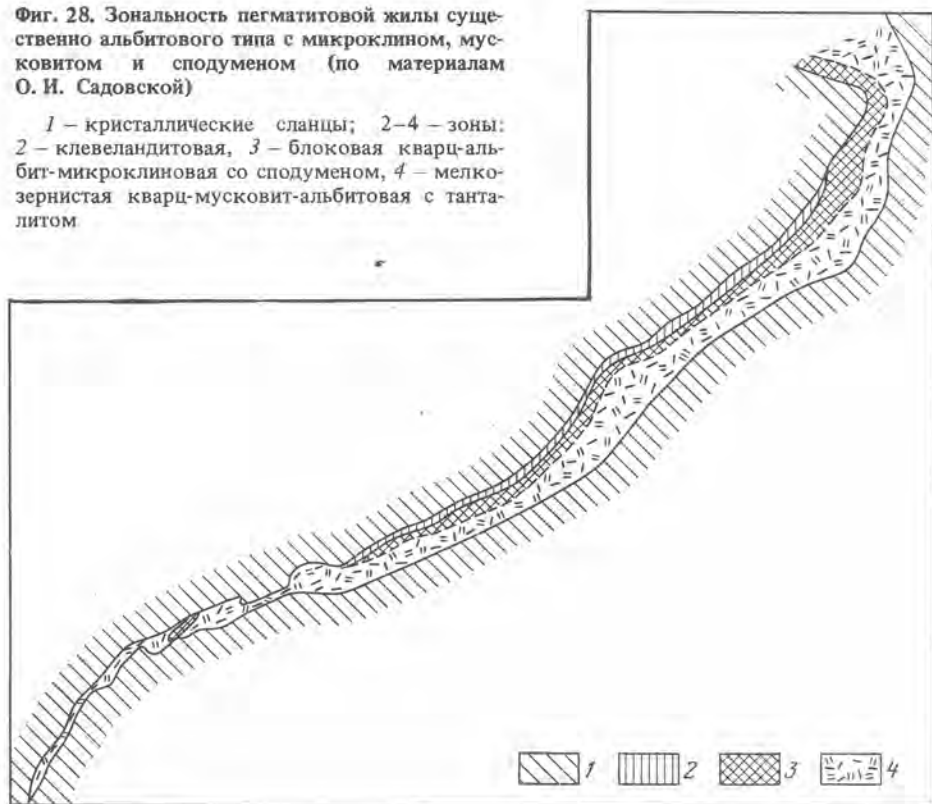
1 – кристаллические сланцы; 2 – граниты; 3,4 – зоны: 3 – блоковая альбит-кварц-микроклиновая со сподуменом, 4 – мелкозернистая мусковит-кварц-альбитовая; 5 – почвенный слой

5. Промежуточная мелкозернистая кварц-альбит-мусковитовая зона переменного состава. Соотношение кварца, альбита и мусковита в ней различное в разных жилах. Обычно эта зона составляет около половины объема жил со стороны лежащего бока (фиг.28).

6. Состав этой зоны в некоторых жилах постепенно изменяется к лежащим бокам за счет уменьшения количества мусковита. В этом случае можно выделить шестую мелкозернистую кварц-альбитовую зону. В висячих боках кварц-мусковит-альбитовых зон иногда наблюдаются гнезда жильбертита и лепидолита размером до 0,3 м в поперечнике. Эти зоны наиболее обогащены танталом, бериллием, оловом и, видимо, цезием.

Фиг. 28. Зональность пегматитовой жилы существенно альбитового типа с микроклином, мусковитом и сподуменом (по материалам О. И. Садовской)

1 – кристаллические сланцы; 2–4 – зоны: 2 – клеветандитовая, 3 – блоковая кварц-альбит-микроклиновая со сподуменом, 4 – мелкозернистая кварц-мусковит-альбитовая с танталом



7. В отдельных жилах между мелкозернистой кварц-мусковит-альбитовой и блоковой кварц-альбит-микроклиновой зонами в лежащих боках наблюдаются сподумен-кварц-клевеландитовые, местами переходящие в сподумен-кварцевые зоны. Содержание сподумена в таких зонах иногда достигает 20%, кварца — 35%, альбита № 2—6 — 34%, микроклина — 7%, мусковита — 1—2%, лепидолита — 0,5%. Присутствуют также берилл, амблигонит, апатит, петалит, поллуцит, рубеллит, голубой и полихромный турмалин, касситерит, танталит, микролит и другие минералы.

Минеральный состав большинства жил (%): микроклин 2—17, кварц 15—30, альбит 40—75, сподумен 1—5, мусковит и цезийсодержащие слюды 4—5. Парагенетические типы — микроклин-альбитовый и существенно альбитовый со сподуменом и мусковитом.

Редкометалльная минерализация в пегматитах представлена сподуменом, амблигонитом, петалитом, поллуцитом, касситеритом, бериллом, марганцевым ниобо-танталитом, марганцево-кобальтовым, колумбитом, тантало-кобальбитом, стронверитом, микролитом и ампагабитом. Из танталовых минералов наиболее распространены марганцевый ниобо-танталит с $Ta:Nb$ 1:1 — 3:1.

Содержание редких элементов в жилах (%): BeO 0,056; Rb_2O 0,09; Cs_2O 0,03 (до 0,1); Ta_2O_5 0,018 (до 0,05); Nb_2O_5 0,018; SnO_2 0,06. Степень их концентрации соответственно: BeO 37; Li_2O более 20; Rb_2O 3 (до 18); Cs_2O 57 (до 100); Ta_2O_5 42 (до 130); SnO_2 158. Таким образом, для жильной зоны характерна комплексная $Be-Li-Cs-Ta-Sn$ специализация.

Жильная зона комплексного типа с лепидолитом и микролитом

Жильная зона приурочена к эндоконтакту массива среднезернистых контаминированных плагиигранитов с крупными останцами двуслюдяных метаморфических сланцев. Она представлена двумя жильными сериями пегматитов, вытянутыми в северо-западном направлении и отстоящих друг от друга на 150—200 м. Обе серии полого падают к юго-западу. В нижней северо-восточной жильной серии развиты существенно микроклиновые пегматиты с колумбитом и бериллом, а в верхней юго-западной, расположенной висячем боку жильной зоны, — существенно микроклиновые пегматиты с альбитом, лепидолитом, сподуменом, микролитом, поллуцитом, бериллом. Жилы в каждой серии образуют цепочку, располагаясь кулисообразно относительно друг друга.

Морфологически жилы представляют собой плиткообразные тела с постепенными переходами от раздувов к пережвигам. Простираются их запад-северо-западное, углы падения на юго-запад 15—35°. Контакты пегматитовых жил с гранитами интрузивные.

Верхняя жильная серия пегматитов прослежена в виде узкой полосы на 1200 м и состоит из нескольких жил, сложенных в основном кварцем и микроклином с подчиненным развитием альбита, мусковита, лепидолита и турмалина. Часто встречаются берилл, касситерит, танталит-кобальбит.

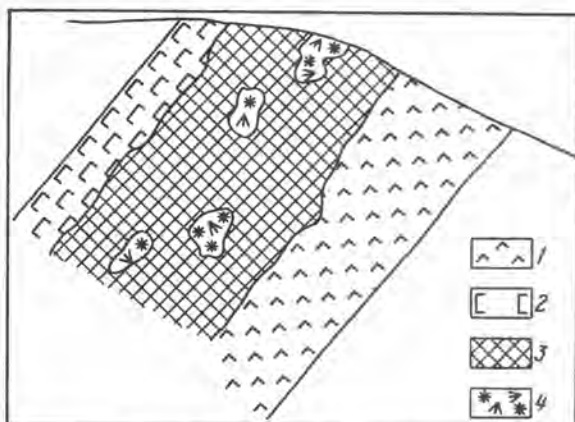
Наиболее минерализованной является жила "Микролитовая", занимающая верхнее положение в жильной серии. Форма линзообразная. Жила имеет асимметричное строение (фиг.29). От висячего бока к лежащему наблюдаются следующие зоны: 1) внешняя пегматоидная кварц-альбит-микроклиновая с турмалином; 2) промежуточная крупноблоковая кварц-микроклиновая; 3) внутренняя клеветландит-лепидолитовая; 4) промежуточная мелкоблоковая кварц-микроклиновая; 5) внешняя графическая кварц-микроклиновая.

Специфическими минералами жилы являются цветные турмалины, микролит, джалмаит, амблигонит (табл. 64).

Микролит, являющийся наиболее распространенным танталовым минералом, встречается в ассоциации с рубеллитом и лепидолитом в виде частой вкрапленности мелких изометричных зерен. Его полупрозрачные светло-желтые выделения имеют размеры 2—3 мм в поперечнике. Более крупные выделения микролита (0,5—0,6 см) наблюдаются в мелкочешуйчатых агрегатах мусковита со сростками кристаллов травяно-зеленого турмалина.

Фиг. 29. Схема внутреннего строения средней части жилы "Микролитовой" (составлена Ю. И. Филиповой)

1 — графическая кварц-микроклиноватая зона; 2 — пегматоидная кварц-альбит-микроклиноватая; 3 — крупно- и мелкоблочковая кварц-микроклиноватая зона; 4 — клевеландит-лепидолитовый комплекс с микролитом



Содержание редких элементов в различных зонах жилы "Микролитовой" варьирует в широких пределах (табл. 65).

Наиболее высокое содержание бериллия отмечается в лежащем боку жилы (до 0,1%) и закономерно уменьшается к висячему боку. Литий, рубидий и цезий достигают максимальных концентраций в клевеландит-лепидолитовых гнездах. От альбанов к осевой части жилы отмечается закономерное увеличение их концентрации. В лежащем боку жилы содержание этих элементов, за исключением лития, более высокое, чем в висячем. Повышенная концентрация тантала и ниобия устанавливается только в клевеландит-лепидолитовых гнездах. В других зонах жилы их содержание незначительно (см. табл. 65).

Таблица 64

Содержание аксессуарных минералов в различных зонах жилы "Микролитовой" (г/т)

Минералы	Пегматоидная	Клевеландит-лепидолитовая	Мелкоблочковая	Графическая
Микролит	—	171	1,8	—
Танталит-колумбит	—	1,5	4,2	6,02
Касситерит	2,24	594,0	60,6	21,8
Сподумен	—	2,4	4903,75	12,2
Циркон	—	9,0	—	0,21
Турмалин	5152,0	355,0	7045,6	1727,7
Апатит	684,6	382,8	1286,2	1941,4
Гранат	2179,8	—	4,2	192,2
Сульфиды	0,84	—	5,7	0,02
Гидроокислы железа	25,5	4,0	61,5	2,4

Таблица 65

Содержание редких элементов в средней части жилы "Микролитовой" (%)

Зоны от висячего бока к лежащему	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	BeO	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅
Пегматоидная кварц-микроклиноватая	0,04	0,023	0,006	0,001	0,001	Не обн.
Клевеландит-лепидолитовые гнезда	—	0,589	—	0,004	0,054	0,021
Мелкоблочковая кварц-микроклиноватая	0,10	0,118	0,039	0,005	0,001	Сл.
Графическая кварц-микроклиноватая	0,03	0,115	0,020	0,097	Не обн.	0,001

Максимальная степень концентрации редких элементов в клеветандит-лепидолитовой зоне составляет: BeO 65; Li_2O >20; Rb_2O 27; Cs_2O >80; Ta_2O_5 125; Nb_2O_5 7. Редкометалльная специализация: Be—Li—Rb—Cs—Ta. Содержание редких элементов в жильной серии (%): BeO 0,003; Li_2O 0,2; Rb_2O 0,10; Cs_2O 0,05; Ta_2O_5 0,008; Nb_2O_5 0,009; SnO_2 0,06.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ ПО РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ ПРОВИНЦИИ

Редкометалльная пегматитовая провинция Казахстана характеризуется широким развитием и огромным разнообразием гранитоидных жильных дериватов, включая гранитные пегматиты, оловоносные полевошпат-кварцевые жилы и кварцево-жильно-грейзеновые образования. Среди редкометалльных пегматитов наблюдаются самые разнообразные парагенетические типы, характеризующиеся различными соотношениями главных минералов (микроклина, кварца, альбита, сподумена, мусковита, лепидолита) и разной геохимической специализацией.

В геологическом отношении редкометалльная пегматитовая провинция Казахстана является наглядным примером, подтверждающим положение В. И. Смирнова о том, что длительно развивающиеся поднятия внутренних зон геосинклинальных систем формируются на средних этапах их геологического развития и отличаются внедрением лейкократовых гранитов с которыми постоянно ассоциирует необычайно типичный комплекс пегматитовых, грейзеновых и высокотемпературных гидротермальных проявлений кварцевого парагенезиса с оловом, вольфрамом, бериллием, литием и другими редкими элементами (Смирнов, 1961).

Наиболее общей закономерностью формирования пегматитов является приуроченность редкометалльной пегматитовой провинции совместно с кварцево-жильно-грейзеновыми месторождениями к длительно развивающемуся геосинклинальному поднятию, отличающемуся от смежных структурно-формационных зон следующими признаками: а) относительно ранней консолидацией; б) преимущественно терригенным разрезом и брахискладчатым типом структуры; в) региональными отрицательными гравияномалиями, связанными с увеличенной мощностью земной коры; г) чрезвычайно устойчивым унаследованным развитием в качестве обособленных целостных блоков от нижнего до верхнего палеозоя; д) суммарно более кислым составом магматических продуктов (см. табл. 48) и более широким распространением эвтектоидных гранитов с комплексной редкометалльной геохимической специализацией. В пределах таких блоков наиболее благоприятны для локализации редкометалльных пегматитовых полей продольные глубинные разломы, которые проявляли себя и на геосинклинальном этапе, однако в процессе позднепалеозойской тектоно-магматической активизации происходило дальнейшее их развитие с образованием оперяющих их разломов более высоких порядков и связанное с этим нарушение брахиструктуры геосинклинальных блоков.

Особенности формирования редкометалльных пегматитовых полей.

1. Пространственная и генетическая связь гранитных пегматитов, как и кварцево-жильно-грейзеновых образований, со специфическими наиболее кислыми формациями высококальциевых пермских гранитов, размещение которых контролируется зонами продольных (северо-западных) и субширотных (второго порядка) длительно живущих разломов, определяющих блоковую структуру осевой части поднятия.

2. Пространственная приуроченность массивов пегматитоносного интрузивного комплекса и их производных — пегматитов не к наиболее положительным тектоническим элементам главной глыбовой подзоны юго-западной структурно-формационной зоны, а к определенным блокам ее центральной части, характеризующимся средними оптимальными условиями глубинности развития магматизма и разбитым разломами первого, второго и третьего (субмеридиональных) порядков. Для этих блоков характерна максимальная тектоническая активность на протяжении всей истории формирования позднегерцинского магматизма.

3. Приуроченность массивов пегматитоносных гранитов к очаговым купольным структурам второго порядка (рудные узлы) и связанным с ними секториальным (радиальным) и концентрическим системам тектонических трещин высших порядков. Особенно благоприятны для формирования пегматитовых полей узлы пересечения радиальных систем трещин с подновленными региональными разломами первого, второго и третьего порядков.

4. Приуроченность к зонам эндо- и экзоконтактов верхних частей гранитных куполов пегматитоносного комплекса. Характерные признаки — наличие большого числа ксенолитов вмещающих пород и пологое падение контактов гранитных массивов.

Характерные особенности локализации жильных серий в пределах пегматитовых полей.

1. Большая удаленность редкометалльных жильных серий по сравнению с безрудными от выходов материнских гранитов или тектонических зон, контролирующих их размещение.

2. Приуроченность к участкам прогибов кровли и поздним линейным зонам повышенной трещиноватости в массивах пегматитоносных гранитов и в породах их кровли, секущим апофизы материнских гранитов, жильные граниты и гранит-пегматиты. В то же время безрудные и в ряде случаев бериллоносные пегматиты сингенетичны с жильными гранитами и часто связаны постепенными переходами в единых генетических жильных сериях. Это позволяет предполагать генетическую связь части безрудных и бериллоносных пегматитов с эндоконтактовыми апикальными и жильными фациями гранитных массивов, а комплексных редкометалльных — с более глубокой фацией или дополнительной фазой турмалинсодержащих гранитов.

3. Наличие в полях жильных зон кварцевых и полевошпат-кварцевых дериватов с танталсодержащим черным касситеритом (Филиппов, 1964).

Особенности локализации комплексных редкометалльных пегматитовых тел в пределах жильных серий.

1. Приуроченность не к конечным, а к средним альбит-микроклиновым и микроклин-альбитовым членам пегматитовых жильных серий, часто (но не всегда) характеризующимся преобладанием альбита над микроклином (но не отсутствием последнего), широким развитием мусковита, реже лепидолита и наличием сподумена и других литиевых минералов. Наиболее удаленные от материнского источника существенно альбитовые члены жильных серий обычно отличаются тантал-бериллиевой олово-бериллиевой или литий-оловянной, но не тантал-цезиевой специализацией.

2. Наличие эндогенных ореолов рассеяния лития, рубидия и цезия во вмещающих породах над слепыми минерализованными телами.

Особенности локализации повышенных концентраций танталита и поллуцита в пегматитовых телах.

1. Приуроченность к поздним минеральным ассоциациям наиболее крупных отчетливо зональных пегматитовых тел, обычно слагающим осевые зоны, характеризующиеся развитием кислого тонкопластинчатого альбита (№ 2—5), клевеландита, позднего зеленого цезийсодержащего мусковита (жильбертита), лепидолита, сподумена, петалита, амблигонита, полихромных и цветных турмалинов, розового и белого берилла.

2. Приуроченность к перегибам пегматитовых тел и к тупым апикальным выклиниваниям, обеспечивавшим экранирование внедрявшегося расплава и накопление летучих компонентов, в том числе соединений тантала и цезия.

3. Приуроченность собственно танталовой минерализации к подъядерным кварц-альбит-мусковитовым зонам, для которых экранирующую роль играли кварцевые ядра.

4. Развитие в верхних частях жил мусковита, жильбертита, лепидолита с повышенными концентрациями лития, рубидия и цезия, а также полихромных турмалинов может служить индикатором наличия комплексной редкометалльной минерализации на глубине (Филиппов, 1964), при условии увеличения мощности жильных тел с глубиной.

В заключение необходимо отметить, что редкометальная пегматитовая провинция Казахстана представляет собой очень сложный объект для выявления критериев генетической связи различных по составу пегматитов с гранитами вследствие огромного разнообразия магматических жильных дифференциатов, чем и объясняется различие схем развития магматизма, предлагаемых разными авторами (см. табл. 49). Многократное проявление тектонической трещиноватости, обусловившее пересечение разнообразных интрузивных образований и жильных дифференциатов, включая редкометальные пегматиты, и отчетливая зональность в пределах пегматитовых полей и жильных серий, как и насыщенность их жильным материалом, весьма интересны. Изучение закономерностей изменения минерального состава жильных серий и конкретных тел во времени и в пространстве в зависимости от их структурного контроля и связи с различными по составу гранитами позволит выявить специфику формирования богатых комплексных редкометальных пегматитов, дополнить критерии их поисков и оценки, а также установить геологические факторы их образования, что является одной из основных задач исследования этой пегматитовой провинции в дальнейшем.

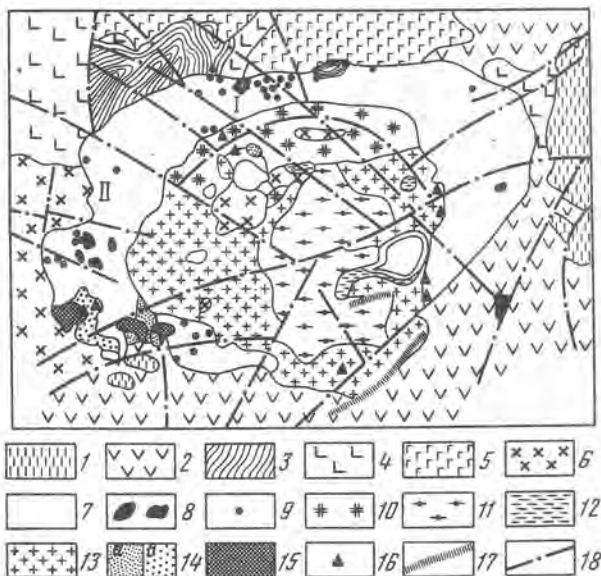
КАМЕРНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Внутригранитные хрусталеносные и флюоритоносные камерные пегматиты широко распространены на территории Центрального Казахстана. Большая заслуга в их изучении принадлежит С. Д. Дмитриеву (1960), Н. П. Ермакову (1960), К. Б. Зарянову (1960), Б. Д. Эфросу (1960), А. Г. Малышеву (1962), А. С. Гудкову и др. (1963), К. Н. Ерджанову (1963), В. Н. Труфанову (1963), И. В. Давиденко (1962, 1963), А. И. Захарченко (1960, 1962, 1965), А. Н. Лукашову (1969) и др.

Центральный Казахстан принято разделять на области каледонской и герцинской консолидаций, разграниченные девонским вулканическим поясом (Богданов и др., 1963). Поля гранитных пегматитов встречаются повсеместно, за исключением наложенных субплатформенных впадин. Пегматиты генетически связаны с позднекаледонскими (D_3) и позднегерцинскими (Р) интрузивными комплексами аляски-тов — лейкогранитов — типичными представителями гранитов формаций малых глубин (Щерба, 1960; Зарянов, 1960; Коптев-Дворников и др., 1960; Перекалина, 1964; Марин и др., 1967). Каледонские пегматитоносные массивы приурочены в основном к краевым частям срединных массивов, внутренняя структура которых лишена четкой линейности, а герцинские — к краевым, активизированным частям каледонид.

Интрузивы аляски-тов, как правило, встречаются в ассоциации с более ранними гранитоидами того же тектоно-магматического цикла в составе гетерогенных плутонов, реже образуют самостоятельные массивы. На современном эрозионном срезе они представлены крупными ($25-1500 \text{ км}^2$) интрузивными телами неправильной формы, дискордантными к структурам вмещающих пород. Межформационный характер таких интрузивов определяет их уплощенно-цилиндрическую форму и малую мощность — от 1–2 до 4–5 км (Щерба, 1960; Духовский и др., 1968; и др.). Крупные интрузивы многофазны и сложены в основном крупно- и среднезернистыми аляски-тами-лейкогранитами главной и (или) дополнительной фаз. В составе мелких тел, нередко залегающих среди гранитоидов более древних комплексов, часто преобладают мелкозернистые граниты.

Среди аляски-товых интрузий Центрального Казахстана различаются: 1) пегматитоносные и 2) грейзеноносные. Пегматитоносные массивы, в отличие от грейзеноносных, характеризуются следующими особенностями: 1) более крупными размерами (сотни квадратных километров против десятков квадратных метров); 2) приуроченностью к пологим, а не крутым антиклиналям; 3) преобладание аляски-тов над лейкократовыми гранитами; 4) более высоким содержанием микроклина, а также Ti , Fe , Mn , Mg , P и F ; 5) слабым развитием процессов альбитизации и грейзенизации.



Фиг. 30. Схема геологического строения пегматитоносного гранитного массива (составлена С. М. Бескиным с учетом материалов В. К. Монича и Н. А. Севрюгина)

1 — красноцветные отложения (D_3); 2 — кислые эффузивы с прослоями песчаников (D_{1-2}); 3 — песчаники и конгломераты (S_1); 4 — основные и средние эффузивы (O_2); 5 — порфиристы (Cp—O); 6—9 — каледонские интрузивы: 6 — гранодиориты и биотитовые граниты (нерасчлененные), 7 — грубозернистые аляскисты, 8 — мелкозернистые жильные граниты, 9 — пегматиты; 10—12 — гердинские интрузивы: 10 — комплекс граносиенитов, 11, 12 — комплекс гранитов — 11 — среднезернистые биотитовые граниты главной фазы, 12 — среднезернистые биотитовые граниты дополнительной фазы; 13—17 — комплекс аляскистов: 13 — среднезернистые аляскисты главной фазы, 14 — средне- и мелкозернистые аляскисты первой (а) и второй (б) генераций дополнительной фазы, 15 — мелкозернистые жильные граниты, 16 — пегматиты; 17 — грейзены; 18 — тектонические нарушения; I, II — главные пегматитоносные участки

В пределах полей камерных пегматитов по условиям локализации различаются три группы: 1) внутригранитные, залегающие среди гранитов материнского комплекса; 2) экзоконтактовые, залегающие среди гранитоидов более ранних комплексов, и 3) экзоконтактовые, залегающие в осадочно-вулканогенных и метаморфических породах кровли. На пьезооптические минералы наиболее перспективны пегматиты первой группы, значительно менее перспективны — второй и абсолютно бесперспективны — третьей.

Конкретные пегматитовые поля характеризуются сходными условиями локализации подавляющего большинства и сравнительным единообразием морфологических типов пегматитовых тел, что обусловлено общностью геологических условий их формирования (Смертенко, Бушев, Бескин, 1966). Обычно различают поля, представленные пегматитовыми телами изометричной, штокообразной, трубообразной, утолщенно-линзовидной формы, и поля жилообразных, уплощенно-линзовидных пегматитов. Первые перспективны в отношении хрусталя и флюорита, вторые бесперспективны.

В качестве примера ниже описывается одно из пегматитовых полей, генетически связанное с кольцевой интрузией аляскистов, являющейся составной частью сложно-го многофазного плутона (фиг. 30).

Кольцевой интрузив шириной от 1 до 7 км прорывает на севере основные и средние эффузивы и песчаники Pz_1 , на востоке и юге — кислые эффузивы и красноцветные породы D_1-D_3 , на западе и внутри кольца — более древние гранитоиды. Породы нижнего палеозоя образуют субширотный антиклинорий, разбитый разломами того же простирания, часть из которых доинтрузивные. Весь плутон приурочен к южному крылу этого антиклинория.

Таблица 66

Минеральный состав ведущих интрузивных фаз пегматитоносного плутона (%)

Породы	Микроклин	Плагиоклаз	Кварц	Биотит	Акцессорные
Каледонский цикл					
Кольцевой комплекс аляскистов	45–60	0,5–5 (№ 10–11)	30–40	1–5	0,8
Герцинский цикл					
Граносиениты	50–60	15–20 (№ 25)	15–20	5–10	1–3
Лейкограниты	40–50	10–20 (№ 20)	25–30	3–5	1
Грейзеноносные аляскиты	60–65	0–10 (№ 15)	30–35	1–3	0,5–2

В истории становления плутона намечаются два цикла магматизма: каледонский и герцинский. Минеральный и химический составы ведущих фаз интрузивных пород обоих циклов приведены в табл. 66 и 67.

Пегматитовое поле генетически связано с кольцевой интрузией аляскистов каледонского цикла (Катковский, 1962; Смертенко, Бушев, Бескин, 1966; Марин и др., 1967; Бескин, Смертенко, 1968) в то время как аляскистовый комплекс, завершающий герцинский цикл и слагающий в основном центральную часть плутона, фактически лишен пегматитов.

В пределах поля имеется два основных участка концентрации пегматитовых тел — I и II (см. фиг. 30), приуроченных к пологим эндоконтактам кольцевого интрузива, где эрозионный срез незначителен. Наиболее продуктивный участок I локализован в пологой апофизе крупнозернистых аляскистов в северной части массива. Тектоническая обстановка на этом участке во время формирования пегматитов была более спокойной, чем на участке II. В связи с этим на первом

Таблица 67

Химический состав гранитоидов (в вес. %) ведущих фаз пегматитоносного массива различных циклов магматизма

Компоненты	Каледонские	Герцинские		
	пегматитоносные аляскиты (5)	граносиениты (1)	граниты	грейзеноносные аляскиты
SiO ₂	74,84	67,20	71,18	79,09
TiO ₂	0,38	0,72	0,31	0,27
Al ₂ O ₃	13,41	16,00	13,99	12,54
Fe ₂ O ₃	1,71	1,81	1,12	1,37
FeO	0,83	1,05	2,55	0,60
MnO	0,07	0,04	0,21	0,01
MgO	0,34	0,54	0,21	0,15
CaO	0,87	0,01	1,97	0,63
Na ₂ O	3,08	5,03	3,32	3,42
K ₂ O	4,07	5,77	4,94	4,51
P ₂ O ₅	0,17	0,11	Не опр.	0,03
F	0,18	0,12	То же	0,09
H ₂ O	0,24	0,20	"	0,20
П.п.п.	0,25	0,10	0,40	0,24
Сумма	100,44	98,70	99,80	100,15

участке мало жильных гранитов и развиты в основном пегматитовые тела изометричной и трубообразной формы зонального строения. На участке II, в отличие от первого, очень много жильных гранитов, а пегматитовые тела обладают линзовидной и пластообразной формами, причем большая часть их характеризуется плохо выраженной зональностью (Катковский, 1962; Бескин, Смертенко, 1968).

На участке I известно 20 крупных пегматитовых тел. Продуктивные тела локализованы в куполовидных структурах, подчеркнутых матрацевидной отдельностью аляскитов, которые приурочены к блоку с минимальной плотностью крутопадающих трещин. Безрудные (нехрусталеносные) пегматиты также приурочены к купольным структурам, но размещены, в основном, вне блока разреженной трещиноватости. Таким образом, хрусталеносные пегматиты не обнаруживают приуроченности к зонам повышенной трещиноватости (Смертенко, Бушев, Бескин, 1966), что свойственно и другим полям хрусталеносных пегматитов Казахстана (Давиденко, 1964; Азров и др., 1966, и др.).

Среди пегматитовых тел участка I различаются два текстурно-парагенетических типа: 1) слабо дифференцированные — графические и 2) полнозональные. Пегматитовые тела первого типа почти нацело сложены письменным гранитом. Форма их изометричная или трубообразная, размер поперечника 1—3 м. По периферии слабо развита зона мелкозернистого гранита. В центральных частях письменный гранит постепенно переходит в породу крупнозернистой неяснографической структуры, появляется альбит, кварцевые вроски становятся дымчатыми. Далее следует хрусталеносная полость, располагающаяся согласно зональности, содержащая кристаллы раухтопаза, пригодные для ювелирных поделок.

Полнозональные пегматитовые тела с графической, полевошатовой и кварцевой зонами на этом участке преобладают. По форме они чаще трубообразные высотой до 20—50 и диаметром до 2—6 м. Внешние зоны мелкозернистого гранита развиты значительно и присутствуют не по всей периферии тел. Зона графической структуры мощностью 1—3 м симметрично развита со всех сторон. В пределах этой зоны наблюдаются участки грубозернистых псевдо- и неяснографических структур, а также масса миаролитовых пустот, количество которых возрастает к центральным частям. Далее следует крупноблоковая зона альбитизированного микроклина и кварца мощностью 0,6—2 м. Осевые части тел сложены крупноблоковым серым кварцем. По контакту их с зоной микроклина были встречены хрусталеносные полости, несогласные с общей зональностью пегматитовых тел (фиг. 31). Полнозональные трубообразные тела являются источниками пьезокварца, а также кварцевого и флюоритового сырья для плавки.

Реже встречаются полнозональные тела изометричной формы с поперечным сечением до 5—11 м. От трубообразных тел они отличаются слабым развитием зоны мелкозернистого гранита и отсутствием хрусталеносных полостей, хотя нижние части кварцевых ядер раскристаллизованы и превращены в сплошной "пласт" дымчатого кварца и бесцветного хрусталя. В микроклиновых зонах в разрыхленных альбитизированных участках встречаются блоки стекловатого кварца и гнезда крупнокристаллического флюорита. Изометричные полнозональные тела рассматриваемого массива являются источниками кварца для плавки.

В пределах различных полей камерных пегматитов Центрального Казахстана по характеру зональности и минеральному составу различаются четыре текстурно-парагенетических типа пегматитовых тел, имеющих различную практическую ценность: 1) кварц-микроклиновые графические с пьезокварцем; 2) кварц-альбит-микроклиновые полнозональные с пьезокварцем и оптическим флюоритом (см. фиг. 31). 3) кварц-микроклиновые блоковые с пьезокварцем; 4) существенно кварцевые — "массивные силекситы" с кварцем для плавки. При этом для конкретных полей или месторождений характерно преимущественное развитие пегматитовых тел какого-нибудь одного или двух типов, обычно графических и полнозональных или блоковых и "силекситов".

Для полей камерных пегматитов характерно широкое развитие жильных мелкозернистых аляскитовых и лейкократовых гранитов, учет относительной распространенности и морфологии которых имеет важное значение при определении перспек-

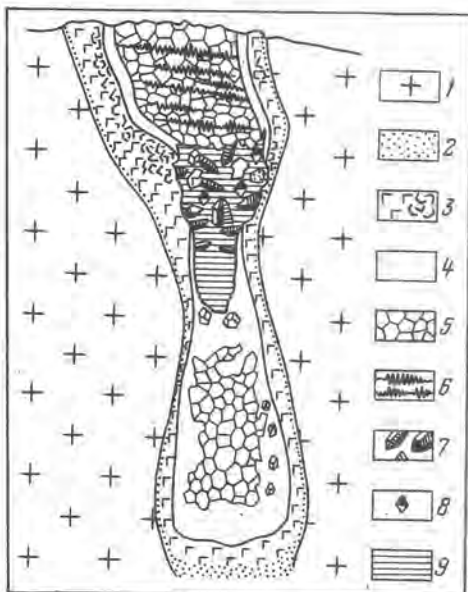
Содержание элементов-примесей* в гранитах и камерных пегматитах (%)

Породы, минералы	Li	Rb	Cs	F	Be	Ga	Y	Zr	Pb
Аляскиты	0,001	0,013	—	0,18	0,001	—	0,005	0,023	—
То же, пегматитоносные	—	—	—	—	0,001	0,020	0,010	0,060	0,006
Дайки гранитов	0,002	0,0195	0,001	—	0,001	0,020	0,003	0,008	0,005
Оторочки пегматитов	—	—	—	—	0,002	0,010	0,004	0,010	0,006
Письменный гранит	—	—	—	—	0,001	0,008	Сл.	0,01	0,006
Микроклин из оторочек	—	0,042	—	—	—	—	—	—	—
Микроклин из письменного гранита	—	—	—	—	—	—	—	—	—
продуктивные пегматиты	—	0,046	0,001	—	—	—	—	—	—
непродуктивные пегматиты	—	0,028	0,001	—	—	—	—	—	—
Микроклин блоковый	—	0,127	0,062	—	0,002	0,030	Не обн.	Сл.	0,010
продуктивные пегматиты	—	—	—	—	—	—	То же.	”	0,004
непродуктивные пегматиты	—	0,001	0,001	—	0,002	0,020	—	—	—
Бютит из блоковой зоны	0,100	0,693	0,015	1,43	—	—	—	—	—
продуктивные пегматиты	0,006	0,039	0,001	0,028	—	—	—	—	—
непродуктивные пегматиты	—	—	—	—	0,002	0,030	Не обн.	Сл.	Сл.
Альбит	—	—	—	—	0,0001	0,002	То же	Не обн.	”
Кварц осевых зон	—	—	—	—	Сл.	0,002	”	То же	”
Кристаллы прозрачного кварца	—	—	—	—	—	Сл.	—	То же	”

* Таблица составлена с учетом данных Е.Д. Калиты (1963), Г.С. Катковского, В.М. Смертенко, В.И. Казарина, Э.А. Ташкера.

Фиг. 31. Разрез трубообразного пегматитового тела (составлен С. М. Бескиным)

1 — крупнозернистый аляскит; 2 — мелкозернистый гранит; 3 — кварц-микроклиновый писчий гранит с участками кварц-альбит-микроклинового неяснографического пегматита; 4 — блоковый микроклин; 5 — блоковый кварц; 6 — прожилки друзового кварца; 7 — кристаллы раухтопаза и горного хрусталя; 8 — крупнокристаллический флюорит; 9 — глина



тив пегматитового поля. В общем случае менее благоприятны пегматитовые поля с наибольшей плотностью даек мелкозернистых гранитов. При этом более перспективны пегматитовые тела, залегающие в крупно- и среднезернистых массивных гранитах, а не в мелкозернистых жильных (Ермаков, 1960; Захарченко,

Соколов, 1960; Давиденко, 1962; Азров и др., 1966; Эфрос, Бескин, 1969). Для внутригранитных камерных пегматитов Центрального Казахстана типична общая закономерность, присущая всем гранитным пегматитам. Среди большого количества пегматитовых полей лишь единичные поля (или участки внутри полей) оказываются промышленными месторождениями, а в пределах месторождений лишь единичные тела — высокопродуктивными.

Поведение редких и малых элементов в процессе формирования хрусталеносных пегматитов Казахстана изучено очень слабо. Результаты исследований показали, что от гранитов к блоковому микроклину пегматитов увеличивается содержание редких и малых элементов, изоморфных с породообразующими элементами — калием и алюминием — Li, Rb, Cs, Pb, Be, Ga. В то же время содержание циркония и иттрия в этом направлении уменьшается (табл. 68), хотя затем оно несколько возрастает в поздних силекситах. Примечательно, что блоковый микроклин и биотиты продуктивных хрусталеносных пегматитов обогащены Li, Rb, Cs и Pb по сравнению с непродуктивными телами; впервые для редких щелочей и фтора это было показано Е. Д. Калитой (1963). Кроме того, материнские граниты пегматитоносных участков обогащены Zr и Y по сравнению с такими же гранитами вдали от пегматитов.

ГЛАВА 7

ПЕГМАТИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Редкометалльная пегматитовая провинция Западной Сибири приурочена к области сочленения каледонид и герцинид смежных геосинклинальных областей. В пределах провинции выделяют несколько длительно формировавшихся разновозрастных складчатых зон салаирского, собственно каледонского и герцинского этапов консолидации, разделенных глубинными разломами.

Поля гранитных пегматитов известны в каледонской структурно-фациальной зоне сиалического профиля, сложенной преобладающими флишеидными песчано-сланцевыми формациями нижнего палеозоя, залегающими на вулканогенно-осадочных формациях нижнего кембрия и докембрийских кристаллических сланцах. Все толщи интенсивно дислоцированы, метаморфизованы и прорваны разновозрастными ультраосновными, основными и гранитоидными интрузиями. Среди последних широко развиты пегматитоносные каледонские (O) и герцинские (C-P?) граниты.

Поля гранитных пегматитов образуют прерывистый пегматитовый пояс, протягивающийся в субмеридиональном направлении более чем на 250 км. Они контролируются дугообразными региональными разломами, обращенными выпуклой стороной к западу, и приурочены к различным структурным блокам. Южные поля формировались в условиях грабена, северные — в условиях горста. В связи с этим на юге развиты преимущественно поля безрудных и керамических пегматитов, а на севере — слюдоносных и редкометалльных.

В пределах горста метаморфическая толща собрана в крупные близкие к линейным складки разных порядков. Наиболее крупные из них (длиной 10–20 км с размахом крыльев 3–6 км) простираются согласно простиранию главных разломов. Метаморфическая толща прорвана гранитоидами, диоритами, габбро и пироксенитами. Наиболее широко распространены порфировидные, нередко гнейсовидные биотитовые плагиограниты, относимые большинством исследователей к ордовику. Гранитный интрузив вытянут в меридиональном направлении на протяжении примерно 50 км при ширине от 3 до 22 км и контролируется зоной разломов.

Пегматиты обычно приурочены к внешним (выгнутым) сторонам крупных антиклинальных складок и экзоконтактовым зонам массивов каледонских гранитов, локализуясь в их пологих контактах, где образуют изолированные жильные зоны, отстоящие друг от друга на 5–15 км.

Размещение жильных зон контролируется крупными (шириной в сотни и тысячи метров) изгибами, осложняющими главную складчатость метаморфической толщи. Размеры жильных зон находятся в прямой зависимости от кривизны и размеров этих изгибов второго порядка. В пределах зон пегматитовые жилы обычно выполняют трещины отслаивания или скола, реже трещины отрыва в массивах хрупких основных пород. Последние наиболее благоприятны для формирования крупных редкометалльных пегматитовых тел. Следовательно, появление наиболее минерализованных редкометалльных пегматитовых жил определяется сочетанием трех благоприятных факторов: локального изгиба, межпластового смятия и наличия массива хрупких основных пород. При наличии только изгибов слоев пегматиты имеют более простой состав и строение.

В пределах северной части пегматитового пояса насчитывается несколько сот пегматитовых жил, которые по внутреннему строению разделяются на слабо дифференцированные (обычно безрудные) и четко дифференцированные (редкометалльные). Последние установлены только на одном участке.

Рассматриваемый район сложен главным образом метаморфическими сланцами и гнейсами с подчиненным количеством скарнов, песчаников и кварцитов. Интрузивные породы представлены биотитовыми плагиогранитами, диоритами, кварцевыми плагиосиенитами, дайками диабазов и пегматитовыми жилами. Биотитовые плагиограниты, слагающие огромный массив, имеют средне- и крупнозернистую структуру массивную, реже гнейсовидную текстуру. Они сложены андезином, микроклином, кварцем и биотитом. В эндоконтактах массива содержание биотита возрастает, микроклин и мусковит исчезают, увеличивается количество магнетита, сфена, ортита и апатита (табл. 69).

Таблица 69

Минеральный состав плагиогранитов (%)

Минералы	Центральная часть	Эндоконтакт	Минералы	Центральная часть	Эндоконтакт
Андезин (№ 30–35)	30–50	45–55	Турмалин	—	Ед. зн.
Микроклин	10–15	Ед. зн.	Гранат	Ед. зн.	0,002
Кварц	25–35	30–35	Апатит	0,160	0,212
Биотит	5–10	15–20	Ильменит	—	—
Мусковит	0,5–2,0	0,5–1,0	Сфен	0,085	0,205
Циркон	0,023	0,040	Магнетит	0,565	1,012
Ортит	0,005	0,041	Пирит	0,003	Ед. зн.
Сподумен	Ед. зн.	—	Эпидот	1,305	0,584

Таблица 70

Химический состав биотитовых плагиигранитов (%)

Компо- ненты	Эндокон- такт мас- сива	В 7 км от контакта	В 12 км от кон- такта	Компо- ненты	Эндокон- такт мас- сива	В 7 км от контакта	В 12 км от кон- такта
SiO ₂	64,75	66,68	71,52	Na ₂ O	3,28	3,67	3,28
TiO ₂	0,90	0,31	0,46	K ₂ O	2,19	2,75	3,66
Al ₂ O ₃	14,79	15,44	13,65	H ₂ O ⁻	0,13	0,24	Не обн.
Fe ₂ O ₃	4,95	2,13	2,02	H ₂ O ⁺	0,54	0,79	0,62
FeO	1,82	2,04	1,50	P ₂ O ₅	0,30	—	Сл.
MnO	0,07	0,21	0,04	F	0,23	0,13	Не обн.
MgO	2,37	1,83	0,76	Сумма	100,42	99,87	99,83
CaO	4,13	3,65	2,32	Анали- тик	В.М. Шве- ц	В.В. Вин- гилина	В.М. Шве- ц

По химическому составу плагииграниты близки к среднему составу гранитов по Дели, а в эндоконтакте массива — к гранодиоритам (табл. 70). Количество Fe, Ca, Mg, F закономерно уменьшается от эндоконтакта к центру массива, что находится в соответствии с их минеральным составом. Содержание редких элементов в них близко или ниже их кларковых значений для изверженных горных пород.

Большинство пегматитовых жил главного участка слабо дифференцированные безрудные. Они залегают в метаморфических породах преимущественно согласно с их простираем, реже являются секущими. Наблюдаются также секущие жилы в биотитовых плагиигранитах. По минеральному составу (табл. 71) они относятся к микроклин-олигоклазовому парагенетическому типу с мусковитом.

Четко дифференцированные пегматитовые тела с видимой литиевой минерализацией отмечаются только в центральной части Главного пегматитового участка и залегают в основных породах — диоритах и горнблендитах. Они представлены трехчленной серией параллельно расположенных сближенных пегматитовых жил субширотного простираения (фиг. 32). На западном фланге жилы сливаются в единое тело. Падение жильной серии северо-восточное под углом 40-70°, форма жил плитообразная.

Пегматитовые жилы имеют четко выраженную зональность. Внешние неравномернозернистые их зоны занимают около 80% площади выходов пегматитовых жил. У зальбандов они сложены мелкозернистым аплитовидным кварц-олигоклазовым комплексом, который к осевым частям сменяется среднезернистым кварц-олигоклаз-микроклиновым комплексом с мусковитом и турмалином. Размеры породообразующих минералов постепенно возрастают к осевым частям жил. В этих зонах с внутренней стороны развиты гнезда мелкоблокового олигоклаз-кварц-микроклинового состава размером 1х5 м. Внутренние зоны жил занимающие 5-7% объема тел, сложены крупными блоками микроклина размером 0,4-0,8 м. Осевые части жил выполняет мономинеральный кварц.

Между зонами мономинерального микроклина и кварца в одной жиле наблюдается сподумен-кварц-микроклиновая зона с соотношением длины к мощности 10:1, составляющая 5-7% выхода жилы. Вокруг кварцевых ядер и зон блокового микроклина развиты поздние мелкозернистые кварц-мусковит-альбитовый и кварц-альбит-мусковитовый минеральные комплексы.

Средний минеральный состав жил (%): олигоклаз 30-40, микроклин 20-25, кварц 25-35, мусковит 5-10, альбит около 5, сподумен 1-2, что позволяет отнести их к микроклин-олигоклазовому парагенетическому типу с альбитом, мусковитом и сподуменом. Химический состав слабо дифференцированных и отчетливо зональных пегматитов (без учета внутренних зон) очень близок. При сравнении химических составов полиминеральных комплексов четко дифференцированных жил наблюдается закономерное уменьшение к осевым частям жил содержания кремнезема, окисного железа, кальция и соответствующее увеличение — количества глинозема, марганца и летучих компонентов (табл. 72).

Фиг. 32. Схематическая геологическая карта центральной части главного пегматового участка (составлена Б. Л. Бальтер, З. А. Сазоновой, дополнена Н. А. Акеллиным)

1 — метаморфические сланцы и гнейсы; 2 — диориты, горнблендиты; 3 — диабазы. Зоны пегматов: 4 — неравномернозернистая; 5 — блокового микроклина, 6 — блокового кварца, 7 — кварц-микроклин-сподуменовая; 8 — альбит-замещающий комплекс; 9 — кварц-альбит-мусковитовый комплекс; 10 — тектонические нарушения; 11 — берилл; 12 — сподумен; 13 — колумбит-танталит; 14 — цирколит; 15 — сиклерит

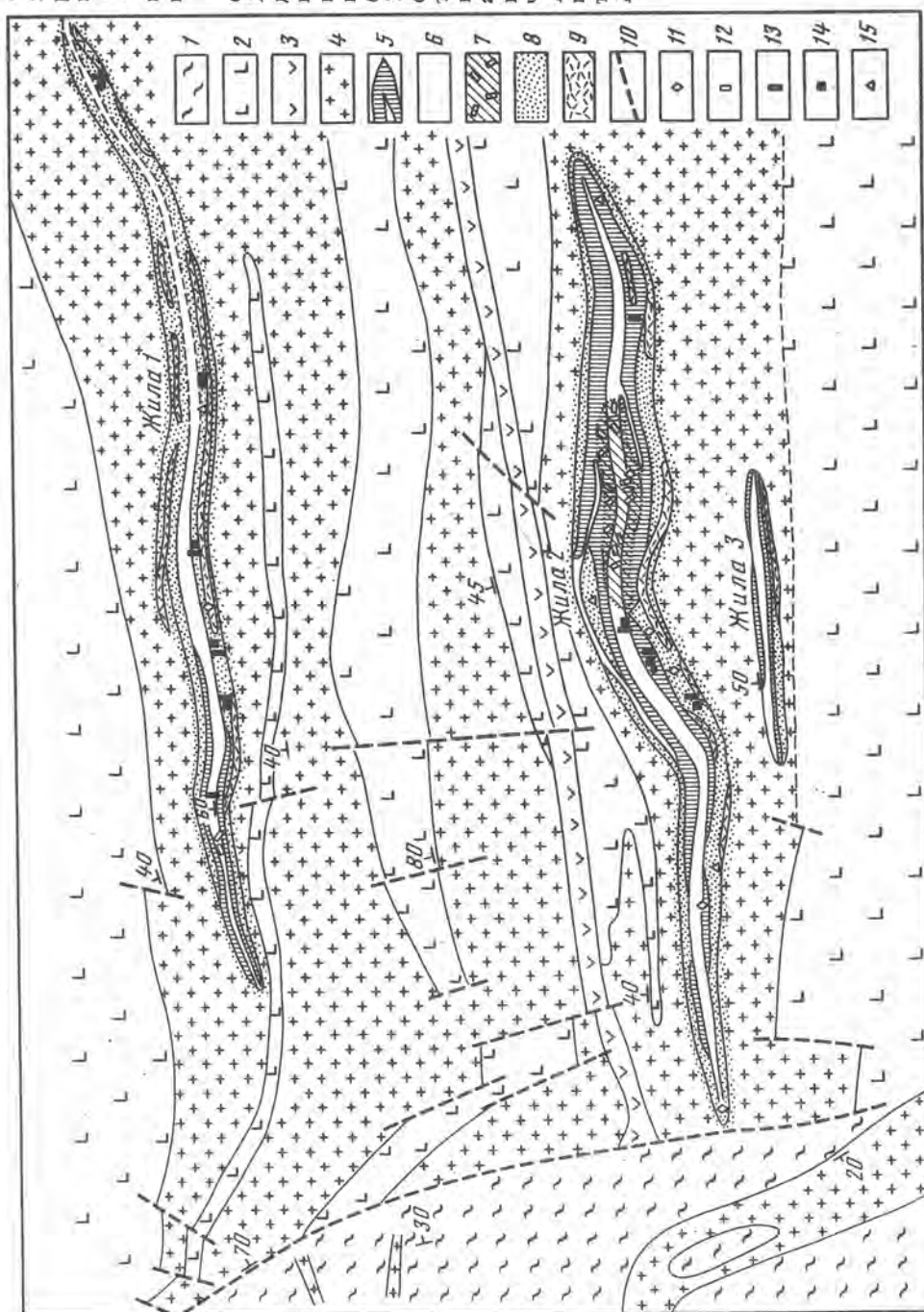


Таблица 71

Минеральный состав пегматитов (%)

Минералы	Слабо дифференцированные		Четко дифференцированные			
	жилы в гранитах (1)	жилы в метаморфических породах (2)	неравномерно-зернистая зона (4)	сподумен-кварц-микроклиновая зона (1)	кварц-мусковит-альбитовый комплекс (2)	кварц-альбит-мусковитовый комплекс (2)
Олигоклаз	45–55	50–60	35–45	—	—	—
Альбит	—	—	—	3–5	70–80	15–20
Микроклин	10–15	10–15	15–20	40–50	—	—
Кварц	25–35	25–35	25–35	30–40	10–15	10–15
Мусковит	5–10	5–10	5–10	Ед. зн.	5–15	60–80
Онкозин	—	—	—	1–3	—	—
Колумбит	—	—	Ед. зн.	—	0,011	0,011
Хризоберилл	—	—	—	—	—	0,0025
Сподумен	—	0,01	Ед. зн.	—	0,05	Ед. зн.
Сиклерит	—	—	—	—	0,10	0,02
Группа циркона	Ед. зн. ¹	Ед. зн.	0,01	—	0,01	0,02
Турмалин	То же	0,01	1,56	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
Гранат	—	0,51	2,09	0,04	0,54	0,40
Апатит	—	0,09	0,06	—	0,05	0,002
Эпидот	Ед. зн.	0,007	Ед. зн.	—	—	—
Роговая обманка	—	—	—	—	Ед. зн.	0,002
Ганит	—	—	—	—	0,02	0,002

¹ В единичных знаках встречаются также берилл, монацит, уранинит, торбернит, магнетит, сульфиды и др.

Таблица 72

Химический состав пегматитов (%)

Компоненты	Слабо дифференцированные		Четко дифференцированные			
	в плагиогранитах	в кристаллических сланцах	неравномерно-зернистая зона	зона блокового микроклина	кварц-мусковит-альбитовый комплекс	кварц-альбит-мусковитовый комплекс
SiO ₂	73,94	71,90	72,82	63,37	68,58	48,34
TiO ₂	0,06	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Сл.
Al ₂ O ₃	14,81	15,82	15,40	19,71	18,92	34,37
Fe ₂ O ₃	1,53	0,42	0,40	0,37	0,21	0,21
FeO	1,13	1,12	0,75	0,51	0,68	0,86
MnO	0,04	0,26	Сл.	0,18	0,27	0,42
MgO	0,13	0,51	0,78	0,84	0,52	0,61
CaO	1,10	0,71	1,08	0,72	0,72	0,51
Na ₂ O	5,59	4,46	3,83	2,68	6,86	2,02
K ₂ O	1,83	4,48	4,62	11,40	2,89	8,60
P ₂ O ₅	0,10	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	0,06	Не обн.	0,06	Не обн.	Не обн.
H ₂ O ⁻	0,15	0,48	0,52	0,14	0,49	2,64
F	—	0,12	0,18	0,15	0,18	0,12
П.п.п.	—	—	—	—	—	1,32
Сумма	100,41	100,34	100,38	100,13	100,32	100,02

Аналитик	Б.А. Бальтер и др.	В.В. Винтилина	А.В. Угарова	В.В. Винтилина	А.В. Угарова
----------	--------------------	----------------	--------------	----------------	--------------

Пегматитовые жилы участка Главного характеризуются бедной редкометальной минерализацией. В слабо дифференцированных жилах встречаются единичные гнезда кристаллов берилла, а в протолочках обнаружены мелкие зерна сподумена. Только в одной четко дифференцированной жиле сподумен является одним из главных минералов небольшой внутренней зоны. В блоковых зонах и поздних альбитовых комплексах наблюдаются отдельные скопления кристаллов берилла, колумбит-танталита, сиклерита.

Концентрация редких элементов в слабо дифференцированных пегматитах не превышает их кларковых содержаний (табл. 73). В четко дифференцированных пегматитовых жилах она возрастает в несколько раз. Концентрация Ta, Nb, Li, Rb, Cs закономерно увеличивается от ранних краевых к более поздним внутренним зонам, т.е. от начала к концу процесса формирования пегматитовых жил. Эта же закономерность сохраняется и в минералах-носителях: мусковитах и гранатах. К осевым частям жил количество ниобия в минералах группы колумбита-танталита и мусковита несколько уменьшается, а содержание тантала увеличивается; соответственно возрастает и Ta_2O_5 : Nb_2O_5 .

Другие пегматитовые рудопоявления этого пояса по количеству и размеру жил значительно меньше Главного участка. В них наблюдаются только слабо дифференцированные жилы с единичными кристаллами берилла.

Пегматиты данного пояса пространственно и, видимо, генетически связаны с каледонскими биотитовыми плагиогранитами, на что указывает присутствие в них одних и тех же типоморфных акцессорных минералов, а также повышенная

Таблица 73

Содержание редких элементов в интрузивных породах и пегматитах (%)

Породы	Количество анализов	Ta_2O_5	Nb_2O_5	Li_2O	Rb_2O	Cs_2O	BeO
Диориты	2	Сл.	0,0015	0,019	0,002	Не обн.	0,001
Биотитовые плагиограниты	3	0,001	0,001	0,011	0,013	То же	0,002
Слабо дифференцированные							
Биотитовые плагиограниты	4	Не обн.	Не обн.	0,007	0,007	<0,005	0,001
Метаморфические	3	<0,001	0,001	0,004	0,010	<0,005	0,001
Четко дифференцированные							
Неравномернозернистая зона	4	<0,001	0,002	0,020	0,018	Не обн.	0,0018
Зона блокового микроклина	1	Не обн.	Не обн.	0,044	0,110	0,021	—
Сподумен-кварц-микроклиновая зона	1	<0,001	Сл.	0,100	0,015	Не обн.	0,027
Существенно альбитовый комплекс	2	0,001	0,010	0,029	0,021	0,005	0,001
Кварц-альбит-мусковитовый комплекс	2	0,003	0,016	0,046	0,108	0,015	0,002

концентрация кальция и натрия в исходном пегматитовом расплаве, обусловившая резкое преобладание олигоклаза над альбитом во всех пегматитовых жилах. Четко дифференцированные тела, вероятно, являются корневыми членами пегматитовых жильных серий литиевого ряда олигоклаз-микроклинового (со сподуменом) типа, для которого не характерны высокие концентрации редких элементов (Кузьменко и др., 1971). Низкие содержания редких элементов и компонентов летучих соединений в пегматитовых жилах этого района, видимо, объясняются спецификой химического состава исходного пегматитового расплава, из которого они образовались.

ГЛАВА 8

ПЕГМАТИТЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПРОТЕРОЗОИД

В Восточной Сибири продуктивные пегматиты генетически связаны только с протерозойским гранитным магматизмом. В областях протерозойской складчатости известны поля высокотемпературных керамических, слюдоносных и редкометаллических пегматитов.

Структурный план протерозойских складчатых областей обусловлен особенностями строения краевых активизированных частей Сибирской платформы, линейных "осевых" прогибов, вытянутых вдоль ее краев, и внутренних областей протерозоид, часть из которых развивалась на базе раздробленного древнего кристаллического фундамента, тогда как в других частях кристаллический фундамент, видимо, отсутствовал (Васильковский, 1960; Косыгин и др., 1962; Семенов, 1963).

Общие контуры различных структурно-формационных зон протерозоид определяются крупными глубинными разломами фундамента, древнейшими из которых являются разломы субортогональной системы северо-западного и северо-восточного направлений. Широко развиты также четко проявленные более молодые протерозойские разломы субширотного и субмеридионального простираний. Складчатые структуры протерозоид в основном следуют направлениям перечисленных дизъюнктивных нарушений, нередко отчетливо огибая контуры глыб и поднятий фундамента.

Основные особенности геологической истории протерозоид Сибири обусловлены последовательным развитием нескольких этапов протерозойского мегацикла в интервале примерно 2600—600 млн. лет. Ранние этапы характеризовались обрушением края Сибирской платформы и накоплением преимущественно вулканогенно-терригенных отложений в осевых прогибах и карбонатно-терригенных — на относительно приподнятых и стабильных глыбах, разделяющих прогибы. В среднем и позднем протерозое (1800—600 млн. лет) происходила последовательная активизация ранее относительно стабильных областей краевой части платформы и относительно приподнятых глыб внутренних областей протерозоид. Активные тектонические процессы сопровождались замыканием прогибов, их складчатостью и воздыманием, метаморфизмом и формированием гранитоидов.

Наиболее ранние гранито-гнейсы и гнейсо-граниты распространены на нижнем и среднем горизонтах глубоко метаморфизованных толщ протерозойского разреза осевых линейных прогибов. Более поздние массивы гранитоидов (Pt₃) контролируются преимущественно субширотными и субмеридиональными разломами, отличаются менее глубинными условиями формирования, отчетливо интрузивной природой и нередко дискордантной формой.

По особенностям геологического развития в пределах Сибири можно с определенной долей условности выделить четыре структурно-формационных типа областей.

1. Области океанической или частично гранитизированной коры, не испытывавшие заметных деформаций (за исключением узких "шовных" зон), перекрытые преимущественно карбонатными протерозойскими отложениями и практически амагматичные ("геосинклинальные плиты", по терминологии Б. Н. Красильникова).

II. Антиклинорные складчатые области, возникшие в протерозое на месте осевых прогибов после их замыкания. Для них характерны: 1) отсутствие или интенсивное дробление и редукция древнего кристаллического фундамента; 2) наиболее интенсивное осадконакопление на ранних этапах протерозойского мегацикла; 3) мощный (более 10 км) трехчленный геосинклинальный разрез, представленный преимущественно вулканогенно-карбонатно-терригенными отложениями в низах, существенно карбонатными в средней части и пестрыми вулканогенно-карбонатно-терригенными отложениями в верхах протерозойской толщи; 4) глубокий метаморфизм — от высокотемпературной амфиболовой фации (переходной к гранулитовой) в низах разреза, до зеленокаменной в верхних горизонтах. Формированию гранитоидов предшествовало внедрение крупных тел базитов и гипербазитов, особенно на участках пересечения господствующих линейных структур поперечными разломами фундамента. Гранитоиды сопровождаются только безрудными высокотемпературными пегматитами.

III. Активизированные области краевой части платформы, приуроченные к узлам пересечения крупнейших линейментов субортогональной системы. Для них характерны: 1) тенденция к относительному погружению или активизации в верхнем архее и протерозое; 2) интенсивное дробление и переработка нижнеархейского кристаллического фундамента и его повторная консолидация в конце верхнего архея — начале протерозоя; 3) сравнительно большая амплитуда вертикальных перемещений блоков фундамента; 4) преимущественно терригенные и карбонатно-терригенные протерозойские отложения с небольшим количеством эффузивов и пирокластов, главным образом в верхах разреза; 5) непостоянная мощность протерозойских отложений (5–8 км), их частая фациальная изменчивость и выклинивание отдельных пластов; 6) метаморфизм от амфиболитовой до зеленокаменной фаций. Складчатость интенсивная, особенно на нижних горизонтах разреза. Весьма часты резкие перегибы простираций складок, согласно поперечным разломам фундамента. Гранитоиды сопровождаются слюдоносными и редкометальными пегматитами бериллиевого ряда.

IV. Стабильные области краевой части платформы и отдельных сравнительно крупных глыб за ее пределами с раннеархейским фундаментом, сохранившие тенденцию к относительному воздыманию в верхнем архее и протерозое. Для этих областей характерны: 1) сокращенный разрез (3–6 км) и преимущественно карбонатно-терригенный и терригенный состав протерозойских отложений; 2) интенсификация накопления грубообломочных отложений в верхних горизонтах разреза; 3) наличие локальных перерывов и несогласий в средних и особенно верхних горизонтах толщи, их "омоложение" по латерали в сторону от наиболее активных прогибов; 4) отсутствие или слабое развитие основных эффузивов и пирокластов; 5) в основном зеленокаменный и более низкотемпературный, сравнительно неравномерный метаморфизм, достигающий кульминации в зонах формирования гранитоидов. Внедрение гранитоидов синхронно с заложением и активизацией субширотных и субмеридиональных разломов, сопряженных с субортогональной системой. При этом наиболее молодые граниты наиболее удалены от протерозойских осевых прогибов. Гранитоиды сопровождаются редкометальными пегматитами разных геохимических рядов, а также незначительным проявлением кварцевожильно-грейзеновых образований.

Между всеми выделенными областями и особенно между III и IV их типами существуют сравнительно локальные области с промежуточными особенностями развития и соответственно с промежуточными или "смешанными" особенностями гранитоидного магматизма и пегматитов.

ОБЛАСТИ РАЗВИТИЯ БЕЗРУДНЫХ И КЕРАМИЧЕСКИХ ПЕГМАТИТОВ

Наиболее типичным представителем областей этого типа является линейная зона осевого геосинклинального трога, замыкание которого сопровождалось формированием крупной антиклинорной структуры и гранитоидным процессом. Здесь мощный гранитоидный процесс начался ранее, чем в соседних структурных

зонах, и сопровождался интенсивной линейной складчатостью и метаморфизмом в условиях, характеризующихся мощным (более 10 км) экраном пластичных толщ, лишенных гранитизированного фундамента.

Гранитоиды нижних горизонтов разреза — обширные батолиты, интенсивно разгнейсованные согласно общей линейной складчатости вмещающих толщ и сопровождающиеся региональным ореолом ультраметаморфизма, послойных инъекций и мигматитов. Они отличаются сравнительно однородным составом и строением, отсутствием четко обособленных фазовых или фациальных разновидностей и широким проявлением высокотемпературной — магматической ассимиляции и перекристаллизации вмещающих пород. Признаки постмагматических процессов практически отсутствуют. Граниты состоят на 60–80% из полевых шпатов (плагноклаз №№ 25–30 и микроклин) и кварца (20–25%). Темноцветные минералы — биотит, реже амфибол. Акцессорные минералы: апатит, ксенотим, магнетит, реже сфен, циркон и ортит. Содержания редких щелочных элементов не выше кларковых.

Вверх по разрезу количество гранитоидов сокращается и массивы приобретают все более четкие интрузивные формы, тяготея к антиклинальным структурам. В них увеличивается содержание микроклина и появляется мусковит. На верхних уровнях разреза (глубина формирования 6–7 км) отмечаются крупные жильные серии согласных тел высокотемпературных пегматитов кварц-полевошпатового состава с мусковитом, биотитом и акцессорными минералами, типичными для гранитов.

ОБЛАСТИ РАЗВИТИЯ СЛЮДОНОСНЫХ И БЕРИЛЛОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

К этому типу относится ряд областей края платформы, совпадающих с районами пересечения линейных зон протерозойского крупнейшими поперечными долгоживущими зонами разломов. Последние проявлены с различной отчетливостью и, видимо, играют неодинаковую роль в развитии протерозойского мегацикла, особенно на ранних и средних его этапах. Вероятно, эти различия обусловлены разной степенью позднепротерозойской переработки фундамента и разной интенсивностью тектономагматических процессов в соседних осевых прогибах. В целом с ослаблением указанных признаков закономерно изменяются гранитоиды и связанные с ними пегматиты. В последних возрастает количество берилла, летучих соединений и редких щелочей; возрастает дифференцированность пегматитового процесса; увеличивается интенсивность поздних процессов замещения, а также количество кварца и мусковита в поздних минеральных комплексах.

СЛЮДОНОСНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

В пределах областей преимущественного развития слюдоносных пегматитов нижепротерозойский этап характеризуется довольно равномерным, но несколько замедленным в сравнении с осевыми прогибами погружением и накоплением существенно терригенных отложений. Продуктивные массивы гранитоидов формировались главным образом в условиях жесткого, расчлененного на горсты и грабены гетерогенного архейско-протерозойского кристаллического фундамента, перекрытого протерозойской толщей относительно пластичных пород (6–8 км). Одни из них распространены вдоль разломов, ограничивающих крупные горстовые структуры и интродуцируют большую часть протерозойского разреза; другие локализованы во внутренних областях поднятий и экранируются нижними горизонтами пластичных толщ. Последние являются наиболее продуктивными и представлены нормальными биотитовыми гранитами (табл. 74, ан. 2), гибридизированными в краевых частях массивов до образования гранодиоритовых разностей (см. табл. 74, ан. 1). Лейкократовые фации гранитов (см. табл. 74, ан. 3) отличаются более кислым составом, обогащены кварцем, микроклином, мусковитом и более щелочным плагноклазом (до альбита), более разнообразным набором акцессорных минералов и сопровождаются зонами мигматитов.

Производные гранитов — слюдоносные пегматиты часто не имеют четкой приуроченности к каким-либо конкретным гранитным массивам. Их крупнейшие поля обычно тяготеют к участкам более или менее резких перегибов простираний

Таблица 74

Химический состав гранитомдов Восточно-Сибирской редкометалловой пегматитовой провинции

Компо- ненты	1	2 (2)	3	4	5	6	7 (2)	8 (3)	9 (3)	10	11 (4)	12 (2)	13	14 (2)
SiO ₂	63,68	71,67	75,55	71,41	59,83	64,82	73,05	61,40	73,43	73,61	63,61	67,22	73,38	68,48
TiO ₂	0,52	0,26	0,21	0,18	0,83	0,73	0,19	0,66	0,12	0,37	0,37	0,10	0,23	0,42
*Al ₂ O ₃	17,08	14,61	12,76	16,63	14,35	15,88	14,14	17,26	13,87	14,83	17,26	14,32	13,75	14,66
Fe ₂ O ₃	0,83	0,70	0,56	0,00	1,09	1,19	0,15	1,32	1,16	0,24	0,86	2,72	1,00	0,77
FeO	3,39	0,85	1,74	1,66	5,41	4,86	2,06	4,63	1,32	1,81	3,89	3,40	1,84	2,28
MnO	0,09	0,06	—	0,03	0,10	0,04	0,04	0,09	0,02	—	0,06	0,02	0,03	0,06
MgO	1,85	0,48	0,40	0,72	4,89	1,77	0,45	2,02	0,62	0,72	2,53	0,92	0,10	2,96
CaO	3,17	0,77	0,62	3,56	5,02	2,29	1,30	4,07	1,52	0,69	4,06	3,03	0,95	3,50
Na ₂ O	3,70	3,05	1,63	3,27	3,52	3,16	3,08	3,58	2,97	4,03	3,39	3,47	2,69	3,98
K ₂ O	3,20	6,07	6,20	2,03	2,93	3,82	4,99	3,42	4,76	3,05	3,48	3,89	5,40	2,04
P ₂ O ₅	0,15	0,16	—	—	0,34	—	0,08	—	—	—	—	0,20	0,04	0,26
H ₂ O ⁺	1,93	0,99	—	—	—	0,72	—	0,68	0,48	—	0,10	0,48	0,58	0,32
H ₂ O ⁻	0,13	0,14	—	—	0,04	0,22	0,01	0,34	0,03	—	0,04	—	—	0,01
П.п.п.	—	—	—	0,24	0,70	—	—	—	—	—	0,33	—	—	—
Сумма	99,72	99,81	99,67	99,73	99,05	99,50	99,54	99,47	100,30	99,35	99,98	99,77	99,99	99,74
Исследо- ватель	В.Е. Дибров			Неду- мов, Земс- ская (1969)	П.В. Дубинин и Л.В. Рик			В.В. Булдаков и В.В. Дудкинский		П.И. Ша- мес	В.В. Бул- даков, В.Н. Пав- линов		И.П. Земская	Ю.И. Фи- липова

Области развития слюдяносных пегматитов: 1 — гранодиориты эндоконтактовой фации; 2 — биотитовые граниты главной фации; 3 — лейкократовые граниты апикальной фации; 4 — плагиограниты внутригосинклиального поднятия. Пегматитовые поля берилливого типа; 5 — кварцевые диориты эндоконтактовой фации; 6 — гранодиориты эндоконтактовой фации; 7 — биотитовые граниты главной фации. Пегматитовые поля литиевого типа; 8 — гранодиориты эндоконтактовой фации; 9 — биотитовые граниты главной фации; 10 — двуслюдяные граниты апикальной фации; 11 — гранодиориты эндоконтактовой фации; 12 — биотитовые граниты главной фации; 13 — двуслюдяные граниты апикальной фации; 14 — биотитовые плагиограниты пегматитового поля комплексного типа.

сланцевой толщи, отражающих пересечения разломов фундамента. Они образуют серии и свиты тесно сближенных преимущественно согласных пластовых тел и сопровождаются мигматизацией и перекристаллизацией вмещающих пород с обогащением их слюдами, микроклином, кварцем, турмалином, апатитом и гранатом, вследствие чего контакты жил иногда расплывчатые. Вместе с тем пластовые тела и жильные серии в ряде случаев связаны между собой проводниками, секущими сланцеватость вмещающих пород.

Главные минералы в пегматитах: полевые шпаты (65–80%), кварц (20–30%), мусковит (7–10%); акцессорные минералы: турмалин, апатит, гранат, берилл, вивианит, редкоземельные минералы, циркон, уранинит, флюорит и др., различные сульфиды. Плаггиоклазы представлены альбит-олигоклазом и олигоклазом, реже — олигоклаз-андезином до № 32–35; калиевые шпаты — микроклин-пертитом, реже — ортоклазом и анортоклазом. По простирацию и восстанию жильных серий отмечается изменение минерального состава пегматитовых жил: уменьшается количество раннего плаггиоклаза и его основность, возрастает количество микроклина, позднего кислого плаггиоклаза, кварца и мусковита, появляются единичные находки берилла.

Геохимическая специфика мусковитовых пегматитов типичных районов состоит в низком содержании рубидия в калишпатах, биотите, мусковите (0,02–0,08%) и низкой концентрации Li, Cs, Be. Ранние генерации полевых шпатов и слюд содержат много бария (0,1–1,3%), а калишпат и плаггиоклаз — также стронция (0,03–0,07%). Повышенное содержание бария (0,1–0,6%) и стронция (0,02–0,08%) отмечается также в материнских гранитах.

В пределах наиболее характерного Мамского пегматитового поля различаются пять генетических типов слюдоносных пегматитов: 1) метаморфогенные мусковит-плаггиоклазовые с биотитом в плаггиогранитах метаморфического происхождения; 2) фациальные плаггиоклаз-калишпатовые с мусковитом в материнских гранитах; 3) инъекционные слабо дифференцированные плаггиоклаз-калишпатовые с наложенной мусковитовой минерализацией; 4) мусковит-олигоклаз-кварцевые жилы, сформировавшиеся на послемагматическом этапе в метаморфических породах; 5) инъекционные дифференцированные калишпат-плаггиоклазовые пегматиты с аутометасоматическим характером мусковитизации и других процессов замещения.

Мусковит-плаггиоклазовые пегматиты формируются в участках замещения и перекристаллизации плаггиогранитов метаморфического происхождения. Это крупные тела со значительными запасами мусковита, развивающегося по биотиту и поэтому низкого качества.

Фациальные плаггиоклаз-калишпатовые пегматиты с мусковитом наблюдаются в лейкократовых гранитах и характеризуются постепенными переходами с последними. В пределах гранитных массивов они контролируются трещинной тектоникой (Никитин, 1960) и многоярусными реликтами метаморфических пород. Их строение асимметричное зональное: под экранами (субгоризонтальными реликтами метаморфических пород) образуются зоны пегматоидной или блоковой структуры, включающие крупные клиновидные кристаллы мусковита. Книзу эти зоны сменяются зонами неяснографической и далее графической структуры.

Инъекционные плаггиоклаз-калишпатовые пегматитовые тела с наложенной мусковитовой минерализацией составляют преобладающую часть слюдоносных пегматитов региона. Это — линзообразные плитообразные или сложные по морфологии тела различных размеров, как правило, крутопадающие и секущие по отношению к вмещающим породам. Кварц-мусковит-олигоклазовый комплекс образует обособления у контактов или в осевых частях пегматитовых тел, нередко секущие их зональность и выходящие во вмещающие породы. Из акцессорных минералов в них присутствуют турмалин, апатит, гранат, берилл и сульфиды.

Химический состав высокотемпературных зон пегматитов этого типа и наложенного кварц-мусковит-олигоклазового комплекса довольно близок, в то же время содержание элементов-примесей в последнем резко возрастает. Для высокотемпературных зон оно составляет (г/г): Li 28, Rb 142, Cs 6, Ce 52, La 7, Y 6, Rb 44, Be 3, Ba 5000, Sr 600, а для мусковитсодержащего комплекса: Li 66, Rb 200, Cs 10, Ce 290, La 60, Y 24, Rb 35, Be 10, Ba 1000, Sr 200 (Шмакин, Макрыгина, 1969).

Мусковит-олигоклаз-кварцевые жилы — это по существу аналоги замещающего комплекса пегматитов II типа, залегающие непосредственно во вмещающих породах.

Инъекционные плагиоклаз-калищатовые пегматитовые тела с аутометасоматическим характером мусковитизации имеют обычно комплексный редкометалльно-мусковитовый тип минерализации. Это хорошо дифференцированные жилы с крупными кварцевыми ядрами, окруженными зонами гигантокристаллической пегматоидной структуры, за которыми следуют неяснографические, графические зоны и зальбандовые мелкозернистые оторочки. В этих пегматитах обычно отмечаются берилл и повышенное содержание Rb, Cs, Be, Nb и других редких элементов, рассеянных в основном в породообразующих минералах.

Близкие по генезису пегматиты разных мусковитоносных районов обладают сходным составом. Некоторые различия наблюдаются только для бериллия, содержание которого повышено в минералах слюдяных месторождений с бериллом. Количество бария и стронция в полевых шпатах и слюдах с понижением температуры резко сокращается (Шмакин, Макрыгина, 1969).

ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ БЕРИЛЛИЕВОГО ТИПА

Поле бериллоносных пегматитов приурочено к свите лейкократовых биотитовых гнейсов с пропластками амфиболитов и кристаллических сланцев (реже кварцитов) и вытянуто в северо-восточном структурно-формационном направлении, в пределах области, переходной между III и IV типами. На юго-западном фланге поля породы гнейсовой свиты прорваны биотитовыми гранитами и гранодиоритами. Поле приурочено к северо-западному крылу крупной антиклинальной структуры северо-восточного простирания вблизи зоны глубинного разлома. Отдельные жилы и жильные серии контролируются разрывными нарушениями более высоких порядков. Для гнейсов, вмещающих редкометалльные пегматиты, характерно повышенное содержа-

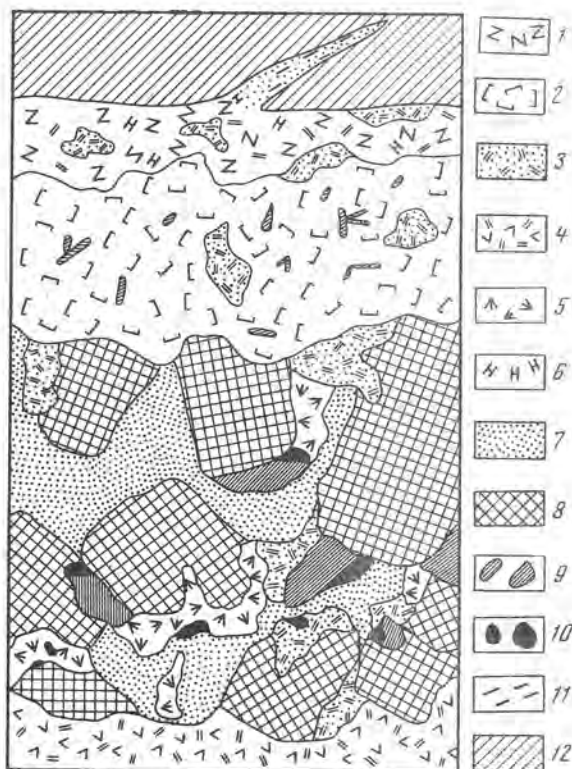
Таблица 75

Минеральный состав пегматитовых жил (%)

Парагенетический тип	Минеральные комплексы или зоны	Амазонит	Микроклин	Альбит	Кварц	Мусковит
Амазонит-альбитовый (серия I)	Кварц-амазонит-альбитовый	15	5	45	30	1-2
	Кварц-амазонит-микроклиновый	40	10	20	30	1
	Блоки кварца	—	5	10	85	—
Микроклин-альбитовый (серия II)	Микроклин-альбит-кварцевый	—	15	35	45	1-2
	Альбит-кварцевый	—	5	40	50	3
	Кварц-микроклиновый	—	45	45	10	1-2
	Мусковит-кварцевый	—	—	—	65	35
	Чешуйчатый мусковит	—	—	15	10	75
Альбитовый (серия III)	Аплитовидная оторочка	—	10	50	40	1-2
	Кварц-альбитовый	—	3	75	20	2
	Мусковит-кварцевый	—	—	—	70	30
	Чешуйчатый мусковит	—	—	—	5	95
Амазонит-альбитовый (серия IV)	Амазонит-кварц-альбитовый	20	—	40	40	—
	Кварц-амазонитовый	35	—	15	45	—
Микроклин-амазонит-альбитовый (серия V)	Средний состав	10	10	35	40	1-2

Фиг. 33. Схематическая зарисовка внутреннего строения жилы I жильной серии II (составлена Н. Г. Сре-тенской)

1 – среднезернистая микроклин-альбит-кварцевая зона; 2 – неясно-графическая альбит-кварцевая зона; 3 – мусковит-кварцевый комплекс; 4 – среднезернистая кварц-альбитовая зона лежачего бока; 5 – кле-веландит; 6 – биотит; 7 – кварц; 8 – микроклин; 9 – берилл; 10 – редкоземельные тантало-ниобаты; 11 – магнетит; 12 – вмещающие породы



ние щелочей, в то время как породы, вмещающие слюдоносные пегматиты, обогащены алюми-нием (Мануйлова и др., 1964).

В описываемом пегматито-вом поле известны две жильные зоны – Северо-Восточная и Юго-Западная. Северо-Восто-чная зона представлена пятью жильными сериями. Все жилы хорошо дифференцированы. По минеральному составу среди них различаются четыре парагенетических типа: 1) ама-зонит-альбитовый; 2) амазонит-микроклин-альбитовый, 3) микроклин-альбитовый и 4) существенно альбитовый. Отличительной чертой пегматитов данного поля является специфический характер их редкометальной минерализации. В них совер-шенно отсутствуют минералы редких щелочей (сподумен, лепидолит, поллучит), бора (турмалин), но постоянно присутствует аксессуарный берилл и другие минералы бериллия (фенакит, берtrandит, бавенит, гадолинит и др. В некоторых мелких жилах содержание берилла достигает 1% и он по существу является второстепенным. Кроме того, широко распространены аксессуарные минералы редкоземельных элементов и ниобия (эвксенит, самарскит, колумбит, ортит, монацит и др.).

Жильная серия I представлена пятью маломощными жилами амазонит-альбитового парагенетического типа со сравнительно бедной редкометальной минерализацией. Минеральный состав их варьирует в широких пределах (табл.75). Обращает на себя внимание практически полное отсутствие в пегматитах лития и незначительное содержание рубидия и цезия. Содержа-ние бериллия, тантала и ниобия также невелико (табл.76).

Жильная серия II представлена наиболее крупными и наиболее богато минерализованными жилами данного поля. Все они относятся к микро-клин-альбитовому типу без амазонита. Жилы отчетливо дифференцированы (фиг.33, табл.75). Характерной чертой их является повышенное содержание берилла, мусковита и кварца. Содержание редких щелочей тантала и нио-бия более высокое, чем в жилах амазонит-альбитового типа (см. табл.76).

Жильная серия III наряду с жилами микроклин-альбитового типа вклю-чает пегматиты существенно альбитового состава. Содержание редких эле-ментов в них ниже, чем в микроклин-альбитовых (см.табл.76) при более высоком TaNb (1).

Жильная серия IV представлена жилами преимущественно амазонит-кварц-альбитового состава. Внутреннее строение их симметричнозональное. Внеш-

Таблица 76

Содержание редких элементов в пегматитовых жилах (%)

Парагенетический тип	Минеральный комплекс	TR_2O_3	BeO	Li	Rb	Cs	Ta_2O_5	Nb_2O_5
Амазонит-альбитовый (серия I)	Кварц-амазонит-альбитовый	—	—	Не обн.	0,04	0,005	—	—
	Кварц-амазонит-микродуриновый	—	—	То же	0,07	0,007	—	—
	Сливной кварц	—	—	0,0005	0,02	0,004	—	—
	Микроклин-альбитовый кварцевый	—	0,03	0,002	0,04	0,005	Не обн.	0,003
Микроклин-альбитовый (серия II)	Альбит-кварцевый	—	0,05	0,0005	0,08	0,002	То же	Не обн.
	Кварц-микроклиновый	—	0,1	0,0005	0,08	0,009	”	0,001
	Мусковит-кварцевый	—	0,003	0,004	0,09	0,005	”	0,009
	Щешичатый мусковит	—	0,08	0,007	0,10	0,007	0,007	0,02
Альбитовый (серия III) Амазонит-альбитовый (серия IV)	Кварц-альбитовый	—	0,12	0,0006	0,01	0,005	0,005	0,005
	Амазонит-кварц-альбитовый	0,04	0,003— 0,12	—	—	—	0,003— 0,006	0,006— 0,01
	Кварц-альбит-амазонитовый	—	0,12	0,0005	0,06	0,005	0,001	0,001
	Кварц-альбит-микродуриновый	—	0,12	0,0005	0,02	0,005	0,003	0,001
Микроклин-амазонит-альбитовый (серия V)	Сливной кварц	—	0,12	0,0005	0,07	0,005	Не обн.	Не обн.
	Мусковит-кварцевый	—	0,0006	0,008	0,06	0,005	0,003	0,011

ние зоны сложены среднезернистым амазонит-кварц-альбитовым комплексом, а осевые—блоковым кварц-амазонитовым (см. табл. 75).

Жильная серия V представлена рядом жил микроклин-(амазонит)-альбитового типа. Они сложены преимущественно двумя структурно-минералогическими комплексами: 1) кварц-альбит-микроклиновым, развитым в висячих боках жил, и 2) кварц-альбитовым — в лежачих. В незначительном количестве встречаются кварцевые обособления и гнезда мусковит-кварцевого комплекса. В некоторых маломощных жилах этой серии содержание берилла превышает 0,5%. Отличительной особенностью этих пегматитов является высокое содержание касситерита, который на других участках не обнаружен. Среднее содержание SnO_2 в некоторых жилах составляет 0,05-0,1%.

Юго-западная жильная зона включает несколько жильных серий, вытянутых цепочкой в направлении с юго-запада на северо-восток. Пегматитовые жилы также имеют микроклин-(амазонит)-кварц-альбитовый и кварц-амазонитовый состав с бериллиевой и редкоземельно-ниобиевой минерализацией. Характерно присутствие флюорита, часто в сростании с бериллом. Содержание редких элементов в пегматитах этой жильной зоны примерно такое же, как и в ранее описанных. В целом редкометальные пегматиты данного поля характеризуются отчетливо выраженной бериллиевой геохимической специализацией.

ОБЛАСТЬ РАЗВИТИЯ БЕЗРУДНЫХ И СПОДУМЕНОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Данная область относится к IV структурно-формационному типу и подтипу активизированных областей внутригеосинклинальных поднятий. В период геосинклинального осадконакопления эта область, непосредственно примыкающая к осевому прогибу, сохраняла слабо нарушенный кристаллический фундамент, перекрываясь мощной толщей преимущественно карбонатно-терригенных и терригенных (песчано-сланцевых) отложений. Наиболее ранний гранитоидный магматизм, проявившийся в осевом прогибе, затронул краевые участки поднятия, но основная масса гранитоидов внедрилась позже — в связи с интенсивными блоковыми подвижками фундамента. Гранитоиды слагают цепь складчатых массивов, тяготеющих к зоне наиболее интенсивных складчатых деформаций вдоль крутопадающих глубинных разломов преимущественно субширотного простирания. Выше по разрезу контакты массивов становятся все более четко интрузивными, изредка секущими в апикальных выступах.

Главная масса гранитоидов — биотитовые и биотит-амфиболовые граниты и плагิโอграниты (см. табл. 74, ан. 4) с переходами в гранодиориты при явных признаках высокотемпературной ассимиляции вмещающих пород. Отдельные участки массивов, преимущественно их апикальные выступы, сложены плагноклаз-микроклиновыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами.

Производные гранитов представлены исключительно пегматитами, в основном микроклин-плагноклазового, плагноклаз-микроклинового и существенно микроклинового типов с небольшим количеством слюд и аксессуарного берилла. Только одно пегматитовое поле включает незначительное число редкометальных жил со сподуменом.

Это пегматитовое поле приурочено к субширотной грабен-синклинальной структуре, возникшей в пределах относительно приподнятого блока кристаллического фундамента на заключительных этапах протерозойского цикла. Грабен-синклиналь, погружающаяся в восточном направлении, выполнена сланцевыми толщами (Pt_{2-3}), смятыми в линейные складки, согласные с общим простиранием структур. Пегматитовые жилы распространены по всей площади грабен-синклинали на протяжении 70–75 км, образуя жильные зоны на отдельных участках. При этом минеральный состав и геохимические особенности пегматитов закономерно изменяются с запада на восток, по мере погружения грабен-синклинали и уменьшения эрозионного среза.

Западная жильная зона наименее удалена от материнского массива гранитов и локализована в парагнейсах и кристаллических сланцах, смятых в линейные

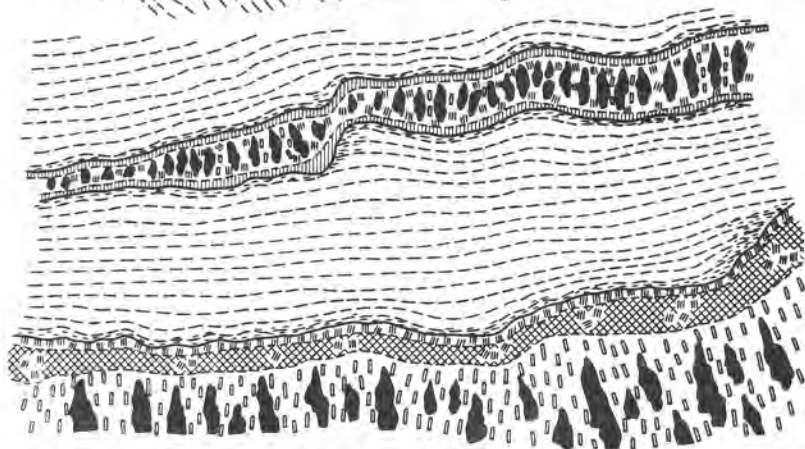
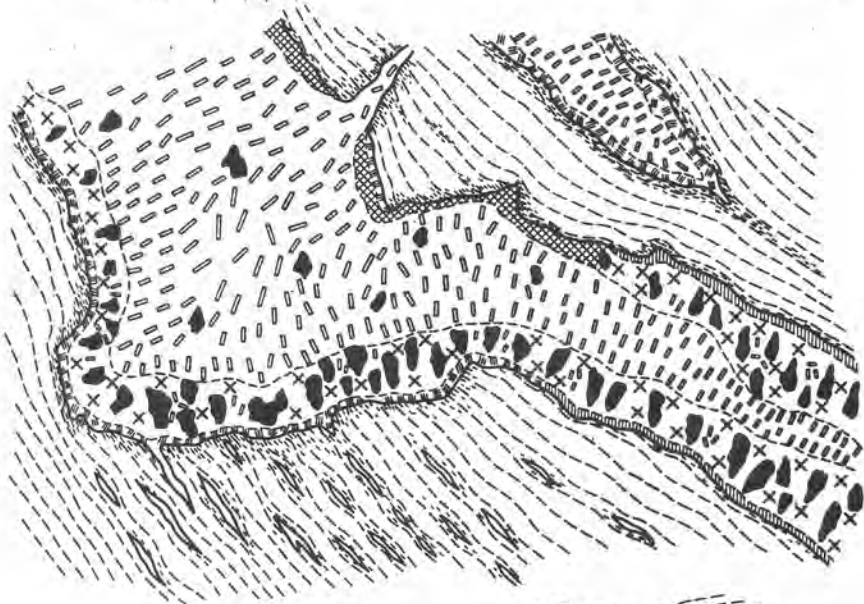
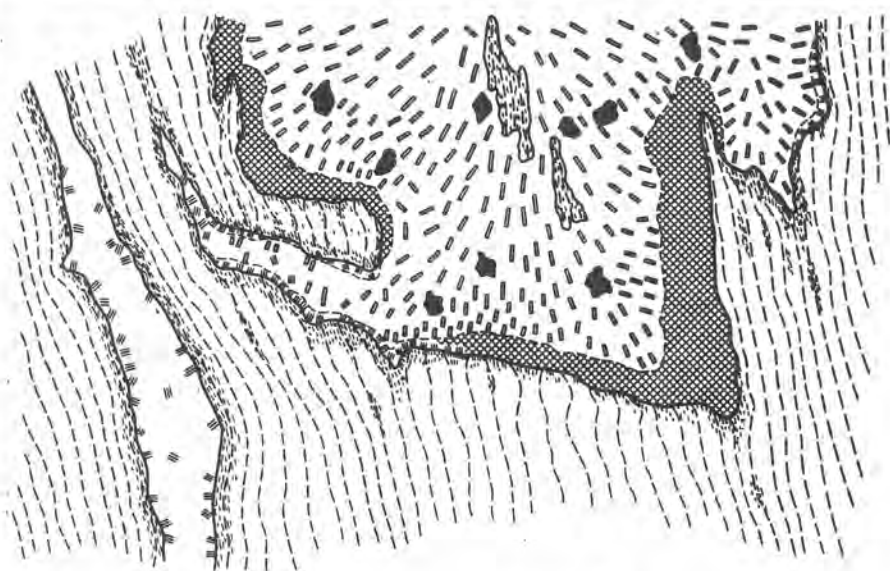


Таблица 77

Содержание щелочей и редких элементов в различных типах пегматитов (%)

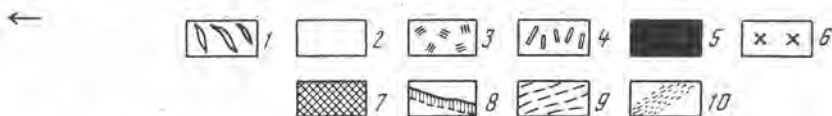
Компоненты	Западная жильная зона	Центральная жильная зона		Восточная жильная зона
	Микроклин-олигоклазовый	Плагиноклаз-микроклиновый	Микроклин-альбитовый со сподуменом	Микроклин-сподумен-альбитовый
Na ₂ O	3,91	9,25	4,17	3,91
K ₂ O	4,82	5,30	3,85	2,31
Li ₂ O	0,0043	0,0643	0,1071	—
Rb ₂ O	0,01	0,02	0,02	0,06
Cs ₂ O	0,004	0,005	0,003	0,004
Ta ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,003
Nb ₂ O ₅	То же	То же	То же	0,006

крутопадающие складки субширотного простираения. Выходы гранитоидов в основном конкордантны, но отдельные их выступы и апофизы имеют секущие контакты. Среди них преобладают плагиноклазовые разности, сложенные (%): плагиноклазом (№ 35–30) 45, микроклином 17, кварцем 32, биотитом 5. Акцессорные минералы: апатит, циркон, магнетит и др. Наблюдается прямая связь пегматитов с гранитами. Иногда отдельные межпластовые апофизы интрузива постепенно переходят в безрудные пегматитовые жилы преимущественно кварц-плагиноклазового состава с микроклином, биотитом и акцессорными минералами, характерными для гранитов.

Центральная жильная зона локализована в дислоцированных и метаморфизованных породах той же толщи. Выходы гранитов вблизи жильной зоны практически отсутствуют. Пегматитовые жилы образуют серии крутопадающих, преимущественно согласных тел, неправильной, реже линзообразной формы, с отношением мощности к протяженности примерно равным 1:20. Главные минералы пегматитов (%): микроклин 30–40, кварц 30–35, олигоклазы (№10–16) 10–15, альбит до 10; акцессорные минералы: турмалин (шерл) 2–3, сподумен, гранат, апатит, циркон, монацит, перовскит, пирит, флюорит.

Восточная жильная зона локализована в относительно слабо метаморфизованных сланцах, смятых в простые линейные складки. Единичные жилы пегматитов отличаются сложной морфологией, обусловленной резкими перегибами простираения при изменении залегания от согласного к секущему (фиг.34).

Минеральный состав жил (%): кварц 45–40, сподумен, микроклин 15–25, альбит (№ 5–13) 10, мусковит 3–6; акцессорные минералы: колумбит, гранат, турмалин, апатит, циркон, перовскит, сфалерит, флюорит, трифилин-литофилит. По соотношению главных минералов их можно отнести к микроклин-сподуменовому парагенетическому типу (Недумов, Земская, 1969). От зальбандов к осевым частям крупных пегматитовых жил выделяется ряд зон (см. фиг. 34).



Фиг. 34. Схема внутреннего строения микроклин-сподуменовых пегматитовых жил (составлена И. Б. Недумовым)

1 – существенно альбитовые и кварцевые прожилки; 2 – кварц сливной, местами с альбитом; 3 – мусковит; 4 – сподумен; 5 – микроклин; 6 – мелко- и среднезернистый кварц-полевошпатовый комплекс; 7 – мелкоблоковый кварц-полевошпатовый комплекс с мусковитом; 8 – аплитовидная оторочка; 9 – метаморфические сланцы; 10 – ореолы экзоконтактных изменений

Состав плагиоклаза в пегматитах меняется в сторону увеличения щелочности от эндоконтактных к осевым зонам жил и с запада на восток по простиранию поля от № 28—30 до № 6—8. Последний наблюдается лишь в наиболее поздних минеральных комплексах сподуменоносных жил. В том же направлении уменьшается количество пергита в микроклине, и альбит приобретает самостоятельное значение. Последовательно возрастает количество мусковита и повышается в нем содержание редких щелочей (%): Li — от 0,003 до 0,05, Rb — от 0,003 до 0,3, Cs — от 0,002 до 0,01. В минеральных комплексах также последовательно увеличивается количество лития, рубидия и уменьшается содержание калия (табл. 77).

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЙ ПЕГМАТИТОВЫЙ ПОЯС КОМПЛЕКСНОГО ТИПА

Пегматитовый пояс приурочен к области относительного поднятия в краевой части платформы, примыкающей непосредственно к главному осевому прогибу (структурно-формационный тип IV, подтип 2). Он включает ряд редкометалльных пегматитовых полей, различающихся по редкометалльной специализации. Пегматитовые поля локализованы в грабен-синклинальной структуре относительного поднятия, сформировавшейся в конце протерозоя и ограниченной субмеридиональными разломами. Грабен несколько расширяется с юга на север, т.е. от краевого шва в глубь платформы. Его фундамент разбит поперечными разломами на ряд блоков с образованием поднятий и прогибов третьего порядка, вследствие чего мощность выполняющих его преимущественно терригенных протерозойских отложений изменяется от 4—5 до 8 км. Изменению мощностей способствует также некоторая общая асимметрия грабен-синклинали в поперечном сечении за счет относительно большего погружения ближнего к краю платформы крыла.

Осадочно-метаморфические породы протерозойской толщи грабена в целом смяты в крутые, местами изоклинальные складки северо-западного простирания. Выходы гранитоидов наблюдаются по всему простиранию грабен-синклинали, тяготея к локальным поперечным поднятиям. Ниже приводится описание шести наиболее характерных пегматитовых полей

ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ I ЛИТИЕВОГО ТИПА

Пегматитовое поле примыкает непосредственно к краевому шву платформы, поэтому на формировании его структуры сказались процессы раннего метаморфизма и гранитоидного магматизма главного осевого прогиба. Здесь протерозойские толщи мощностью 5—6 км интенсивно смяты в складки и метаморфизованы до амфиболовой (на нижних горизонтах) и зеленокаменной (на верхних горизонтах) фаций. В составе этих толщ помимо преимущественно развитых терригенных отложений в заметных количествах присутствуют основные эффузивы. Формированию гранитоидов предшествовало внедрение согласных пластовых тел основных пород, испытывавших затем общий с вмещающими толщами метаморфизм. Гранитоиды слагают отчетливо дискордантные крупные массивы неправильной формы с резкими контактами.

Пегматиты распространены в узкой зоне "тектонических клиньев", представленной тремя узкими структурными блоками и вытянутой вдоль главного краевого разлома на 4—5 км при ширине, не превышающей нескольких сотен метров. Пегматитовое поле, включающее редкометалльную жильную зону, приурочено к третьему амфиболитовому блоку, наиболее удаленному от краевого разлома. За его пределами редкометалльные пегматиты не встречаются. Положение пегматитового поля в зоне сложных "тектонических клиньев", непосредственно контролируемых наиболее активным краевым разломом платформы, морфология поля и ряд других структурных особенностей свидетельствуют о весьма неспокойной тектонической обстановке в период формирования гранитов и пегматитов. Вмещающими породами для пегматитовых жил являются рассланцованные параамфиболиты с редкими прослоями слюдястых сланцев, кварцитов, ортоплагиогнейсов и дайкообразное тело

массивных ортоамфиболитов. Пегматитовые жилы в основном выполняют согласные и кососекающие трещины северо-западного простирания.

На юго-восточном фланге пегматитового поля метаморфическая толща прорвана крупным гранитоидным плутоном, который круто погружается в сторону краевого шва платформы и полого под пегматитовое поле. Состав гранитоидов изменяется от диоритов до двуслюдяных кислых и субщелочных разновидностей. Наиболее распространены биотитовые (см. табл. 74, ан. 9) граниты следующего состава (%): плагиоклаз (№ 20—25 до 30) 30—40, микроклин 25—35, кварц 25—30, биотит 3—5. В небольших количествах присутствует мусковит. Акцессорные (г/т): сфен 173, монацит 96, апатит 78, ильменит 37, эпидот 36, магнетит 20, турмалин 11, циркон 4, ортит 3,5, флюорит 2,5, ксенотим 0,5, рутил 0,3. В единичных знаках встречаются сподумен, колумбит-танталит, перовскит, анатаз, брукит, корунд, молибденит. Краевые фации плутона сложены биотит-амфиболовыми плагиогранитами, гранодиоритами (см. табл. 74, ан. 8) и диоритами.

Апикальные выступы плутона сложены двуслюдяными гранитами. Их минеральный состав (%): плагиоклаз (№ 15—20) 20—30, микроклин 30—40, кварц 30—35, биотит и мусковит 5—8. В отличие от биотитовых гранитов главной фации двуслюдяные граниты заметно обогащены акцессорными монацитом, флюоритом, апатитом, турмалином; в них встречаются единичные знаки берилла, но сподумен не обнаружен. Судя по химическим (см. табл. 74, ан. 10) анализам двуслюдяные граниты относительно обеднены Са, Ti, Fe.

Вдоль простирания пегматитового поля наблюдается зональность. Вблизи выхода биотитовых гранитов развиты безрудные плагиоклаз-микроклиновые пегматиты, которые дальше сменяются существенно микроклиновыми. Наиболее удалены от гранитов (2,4—4 км) редкометалльные пегматиты (Недумов, 1962).

Жильная зона редкометалльных пегматитов обнажена по восстанию в большом интервале превышений. Ширина ее уменьшается от нижних горизонтов к верхним. Она включает несколько десятков сподуменоносных пегматитовых жил и жильных серий различной протяженности. Падение крутое (60—85°) на юго-запад. Жилы часто сливаются в местах раздувов, образуя сложные тела. Более простой морфологией обладают жилы нижних горизонтов жильной зоны; они представлены в основном плитообразными, четковидными формами. На верхних горизонтах пегматитовые тела характеризуются более сложной формой что связано с их приуроченностью к участкам изгиба основных структур поля, а также одновременным залеганием в параамфиболитах и массивных ортоамфиболитах (ступенчатые тела). Формирование редкометалльных пегматитов в неспокойной тектонической обстановке обусловило слабое проявление внутренней зональности при отчетливой дифференциации расплава-флюида.

Характерной особенностью пегматитовых жил поля является незначительное развитие слюд (0,5—1%) и повышенное содержание шерла (до 5—7%). По минеральному составу среди них различаются три парагенетических типа: 1) микроклин-альбитовый со сподуменом; 2) микроклин-сподумен-альбитовый и 3) существенно альбитовый со сподуменом и микроклином. Большинство жил, залегающих в рассланцованных параамфиболитах, имеют участковое и полосчатое строение и только отдельные тела, залегающие в массивных ортоамфиболитах, характеризуются слабо выраженной зональностью. Ниже приводится описание типовых пегматитовых тел.

Пегматитовая жила 1 нижнего горизонта имеет четкообразную форму с тремя крупными раздувами и пережимами, залегает в рассланцованных параамфиболитах. Структура среднезернистая и крупнозернистая до гигантокристаллической в раздувах.

Жила относится к микроклин-альбитовому парагенетическому типу со сподуменом (табл. 78). Она сложена тремя главными минеральными комплексами: 1) существенно микроклиновым с небольшим количеством кварца; 2) альбит-сподумен-микроклин-кварцевым и 3) кварц-альбитовым с микроклином, сподуменом и турмалином.

Таблица 78

Средний минеральный состав парагенетических типов пегматитовых жил Нижнего участка

	Жила 1	Жильная серия 2	Жила 3		Жила 1	Жильная серия 2	Жила 3
Минералы	Микро- клин- альбито- вый со споду- меном (3)	Сподумен- микро- клин-аль- битовый (8)	Сущест- венно альбито- вый со споду- меном и микро- клином (6)	Минералы	Микро- клин- альбито- вый со споду- меном (3)	Сподумен- микро- клин-аль- битовый (8)	Сущест- венно альбито- вый со споду- меном и микро- клином (6)
Поро- дооб- разую- щие (%)				мона- цит	—	Ед. зн.	—
кварц	35–45	35–45	35–40	цир- кон	3	9	10
микро- клин	20–28	10–20	7–9	флюо- рит	—	—	Ед. зн.
аль- бит (№)	20–80 (6–7)	30–35 (5–8)	40–50 (5–7)	гранат	807	13,5	123
муско- вит	0,1	0,2–0,4	0,1–0,3	апатит	17333	0,2	2582
турма- лин	1–1,5	2–3	0,4–0,6	рого- вая об- манка	4	—	Ед. зн.
Акцессор- ные (г/т)				кассите- рит	89	2370	1010
берилл	3000	3000	4000	магне- тит	—	—	0,1
микро- лит	—	—	28	сфен	—	—	0,5
танта- ло-ко- лумбит	178	356	375	шип- нель	—	Ед. зн.	—
литии- филит	—	Ед. зн.	22	гидро- окис- лы Fe	2	0,1	4,5
				пирит	2	2	0,5

Таблица 79

Содержание редких элементов в минеральных комплексах жилы 1 (в %)

Компоненты	Альбит-сподумен- микроклин-кварце- вый (1)	Кварц-альбито- вый (1)	Среднее по жиле (2)
BeO	—	—	0,025–0,088
Rb ₂ O	0,087	0,007	0,046
Cs ₂ O	0,006	0,002	0,004
Rb ₂ O : Cs ₂ O	13,6 : 1	3 : 1	11,5 : 1
Ta ₂ O ₅	0,003	0,004	0,003
Nb ₂ O ₅	0,002	0,017	0,007
Ta ₂ O ₅ : Nb ₂ O ₅	1,4 : 1	1 : 4,2	1 : 2,4
SnO ₂	—	0,002	0,039

Альбит-сподумен-микроклин-кварцевый комплекс, в отличие от кварц-альбитового, характеризуется повышенным содержанием Li, Rb, Cs и более высокими значениями Rb:Cs и Ta:Nb при более низком содержании тантала и ниобия (табл. 79).

Жильная серия 2. (нижний участок) состоит из ряда мелких жил и прожилков разной мощности и протяженности с крутыми углами падения (от 60 до 85°). В местах раздувов мощность отдельных жил достигает первых метров. Основными минеральными комплексами, слагающими жильную серию, являются: 1) микроклин-альбит-кварцевый со сподуменом; 2) микроклин-сподумен-альбит-кварцевый и 3) кварц-альбитовый с микроклином и сподуменом.

По минеральному составу эта жильная серия может быть отнесена к сподумен-микроклин-альбитовому парагенетическому типу (см. табл. 78). Наиболее высокие содержания Rb, Cs, Ta, Sn и величина Ta:Nb отмечаются в микроклин-альбит-кварцевом комплексе со сподуменом (табл. 80). В отличие от жилы 1 эта жильная серия характеризуется повышенным содержанием Li, Rb, Ta, Nb, и Sn. Соотношение Ta и Nb в ней смещается в сторону тантала.

Жильная серия 4. верхнего горизонта является наиболее крупной для редкометальной жильной зоны. Она имеет сложную форму, залегает согласно с вмещающими параамфиболитами. Простирание северо-западное. Падение мощных жил под углом 65–85° на юго-запад. Маломощные апофизы иногда падают на северо-восток. Мощность жил широко варьирует, а в участках их соединения возрастает до десятков метров.

Средний минеральный состав жильной серии отвечает микроклин-сподумен-альбитовому парагенетическому типу (табл. 81). Во внутреннем строении жил принимают участие два минеральных комплекса: 1) альбит-микроклин-сподумен-кварцевый и 2) кварц-альбитовый.

Для жильной серии характерно высокое содержание лития при низком — рубидия и цезия, резкое преобладание натрия над калием и примерно равные содержания тантала и ниобия (табл. 82). Содержание BeO равно 0,055%, SnO₂ 0,04%.

Пегматитовое тело 5 находится на крайнем северо-западном фланге редкометальной жильной зоны. Форма в плане овальная с двумя апофизами. Азимут падения изменяется с юго-западного (углы 68–75°) на север-северо-западный (углы 40–50°). Наиболее крупный раздув залегает в массивных ортоамфиболитах и имеет зональное строение.

По минеральному составу пегматитовое тело может быть отнесено к сподумен-микроклин-альбитовому типу (см. табл. 81). В раздуве его различаются четыре зоны: 1) микроклин-кварц-альбитовая; 2) альбит-микроклин-кварцевая; 3) блоковая альбит-сподумен-кварцевая; 4) кварц-альбитовая с лепидолитом.

В отличие от других жильных серий пегматитовое тело 5 характеризуется повышенным содержанием цезия (до 0,1% в отдельных участках). В юго-западной

Таблица 80

Содержание редких элементов в минеральных комплексах жильной серии 2 (%)

Компоненты	Микроклин-альбит-кварцевый (2)	Микроклин-сподумен-альбит-кварцевый (4)	Кварц-альбитовый (1)	Среднее по жиле (7)
Rb ₂ O	0,148	0,043	0,041	0,074
Cs ₂ O	0,006	0,003	0,003	0,004
Rb ₂ O : Cs ₂ O	23 : 1	15 : 1	13 : 1	19 : 1
Ta ₂ O ₅	0,010	0,007	0,007	0,008
Nb ₂ O ₅	0,008	0,012	0,007	0,011
Ta ₂ O ₅ : Nb ₂ O ₅	1,2 : 1	1 : 1,8	1 : 1	1 : 1,4
SnO ₂	0,050	0,017	0,010	0,026

Таблица 81

Минеральный состав редкометалльных пегматитов Верхнего участка

Минералы	Жильная серия 4 (2)	Пегматитовое тело 5 (5)	Минералы	Жильная серия 4 (2)	Пегматитовое тело 5 (5)
Породообразующие (%)			амблигонит-монтебразит		1320
кварц	35–45	30–40	литеофилит	–	1
микроклин	10–20	20–25	монацит	Ед. зн.	0,3
альбит	20–25	25–30	циркон	0,6	46
мусковит	0,02–0,04	–	гранат	0,08	43
турмалин	0,1–0,4	1–1,5	апатит	Ед. зн.	2889
рубеллит	–	0,2–0,3	касситерит	126	615
Акцессорные (г/т)			ильменит	Ед. зн.	130
берилл	~4000	~5000	сфен	То же	4
микролит	Ед. зн.	32	гидроокислы Fe	"	39
колумбит-танталит	56	90	пирит	"	1

апофизе этой жилы, также залегающей в массивных ортоамфиболитах, обнаружены гнезда поллуцита диаметром до 0,5 м. Там же был обнаружен рубидиевый лепидолит с содержанием Rb_2O 4,49%, ассоциирующий с акцессорным поллуцитом клеветландитом, амблигонитом и полихромными турмалинами.

Таким образом, в пределах пегматитового поля с юго-востока на северо-восток усложняется морфология жил, возрастает их количество и мощность, изменяется парагенетический тип, но редкометалльная специализация не изменяется. Только зональные тела, залегающие в массивных ортоамфиболитах, характеризуются увеличением концентрации Cs, Rb, Ta. Содержание редких элементов в жилах составляет (%): BeO 0,05–0,06, Ta_2O_5 0,006, Nb_2O_5 0,01, Sn 0,03. Их геохимическая специализация бериллий-олово-литиевая, независимо от количественных соотношений главных пегматитообразующих минералов.

Таблица 82

Химический состав и содержание редких элементов в редкометалльных пегматитах Верхнего участка (%)

Компоненты	Жильная серия 4 (2)	Пегматитовое тело 5 (4)	Компоненты	Жильная серия 4 (2)	Пегматитовое тело 5 (4)
SiO_2	71,80	73,28	H_2O	0,16	0,04
TiO_2	0,02	0,03	H_2O^+	0,27	0,55
Al_2O_3	18,95	16,68	И.п.п.	–	–
Fe_2O_3	0,48	0,55	Сумма	100,07	100,30
FeO		0,67	Аналитик	М.Р. Петерсон	
MnO	0,03	0,04	Rb_2O	0,100	0,098
MgO	Не обн.	0,12	Cs_2O	0,013	0,023
CaO	0,47	0,84	$Rb_2O : Cs_2O$	11 : 1	44 : 1
$(Na, Li)_2O$	6,34	5,94	Ta_2O_5	*0,007	0,011
K_2O	1,52	1,33	Nb_2O_5	0,006	0,021
P_2O_5	0,03	0,13	$Ta_2O_5 : Nb_2O_5$	1 : 1	1 : 2
F	Не обн.	0,10			

Пегматитовое поле находится в 30 км к северо-западу от первого и приурочено к поперечному приподнятому блоку западного крыла грабен-синклинали, отделенного от края платформы узким (от 2 до 10 км) горстовым выступом фундамента. Мощность и состав рифейских отложений в пределах этого поля примерно те же, что и в предыдущем, однако метаморфизм и интенсивность складчатых дислокаций несколько меньше. Поле пространственно связано с субмеридиональной зоной интенсивной трещиноватости и смятия пород, в центральной части грабена и по сравнению с полем I более удалено от краевого разлома, т.е. от областей с наиболее активным тектоническим режимом (Недумов, 1962).

Пегматитовые жилы локализованы в кровле гранитных массивов, которые интродировали более высокие горизонты протерозойского разреза и являются менее эродированными. Последние представляют собой крупные дискордантные тела с межпластовым характером апикальных выступов, апофиз и сателлитов. В отличие от гранитоидов второго структурного участка они иногда сопровождаются более широкими экзоконтактовыми ореолами фельдшпатизации, окварцевания, ослюдечения и послойными инъекционными ореолами. Шире проявлены краевые биотит-роговообманковые, гранодиоритовые и диоритовые фации гибридного происхождения (см. табл. 74, ан. 11). Главная фация биотитовых гранитов сложена (%): кварцем 25–30, микроклином 15–20, плагиоклазом (олигоклаз-андезином № 28–32) 35–45, биотитом 7–10 и мусковитом 2–5. По сравнению с гранитами второго структурного участка в них больше (г/т): сподумена (2), циркона (360), апатита (720), граната (410), ильменита (3290). В единичных знаках встречаются колумбит-танталит, флюорит, турмалин, касситерит, рутил, корунд и молибденит. Биотитовые граниты отличаются повышенным содержанием кальция и железа при близких количествах калия и натрия (табл. 74, ан. 12).

Лейкократовые двуслюдяные разности гранитов, слагающие апикальные части массивов, постепенно переходят в биотитовые граниты. Они сложены (%): кварцем 30–35, микроклином 25–30, олигоклазом (№ 14–15) 20–30, биотитом 3–5 и мусковитом 7–10. Среди второстепенных и акцессорных минералов в них отмечаются колумбит-танталит, монацит, ортит, эпидот, циркон, флюорит, апатит, турмалин, касситерит, ильменит, пирит. По сравнению с биотитовыми гранитами в них шире проявлена грейзенизация. Они отличаются также пониженным содержанием кальция и железа и резким преобладанием калия над натрием (см. табл. 74, ан. 13).

Дериваты гранитов представлены жильными сериями пегматитов, реже дайками аплитов и гранит-порфиров. Последние пространственно обособлены от пегматитов. Пегматиты развиты на всей территории поля но не образуют столь насыщенных жильных серий, как в пределах поля I. Последовательность изменения минерального состава по простиранию жильных серий и по мере удаления от выходов гранитов в общих чертах сходна с описанной для первого поля. Однако пегматитовые жилы в данном поле имеют зональное строение и содержат значительное количество мусковита.

Пегматитовое поле с перерывами прослеживается в субмеридиональном направлении. В пределах поля известны десятки пегматитовых жил, из которых только шесть характеризуются редкометальной минерализацией. Пегматитовые жилы контролируются в основном двумя системами крутопадающих трещин северо-западного и субширотного простираний. Они залегают в массивных ортоамфиболовых, амфиболовых и слюдистых сланцах. Протяженность жил варьирует от десятков до сотен метров. Крупные жилы локализованы обособленно, более мелкие пегматитовые тела образуют жильные серии.

В пределах пегматитового поля выделяются две жильные зоны: Восточная и Западная.

Восточная жильная зона представлена рядом пегматитовых жил сподумен-микроклин-кварц-альбитового состава с мусковитом. Наиболее крупная жила I имеет неправильную плитообразную форму с резкими коленообразными изгибами. Она

Таблица 83

Химический состав (аналитик Л.П. Юрченкова) и содержание редких элементов в пегматитовой жиле 1 (%)

Компоненты	Альбит-мусковит-кварцевая оторочка	Кварц-альбитовая зона	Сподумен-микроклин-кварц-альбитовая зона	Сподумен-кварц-альбитовый комплекс
SiO ₂	77,48	72,72	71,56	70,79
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	15,07	17,30	18,23	17,44
Fe ₂ O ₃	0,37	0,32	0,00	0,26
FeO	Не обн.	Не обн.	0,34	Не обн.
MnO	Сл.	Сл.	0,02	0,02
MgO	0,13	"	Сл.	Сл.
CaO	0,40	0,46	0,20	0,56
Na ₂ O	1,25	6,76	5,68	5,31
K ₂ O	3,06	1,70	2,44	1,83
P ₂ O ₅	0,70	0,18	Сл.	1,59
F	0,054	0,034	0,012	0,048
H ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O ⁺	1,15	0,42	0,54	0,48
Сумма	99,66	99,89	99,02	98,33
Li ₂ O	0,039	0,013	0,100	0,100
Rb ₂ O	0,062	0,022	0,029	0,093
Cs ₂ O	0,006	0,002	0,003	0,012
Rb ₂ O : Cs ₂ O	9,7 : 1	10,4 : 1	9,2 : 1	8 : 1
Ta ₂ O ₅	0,019	0,002	0,002	0,021
Nb ₂ O ₅	0,013	0,004	0,005	0,013
Ta ₂ O ₅ : Nb ₂ O ₅	1,5 : 1	0,48 : 1	0,5 : 1	1,6 : 1
SnO ₂	0,010	0,003	0,021	0,051

простирается в северо-восточном направлении и характеризуется сложным внутренним строением. Углы падения ее крутые (65–70°). В юго-западной части жилы наблюдается зональное строение. От альбанов к осевой части жилы выделяются следующие зоны: 1) мелкозернистая эндоконтактная оторочка плагиоклаз-мусковит-кварцевого состава; 2) внешняя мелко- и среднекристаллическая кварц-альбитовая зона; 3) промежуточная наиболее мощная сподумен-микроклин-кварц-альбитовая зона мелкоблоковой структуры; 4) кварцевое ядро. Акцессорные минералы: берилл, касситерит, турмалин, колумбит, танталит, фосфаты лития и др.

По восстанию жил количество мусковита и альбита увеличивается, а микроклина и сподумена уменьшается. Обычный минеральный состав жил (%): кварц 25–35, микроклин 15–25, альбит № 3–6 35–45, сподумен, мусковит 2–3.

Наблюдается закономерное увеличение содержания Li, Rb, Cs, Ta, Nb и Ta:Nb к концу процесса формирования жил (табл. 83). Содержание редких элементов в жиле 1 составляет (%): BeO 0,035, Ta₂O₅ 0,005, Nb₂O₅ 0,006, Sn 0,002–0,03, Rb₂O 0,02–0,09, Cs₂O 0,002–0,012, F 0,022. Геохимическая специализация: Be-Sn-Li.

Западная жильная зона редкометалльных пегматитов представлена рядом пегматитовых тел, залегающих в слюдоносных сланцах и параамфиболитах. Протяженность жил от нескольких десятков до первых сотен метров. Вертикальная обнаженность весьма значительна. На нижних и средних горизонтах жилы обладают отчетливым зональным строением. Жилы нижних горизонтов характеризуются более высоким содержанием микроклина, более низким — альбита и мусковита и наличием олигоклаза, реже олигоклаз-андезина.

Средний горизонт представлен несколькими пегматитовыми жилами штокообразной формы с отношением длины к мощности 1:4–1:7, локализованными на небольшой площади. Простирание тел северо-восточное, падение под углами 50–70°.

Структура жил крупнокристаллическая до мелкоблоковой, текстура массивная, полосчатая, в раздувах крупных жил зональная. Минеральный состав жил сподумен-микроклин-кварц-альбитовый с подчиненным развитием мусковита (2-8%)

Наиболее крупная жила среднего горизонта рассматриваемой жильной зоны имеет слабозональное строение (табл.84). Минеральный состав жилы (%): кварц 30-40, микроклин 20-25, альбит 20-30, мусковит 2-3, сподумен. От альбандов к осевой части жилы выделяются следующие зоны: 1) эндоконтактовая мусковит-кварцевая дторочка с касситеритом, колумбит-танталитом, турмалином и апатитом; 2) внешняя зона кварц-альбитового состава с колумбитом-танталитом, бериллом, шерлом, литиевыми фосфатами группы амблигонит-монтебразита; 3) внутренняя зона альбит-сподумен-микроклин-кварцевого состава с бериллом, касситеритом, колумбитом-танталитом, петалитом, амблигонит-монтебразитом; 5) мелкокристаллический кварц-альбитовый комплекс с бериллом, касситеритом, колумбит-танталитом.

Химический состав различных зон характеризуется примерно одинаковым количеством кремнезема и незначительным содержанием кальция, которое падает от ранних к более поздним зонам (см.табл.84). Соответственно уменьшается основность альбита от №6-7 до №2-3.

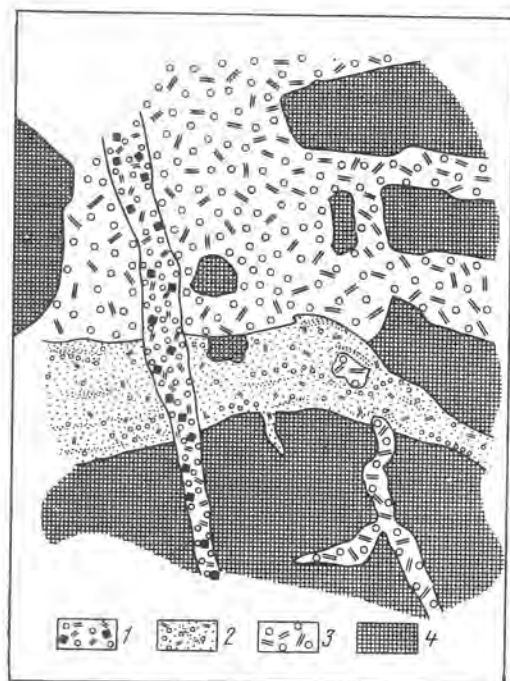
Содержание редких элементов в разных зонах различно (см. табл. 85). Содержание редких металлов в жиле (%): Rb_2O 0,06, Cs_2O 0,03, BeO 0,07, Ta_2O_5 0,007, SnO_2 0,018. Геохимическая специализация: $Be-Sn-Li$.

Верхний горизонт Западной жильной зоны включает ряд крупных пегматитовых жил и несколько более мелких, залегающих в биотитовых и амфиболовых сланцах, а также в параамфиболитах. Простираение жил северо-восточное с

Таблица 84

Химический состав (аналитик Л.П. Юрченкова) и содержание редких элементов в различных зонах пегматитовой жилы

Окислы и их отношения	Эндоконтактовая мусковит-кварцевая оторочка	Кварц-альбитовая зона	Блоковая альбит-сподумен-микроклин-кварцевая зона	Замещающий кварц-альбитовый комплекс
SiO_2	80,33	72,72	74,04	74,68
TiO_2	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Сл.
Al_2O_3	12,18	16,00	16,64	16,81
Fe_2O_3	0,72	0,21	0,35	0,02
FeO	0,31	0,20	0,46	0,53
MnO	0,02	0,09	0,03	Сл.
MgO	Сл.	Сл.	Сл.	"
CaO	0,51	0,50	0,35	0,24
Na_2O	1,15	7,69	6,33	5,17
K_2O	2,67	0,83	1,03	1,09
P_2O_5	0,27	1,30	0,76	Сл.
F	0,12	0,013	0,006	0,008
H_2O^+	1,76	0,26	0,20	0,37
Сумма	100,04	99,80	100,19	98,92
Li_2O	0,065	0,064	0,1	0,1
Rb_2O	0,075	0,027	0,060	0,035
Cs_2O	0,007	0,005	0,003	0,003
$Rb_2O : Cs_2O$	10 : 1	5,6 : 1	19 : 1	10,6 : 1
Ta_2O_5	0,017	0,016	0,002	0,004
Nb_2O_5	0,009	0,008	0,002	0,003
$Ta_2O_5 : Nb_2O_5$	1,8 : 1	1,9 : 1	1,1 : 1	1,5 : 1
SnO_2	—	0,102	0,006	—



Фиг. 35. Зарисовка участка пегматитовой жилы (составлена И. Б. Недумовым)

1–3 – комплексы: 1 – кварц-мусковит-касситеритовый, 2 – кварц-альбитовый с мусковитом, 3 – крупнокристаллический кварц-мусковитовый; 4 – микроклин

крутыми углами падения ($50-85^\circ$); отношение длины к мощности 1:10–15. Пегматитовые жилы имеют микроклин-кварц-альбитовый состав со сподуменом, мусковитом и касситеритом. Они характеризуются отсутствием зональности и преобладанием альбита над микроклином. Минеральный состав их следующий (%): кварц 30–35, микроклин-пертит 10–15, альбит 35–40, мусковит 5–8, сподумен, касситерит 1–2. В качестве акцессорных минералов присутствуют: турмалин, берилл, гранит, амблигонит-монтебразит, сиклерит, пурпурит, грифилин-литеофилит, апатит, колумбит-танталит, флюорит, циркон, пирит, халькопирит.

Пегматитовые жилы имеют участковую, полосчатую, петельчатую текстуру и сложены различными минеральными комплексами, не имеющими строгого пространственного положения в жилах (фиг. 35).

Гипсометрически выше пегматитовых жил микроклин-альбитового типа развиты существенно альбитовые жилы, завершающие жильные серии. Содержание в жилах составляет (%): BeO 0,034, Ta_2O_5 0,007, Nb_2O_5 0,006. Геохимическая специализация: Be-Sn-Li .

ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ III КОМПЛЕКСНОГО ТИПА

Пегматитовое поле, как и предыдущие, приурочено к поперечному поднятому блоку грабен-синклинория, но, в отличие от них, тяготеет к внутреннему относительно более стабильному и менее погруженному восточному крылу грабена, более удаленному от краевого разлома платформы.

Простирается северо-западное, протяженность более 10 км. В пределах поля известна одна крупная жильная зона, занимающая его юго-восточную часть, и две мелких – в средней и северо-западной частях.

Юго-Восточная жильная зона представлена четырьмя участками, состоящими из одной-двух жильных серий, сильно ветвящихся, сближенных пегматитовых тел, залегающих в осадочно-метаморфических породах (Pt_2), переслаивающихся гранат-биотитовых и амфибол-биотитовых сланцах, и параамфиболитах. В юго-восточной части поля широко распространены также пластовые и линзовидные тела ортоамфиболитов и ортогнейсов. Здесь же выходят на поверхность небольшие массивы ($2-2,5 \text{ км}^2$) порфировидных биотитовых плагиогранитов (табл. 74, ан. 14). Пегматитовые тела секут выходы гранитов, ортоамфиболитов, ортогнейсов и имеют с ними четкие интрузивные контакты. Предполагается что не вскрытый эрозией материнский гранитный массив находится к юго-западу, а пегматитовые тела развиты в его надинтрузивной зоне.

Простирается пегматитовых жил близкое к меридиональному. Они прослеживаются на сотни метров. Морфология жил сложная. Это сильно ветвящиеся тела с частыми раздувами и пережимами. Отдельные жилы имеют усложненную плитообразную, линзовидную и четкообразную форму.

Минеральный состав пегматитов сложный. К настоящему времени в них установлено более 100 минералов. Основной объем жил (90–95%) сложен четырьмя главными породообразующими минералами: кварцем, микроклином, альбитом и сподуменом. Второстепенные и акцессорные минералы: мусковит, монтебразит, группа колумбит-танталита, поллуцит, турмалин, гранат, апатит, касситерит, берилл.

Пегматитовые тела сложены в основном пятью минеральными комплексами: 1) средне- и крупнокристаллическим альбит-сподумен-микроклин-кварцевым (сподумен, микроклин 25-35%, кварц 30-45%, альбит 15-25%, мусковит 3-8%; акцессорные: турмалин, гранат, апатит, монтебразит, берилл, касситерит 2%); 2) тонкокристаллическим сподумен-кварц-альбитовым (сподумен, микроклин 5-15%, кварц 30-40%, альбит 40-50%, мусковит до 5%); 3) мелкозернистым кварц-альбитовым (альбит 50-65%, кварц 25-30%, микроклин и сподумен до 10%, мусковит 2-6%; акцессорные: турмалин, апатит, гранат, касситерит, берилл 1-2%); 4) среднезернистым мусковит-кварцевым (кварц 50-60%, мусковит 30-35%, альбит 5-10%, микроклин до 5%; акцессорные: турмалин, апатит, касситерит, монтебразит до 3%); 5) неравномернозернистым кварц-альбит-мусковитовым (мусковит 30-40%, альбит 30-40%, кварц 25%; акцессорные: турмалин, апатит, андалузит, фосфаты до 5%). Первые три комплекса развиты широко и составляют основной объем большинства пегматитовых тел. Мусковитовые комплексы имеют второстепенное значение и часто вместе с мелкозернистым кварц-альбитовым комплексом выполняют объем мелких жил и прожилков, встречающихся в большом количестве во вмещающих породах вблизи пегматитов.

Преобладающее количество тел жильной зоны не имеет отчетливой зональности. Лишь вдоль контактов жил с вмещающими сланцами постоянно отмечаются невыдержанные по мощности (1–15 см) мелкозернистые кварц-альбитовые или кварц-альбит-мусковитовые оторочки. Часто жилы имеют полосчатое строение за счет неоднократного повторения по их мощности удлинённых обособлений различных минеральных комплексов. В единичных раздувах крупных жил отмечается симметричная зональность. За приконтактной кварц-альбит-мусковитовой оторочкой следуют кварц-альбитовый и сподумен-кварц-альбитовый комплексы, а осевые части сложены средне- и крупнокристаллическим альбит-кварц-сподумен-микроклиновым комплексом.

Химический состав пегматитов различных участков очень близок. Наблюдается лишь увеличение содержания фосфора и натрия в пегматитовых телах, богатых танталом и цезием (табл. 85).

Общий минеральный состав большинства пегматитовых жил также сходный, и в соответствии с количественными соотношениями главных минералов они могут быть отнесены к микроклин-сподумен-альбитовому парагенетическому типу (табл. 86).

Однако сходные по соотношению главных минералов жилы различных серий обладают своими минералого-геохимическими особенностями. Пегматиты западных жильных серий участков II и III несколько богаче сподуменом и беднее альбитом, чем восточные серии участков I и II. В них более широко распространен мусковит-кварцевый комплекс.

В юго-восточном направлении в жилах количество альбита увеличивается, а сподумена уменьшается (см. табл. 86). В восточных жильных сериях участков I и II мусковит-кварцевый комплекс редко образует самостоятельные обособления. Появляется голубой или зеленый турмалин. Значительно увеличивается количество монтебразита. Характерные акцессорные минералы: ромбический танталит и его моноклинная модификация, микролит, ниобо-танталит, берилл, бавенит, касситерит. Отличительным признаком этих пегматитов является нахождение в них поллуцита в количестве 0,2% и более в отдельных раздувах жил. Он отмечается по всей мощности жил в виде мелкозернистых агрегатов размером от 1 до 4–5 см в поперечнике, реже до 10–15 см, но более типичен для среднекристаллического альбит-сподумен-микроклин-кварцевого комплекса, где выполняет интерстиции

Таблица 85

Химический состав редкометалльных пегматитов различных участков (по анализу групповых проб, %)

Компо- ненты	Участок I	Участок II			Участок III			Участок IV
	жила Юби- лейная	серия 4	жила 2	жила 5	жила 7	жила 9	жила 8	серия 13
SiO ₂	70,62	71,64	72,26	71,70	73,27	73,52	72,00	72,70
TiO ₂	0,04	Сл.	Не обн.	0,02	0,03	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	17,69	17,37	17,98	17,19	17,45	17,09	17,18	15,98
Fe ₂ O ₃	0,60	0,20	0,16	0,51	0,33	Не обн.	Не обн.	Не обн.
FeO	0,20	0,07	0,18	Сл.	Сл.	0,43	0,31	0,46
MnO	0,03	0,04	0,01	0,04	0,07	0,02	0,03	0,09
MgO	0,28	0,40	Не обн.	1,84	0,44	Не обн.	Не обн.	Не обн.
CaO	0,65	0,76	0,69	0,46	0,79	0,83	0,74	0,72
(Na, Li) ₂ O	5,89	5,69	6,19	4,54	4,41	5,12	5,43	5,29
K ₂ O	2,38	2,41	1,79	3,57	3,09	2,71	3,00	2,83
P ₂ O ₅	0,90	0,66	0,10	0,13	0,12	0,17	0,29	0,20
H ₂ O ⁺	0,75	0,41	0,27	0,20	0,11	0,22	0,34	0,70
H ₂ O ⁻	Не обн.	0,10	0,08	0,11	0,19	0,10	0,04	0,18
F	0,15	0,10	0,10	0,05	0,02	0,05	0,06	0,02
Сумма	100,18	99,85	99,81	100,36	100,32	100,26	99,42	99,17
Анали- тик	В.М. Швец	Р.А. Пчель- никова	В.Д. Бого- молова	О.Ф. Сазонова	В.Д. Богомолова	Е.Я. Шнее		

между кристаллами сподумена, микроклина и монтебразита. Танталовая минерализация исключительно мелковкрапленная и распределена по мощности жил сравнительно равномерно.

Пегматитовые жилы существенно альбитового типа, как правило, маломощные и сопровождают как западные, так и восточные жильные серии. Более широко они развиты на восточных флангах участков I и II. В них отмечаются переменные, но невысокие содержания сподумена и микроклина (менее 10% каждого). Отдельные жилы обогащены мусковитом или монтебразитом. Акцессорные редкометалльные минералы: ниобо-танталит, танталит, касситерит, берилл.

В соответствии с закономерностями изменения минерального состава в пределах жильной зоны наблюдается пространственная зональность и в распределении редких элементов. С северо-запада на юго-восток в жилах постепенно увеличивается содержание Rb, Ta, Cs.

Наиболее бедны редкими элементами пегматиты северного участка IV, где лишь содержание бериллия сохраняется в тех же пределах, что и на других участках (табл. 87).

Далее на юг в пегматитах значительно возрастает содержание всех редких элементов. Пегматиты участка III и западные жилы участка II характеризуются самыми высокими для жильной зоны концентрациями лития и олова. Количество тантала в них, по сравнению с жильными сериями участка IV, возрастает в 2–3,5 раза, а Ta:Nb-отношение приближается к единице. Примерно вдвое увеличивается содержание рубидия и цезия.

В восточных и юго-восточных жильных сериях участка II и далее участка I содержание Ta₂O₅ закономерно возрастает. Юго-восточные жилы самые богатые и по содержанию цезия (см. табл. 87). Одной из отличительных особенностей поллуцитоносных жил описываемой жильной зоны является высокое содержание рубидия и цезия в микроклинах (Rb 1,0–2,5%, Cs 0,17–0,32%) и мусковитах (Rb 1,1–2,12%, Cs 0,17–0,25%).

Таким образом, пегматитовые жильные серии участков III и IV, а также западные жилы участка II характеризуются Be–Sn–Li специализацией, в то время как жильные серии юго-восточного фланга жильной зоны имеют комплексную – Be–Sn–Li–Ta–Cs специализацию.

Таблица 86

Минеральный состав редкометалльных пегматитов (%)

Минералы	Участок I	Участок II			Участок III		Участок IV
	жила Юбилейная	серия 4	жила 2	жила 5	жила 9	жила 8	серия 13

Главные

Альбит	40–50	33–40	45–70	25–35	23–30	32–37	34–40
Микроклин	10–14	12–20	2–10	15–18	12–20	12–16	10–16
Кварц	23–27	25–30	20–30	27–35	28–35	28–32	27–34

Второстепенные

Мусковит	2–3	3–5	3–8	3–5	4–6	5–7	7–8
Турмалин	0,1–0,7	0,3–1	0,1–0,5	0,5–0,8	1,0	0,5–1	0,5–2

Редкометалльные

Поллуцит	0,3	0,1–0,3	+	+	–	–	–
Монтебразит	0,2–2,5	0,1–1	0,02–1	0,01	0,03	0,5	До 0,02
Танталоколумбит	Зн.	До 0,008	Зн.	0,002	До 0,02	0,01	” 0,01
Ниоботанталит	–	” 0,04	До 0,025	0,01–0,02	0,03–0,04	0,03	–
Танталит	0,03	” 0,03	0,01	–	Зн.	До 0,004	–
Микролит	До 0,002	” 0,001	0,0002	–	”	Зн.	–
Тапиолит	–	” 0,006	0,001	–	0,008	–	–
Берилл	х	х	х	х	х	х	х
Бавенит	х	х	+	+	–	–	–
Касситерит	0,01–0,13	0,05–0,15	0,06–0,1	0,06–0,08	0,08–0,1	0,12–0,19	0,03

х – широко распространены; + – редко встречаются; – не обн.

Таблица 87

Содержание редких элементов в пегматитах Юго-Восточной жилой зоны (%)

Участки	Номера жил	Cs ₂ O	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	BeO	SnO ₂
I	1	> 0,1	0,039	0,012	0,03	0,04
	Юбилейная	> 0,1	0,056	0,013	0,05	0,06
	2	0,04	0,021	0,008	0,03	0,06
	3	> 0,1	0,041	0,009	0,04	0,07
II	4	> 0,1	0,023	0,011	0,04	0,08
	5	0,04	0,010	0,006	0,04	0,05
	6	0,01	0,006	0,006	0,05	0,06
	7	0,02	0,005	0,007	0,04	0,07
III	8	0,01	0,014	0,014	0,05	0,10
	9	0,01	0,011	0,011	0,05	0,09
	11	0,01	0,013	0,012	0,06	0,083
IV	12	0,005	0,003	0,007	0,04	0,03
	13	0,005	0,004	0,007	0,05	0,03

Микроклин-сподумен-альбитовые пегматиты с комплексной минерализацией отличаются от поллукитовых пегматитов других районов рядом признаков: 1) сложной морфологией тел; 2) слабо выраженным зональным строением и сравнительно малым количеством обособившихся минеральных комплексов; 3) отсутствием мономинеральных микроклинных зон и кварцевых ядер; 4) сравнительно равномерным распределением редкометальной минерализации по мощности жил; 5) более высоким содержанием сподумена при пониженном — микроклина; 6) отсутствием приуроченности поллукита к определенным зонам; 7) отсутствием характерных минералов-индикаторов цезиевой минерализации — лепидолита, рубеллита, воробьевита; 8) высоким содержанием монтебразита при низком содержании слюды.

В процессе формирования пегматитовых жил данного поля происходил вынос щелочей, в том числе Li, Rb, Cs и летучих компонентов с образованием экзоконтактовых, наджилных околотрещинных метасоматических ореолов амфиболитизации, биотитизации, гольмквиститизации, турмалинизации, мусковитизации и альбитизации биотит-амфиболовых пород. Наиболее интенсивно эти изменения выражены в ксенолитах внутри пегматитовых жил, в зонах частой перемежаемости пегматитов и вмещающих пород, а также на участках выклинивания жил. Мощность зон экзоконтактовых изменений достигает 12–15 м, причем интенсивно проявлена вторичная биотитизация пород. Количество новообразованного биотита у заландов жил часто достигает десятки процентов от объема породы и постепенно снижается до 5% на расстоянии 7–10 м.

В экзоконтактовых ореолах наблюдается повышенное содержание Cs_2O , Rb_2O и Li_2O . Наиболее интенсивные ореолы рассеяния цезия связаны с жильными пегматитовыми сериями, содержащими гнезда поллукита. В экзоконтактах бесполлукитовых жил ореол рассеяния цезия достигает лишь 1 м и содержание его уменьшается. Максимальное содержание связано с биотит-амфиболовыми сланцами. В биотитовых сланцах и амфиболитах содержание цезия падает в 1,5–2 раза. Цезий концентрируется главным образом в биотите (1,5–6%), в меньшей степени в амфиболах (0,05–0,15%), а Li_2O — в гольмквистите (2%), биотите (0,6–0,8%), амфиболах (0,1–0,5%) (Овчинников и др., 1972).

ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ IV КОМПЛЕКСНОГО ТИПА

Пегматитовое поле также приурочено к поперечному приподнятому блоку той же грабен-синклинали, но локализовано в ее северо-восточной части, наиболее удаленной от краевого шва платформы. Пегматитовое поле этого участка имеет протяженность свыше десяти километров. Вмещающими породами пегматитовых жил являются рассланцованные амфиболиты, кварц-биотитовые и биотит-андалузитовые сланцы. Значительно распространены дайки ортоамфиболитов. На площади поля имеются два небольших выхода позднепротерозойских биотитовых гранитов с шпировидными выделениями пегматитов. В пределах поля выделяется три редкометальные жильные зоны, включающие десятки пегматитовых тел.

Главная жильная зона включает около десяти пегматитовых жил с отношением длины к мощности 1:25–30. Отдельные сближенные тела, соединяясь маломощными апофизами, образуют небольшие жильные серии северо-западного простирания. Падение жил на юго-запад под углами 25–30°.

Все жилы незональные, структура их мелко- и среднезернистая, состав микроклин-кварц-альбитовый с лепидолитом и мусковитом. Количественное соотношение главных минералов следующее (%): микроклин 5–15, кварц 30–40, альбит 40–50, лепидолит 2–5, мусковит 1–3, монтебразит до 1–2. Из акцессорных редкометальных минералов отмечаются берилл, касситерит, танталит, микролит, тапиолит. Типоморфные акцессорные минералы: апатит и флюорит. В единичных случаях встречаются кристаллы сподумена длиной до 3–4 см, в значительной мере замещенные онкозином.

Вторая жильная зона представлена слабо зональными жилами альбит-микроклинного типа со сподуменом; соотношение породообразующих минералов

Таблица 88

Содержание редких элементов в пегматитах поля IV (%)

Породы	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	BeO	SnO ₂
Граниты	0,01	0,009	не обн.	не обн.	0,002	0,003	0,002
Фациальные пегматиты	0,01	0,04	0,008	0,004	0,008	0,02–0,03	0,002
Главная жильная зона	0,04–0,07	до 0,1	0,017–0,11	0,02–0,03	0,01–0,013	0,04–0,06	0,02–0,04
Вторая жильная зона	0,1–0,2	0,07–0,1	0,001–0,02	0,008	0,01	0,04	0,01–0,02
Третья жильная зона (жила 1)	0,2	0,1	0,04	0,007–0,016	0,004–0,01	0,06	0,06
То же (жила 2)	0,03	0,09	0,03	0,020	0,006	0,026	0,03

(%): альбит 15–25, кварц 25–35, сподумен, микроклин 40–45, мусковит 3–6. Структура их мелко- и среднекристаллическая. Отмечаются акцессорные танталит-колумбит, касситерит, берилл.

Третья жильная зона — самая большая по площади, наименее изучена. В ее пределах установлены пегматитовые тела различного состава и размеров. Одна из жил имеет пологое падение. Жила зональная, с цветными турмалинами, касситеритом и амблигонитом. По минеральному составу она может быть отнесена к микроклин-альбитовому типу со сподуменом. На этом участке известны также слабо зональные микроклин-сподумен-альбитовые, альбитовые с мусковитом и микроклин-альбитовые с лепидолитом пегматитовые тела.

Определения редких элементов в пегматитах этого поля (табл. 88) свидетельствуют о их комплексной редкометальной — Be—Sn—Li—Rb—Cs—Ta специализации. Наличие в пегматитах цветных турмалинов, лепидолита, амблигонита и повышенное содержание цезия (до 0,10%) указывают на возможность нахождения в них поллуцита.

ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ V С БЕДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ

Пегматитовое поле находится в северной части грабен-синклинория и приурочено к краевой части его западного более опущенного крыла и к поперечному прогибу краевой части платформы. В пределах поля известен крупный массив складчатых гранитоидов с четкими интрузивными контактами. Основной объем его сложен равномернозернистыми, разгнейсованными в эндоконтактных зонах биотитовыми, реже биотит-амфиболовыми гранитами. Наиболее кислые разности гранитов, слагающие апикальные выступы массива, обладают сравнительно крупнозернистой, иногда пегматоидной структурой, содержат шпирь пегматитов и местами слабо-грейзенизированы. Химический состав гранитоидов (см. табл. 74, ан. 5–7) отличается от гранитов других участков большими вариациями в содержаниях Fe, Mg, Ca при несколько повышенном количестве кремнезема и калия.

Пегматитовые жильные серии сравнительно равномерно рассредоточены на площади поля, локализуясь в крыльях разновеликих антиклинальных складок, контролирующих многочисленные выступы интрузии. В непосредственной близости от гранитных выступов эрозией вскрыты крупные тела гранит-пегматитов.

В большем удалении от гранитов развиты серии межпластовых и кососекущих пегматитовых жил линзо- и плитообразной формы. Отношение мощности к длине — 1:10 — 1:20, редко больше. Жилы обладают зональным строением и состав их последовательно меняется по простиранию жильных серий. В наиболее мощных средних членах жильных серий наблюдается следующая смена зон от зальбандов к осевым частям жил. 1) аплитовидная микроклин-кварц-олигоклазовая оторочка; 2) зона гранитной структуры, примерно того же состава; 3) пегматоидная зона

Таблица 89

Содержание редких элементов в пегматитах (%)

Минеральные комплексы	BeO	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅
Массивный амфиболит	0,0008	0,009	0,002	0,002	—	—
То же, в контакте с пегматитом	0,0270	0,055	0,10	0,019	—	—
Мусковит-кварцевая оторочка	0,0084	0,162	0,10	0,010	—	—
Зона гранитной структуры	0,0051	0,007	0,026	0,003	—	—
Пегматоидная зона	0,0432	0,106	0,045	0,008	—	—
Блоковая зона	0,0035	0,002	0,10	0,015	—	—
Крупнокристаллический мусковит-кварцевый комплекс	0,0270	0,132	0,10	0,019	Не обн.	0,013
Кварц-мусковитовый комплекс	0,0540	0,057	0,10	0,013	0,003	0,012
Крупнокристаллический кварц-альбитовый комплекс	0,0324	0,002	0,060	0,006	0,002	0,008
Мелкокристаллический кварц-альбитовый комплекс	0,0324	0,011	0,029	0,003	0,003	0,006

кварц-микроклинового состава; 4) крупноблоковая кварц-микроклиновая зона; 5) обособления сливного кварца; 6) кварц-альбитовый и кварц-мусковитовый минеральные комплексы.

Жилы нижних горизонтов жильных серий сложены в основном зонами гранитной и пегматоидной структур. Выше по разрезу и по простиранию жильных серий роль этих комплексов последовательно убывает, возрастает количество блокового микроклина, кварца, кварц-мусковитового и кварц-альбитового комплексов.

В пегматитах данного поля около 30 минералов (не считая вторичных). Приближенный средний минеральный состав жильных серий (%): микроклин 30–40, кварц 25–35, олигоклаз 10–15, альбит 15–20, мусковит 7–12. Акцессорные минералы: турмалин, берилл, сподумен, гранат, апатит, касситерит; редкие: литиофилит, колумбит-танталит, флюорит, сульфиды, монацит, ильменит, сфен, хризоберилл, циртолит, рутил, фенакит, магнетит, циркон. Содержание редких элементов в пегматитах варьирует в широких пределах (табл. 89), но в общем низкое. Только в одной пегматитовой жиле в альбитовом комплексе, где был обнаружен сподумен, количество Ta₂O₅ возрастает до 0,014%, Nb₂O₅ — до 0,034%. Степень концентрации редких элементов соответственно составляет: Be 9 (до 30), Li 12 (до 30), Rb 2 (до 16), Cs 16 (до 35), Ta 7 (до 32), Nb 6 (до 12), т.е. в большинстве своем жилы слабрудноносны и только на конечных стадиях формирования в них проявляется тенденция к комплексной редкометальной специализации.

По региональным и локальным геологическим условиям формирования, минеральному составу и геохимическим особенностям пегматиты этого поля близки к слюдоносным, но сходны и с редкометальными. В отличие от ранее описанных бериллоносных пегматитов области структурно-фациального типа (III) пегматиты этого поля характеризуются низким содержанием бериллия, но более высоким Li, Rb и Cs, а в конечных дифференциатах также тантала.

ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ VI КОМПЛЕКСНОГО ТИПА

Пегматитовое поле находится севернее описанного грабен-синклинория и приурочено к горст-антиклинорной структуре краевой части платформы. Оно протягивается в субмеридиональном направлении на десятки километров и включает одну крупную жильную зону и несколько мелких, бериллиевого, оловянного и комплексного типов.

Главная жильная зона расположена в центральной части горста, на юго-западном крыле крупной антиклинальной складки, в ядре которой выходит крупный массив гранитоидов. Вмещающие породы представлены осадочно-метаморфическими образованиями — актинолитовыми амфиболитами или метагабброидами. В меньшей мере распространены кварц-биотитовые и двуслюдяные сланцы. Общее простирание пород северо-восточное — близкое к широтному; углы падения крутые — $65-90^\circ$ на юго-запад. Пегматитовые жилы залегают в амфиболитах, выполняя системы пологих трещин северо-восточного простирания (углы падения $10-20^\circ$).

В пределах главной жильной зоны известно несколько пегматитовых тел в коренном залегании, в том числе крупная жила I и многочисленные пегматитовые свалы. Жила I характеризуется повышенными концентрациями тантала за счет значительных скоплений в ней аксессуарных танталита и воджинита. Она имеет северо-восточное простирание и пологие углы падения к юго-востоку. Это плитообразное тело, приуроченное к трещине отрыва, связанной с системой разломов северо-восточного направления. В экзоконтактах жилы отмечается биотитизация, турмалинизация и флюоритизация вмещающих ортоамфиболитов.

Жила по минеральному составу относится к микроклин-альбитовому типу и имеет следующий состав (%): альбит 60, микроклин 14, кварц 18, мусковит 6, лепидолит до 2. Редкометалльные аксессуарные минералы: танталит, микролит, воджинит, амблигонит, берилл, касситерит, циркон, торит.

Жила имеет ассиметрично-зональное строение. В наиболее полных разрезах ее от кровли к лежащему боку прослеживаются следующие зоны: 1) клевеландитовая; 2) блокового кварца с гнездами клевеландита и лепидолита; 3) лепидолитовая; 4) кварц-клевеландит-лепидолитовая; 5) микроклиновая; 6) сахаровидного альбита.

В клевеландитовой зоне из редкометалльных минералов отмечается танталит в ассоциации с кварцем и альбитом. В зоне блокового кварца в гнездах клевеландита и лепидолита наблюдаются скопления бурого воджинита. Лепидолитовая и кварц-клевеландит-лепидолитовая зоны характеризуются максимальными концентрациями тантала за счет значительных скоплений оранжевого воджинита или желтого и зеленовато-бурого микролита (до 400 г/т). В этих же зонах отмечаются гнездообразные обособления рубидиевого мусковита, в котором содержание Rb_2O достигает 3,0%. Спорадически здесь встречаются блоки микроклина, достигающими $0,6 \text{ м}$ в поперечнике. Интерстиции между ними выполнены кварцем и альбитом. В последних отмечаются обособления амблигонита и апатита. В этой зоне наряду с микролитом и воджинитом встречаются танталит и касситерит. В зоне сахаровидного альбита распространены колумбит-танталит, танталит, касситерит, цирколит и гранат.

Содержание редких элементов в пегматитах составляет (%): Li_2O 0,1, Rb_2O 0,1, Cs_2O 0,03–0,07, BeO 0,02–0,05, SnO_2 0,02, Ta_2O_5 0,02–0,03, Nb_2O_5 0,007. Степень их концентрации соответственно: Li_2O 12, Rb_2O 36, Cs_2O до 100, BeO 33, SnO_2 52, Ta_2O_5 70, Nb_2O_5 2,5. Геохимическая специализация пегматитов $\text{Cs}-\text{Ta}-\text{Sn}-\text{Rb}-\text{Be}$.

В северо-восточной части основной горст-антиклинорной структуры района располагается еще одна жильная зона с комплексной редкометалльной минерализацией.

Она приурочена к северо-восточному крылу крупной антиклинали северо-западного простирания, сложенной осадочно-эффузивными метаморфическими породами среднего протерозоя. Породы представлены ортоамфиболитами, слюдяными и биотит-амфиболовыми сланцами, метаморфизованными песчаниками. Общее простирание пород северо-западное, падение под углами $60-90^\circ$ к северо-востоку.

В ядре антиклинальной складки выходит крупный массив замещенных лейкократовых гранитов.

В пределах жильной зоны пегматитовые тела сгруппированы в серии. По минеральному составу выделены микроклиновый и микроклин-альбитовый типы. В последнем различаются жилы с лепидолитом и без него. Микроклиновые

пегматиты распространены незначительно и тяготеют к юго-восточному флангу жильной зоны, непосредственно к контакту с гранитами.

Микроклин-альбитовые пегматиты без лепидолита составляют большинство жил поля, занимая его центральную часть. Жилы имеют северо-западное простирание и крутые углы падения к северо-востоку. Основной объем их сложен несколькими минеральными комплексами: 1) кварц-мусковит-альбитовым; 2) кварц-альбитовым, 3) кварц-микроклин-альбитовым.

Из редкометалльных акцессорных минералов в них установлены танталит, микролит, рубидиевый мусковит, берилл и касситерит.

Микроклин-альбитовые пегматиты с лепидолитом расположены в северо-восточной части участка и имеют северо-восточное субширотное простирание и пологие углы падения на северо-запад. Жилы сложены в основном теми же минеральными комплексами, а в их осевых частях появляются клевеландит-лепидолитовые, лепидолитовые или кварц-клевеландитовые гнезда. В пегматитах с лепидолитом отмечаются также цветные и полихромные турмалины. Танталовая минерализация представлена колумбит-танталитом, танталитом и микролитом.

Содержание редких элементов в этих пегматитах (%): Li_2O 0,01–0,2, Rb_2O 0,05–0,10, Cs_2O 0,008–0,1, BeO 0,02–0,042, SnO_2 0,01–0,02, Ta_2O_5 0,021–0,027, Nb_2O_5 0,008–0,018. Максимальная степень их концентрации соответственно составляет: $\text{Li}_2\text{O} > 20$, Rb_2O 20, Cs_2O до 100, BeO 28, SnO_2 52, Ta_2O_5 63, Nb_2O_5 . Геохимическая специализация пегматитов $\text{Cs}—\text{Li}—\text{Ta}—\text{Sn}—\text{Be}$.

На площади описанного поля выявлены участки весьма своеобразных слюдитов, характеризующихся высокими содержаниями цезия. Эти слюдиты протягиваются в виде самостоятельных зон в амфиболитах и в современном эрозионном срезе пространственно не связаны с пегматитовыми телами. Зоны слюдитов имеют мощность от одного до нескольких метров и сложены метасоматитами, состоящими из цезиевого биотита, содержащего 6–10% Cs_2O , около 1% Rb_2O и 0,6% Li_2O . Из других минералов в слюдитах отмечаются кварц, турмалин, флюорит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ ПО ПРОВИНЦИИ

В пределах рассмотренной редкометальной пегматитовой провинции протерозой с гранитоидами соответствующего возраста связаны как высокотемпературные безрудные и слюдоносные, так и редкометальные пегматиты с $\text{Ta}—\text{Nb}$ -бериллиевой, $\text{Be}—\text{Sn}$ -литиевой и комплексной — $\text{Be}—\text{Sn}—\text{Li}—\text{Ta}—\text{Cs}$ специализацией. Кварцево-жильно-грейзеновые производные гранитов для рассмотренной территории не характерны.

Слюдоносные и бериллоносные пегматиты локализованы в активизированных краевых частях платформы, в областях третьего структурно-формационного типа, где линейные структуры обрамления Сибирской платформы пересекаются крупными поперечными зонами разломов первого порядка, активизированными в протерозой, достаточно отчетливо прослеживающимися в глубь платформы в виде авлакогенов или тектонических зон, разделяющих платформенные области с различным режимом развития в позднем архее, протерозой и даже в неогее.

Граниты, с которыми связаны слюдоносные пегматиты, непосредственно контролируются субмеридиональными и субширотными разломами второго и третьего порядков, заложенными или испытывавшими активизацию в конце протерозоя. Однако наиболее крупные пегматитовые поля приурочены к участкам пересечения этих линейных структур с активизированными поперечными разломами фундамента первого порядка. Продуктивные граниты и пегматитовые поля формировались преимущественно на нижних горизонтах верхнепротерозойского разреза, в пределах относительно приподнятых локальных блоков фундамента. Эти граниты в основном нормальные биотитовые, типично соскладчатые, более или менее заметно разгнейсованные согласно складчатым структурам вмещающих толщ. Местами они отличаются палингенным обликом, сопровождаются широкими зонами мигматитов и имеют постепенные переходы с вмещающими породами преимущественно аллюмо-

силикатного состава. Граниты не образуют четко обособленных интрузивных массивов, слагая обширные мигмаплутоны. Отличительной чертой их является локализация под весьма эффективным экраном вышележащих толщ и приуроченность к какому-либо определенному горизонту низов разреза, т.е. к межформационному или субмежформационному уровню, разделяющему кристаллический фундамент на относительно пластичные (в период формирования гранитов) толщи. Массивы отчетливо интрузивных гранитов, локализованные вдоль разломов, секущих протерозойские отложения на более высоких горизонтах разреза, менее перспективны в отношении слюдоносных пегматитов, но в ряде случаев сопровождаются бериллоносными.

Поля типично редкометалльных пегматитов также локализованы в краевых частях платформы и в относительно приподнятых блоках внутригеосинклинальных областей протерозойд (области четвертого структурно-формационного типа). В отличие от областей формирования слюдоносных пегматитов кристаллический фундамент в них характеризуется большей сохранностью и стабильностью, отсутствием или слабым проявлением позднеархейской переработки и более устойчивой тенденцией к относительному воздыманию в течение докембрия. Таким образом, наиболее общей закономерностью формирования редкометалльных пегматитовых полей является их приуроченность к областям края платформы с устойчивой тенденцией к относительному воздыманию в течение всего протерозоя и соответственно сокращенным разрезом и более терригенным составом чехла кристаллического фундамента.

Второй особенностью формирования является приуроченность полей редкометалльных пегматитов к наложенным грабен-синклинальным прогибам в пределах региональных поднятий или к горстам в их обрамлении. В горстах же, ограничивающих грабен-синклинории, верхнепротерозойские отложения со всеми локализованными в них магматическими продуктами к настоящему времени эродированы.

В пределах грабен-синклинорий структур пегматитоносные граниты контролируются субширотными и субмеридиональными нарушениями, оперяющими крупные продольные и поперечные линейные зоны разломов протерозойд. Граниты слагают резко обособленные отчетливо интрузивные и нередко дискордантные преимущественно двухфазные массивы, залегающие в более высоких горизонтах среднего и верхнего протерозоя, и относительно слабо изменены постмагматическими процессами грейзенизации и альбитизации. Высокая степень постмагматических изменений гранитов — неблагоприятный признак редкометалльной пегматитоносности. Состав гранитоидов менее однороден, чем в "слюдоносных" областях, и изменяется от гранодиоритов до двуслюдяных кислых плагиоклаз-микроклиновых гранитов при резко преобладающем развитии нормальных биотитовых гранитов. В связи с этим третьей особенностью формирования редкометалльных пегматитов служит их генетическая связь с отчетливо интрузивными массивами биотитовых гранитов с проявленной апикальной фацией или дополнительной фазой лейкократовых двуслюдяных гранитов. Пегматиты залегают по существу исключительно во вмещающих преимущественно зеленосланцевых толщах и контролируются разрывными нарушениями высших порядков, связанными со структурами оперения главных линейных зон разломов протерозойд.

Четвертой особенностью формирования редкометалльных пегматитов является их приуроченность к приподнятым блокам кристаллического фундамента в пределах грабен-синклинорий структур. Сходные граниты, локализованные в опущенных блоках, редкометалльными пегматитами не сопровождаются.

Характерным признаком наиболее минерализованных полей комплексных редкометалльных пегматитов с танталовой и цезиевой минерализацией служит их приуроченность к участкам, наиболее удаленным от тектонически активных зон, испытывавшим активизацию лишь в конце протерозойского цикла, непосредственно в период формирования материнских гранитов.

Особенность локализации наиболее минерализованных жильных зон в пегматитовых полях — наибольшая удаленность их от выходов материнских гранитов в плане

пространственной зональности пегматитовых полей. В целом наиболее высокие содержания тантала и цезия свойственны пегматитам жильных зон, в которых отсутствуют или относительно слабо проявлены высокотемпературные жилы с большим количеством раннего плагиоклаза, обычно локализованные в наибольшей близости к выходам материнских гранитов. Благоприятным же признаком можно считать относительно широкое развитие существенно альбитовых, мусковит-альбит-кварцевых и кварцевых жил и прожилков, завершающих по простиранию пегматитовые жильные серии. В направлении пространственной зональности этим жилам предшествуют пегматитовые жилы наиболее обогащенные танталом и цезием.

Поля бесподуменовых редкометальных пегматитов бериллиевого типа характерны для областей промежуточных по условиям геологического развития между типичными для слюдоносных и комплексных редкометальных полей.

ГЛАВА 9

РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ ПЕГМАТИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПЕГМАТИТОВ

Редкометальная пегматитовая провинция приурочена к относительно древнему поднятию, нечетко обособленному среди каледонид юга Сибири. От смежных районов оно отличается стабильным развитием, исключавшим широкое проявление вулканитов и перерывы в осадконакоплении. Геосинклинальные формации поднятия представлены тремя примерно равными по мощности (3–4 км) сериями отложений: нижней терригенной, средней терригенно-карбонатной и верхней карбонатно-вулканогенно-терригенной. Фаунистически отложения охарактеризованы слабо, чем обусловлено существование различных точек зрения на их возраст: одни исследователи считают весь разрез докембрийским, другие относят к протерозою только его нижнюю часть. Вторая точка зрения в последние годы подтвердилась находками археоциат. Региональный метаморфизм осадочных пород достигает фации зеленых сланцев. Однако обилие интрузий и процессов контактового метаморфизма обусловило широкое распространение мраморов, сланцеватых роговиков, кристаллических сланцев и инъекционных гнейсов.

Интенсивные складчатые дислокации в пределах поднятия несут следы штампового воздействия нижележащих жестких блоков фундамента и осложнены крупными разрывными нарушениями. Основу структурного плана поднятия составляет система складок первого порядка, состоящая из трех антиклинорий и синклинория. Наиболее крупный западный антиклинорий сложен терригенной серией отложений, осложнен продольными складками и при наличии поперечных изгибов имеет общее северо-восточное простирание. С востока к нему под углом причленяются два параллельных субширотных антиклинория, разделенных узким синклинорием, которые образуют общий изгиб, обращенный выпуклой стороной к югу. В западном направлении они воздымаются, что обуславливает центриклинальное замыкание синклинория, в восточном направлении погружаются, меняя свое простирание от субширотного до северо-восточного. В ядрах южного антиклинория выходят терригенные породы нижней части разреза. Меньший северный антиклинорий сложен карбонатными отложениями средней части разреза.

Безрудные пегматиты распространены повсеместно, в то время как редкометальные обнаружены только в пределах субширотных складок. Здесь на их размещение оказывают влияние складки второго порядка, представляющие собой периодически повторяющиеся поперечные изгибы субширотных антиклинорий или их крыльев. Поперечные элементы структуры в свою очередь осложнены складками более высоких порядков, которые также влияют на размещение пегматитов.

Среди дизъюнктивных нарушений, контролирующих пегматиты, главную роль играют протяженные зоны продольных разломов, осложняющих крылья главных складок и грубо повторяющих очертания их поперечных изгибов. Местами они

Таблица 90

Типы массивов гранитоидов главной интрузивной фазы

Сопоставляемые особенности массивов	I — Биотит амфиболовые тоналиты	II — Биотитовые плагиограниты	III — Биотитовые граниты	IV — Микроклиновые граниты с амфиболом и биотитом
Уровень залегания в стратиграфическом разрезе	Верхи средней — терригенно-карбонатной и низы верхней — карбонатно-вулканогенно-терригенной серий	Средняя — терригенно-карбонатная серия	Верхи нижней — терригенной и низы средней — терригенно-карбонатной серий	Нижняя — терригенная серия
Структурное положение	Осевые части синклинория	Антиклинальные складки в осевой части малого антиклинория	Антиклинальные складки на крыле и в участках погружения крупного антиклинория	Осевые части крупного антиклинория
Морфология и характер взаимоотношений с вмещающими породами	Мелкие и средние массивы (15–100 км ²), подчиненные разломам и частично складкам, осложняющим синклинорий	Мелкие и средние массивы (15–60 км ²), в плане подчиненные как складкам, так и разрывам. В разрезе местами имеют строение гигантской брекчии	Средние по размерам массивы (60–90 км ²), подчиненные конфигурации складок, в меньшей степени — разрывам	Крупные (160–800 км ²) батолитоподобные, субогласные массивы
Преобладающий характер экзоконтактовых ореолов	Мраморизация, роговики, сланцеватые роговики. Ширина ореолов — десятки и первые сотни метров	Мраморизация и сланцеватые роговики с умеренной фельдшпатизацией. Ширина ореолов до 4 км	Мраморизация, сланцеватые роговики и кристаллические сланцы со значительной фельдшпатизацией и мигматизацией, тяготеющей к внутренним частям ореолов, Ширина ореолов 5–8 км	Кристаллические сланцы амфиболитовой фации с интенсивной площадной фельдшпатизацией и мигматизацией. Ширина ореолов — десятки километров
Разновидности пород, встреченные в составе краевых фаций массивов	Меланократовые диориты, сиенит-диориты, кварцевые диориты, мезократовые тоналиты, биотитовые гранодиориты, биотитовые и лейкократовые плагиограниты и граниты	Диопсид-амфиболовые, амфибол-биотитовые и биотитовые плагиограниты, двуслюдяные и лейкократовые плагиограниты и граниты, амфибол-диопсидовые граносиениты	Биотит-олигоклазовые тоналиты и гранодиориты, биотитовые граниты, двуслюдяные, мусковитовые и лейкократовые граниты, биотитовые граносиениты	Биотитовые плагиограниты, гранодиориты и тоналиты, амфибол-биотитовые граниты, биотитовые граниты с мусковитом, биотитовые граносиениты

органически входят в систему глубинных разломов. Это позволяет предполагать, что все они являются поверхностным отражением глубинных разломов фундамента.

Все гранитные пегматиты связаны с эпигеосинклинальной тоналит-плагиогранит-гранитовой формацией, становление которой предшествовало этапу девонского гранитного магматизма. Возраст ее одни авторы считают протерозойским, другие — верхнекембрийским. Наши определения абсолютного возраста показали 430–452 млн. лет (ордовик-силур).

Интрузивная формация представлена серией разновеликих массивов, сложенных рядом щелочноземельных пород от габброидов до гранитов. Наряду с мелкими

секущими массивами трещинного типа и простого состава встречаются единичные очень крупные плутоны сложного состава, которые несоизмеримы с элементами структурного плана и секут складки первого порядка. Наиболее многочисленные массивы средних размеров, конформно вписывающиеся в складчатые структуры района, имеют интрузивный характер.

Строение формации структурно обусловлено, поскольку с изменением геологической позиции массивов закономерно меняются их состав и морфологические особенности (табл. 90). Главная фаза внедрения представлена гранитоидами, среди которых преобладают: 1) биотитовые среднезернистые плагиограниты; 2) биотитовые порфировидные граниты; 3) микроклиновые порфировидные граниты с амфиболом и биотитом (табл. 91).

В отношении пегматитовосности различные члены интрузивной формации неравноценны: пегматиты не встречаются с породами среднего состава и очень редки с габброидами. Для гранитоидов, наоборот, характерно обильное пегматитообразование. В кровле гранитных массивов и в составе их жильных дериватов развиты многочисленные пегматитовые жилы разных форм, размеров и состава. В краевых зонах и апофизах постоянно встречаются пегматоидные и пегматитовые обособления. Все они безрудны, хотя в ряде случаев в них появляется альбит и небольшие количества сподумена, берилла, монацита, фергусонита и других аксессуарных редкометалльных минералов.

На фоне многих тысяч безрудных пегматитов, тяготеющих к определенным массивам, редкометалльные пегматиты представляют собой редкое явление. Они не обнаруживают прямой связи с конкретными массивами, приурочены к зонам крупных крутопадающих нарушений и, вероятно, отщеплены от нескрытых глубинных частей интрузивной формации (фации глубинной дифференциации, по М. В. Кузьменко). Тем не менее для них отмечается преимущественная ассоциация с биотитовыми гранитами. Последние занимают среднее положение между плагиогранитами и микроклиновыми гранитами в закономерном ряду гранитоидов и обладают некоторыми специфическими особенностями (см. табл. 90–92). По сравнению с другими типами гранитов они значительно обогащены Li, Rb, Be, Nb, что свидетельствует о их потенциальной рудоносности. Кроме того, характерными их

Таблица 91

Минеральный состав основных типов гранитов главной фазы

Минералы	Плагиограниты	Биотитовые граниты	Микроклиновые граниты	Минералы	Плагиограниты	Биотитовые граниты	Микроклиновые граниты
Породообразующие (%)				главные и второстепенные (%)			
плагиоклазы	54 (№26–14)	36 (№25–8)	14 (№25–10)	ортит	34	168	3,8
микроклины	10	29	42	магнетит	До 2978	1,5	350
кварц	27	26	40	офен	Зн.	4,5	108
амфибол	—	—	1–2	рутил	—	—	20,7
биотит	8,5	8,3	2	ильменит	—	54	932
Аксессуарные наиболее распространенные (г/т)							
сподумен	0,5	0 – ед.зн.	5,7	лейкоксен	19	3,5	36
танталон	—	1	0,17	гранат	2	6,5	4,5
ниобат циркон	Ед.зн.	257	253	турмалин	0,1	6	12
монацит	0,05	22	6,5	анатит	1060	539	288
ксенотим	—	0,5	Зн.	флюорит	—	165	—

Таблица 92

Средний химический состав и содержание редких элементов в главных типах гранитов (% редкие элементы в г/т)¹

Компоненты	Биотитовые плагиограниты	Биотитовые граниты	Микроклиновые граниты	Компоненты	Биотитовые плагиограниты	Биотитовые граниты	Микроклиновые граниты
SiO ₂	67,94	69,89	74,58	P ₂ O ₅	0,23	0,19	0,22
TiO ₂	0,36	0,29	0,13	F + Cl	0,61	0,49	Не обн.
Al ₂ O ₃	15,77	15,19	12,76	П.п.п.	0,51	0,64	0,19
Fe ₂ O ₃	1,81	0,82	1,27				
FeO	1,59	2,35	0,71	Сумма	100,60	100,66	100,01
MnO	0,04	0,05	0,02				
MgO	1,07	0,32	0,39	Li ₂ O	70	200	40
CaO	2,15	1,33	1,28	Rb ₂ O	40	160	100
Na ₂ O	5,13	3,85	2,69	Cs ₂ O	7,5	60	70
K ₂ O	2,90	4,86	5,54	BeO	5	8	5
H ₂ O ⁻	0,38	0,27	0,23	Ta ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H ₂ O ⁺	0,11	0,12	Не обн.	Nb ₂ O ₅	10	15	12,5
				ZrO ₂	100	110	600
				Σ TR	150	60	150

¹ Средние цифры по трем-пяти пробам для каждого типа гранитов.

признаками являются: 1) отсутствие или незначительное спорадическое развитие акцессорного сподумена при высоком содержании Li₂O (0,02%), в то время как нерудоносные граниты повсеместно содержат акцессорный сподумен в количестве 1–5 г/т, несмотря на низкое содержание в них Li₂O (0,003–0,007%); 2) наиболее высокое содержание петрогенных щелочей — Na₂O+K₂O (8,71 против 8,03 и 8,29%); 3) резко пониженное отношение окиси магния к окиси лития (15 против 154 и 130; табл. 92). Эти особенности представляют собой характерные черты биотитовых гранитов.

МИНЕРАЛОГ–ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

В пределах пегматитовой провинции известно до трех десятков мелких и две крупные жильные зоны редкометалльных пегматитов. Все они характеризуются микроклин-сподумен-кварц-плагиоклазовым составом и наличием редкометалльной минерализации, в которой ведущую роль играет сподумен при постоянном присутствии минералов Ta, Nb, Be, Zr, TR и Sn. В единичном случае отмечен поллуцит. По количественным соотношениям главных минералов и основности плагиоклазов среди пегматитов этой провинции выделяются четыре парагенетических типа, различающихся морфологическими, текстурно-структурными, минералогическими и геохимическими особенностями: 1) микроклин-олигоклазовый со сподуменом; 2) микроклин-сподумен-альбит-олигоклазовый; 3) микроклин-сподумен-альбитовый и 4) сподумен-микроклин-альбитовый с акцессорными поллуцитом и лепидолитом.

Пегматитовые тела микроклин-олигоклазового типа со сподуменом встречаются довольно редко. Залегая в мраморах, они образуют линзовидные жилы, длина которых в 5–10 раз превышает их мощность. Строение жил нечетко зональное за счет постепенного изменения структуры преобладающего минерального комплекса: от мелко- и среднекристаллической (1–2 см) у контактов до крупнокристаллической пегматондной и мелкоблоковой (20–40 см) в осевых частях. Состав доминирующего минерального комплекса (%): микроклин и амазонит 20–30, олигоклаз (№ 17–18 и 11–15) 30–40, кварц 20–25, сподумен. В некоторых жилах, кроме того, развит более поздний микроклин-сподумен-кварц-альбитовый

комплекс, образующий мелкие прожилковидные гнезда с нечеткими границами директивной структуры. В отличие от безрудных пегматитов, жилы данного типа наряду с биотитом, шерлом, гранатом, сфеном, цирконом и ортитом содержат криофилит, ферсмит, пирохлор, колумбит; берилл, касситерит и аксинит. С безрудными пегматитами они сходны и по геологическому положению, морфологии и текстурно-структурным особенностям.

Пегматитовые тела микроклин-сподумен-альбит-олигоклазового типа образуют выдержанные плитообразные жилы с редкими плавными раздувами. Длина жил в десятки, а чаще в сотни раз превышает их мощность. Для внутреннего строения жил наиболее характерны массивная, нечетко зональная и полизональная текстуры. Главную роль в их составе играет крупнозернистый микроклин-сподумен-альбит-кварц-олигоклазовый комплекс следующего состава (%): микроклин (реже амазонит) 5–15, сподумен плагиоклазы 40–60, кварц 30–40%. Плагиоклазы представлены олигоклазом № 18–20 и № 12–16, альбитом № 6–9 и № 2–3, причем преобладает олигоклаз № 12–16, достаточно широко развит альбит № 6–9, а более основные и более кислые плагиоклазы играют подчиненную роль.

Мусковит для пегматитов данного типа не характерен, зато часто встречается биотит, местами образующий гнезда с обильной вкрапленностью флюорита и сульфидов. Акцессорные минералы: гранат, ильменит, рутил, апатит, флюорит, ортит, монацит, реже ксенотим, циркон, цитролит, торит, шерл, пирохлор, гатчеттолит, фергусонит, колумбит, касситерит, гельвин, берилл, бавенит и др.

Своеобразие минерализации пегматитов этого типа, как и в предыдущем типе, заключается в совмещении минералов, свойственных высокотемпературным безрудным пегматитам (биотит, ортит, шерл, и др.), с редкометаллическими минералами, среди которых наряду с бериллом развит гельвин, наряду с тантал-колумбитом — более высокотемпературные комплексные Th—TR—Nb и Nb—Ta минералы, как правило отсутствующие в жилах с альбитом первых номеров. Характерно также развитие флюорита в виде вкрапленности, экзоконтактовых каемок и зон флюоритизации мраморов.

Жилы микроклин-сподумен-альбитового типа распространены наиболее широко и фигурируют в известных классификациях под названием сподумен-альбитовых сподуменовых или альбит-сподуменовых (Солодов, 1962). Это — плитообразные, реже линзовидные, часто ветвящиеся жильные тела, в которых длина обычно в десятки и сотни раз больше мощности. Внутреннее строение жил, как правило, нечетко зональное, симметричное, иногда полизональное, реже наблюдаются четко зональные жилы с микроклиновыми ядрами в осевых частях.

Главный минеральный комплекс, слагающий 70–90% жил, обычно имеет директивную структуру — более крупнозернистую в осевых частях и более мелкозернистую в краевых зонах. Его состав (%): микроклин 10–20, сподумен, альбит (№ 3–9) 45–55, кварц 20–40, мусковит 1–5. В отличие от предыдущего типа пегматитовых жил, свежие, полупрозрачные выделения сподумена здесь не характерны. Среди акцессорных минералов установлено свыше 30: гранат, апатит, сфен, монацит, уранинит, зеленый и синий турмалин, нигерит, белый берилл, хризоберилл, касситерит. Танталит-колумбит более распространен, чем пирохлор, иногда отмечается тапиолит, часто встречаются трифилин-литнофиллит, иногда — сиклерит-пурпурит, присутствуют цеолиты. Изредка в отдельных участках некоторых жил наблюдается небольшое количество лепидолита, амблигонит-монтебразита и полихромного турмалина, которые, вообще говоря, мало характерны.

Сподумен-микроклин-альбитовые жилы с поллуцитом и лепидолитом представлены единичным примером. Это пегматитовое тело представляет собой короткую, но сравнительно мощную линзовидной формы перемышку, соединяющую апикальные части двух тонких параллельных крутопадающих плитообразных жил сподумен-микроклин-альбитового типа.

В раздуве тело перемышки обладает симметрично-зональным строением. Внешние зоны его сложены кварц-клевеландитовым комплексом с цветными турмалинами, промежуточные имеют микроклин-сподумен-кварц-клевеландитовый состав с лепидолитом (до 5–7%) и блоками микроклина. Здесь кристаллы сподумена изометрич-

Таблица 93

Типоморфные особенности парагенетических типов пегматитовых тел

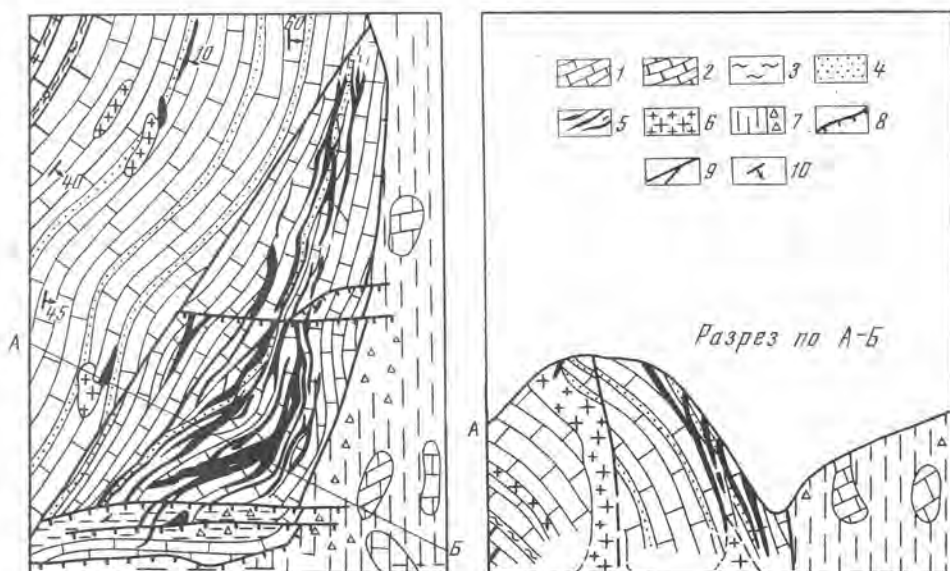
Типоморфные признаки	Микроклин-олигоклазовый со сподуменом	Микроклин-сподумен-альбит-олигоклазовый	Микроклин-сподумен-альбитовый	Сподумен-микроклин-альбитовый с лепидолитом и поллуцитом
Содержание редких элементов (%)				
Rb ₂ O	—	0,05–0,07	0,05	> 0,09
Cs ₂ O	—	0,010	0,020	0,100–0,150
BeO	0,010	0,025	0,03–0,04	0,05–0,06
Nb ₂ O ₅	0,030	0,020	0,015–0,020	0,019
Ta ₂ O ₅	0,005	0,005–0,010	0,007–0,012	0,017
Ta ₂ O ₅ : Nb ₂ O ₅	1 : (8–10)	1 : (2–4)	1 : (1,5–3)	1 : 1
ΣTR	0,05	0,03–0,04	0,01–0,02	0,01
SnO ₂	—	0,01	0,03	0,03
Типоморфные минералы				
Номера плагиоклазов (подчеркнуты доминирующие)	22–25 <u>17–18</u> <u>11–15</u> — 3–5	— 18–20 <u>12–16</u> <u>6–9</u> 2–3	— — — <u>7–9</u> <u>3–5</u>	— — — — <u>3–5</u>
Слюды	Биотит, криофиллит	Биотит (мусковит)	Мусковит (жильбертит)	Мусковит, лепидолит
Турмалины	Черный	Черный (темно-зеленый)	Зеленый, синий	Полихромный, розовый
Тантало-ниобаты	Ферсмит, пирохлор, колумбит	Фергюсонит, гатчеттолит, колумбит	Колумбит, тантало-колумбит, тапиолит	Микролит, висмута-танталит, стабио-танталит, ниобо-танталит
Геохимическая специализация	Li	Li (Ta, Sn)	Li–Be–Ta–Sn	Li–Cs–Be–Ta–Sn

ны в сечении, розоватого цвета. Характерно присутствие розового турмалина и крупных гнезд поллуцита (до 10–20 см). Внутренняя зона сложена блоками микроклин-пертита, в периферических частях которых развиты кварц-сподуменные гнезда с клевеландитом и полихромными, часто зональными турмалинами.

Приведенное описание показывает, что сподуменосодержащие пегматиты данной провинции характеризуются большим разнообразием. Выделенные типы пегматитовых тел принципиально отличаются друг от друга разным содержанием и соотношениями редких элементов, а также разными минеральными формами их нахождения (табл. 93), хотя все они образуют закономерный направленный генетический ряд.

ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ ЛИТИЕВОГО ТИПА

Описываемое пегматитовое поле представлено одной крупной и двумя мелкими жильными зонами сподуменоносных пегматитов (Мартыанов, 1971). Оно локализовано в карбонатной толще, сложенной в основном мраморизованными известняками и мраморами с прослоями кварцитов и гнейсов. Интересной особенностью пегматитового поля является развитие в его пределах послерудных даек среднего состава (микродиоритов, диоритовых порфиринов), которые при пересечении сподуменоносных пегматитов обогащались литием, что может служить прямым поисковым признаком скрытых тел пегматитов.



Фиг. 36. Схема строения Главной жильной зоны сподуменоносных пегматитов (составлена Н. Н. Мартыновым)

1 — мраморизованные известняки; 2 — мраморы; 3 — прослои гнейсов; 4 — прослои кварцитов; 5 — редкометалльные пегматиты; 6 — пегматит-аплиты; 7 — зона разлома с участками тектонических брекчий; 8 — крупные разрывные нарушения; 9 — границы тектонических блоков и зон разломов; 10 — элементы залегания

Редкометалльные гранитные пегматиты поля относятся главным образом к микроклин-сподумен-плагиоклазовому парагенетическому типу. Наблюдается четкая приуроченность большинства редкометалльных жил к зоне коробления карбонатных пород, в которой они залегают согласно со слоистостью известняков и приурочены к местам значительных изгибов слоистости карбонатной толщи. При этом наиболее благоприятны для локализации сподуменоносных пегматитов горизонты переслаивания пород различной компетентности, т.е. стратиграфические уровни, отличающиеся повышенным содержанием слоев песчаных известняков, кварцитов и гнейсов. В зоне коробления отмечаются три таких участка, приуроченных к низам или средним частям разреза метаморфической толщи. Для безрудных пегматитов эти закономерности не характерны. В площадном выражении они имеют более широкий ареал распространения и встречаются не только в зоне коробления.

Наиболее благоприятны для локализации пегматитовых тел протяженные (400–800 м), крутопадающие слабо изогнутые послойные сколовые трещины и зоны трещиноватости. Менее благоприятны сколовые трещины, ориентированные под острым углом к слоистости. Сколы, секущие складчатость под большими углами, а тем более поперечные, для локализации сподуменоносных пегматитов не благоприятны.

Следовательно, чем резче на участке проявлено несогласие сколовых трещин со слоистостью, тем менее они благоприятны для локализации редкометалльных пегматитов.

Главная жильная зона представлена десятками пегматитовых тел. Она имеет близмеридиональное простирание в северной части с плавным изгибом к юго-западу в южной части (фиг. 36). Пегматиты обычно образуют плитообразные тела с общим для всей рудной зоны плавным изгибом. Только в линейных зонах скола пегматиты иногда принимают жильную или линзовидную форму. Средняя мощность тел с севера на юг увеличивается, а с глубиной уменьшается на 10–15%. Жилы залегают кулисообразно, примерно параллельно друг другу.

Химический состав пегматитов (%): SiO_2 70,84, Al_2O_3 16,54, Fe_2O_3 1,44, MgO 0,75, CaO 0,47, $(\text{Na}, \text{K}, \text{Li})_2\text{O}$ 9,36, Nb_2O_5 0,02, Ta_2O_5 0,01, TR_2O_3 0,05, BeO 0,02, $\text{S}_{\text{общ}}$ 0,08, SnO_2 0,03, сумма 99,62.

Внутреннее строение пегматитовых жил во многом зависит от их форм, размеров, положения в складчатых и разрывных структурах. По соотношению главных минералов можно выделить три главных минеральных комплекса: 1) кварц-сподумен-плагиоклазовый директивной, неяснодирективной, спутанноволокнистой и флюидалной структур; 2) кварц-микроклиновыи блоковой структуры; 3) сливного кварца (табл. 94).

Главную роль во внутреннем строении пегматитов играет первый комплекс, часто целиком слагающий жилы. Для него характерно закономерное изменение состава плагиоклаза по восстанию жил. В более мощных нижних и средних частях жил плагиоклаз представлен преимущественно альбитом (и альбит-олигоклазом), а в верхних и особенно в апикальных маломощных частях жил — олигоклазом. По восстанию пегматитовых жил уменьшается также содержание сподумена и возрастает количество кальцита, флюорита, Са-граната, гатчеттолита, что свидетельствует об обеднении верхних частей жил литием, но обогащении кальцием, фтором и танталом. Это позволяет предполагать, что микроклин-сподумен-альбитовый тип пегматитов в случае формирования их в карбонатной среде по восстанию жильных серий переходит в сподумен-микроклин-олигоклазовый с танталом.

Для пегматитовых тел, формировавшихся в относительно спокойных тектонических условиях, наиболее широко распространенных в центральной части Главной жильной зоны и сравнительно слабо затронутых внутрирудной тектоникой, характерны однородная и симметрично-зональная текстуры. Первая наблюдается в жилах небольших мощностей (2—3 м), сложенных, как правило, одним кварц-сподумен-плагиоклазовым минеральным комплексом. Симметрично-зональное строение характерно для жил значительной мощности. Их внешние зоны, занимающие основной объем жил, обычно сложены кварц-сподумен-плагиоклазовым комплексом, внутренние — микроклин-кварцевым блоковой структуры, а в осевых частях жил отмечаются гнезда или прерывистые зоны сливного кварца со сподуменом (фиг. 37).

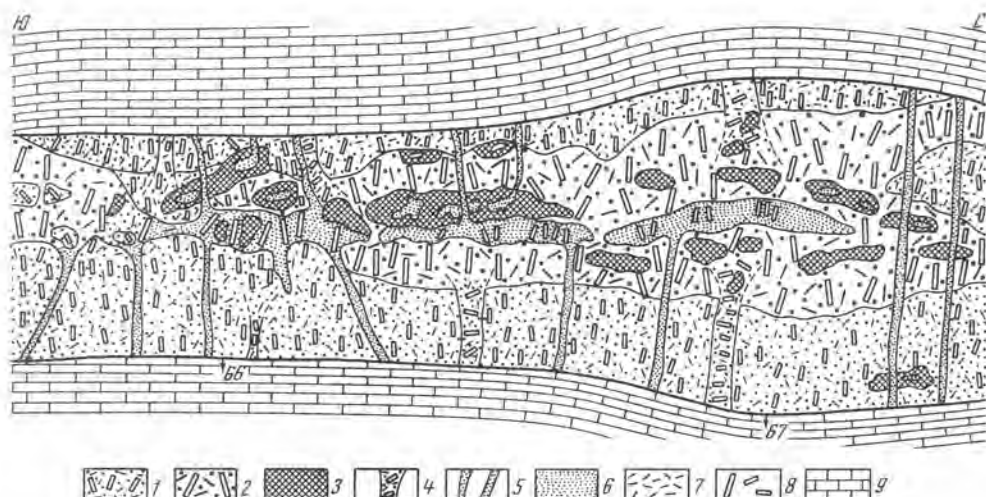
Пегматитовые жилы, формировавшиеся в неспокойных тектонических условиях, отличаются кварц-сподумен-плагиоклазовым составом и массивными, беспорядочно

Таблица 94

Минеральный состав различных комплексов пегматитов Главной жильной зоны (%)

Минералы	Кварц-сподумен-плагиоклазовый		Микроклин-кварцевый	Кварцевый	Кварц-альбит-мусковитовый
	кварц-сподумен-альбитовый (нижние, средние горизонты)	кварц-сподумен-олигоклазовый (верхние горизонты)			
Кварц	15—25	15—25	40—50	99—100	9—13
Альбит	30—50	0—10	0—10	—	30—44
Олигоклаз	0—10	30—60	0—2	—	—
Калиевый шпат	2—10	3—9	30—50	—	—
Мусковит	0—2	0—2	0—2	—	40—54
Графит	0—2	0—2	0—2	—	—
Акцессорные	1—3	1—3	1—3	+	3—7
Характерные акцессорные минералы	Флюорит, фергюсонит, гельвин, касситерит, гранат, гатчеттолит, пирит, циркон	Кальцит, флюорит, гатчеттолит, гранат, пирит, фергюсонит, гельвин	Гельвин, касситерит, фергюсонит	— — —	Касситерит, гельвин, ильменорутит

Подчеркнуты наиболее типичные акцессорные минералы.



Фиг. 37. Схематическая зарисовка жилы сподумен-плагноклазового типа (составлена Н. Н. Мартыновым)

1-3 — комплексы: 1 — мелко- и среднезернистый кварц-альбит-сподумен, 2 — крупнозернистый того же состава, 3 — кварц-микроклиновый блоковый; 4 — поперечные прожилки среднезернистого кварц-альбит-сподуменного комплекса; 5 — прожилки кварца; 6 — кварц; 7 — альбит; 8 — сподумен; 9 — мраморизованный известняк

шестоватыми и спутанноволокнистыми структурами, прожилковыми, полосчатыми или участковыми текстурами.

Кроме главных минеральных комплексов в пегматитовых жилах в незначительных количествах наблюдаются второстепенные комплексы: 1) плагиоклаз-микроклиновый аллотриоморфной структуры, образующий зоны закалки (1-2 см) в зальбандах пегматитовых жил; 2) кварц-плагиоклаз-микроклиновый гипидиоморфной структуры, развитый в эндоконтактах жил в виде прерывистых оторочек мощностью до 5-7 см; 3) кварц-плагиоклазовый графической структуры в корневых частях пегматитовых жил; 4) кварц-микроклиновый графической структуры, встречающийся на любом эрозионном срезе жил, преимущественно в их центральных частях, в виде обособлений изометрической, реже продолговатой формы размером 0,01-0,1 м; 5) чешуйчатый кварц-альбит-мусковитовый, спорадически встречающийся в верхних частях жил по периферии кварцевых ядер или в виде тонких прожилков (мощностью до 1-2 см), секущих все другие минеральные комплексы. Эти комплексы составляют около 1% объема жил и заметного влияния на внутреннее строение их не оказывают.

Таблица 95

Среднее содержание редких и щелочных элементов в минеральных комплексах пегматитов Главной жильной зоны (%)

Компоненты	Кварц-сподумен-плагноклазовый	Микроклин-кварцевый	Кварц-альбит-мусковитовый	Кварцевый
K ₂ O	1,44	4,99	5,23	—
Na ₂ O	4,45	2,03	3,56	—
Rb ₂ O	0,074	>0,100	>0,100	—
Cs ₂ O	0,009	0,025	0,036	—
Nb ₂ O ₅	0,024	0,009	0,026	—
Ta ₂ O ₅	0,016	0,004	0,009	—
BeO	0,0841	0,0512	0,0759	0,0050

Минеральный состав пегматитовых жил следующий (%): плагиоклаз (альбит, олигоклаз) 40–60, кварц 25–45, сподумен, микроклин, микроклин-пертит, иногда амазонит 10–15, мусковит (в том числе литиевый) 1–3, графит около 1, прочие минералы 1–3. Из акцессорных минералов постоянно присутствуют флюорит, гранат, кальцит, гельвин, касситерит, сульфиды (пирит, галенит, молибденит), жильбертит (онкозин), циркон (циртолит), фергюсонит, гатчеттолит и др.

Содержание редких элементов в описываемых пегматитах варьирует в зависимости от минерального состава (табл. 95). Содержание K, Rb и Cs закономерно увеличивается от начала к концу процесса пегматитообразования, в то время как Li, Ta и Be наибольших концентраций достигают в начальную – главную стадию процесса, в период формирования кварц-сподумен-плагиоклазовых зон. В блоковом микроклин-кварцевом комплексе содержание их убывает и снова возрастает в наиболее позднем – кварц-альбит-мусковитовом комплексе. Содержание редких элементов в жилах (%): BeO 0,07; Rb₂O 0,1; Cs₂O 0,01; Ta₂O₅ 0,01; Nb₂O₅ 0,019; SnO₂ 0,029; TR₂O₃ 0,05. Степень их концентрации: BeO 47; Li₂O >20 Rb₂O 5; Cs₂O 19; Ta₂O₅ 23; Nb₂O₅ 7; SnO₂ 76, TR₂O₃ 2–3. Редкометальная специализация бериллий-олово-тантал-литиевая.

СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Редкометальные пегматиты района группируются в два пегматитовых пояса, из которых северный представлен одним пегматитовым полем и двумя отдельно расположенными мелкими жильными сериями, а южный – пятью пегматитовыми полями. В каждом пегматитовом поле известно по четыре-пять самостоятельных жильных серий. Пространственное размещение пегматитов контролируется тремя факторами: 1) магматическим (связь с биотитовыми гранитами); 2) литологическим (приуроченность к контактам карбонатных и терригенных толщ; 3) структурным.

Пегматитовые пояса расположены на смежных крыльях двух соседних субпараллельных антиклинорий и приурочены к зонам продольных нарушений, осложняющих крылья этих складок. Северный антиклинорий мельче южного и соответственно северный пегматитовый пояс меньше южного. Места приуроченности пегматитовых полей определяются частными изгибами осей антиклинорий или их крыльев,

Таблица 96

Структурный контроль разномасштабных пегматитовых жильных серий

Группа	Структурное положение	Масштаб
1	Крылья очень крупных продольных и поперечных антиклиналей и синклиналей (размах крыльев 20–30 км)	Одиночные жилы, мелкие пегматитовые инъекции, состоящие из многочисленных, но очень мелких тел
2	Осевые части крупных синклиналей (размах крыльев 4–10 км)	Одиночные жилы и очень мелкие инъекции
3	Осевые части и крылья крупных продольных и диагональных антиклиналей (ширина 4–6 км)	Мелкие и средние пегматитовые инъекции
4	Осевые части и крылья продольных и поперечных антиклиналей средних размеров (ширина 1,5–2,5 км)	Крупные пегматитовые инъекции
5	Мелкие антиклинали высших порядков (размах крыльев 0,5–0,8 км)	Мелкие, реже средние пегматитовые инъекции

образующими поперечные складки второго порядка. Поэтому поля занимают однотипную позицию, располагаясь на крыльях поперечных изгибов, а также в сводовых частях последних.

Локализация пегматитовых жильных серий во всех полях связана с второстепенными нарушениями, которые развивались вследствие подвижек по главным рудоконтролирующим разломам. В самих разломах пегматиты отсутствуют. Рудовмещающие нарушения в одних случаях являются трещинами оперения, в других — параллельны главным разломам. Редкометальные жильные серии приурочены, как правило, к положительным складкам.

Рудоконтролирующая роль складчатых структур в зависимости от их типа и размеров различна (табл. 96). В случае крупных складок (1–3 группы, см. табл. 96), величина которых соизмерима с размерами пегматитовых полей, размещение в их пределах пегматитовых жильных серий определяется, главным образом, местами возникновения рудолокализирующих нарушений, а роль самих складок в этом смысле малосущественна. Однако это не значит, что складки не имели рудоконтролирующего значения, так как устанавливается, что тип складок косвенно влияет на размеры инъекций. Так, в синклиналях третьего порядка известны только мелкие жильные серии (1 группа), а в сопряженных с ними антиклиналях жильные серии всегда значительно крупнее (3 группа). Это обстоятельство еще очевиднее для складок четвертого и более порядков. В сильно перемятых участках, где развиты мелкие складки, пегматиты приурочены только к положительным структурам и совершенно отсутствуют в мелких синклиналях. Следовательно, здесь от типа складок зависело также и размещение жильных серий. Размеры жильных серий в этих случаях, как правило, соизмеримы с размерами рудолокализирующих антиклиналей и уменьшаются пропорционально уменьшению размаха их крыльев.

При переходе от крупных складок к более мелким возрастает их рудоконтролирующее значение. Очень крупные складки контролируют пегматитовые пояса и поля, но не обнаруживают рудоконтролирующих функций относительно пегматитовых жил. Менее крупные складки косвенно влияют на масштабы жильных серий, но непосредственно не влияют на их размещение. Наконец, еще более мелкие складки контролируют и размещение, и размеры пегматитовых жильных серий. Таким образом, между размахом крыльев рудоконтролирующих складок и размерами жильных серий существует зависимость, которая до определенного предела имеет характер обратной функции (уменьшение размаха крыльев ведет к увеличению пегматитовых инъекций), а по достижении этого предела становится прямой (уменьшение размаха крыльев сопровождается уменьшением жильных серий). Наиболее крупные пегматитовые инъекции должны появляться при оптимальном размахе крыльев рудолокализирующих складок, который для данного района составляет 1–3 км (Хрюкин, 1965).

ГЛАВА 10

РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ ПЕГМАТИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ КИММЕРИД ЗАБАЙКАЛЬЯ

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕГИОНА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПЕГМАТИТОВ

Редкометальная пегматитовая провинция приурочена к складчато-глыбовой области, прошедшей длительную историю геологического развития с активизацией тектономагматических процессов в верхнепротерозойское, каледонское, герцинское и киммерийское время. Структурный план киммерид в основных чертах был предопределен формой блоков домезозойского фундамента и ограничивающими их разломами, древнейшие из которых заложились еще в докембрии и затем неоднократно подновлялись. Активные мезозойские процессы развивались на базе эпигерцинской платформы, включающей жесткие блоки архейской, позднепротерозой-

ской, рифейской, каледонской и герцинской консолидации. При этом крупные относительно стабильные массивы, фиксируемые в мезозойском структурном плане, обособились как геоантиклинальные поднятия или срединные массивы с более или менее устойчивой тенденцией к воздыманию задолго до герцинского времени. Об этом свидетельствуют сравнительно небольшая мощность, состав, относительно слабая степень проявления складчатых деформаций и метаморфизма палеозойских и, возможно, позднедокембрийских отложений в пределах поднятий.

В период мезозойской активизации после перерыва в осадконакоплении (T_{1-2}) рассматриваемая территория была расчленена сравнительно узкими межблоковыми прогибами. Мезозойское осадконакопление продолжалось с конца триаса и до начала мела. В пределах прогибов в конце триаса осадконакопление характеризовалось преимущественно карбонатными и вулканогенными отложениями, сменившимися в юре преобладающими песчано-глинистыми фациями. В середине и конце юры новые изменения режима обусловили широкое развитие грубообломочных отложений, а затем приразломные излияния эффузивов различного, в том числе кислого состава. На относительных поднятиях в течение всего мезозоя накапливались терригенные осадки. Мощность мезозойских толщ прогибов достигает 6 км и более, а на поднятиях не превышает 2–3 км.

Складчатые деформации, более или менее интенсивно проявленные лишь в межблоковых прогибах (линейная складчатость), на остальной территории выражены чередованием обширных участков сравнительно спокойного залегания пластов и узких зон более напряженных складок. Характерны брахиформные, штамповые и флексуобразные структуры. Простираения складок в основном согласуются с простираениями различно ориентированных разломов при преобладании северо-восточных направлений. По общей тенденции развития, составу отложений и другим особенностям мезозойды Забайкалья, очевидно, не могут быть отнесены ни к типично геосинклинальным прогибам, ни к платформенным впадинам и занимают промежуточную позицию между ними. Нередко их называют впадинами и прогибами тихоокеанской группы.

Формирование продуктивных мезозойских гранитоидов Забайкалья происходило в конце юры. Они сопровождаются весьма разнообразными генетическими группами месторождений полезных ископаемых: редкометальными пегматитами с Be—Li—Ta—Sn минерализацией; жильными и шпировидными пегматитами с мниароловыми пустотами; редкометальными гранитами с тантал-литиевой и олово-вольфрамовой минерализацией; разнообразными грейзеновыми и кварцевожильными типами производных, несущих Sn, W, Mo; полиметаллическими, фтор-бериллиевыми, флюоритовыми и золоторудными месторождениями пневматолито-гидротермального и гидротермального генезиса.

Поскольку блоковая структура киммерид создавалась в Забайкалье длительное время, начиная с докембрия, в ней отразились различные особенности геологического строения отдельных зон и блоков, а следовательно, и различные условия формирования продуктивных гранитоидов мезозоя. Важнейшие структурные направления Забайкалья, в основном совпадающие с разломами фундамента, можно грубо подразделить на три группы: 1) доминирующие продольные "зabayкальские" северо-восточные направления, которым подчинены складчатые структуры палеозоя и мезозоя; 2) поперечные северо-западные направления, фиксируемые геофизическими методами в разломах фундамента и прослеживаемые в вышележащих толщах преимущественно лишь по ограничениям относительных прогибов и поднятий, изменениям простираций складчатых структур, смене фаций и мощностей отложений; 3) субмеридиональные и субширотные разрывные нарушения, зачастую проявленные наиболее отчетливо в современном структурном плане.

Плавные перегибы северо-восточных структур совпадают с узлами пересечения их северо-западными разломами. С этими же узлами связаны и менее протяженные субмеридиональные и субширотные нарушения, деформирующие ортогональную систему структурных направлений. Семь продольных северо-восточных и поперечных северо-западных разломов фундамента определяют в основном контуры

киммерийских прогибов и поднятий, особенности их внутренней структуры с различной степенью мобильности тех или иных участков, а также режим развития различных структурных зон и блоков.

По режиму развития, внутреннему строению и некоторым другим особенностям в пределах рассматриваемой территории можно выделить три структурно-фациальных типа областей.

1. Относительные прогибы с наиболее раздробленным фундаментом и унаследованным, по крайней мере с палеозоя, активным тектоно-магматическим режимом. Они выполнены наиболее мощными мезозойскими морскими осадками с широким развитием карбонатных и вулканогенных формаций.

2. Обширные геоантиклинальные поднятия ("плиты") со слабо нарушенным докембрийским кристаллическим фундаментом, характеризующиеся устойчивой тенденцией к относительному воздыманию в течение всего палеозоя и мезозоя. Кристаллический фундамент этих поднятий перекрыт преимущественно терригенными сравнительно маломощными отложениями палеозоя, частично мезозоя, испытавшими относительно слабые складчатые деформации.

3. Сравнительно небольшие блоки относительных поднятий, находящиеся внутри прогибов или окруженные равновеликими им по площади прогибами, сильно расчлененные и активизированные в палеозое и мезозое, с менее устойчивой тенденцией к длительному воздыманию. В пределах этих блоков заметная роль принадлежит палеозойским и мезозойским карбонатным, эффузивным и интрузивным формациям.

Первый и второй типы областей — наиболее контрастны по условиям геологического развития, а третий тип относится к промежуточным вариантам.

Месторождения олова и вольфрама, а также все генетические группы редкометалльных проявлений приурочены к структурным областям второго типа — крупным поднятиям, в отличие от полиметаллических и золоторудных месторождений, локализованных в основном в тектонически и магматически наиболее активных прогибах и периферических частях блоковых поднятий областей третьего структурно-фациального типа. Следовательно, наиболее общей закономерностью размещения редкометалльных гранитов, пегматитов и кварцевожильно-грейзеновых месторождений является их приуроченность к крупным поднятиям складчатого пояса, характеризующимся длительным относительным воздыманием в течение палеозоя и мезозоя.

В пределах этих областей все перечисленные типы производных гранитов пространственно более или менее разобщены.

Поля редкометалльных литиеносных пегматитов локализованы вдоль продольной линейной зоны разломов северо-восточного простирания, в северо-западной периферической зоне относительно стабильной области, испытавшей длительную тенденцию к воздыманию, с субплатформенным режимом преимущественно терригенного осадконакопления. Эта зона разломов разграничивает Главный линейный "осевой" прогиб и крупное геоантиклинальное поднятие. В краевой зоне поднятия пегматитовые поля тяготеют к участкам пересечения продольных зон разломов поперечными разломами фундамента. Вдоль относительно менее крупных и менее активных продольных зон разломов литиеносные редкометалльные пегматиты отсутствуют или слабо проявлены, сменяясь жильными микроклин-альбитовыми, нередко тантал-бериллиеносными или шпировидными пегматитами с бериллием. Глубина формирования пегматитов порядка 3 км. Характерно наличие эффективного экрана кровли (пологое залегание пластов, наличие допегматитовых пластов интрузий лейкократовых гранитов или каких-либо иных массивных пород и т.п.), препятствующего продвижению пегматитообразующих расплавов по вертикали.

Редкометалльные граниты, грейзены и камерные пегматиты тяготеют к более внутренним частям тех же поднятий или к их периферическим частям, но обрамленным менее активными разломами. Месторождения локализуются в узлах пересечения разноориентированных, преимущественно "продольных" и "поперечных" разломов фундамента при отсутствии резко выраженного доминанта какого-либо одного

структурного направления. Типичные тантал-литиевые редкометальные граниты и мигматиты развиты во внутренних участках стабильных областей с относительно спокойным тектоническим режимом и наличием эффективного экрана вмещающих пород, формировались они на глубине порядка 2 км.

Кварцевожильно-грейзеновые месторождения приурочены к структурным узлам с относительно четко выраженным доминантом какого-либо одного структурного направления и локализируются обычно в периферических частях поднятий, в условиях относительно активного тектонического режима и сравнительно высокой проницаемости вмещающих толщ (крутое залегание пластов, наличие зон трещиноватости и т.д.) при глубине формирования менее 2 км.

Наряду с различиями структурного контроля специфическими особенностями обладают и материнские интрузивные комплексы гранитов перечисленных типов производных.

Редкометальные литиеносные пегматиты связаны с двух- и трехфазными интрузивными массивами, основной объем которых сложен умеренно порфировидными нормальными биотитовыми гранитами с несколько повышенной кислотностью и щелочностью. Наиболее поздние их фазы и фации представлены двуслюдяными существенно микроклиновыми гранитами. Более кислые мусковитовые и особенно существенно альбитовые разновидности гранитов для них не характерны. Столь же не характерны и интенсивные процессы постмагматического замещения гранитов, а также жильные граниты или гранит-пегматиты. Наличие последних приводит к тому, что редкометаллоносность и прежде всего литиеносность пегматитов снижается, нередко уступая место бериллию (среди ведущих редкометальных компонентов), или же вместо сподумена ведущая роль переходит к лепидолиту, одновременно с широким развитием слюдоносных минеральных ассоциаций.

Типичные тантал- и литиеносные редкометальные граниты связаны с аналогичными в основном, но более резко порфировидными интрузивными гранитами, в составе которых значительно больше поздних существенно кислых и щелочных, в том числе альбитовых и мусковитовых преимущественно фациальных разновидностей гранитов, которые слагают обычно апикальные выступы массивов.

ГЛАВНЫЙ ПЕГМАТИТОВЫЙ ПОЯС

Главный пояс редкометальных литиеносных пегматитов приурочен к крупной раннемезозойской грабен-синклинали, вытянутой в северо-восточном направлении вдоль северо-западного активизированного края обширного блокового поднятия, граничащего с севера с активным осевым разломом складчатого пояса. Он прослеживается в северо-восточном направлении на расстоянии около 130 км. В пределах пояса имеются три пегматитовых поля: Юго-Западное, Центральное и Северо-Восточное, приуроченные к узлам пересечения главных северо-восточных структур поперечными северо-западными разломами.

ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ

Данное пегматитовое поле локализовано в юго-западной части грабен-синклинали. Наиболее древними породами района являются силурийские осадочно-метаморфические толщи, обнаженные в юго-восточной части грабен-синклинали. На севере и юге развиты песчано-сланцевые отложения D_{1-2} , с угловым несогласием перекрытые песчаниками, сланцами и конгломератами P_1 . Верхнетриасовые песчаники, сланцы и алевролиты с прослоями гравелитов несогласно залегают на силурийских и девонских отложениях и в свою очередь с угловым несогласием перекрыты наиболее молодыми породами среднеюрского возраста — конгломератами с прослоями песчаников и алевролитов, песчаниками и сланцами, распространенными в центральной части грабен-синклинали. Последние прорваны гранитами предверхнеюрского возраста. Абсолютный возраст их по двум определениям Н.И. Полевой, 140–150 млн. лет, а по данным А.И. Кулагашева, — 130 млн. лет.

Гранитный массив имеет неправильную форму, вытянутую в северо-восточном направлении согласно с простираем синклинальной структуры. Площадь интрузива на современном эрозионном срезе составляет около 90 км². На юго-западе и северо-западе массив контактирует с ниже- и среднеюрскими породами, на северо-западе и юго-востоке — с отложениями верхнего триаса. Контакты массива сравнительно пологие и падают в сторону вмещающих пород под углами 15–60°, причем меньшие углы падения характерны для юго-западного контакта. С северо-запада и юго-востока массив с породами триаса имеет тектонический контакт. Здесь развиты зоны катаклаза и брекчирования. Контактный метаморфизм выражен в ороговикновании, окварцевании, турмалинизации, биотитизации и пиритизации вмещающих пород. Вертикальная мощность массива около 4 км и близка к мощности вмещающей толщи.

В составе массива выделяются две фазы: 1) главная и 2) дайково-жильная. Породы главной фазы представлены порфировидными биотитовыми и двуслюдяными гранитами, содержащими шпировидные пегматиты. Биотитовые граниты с вкрапленниками микроклина и олигоклаза сложены (%): микроклином 40–42, кварцем 20–30, олигоклазом № 19–21 и альбит-олигоклазом (№ 8–14) 20–35, биотитом 4–5. Из акцессорных минералов в них отмечаются циркон, апатит, магнетит, хлорит, серицит, кальцит, сфен, андалузит. В западной и центральной частях массива в подчиненном количестве наблюдаются фациальные среднезернистые двуслюдяные граниты. Химический состав гранитов (табл. 97) показывает, что, по сравнению с нормальными гранитами, они обогащены кремнеземом и щелочами (особенно калием) при пониженных содержаниях кальция и магния.

Граниты главной интрузивной фазы и вмещающие их породы прорваны дайками мелкозернистых биотитовых и лейкократовых гранитов, гранит-порфиров, аплитов и пегматитов, а также турмалин-кварцевыми, кварцевыми и кварц-халцедоновыми жилами.

Пегматитовое поле приурочено к зоне юго-западного контакта массива. В пределах поля пегматитовые жилы распределены неравномерно. Они образуют ряд обособленных жильных серий северо-западного простираения. Пегматитовые жилы имеют сложную ветвящуюся форму, характеризуются колено- и флексурообразными изгибами и выполняют трещины скалывания и отрыва.

Первая жильная серия, приуроченная к эндоконтакту гранитного массива, представлена маломощными жилами лепидолит-кварц-альбит-клевеландитового состава со сподуменом. Вторая жильная серия локализована в песчано-сланцевой толще юры и представлена крупными жилами сподумен-микроклин-олигоклаз-альбитового типа с мусковитом, лепидолитом, акцессорными бериллом, танталит-колумбитом и касситеритом. Третья жильная серия удалена от контакта гранитоидного массива на 1–1,2 км и включает три небольшие жилы микроклин-кварц-альбитового состава с акцессорными бериллом и танталит-колумбитом. Четвертая жильная серия удалена от массива на 2–2,2 км. Она представлена рядом

Таблица 97

Химический состав гранитов Юго-Западного пегматитового поля (%)

Компоненты	Биотитовые	Двуслюдяные	Компоненты	Биотитовые	Двуслюдяные
SiO ₂	72,65	72,1	Na ₂ O	4,14	2,42
TiO ₂	0,17	0,44	K ₂ O	4,53	3,95
Al ₂ O ₃	15,29	13,30	H ₂ O ⁺	0,14	—
Fe ₂ O ₃	1,07	—	H ₂ O [—]	0,05	—
FeO	0,32	2,48	P ₂ O ₅	Сл.	0,12
MnO	0,08	—	П.п.п.	0,23	0,53
MgO	0,40	0,36			
CaO	0,95	1,10	Сумма	100,02	—

Аналитик В.В. Щеткина

Таблица 98

Содержание редких элементов в гранитах и пегматитах Юго-Западного пегматитового поля (%)

Породы			BeO	Ta ₂ O ₅	Li ₂ O
Биотитовые граниты			0,002	0,003	—
Граниты в контакте с пегматитами			—	0,010	—
Ипсировидные пегматиты			0,029	—	—
Жильные пегматиты серия I			—	0,01—	0,2—
			—	0,02	0,2
То же	"	II	0,038*	0,012	—
"	"	III	0,036	0,0135	—
"	"	V	0,038	0,0137	—
"	"	V	0,050	0,0160	—

сближенных жил существенно кварц-альбитового состава со сподуменом, бериллом и танталит-колумбитом. Пятая жильная серия удалена от гранитного массива на 3 км и представлена одной пегматитовой жилой того же состава.

Структурные исследования выявили тенденцию к сближению жильных серий по падению с вероятной глубиной узла совмещения порядка 3 км от поверхности и на расстоянии 2,5–2,8 км к юго-западу от выходов гранитов. Вероятно, пегматитовый расплав был отщеплен от глубинной, не вскрытой эрозией части массива.

Для всех жильных серий характерны повышенные содержания бериллия и тантала (табл. 98).

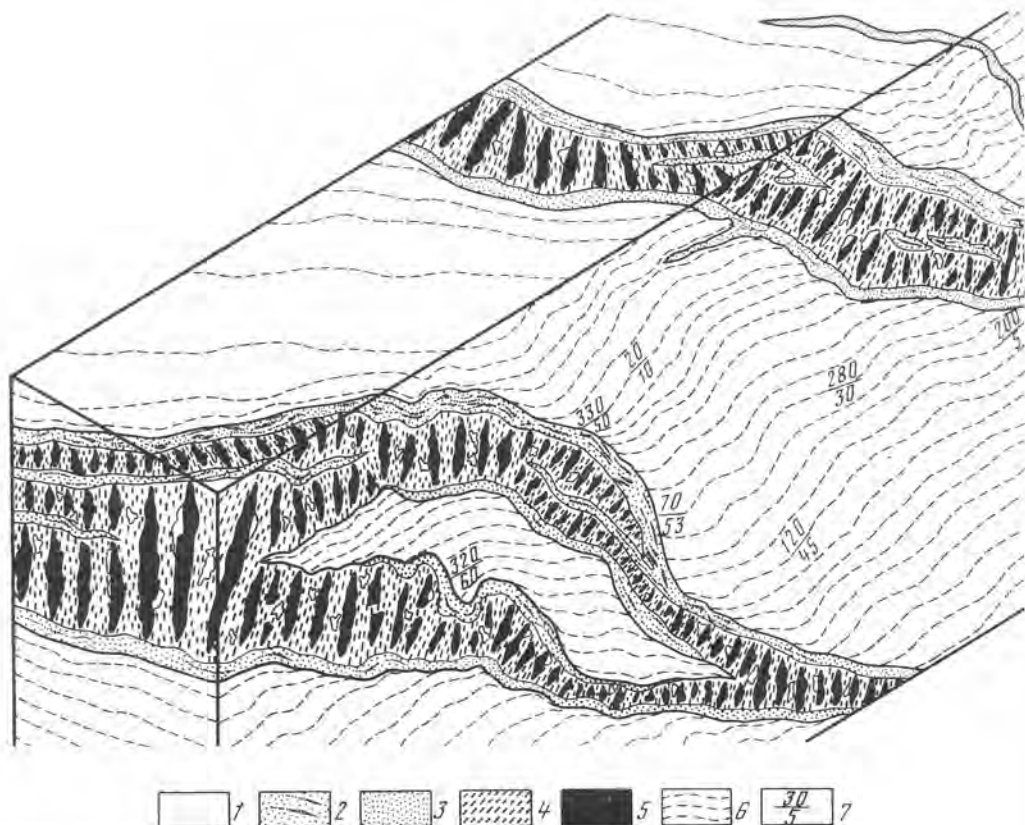
Содержания Li, Rb, Cs, Nb и Sn не определены, поэтому судить о геохимической специализации пегматитового поля не представляется возможным.

ЦЕНТРАЛЬНОЕ ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ ЛИТИЕВОГО ТИПА

Центральное пегматитовое поле представлено одной крупной серией пегматитовых жил и рядом мелких серий. В его изучении большая заслуга принадлежит А. И. Гинзбургу, А. А. Беусу, В. И. Михайкину, В. Н. Фадееву и др. В пределах поля осадочно-метаморфические породы в низах разреза представлены позднегокембрийскими хлоритовыми и хлорит-серицитовыми сланцами, перекрытыми пермо-карбонowymi песчано-глинистыми сланцами с базальными конгломератами; в верхних частях разреза залегают верхнетриасовые и юрские несечно-сланцевые толщи. Последние являются вмещающими для пегматитовых жил и широко интродуцированы допегматитовыми согласными пластовыми телами амфиболитизированных пород основного и среднего состава. Гранитная интрузия, с которой связаны редкомегальные пегматиты, не вскрыта эрозией. Известны лишь небольшие штокообразные тела и дайки средне- и мелкокристаллических биотитовых, двуслюдяных и пегматоидных гранитов, содержащих шпировидные обособления полевошпатовых пегматитов. Осадочно-метаморфическая толща образует антиклинальную складку северо-западного простирания в пределах более крупной антиклинальной структуры северо-восточного простирания.

Пегматитовое поле приурочено к юго-западному крылу антиклинальной складки. Жилы контролируются двумя системами трещин северо-западного и северо-восточного простираний, связанных с зоной поперечного к главной структуре разлома. В его строении наблюдается зональность. Пегматитовые жилы, локализованные вблизи выходов гранитов осевой части антиклинальной складки, представлены крупными слабо дифференцированными телами олигоклаз-кварц-микроклинового состава с небольшим количеством альбита. По мере удаления от осевой части складки появляются альбит-кварц-микроклиновые и микроклин-кварц-альбитовые жилы со сподуменом. Еще далее от выходов гранитов распространены сложно дифференцированные зональные пегматиты главной жильной зоны микроклин-сподумен-альбитового типа с мусковитом и лепидолитом.

Главная жильная зона приурочена к зоне разломов северо-западного направления (280–295°), наиболее удаленной от осевой части антиклинальной складки. Пегма-



Фиг. 38. Внутреннее строение пегматитовых жил (зарисовка И. Б. Недумова)

1 — сливной кварц; 2 — кварц-альбит-мусковитовая полосчатая зона со сподуменом; 3 — альбит; 4 — кварц-альбит-сподуменовый комплекс; 5 — микроклин; 6 — вмещающие сланцы; 7 — элементы залегания: в числителе — азимут падения, в знаменателе — угол падения

титовые дайки залегают кулисообразно относительно друг друга и секут вмещающие породы по простиранию и падению. Простирание их $270-310^\circ$, падение северо-восточное под углом $30-40^\circ$. Жилы обладают плитообразной, реже линзообразной формой. На флангах жилы разветвляются на серии мелких апофиз. Главная масса жил представлена микроклин-сподумен-альбитовым типом, редко встечаются одиночные жилы микроклин-альбитового и лепидолит-альбитового типов. Большинство жил имеют симметрично-зональное строение (фиг. 38).

Приконтактные зоны микроклин-кварц-альбитового состава имеют тонко- до мелкозернистой структуру. Акцессорные минералы: альмандин, апатит, турмалин (шерл), берилл, колумбит-танталит и касситерит.

Основной объем большинства жил составляет внутренняя мелкоблоковая зона, состоящая из микроклина ($10-20\%$); кварца ($20-40\%$), сподумена более 2% и альбита ($35-50\%$). Акцессорные минералы: берилл, петалит, колумбит-танталит, спессартин, касситерит, турмалин. Характерна четкая ориентировка блоков микроклина и кристаллов сподумена по нормали к контактам. Промежутки между микроклином и сподуменом выполнены кварц-альбитовым комплексом. В осевых зонах отдельных жил наблюдается чередование согласных простиранию полос различного состава шириной $5-10$ см, среди которых различаются: кварц-альбит-сподуменовые, существенно альбитовые, кварцевые и микроклиновые. Для жил характерно преобладание альбита над микроклином, присутствие акцессорных берилла, касситерита, танталонниобатов, различных фосфатов, турмалина, флюорита, реже топаза.

В жилах, залегающих на верхних эрозионных срезах, отмечаются лепидолит и мусковит-кварцевый комплекс с касситеритом.

Таблица 99

Содержание редких элементов в различных зонах микроклин-сподумен-альбитовых пегматитов (%)

Зоны	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O
Мусковит-кварц-альбитовая (висячий бок)	0,0344	0,0305	0,0011
Микроклин-сподумен-кварц-альбитовая (внутренняя)		0,0414	0,0042
Кварц-альбитовая (лежачий бок)	0,0538	0,0458	0,0053

Содержание рубидия и цезия в различных зонах жил близкое, но намечается слабо выраженная тенденция увеличения их концентрации в лежачих боках (табл. 99).

Специальные исследования Ю. И. Филипповой по выявлению особенностей распределения тантала и ниобия в различных зонах пегматитовых жил главной жильной зоны показали, что в большинстве случаев содержание тантала и Ta:Nb во внешних зонах более высокие, чем в промежуточных сподуменовых (табл. 100). В лежачих боках наблюдается несколько повышенное содержание тантала по сравнению с висячим. Содержание ведущих редких элементов в пегматитах главной жильной зоны составляет (%): BeO до 0,065; Ta₂O₅ до 0,006; Nb₂O₅ до 0,015; SnO₂ до 0,038. Максимальная степень их концентрации: BeO 43;

Таблица 100

Содержание тантала и ниобия в различных зонах жил (%) (по данным Ю.И. Филипповой)

Место взятия пробы	Характеристика зоны	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅ : Nb ₂ O ₅
I горизонт, жила 1, средняя часть	Внешняя кварц-альбитовая (висячий бок)	0,003	0,003	1,0
	Промежуточная микроклин-сподумен-кварц-альбитовая	0,006	0,013	0,5
	Внешняя кварц-альбитовая (лежачий бок)	0,007	0,006	1,1
II горизонт, жила 2, северо-западный фланг	Внешняя кварц-альбитовая (висячий бок)	0,010	0,009	1,1
	Промежуточная микроклин-сподумен-альбитовая	0,002	0,012	0,2
	Внешняя кварц-альбитовая (лежачий бок)	0,013	0,013	1,0
II горизонт, жила 2, средняя часть	Внешняя кварц-альбитовая (висячий бок)	0,005	0,004	1,2
	Промежуточная микроклин-сподумен-кварц-альбитовая	0,003	0,006	0,5
	Внешняя кварц-альбитовая (лежачий бок)	0,006	0,005	1,2
III горизонт, жила 3, средняя часть	Внешняя кварц-альбитовая (висячий бок)	0,007	0,009	0,8
	Промежуточная микроклин-сподумен-кварц-альбитовая	0,009	0,013	0,7
	Внешняя кварц-альбитовая (лежачий бок)	0,014	0,007	2,0
III горизонт, жила 4, северная часть	Внешняя кварц-альбитовая (висячий бок)	0,0054	0,009	0,6
	Промежуточная микроклин-сподумен-кварц-альбитовая	0,0023	0,011	2,0
	Внешняя кварц-альбитовая (лежачий бок)	0,0065	0,009	0,7

Таблица 101

Характеристика других жильных зон Центрального пегматитового поля

Номер жильной зоны	Вмещающие породы	Парагенетический тип (количество определений)	Содержание, %			
			BeO	Li ₂ O	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅
1	Граниты	Мусковит-микро- клин-альбитовый (50)	0,03–0,04	—	0,001–0,014	—
2	Кварц-слюдистые сланцы юры и эндо- контакты гранитного массива	Альбит-микро- клиновидный и микроклин-споду- мен-альбитовый (11)	—	0,01–0,22	0,011–0,018	—
3	Слюдистые сланцы юры	Микроклин- альбитовый (7)	—	—	0,01–0,004	—
4	Песчано-слан- цевая толща триаса	Микроклин- альбитовый (20)	0,01–0,04	—	0,001	0,006
5	Конгломераты	Микроклин- альбитовый (27)	0,01–0,08	—	0,001	0,006
6	Песчано-слан- цевая толща	Альбит-микро- клиновидный и микроклин-аль- битовый со сподуменом (3)	—	—	—	—

Li₂O > 20; Nb₂O₅ 2; Cs₂O 8; Ta₂O₅ 14; Nb₂O₅ 5; SnO₂ 100. Геохимическая специализация: Be–Sn-литиевая.

Другие жильные зоны (табл. 101) являются менее крупными и представлены пегматитами преимущественно микроклин-альбитового типа, иногда со сподуменом. Редкометалльная специализация их изучена слабо.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ КОМПЛЕКСНОГО ТИПА

Северо-Восточное пегматитовое поле находится к северо-востоку от Центрального, в пределах той же грабен-синклинали, в месте ее резкого сужения и выклинивания на пересечении продольных краевых структур поднятия поперечными разломами.

Первые геологические исследования района относятся к концу XIX в. Уже с начала XX в. в пределах данного пегматитового поля были известны находки воробьевита и полихромного турмалина. В сороковые годы здесь проводились минералого-геохимические исследования на тантал и бериллий. В последующие годы это пегматитовое поле изучалось как комплексное редкометалльное.

На площади поля развиты позднедокембрийские метаморфизованные сланцы и песчаники с линзами конгломератов, прорванные мезозойскими гранитоидами и порфиритами. Последние приурочены к мощной зоне разломов северо-восточного простирания, протягивающейся в виде полосы шириной до 3 км, ограничивая поле с севера. Перобладающее простирание вмещающих пород северо-восточное, но в пределах пегматитового поля характерны изменения простираний к субмеридиональным, субширотным и северо-западным.

Крупный массив гранитоидов имеет согласное простирание с породами позднедокембрийской метаморфической толщи. Он сложен в основном биотитовыми средне- и крупнокристаллическими порфиризовидными гранитами. В южной и восточной частях интрузива наблюдаются фациальные обособления мелко- и среднекристаллических, а также пегматоидных двуслюдяных и мусковитовых гранитов с большим количеством линзовидных и полосовидных пегматитовых обособлений. В пологой

Таблица 102

Минеральный состав гранит-пегматитов и безрудных пегматитов

Минералы	Микроклин-кварц-олигоклазовые (3)	Кварц-альбит-олигоклазовые	Микроклин-кварц-альбит-олигоклазовые
Породообразующие (%)			
альбит-олигоклаз	40–45 (№ 9–18)	50–60 (№ 14–16)	50–55 (№ 9–11)
микроклин	20–25	5–7	10–15
кварц	25–35	30–35	25–35
биотит	0,3–0,5	Зн.	Зн.
мусковит	2–5	2–5	2–3
Акцессорные ведущие (г/т)			
колумбит	11	353	152
сподумен	2,5	—	0,2
циркон	28	0,7	5
монацит	32	—	10
касситерит	Зн.	7	0,03
апатит	670	2386	889
флюорит	Зн.	—	4
турмалин	254	2718	1612
гидроокислы	254	105	1
гранат	7628	51	2658

Таблица 103

Средний химический состав (аналитик Л.П. Юрченкова) и содержание редких элементов в гранит-пегматитах и безрудных пегматитах (%)

Компоненты и их отношения	Микроклин-олигоклазовые (3)	Кварц-альбит-олигоклазовые	Микроклин-кварц-альбит-олигоклазовые
SiO ₂	74,44	72,44	73,64
TiO ₂	—	—	Сл.
Al ₂ O ₃	15,38	17,11	14,81
Fe ₂ O ₃	0,17	0,20	0,92
FeO	0,30	Не обн.	0,97
MnO	0,05	0,004	0,05
MgO	0,16	0,10	0,13
CaO	0,80	0,75	0,63
Na ₂ O	4,79	8,22	5,02
K ₂ O	3,14	0,75	3,53
P ₂ O ₅	0,14	0,21	Не обн.
H ₂ O	0,39	0,38	0,47
П.п.п.	0,44	—	—
Сумма	100,20	100,16	100,17
BeO	0,001 (3)	0,014	0,002
Li ₂ O	0,023 (6)	0,028	0,030
Rb ₂ O	0,030 (6)	0,007	0,04
Cs ₂ O	0,002 (6)	0,001	Не обн.
Rb ₂ O : Cs ₂ O	20 : 1	6 : 1	—
Ta ₂ O ₅	0,001 (5)	0,002	0,002
Nb ₂ O ₅	0,005 (5)	0,013	0,021
Ta ₂ O ₅ : Nb ₂ O ₅	1 : 4	1 : 5,6	1 : 10
SnO ₂	0,001 (4)	0,001	0,002

кровле массива наблюдаются согласные переслаивания гранитов и вмещающих сланцев. Согласные апофизы массива и крупные пластовые тела на их продолжении представлены гранит-пегматитами и безрудными пегматитами различного состава.

Пегматитовое поле вытянуто в северо-восточном направлении согласно с простиранием основных структур. В пределах поля насчитывается множество пегматитовых жил, которые образуют ряд жильных серий. Морфология жил сложная. Среди них выделяются линзообразные, реже плитообразные жилы с раздувами, пережимами, осложненные апофизами и содержащие ксенолиты вмещающих пород. Среди пегматитов поля по минеральному составу можно выделить три парагенетических типа, образующих разрозненные жильные серии: 1) микроклин-альбит-олигоклазовые безрудные; 2) лепидолит-альбитовые и 3) альбитовые с микроклином, лепидолитом и сподуменом.

Безрудные жильные серии различного состава (табл. 102) пространственно и генетически связаны с жильными зонами микроклин-олигоклазовых гранит-пегматитов, непосредственным продолжением которых они являются. Протяженность безрудных жил 100–200 до 500 м, мощность от 1–3 до 20–30 м и более. Размеры жил последовательно уменьшаются по простиранию жильных серий с удалением от выхода гранитов. В том же направлении в пегматитах исчезает биотит, возрастает количество альбита, мусковита и кварца. Эти жильные серии завершаются маломощными существенно кварцевыми или альбитовыми жилами и прожилками с полосчатой текстурой.

Химический состав гранит-пегматитов и безрудных пегматитов характеризуется высоким содержанием кремнезема и натрия, повышенным фоном Li, Rb, Cs и пониженным содержанием Fe, Ti, Mg и Ca. Содержания редких элементов в них незначительны (табл. 103). Только в одной наиболее характерной жиле, среднее содержание редких элементов составило (%): Ta_2O_5 0,0054; Nb_2O_5 0,01; BeO 0,015; SnO_2 0,052. Степень концентрации соответственно: Ta_2O_5 11; Nb_2O_5 3,5; BeO 10; SnO_2 137, что свидетельствует о ее оловянной специализации.

Лепидолит-альбитовая жильная серия, находящаяся в 2 км к северо-востоку от ранее описанных жильных серий, представлена двумя жилами сложной формы, залегающими в амфиболовых сланцах метаморфической свиты. Жилы характеризуются пегматоидной и полосчатой текстурами, разнокристаллической структурой и наличием мелких мнароловых пустот. Они являются слабо зональными и сложены тремя минеральными комплексами.

1. Микроклин-сподумен-кварц-альбитовый комплекс с лепидолитом (табл. 104) среднекристаллической структуры развит в основном в краевых и промежуточных зонах нижних частей жил и исчезает вверх по восстанию жильной серии.

2. Кварц-альбитовый комплекс с микроклином и лепидолитом слагает центральные части жил. Характерной особенностью его является изменение минерального состава и содержания редких элементов по простиранию жильной серии и конкретных жил. В средней части жильной серии он содержит незначительное количество микроклина и лепидолита. Вверх по восстанию жильной серии наблюдается увеличение количества альбита и лепидолита, исчезновение микроклина и переход кварц-альбитового комплекса в существенно альбитовый. Одновременно резко уменьшается содержание Li, Rb, Cs, Ta и Nb (табл. 105).

3. Лепидолит-альбит-кварцевый комплекс образует в кварц-альбитовых зонах участково-полосчатые струйчатые обособления мелко-, реже среднекристаллической структуры.

Изменение минерального состава по простиранию жильной серии выражается в последовательном уменьшении количества микроклина и сподумена, но увеличении альбита, клевеландита и лепидолита. Она завершается маломощными (0,1–0,5 м) жилами и прожилками кварц-халцедон-флюоритового состава с многочисленными пустотами, выполненными кристаллами кварца и флюорита.

Химические анализы различных минеральных комплексов (см. табл. 105) свидетельствуют о высокой насыщенности пегматитового расплава натрием и калием при незначительном содержании Fe, Mg, Ca и P_2O_5 . Количество рубидия и особенно цезия резко возрастает в лепидолит-альбит-кварцевом комплексе, но уменьшается в

Таблица 104

Минеральный состав редкометаллических пегматитов лепидолит-альбитового и существенно альбитового типов

Минералы	Лепидолит-альбитовый			Альбитовый		
	1	2	3	4 (2)	5 (5)	6 (2)
Породообразующие главные (%)						
альбит (№)	40-65 (№ 5-9)	55-60 (№ 2-9)	25-30 (№ 3-9)	40-60 (№ 4-9)	65-70 (№ 3-9)	40-50 (№ 4-8)
микроклин	10-20	8-10	2-5	-	3-7	4-5
кварц	25-45	20-30	35-40	40-50	20-25	30-35
лепидолит	1-5	1-5	20-30	1-5	1-5	10-20
сподумен	2	Зн.	Зн.	2	Зн.	1-2
Акцессорные ведущие (г/т)						
микролит	1	2	69	-	-	16,9
танталит	231	1014	92	243	308	162
берилл	+	+	+	+	+	+
фергусонит	-	-	-	13,5	-	-
циркон	7	22	5	12	33	15
монашит	-	-	-	Зн.	1	5
касситерит	754	477	246	0,1	0,1	3,7
апатит	254	113	462	31	324	959
флюорит	-	0,4	-	-	-	-
топаз	-	-	17	-	-	-
турмалин	8	0,3	1	3	30	20
гранат	434	1	5	Зн.	9048	Зн.

1 — микроклин-сподумен-кварц-альбитовый комплекс; 2 — кварц-альбитовый; 3 — лепидолит-альбит-кварцевый; 4 — сподумен-альбит-кварцевый; 5 — кварц-альбитовый; 6 — лепидолит-кварц-альбитовый.

таблица 105

Химический состав и содержание редких элементов в редкометалльных пегматитах лепидолит-альбитового и альбитового парагенетических типов (%)

Компоненты	Лепидолит-альбитовый				Альбитовый		
	1	2	3	4	5	6	
SiO ₂	72,22	72,29	69,78	72,94	70,41	69,82	
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	
Al ₂ O ₃	16,24	17,47	18,16	16,78	18,18	18,75	
Fe ₂ O ₃	0,27	0,50	0,26	0,62	0,14	0,08	
FeO	0,63	0,24	Не обн.	0,83	Не обн.	0,14	
MnO	0,09	0,03	0,14	0,17	0,30	0,48	
MgO	0,16	Сл.	Сл.	0,07	0,09	Сл.	
CaO	0,56	0,31	0,27	0,56	0,41	0,36	
Na ₂ O	6,05	6,48	5,80	5,34	7,43	5,95	
K ₂ O	3,19	2,42	3,04	1,51	2,03	3,34	
P ₂ O ₅	0,17	0,05	0,08	Сл.	0,14	Не обн.	
F	0,07	0,12	2,40	—	—	1,40	
H ₂ O*	0,47	0,36	0,82	0,97	0,68	0,20	
Сумма	100,12	100,27	100,75	99,79	99,81	100,52	
BeO	0,015	0,011	0,070	0,032	0,015	0,067	
Li ₂ O	0,1	0,095	0,1	0,1	0,050	0,1	
Rb ₂ O	>0,09	>0,09	0,480	>0,09	0,079	>0,09	
Cs ₂ O	0,009	0,020	0,087	0,031	0,006	0,051	
Rb ₂ O : Cs ₂ O	23 : 1	10 : 1	5,5 : 1	5 : 1	14 : 1	8 : 1	
Ta ₂ O ₅	0,018	0,051	0,025	0,011	0,023	0,018	
Nb ₂ O ₅	0,009	0,015	0,009	0,008	0,010	0,010	
Ta ₂ O ₅ : Nb ₂ O ₅	2 : 1	3 : 1	3 : 1	1,3 : 1	2,4 : 1	1,8 : 1	
SnO ₂	0,039	0,029	0,025	0,005	0,008	0,007	

1 — микроклин-сподумен-кварц-альбитовый комплекс; 2 — кварц-альбитовый; 3 — разномзернистый лепидолит-альбит-кварцевый; 4 — сподумен-альбит-кварцевый (2 ан.); 5 — кварц-альбитовый (5 ан.); 6 — лепидолит-кварц-альбитовый (2 ан.).

кварц-альбитовом и резко падает в существенно альбитовом. Содержание лития незначительно уменьшается от комплекса к комплексу по простирацию жильной серии. Содержание тантала и ниобия растет от микроклин-сподумен-кварц-альбитового комплекса к кварц-альбитовому и резко падает в существенно альбитовом. Содержание рубидия примерно равное во всех комплексах жильной серии. Значительные количества цезия в лепидолит-альбит-кварцевом комплексе, вероятно, связаны с лепидолитом, но не исключено обнаружение в нем и поллуцита. В целом пегматитовые жилы лепидолит-альбитового типа значительно обогащены Be, Rb, Cs, Ta, Sn и характеризуются комплексной редкометальной специализацией.

Существенно альбитовая жильная серия залегает в амфиболитах, кремнистых и кварц-серицитовых метаморфических сланцах. В экзоконтактах пегматитовых жил вмещающие породы сильно турмалинизированы и биотитизированы. Жильная серия включает ряд жил непостоянного простираения от северо-восточного до северо-западного, реже субширотного. Падение их крутое ($60-80^\circ$). Форма линзообразная, реже пластообразная с раздувами, пережимами и ксенолитами вмещающих пород. По минеральному составу они отвечают существенно альбитовому парагенетическому типу с лепидолитом и сподуменом и обладают незональным строением.

Наиболее минерализованной является жила первая имеющая подковообразную форму и изменчивые элементы залегания. В строении жилы принимают участие три минеральных комплекса: 1) сподумен-альбит-кварцевый, приуроченный к лежащему боку жилы; 2) кварц-альбитовый с микроклином и лепидолитом, слагающий основной объем видимой части жилы, с миароловыми полостями, выполненными мелкими кристаллами кварца, альбита, реже сподумена; 3) лепидолит-кварц-альбитовый, развитый в приконтактных и фланговых частях жил.

Пегматитовые жилы данной серии характеризуются значительным преобладанием альбита над микроклином и незначительным количеством лепидолита и сподумена (см. табл. 104). Содержание лития в них резко падает в кварц-альбитовом комплексе, по сравнению со сподумен-альбит-кварцевым и затем увеличивается в лепидолит-кварц-альбитовом комплексе (см. табл. 105). Наибольшая концентрация цезия отмечается в лепидолит-кварц-альбитовом комплексе. Тантал всюду преобладает над ниобием, но его меньше, чем в жилах лепидолит-альбитовой серии. Содержание редких элементов в лепидолит-альбитовом и альбитовом типах жил данного поля соответственно (%): BeO 0,03 и 0,027; Cs₂O 0,034 и 0,017; Ta₂O₅ 0,03 и 0,021; Nb₂O₅ 0,01; SnO₂ 0,03 и 0,007. Максимальная степень концентрации: BeO 20; Li₂O > 20; Rb₂O 11; Cs₂O 57; Ta₂O₅ 70; Nb₂O₅ 3; SnO₂ 79, что свидетельствует о их комплексной редкометальной специализации.

ВОСТОЧНОЕ ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ БЕРИЛЛИЕВОГО ТИПА

Пегматитовое поле находится в восточной краевой части того же поднятия, вытянуто в субширотном направлении и включает (с запада на восток) одно кварц-касситеритовое месторождение, одну крупную жильную зону и ряд мелких жильных серий редкометальных пегматитов. Изучение его на олово началось еще в начале прошлого столетия. С 50-х годов настоящего столетия начато систематическое комплексное изучение Главной жильной зоны этого поля на редкие металлы. По данным И.Б. Недумова, пегматитовое поле приурочено к глубокому врезу юрского прогиба в тело блокового поднятия вдоль разлома северо-восточного простираения и локализовано в узле пересечения его северо-западным разломом. Площадь поля сложена главным образом нижнеюрскими сланцами, песчаниками и конгломератами, собранными в крупные иногда брахиформные складки северо-восточного простираения. К ядру одной из антиклинальных складок в западной части поля приурочено оловянное месторождение, а к ее восточному крылу — Главная жильная зона редкометальных пегматитов. Структурными, контролирующими размещение пегматитовых тел в пределах поля являются зоны повышенной трещиноватости субмеридионального северо-западного направлений, наложенные на складчатость.

Граниты	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	$\frac{Ta_2O_5}{Nb_2O_5}$	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	BeO	SnO ₂
Биотитовые	—	—	—	140 (1)	272 (1)	3 (1)	Сл.	203 (1)
Двуслюдяные	30 (3)	27 (3)	1,1 : 1	467 (3)	137 (3)	38 (3)	17 (2)	762 (1)
Мусковитовые	29 (3)	43 (3)	1 : 1,5	187 (2)	207 (2)	15 (2)	22 (2)	—
Альбит-мусковитовые пегматоидные	31 (4)	34 (4)	1 : 1,1	248 (4)	623 (4)	25 (4)	—	56 (1)
Пегматитовые обособления	125 (5)	84 (5)	1,5 : 1	169 (5)	430 (5)	24 (5)	1000 (5)	—

В районе данного поля развиты интрузивные породы верхнеюрского комплекса гранитоидов, в составе которого выделяется главная интрузивная фаза, представленная биотит-рогообманковыми и биотитовыми гранодиоритами, биотитовыми, биотит-мусковитовыми и мусковитовыми гранитами, а также фаза дополнительных интрузий (лейкократовые мусковит-альбитовые граниты). Гранодиориты имеют ограниченное распространение, содержат повышенное количество Fe, Mg, Ca и соответственно темноцветных минералов. Биотитовые и биотит-мусковитовые граниты распространены наиболее широко в виде удлиненных небольших массивов размером от 1,5 км до 4 км², локализованных в восточной части данного поля. Особенностью химического состава их является пониженное содержание кремнезема, повышенное — алюминия и преобладание калия над натрием. Мусковитовые граниты отмечаются среди биотит-мусковитовых в виде небольших фациальных обособлений, реже слагают самостоятельные массивы. Они характеризуются повышенным содержанием кремнезема и примерно равным калия и натрия при пониженном Ca, Mg, Fe.

Лейкократовые пегматоидные мусковит-альбитовые граниты обнажаются в западной и восточной частях пегматитового поля в виде небольших штбков размером 0,01–0,62 км², редко до 0,5 км². С западным массивом этих гранитов, приуроченным к ядру брахиантиклинали, генетически связаны кварц-касситеритовые жилы оловянного месторождения.

Непосредственная пространственная связь редкометальных пегматитов с какими-либо определенными выходами вышеописанных гранитоидов не устанавливается. Все граниты характеризуются повышенным фоном содержаний редких элементов по сравнению с кларковыми (табл. 106).

Жильная зона бериллиевого типа

В пределах Главной жильной зоны насчитывается множество пегматитовых тел в основном северо-западного простираения. Жилы образуют ряд серий, ориентированных вкрест простираения поля. Внутреннее строение, морфология, структурный контроль, минеральный состав и характер редкометального оруденения в пегматитовых жильных сериях закономерно изменяются с юго-запада на северо-восток вдоль простираения поля (Кузьменко, 1963).

Западная серия 1 включает десятки плитообразных крутопадающих жил северо-западного простираения. Падение на юго-запад под углами 65–85°. Они имеют микроклин-олигоклаз (№ 10–14)-кварцевый состав, мелко- до среднезернистой структуру и полосчатую текстуру. Содержание микроклина, кварца и плагиоклаза в них примерно равное. Акцессорные минералы: гранат, апатит, касситерит, колумбит, флюорит, пирит.

Жильная серия 2 представлена наклоннопадающими жилами с подчиненным развитием межпластовых апофиз. Падение на юго-запад (реже на северо-восток) под углами 25–45°. Главные минералы — микроклин, альбит-олигоклаз и кварц. В подчиненном количестве присутствуют альбит и мусковит. Мелкокристалличе-

Жильные серии	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	BeO	SnO ₂
1	45 (10)	—	370 (11)	152 (11)
2	29 (4)	—	603 (2)	603 (5)
3	63 (2)	—	350 (2)	следы
4	70 (6)	112 (1)	642 (16)	451 (4)
5	73 (4)	522 (1)	442 (4)	31 (3)
6	110 (50)	120 (5)	245 (5)	90 (1)

ский замещающий кварц-альбитовый комплекс в отдельных участках жил составляет до 25% их объема. Акцессорные минералы: гранат, берилл, турмалин, апатит, танталит-колумбит.

В отличие от крутопадающих жил западной серии наклоннопадающие жилы серии 2 характеризуются более сложными формами (раздувы, пережимы и межпластовые апофизы), появлением блоковых структур в раздувах, большим содержанием альбита, граната и тантало-ниобатов, появлением акцессорного берилла и турмалина и более интенсивным развитием процессов замещения. По минеральному составу они относятся к альбит-олигоклаз-микроклиновому парагенетическому типу. Содержание тантала в жильной серии 1 несколько выше, чем серии 2, в то время как содержание олова и бериллия резко возрастает в жилах серии 2 (табл. 107).

Жильная серия 3, в отличие от описанных выше, характеризуется еще более изменчивыми элементами залегания отдельных жил, что обусловлено выполнением нескольких систем трещин. Они обладают более отчетливым зональным строением и более интенсивным развитием процессов замещения. Простираются жилы в основном северо-западное с падением на северо-восток или юго-запад под углами 30–85°. Строение разнотекстурное до мелкоблокового (в раздувах зональное), состав микроклин-кварц-альбитовый. В крупных раздувах жил выделяются три зоны: 1) внешняя неравномернотекстурная олигоклаз-кварц-микроклиновая с мусковитом и акцессорными минералами: гранатом, турмалином, бериллом и танталит-колумбитом; 2) промежуточная микроклиновая с гнездами и прожилками кварц-мусковитового комплекса; 3) внутренняя, сложенная блоками микроклина и кварца размером от 0,3 до 1 м, в интерстициях между которыми развивается кварц-альбит-мусковитовый комплекс с гранатом и тантало-ниобатами. По сравнению с пегматитами жильной серии 2, жилы этой серии характеризуются более высоким содержанием тантала, но более низким бериллия и олова (см. табл. 107).

Жильные серии 4 и 5 включают десятки секущих и согласных пегматитовых тел, приуроченных к пологопадающей системе тектонических трещин северо-западного простирания и плоскостям отслоения во флексуобразных изгибах и брахиантиклинальных складках кристаллических сланцев. Некоторые пегматитовые тела являются многоярусными вследствие переслаивания межпластовых линз, соединенных крутопадающими проводниками. Текстура жил участковая или полосчатая, структура в основном неравномернотекстурная и блоковая в крупных раздувах. По минеральному составу (альбит + альбит-олигоклаз 40–45%, кварц 25–30%, микроклин 20–25%, мусковит 2–5%, турмалин 1–2%) они относятся к микроклин-альбитовому типу. В раздувах жил отмечаются следующие зоны.

1. Внешняя аплитовая микроклин-кварц-альбит (№ 4–8)-олигоклазового (№ 10–13) состава, иногда полосчатого строения, развитая в эндоэтактовых частях секущих жил. В приальбантовых частях согласных жил иногда наблюдается кварц-мусковитовый комплекс с касситеритом.

2. Внутренняя неравномернотекстурная кварц-олигоклаз-альбитовая с блоками графического пегматита, микроклина, кварца и мусковитом. Эта зона характеризуется интенсивным развитием процессов альбитизации и является наиболее распространенной в жилах. Между блоками графического пегматита, микроклина и

кварца развит мелкокристаллический кварц-альбит-мусковитовый комплекс полосчатой текстуры, с турмалином, гранатом, акцессорным бериллом, апатитом и тантал-ниобатами.

3. В осевых зонах некоторых отчетливо зональных тел, залегающих согласно со сланцами, отмечается крупнокристаллический альбит-мусковитовый комплекс с касситеритом и танталит-колумбитом.

Для пегматитов этих жильных серий, по сравнению с серией 3, характерно более пологое залегание, меньшая степень дифференциации, преобладание кислого плагиоклаза над микроклином, более высокое содержание альбита, берилла, граната, турмалина, тантала, бериллия и олова.

Жильные серии 6 и 7 отличаются сложной морфологией вследствие приуроченности жил к местам пересечения нескольких систем трещин, большими мощностями, наиболее сложным минеральным составом и строением. Простираются жилы северо-западное. Форма тел чаще линзообразная, осложненная многоярусными межпластовыми апофизами. Структура неравнозернистая, крупнокристаллическая и мелкоблоковая до крупноблоковой в раздувах.

Внешние зоны, занимающие 25–30% объема, жил обычно сложены неравнозернистым кварц-полевошпатовым комплексом с мусковитом, состоящим из олигоклаза № 10–16, кварца и микроклина. В секущих пегматитовых жилах эти зоны имеют мелкозернистую аплитовую структуру и полосчатую текстуру. Типоморфные минералы: турмалин, гранат и апатит. Содержание редких элементов (%): BeO до 0,1; Ta₂O₅ 0,004–0,008; Nb₂O₅ 0,008–0,013; (Ta₂O₅: Nb₂O₅ = 1:12–1:3); Li₂O 0,003–0,04; Rb₂O до 0,06; Cs₂O до 0,003.

Основной объем жил сложен мелкоблоковым кварц-полевошпатовым комплексом, в котором микроклин преобладает над альбит-олигоклазом № 10–13. Микроклин образует крупные блоки (до 1–1,5 м в поперечнике), промежутки между которыми выполнены среднекристаллическим агрегатом олигоклаза, кварца и мусковита с гнездами крупнопластинчатого альбита. Акцессорные минералы: сподумен, берилл, танталит. В отдельных жилах в осевых частях наблюдаются мономинеральные зоны микроклина, кварцевые ядра или сподумен-микроклин-олигоклазовые зоны. Здесь же развит мелкозернистый кварц-мусковит-альбитовый комплекс с альбитом № 5–8. Основность плагиоклаза в жилах падает от № 14–16 у зальбандов до № 10–13 в промежуточных частях жил и до № 5–6 в осевых зонах.

Пегматиты этих жильных серий в отличие от других, характеризуются наиболее высоким содержанием тантала, при пониженном бериллия и олова (см. табл. 107).

Для жильной зоны в целом характерно следующее содержание редких элементов (%): U₃O₈ 0,0001–0,0002; TR₂O₃ 0,003; BeO 0,02–0,05; Li₂O 0,01–0,02; Rb₂O 0,03–0,1; Cs₂O 0,003–0,006 (до 0,02); Ta₂O₅ 0,001–0,02; Nb₂O₅ 0,01–0,02; SnO₂ 0,01–0,07 (до 0,27); Ti₂O₃ 0,0008; B₂O₃ 0,001–0,013. Степень их концентрации составляет соответственно: U₃O₈ 1; TR₂O₃ 1; BeO 13–35; Li₂O 1–3; Rb₂O 1–5; Cs₂O 6–12; Ta₂O₅ 5–40; Nb₂O₅ 3–7; SnO₂ 25–185 (до 700); B₂O₃ 2–3. Геохимическая специализация бериллий-оловянная, в наиболее развитых телах жильных зон 6 и 7 — тантал-олово-бериллиевая.

ЮЖНОЕ ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ БЕРИЛЛИЕВОГО ТИПА

Пегматитовое поле локализовано в южной части того же крупного блокового поднятия и также приурочено к узлу пересечения продольного северо-восточного разлома поперечным.

В пределах поля породы палеозойской песчано-сланцевой толщи прорваны многофазной гранитоидной интрузией, сформировавшейся на заключительных этапах складчатости.

Гранитоиды главной фазы внедрения — гранодиориты, порфиоровидные биотитовые граниты, мелкозернистые биотитовые граниты — занимают 3/4 площади всего гранитного плутона. Резко порфиоровидный облик при повышенном содержании Ca, Mg, Fe (табл. 108) и соответственно темноцветных минералов (биотита, роговой обманки) с характерной гнейсовидной текстурой отличает их от пород более

Компонент I	I фаза		II фаза		III фаза	
	гранодиориты	биотитовые граниты	биотит-мусковитовые граниты	пегматиты	мусковитовые граниты	аплиты
SiO ₂	66,20	70,90	72,0	71,78	72,49	73,10
TiO ₂	0,44	0,37	0,17	—	0,10	0,05
Al ₂ O ₃	16,52	16,11	15,55	16,64	16,68	15,5
Fe ₂ O ₃	4,45	0,23	0,20	0,30	0,40	0,28
FeO	3,93	2,80	1,96	—	1,34	1,60
MgO	0,83	0,26	0,008	0,001	0,13	0,15
MnO	0,14	0,03	0,55	—	0,12	0,12
CaO	3,0	1,58	0,83	0,49	0,82	0,70
Na ₂ O	3,60	3,06	3,25	4,7	5,53	4,33
K ₂ O	2,84	3,63	3,92	6,15	3,46	3,93
P ₂ O ₅	0,21	0,26	0,65	0,71	0,61	0,58
H ₂ O	0,16	0,34	0,55	—	0,34	0,07

поздней фазы гранитов. Акцессорные минералы: апатит, циркон, рутил. Содержание BeO 0,001–0,005, Ta₂O₅ — следы, олова — следы.

Лейкократовые граниты второй фазы внедрения образуют секущие дайки в гранитоидах первой фазы. Их отличительные особенности: лейкократовый облик, массивная, реже катакластическая текстура, среднезернистая структура, наличие розового граната, повышенное содержание мусковита и пониженное биотита. С ними пространственно и генетически связаны пегматитовые жильные зоны и серии. Содержание редких элементов в этих гранитах (%): BeO 0,001–0,03; Ta₂O₅ 0,005; Nb₂O₅ до 0,01; SnO₂ до 0,03; Li₂O 0,02–0,04; Rb₂O 0,03–0,05.

Со среднезернистыми мусковитовыми гранитами третьей фазы связана пневматолито-гидротермальная олово-вольфрамовая минерализация.

Таким образом с гранитным плутоном связаны разнообразные жильные проявления: пегматиты, кварц-полевошпатовые жилы, кварцевые жилы с вольфрамитом и касситеритом и безрудные низкотемпературные кварцевые жилы. В распределении жильных дериватов намечается определенная пространственная зональность, заключающаяся в том, что все пневматолито-гидротермальные кварцевые жилы с вольфрамовой и оловянной минерализацией приурочены преимущественно к зонам экзо- и эндоконтакта северной и юго-западной частей плутона. Пегматитовые же жилы концентрируются в центральной и северо-восточной его частях.

Пегматитовое поле вытянуто в северо-восточном направлении и совпадает с направлением вытянутости гранитного плутона. В пределах поля выделяются две крупные жильные зоны и четыре мелких. Пегматитовые жилы образуют параллельные жильные серии северо-западного простирания, ориентированные вкрест простирания поля. Главные пороодообразующие минералы пегматитов: микроклин, кварц, альбит; второстепенные: биотит, мусковит, гранат, турмалин, альбит; редкометалльные акцессорные: берилл, даналит, фенакит, танталит-колумбит, амблигонит, трифилин, касситерит, уранинит, сульфиды. Геохимической спецификой пегматитов является повышенное содержание в них урана и цинка.

Главная жильная зона вытянута в северо-западном направлении. На ее продолжении к северо-западу и юго-востоку находятся две мелких жильных серии. Жильная зона приурочена к северо-восточному экзоконтакту гранитного плутона и представлена двумя жильными сериями, контролируемыми сколовыми трещинами в юго-восточном крыле брахиантклинали складки.

В пределах жильной зоны известно несколько десятков пегматитовых и гранит-пегматитовых тел плитообразной формы. Простирание их северо-западное, падение на северо-восток под углами 35–45°.

Жилы имеют альбит-кварц-микроклиновый состав с аксессуарной берилловой и колумбитовой минерализацией. В наиболее крупных раздувах жил от зальбандов к осевым частям выделяются пять зон: 1) аптитовидная; 2) графическая; 3) среднезернистая апографическая; 4) пегматоидная; 5) блоковая. Переходы между зонами постепенные. Количественные соотношения главных минералов варьируют. Микроклин преобладает в блоковой зоне (до 50–65%), а в среднезернистой и мелкоблоковой количество его уменьшается (до 35%). Кварца в блоковой зоне 25%, в среднезернистой 35%. Плагиоклазы (альбит-олигоклаз + альбит) содержатся во всех зонах (12–15%). Мусковит развит в интерстициях между различными минералами. Иногда его содержание достигает 3–5%.

Берилл распространен во всех зонах, за исключением графической. Крупнокристаллический берилл приурочен к крупноблоковым и пегматоидным зонам, частично замещенным таблитчатым альбитом. Для него характерно гнездовое распределение. Длина отдельных кристаллов колеблется от 5 до 65 см. Основная масса берилла представлена мелкокрапленой разностью, связанной с мелкозернистым кварц-альбитовым комплексом. Распределение его в породе равномерное. На глубине в пегматитовых телах увеличивается количество кварц-альбитового комплекса, одновременно возрастает и содержание мелкокрапленного берилла (от 0,038 до 0,055% BeO).

Тантало-колумбит генетически связан с альбитовыми комплексами, но в виде единичных кристаллов встречается в ассоциации с блоковым микроклином. Содержание Ta_2O_5 в нем составляет 16–26%.

С глубиной несколько увеличивается количество турмалина, апатита, трифилина, вивианита и сульфидов. Содержание редких элементов в пегматитах (%): BeO – 0,04; Ta_2O_5 0,002–0,006; Nb_2O_5 0,012–0,016; Li_2O 0,01–0,04; Rb_2O 0,02–0,10; Cs_2O 0,005–0,017.

Вторая жильная зона изучена слабо. В ее пределах выделяются три участка. На первом известны пегматитовые жилы, залегающие в метаморфизованных гибридных породах. Пегматитовые тела образуют свиту пологопадающих жил с общим простиранием на северо-запад и пологими углами падения на юго-запад. Состав жил кварц-полевошпатовый. Редкометалльные аксессуарные минералы: берилл, даналит, тантало-колумбит. Берилл приурочен к крупным обособлениям кварца и достигает значительных концентраций на участках блоковой структуры. Даналит более тяготеет к полевым шпатам в крупнозернистых участках. В наиболее крупной жиле содержание берилла достигает 7,7 кг/т, даналита – 0,7 кг/т.

Пегматитовое поле в целом характеризуется бериллиевой специализацией. Тантал и ниобий играют подчиненную роль.

Характерной особенностью данного жильного поля является связь с одним и тем же интрузивным комплексом различных редкометалльных производных. Наряду с бериллоносными пегматитами здесь обнаружена редкометалльная минерализация в гранитах и кварцевых жилах. Так, в юго-восточной части гранитного плутона находится танталовое рудопроявление, представленное редкометалльными мусковит-альбитовыми гранитами, где содержания Ta_2O_5 изменяются от 0,005 до 0,01%. Имеются также кварцевожильные оловянно-вольфрамовые месторождения.

КАМЕРНЫЕ ПЕГМАТИТЫ МАССИВА АДУН-ЧОЛОН

Пегматитоносный массив Адун-Чолон также приурочен к краю блокового поднятия. Пегматиты этого массива известны с первой половины прошлого столетия по находкам драгоценных камней и впервые были описаны В. Титовым в 1852 г. В разное время их изучали многие исследователи (Сущинский, 1915; Аллер, 1936; Ферсман, 1940; Нефедов, 1971; Корнетова и др., 1968; Кузьменко и др., 1969).

Пегматиты приурочены к зоне эндоконтакта мезозойского гранитного массива, прорывающего и метаморфизующего толщу палеозойских осадочных пород, представленную глинистыми сланцами с подчиненным количеством песчаников и известняков. Массив имеет в плане округлую форму диаметром около 10 км и

Минеральный состав гранитов и пегматитов массива Адун-Чолон

Минералы	Граниты		Аплиты	Зоны пегматитовых тел		
	двуслюдя- ные (2)	биотитовые (2)		внешняя	пегмато- идная	кварц-микро- клин-альбитовая
Породообра- зующие (%)						
олигоклаз № 14–18	25–35	20–30	15–20	10–15	5–10	—
альбит № 4–6	—	—	—	—	1–3	35–45
микроклин	30–40	30–40	35–45	30–40	50–60	25–35
кварц	25–35	25–35	35–45	30–40	25–35	20–25
биотит	3–5	8–12	0,5–1,0	10–20	5–8	—
мусковит	3–5	0,5–1	0,5–1,0	—	—	5–10
Акцессорные ведущие (г/т)						
монацит	Ед. зн.	93	Ед. зн.	51	18	—
ортиз	—	—	—	356	40	—
циркон	48	138	—	1069	291	4
циртолит	—	—	84	—	56	2
флюорит	Ед. зн.	1656	1674	2971	553	2158
апатит	230	275	—	839	171	Ед. зн.
турмалин	1146	Ед. зн.	Ед. зн.	10000	15000	То же
ильменит	121	476	145	3066	324	36
рутил	—	—	19	—	—	42
анатаз	Ед. зн.	6	—	—	11	—
магнетит	64	112	20	122	58	76

концентрически-зональное строение. Центральная часть его площадью 4 км² сложена среднезернистыми двуслюдяными гранитами, постепенно переходящими в крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты зоны эндоконтакта, составляющие основной объем вскрытой части массива. Последние характеризуются более высоким содержанием биотита, большим разнообразием и количеством акцессорных минералов, значительным количеством флюорита, почти полным отсутствием турмалина и меньшим содержанием мусковита (табл. 109). В эндоконтактной зоне массива развиты аплиты и пегматиты.

Пегматиты представлены многочисленными в основном небольшими фациальными телами округлой, овальной, линзовидной, трубчатой и жилообразной форм с раздувами и пережимами, иногда осложненных апофизами. Размер их обычно 5х3 м, для жилообразных тел до 5х100 м. По степени дифференциации среди них различаются недифференцированные, слабо дифференцированные и четко дифференцированные тела. Наиболее отчетливо зональность проявлена в штокообразных изометричных телах и раздувах жилонидных тел.

Внешние зоны пегматитовых тел сложены мелкозернистым биотит-олигоклаз-микроклин-кварцевым комплексом, иногда с участками мелкографической структуры. По направлению к центральным частям они постепенно переходят в среднезернистые и далее крупнозернистые пегматоидные. При этом увеличивается количество микроклина, уменьшается — олигоклаза, биотита и акцессорных минералов (см. табл. 109), появляется альбит. В пегматоидных зонах встречается много мелких занорышей с друзами мориона и дымчатого кварца. Далее следуют зоны мономинерального микроклина и ядра белого кварца. В некоторых телах зоны микроклина отсутствуют. Кварцевые ядра смещены к апикальным частям и под ними разлит мелкозернистый кварц-микроклин-альбитовый комплекс с мусковитом, ниже которого находится зона серого блокового кварца с крупными занорышами и большим количеством игольчатых и волосовидных включений шirla длиной до 20 см.

В отличие от среднего состава щелочноземельных гранитов (по Дэли) граниты и пегматиты массива Адун-Чолон характеризуются более высоким содержанием Si, K,

Таблица 110

Химический состав гранитов и пегматитов массива Адун-Чолон (%)

Компоненты	Граниты					Пегматиты		
	средний состав по Дэли	среднезернистые		крупнозернистые		переходная зона от гранитов	среднезернистая зона с миацитами	кварц-микроклин-альбитовый комплекс с мусковитом
		центральная часть массива	порфировидные переходные	эндоконтактная часть массива	у контакта с пегматитами			
SiO ₂	69,21	73,69	73,30	74,09	73,74	68,70	74,20	74,40
TiO ₂	0,41	—	Сл.	Сл.	Сл.	0,68	0,26	Сл.
Al ₂ O ₃	14,41	16,03	14,90	14,36	13,50	13,51	13,32	14,12
Fe ₂ O ₃	1,98	0,31	0,97	1,06	2,54	1,13	1,11	0,28
FeO	1,67	—	0,51	0,62	0,52	4,18	1,24	0,21
MnO	0,12	0,07	0,03	0,04	0,01	0,09	0,02	—
MgO	1,15	0,11	0,08	0,11	0,07	1,07	0,46	0,30
CaO	2,19	1,19	0,74	1,08	0,99	2,63	0,74	1,33
Na ₂ O	3,48	3,20	3,41	2,41	2,53	3,77	2,08	3,51
K ₂ O	4,23	4,28	5,11	5,33	5,41	3,47	5,44	5,22
H ₂ O	0,85	—	—	0,18	—	0,30	—	0,26
P ₂ O ₅	0,30	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	0,40	—	0,43	—	0,32	—
П.п.п.	—	1,01	0,79	0,84	0,64	0,39	0,52	0,30
Сумма	100,00	99,89	100,24	100,12	100,38	99,92	99,71	99,93

Аналитики Л.П. Юрченкова и Б.А. Соломенская.

F, но более низким — Fe, Mg, Ca (табл. 110). От щелочных гранитов они отличаются более высоким содержанием Al и пониженным — Ka, Na. В пегматитовых телах от краевых к центральным зонам наблюдаются увеличение концентрации Si и уменьшение Ti, Fe, Mg.

Содержание ниобия в них близкое к кларку (табл. 111), а тантала в 2–3 раза выше кларка при относительно высоком Ta:Nb. В пегматитах от более ранних к более поздним минеральным комплексам закономерно увеличивается содержание тантала и Ta–Nb отношение при уменьшении количества ниобия, т.е. наблюдается та же закономерность, которая была отмечена для некоторых редкометалльных пегматитов (Солодов, 1962).

Таблица 111

Содержание тантала и ниобия в гранитах и пегматитах массива Адун-Чолон (г/г)

Порода	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅ : Nb ₂ O ₅
Среднезернистые граниты (2)	7	16	0,44
Крупнозернистые граниты (2)	15	35	0,43
Среднее для гранитов (4)	11	25	0,44
Гранит у контакта с пегматитом	8	12	0,67
Переходная зона от гранита к пегматиту	не обн.	50	—
Среднезернистая зона пегматитов с миацитами	15	19	0,79
Кварц-микроклин-альбитовый комплекс с мусковитом из центральной части пегматита	25	17	1,47
Среднее для пегматитов (3)	13	29	0,45
Аплит	не обн.	44	—

ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ КОМПЛЕКСНОГО ТИПА

Это пегматитовое поле изучено очень слабо. Оно является частью крупного пегматитового пояса, локализованного в восточной краевой зоне другого обширного блокового поднятия в узле пересечения продольной северо-восточной зоны разломов поперечным северо-западным разломом. Пояс распространения пегматитовых гранитных интрузий простирается в северо-восточном направлении и имеет протяженность около 120 км.

В пределах пояса известен ряд крупных, вытянутых в северо-восточном направлении массивов неравнозернистых и порфировидных биотитовых гранитов. В их составе выделяются фациальные разновидности гранодиоритов, гранит-порфиров и двуслюдяных гранитов. Отмечаются также выходы жильных гранитов и гранит-аплитов, которые в ряде случаев секут биотитовые граниты. Определения абсолютного возраста гранитов по монациту и самарскиту: 180–190 млн. лет, что соответствует нижнему триасу. По мнению ряда исследователей, возраст гранитов верхнекарбоновый. Биотитовые граниты считаются материнскими для редкометалльных пегматитов.

Поле редкометалльных пегматитов, имеющее протяженность в несколько десятков километров, представлено рядом жильных зон, приуроченных главным образом к провесам кровли гранитной интрузии. Для многих пегматитовых тел характерно широкое развитие полосчатых текстур, выражающих четкую тенденцию к обособлению кварц-микроклиновых, альбитовых, кварц-мусковитовых и кварц-турмалиновых минеральных ассоциаций. Существенно кварцевые жилы сопровождают все жильные серии.

Жильная зона I представлена пегматитовыми жилами плитообразной формы с раздувами, пережимками и многочисленными апофизами. Жилы залегают в биотитовых сланцах, переслаивающихся с амфиболитами, и являются кососекущими; простирание субширотное с падением на север. Они характеризуются незональным строением и имеют следующий минеральный состав: микроклин 30–35%, альбит 25–35%, кварц 25–35%, мусковит 3–5%, флюорит 5%. Редкометалльные акцессорные минералы: колумбит (до 157 г/т при Ta:Nb 1:2,5), касситерит (до 860–1100 г/т), пироксеноид, монацит, циркон, сфен. Из прочих акцессорных минералов постоянно отмечаются: топаз, гранат, апатит. Содержание редких элементов в пегматитах этой жильной зоны (%): Ta_2O_5 0,002–0,01; Nb_2O_5 0,01–0,02; Li_2O 0,01–0,02; Rb_2O 0,09–0,1; Cs_2O 0,001–0,005; SnO_2 0,008–0,1; BeO 0,008. Геохимическая специализация тантал-оловянная.

Жильная зона II состоит из ряда жил с отношением протяженности к мощности 200:1. Жилы секущие, залегают в слабо метаморфизованных сланцах. Внутреннее строение жил иногда не четко зональное, но большей частью полосчатое за счет обособлений существенно микроклиновых, альбитовых и кварц-мусковитовых минеральных комплексов. Примерный состав жил: микроклин 20–30%, альбит 30–40%, кварц 30–40%, мусковит 3–5%. Редкометалльные минералы: колумбит (до 84 г/т), касситерит (до 730 г/т), эвксенит (38,7 г/т), сфен, рутил, циркон. Характерны гранат и апатит. Содержание редких элементов в жилах (%): Ta_2O_5 0,002–0,006; Nb_2O_5 0,002–0,008; Li_2O 0,009; Rb_2O 0,12; Cs_2O 0,016; SnO_2 0,06–0,07; BeO 0,01%. Геохимическая специализация оловянная. Отмечается повышенное содержание цезия при низких содержаниях тантала, что необычно и заслуживает проверки.

Жильная зона III представлена двумя небольшими крутопадающими линзовидными жилами, залегающими в среднезернистых биотитовых гранитах. Внешние зоны жил мощностью 0,3 м имеют кварц-альбитовый состав с шерлом. В виде гнезд эта минеральная ассоциация наблюдается и в осевых зонах. Осевые блоковые зоны состоят из кварца (40%), микроклина (25–30%), альбита (15%), лепидолита (до 10%), сподумена (> 2%), флюорита (5%), мусковита (3%) и турмалина (2%). Из редкометалльных акцессорных минералов в них отмечаются танталит-колумбит (276,7 г/т), микролит (260 г/т), тантал-эшинит (до 2251 г/т), касситерит (980 г/т), поллуцит, амблигонит, берилл. В кварцевых ядрах встречаются пустоты с кристал-

лами полупрозрачного дымчатого кварца. Содержание редких элементов в осевых зонах (%) Ta_2O_5 0,04; Nb_2O_5 0,016; Li_2O > 0,1; Rb_2O 0,3; Cs_2O 0,16; BeO 0,06 SnO_2 0,06. Геохимическая специализация $Be-Sn-Li-Rb-Cs-Ta$.

ГЛАВА 11

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

На Дальнем Востоке СССР широко распространены безрудные пегматиты, в то время как редкометалльные встречаются крайне редко. В настоящее время на этой территории известны только три небольших поля редкометалльных пегматитов, из которых два изучены достаточно детально.

МЕЗОЗОЙСКОЕ ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ КОМПЛЕКСНОГО ТИПА

Пегматитовое поле приурочено к горстовой структуре крупного антиклинария, входящего в состав мезозойской складчатой области Востока СССР. Эта область сложена мощной толщей преимущественно осадочных песчано-сланцевых пород перми, триаса, юры и частично мела, прорванных интрузиями кислых гранитов, возраст которых I_3-Cr_2 . Ядра поднятий антиклинария сложены породами перми, в том числе и горст, образующий выступ в его юго-западной части и непосредственно контролирующей описываемое поле редкометалльных пегматитов. В пределах горста обнажается небольшой выход гранитов (70x10—15 м), сложенный лейкократовыми мелкозернистыми аляскитами, пересыщенными глиноземом (табл. 112).

Абсолютный возраст гранитов (по микроклину из сопровождающих пегматитов) 114 млн. лет (Cr_1). Отдельные выходы гранитов, видимо, являются куполовидными выступами крупной гранитной интрузии, формировавшейся на глубине 2—3 км.

В метаморфизованной кровле гранитов распространены пегматиты, приуроченные к тектонически ослабленной зоне шириной 3—4 км и протяженностью 14—15 км. Они образуют серии сближенных тел, выполняющих сколовые, разрыв-

Таблица 112

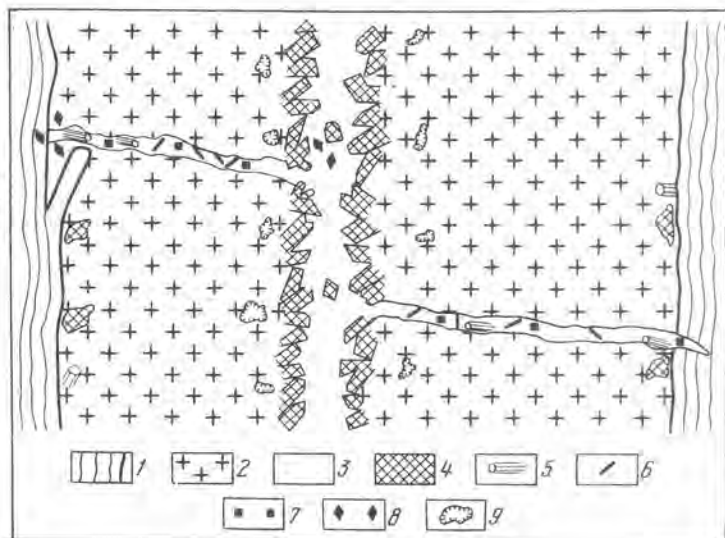
Химический состав гранитов и пегматитов (%)

Компоненты	Граниты	Пегматиты		
		средний состав	кварц-альбитовая зона	кварц-мусковитовая зона
SiO_2	72,14	76,84	67,96	52,01
TiO_2	0,14	0,03	0,00	Сл.
Al_2O_3	15,16	14,65	19,02	32,92
Fe_2O_3	0,62	0,55	0,31	0,57
FeO	0,63	—	0,00	0,00
MnO	0,02	0,70	0,04	0,20
MgO	0,26	0,12	0,37	0,64
CaO	0,88	0,22	0,56	0,19
Na_2O	3,82	5,15	6,89	1,24
K_2O	3,95	1,50	4,60	7,25
H_2O^+	0,78	—	—	—
H_2O^-	0,22	—	0,00	0,00
P_2O_5	0,61	0,10	—	—
CO_2	0,61	—	—	—
П.п.п.	—	0,10	0,22	4,63
Сумма	99,84	99,96	99,97	99,65

Анализики: М. Брофман, В.А. Басина, Л.П. Юрченкова.

Фиг. 39 Симметрично-зональное строение жилы

1 — турмалинизированные сланцы; 2 — кварц-альбитовая зона; 3 — кварц; 4 — блоковый микроклин; 5 — берилл; 6 — танталит; 7 — касситерит; 8 — микролит; 9 — занорыши



ные и межпластовые трещины. Наиболее распространены плитообразные тела, выполняющие сколовые трещины широтного простирания, прослеживающиеся на сотни метров при небольшой мощности. Согласно с простиранием вмещающих пород, они имеют более крутое падение ($45-50^\circ$). На флангах жилы часто расщепляются, образуя частое переслаивание вмещающих пород с пегматитовым материалом.

В распределении пегматитов данного поля наблюдается вертикальная и горизонтальная зональность. В центральной части поля прослеживаются наиболее дифференцированные и замещенные тела, несущие редкометальную минерализацию. К флангам поля степень дифференциации и развитие процессов замещения слабеют и пегматиты сменяются безрудными аплитами. Вертикальная зональность выражается в развитии существенно альбитовых и кварц-мусковитовых минеральных комплексов в верхних горизонтах жил, тогда как сподуменовые комплексы слагают нижние горизонты пегматитовых жил и поля в целом.

По внутреннему строению среди пегматитовых тел выделяются симметрично-зональные (фиг. 39), ассиметрично-зональные и участково-зональные. По минеральному составу среди пегматитов различаются тела микроклин-мусковит-альбитового (Кузнецова, 1965; Топунова, 1969), микроклин-альбитового, существенно альбитового и микроклин-сподумен-альбитового парагенетических типов. В наиболее отчетливо зональных телах от зальбандов к осевым частям выделяются до восьми зон:

1) краевая аплитовая альбит (10–12%)-микроклин (35–40%)-кварцевая (40–50%) с шерлом и аксессуарным бериллом;

2) внешняя неяснографическая микроклин-кварцевая с подчиненным количеством альбита № 4 и мусковита. Для этой зоны характерны белый непрозрачный (бесцелочный) берилл и марганцевый тантало-колумбит;

3) кварц-мусковитовая зона, иногда тяготеющая к зальбандам, сложенная серым полупрозрачным кварцем, сиреневым и зеленым мусковитом. Аксессуары минералы: белый Na–Li–Cs берилл, гранат, шерл, марганцевые тантало-колумбиты, ниобо-танталит, микролит и касситерит. Мусковит отличается повышенным содержанием Li_2O (до 0,05–0,10%);

4-6) альбитовые комплексы слагают три самостоятельные зоны: клевеландитовую, альбитовую и кварц-альбитовую. Клевеландитовые обычно приурочены к осевым частям тел, нередко располагаясь вокруг центрального кварцевого ядра. В них отмечаются микролит, Mn-ниобо-танталит, танталит, Mn-тантало-колумбит и натро-литиевый берилл. Зоны мелкозернистого альбита приурочены к границам блоков микроклина и кварца. Редкометалльные минералы здесь почти не встречаются. Кварц (40–50%)-альбитовые (50–60%) зоны в качестве аксессуарных минералов

Компоненты	Гранит	Пегматиты				
		Средняя проба	Микроклин-кварцевая зона	Кварц-мусковитовая зона	Кварц-альбитовая зона	Сподумен-микроклин-кварцевая зона
K ₂ O	4,05	1,50	5,78	8,13	5,66	—
Na ₂ O	3,21	5,15	4,14	0,60	8,71	—
Li ₂ O	0,073	—	0,030	0,197	0,003	до 0,2
Rb ₂ O	0,044	до 0,100	до 0,100	до 0,100	0,077	0,036
Cs ₂ O	0,015	0,021	0,040	0,106	0,010	0,021
BeO	0,003	0,035	0,089	0,025	0,033	0,019
Ta ₂ O ₅	—	0,026	Не обн.	0,007	0,019	0,004
Nb ₂ O ₅	—	0,006	То же	0,011	0,007	0,003
Ga ₂ O ₃	0,002	0,002	0,002	0,006	0,003	0,003
GeO ₂	0,0002	0,0009	—	0,0030	Не обн.	0,0018

содержат гранат, касситерит, микролит, марганцевые ниобо-танталит и танталит, сподумен и белый натро-литиевый берилл. Нередко наблюдается ритмичное полосчатое чередование кварц-мусковитовых и альбитовых зон, образующих структуры обтекания вокруг крупных кристаллов калиевого полевого шпата. В миаролах кварц-альбитовых зон размером 1–2 см развит интересный комплекс минералов. Стенки пустот сложены мелкокристаллическим альбитом № 3, среди которого и на кристаллах которого нарастают кристаллы микролита, стрюверита, касситерита, рутила, ксенотима, прозрачного берилла, полупрозрачного апатита и берtrandита;

7) внутренняя блоковая зона сложена микроклином (35–45%), сподуменом, кварцем (40–50%) и содержит до 2–3% альбита (№ 2–3). Для блоков микроклина размером до 20х50 см характерно развитие пертита замещения и повышенное содержание Na₂O (до 2,05%). Часто в этой зоне присутствует небольшое количество клевеландита. Характерны акцессорные: Mn-ниобо-танталит, стрюверит, Na–Li–Cs-берилл (до 0,2% Cs₂O), берtrandит, иногда турмалин;

8) осевые кварцевые зоны, нередко смещены к одному из зальбандов, несут ниобо-танталит, танталит, касситерит, стрюверит, микролит, сподумен и светло-желтый Na–Ni-берилл. От кварцевой зоны часто отходят апофизы, пересекающие все внешние зоны.

По сравнению с материнскими гранитами пегматиты значительно обогащены редкими элементами: Cs (в 1,5 раза), Rb (в 5 раз), Be (в 10 раз), Ga и Ge (табл. 113). Что касается калия и натрия, то количество первого в пегматитах уменьшается более чем в 2 раза, а второго увеличивается в 1,5 раза; при этом натро-калиевое отношение возрастает от 0,8 в гранитах до 3–4 в пегматитах. Наибольшее разнообразие редких элементов характерно для кварц-мусковитового комплекса, наиболее богатого минералами, содержащими летучие соединения.

Содержание редких элементов в пегматитовых жилах (%): BeO 0,02–0,2; Li₂O 0,01–0,9; Rb₂O 0,03–0,3; Cs₂O 0,01–0,1; Ta₂O₅ 0,004–0,029; Nb₂O₅ 0,001–0,018 (сред. 0,006); SnO₂ 0,04–0,1 (сред. 0,07). Степень их концентрации: BeO 53; Li₂O > 20; Rb₂O до 15; Cs₂O до 100; Ta₂O₅ 23 (до 70); Nb₂O₅ 2 (до 6); SnO₂ 185 (до 260). Геохимическая специализация Be–Li–Cs–Ta–Sn.

ПАЛЕОЗОЙСКОЕ ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ КОМПЛЕКСНОГО ТИПА

Жильное поле пегматитов существенно альбитового и лепидолит-альбитового парагенетических типов приурочено к краевой северо-восточной части древнего срединного массива в мезозойской складчатой области. По данным многих исследователей, эта часть массива представляет собой антиклинорий, ядро которого сложено архейскими и нижнепротерозойскими гранито-гнейсами и сланцами, а крылья — верхнепротерозойскими-нижнепалеозойскими отложениями. Все эти толщи прорваны средне-верхнепалеозойскими гранитоидами и связанными с ними жильными образованиями, в том числе пегматитами.

Выходы гранитов представляют собой части крупного массива среднепалеозойских гранитоидов протяженностью 145 км при ширине 650 км. Наиболее широко распространены биотитовые граниты главной интрузивной фазы, прорывающие докембрийские гранито-гнейсы и сланцы в ядре антиклинория, а также терригенно-карбонатные отложения его крыльев верхнепротерозойского возраста. Выходы более кислых интрузий аляскинского типа площадью 2–3 км² образуют штоки и жильные, нередко ветвящиеся тела, прорывающие биотитовые граниты. С последними связаны простые безрудные и слабооруденелые пегматиты, более широко развитые в районе. Биотитовые граниты сложены преимущественно плагиоклазами 15–20%, кварцем (25–30%), микроклином (45–55%) и биотитом (2–5%); акцессорные минералы — ортит и сфен. В отличие от среднего состава гранитов по Дэли они характеризуются повышенным содержанием кремнезема и фтора и пониженным — Mg, Ca, Fe, Al, Ti, что сближает их с аляскитами (табл. 114).

Мусковитовые граниты второй фазы имеют следующий минеральный состав: плагиоклаз (включая альбит) 10–15%, микроклин 50–60%; кварц 25–35%; мусковит 2–3%. В отдельных выходах наблюдается высокое содержание турмалина (до 10–15%); акцессорные минералы — касситерит и флюорит.

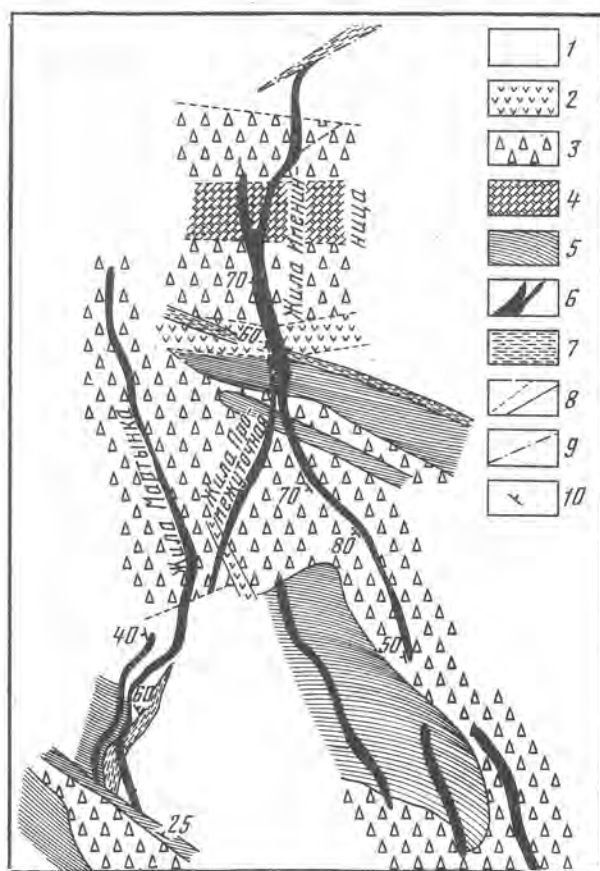
Подавляющее большинство пегматитовых тел данного поля залегают непосредственно в массивах биотитовых гранитов в виде шпировидных обособлений или секущих жил, а также в их экзоконтактах. Обычно они имеют простой минеральный состав: микроклин 15–50%, кварц 35–50%, плагиоклаз 5–30%, турмалин 1–10%, мусковит 2–7%; акцессорные минералы: сфен, ортит, монацит, ксенотим, циркон, апатит, шерл, пирит, реже колумбит. Кроме того экзоконтактовые пегматитовые тела содержат берилл, касситерит и тантало-колумбит. В жилах, наиболее удален-

Таблица 114

Химический состав гранитов и пегматитов (%)

Компоненты	Биотитовые граниты	Мусковитовые граниты	Лепидолит-альбитовые пегматиты	Компоненты	Биотитовые граниты	Мусковитовые граниты	Лепидолит-альбитовые пегматиты
SiO ₂	75,02	76,47	71,03	CaO	0,55	0,45	0,97
TiO ₂	0,14	0,14	He обн.	(Na, Li) ₂ O	3,32	3,53	4,32
Al ₂ O ₃	13,09	13,03	16,85	K ₂ O	4,13	4,81	3,51
Fe ₂ O ₃	0,87	1,04	0,28	H ₂ O ⁺	0,24	0,52	—
FeO	0,70		—	H ₂ O [—]	0,15	—	—
MnO	0,11	0,01	0,02	F	0,35	—	1,70
MgO	1,49	0,06	0,44	B ₂ O ₃	—	—	0,61
				P ₂ O ₅	—	0,01	0,08
				Сумма	100,16	100,00	99,81

Аналитик Г.А. Черепивская.



Фиг. 40. Схематический геологический план центральной части участка 2 (составили Г. Н. Семешко, А. М. Малиновский и др.)

1 — рыхлые отложения; 2 — амфиболиты массивные; 3 — амфиболиты рассланцованные; 4 — роговики; 5 — графитистые сланцы; 6 — пегматитовые жилы; 7 — зона дробления; 8 — контакты пород; 9 — тектонические нарушения; 10 — элементы залегания

ных от выходов биотитовых гранитов, отмечается также повышенное содержание редких элементов в главных породообразующих минералах, а вместо шерла нередко появляется верделит, реже лепидолит. Содержание редких элементов в них составляет (%): $\text{Li}_2\text{O} > 0,1$, $\text{Rb}_2\text{O} 0,013$; $\text{Cs}_2\text{O} 0,027$; $\text{BeO} 0,039$; $\text{Ta}_2\text{O}_5 0,003$; $\text{Nb}_2\text{O}_5 0,008$.

Редкометалльная жильная серия приурочена к южному крылу небольшой антиклинали и локализована в пределах линзовидного тела массивных и рассланцованных ортоамфиболитов, секущих осадочно-метаморфические породы (фиг. 40). Простирание пегматитовых жил субмеридиональное, углы падения $50-80^\circ$, отношение длины к мощности 30:1.

Средний минеральный состав рассматриваемых пегматитов: лепидолит, кварц 25–35%, альбит 50–70%, рубеллит 1–5% (до 10%), сподумен. Присутствуют также микроклин и петалит (1–5%). Акцессорные минералы: колумбит-танталит, микролит, поллуцит, циркон, амблигонит-монтебразит, касситерит, апатит, топаз, гюролит и др.

Внутреннее строение пегматитовых тел и их минеральный состав довольно однообразны. В большинстве случаев они по всей мощности сложены мелко- и среднекристаллическим кварц-альбитовым агрегатом, обогащенным лепидолитом и рубеллитом. В других случаях структура их изменяется от мелко- и среднекристаллической до крупнокристаллической и мелкоблоковой. Наиболее отчетливо это прослеживается от зальбандов к осевым частям жил и от участков пересечения сланцев почти под прямыми углами к участкам субсогласного залегания или приуроченности к массивным породам. Текстура жил преимущественно массивная и участково-полосчатая, реже ритмично-полосчатая.

В порядке распространенности от зальбандов к осевым частям жил выделяются следующие минеральные комплексы: 1) рубеллит-лепидолит-альбитовый; 2) сподумен-лепидолит-альбитовый; 3) петалит-альбитовый с лепидолитом; 4) лепидолит-альбитовый. Эти комплексы, как правило, связаны постепенными переходами, хотя некоторые из них, например второй и третий, встречаются в разных жилах, взаимозаменяя друг друга. Вкрест простирания жильной серии наблюдается пространственная зональность. С запада на восток изменяется минеральный состав от

существенно альбитового (с лепидолитом) парагенетического типа до лепидолит-альбитового (с рубеллитом и сподуменом) в осевой части серии и лепидолит-альбитового с рубеллитом и петалитом в восточном фланге.

В осевых частях раздувов жил развиты мелкоблоковые (10–30 см) обособления сливного кварца, сцементированные по трещинам клевеландитом и лепидолитом, содержащими рубеллит, монтебразит, берилл, микролит и другие акцессорные минералы. В кварце встречаются крупные (5–7 см) неправильные обособления и кристаллы монтебразита, крупные (1–3х5–10 см) катаклазированные кристаллы рубеллита и петалита, а также более мелкие (1–3 см в сечении) полупрозрачного берилла, реже поллуцита. В таких участках установлено максимальное количество сподумена.

Такие акцессорные минералы, как гранат, корунд, шпинель, графит, рибекит и диопсид, приурочены к приконтактовым участкам жил или развиты на месте замещенных ксенолитов. Кроме того в единичных знаках встречаются пирит, халькопирит, галенит, лимонит и церусит.

По химическому составу пегматитовые жилы лепидолит-альбитового типа отличаются от материнских гранитов более низким содержанием Si, Fe, K и более высоким — Al, Ca, Mg, Li, F (см. табл. 114). Содержание в них редких элементов (%): BeO 0,04; Li₂O 0,2; Rb₂O 0,1; Cs₂O 0,1; Ta₂O₅ 0,02; Nb₂O₅ 0,01; SnO₂ 20,008. Степень концентрации: BeO 27; Li₂O >20; Rb₂O 9; Cs₂O >90; Ta₂O₅ 46; Nb₂O₅ 3; SnO₂ 21. Геохимическая специализация комплексная редкометаллическая. Около 75% цезия в них связано в лепидолите и примерно 20% — в поллуците. В слюдах, касситерите и цирконе сосредоточено примерно 10–20% тантала и 40–50% ниобия от их среднего содержания, а на долю микролита и колумбит-танталита приходится около 80–90% тантала и 50–60% ниобия.

ПЕГМАТИТЫ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН

Гранитные пегматиты, в том числе редкометальные, широко распространены на всех континентах и на островах Океании. В настоящей работе приводится краткое описание лишь наиболее крупных пегматитовых провинций, хорошо известных в литературе. Материал излагается по континентам и редкометальным пегматитовым провинциям в пределах континентов. Основное внимание уделено закономерностям размещения и пространственной зональности пегматитовых полей, внутреннему строению и минеральному составу наиболее представительных пегматитовых тел и месторождений, а также их промышленной, в том числе редкометальной, специализации.

ГЛАВА 12

ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

В Западной Европе гранитные пегматиты распространены достаточно широко. Наибольшим развитием они пользуются на Балтийском щите, но известны также в странах Средней и Южной Европы, где Шнейдерхоном (Schneiderhöhn, 1961) выделяются пегматиты Альпийской и Внеальпийской зон складчатости. Первые известны в Швейцарии, на Пиринеях, в Итальянских Южных Альпах, включая Южную Тиролию, а также в восточной части Рейнских Альп. Вторые пользуются более широким распространением в пределах зон складчатости Средней Европы: в горах Гарца, в Рейнском массиве, в Тюрингии, Фихгельских горах в районе Оберпфальца, Саксонском предгорье, Рудных горах, Великих и Силезских горах, Богемии, Шварцвальде, Вогезах, Французском центральном массиве, в Испании, Португалии, на островах — Сардиния, Корсика, Эльба, в Италии и румынских Карпатах. В большинстве своем и те, и другие безрудные. Некоторые из них служат источником добычи полевошпатового сырья, реже сподумена (Мангуалди в Португалии). Отдельные небольшие месторождения содержат рудоразборный берилл или U-редкоземельную минерализацию в незначительных масштабах.

Классической провинцией развития собственно редкометальных пегматитов является Западная часть Балтийского щита, где известны весьма разнообразные по геохимической специализации пегматиты. Так, в юго-западной части Финляндии, в районе Кангасала, распространены пегматиты с цериевой минерализацией, содержащие ортит, обогащенный марганцем и торием (Lokka, 1928). Более широко развиты пегматиты с Th-иттриевой и Ta-ниобиевой специализацией, преимущественно в Швеции и Норвегии.

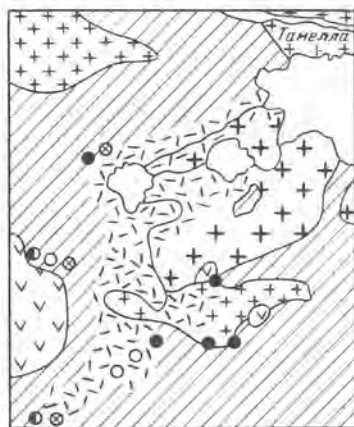
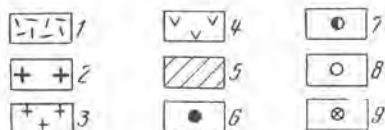
В ряде районов западной части Балтийского щита имеются пегматитовые месторождения с Be-Ta-литиевой специализацией. Они известны также в Чехословакии, Италии (Сан-Пьетроин-Кампо, и др.), Федеративной Республике Германии (Баварский лес), Германской Демократической республике (Оберпфальский лес), Португалии (Мангуалди). Реже встречаются пегматитовые поля с комплексной редкометальной (Be—Li—Rb—Cs—Ta) специализацией (Варутреск в Швеции и о. Эльба). Ниже приводится краткая характеристика наиболее изученных редкометальных пегматитовых полей западной Европы.

Пегматиты Финляндии

На территории Финляндии широко распространены архейские и протерозойские метаморфические породы, прорванные интрузиями различного состава и возраста. Среди гранитоидов выделяются постботнийские (Ar_2), докалевийские (Pr_1) и посткалевийские (Pr_2). Постботнийские граниты и их пегматиты развиты преимущественно в юго-западной части Финляндии. Докалевийские граниты и мигматиты занимают восточную часть Средней Финляндии. В подчиненном количестве здесь представлены посткалевийские граниты, которые более широко распространены в северо-западной части Финляндии. Пегматитоносны постботнийские и докалевийские граниты. Главными породообразующими минералами этих гранитов являются микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит и мусковит. В пространственной и генетической связи с ними находятся пегматиты поля Тамелла (Mäkinen, 1913).

Фиг. 41. Пегматитовое поле Тамелла (Mäkinen, 1913)

1 – поле распространения пегматитовых жил; 2 – микроклиновые граниты; 3 – амфиболовые граниты; 4 – основные породы; 5 – гнейсы; 6–9 – пегматиты: 6 – с танталовыми минералами, 7 – со сподуменом, 8 – с бериллом, 9 – с фосфатами лития



Пегматитовое поле Тамелла, пространственно приурочено к юго-западному контакту крупного гранитного массива и имеет размеры 10x5 км (фиг. 41). Пегматитовые тела залегают преимущественно в слюдяных и амфиболовых гнейсах, слюдяных сланцах, филлитах, диоритах и постботнийских гранитах. Они представлены жилами и крупными штоками, сложенными главным образом микроклином и кварцем с подчиненным количеством олигоклаза, биотита и альбита. Из других минералов в жилах присутствуют синий и другие разновидности турмалина, мусковит, гранат, розовый кварц, аметист, хлорит, апатит, андалузит. Редкометалльные минералы: берилл, хризоберилл, танталит, тапиолит, касситерит, колумбит, эпидолит, сподумен, трифиллин, триплит и др. В пределах пегматитового поля жилы, содержащие редкометалльную минерализацию, находятся на максимальном удалении от гранитного массива (см. фиг. 41).

Второе поле редкометалльных пегматитов Финляндии – Кимито (Pehrman, 1945) связано с красными порфировидными гранитами кварц-микроклинового состава с биотитом и мусковитом. Пегматитовые жилы характеризуются преимущественно микроклиновым составом и размещены зонально по отношению к гранитному массиву. Наиболее удалены жилы с танталитом, бериллом и монтебразитом, залегающие в габбро.

Пегматиты Швеции

Пегматиты докембрийских гранитов известны во многих районах Швеции. Особенно широко распространены они в юго-западной части страны вдоль границы с Норвегией и по морскому побережью. Большое количество пегматитовых жил наблюдается в окрестностях населенных пунктов. Нол, Трольхетан и Боуслен. Вторым районом распространения пегматитов являются окрестности Стокгольма. Широко известны месторождения Утё, Иттерби, Бродбу, Финбу и Манше, из которых Утё

характеризуется Be-Ta-литиевой специализацией. В других районах развиты пегматиты с TR-иттриевой и Ta-ниобиевой минерализацией.

Месторождение Утё находится недалеко от Стокгольма на о. Утё. Оно представлено одной пегматитовой жилой, залегающей в гематитовых кварцитах. Пегматитовое тело сложено кварцем, зеленым микроклин-пертитом и плагиоклазом (видимо, альбитом). Характерны черный, синий и полихромный турмалины, сподумен, амблигонит, петалит, лепидолит, берилл (розовый), гольмквистит. Тантало-ниобаты представлены микролитом, мангано-танталитом, моосситом и фергюсонитом. В небольшом количестве встречается щелочная роговая обманка.

Пегматиты с литиевой минерализацией известны также в Вестманланд-Стриписен. Здесь развиты существенно альбитовые пегматиты зонального строения. От зальбандов к осевым частям жил выделяются следующие зоны: 1) сахаровидного альбита; 2) листоватого альбита (клевеландита) с топазом, мусковитом и танталовой минерализацией; 3) мономинерального кварца.

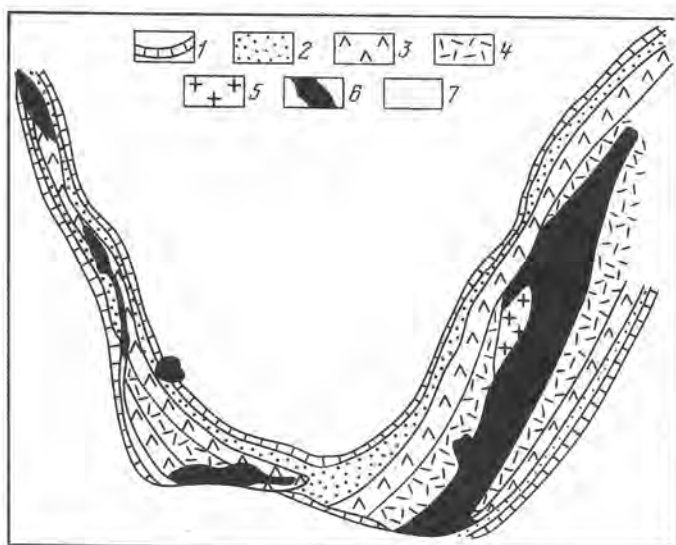
Наиболее интересным является месторождение *Варутреск* детально изученное Р. Квенселем. Оно представлено одной пегматитовой жилой, прослеженной по простираению в юго-западном направлении на 200 м, при ширине 3–30 м, залегающей в амфиболитах. Жила характеризуется хорошо выраженным зональным строением (фиг. 42). От зальбандов к ее осевой части выделяются шесть зон:

1) краевая оторочка мощностью 1–3 см состоит из кварца, мусковита, альбита, черного турмалина. Кристаллы последнего ориентированы перпендикулярно контактам жилы с амфиболитами, что является характерной особенностью этой зоны;

2) внешняя зона мощностью от 0,5 до нескольких метров является кварц-мусковитовой с переменным количеством шерла и характеризуется грубозернистой структурой. В этой зоне присутствует берилл;

3–4) промежуточные зоны сложены микроклин-пертитом, кварцем и мусковитом. Внутренняя промежуточная зона отличается от внешней наличием сподумена и амблигонита. Микроклин-пертит в этих зонах представлен гигантокристаллическими блоками;

5) ядро пегматитового тела сложено массивным молочно-белым кварцем и характеризуется линзовидной формой. Оно приурочено к северо-восточному флангу пегматитового тела;



Фиг. 42. Пегматитовая жила Варутреск (Швеция)

1 – турмалиновая оторочка; 2 – кварц-мусковитовая зона; 3 – блоковая кварц-микроклин-пертитовая зона; 4 – то же со сподуменом и амблигонитом; 5 – кварцевое ядро; 6 – кварц-клевеландитовая зона с поллуцитом; 7 – амфиболиты

6) кварц-клевеландитовая зона со сподументом, амблигонитом, поллуцитом и танталитом развита между кварцевым ядром и внутренней промежуточной зоной, причем клеветландит с танталитом и стибиотанталитом наблюдается преимущественно в западном фланге пегматитового тела, а крупные скопления поллуцита — в восточном. Иногда в этой зоне встречается флюорит.

Месторождение Варутреск по внутреннему строению, минералого-геохимическим особенностям и абсолютному возрасту (1650—1800 млн. лет) имеет большое сходство с комплексными поллуцитсодержащими пегматитами восточной части Балтийского щита, характеризующимися Be—Li—Rb—Cs-танталовой редкометальной специализацией.

В 20 км от Стокгольма на о. Рисар находится пегматитовое рудопроявление Иттерби, характеризующееся Th-иттриевой и Ta-ниобиевой минерализацией (Nordenskjöld, 1908, 1909, 1910). Площадь месторождения сложена очковыми ортоклазовыми гранито-гнейсами среднезернистой структуры. Среди гнейсов прослеживается мощная полоса диоритов запад-северо-западного простирания, на контакте диоритов с гнейсами залегают пегматитовые жилы мощностью 4,5—8,5 м при длине 18—20 м.

Наиболее мощные пегматитовые тела характеризуются довольно крупнозернистой структурой и зональным строением. Периферические их зоны мощностью в несколько сантиметров представлены аплитовидным гранитом. Далее следуют более мощные зоны графического пегматита, по направлению к осевым частям переходящие в зоны блоковой структуры. В центральных частях жил размеры отдельных индивидов полевых шпатов и кварца превышают 1 м в поперечнике.

Наиболее крупное пегматитовое тело имеет отчетливо выраженную внешнюю зону олигоклазового состава, особенно хорошо развитую вдоль контакта с диоритами. В этой зоне много биотита, с которым ассоциируют редкоземельные минералы. Центральные его части сложены микроклином и кварцем. В подчиненном количестве развит мусковит. Из других минералов встречаются эпидот, гранат, апатит (очень редок), кордиерит, магнетит, титано-магнетит, флюорит, хлорит, серицит, жильбертит, кальцит и сульфиды. Редкометальные минералы: ортит, гадолинит, берилл, фергюсонит, иттро-танталит, арренит, циртолит, ксенотим.

По минеральному составу к пегматитам Иттерби очень близки пегматиты районов Финбу, Бродбу, Корарфет, (гадолинит, монацит, ортит, флюорит, таленит), Слеттогора (ортит, поликраз), Нол (гадолинит, нолит, блонстрандит) и др.

Особый интерес представляют пегматиты Манше в средней части Швеции, залегающие в карбонатных породах (Eskerman, 1922). На примере этого месторождения Екерманом изучено взаимодействие пегматитового расплава с вмещающей карбонатной средой, выражающееся в его десиляции и декализации с образованием комплекса контактных минералов реакционной каймы.

Пегматиты Норвегии

Гранитные пегматиты сосредоточены главным образом в юго-восточной, юго-западной и северной частях Норвегии. В юго-восточной части Норвегии известны четыре пегматитовых поля с редкоземельной минерализацией и слюдами. Некоторые жилы разрабатываются на микроклин, кварц и мусковит. Наиболее крупным является пегматитовое поле в 60 км к югу от Осло.

Оно вытянуто в субмеридиональном направлении вдоль изрезанного фиордами побережья вплоть до Гулмарфиорд и Лисекил. Пегматитовые жилы приурочены к западному и восточному контактам большого гранитного массива (Pt_1), который тянется от оз. Вансье в южном направлении на 130 км при ширине 15—20 км. Пегматитовые тела залегают либо в самом гранитном массиве, либо в непосредственной близости от него. Вместе с тем значительное количество жил находится на удалении от гранитного массива до 10 км.

Граниты имеют кварц-микроклиновый состав с небольшим количеством олигоклаза. Слюды представлены биотитом и в меньшей мере мусковитом. Акцессорные минералы: ортит, циркон, ксенотим, апатит, иногда встречаются пирит и магнетит.

Пегматитовые жилы характеризуются крупными размерами и крупнокристаллическим строением. Среди них различаются три парагенетических типа: 1) микроклиновые с подчиненным количеством олигоклаза, биотитом и мусковитом; 2) микроклин-плагноклазовые с гранатом, апатитом, монацитом, магнетитом, тантало-ниобатами и другими минералами; 3) мусковит-плагноклазовые, иногда с альбитом и мусковитом, с крупными кристаллами берилла, топазом, флюоритом и др. Кроме того в них встречаются висмутин, молибденит, пирит, халькопирит, галенит, титано-магнетит, ортит, гадолинит, циркон, циртолит, фергюсонит, колумбит, эвксенит, самарскит, иттро-танталит, микролит, пирит, бреггерит, ксенотим, паризит, кальцит (Brögger, 1906).

Пегматиты юго-западной части Норвегии несколько отличаются по условиям залегания и составу от рассмотренных выше. В этом районе наиболее распространенными породами являются архейские гранито-гнейсы с подчиненными им древними кристаллическими сланцами и кварцитами, среди которых встречаются интрузии габбро, габбро-норитов и других основных пород, нередко метаморфизованных до амфиболитов. Все эти породы прорваны гранитами, среди которых выделяются два комплекса: 1) меланократовые крупнозернистые порфиroidные постботнийские граниты; 2) более молодые калевийские лейкократовые мелкозернистые граниты. Оба комплекса пегматитоносны.

Пегматитовые жилы залегают в гнейсах и амфиболитах. Наиболее широко распространены пегматиты постботнийского комплекса гранитов. Большинство пегматитовых жил имеют согласное залегание с вмещающими их гнейсами и амфиболитами, реже развиты секущие жилы. Состав жил преимущественно микроклиновый с биотитом, иногда олигоклазом и мусковитом. Жилы, залегающие в амфиболах и габбро-норитах, обогащены редкоземельными минералами, по сравнению с пегматитами, залегающими среди гнейсов или пород чарнокитового ряда.

Максимальное количество пегматитовых жил сосредоточено вдоль морского побережья от Лангезундфиорда (район Крагерё) на востоке до Фелксфиорда (Гиттере) на западе и к северу от фиорда Кристиания по долине Сетерсдале (Ивеленд, Евье, Штротхейм). Пегматитовые жилы залегают в амфиболитах, кварцитах и "шаровых" гранита. Для них характерно значительное количество турмалина, представленного очень крупными кристаллами. Турмалин отмечается и в гранитах, а также во вмещающих породах — амфиболитах, сланцах, кварцитах. Большинство пегматитовых жил восточной части прибрежного пояса (окрестностей Крагерё) бедны редкими минералами.

Исключение составляет серия жил, находящаяся между юго-западной частью города Крагере и Каттельфосседем, вытянутая почти параллельно морскому берегу. Жилы очень мощные и протяженные, характеризуются кварц-микроклиновым составом с биотитом и незначительным количеством мусковита. Кроме того, в них встречаются гейландит, фенакит, кристаллы титанита, двойники и тройники колумбита, друзы альбита, длиннопризматические кристаллы апатита и турмалина, ортит, эвксенит, торит. Жилы с турмалином, иттротитанитом, ортитом, бериллом и др. Наблюдаются на некотором удалении от побережья — в Снарум, Модум и других районах.

Второе пегматитовое поле прибрежного пояса тянется от о. Ризер через Тведстранд до Арендала. По составу пегматитовые жилы кварц-микроклиновые с биотитом. В подчиненном количестве развиты мусковит и топаз. Из редкометаллических минералов в них отмечаются колумбит, эвксенит, торит, ксенотим, берилл, гадолинит, самарскит, фергюсонит, монацит, самородное золото, висмут и др. Характерной особенностью гранитных пегматитов окрестностей о. Ризер является преобладание кварца над микроклином.

Следующий пегматитоносный участок находится в окрестностях Тведстранда и между Тведстрандом и Арендалем. В пегматитовых жилах островов Аскерен и Санде встречаются крупные кристаллы иттротитанита, а в копи Холт присутствуют торит, ортит, апатит, молибденит. Копь Ландвик заложена в пегматитовой жиле мощностью до 10 м, содержащей ортит, торит, иттротитанит, апатит. Согласно Гейланду, из этой жилы добыто много тысяч тонн полевого шпата и около

200–300 кг торита. Много торита добыто также из пегматитовой жилы прихода Остре-Меланд. Во многих жилах Южной Норвегии встречаются кристаллы ортита массой до 50–100 кг.

В целом пегматиты юго-западной части Норвегии кроме главных минералов: микроклин-пертита, альбита, олигоклаза, андезина, кварца, мусковита и биотита содержат ряд акцессорных и редких минералов: висмутин, молибденит, пирит, марказит, галенит, гематит, ильменит, топаз, ортит, гадолинит, гейландит, кайнозит, фенакит, циркон, альвит, торит, оранжит, ильменорутил, марганцовистый гранат, турмалин, берилл, сфен, фергусонит, колумбит, эвксенит, поликраз, блонстрандин, самарскит, иттротанталит, иттротитанит, торийсодержащий уранинит, апатит, монацит, флюорит, тенгерит. Однако не во всех пегматитах представлен весь указанный набор редкометаллических минералов.

Так, в кварц-плагиоклаз-микроклин-пертитовых пегматитах с биотитом в одних случаях присутствуют колумбит, самарскит и монацит, а в других — эвксенит, поликраз, блонстрандин, гадолинит, ортит, иттротитанит, торит, ксенотим и др. В кварц-микроклиновых, турмалиносодержащих пегматитовых жилах, наряду с турмалином отмечаются берилл, топаз и флюорит. Однако между этими типами жил нет резкого разграничения и в ряде случаев наблюдаются всевозможные переходы. Примечательно, что в Южной Норвегии отсутствуют литиевые пегматиты.

Судя по редкометаллической минерализации, для гранитных пегматитов Норвегии характерны следующие редкие элементы: TR, Th, U, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta, W, Be. Пегматиты несколько различаются по ассоциациям присутствующих в них редкоземельных элементов. Гольдшмидт выделил три главные ассоциации редкоземельных элементов: 1) преобладание элементов цериевой группы; 2) полная ассоциация лантанидов; 3) преобладание лантанидов иттриевой группы. Большинству минералов с повышенным количеством редкоземельных элементов присуще преобладание цериевой или иттриевой ассоциации, в то время как смешанная ассоциация наблюдается в минералах, содержащих лантаниды в небольших количествах. Цериевая ассоциация отмечается для монацита и ортита. Иттрий концентрируется в ксенотиме, фергусоните, эвксените, бетафите, самарските, иттротанталите, гадолините, гейландите, иттротитаните. В редкоземельных минералах в значительных количествах присутствуют торий и уран. Небольшие примеси редкоземельных элементов наблюдаются в апатите, уранините, спессартине и др. Лантаниды представляют наиболее характерную группу редких элементов пегматитов Норвегии.

Кроме типичных пегматитов в Норвегии встречаются клевеландит-кварцевые жилы, содержащие редкоземельные элементы в незначительных количествах. Из редкометаллических минералов в одних жилах развиты микролит и танталит, а в других — колумбит. В клевеландит-кварцевых жилах иногда встречаются монацит, гадолинит, берилл, иттротитанит и сфен.

В целом пегматиты Скандинавского полуострова по многим признакам обнаруживают большое сходство с той или иной группой пегматитов восточной части Балтийского щита. Главное различие заключается в том, что в редкоземельных пегматитах западной части щита довольно широко распространена боровая минерализация, практически отсутствующая в аналогичных пегматитах восточной его части.

Пегматиты острова Эльба

Пегматитовые жилы западной части острова известны с прошлого столетия по первой находке прозрачного поллуцита "поллукса", полихромных турмалинов и прекрасных друз других минералов. Минеральный состав пегматитовых жил следующий: полевые шпаты, кварц, турмалин, берилл, касситерит, гранат, апатит, литиевые слюды, поллуцит и др.

Цеолиты и поллуцит встречаются особенно часто в пегматитах месторождения Сперанка. В мощных пегматитовых жилах района Гротт-Додта развит черный турмалин, в то время как в маломощных и богатых друзовыми полостями жилах развит цветной турмалин. В друзах полихромных турмалинов снизу вверх наблюдается следующее чередование окрасок: бесцветный — голубой — бесцветный — ро-

зовый — зеленый; черный — зеленый; черный — бесцветный — розовый — черный; бесцветный — розовый. Определенная комбинация цветов характерна для разных жил. Берилл и гранат чаще ассоциируют с черным, чем с цветным турмалином. Аквамарин ассоциирует с белым ортоклазом, черным турмалином и крупными кристаллами кварца.

Ортоклаз, ассоциирующий с лепидолитом, розовым турмалином и микролитом, имеет красноватую окраску.

Пегматиты Португалии

В Южной Португалии известны пегматитовые поля со Sn—W—Nb—Ta—Be-минерализацией, что и определяет их практическое значение. В пределах жильных полей наблюдается пространственная зональность. Непосредственно вдоль контактов с массивами гранитов развиты пегматиты с ниобатами, танталатами и касситеритом. На некотором удалении от края гранитного массива распространены пневматолитовые кварцевые жилы с оловянными рудами, вольфрамитом и высокотемпературными сульфидами. Еще на большем удалении находятся высокотемпературные гидротермальные жилы, содержащие обогащенные золотом сульфиды, сфалерит и галенит.

В Северной Португалии многочисленные массивы гранитов прорывают кембрийские, ордовикские и карбоновые осадочные образования. Среди них выделяются более древние и более молодые, которые сопровождаются и кварцевыми жилами, со сфалеритом, вольфрамитом, шеелитом и тантало-ниобатами (Schneiderhöhn, 1961).

Пегматиты и пневматолито-гидротермальные жилы в районе Сеппа де Арга содержат ортит, титанит, турмалин, сфалерит, апатит, цинвальдит, танталит. Пегматитовые жилы с тантало-ниобатами сложены кварцем, ортоклазом, микроклином, альбитом, мусковитом и цинвальдитом. Они содержат танталит, берилл, циркон, топаз, альмандин, андалузит, апатит, монацит, торбернит, магнетит, лимонит (Sn-ганит), касситерит, рутил, ильменит. Пегматиты переходят в пневматолитовые кварцевые жилы с мышьяком, пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Радиоактивный танталит содержит 0,5 Sn, Ti, W, Lr, Ge, U. Химический состав пегматитов согласно двум анализам, следующий (%): SiO_2 70,42; TiO_2 сл.; Al_2O_3 16,95; Fe_2O_3 0,25; FeO 0,29; CaO 1,12; MgO 0,04; K_2O 2,60; Na_2O 6,08; MnO сл.; P_2O_5 0,77; H_2O^+ 1,47; сумма 100,00 (Schneiderhöhn, 1961).

ГЛАВА 13

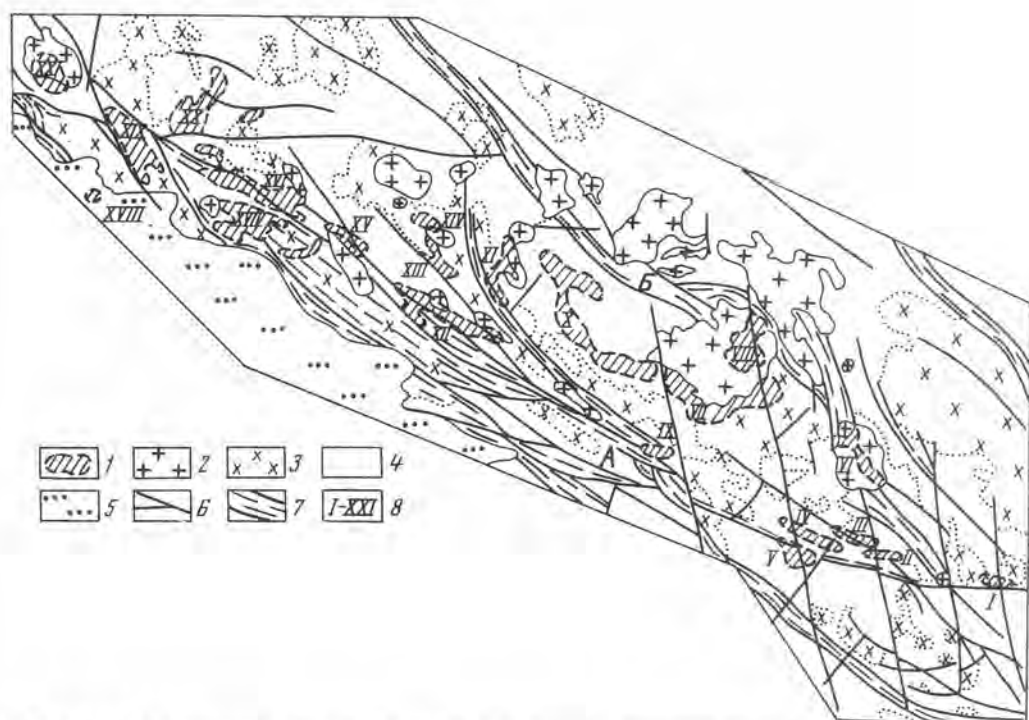
ПЕГМАТИТЫ ЗАРУБЕЖНОЙ АЗИИ

На Азиатском континенте, за пределами Государственной границы СССР, гранитные пегматиты также развиты весьма широко в Афганистане, Монголии, Китае, Индии и других странах. Отсутствие обобщающих работ по геологическому строению зарубежной части Азии, в частности по размещению пегматитов и слабая изученность большинства пегматитовых провинций не позволили авторам настоящей монографии дать систематизированную характеристику пегматитов этой части континента.

Ниже приводится краткое описание только наиболее изученной редкометальной пегматитовой провинции Монгольского Алтая и пегматитов Индии, исследование которых проводилось советскими специалистами.

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЙ ПЕГМАТИТОВЫЙ ПОЯС МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ

Один из крупнейших на территории Азии редкометальный пегматитовый пояс приурочен к южным склонам хребта Монгольский Алтай. Он протягивается с юго-востока на северо-запад на расстоянии свыше 450 км при ширине 20–70 км. В состав пояса входит более 20 пегматитовых полей, вытянутых в северо-западном направлении (фиг. 43)



Фиг. 43. Геологическая схема Монголо-Алтайского пегматитового пояса (составлена А. Н. Леонтьевым)

1 — пегматитовые поля; 2 — пегматитоносная гранит-лейкогранитовая формация P; 3 — нерасчлененные гранитоиды D_1-D_3 ; 4 — осадочно-метаморфические и вулканогенные породы Pz_{1-3} ; 5 — отложения Pg; 6 — разломы; 7 — зоны смятия: А — Юго-Западная, Б — Северо-Восточная; 8 — номера пегматитовых полей

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ

Пегматитовый пояс совпадает с юго-западной краевой частью и юго-западным обрамлением Монголо-Алтайского антиклинория, входящего в систему каледонид Алтая, однако пегматиты и пегматитоносные граниты связываются с верхнепалеозойским интрузивным циклом, а их размещение контролируется системой разрывов и блоков, дискордантной по отношению к нижнепалеозойской складчатой структуре, и в первую очередь, двумя продольными зонами смятия (А и Б, фиг. 43).

В строении антиклинория участвуют древние кристаллические толщи неясного возраста, кембро-ордовикские, силурийские, девонские и нижнекаменноугольные отложения в прилегающих с юго-запада структурных зонах, кроме того, развиты пермские и юрские отложения, отсутствующие в пределах антиклинория. Палеогеновые отложения известны, как в пределах антиклинория, так и в обрамлении. Среди интрузивных пород преобладающим и весьма широким развитием пользуются гранитоиды Pz_{2-3} при очень малом распространении пород основного состава и отсутствии щелочных и ультраосновных пород.

Наиболее распространены отложения Pz_1 кембро-ордовикской толщи песчано-сланцевых пород мощностью более 4 км. Собственно ордовикская часть разреза известная только в западном окончании пегматитового пояса и в приводораздельной части хребта Монгольский Алтай. Она сложена песчаниками, хлоритовыми сланцами, гравелитами, конгломератами и карбонатными породами. Мощность ее до 5 км. Отложения Pz_1 смяты в мелкие изоклинальные складки северо-западного простирания. Кроме того, отмечаются широкие (до 5–15 км в поперечнике) брахиаклинальные складки с общим разворотом осей от обычного северо-западного до северо-восточного простирания.

Отложения Pz_2 представлены силурийскими, девонскими и нижнекаменноугольными толщами.

Разрез силура включает свиты: а) кварцевых конгломератов; б) конгломератов и пестроцветных сланцев; в) полимиктовых песчаников; г) кварцито-видных песчаников, гравелитов и серицит-хлоритовых сланцев и известняков; д) черных филлитовидных сланцев и порфиroidов. Базальные конгломераты этих свит несогласно залегают на инъекционных гнейсах Юго-Западной зоны смятия и ордовикских зеленых сланцах приводораздельной части хребта. Среднедевонские отложения представлены двумя свитами: 1) кварцевыми порфирами и их туфами с линзами известняков; 2) хлорито-кварцевыми и известковистыми сланцами и песчаниками с прослоями известняков, туфопесчаников и кислых эффузивов.

Отложения Pz_3 развиты в юго-западном обрамлении антиклинория и представлены тремя свитами: 1) конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки с фауной визе (C_1); 2) порфиры, порфириты и туфопесчаники с растительными остатками (Pz_3); 3) угленосные песчаники и сланцы (P_1). Эта толща мощностью около 1 км слабо дислоцирована и весьма слабо метаморфизована.

Из более молодых образований широко развиты третичные континентальные красноцветы, поднятые молодыми тектоническими подвижками в области передового хребта до высоты 800–1000 м над уровнем моря, и четвертичные базальтовые покровы мощностью 20–40 м, залегающие в днищах древних речных долин.

Интрузивные породы на юго-западных склонах хребта Монгольский Алтай весьма разнообразны: 1) очковые ортогнейсы плагиогранитового состава; 2) габбро-амфиболиты (Pz_1); 3) кварцевые порфиры, гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры (D_2); 4) среднезернистые биотитовые граниты, плагиограниты, тоналиты, переходящие в эндоконтактах в гранит-порфиры, со своей жильной серией ($D_{2-3}?$); 5) крупнозернистые, местами гигантопорфировидные биотитовые гранодиориты и граниты, в значительной части превращенные в blastsomilonиты зон разломов, со своей жильной серией ($D_3 - C_1?$); 6) габбро, габбро-диориты, диориты, габбро-нориты, пироксениты (C_1); 7) огнейсованные среднезернистые биотитовые граниты, адамеллиты со своей жильной серией (C_{1-2}); 8) порфировидные среднезернистые биотитовые граниты с дополнительными интрузиями лейкократовых гранитов и многочисленными жильными гранитами, аплитами и пегматитами, в том числе редкометальными ($C_3 - P_1$); 9) дайки гранит-порфиров и диабазовых порфиритов ($P?$). Наиболее распространены огнейсованные гранитоиды батолитовой формации (C_{1-2}), прорывающие разновозрастные отложения до C_1 включительно и в свою очередь прорванные гранитами $C_3 - P_1$. Последние распространены преимущественно в приводораздельной части хребта. Для массивов (50–100 км²) характерны дискордантное залегание, изометричные очертания и отсутствие следов контаминации и огнейсования. Эти граниты сходны с позднепалеозойскими ($C_3 - P_1$) гранитами пегматитовой провинции Казахстана и также контролируют редкометальную минерализацию, представленную пегматитами и гидротермальными жилами. Относительно подчиненное значение имеют граниты, гранодиориты, гранит-порфиры, ассоциирующие с девонскими вулканогенными образованиями и условно датируемые девоном, а также габброиды, предшествовавшие огнейсованным гранитоидам.

Пегматитовый пояс контролируется крупной антиклинальной структурой и ограничивающими ее Северо-Восточной и Юго-Западной зонами смятия. Антиклинальная структура имеет длину 350–400 км, ширину 60–80 и северо-западное простирание. Для нее характерны следующие особенности формирования: 1) терригенный флишоидный тип разреза и доминирующий брахиантиклинальный тип складчатой структуры в нижнем палеозое; 2) преобладание геоантиклинальных фаций начиная с ордовика; 3) мульдový режим и накопление молассовидных формаций в среднем палеозое; 4) проявления наземного кислого вулканизма, глыбовых дислокаций и гранитообразования в девоне; 5) отчетливо выраженное в структуре поднятие и высокая насыщенность гранитоидами и жильными поясами герцинского магматизма. Все это характеризует антиклинальную структуру как

Минералы	Биотитовые порфиroidные граниты главной фазы (25)	Лейкократовые граниты дополнительной фазы		Жильные лейкократовые граниты (2)
		внутри материнского массива (30)	вне материнского массива (11)	
Плаггиоклаз	21	18	28	14,5
Микроклин	38	39	31	21,5
Кварц	31	35	32	37,5
Биотит	6	3	2	1,5
Мусковит	2	4	5	4,5

преимущественно каледонское складчатое сооружение, относительно рано начавшее развиваться в геоантиклинальном режиме (ордовик) и испытывавшее активизацию в среднем (D) и верхнем ($C_3 - P_1$) палеозое.

Юго-Западная зона смятия (зона разломов) представляет собой самостоятельную структурно-формационную зону шовного характера, что подчеркивается ее положением на границе областей каледонской и герцинской складчатости. Рассматриваемый 400-километровый интервал этой зоны, отвечающий протяженности пегматитового пояса, представляет собой систему сближенных параллельных ветвящихся разломов, грабенов и горстов, ступенчато погружающихся в рельефе к юго-западу, общей шириной 10–50 км. Грабены выполнены карбонатно-терригенными и вулканогенными отложениями D_{2-3} и терригенными флишеидными отложениями C_1 . В горстообразных поднятиях эрозией вскрыты гранитоиды нижнепалеозойского, девонского и главным образом верхнепалеозойского возраста, а также кристаллические сланцы и гнейсы их метаморфического ореола. Характерны одинаковые северо-западные простирания складчатости, огнейсования, интрузивов, жильных пород и кливажных трещин. На всем протяжении зоны смятия проявлены напряженная изоклинальная складчатость осадочных и вулканогенных пород с крутыми углами погружения осей мелких складок. В центральной части пегматитового пояса разломы виргируют по направлению к северо-западу и образуют систему оперения, расчленяющую бортовые участки антиклинория на блоки. С разломами совпадают ступени в рельефе и зоны расщелачивания, милонитизации и дробления разнообразных пород. Исключением являются пегматиты, пегматитоносные граниты и дайки поздних гранит-порфиров, слабо затронутые или вовсе не затронутые разрывной тектоникой.

Северо-Восточная зона смятия (зона разломов) оконтуривает антиклинальную структуру с северо-востока и в отличие от Юго-Западной занимает не краевое, а внутреннее положение в системе каледонид. В пределах Горного Алтая зона затухает, а на территории МНР соединяется с системой Тургэнгольских разломов. Эта зона представляет собой систему узких грабенов, которые выполнены отложениями силура, девона и нижнего карбона, линейно расщелачиванными и смятыми в узкие складки. Особенностью стратиграфического разреза является исключительно наземный вулканогенный состав отложений девона, а также преобладание грубообломочных и пестроцветных отложений в силуре и нижнем карбоне. Ее отличает также напряженный многофазный интрузивный магматизм в девоне и верхнем палеозое. При этом область проявления девонских гранитоидов смещена в основном к северу от зоны смятия, в то время как огнейсованные гранитоидные мигматит-плутоны и пегматитоносные калиевые граниты верхнепалеозойских комплексов получили развитие к югу от нее.

Пегматитоносные массивы верхнепалеозойских гранитов характеризуются значительным преобладанием микроклина над олигоклазом и различным соотношением биотита и мусковита в разных фазах (табл. 115).

По химическому составу они относятся к высококремнекислым гранитам с пониженным содержанием кальция и магния и преобладанием калия над натрием (табл. 116). Для комплекса в целом отмечается закономерное увеличение содержания кремнезема и уменьшение количества кальция и магния от главной к дополнительной и жильной фазам.

Лейкократовые граниты фазы дополнительных интрузий и жильной фазы характеризуются повышенным фоном содержаний Be, Li, Rb, Cs и близким к кларковому — тантала и ниобия (табл. 117).

Пегматитовые поля Монголо-Алтайского пояса отличаются различными условиями локализации и пространственной связи с материнскими гранитными массивами.

Юго-восточная группа пегматитовых полей (I—V, фиг. 43) приурочена главным образом к кристаллическим сланцам и гнейсам Ст—О и удалена от крупных массивов молодых гранитов Рз₃. Ближайший массив гранитов, имеющий малые (7—8 км) размеры, находится в пределах Северо-Восточной зоны смятия и сопровождается лишь незначительным скоплением пегматитов. Пегматитовые поля имеют длину 5—25 км при ширине до 10 км, насчитывают от нескольких десятков (в полях I—II) до 2500 (поле V) жил и образуют ряд широтных кулис. Наибольшая густота жил, в основном безрудных, наблюдается в поле IV, занимающем осевое положение в системе полей. Наиболее значительные и дифференцированные редкометалльные пегматитовые тела свойственны полям, занимающим периферическое положение. Они залегают в амфиболитах и в древних гранитоидах, на границе с останцами кристаллических сланцев, обособленно от главной массы пегматитовых жил (поле II). Большая часть полей этой группы локализована в осевой части антиклинальной зоны и в том же ее структурном блоке, что и Центральная группа полей, но некоторые поля (поле I и др.) выходят в пределы силурийско-девонского наложенного синклинального прогиба. Объединяющей чертой структурного положения тех и других является их приуроченность к линии крутого юго-восточного погружения батолита огнейсованных гранитоидов.

Центральная группа пегматитовых полей (VII—IX, фиг. 43) пространственно и генетически связана с южным контактом самого крупного массива материнских гранитов. Наиболее представительным в этой группе полей является поле VII,

Таблица 116

Химический состав позднепалеозойских пегматитоносных гранитов (%)

Окислы	Главная фаза (5)	Дополнительная фаза (3)	Жильная фаза (3)	Окислы	Главная фаза (5)	Дополнительная фаза (3)	Жильная фаза (3)
SiO ₂	71,63	72,27	75,11	CaO	2,07	1,07	0,94
TiO ₂	0,33	0,20	0,20	Na ₂ O	3,07	3,09	3,13
Al ₂ O ₃	14,49	15,45	14,18	K ₂ O	3,99	4,87	5,01
Fe ₂ O ₃	0,92	1,01	0,40	P ₂ O ₅	0,19	—	0,02
FeO	1,99	0,73	0,76	H ₂ O ⁺	0,30	0,34	0,09
MnO	0,05	0,04	0,01	П.п.п.	0,86	0,76	0,30
MgO	0,66	0,49	0,18	Сумма	100,55	100,32	100,18

Таблица 117

Содержание элементов-примесей в гранитах дополнительной и жильной фаз (г/т)

Породы	Be	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅
Лейкократовые граниты дополнительной фазы	29 (2)	506 (3)	561 (3)	387 (2)	5 (2)	30 (2)
Жильные граниты	24 (1)	440 (3)	363 (3)	138 (2)	5 (1)	30 (1)

полукольцом, окружающее массив. Оно отличается развитием наиболее крупных полнодифференцированных пегматитовых тел с наиболее комплексным Be-Li-Rb-Cs-Ta оруденением. С запада к главному пегматитовому полю (VII) примыкает поле IX, включающее сотни пегматитовых жил, группирующихся около мелких штоковидных выходов лейкократовых гранитов. Оно приурочено к периклинальному замыканию крупной антиклинали. По направлению от гранитного массива к западу мелкие недифференцированные жилы гранит-пегматитов сменяются крупными телами графической и блоковой структур. В наибольшем удалении расположены промышленно интересные блоковые существенно микроклиновые пегматитовые тела с кварц-мусковит-турмалиновыми оторочками и зонами гнезд крупнопластинчатого мусковита вокруг кварцевых ядер. Характерны крупные кристаллы берилла в блоковых зонах, крупные кристаллы колумбит-танталита в зонах мелколистоватого мусковита и мелкозернистого альбита. Мусковит также является объектом промышленной добычи.

Западная группа пегматитовых полей включает поля XI–XVIII (см. фиг. 43). Наиболее значительные месторождения берилла связаны с полями XI и XII. Часть пегматитовых полей этой группы локализована в юго-западном борту Монголо-Алтайского антиклинория, другая часть входит в пределы Юго-Западной зоны смятия. Пегматитовые поля вытянуты согласно с простиранием разломов, образующих в плане веерообразную структуру оперения, расширяющуюся в виде пучка с востока на запад. Осевым элементом в этой структуре является крупный грабен, возникший на месте силурийско-девонского наложенного прогиба. По обе стороны от грабена находятся массивы гранитов Pz_3 пегматитоносного комплекса, более многочисленные, крупные, изометричные — в антиклинории и преимущественно небольшие, вытянутые — в зоне смятия. Пегматиты локализованы как внутри материнских массивов, так и далеко за их пределами, образуя жильные "шлейфы" вытянутые в северо-западном направлении на десятки километров по простирающим сланцеватости и трещиноватости пород. Случаи концентрической зональности вокруг материнских массивов не отмечались.

Для пегматитовых полей северной ветви этой структуры (XI, XIII, XIV) характерны сравнительно немногочисленные простые по форме пегматитовые жилы, расположенные в виде кулисообразных цепочек вдоль узких ослабленных разрывных зон или в останцах кристаллических сланцев в более древних гранитах. Поля XII, XV и др. (см. фиг. 43) центральной ветви веерной структуры вытянуты вдоль осевого разлома грабена и включают межформационные массивы сложного строения, штоки и дайкообразные трещинные тела пегматитоносных гранитов. Наиболее крупные сложнзональные бериллиевые пегматиты связаны с пологими (контракционными) трещинами в апикальных частях выходов материнских гранитов.

Северо-западная группа пегматитовых полей (XVI–XXI, фиг. 43) по структурному положению также делится на две подгруппы: 1) поля XX и частично XVI находятся в Монголо-Алтайском антиклинории; 2) поля XVII–XIX, XXI — в Юго-Западной зоне смятия. Наиболее крупное пегматитовое поле (XXI) локализовано в пределах гранитного массива и к югу от него. Размеры поля около 15 км в поперечнике, общее число жил более 300. Главная масса редкометалльных пегматитов с бериллом, тантало-ниобатами, редко с лепидолитом, висмутином и бертрандитом сосредоточена в жильной зоне 20×3 –5 км, обрамляющей массив с юга. Жилы залегают в биотит-плагноклазовых гнейсах и в сильно огнейсованных гранитоидах C_{1-2} .

Таким образом, в Монголо-Алтайском пегматитовом поясе преобладающим развитием пользуются гранит-пегматиты и безрудные пегматиты существенно микроклинового типа с бериллом, значительно реже встречаются жильные зоны бериллиевые типа, еще реже — с комплексной Be-Li-Cs-Ta минерализацией. Основными закономерностями размещения, могущими служить поисковыми признаками редкометалльных пегматитов, являются следующие.

Для жильных зон бериллиевые типа: а) приуроченность к краевым частям крупных материнских гранитных массивов западного и восточного флангов пегматитового пояса; б) приуроченность к экзоконтактам материнских массивов,

где развиты приконтактные залежи и мелкие штоки лейкократовых гранитов дополнительной фазы; в) приуроченность к жильным полям, вытянутым вдоль разломов юго-западной бортовой части Монголо-Алтайского антиклинария.

Для жильных зон комплексного типа с Be-Ta-Li-Cs минерализацией: а) приуроченность к периферическим жильным зонам полей, концентрически окружающих материнские граниты ядерной части антиклинальной зоны; б) приуроченность к останцам кристаллических сланцев апикальных частей небольших массивов.

Кроме того, локализация и бериллиеносных, и комплексных редкометалльных пегматитовых жил, как правило, связана с наличием дополнительных благоприятных условий — трещиноватых останцев габбро или габбро-амфиболитов и разнообразных структурных ловушек.

Ниже в качестве примера комплексных редкометалльных пегматитов приводится описание наиболее крупного, уникального по характеру дифференциации главного пегматитового поля.

ГЛАВНОЕ ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ КОМПЛЕКСНОГО ТИПА

Пегматитовое поле (VII, см. фиг. 43), как отмечалось выше, приурочено к южному контакту наиболее крупного гранитного массива в центральном приподнятом блоке Монголо-Алтайского пояса. В пределах поля насчитывается несколько тысяч пегматитовых жил, залегающих в гнейсовидных гранитоидах (C_{1-2}), останцах кристаллических сланцев, гнейсов и габбро. Уникальные куполовидные раздувы с отчетливой дифференциацией связаны с флексурообразными перегибами пологопадающих пегматитовых жил в останцах габбро. Однако более распространены крутопадающие плитообразные тела, линзы и сложные ветвящиеся формы.

Спецификой данного поля является преимущественно микроклин-кварц-альбитовый состав и комплексное (Be-Ta-Nb-Li-Cs) оруденение наиболее крупных и наиболее дифференцированных пегматитовых тел с подчиненной ролью существенно альбитовых типов жил.

Пространственная зональность поля выражена в последовательной смене по направлению от материнского массива на расстоянии до 12 км зон развития следующих дифференциатов: а) гранит-пегматитов (иногда с бериллом); б) графических и блоковых пегматитов существенно микроклинового типа с бериллом и колумбитом; в) сложнодифференцированных пегматитовых тел микроклин-альбитового типа с бериллом, танталит-колумбитом, стрюверитом, иногда сподуменом, поллуцитом, минералами урана, висмута, лития; г) пегматитовых жил существенно альбитового типа с танталитом, поллуцитом и бериллом. Еще дальше, за пределами данного поля, редкометалльные пегматиты сменяются одиночными штоками грейзенизированных лейкократовых гранитов с бериллом, молибденитом и кварцевыми жилами с галенитом и сфалеритом. Подавляющее большинство пегматитовых тел имеют северо-западное простирание. Ниже в качестве примера приводится описание одной пегматитовой жильной зоны комплексного типа с наиболее богатой редкометальной минерализацией.

Жильная зона комплексного типа

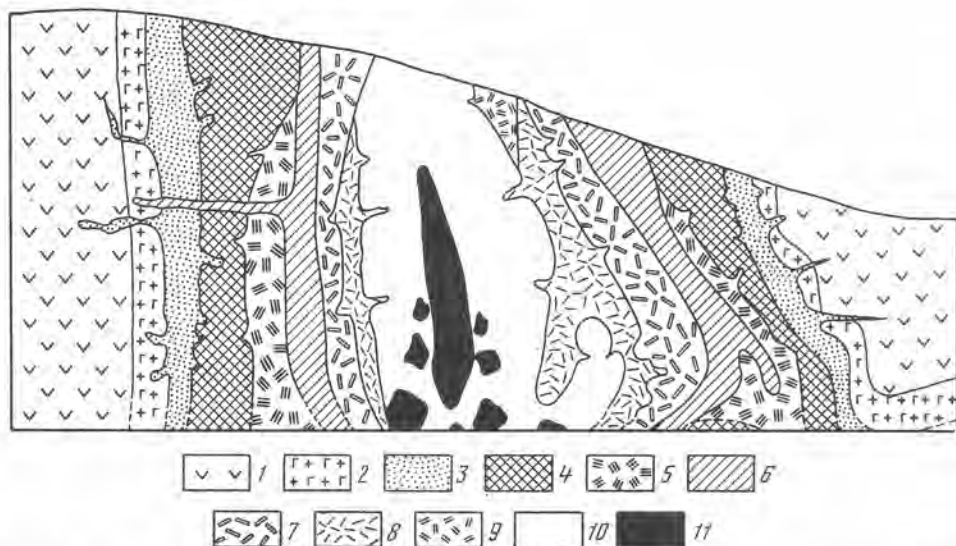
В пределах жильной зоны на площади 7,5 км² насчитывается около 30 пегматитовых жил, залегающих преимущественно в ксенолитах габброидов. Отдельные жилы встречаются в гранитах и сланцах. Форма тел весьма разнообразная — от типично жильной плитообразной до купольной. Размеры их варьируют в широких пределах. Мощность жил, залегающих в сланцах, не превышает 1,5 м при протяженности до 100 м. Мощность наиболее крупных редкометалльных жил, залегающих в габброидах, до 40 м (редко до 150 м). Большинство жил имеют северо-западное простирание и пологий угол падения (12–25°) к юго-западу. По внутреннему строению они большей частью отчетливо зональны; в них насчитывается от 2 до 10 зон. Наиболее минерализованы главный куполовидный раздув жилы 3 (фиг. 44) и ряд других жил.

Пегматитовая жила 3 Монгольского Алтая является уникальной по размерам, зональному строению, богатой минерализации и широко известна в литературе (Власов, 1952, 1961₁; Солодов, 1962; Леонтьев, 1963; Кузьменко, Еськова, 1968). В настоящей работе приводятся дополнительные данные по ее зональности и особенностям распределения редких элементов.

Пегматитовая жила представляет собой полого падающее к юго-западу тело мощностью 25–40 м длиной по падению свыше 1,5 км и по простиранию 1 км с серией раздувов в юго-западной части. Главный куполовидный раздув приурочен к флексурообразному перегибу жилы. Он имеет овальное в плане сечение размером 250х150 м, увеличивающееся в основании купола до 350 м по длинной оси, и высоту около 200 м. Восточнее известны другие раздувы мощностью до 90 м, включающие останцы габбро. Раздувы образовались путем выполнения пегматитовым расплавом камер, возникших при раздвигании блоков габбро в местах пересечения пологих скловых трещин крутыми сбросовыми.

Куполовидный раздув имеет концентрически-зональное строение, причем от периферии к центру сменяются следующие зоны: 1) кварц-микроклиновая графической и неяснографической структур; 2) зона гнезд мелкозернистого ("сахаровидного") альбита; 3) мономинеральная зона микроклин-пертита; 4) мусковит-кварцевая; 5) сподумен-клевеландитовая; 6) сподумен-кварцевая; 7) мелкозернистая мусковит-альбитовая; 8) альбит-лепидолитовая; 9) кварцевое ядро с блоками микроклина (см. фиг. 44).

1) Внешняя кварц-микроклиновая зона графической и неяснографической структур опоясывает штоковидный раздув и слагает зальбанды пологозалегающих флангов жилы. Мощность ее варьирует от 3 до 12 м. Письменные (графические) структуры развиты главным образом в приконтактных частях, реже в виде мелких обособлений (10х10 см) в участках неяснографической структуры. По направлению к центру раздува в этой зоне увеличиваются размеры кристаллов микроклина, кварца, и структура зоны постепенно сменяется мелкоблоковой. Для этой части зоны характерно интенсивное развитие процессов альбитизации и мусковитизации. Помимо главных минералов встречаются синевато-зеленый берилл, гранат, апатит, реже черный и синий турмалин и колумбит.



Фиг. 44. Схематический вертикальный разрез куполовидного раздува пегматитовой жилы 3 (составлен М. В. Кузьменко)

1 – вмещающие габбро; 2–9 – зоны: 2 – среднезернистого и графического пегматита, 3 – гнезд сахаровидного альбита, 4 – мономинерального микроклин-пертита, 5 – мусковит-кварцевая, 6 – сподумен-клевеландитовая, 7 – сподумен-кварцевая, 8 – мусковит-альбитовая, 9 – лепидолитовая; 10 – кварцевое ядро; 11 – блоковый микроклин

2. Зона гнезд сахаровидного альбита является прерывистой. Мощность ее колеблется от 3 до 17 м. Характерно интенсивное развитие процессов замещения, реликтов микроклина, кварца и неяснографического пегматита. Форма гнезд сахаровидного альбита неправильная с затеками, карманами и многочисленными ответвлениями прожилков во внешнюю неяснографическую и во внутреннюю микроклин-пертитовую зоны. Размеры гнезд изменяются от 20–30 см до 5 м в поперечнике. Они сложены в основном мелкозернистым альбитом. В подчиненном количестве в них присутствуют мелкозернистый кварц и мелкочешуйчатый мусковит. Часто эти минералы локализуются в виде небольших обособлений кварц-мусковитового состава. Встречаются также обособления тонкопластинчатого альбита и клевеландита. Помимо главных минералов присутствуют гранат, зеленовато-желтый (иногда "фаршированный") берилл, турмалин, циркон, торбернит, отенит, литиофилит, базобисмутит, сподумен, сфен, рутил, ганит, колумбит, тантало-колумбит, ниобо-танталит и др.

3. Микроклин-пертитовая зона мощностью 10–35 м на 95% сложена микроклин-пертитом, образующим гигантские блоки размером от 1 до 10 м³ с отдельными участками неяснографической структуры. Присутствуют также интерстициальный кварц, гнезда и прожилки кварц-мусковитового комплекса и мелкозернистого альбита.

4. Мусковит-кварцевая зона имеет мощность 4–13 м и является прерывистой. Содержание кварца в ней составляет около 50%, мусковита до 30%. Характерно наличие реликтов микроклин-пертита, гнезд и прожилков клевеландита и мелкозернистого альбита. Ведущие акцессорные минералы: голубовато-зеленый берилл, гранат, апатит, турмалин, висмутовые минералы, колумбит, ниобо-танталит. Реже встречаются циркон, флюорит, рутил, эпидот, магнетит, ильменит, гематит.

5. Сподумен-клевеландитовая зона мощностью 5–11 м имеет резкие контакты с внешней кварц-мусковитовой зоной, хотя в последней количество гнезд тонкопластинчатого альбита увеличивается по направлению к данной зоне. Апофизы этой зоны секут все внешние зоны пегматитового тела вплоть до графической (см. фиг. 44). Внешняя часть сподумен-клевеландитовой зоны сложена тонкопластинчатым альбитом, который далее к центру сменяется голубоватым клевеландитом, составляющим 60–70% объема зоны. Сподумен составляет 10–15% ее объема. В подчиненном количестве развиты крупнолистоватый мусковит, мелкие блоки микроклина и кварца. Акцессорные минералы: берилл, турмалин, гранат, апатит, минералы висмута, тантало-колумбит. Реже встречаются микролит, циркон, рутил, магнетит, ильменит и др.

6. Сподумен-кварцевая зона следует за сподумен-клевеландитовой и имеет с ней постепенные переходы. Мощность ее 8–10 м. Зона сложена преимущественно массивным кварцем, практически не отличающимся от кварцевого ядра, слагающим до 80% ее объема. В подчиненном количестве развит гигантокристаллический (до 6 м длины) сподумен, блоки микроклина, гнезда клевеландита, мелкопластинчатого альбита и мусковита, обособления поллуцита. Акцессорные минералы: белый берилл, турмалин, гранат, апатит, ганит и танталит. Реже встречаются циркон, рутил, магнетит и др.

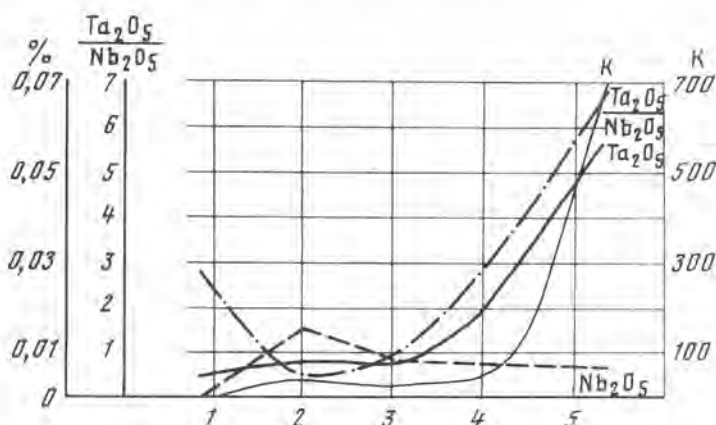
7–8. Мелкозернистые мусковит-альбитовая (по Н. А. Солодову, 1962, зона мелкопластинчатого альбита) и альбит-лепидолитовая зона обособлены между сподумен-кварцевой зоной и кварцевым ядром. Мусковит-альбитовая зона является прерывистой. Максимальная мощность ее в верхней части раздува не превышает 8 м. На глубине 60 м зона выклинивается и вместо нее представлена зона гнезд мусковит-альбитового комплекса в периферической части кварцевого ядра. Размер таких гнезд обычно не превышает 2 м в поперечнике. Часто они сливаются или соединены многочисленными ветвистыми прожилками, секущими кварц. В верхней части зоны наблюдаются реликты клевеландита, кварца и сподумена. Главные минералы – лейстовый альбит (60–70%) и жильбертит – мелкочешуйчатый литий-содержащий мусковит (25–30%). Количество жильбертита и содержание в нем лития постепенно увеличиваются по направлению к апикальной части раздува, и мусковит-альбитовая зона постепенно переходит в альбит-лепидолитовую, на

50–70% сложенную лепидолитом (см. фиг. 44). Помимо альбита, мусковита и лепидолита в этих зонах в небольших количествах (до 5%) присутствует кварц. Редкоземельные и акцессорные минералы: литиофилит, тантало-колумбит, джалмаит, апатит, гранат, полихромные турмалины, розовый берилл, стрюверит, флюорит, циркон, ганит, базобисмутит, угандит и др.

9. Кварцевое ядро, слагающее центральную часть раздува, размером 10х35 м на поверхности, с глубиной увеличивается до 30х160 м (см. фиг. 44). Оно сложено серым массивным кварцем, включающим блоки микроклина 1–5 м в поперечнике. С глубиной количество блоков микроклина увеличивается. В центральной части кварцевого ядра один блок микроклина имеет 10х12 м в сечении и его можно рассматривать как вторую зону мономинерального микроклина. По данным Н. А. Солодова (1962), для блоков микроклина, включенных в кварце, характерно почти полное отсутствие пертита, на основании чего он выделил этот микроклин в качестве второй генерации. В краевых частях кварцевого ядра наблюдаются блоки поллуцита до 1 м в поперечнике и крупные кристаллы сподумена длиной до 2–3 м. Таким образом, внешняя часть кварцевого ядра мало отличается от сподумен-кварцевой зоны, отделенной от него мелкозернистой мусковит-альбитовой зоной.

В пологозалегающей части пегматитового тела зональность выражена значительно слабее. Здесь по существу наблюдаются две зоны: 1) внешняя кварц-микроклиновая графическая и неяснографическая структур, сильно замещенная сахаровидным альбитом, и 2) внутренняя зона блокового микроклина с гнездами кварц-мусковитового замещающего комплекса (см. фиг. 44).

Пегматитовый шток 3 отличается большой комплексностью редкометальной минерализации и высоким содержанием редких элементов в определенных зонах. Среднее содержание Ta_2O_5 в рудах колеблется от 0,01 до 0,05%, редко достигая в отдельных типах руд 0,1–0,5%, что превышает кларк тантала в 1000 раз и более. Тантал и ниобий в главной своей массе представлены промежуточными и танталовыми членами ряда колумбит-танталита, которые встречаются во всех зонах. Наблюдается общее закономерное увеличение содержания тантала от более высокотемпературных внешних к более низкотемпературным центральным зонам с увеличением $Ta-Nb$ отношения от 1:2 до 6:1 и более (табл. 118, фиг. 45). Центральные зоны, расположенные вокруг кварцевого ядра: сподумен-кварцевая, мусковит-альбитовая и альбит-лепидолитовая, характеризуются наиболее высоким содержанием тантала при резком преобладании его над ниобием. В этих зонах наряду с танталитом часто присутствуют в значительном количестве и другие танталаты: микролит, джалмаит, стрюверит, торолит, иксиолит.



Фиг. 45. Распределение тантала и ниобия в раздуве пегматитовой жилы 3

1–5 зоны: 1 – гнезд сахаровидного альбита, 2 – мусковит-кварцевая, 3 – сподумен-клеваландитовая, 4 – сподумен-кварцевая, 5 – мусковит-альбитовая и лепидолитовая; К – коэффициент концентрации тантала по отношению к кларку

Таблица 118

Распределение тантала и ниобия в рудах куполовидного раздува жилы 3

Зона	Разведочные горизонты	Количество проб	Среднее содержание (%)		Ta ₂ O ₅ / Nb ₂ O ₅	Степень концентрации	
			Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅		Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅
Гнезда сахаровидного альбита	Поверхность	7	0,005	0,002	2,5–1	12	1
То же	Гор. I	6	—	—	—	—	—
Мусковит-кварцевая	То же	5	0,01	0,024	1 : 2,4	23	8
То же	Гор. III	4	0,004	0,006	1 : 1,5	9	2
Сподумен-клевеландитовая	Гор. I	10	0,007	0,009	1 : 1,3	16	3
Сподумен-кварцевая	То же	7	0,02	0,007	3 : 1	47	2
Тонкопластинчатого альбита, мусковита и лепидолита	Поверхность	3	0,019	0,008	2,5 : 1	44	3
То же	Гор. I	7	0,015	0,006	2,5 : 1	35	2
"	Гор. III	8	0,052	0,008	6 : 1	121	3

(Аналитик И. И. Назаренко).

Таблица 119

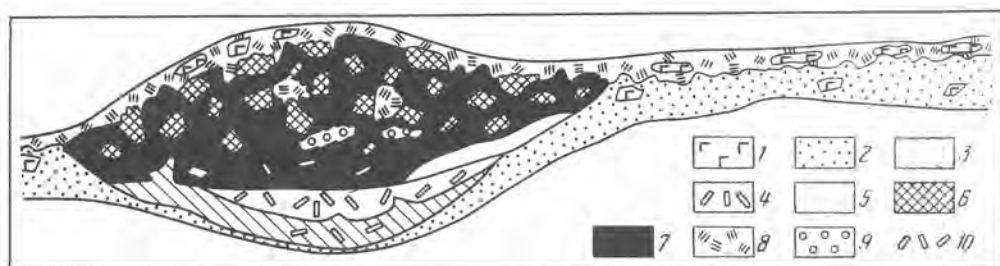
Средние содержания бериллия и лития в пегматитовом штоке 3 (%)

Зона	BeO	Li ₂ O
Кварц-микроклиновая письменной и неяснографической структуры	0,0019	< 0,01
Гнезда сахаровидного альбита	0,1560	0,001
Микроклин-пертитовая	0,0017	0,001
Мусковит-кварцевая	0,1070	0,4
Сподумен-клевеландитовая, сподумен-кварцевая и мусковит-альбитовая	0,0620	1,4
Кварцевое ядро	0,0014	< 0,01

Наиболее высокое содержание бериллия установлено для гнезд сахаровидного альбита и мусковит-кварцевой зоны (табл. 119). Содержание лития в краевых зонах жилы и кварцевом ядре низкое, в то время во внутренних сподуменсодержащих зонах, к которым приурочен практически весь сподумен, литиофилит и лепидолит, концентрация лития очень высокая (см. табл. 119).

Содержание редких элементов в рудах полиминерального комплекса составляет (%): BeO 0,04–0,09 (до 0,16); Li₂O 0,5–0,8 (до 1,4); Rb₂O 0,5–0,7; Cs₂O 0,1–0,5; Ta₂O₅ 0,01–0,05 (до 0,5); Nb₂O₅ 0,006–0,01 (до 0,02). Степень их максимальной концентрации составляет соответственно: BeO – 60 (до 106); Li₂O 92 (до 160); Rb₂O 32; Cs₂O 943; Ta₂O₅ 116 (до 1160), что свидетельствует о их комплексной редкометальной специализации.

Пегматитовая жила 1 является характерным примером пегматитовых тел существенно альбитового парагенетического типа с микроклином, сподуменом, мусковитом и комплексной редкометальной специализацией. Это пологопадающее (угол 15°) плитообразное тело, прослеженное на 1370 м по простиранию при мощности 3–9 м. Вмещающие породы – габбро, содержащие ксенолиты кварц-биотитовых



Фиг. 46. Схематическая зарисовка раздува жилы 1 (составлена М. В. Кузьменко)

1 — неяснографическая и среднезернистая кварц-микроклиновые зоны; 2 — сахаровидный альбит; 3 — клевеландит; 4 — сподумен-кварцевая зона; 5 — кварцевое ядро; 6 — блоковый микроклин; 7 — блоковый кварц; 8 — мусковит-кварцевая зона; 9 — гнезда лепидолита; 10 — сподумен

сланцев. Жила сложена альбитом и кварцем с подчиненным количеством микроклина, мусковита и сподумена. В строении маломощных участков жилы принимают участие две зоны: 1) сахаровидного альбита с реликтами неяснографического кварц-микроклинового комплекса, составляющая 75–80% объема жилы и приуроченная к лежащему ее боку, и 2) мусковит-кварцевая всячего бока. Мусковит-кварцевый комплекс образует ответвления, гнезда и полосы в зоне сахаровидного альбита, что свидетельствует о несколько более позднем его образовании.

В раздувах жилы представлено около 10 минеральных комплексов, сочетания которых образуют девять отчетливо выраженных зон (фиг. 46). В всячем зальбане на контакте с габбро имеется прерывистая турмалиновая оторочка мощностью до 3–4 см, сложенная шерлом с подчиненным количеством роговой обманки, биотита, эпидота и клиноцоизита. За ней следует также прерывистая маломощная (до 10 см) мелкокристаллическая кварц-мусковитовая оторочка, отличающаяся преобладанием мусковита над кварцем. Ниже находится крупнокристаллическая мусковит-кварцевая зона непостоянной мощности (0,2–2 м), составляющая всячий бок жилы на всем ее протяжении, содержащая реликты и блоки графического пегматита и альбитизированного микроклина. Для этой зоны характерно преобладание кварца (60–70%) над мусковитом (20–25%). Блоки микроклина составляют не более 5–6% объема зоны. Акцессорные минералы: зеленовато-голубой и белый берилл, гранат, турмалин, апатит, рутил, сфен, циркон, тантало-колумбит и ганит.

Под мусковит-кварцевой зоной развита зона блокового микроклина и кварца (60–65% объема раздува), сложенная крупными блоками (до 2х3 м) микроклина, промежутки между которыми выполнены мономинеральным светло-серым и дымчатым кварцем, причем в нижней части зоны кварц преобладает над микроклином. В этой зоне присутствуют гнезда мусковит-кварцевого и мусковит-лепидолитового состава, а также клевеландита. Ведущие акцессорные минералы белый, розовый и голубой берилл, танталит, литиофилит и апатит. Зона мономинерального кварца находится ниже крупноблоковой зоны и хорошо представлена только в восточном фланге раздува жилы, где ее мощность достигает 4 м.

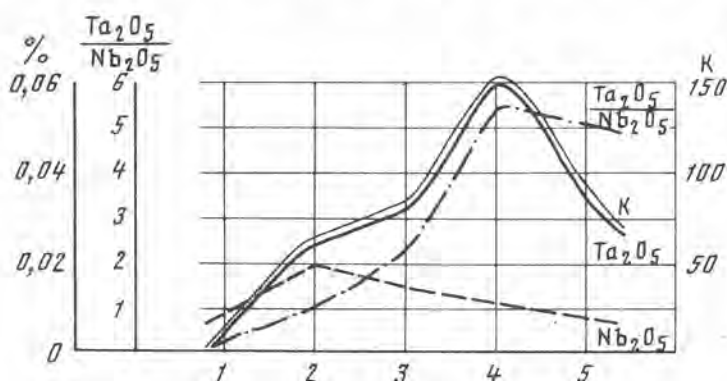
Таблица 120

Распределение тантала и ниобия в жиле 1 (%)

Зона	Количество проб	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅ / Nb ₂ O ₅	Степень концентрации	
					Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅
Сахаровидного альбита	4	0,025	0,022	1,1 : 1	58	8
Мусковит-кварцевая	4	0,0045	0,009	1 : 2	10	3
Сподумен-клевеландитовая	3	0,033	0,014	2,4 : 1	77	5
Сподумен-кварцевая	2	0,060	0,011	5,5 : 1	132	3
Лепидолитовый комплекс	1	0,033	0,007	5 : 1	77	2

Сподумен-кварцевая зона мощностью 0,5–5 м развита под блоковой кварц-микроклиновой зоной и снизу сильно замещена клевеландитом. Она сложена главным образом кварцем (65–70%) и сподуменом (10–15%), но содержит гнезда клевеландита и мусковита. Акцессорные минералы: танталит, гранат, турмалин, циркон, апатит, рутил, сфен, флюорит, магнетит и др.

Клевеландитовая зона мощностью 0,2–2,5 м находится ниже сподумен-кварцевой или блоковой кварц-микроклиновой зон (см. фиг. 46). В первом случае она содержит до 15% сподумена и, по существу, является сподумен-клевеландитовой. Кроме клевеландита, сподумена, кварца и мусковита в этой зоне присутствуют



Фиг. 47. Распределение тантала и ниобия в пегматитовой жиле I

1–4 — зоны: 1 — мусковит-кварцевая, 2 — сахаровидного альбита, 3 — сподумен-клевеландитовая, 4 — сподумен-кварцевая; 5 — мусковит-лепидолитовый комплекс; К — степень концентрации тантала по отношению к кларку

белый берилл, лепидолит, литиофилит, тантало-колумбит, ниобо-танталит, микролит, базобисмутит, циркон, апатит, рутил, ганит, флюорит, турмалин, гранат и др.

Зона сахаровидного альбита развита в лежащем боку жилы. Мощность ее в пределах раздува варьирует от 0,2 до 2,5 м, а за пределами раздува она составляет 70–80% объема жилы. Нередко в этой зоне наблюдаются участки с полосчатым строением, обусловленным чередованием полос белого сахаровидного альбита с полосами мелкочешуйчатого кварц-мусковитового комплекса. Последний часто образует гнезда неправильной формы размером 0,2–0,3 м в поперечнике. В лежащем боку зоны имеются реликты сильно альбитизированного неяснографического пегматита, что свидетельствует об интенсивном развитии процессов замещения (автометасоматоза) в процессе формирования этой зоны. Альбит составляет до 90% объема зоны. Акцессорные минералы: гранат, белый, желтый и желто-зеленый берилл, сподумен, ниобо-танталит, апатит, циркон, ганит, рутил и флюорит.

Мусковит-лепидолитовый комплекс образует гнезда неправильной формы практически во всех зонах, за исключением мусковит-кварцевой зоны всяческого бока жилы. Размер их от 0,2 до 1 м в поперечнике и до 2 м длины. Они сложены светло-зеленым мелкочешуйчатым мусковитом, белым и розовым лепидолитом. Прочие минералы: сподумен, литиофилит, танталит и касситерит.

Содержание Ta_2O_5 в жиле в среднем варьирует от 0,02 до 0,06% и только во внешней мусковит-кварцевой зоне всяческого бока снижается до 0,004–0,005%. Содержание Nb_2O_5 в среднем составляет 0,01–0,02%, снижаясь во внешней мусковит-кварцевой зоне до 0,009%, а в мусковит-лепидолитовом комплексе — до 0,007%. Во всех зонах, за исключением мусковит-кварцевой, наблюдается преобладание тантала над ниобием и закономерное увеличение Ta–Nb отношения от более высокотемпературных зон к более поздним минеральным комплексам (табл. 120, фиг. 47).

Во внешней мусковит-кварцевой зоне отношение Ta_2O_5 к Nb_2O_5 составляет 1:2. Степень концентрации тантала в среднем составляет 60–130, снижаясь в мусковит-кварцевой зоне до 12. Степень концентрации ниобия (2–8) незначительная (см. табл. 120). Распределение других редких элементов не изучено. Однако наличие клевеландита в сочетании со сподуменом, лепидолитом, литиофилом, светлых бериллов при высокой концентрации тантала свидетельствует о комплексном характере редкометальной специализации руд данной жилы.

ПЕГМАТИТЫ ИНДИИ

Большинство месторождений гранитных пегматитов Индии промышленного значения приурочено к древней платформе Индостанского полуострова. Пегматиты горной области Гималаев изучены недостаточно. Среди гранитных пегматитов Индии известны крупнейшие в мире разрабатываемые месторождения мусковита, из которых попутно добывают берилл, колумбит-танталит, драгоценные и поделочные камни, керамическое сырье, реже лепидолит и урановые минералы.

В платформенной части Индии имеется шесть пегматитовых поясов (фиг. 48): Бихарский, Орисский, Раджастханский, Неллурский, Майсурский и Южно-Индийско-Цейлонский. За пределами этих поясов находятся отдельные промышленные ценные пегматитовые месторождения в штатах Махараштра, Мадрас и др.

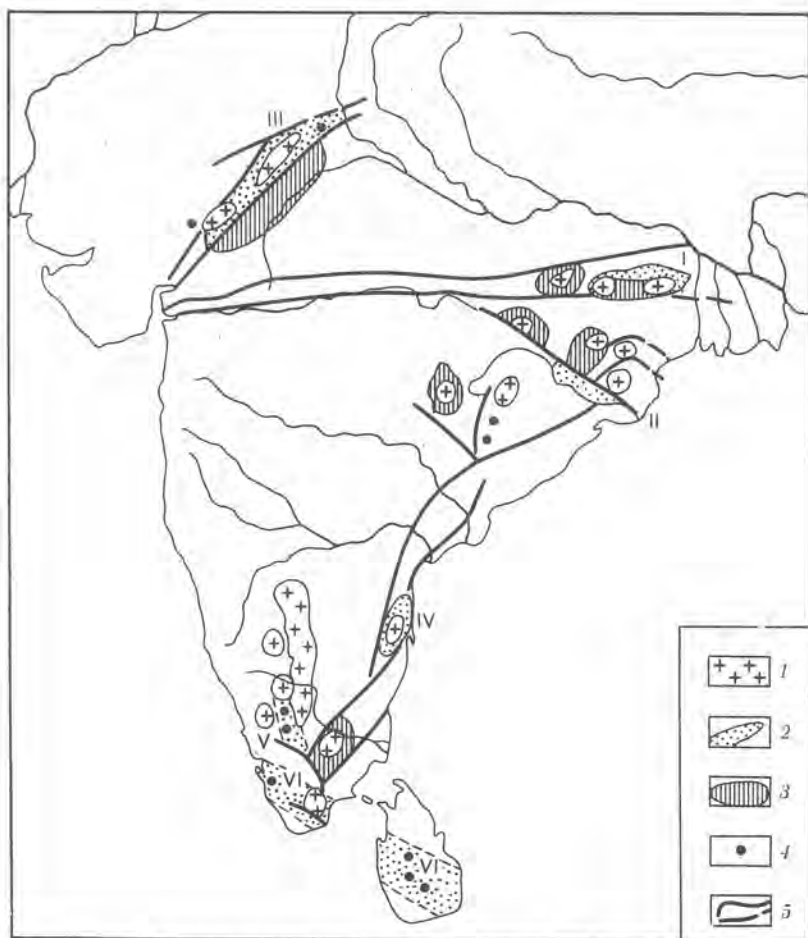
Бихарский пегматитовый пояс находится в северо-восточной части Индийской платформы с центром горнодобывающей промышленности в городах Кодарма и Гиридах. Он имеет размеры 200х20 км и протягивается в субширотном направлении через несколько областей штата Бихар (см. фиг. 48). По экономическому значению (и в первую очередь по запасам бериллия, урана, лития, слюды и др.) Бихарский пегматитовый пояс занимает первое место в стране (Bhola, 1971).

На площади пегматитового пояса распространены породы докембрия, представленные роговообманковыми биотитовыми и двуслюдяными сланцами, слюdistыми кварцитами и другими породами. Во время дхарварского орогенеза (2500–2300 млн. лет) все эти породы были собраны в складки и метаморфизованы до альмандин-амфиболитовой фации, а в постдхарварское время интродуцированы гранитоидами. Последние представлены преимущественно лейкократовыми биотитовыми гранитами и сопровождаются пегматитами. По данным Бхола (Bhola, 1971), возраст пегматитов данного пояса 955 ± 50 млн. лет (рубидий-стронциевый метод), а по данным Б. Моралева, — 860–950 млн. лет (калий-аргоновый метод). Редкометальные пегматиты обычно локализованы вблизи гранитных массивов или в их эндоконтактах, в то время как слюдоносные отмечаются среди сланцев в некотором удалении от гранитов. В пределах пояса известно более 250 пегматитовых тел, несущих берилл, при этом не менее 50% из них имеют промышленное значение. Чаще всего берилл извлекается как побочный продукт при добыче слюды либо других компонентов пегматита. Ресурсы бериллиевой руды составляют примерно 20 000 т, или 2800 т BeO (Bhola, 1971).

Минералы тантала и ниобия (преимущественно колумбит) известны в 50 пегматитовых телах, из которых примерно одна треть содержат уран. Большая часть Та-ниобиевых минералов ассоциируют с лепидолитом и бериллом, реже с самарскитом или фергюсонитом.

Литий представлен исключительно лепидолитом. Некоторые исследователи считают лепидолитовые пегматиты более молодыми, имеющими возраст 670–800 млн. лет. Запасы лепидолита в целом по Индии (Раджастхан, Мадхья-Прадеш, Махараштра и др.) оценивались в 10 000 т. Из нескольких тонн лепидолита, которые были добыты в Индии, 90% приходится на пегматиты Бихарского пояса. Из этих же пегматитов извлечены незначительные количества рубидия и цезия.

Орисский пегматитовый пояс открыт в 1969–1971 гг. и еще недостаточно изучен. Он прослеживается на юго-восток от района Сургая, в штате Мадхья-Прадеш, через Джайпур, Самбайнур и Дхенканал в штате Орисса (Bhola, Bhatnagar, 1971).



Фиг. 48. Размещение редкометальных пегматитовых поясов Индии

1 – граниты; 2 – пегматитовые пояса (I – Бахарский, II – Орисский, III – Раджастханский, IV – Неллурский, V – Майсурский, VI – Южно-Индийско-Цейлонский); 3 – другие районы распространения пегматитов; 4 – отдельные месторождения; 5 – главные разломы

Протяженность пояса свыше 300 км. В его составе несколько пегматитовых полей, отдельных месторождений и рудопроявлений, приуроченных к Маханадскому разлому. Последний является юго-восточным ответвлением огромного Нормато-Сонского разлома (см. фиг. 48). На флангах пояса отмечаются отдельные пегматитовые месторождения с литиевыми, бериллиевыми и другими редкометальными минералами. Так, на юго-западном фланге, в районе Корепут, известно литиевое месторождение Мундвал и бериллиевое Бейредубл, а на северо-восточном фланге – бериллоносные пегматиты Симдега и Джхпурнагар.

Большая часть пегматитовых тел Орисского пояса относятся к микроклиновому парагенетическому типу, меньшая – микроклин-альбитовому и альбитовому. Пегматиты района Дхенканал в штате Орисса представляют экономическую ценность в отношении бериллия, который здесь представлен главным образом бериллом и менее хризобериллом. Это пегматитовое поле приурочено к восточному окончанию Маханадского разлома. Вмещающими породами являются кристаллические сланцы и гнейсы. В пределах поля развиты многочисленные пегматитовые тела длиной от 30 до 1500 м и мощностью от 15 до 200. Они зональны с отчетливо выраженным кварцевым ядром, которое окружено полевошпатовой зоной с большими кристаллами микроклин-пертита. Ближе к контакту с вмещающими породами развиты кварц-полевошпатовая зона графической структуры и тонкая приконтактовая оторочка. Берилл ассоциирует с зеленой слюдой в полевошпатовой зоне и образует

промышленно ценные концентрации в ряде месторождений, в том числе Бухлакара, Дангепал, Ителе, Суратнади, Бахром-Прадеш, Ангал и др. В месторождении Нагули-абера и других наряду с бериллом отмечается хризоберилл. Длина обогащенной бериллиевыми минералами зоны 60 м, мощность 1–1,5 м.

Далее в северо-западном направлении вдоль пояса находится пегматитовое поле Самбалпур, в пределах которого находятся десятки месторождений и рудопроявлений бериллоносных пегматитов. Здесь интересно месторождение Бурхиакала, в котором бериллиеносные зоны пегматитовых тел имеют длину 100 м и мощность от 6 до 9 м. Берилл встречается в значительных количествах. Большая часть его приурочена к полевошпатовой зоне, где он ассоциирует с микроклин-пертитом, мусковитом и кварцем. Размер кристаллов очень велик: длина от 1 до 3 м и до 2 м в поперечнике. Месторождение оценивается как очень перспективное.

Далее к север-северо-западу на продолжении пояса, но уже за пределами штата Орисса в штате Мадья-Прадеш, находятся пегматитовые поля Саргая и Балагхат, содержащие ряд промышленно ценных месторождений бериллия.

Раджастханский пегматитовый пояс, находящийся в северо-западной части Индийской платформы, имеет еще более крупные размеры (320x100 км). Он вытянут в северо-восточном направлении и включает районы городов Аджмер, Бильвара, Кекри, Малпура (штат Раджастхан). Помимо берилла, Раджастхан издавна славится своими драгоценными камнями, в частности изумрудами очень высокого качества. Исследованиями последних лет, в которых принимали участие и советские геологи, были уточнены границы изумрудоносных проявлений и выделен так называемый "изумрудный пояс", прослеживающийся от Удайпура до Аджмера на расстоянии 240 км.

Раджастханский пегматитовый пояс находится в осевой части Аравалийской антиклинали. Пегматитовые тела залегают в аравалийский сланцах, породах гнейсового комплекса и в эринпурских гранитах. Характерна приуроченность их к площадям наиболее сильного метаморфизма пород, как и во многих других пегматитовых поясах мира (например, в оловянно-сподуменовом поясе Каролины, США). Промышленно ценные концентрации образуют только слюды, берилл и тантало-ниобаты (последние лишь в некоторых жилах). В практическом отношении интересны зональные пегматитовые тела. В их составе насчитывается несколько зон и замещающих комплексов. Четко выделяется кварцевое ядро и внешние зоны, сложенные кварцем, альбитом и мусковитом. Берилл и другие редкометалльные минералы приурочены главным образом к контактам кварцевых ядер с внешними зонами либо встречаются в виде гнезд и скоплений различной формы в ядрах и внешних зонах. Там, где ядро имеет микроклин-кварцевый состав, эти минералы часто скапливаются около блоков микроклина.

Берилл добывается как из коренных, так и из россыпных элювиальных месторождений. Крупные кристаллы берилла (до 1 м в длину и 25–30 см в поперечнике) извлекались из кварцевых и кварц-микроклиновых ядер. Гигантские кристаллы достигают нескольких метров в длину (месторождения Бизундни, Барла, Тилоли, Данта и др.). Минералы тантала и ниобия менее распространены и в заметных количествах отмечаются лишь в пегматитовых полях Аджмер-Мервара, Бхилвара и Удайпур, где их добыча велась попутно с добычей слюды и берилла. Минералы этой группы представлены в основном тантало-колумбитом и колумбитом.

Некоторые пегматитовые тела Раджастханского пояса сильно каолинизированы и разрабатываются на каолин, добыча которого сопровождается извлечением также небольшого количества некоторых редкометалльных минералов. В этом отношении интересно месторождение Кассимпура (Bhola, Bhatnagar, 1960). Оно представлено четырьмя дайками каолинизированных пегматитов длиной от 100 до 400 м при ширине 10–30 м. В массе каолина находят кристаллы берилла длиной от 0,3 до 0,7 м при диаметре 20 см. При добыче каолина было добыто 15 т берилла и небольшое количество тантало-колумбита.

Неллурский пегматитовый пояс находится близ восточной окраины Индийской платформы, в южной части штата Андхра-Прадеш, к северу от Мадраса. Он вытянут в север-северо-западном направлении на 100 км при ширине около 20 км. Центром горнодобывающей промышленности района является г. Гудуру. Пегматиты этого

пояса разрабатывались и разрабатываются в основном на слюду, но отдельные месторождения представляют интерес и в отношении редкометальных минералов, в том числе берилла и тантало-ниобатов.

Пегматитовые жилы залегают в докембрийских кристаллических сланцах додхарварского комплекса, согласно с вмещающими их породами, простираются преимущественно в север-северо-западном и север-северо-восточном направлениях. Длина их колеблется от нескольких десятков сантиметров до 400 м, мощность от нескольких сантиметров до 1,5 м. Главный полезный компонент этих пегматитов — мусковит, побочные продукты — микроклин-пертит (керамическое сырье) и берилл. Некоторые жилы наряду с бериллом содержат самарскит, образующий скопления массой 60 кг. Около пос. Утукур в период деятельности рудника из пегматитового тела было добыто несколько тонн самарскита, а в 1942—1943 гг. уже из отвалов было отобрано 80 кг самарскита. В Кхаганам отмечались минералы группы танталита-колумбита.

Майсурский пегматитовый пояс (выделен условно) включает ряд мусковит-берилловых месторождений и прослеживается на расстоянии 200—250 км в юго-восточном направлении от г. Холе Нарсипур (штат Майсур) через район г. Майсура до городов Бавани и Салем (штат Мадрас). Контуры этого пояса (см. фиг. 52) менее определены и значение его в добыче пегматитового сырья по сравнению с остальными тремя поясами небольшое. Пегматиты этого пояса изучены слабо. В районе Майсура отмечаются лишь отдельные месторождения и проявления редкометальных пегматитов с бериллом, тантало-ниобатами, минералами урана и редких земель. Пегматиты пространственно связаны с гранитным массивом Клосепет, прорывающим породы додхарварской и дхарварской метаморфических толщ, возраст которых 2345±60 млн. лет (Crowford, 1969). Последние сложены гранито-гнейсами, кварцитами и амфиболитами, перемежающимися с кристаллическими сланцами. В структурном отношении данный район представлен гранито-гнейсовыми куполами, разделенными системой синклинальных трогов. Вблизи гранитов вмещающие породы претерпели контактовые изменения. Кроме того, их секут дайки порфинов, фельзитов, аплитов и пегматитов.

Наиболее известными пегматитовыми месторождениями этого района являются Бангалор, Мелкот, Кодар, Маста и др. В месторождении Маста, находящемся к востоку от Бенгалура отмечено значительное количество тантало-ниобатов (Chatteriel, 1970). В отношении бериллиевых минералов они не представляют значительного интереса.

Южно-Индийско-Цейлонский пегматитовый пояс находится на крайнем юге Индостанского щита, в районе Траванкора, известно пегматитовое месторождение Одара, приуроченное к додхарварским гнейсам фундамента. Определения абсолютного возраста прорывающих их гранитоидов и пегматитов калий-аргоновым и свинцовым методами дали от 700 до 500 млн. лет. Таким образом и граниты, и пегматиты могли образоваться в процессе тектоно-магматической активизации фундамента Индийской платформы в конце верхнего протерозоя — начале палеозоя. Большая часть Шри Ланка также сложена породами додхарварской серии, прорванными чарнокитами и более молодыми роговообманковыми гранитами Тонигала с розовым полевым шпатом. Возраст последних 438 млн. лет.

Пегматиты Шри Ланка (Республика Шри Ланка) как и южноиндийские, содержат редкометальную минерализацию. В них помимо главных породообразующих минералов кварца и полевых шпатов (микроклина, альбита и адуляра) отмечаются турмалин, гранат, графит (главным образом в контактовых зонах пегматита), а также тантало-колумбит, монацит, фергюсонит, ксенотим, торит, циркон, берилл, топаз и многие другие. Подавляющее большинство пегматитовых тел дезинтегрировано, поэтому добыча редкометальных минералов производится из элювия и аллювиальных россыпей.

Шри Ланка с давних времен славится драгоценными камнями; уступая в этом только Бразилии. Здесь добывают корунд (рубин, сапфир и его звездчатые разновидности), хризоберилл (и его разновидность александрит), аквамарин, топаз, циркон, турмалин, шпинель, гранат, аметист, лунный камень.

Несмотря на большие размеры пегматитовых поясов, они составляют незначительную часть площади выходов индийского докембрия. Пегматитовые поля, как правило, связаны с проявлением гранитного магматизма, при этом наблюдается прямая корреляция в содержаниях акцессорных минералов: турмалина, апатита, магнетита. В гранитах, с которыми связаны бериллоносные пегматиты, отмечается повышенное содержание акцессорного берилла (Bagchi, 1958).

Пегматитовые тела встречаются как в пределах гранитных массивов, так и во вмещающих метаморфических породах, причем с удалением от гранитов количество пегматитовых тел постепенно уменьшается. Иногда довольно четко проявлена зональность в распространении пегматитов разного состава. Внутри гранитных массивов пегматиты не содержат мусковита, а среди полевых шпатов резко преобладает микроклин. Вблизи гранитов преобладают микроклин-плагиоклазовые пегматиты с зонами мусковитизации и кварцевыми ядрами. Наиболее удалены от гранитов мусковит-плагиоклазовые жилы без микроклина. Жилы с редкометальной минерализацией встречаются там же, где мусковитсодержащие. Представителей типичных редкометальных месторождений литиевого и комплексного типов (Кузьменко и др., 1971) в Индии не имеется. Пегматиты, несущие бериллиевую, литиевую, урановую и редкоземельную минерализацию, по-видимому, можно считать переходными между редкометальными и слюдоносными.

По минеральному составу и внутреннему строению выделяются четыре парагенетических типа пегматитовых тел.

1. Жилы с резким преобладанием калишпата над плагиоклазом (№ 20—40) без мусковита. Акцессорная минерализация очень незначительна и представлена турмалином и магнетитом. Они по существу являются безрудными и используются лишь как источник керамического сырья.

2. Плагиоклаз-калишпатовые или калишпат-плагиоклазовые жилы обычно не имеют четко проявленной зональности и крупных кварцевых ядер. Кроме мелкозернистых и графических структур с плагиоклазом № 20—40 в них наблюдаются зоны кварц-мусковитового замещения с плагиоклазом № 15—20, приуроченные к контактам, реже — к центральным частям тел. В крупных жилах изредка встречаются небольшие зоны кварцевого замещения, причем они могут быть приурочены к разным частям пегматитовых тел. В зонах замещения присутствуют мусковит и характерные акцессорные минералы: апатит, черный турмалин, гранат; в остальных частях тел нередко биотит.

3. Дифференцированные микроклин-альбитовые редкометально-мусковитовые пегматитовые жилы. Как правило, в этих жилах кроме зон кварц-мусковитового и кварцевого замещения присутствуют альбитовые зоны с бериллом, колумбит-танталитом, иногда розовым турмалином и лепидолитом. Кроме того в них встречаются фергусонит, самарскит, ортит, монацит, цитролит, триплит, амблигонит, касситерит, уранинит и продукты его изменения. Недавно этот список редких минералов дополнен микролитом (Беус и др., 1966). Много также рудных минералов: пирита, халькопирита, арсенопирита, висмутинита, магнетита, ильменита и др. По характеру редкометальной минерализации, имеющей промышленное значение, среди месторождений этого типа различают бериллоносные, литиевые, танталит-колумбитовые, ураноносные. Большинство месторождений этого типа разрабатывается на слюду, а редкометальные минералы добываются попутно. Жилы этого типа нередко служат также источником драгоценных и поделочных камней: рубеллита и полихромного турмалина, аквамарина, амазонита, розового кварца и др. Отличительной чертой третьего типа пегматитов является наличие в центральных частях тел кварцевых ядер. Редкометальные минералы и мусковит приурочены к контактам ядер с окружающими их зонами.

Типичные примеры редкометально-мусковитовых пегматитов — месторождения Раджгарх и Бисундхи пегматитового пояса Раджастхана. Пегматитовая жила Раджгарх характеризуется наличием бериллиевой, лепидолитовой и сподуменовых минерализаций (Беус и др., 1966; Bhole a.o., 1967), причем литиевая минерализация

наложена в послемагматический этап на пегматиты существенно калишпатового состава (Шмакин, 1970). Сподумен здесь пользуется ограниченным развитием и входит в состав маломощных секущих прожилков, сложенных лепидолитом.

Жила Бисундни — представитель редкометалльно-мусковитовых пегматитов с урано-бериллиевой специализацией. Это крупное (площадь выхода 280×60 м) тело с хорошо выраженным кварцевым ядром, окруженным гигантскими кристаллами микроклин-пертита (до 4×3×2 м) и берилла (призмы длиной до 6 м и 1,5–2 м в поперечнике). В периферической части тела развит кварц-мусковитовый агрегат с реликтами калиевого полевого шпата и новообразованиями плагиоклаза. Присутствуют турмалин и гранат, а из урановых минералов — уранинит и циртолит.

4. Послемагматические кварц-мусковит-плагиоклазовые пегматитовые тела имеют состав, аналогичный составу зон кварц-мусковитового замещения (кварц, мусковит, плагиоклаз № 15–20, турмалин, апатит), но залегают не в пределах первично магматических пегматитовых тел, а в метаморфических вмещающих породах. Обычно это согласные, маломощные и протяженные жилы с очень высоким содержанием мусковита при отсутствии микроклина и биотита. Наиболее распространены они в Бихарском пегматитовом поясе (Muhadevan a. Maithiani, 1967). Иногда в кварц-мусковит-плагиоклазовых телах встречаются берилл и ассоциирующая с ним поздняя зеленая слюдка. Однако главное богатство жил этого типа — рубиновый мусковит высокого качества. Именно этот тип пегматитов является главным источником индийской слюды.

Кварц-мусковит-плагиоклазовые пегматиты нередко обнаруживают пространственную связь с телами плагиоклаз-микроклинового типа, являясь их апофизами.

В геохимическом изучении пегматитов Индии сделаны лишь первые шаги. В минералах мусковитовых пегматитов Бихара установлены Ce, La, U, W, Pb, Ba, Sr и Sn. Получено несколько количественных результатов по содержанию лития в полевых шпатах и слюдах (Venkatasubramanian, 1964). Показано присутствие хрома (0,11–0,12%) в ультраосновных породах, содержащих в контактах с пегматитами изумруды (Datta, 1966). Изучение концентрации бария и стронция в минералах мусковитовых пегматитов и во вмещающих их породах (Шмакин, Костюкова, 1969) выявило черты сходства пегматитов Индии и Восточной Сибири.

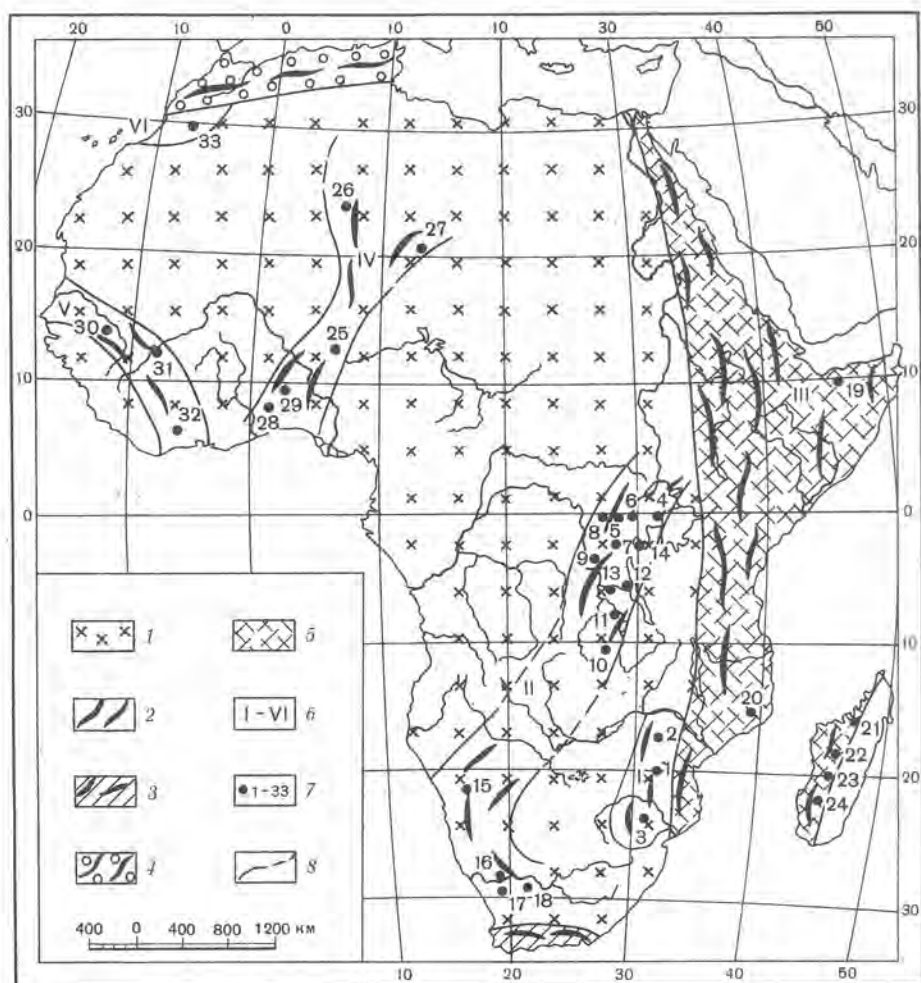
Следует отметить, что в Индии пегматиты были первым и длительное время единственным источником урана (Вадия, 1958). В пегматитах Бихара, Раджастан и Неллур до сих пор добывается уранинит, образующий крупные конкреции массой до 14 кг. На месторождении Бхунас (Раджастан) в пегматитовой жиле имеется фукситовая зона с урананитом, запасы которой около 10 т U_3O_8 (Bhola, Bhatnagar, 1969). В настоящее время главная масса урановой руды добывается из гидротермальных месторождений.

ГЛАВА 14

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ АФРИКИ

Систематическое изучение редкометалльных гранитных пегматитов Африки было начато в 20-х годах настоящего столетия, однако их промышленное значение было установлено лишь в последние десятилетия, главным образом во время и после второй мировой войны. Увеличение спроса на литий, бериллий, тантал, ниобий и цезий в стратегических областях промышленности вызвало все возрастающий интерес к ранее известным пегматитовым месторождениям и расширение поисковых работ, результатом которых явилось открытие новых крупных месторождений редких элементов и развитие теоретических исследований.

В изучении африканских гранитных пегматитов наибольшая заслуга принадлежит Лакруа (Lacroix, 1922), Геверсу (Gevers et al., 1930, 1937), Сафьянникову (Safiannikoff, 1949–1950, 1967), де Куну (Kun de, 1954–1955, 1958–1959, 1962) и Варламову (Varlamoff, 1950–1972).



Фиг. 49. Схема размещения редкометалльных пегматитовых полей Африки

1 – Африканская древняя платформа; 2 – складчатые пояса архея и протерозоя; 3 – складчатый пояс палеозоя; 4 – герцинско-альпийские складчатые сооружения (зона Атласа); 5 – зоны активизации; 6 – орогенические пояса с редкометалльными пегматитами; 7 – пегматитовые поля и месторождения; 8 – государственные границы. I – Родезийско-Трансваальский пояс. Южная Родезия: 1 – Бикита, 2 – район Солсбери, ЮАР; 3 – Трансвааль. II – Трансафриканский пояс. Уганда: 4 – район Кигези; Заир: провинция Киву – 5 – Северное Лутулу, 6 – Кабунга, 7 – Кобо-Кобо; провинция Маньема – 8 – Калима, 9 – Кама-Кампене; провинция Шаба – 10 – Бусанга, 11 – Митваба, 12 – Муика, 13 – Манонго; Руанда; 14 – Катумба; Намибия: 15 – Дамараленд, 16 – Вармбад; ЮАР: 17 – Намакваленд, 18 – Гордония. III – Восточно-Африканско-Мадагаскарский пояс. Сомали: 19 – район между Бербера и Харгейсом; Мозамбик: 20 – Альту-Лигонья; Мальгасийская Республика: 21 – Тсаратаннана (Берере, Вохамбохитра и др.); 22 – Бефанамо, Анказобе и др.; 23 – Антсирабе, Аналалава и др.; 24 – Ампандрамайка. Малакиалина и др. IV – Нигерийско-Сахарский пояс. Северная Нигерия: 25 – Алжирская Сахара; 26 – Ахаггар, 27 – Тибести, 28 – Того, 29 – Дагомея. V – Эбурнейский пояс; 30 – Мали-Сенегал; 31 – Мали (Бугуни); 32 – Берег Слоновой Кости. VI – 33 – пегматитовые поля Центрального Марокко

Африканский континент, за исключением зоны Атласа на севере и Капской складчатой системы на юге, представляет собой огромную платформу мозаичного строения, обусловленного развитием различных систем разломов. Формирование основных тектонических структур этой платформы завершилось еще в среднем протерозое, когда наибольшая тектоническая активность проявлялась в краевых частях относительно жестких участков и ограничивающих их "шарнирных" зонах (Brock, 1955), связанных с глубинными разломами. Неоднократная активизация

этих разломов в верхнем протерозое и палеозое обусловила образование орогенических поясов и широкое внедрение гранитоидов различного возраста и состава, с которыми связывают формирование полей гранитных пегматитов.

В докембрийском складчатом фундаменте южной части Африканской платформы еще Холмс (Holmes, 1951) выделил ряд древних орогенических поясов по возрастному признаку. Руководствуясь его принципами и учитывая новые данные по геологии и геохронологии (Шуберт и Фор-Мюре, 1973), на территории Африканской платформы можно выделить семь орогенических поясов, включающих складчатые пояса, образовавшиеся на разных стадиях развития земной коры и зоны тектоно-магматической активизации, начавшейся в нижнем рифее. Поля редкометалльных пегматитов распространены главным образом в пяти орогенических поясах: 1) Родезийско-Трансваальском; 2) Трансафриканском; 3) Восточно-Африканско-Мадагаскарском; 4) Нигерийско-Сахарском и 5) Эбурнейском (фиг. 49).

РОДЕЗИЙСКО-ТРАНСВААЛЬСКИЙ ПОЯС

Этот пояс приурочен к остаткам одной из наиболее древних структур Африки, называемой катархейским ядром, сохранившимся в Южной Родезии и Трансваале. Здесь развиты три системы метаморфических пород: Себаквийская, Булавайская и Шамвайская (Macgregor, 1955). Возраст Себаквийская, и Булавайской систем, определенный радиометрическим методом 3400–2900 млн. лет. Линейные синклинорные структуры сложены породами этих систем, разделяют огромные блоки гранито-гнейсов катархейского фундамента. Метаморфические породы синклинорных структур представлены вулканогенными сильно измененными (зеленокаменными) толщами с прослоями сланцев, яшм и железистых кварцитов, интродуцированными ультраосновными и основными породами, преобразованными в серпентиниты. Гранитоиды этого региона формировались в несколько этапов, охвативших значительный промежуток времени. Самые древние гранитоиды по химическому и минеральному составу близки к кварцевым диоритам, тоналитам, гранодиоритам и содержат меньше калиевого полевого шпата, чем плагиоклаза. Более поздние гранитоиды приближаются к нормальным разностям кислых гранитов. С последними связывают образование пегматитовых полей (Бикита и др.). Их возраст, определенный радиологически по лепидолиту из пегматитов Бикиты, 2850 млн. лет, что отвечает Ar_2 .

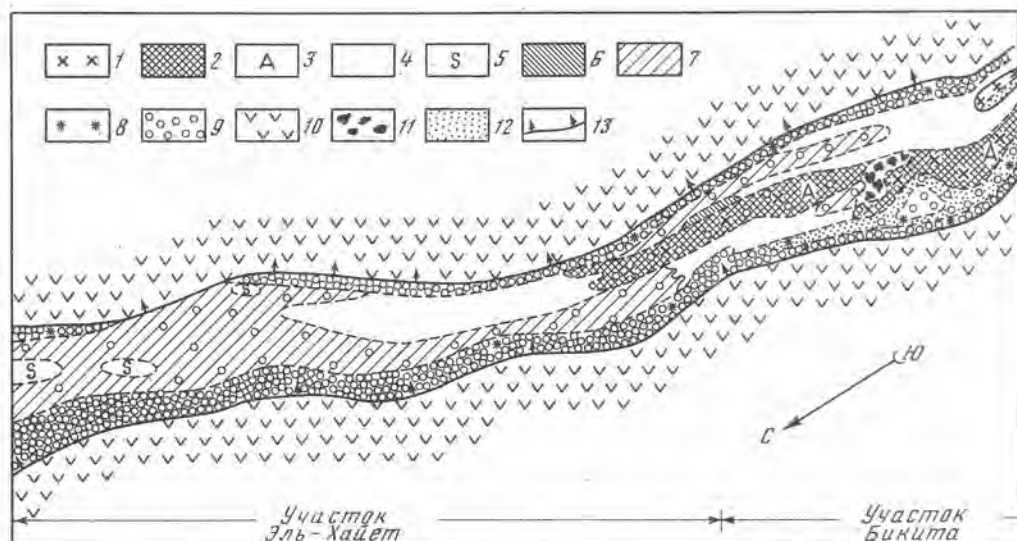
Пегматиты Южной Родезии

На территории Южной Родезии редкометалльные гранитные пегматиты широко развиты к востоку от форта Виктория, к северо-востоку от г. Солсбери и в районе Камативи. Наиболее крупным является пегматитовое поле Бикита.

Пегматитовое поле Бикита описано рядом исследователей (Tyndale-Biscoe, 1951; Symons, 1960, 1961, 1962). Оно находится в 45 км к востоку от форта Виктория и включает ряд участков и заявок (Бикита, Эль-Хайет и др.). Как оловорудное оно было открыто еще в 1910 г. Вначале велась добыча касситерита и танталита из россыпей. Позднее были открыты крупные тела пегматитов с бериллом и литиевыми минералами и началась ручная разработка.

На месторождении Бикита наибольшее практическое значение имеют крупные лепидолитсодержащие пегматитовые тела, залегающие в зеленокаменных вулканогенных образованиях, с подчиненными слоями метаморфизованных осадочных пород Булавайской системы, представленных массивными эпидиоритами и рогово-обманковыми сланцами.

Жильная зона простирается более чем на 3 км при средней ширине 150–180 м. Глубина залегания руд около 75 м. Наибольшее количество литиевых минералов наблюдается в южной части жильной зоны в пегматитовой дайке длиной 1,8 км и шириной в среднем 275 м. Дайка простирается с севера на юг, постепенно суживаясь в южном направлении и выклиниваясь. Падение восточное под крутым углом (до 60°). Пегматитовое тело сложено крупнокристаллическими кварцем, полевым



Фиг. 50. Геологическое строение участков Бикита и Эль-Хайет на горизонте 270 м (Symons, 1961)

1 — кварц; 2 — лепидолит; 3 — амблигонит; 4 — смешанная зона; 5 — сподумен; 6 — поллуцит; 7 — петалит; 8 — мусковит; 9 — полевошпат; 10 — зеленокаменные вмещающие породы; 11 — глыбовая зона; 12 — зона берилла; 13 — падение контактов

шпатом, лепидолитом, петалитом и сподуменом. Оно имеет зональное строение. Промежуточные зоны и ядро являются главными источниками промышленно ценных минералов (фиг. 50).

Пегматитовые тела всей жильной зоны состоят главным образом из альбита, мусковита, кварца, лепидолита, петалита и берилла, с которыми ассоциируют поллуцит, танталит, микролит и симпсонит. Встречаются также топаз, гранат и циркон. Периферические зоны пегматитовых тел сложены гидробиотитом и циннвальдитом с небольшим количеством черного турмалина, апатита и рутила. Среди литевых минералов наиболее распространен лепидолит, являющийся также сырьем и на рубидий. В меньшем количестве присутствует петалит и еще в меньшем сподумен и амблигонит. Последние сконцентрированы в южной части месторождения. Лепидолит, встречающийся по всему месторождению, представлен тремя разновидностями: 1) темно-лиловой в крупных скоплениях к северу от карьера Бикиты, участок Мув-Коп; 2) светло-лиловой в ассоциации с оловянной рудой карьера Бикиты и 3) бесцветной, образующей рудное тело Эль-Хайет в ассоциации с топазом, кварцем и цирконом.

На участках Эль-Хайет и Бикита локализованы наиболее крупные и интенсивно разрабатываемые пегматитовые тела. В пегматитах Эль-Хайет основной промышленный минерал — петалит, в меньшем количестве содержатся сподумен, эвкристит, танталит и берилл. Пегматитовые тела здесь образуют жилы и гнезда в тонкозернистом граните кварц-альбит-мусковитового состава. Гранитный интрузив имеет форму штока, пересеченного пегматитовыми жилами и дайками, и содержит гнезда лепидолитового комплекса. Пегматитовые тела падают к центру гранитного массива.

На участке Мув-Коп главный промышленный минерал — лепидолит, в небольших количествах содержатся сподумен, амблигонит, петалит, поллуцит, касситерит и берилл. Максимальная мощность рудной зоны 48 м; она состоит из массивного мелкозернистого альбита, кварца и лепидолита, с которыми ассоциирует белый прозрачный берилл.

На месторождении Бикита помимо уже давно добывавшихся лепидолита и берилла с подчиненным количеством сподумена, амблигонита и поллуцита на новых

участках добывается петалит с высоким содержанием лития и в незначительном количестве эвкрипит и бикитант ($\text{H}_2\text{LiAlSi}_2\text{O}_7$). По добыче берилла, лепидолита, петалита и поллуцита это месторождение является одним из крупнейших в мире. Из руд Бикиты получают также симпсонит и микролит, но попутно и в небольших масштабах.

Запасы литиевых минералов в Биките (в основном по вышеуказанным участкам) на 31/XII 1960 г. составляли около 6 млн. т при среднем содержании Li_2O 2,9%. По участку Эль-Хайет, где сосредоточены литиевые минералы с преобладанием высококачественного петалита, их запасы исчисляются в 2,6 млн. т при среднем содержании Li_2O 4,13% в концентрате. Из них на петалит приходится 2 млн. т, на сподумен — 0,5 млн. т, на эвкрипит — 0,1 млн. т. По месторождению Бикита запасы лепидолитовой руды со средним содержанием Li_2O 1,73% оцениваются в 1,5 млн. т (Symons, 1961). Данные по запасам амблигонита отсутствуют. Запасы бериллия в пегматитах Южной Родезии по данным на 1952 г. составляли 12 тыс. т в рудах с содержанием 1% BeO и более и 210 тыс. т в рудах с содержанием его от 0,1 до 1% (Беус, Залашкова, 1959, Андреев, 1961).

В 1959 г. близ форта Виктория открыто месторождение поллуцита с запасами 100 тыс. т при среднем содержании 24,4% Cs_2O в концентрате (Barton, 1960). По общим запасам редкометалльных минералов и геохимической специализации месторождение Бикита является уникальным примером пегматитовых месторождений комплексного Be-Li-Rb-Cs-Sn -танталового типа.

Суммарная добыча редкометалльных концентратов в Биките за 1952–1960 гг. составила (т): лепидолит 356 450, петалит 160 540, сподумен 21 870, амблигонит 4540, эвкрипит 1810, берилл 513, танталит 26, микролит 8 (Symons, 1961).

Другие пегматитовые поля в районах к востоку и северо-востоку от г. Солсбери (Гленфорест, Мотобо, Умтали, Камативи и др.), где в небольших масштабах добываются лепидолит, сподумен, амблигонит, петалит, поллуцит, берилл, микролит и танталит. Добываемая руда перерабатывается на обогащательной фабрике близ г. Одзи.

В 160 км к северо-востоку от г. Солсбери известно пегматитовое поле Бенсон. Пегматитовые тела залегают в экзоконтакте гранитного массива Бонгвайа и характеризуются довольно хорошо выраженной зональностью. Берилл в них ассоциирует с тонкозернистым кварц-сподуменовым комплексом (Ackermann et al., 1966). Такая ассоциация является довольно редкой и не наблюдается в других пегматитовых полях Южной Родезии.

В районе Камативы известны оловосодержащие пегматиты с лепидолитом, сподуменом, петалитом, бериллом и колумбит-танталитом (Rijks, Veen Van der, 1972). Пегматитовые тела отличаются отсутствием хорошо выраженной зональности и широким развитием альбитизации.

Редкометалльную пегматитовую провинцию Южной Родезии можно отнести к комплексному редкометалльному ряду.

Пегматиты Трансваала

В Трансваале пегматиты встречаются в катархейских гнейсах системы Свазиленд (3500 млн. лет). Здесь выделяется несколько провинций с небольшими изолированными пегматитовыми полями и месторождениями — Западно-Трансваальская (Лоувельд и Летаба), Северо-Трансваальская (Мапаа и Палабора), Северо-Восточно-Трансваальская (хребет Мурчисон), Юго-Восточно-Трансваальская — близ границы со Свазилендом (Ошоек и Гравелот). В пегматитовых полях Лоувельда встречаются радиоактивные минералы — давидит, самарскит, пироклор, фергюсонит, эвксенит и урансодержащие тантало-ниобаты с редкими землями, что свидетельствует о их урано-редкоземельной специализации. Другие пегматитовые поля характеризуются наличием берилловой и танталит-колумбитовой минерализации; они в разное время служили мелкомасштабными источниками добычи берилла. Только в месторождении Ошоек известны литиевые минералы.

Пегматитовое поле хр. Мурчисон бериллиевого типа находится в Северо-Восточном Трансваале, в 25 км к северо-востоку от г. Лейдсдорп, у подножья склонов горной цепи Мурчисон, где в 20-х годах прошлого столетия была открыта группа месторождений изумрудов. Изумруды добывались в самом крупном месторождении Сомерсет, а также на рудниках Берилловом, Кобры, Нью-Хоп, Лон-Хенд (Eeden, Partridge, Kent, Brandt, 1939).

Породы так называемого сланцевого пояса хр. Мурчисон относятся к системе Свазиленд (катархей), сложенной амфиболитами, кварцитами, тремолит-хлоритовыми и биотитовыми сланцами с прослоями песчаников и конгломератов, а также основными эффузивами, подвергшимися зеленокаменному изменению и карбонатизации; встречаются выходы серпентинизированных ультраосновных пород, играющих решающую роль в образовании изумрудов.

Породы системы Свазиленд интродуцированы Ройватерским интрузивным комплексом основных пород и роговообманковых гранитов. "Древние гранитоиды" в свою очередь прорывают и систему Свазиленд и Ройватерский комплекс. С "древними гранитоидами" связывают многочисленные пегматитовые тела, которые прослеживаются как к северу, так и к югу от хр. Мурчисон. Северные пегматитовые месторождения в отличие от южных не несут редкометальной минерализации. Месторождения изумрудов и берилла приурочены к контактам гранитов с метаморфической сланцевой толщей, сохранившейся в форме останцев в верхней части гранитной интрузии. Сланцы интродуцированы жильными телами диабазов, долеритов и гранитных пегматитов; иногда пегматиты секут сланцеватость под небольшими углами. Пегматитовые тела имеют линзовидную форму. Мощность их варьирует от нескольких сантиметров до 4–5 м; протяженность — до нескольких десятков метров. Сложены они кварцем, альбит-олигоклазом, микроклином, мусковитом. В подчиненном количестве присутствуют берилл, аквамарин, гранат, турмалин, апатит, скаполит, молибденит, пирит. Структура их в основном грубозернистая с аплитовидными разностями, редко встречаются зональные тела с обособленными кварцевыми ядрами.

Изумруды, как правило, приурочены к биотитовым сланцам, но изредка встречаются и в биотит-хлоритовых сланцах близ контакта с пегматитовыми телами. Еще реже они наблюдаются в зонах трещиноватости в тальковых сланцах. Распределение изумруда беспорядочное с образованием спорадически встречающихся гнезд и карманов, ориентированных параллельно широтному простираению пегматитовых линз. Непосредственно в пегматитах изумруды не обнаружены; здесь обычны непрозрачные зеленые бериллы. С изумрудами ассоциируют: берилл, молибденит, апатит, хризоберилл, топаз, пирит, халькопирит, менее обычен турмалин.

Месторождения изумрудов Трансваала в настоящее время выработаны и представляют только теоретический интерес.

ТРАНСАФРИКАНСКИЙ ПОЯС

Этот пояс протягивается с север-северо-востока на юг-юго-запад (см. фиг. 49-IV) через центральную и южную части Африканского континента. Он начинается в Юго-Западной Уганде, проходит через Руанду и Бурунди, Восточный Заир, далее его продолжение в Анголе, вероятно, погребено под фанерозойским чехлом; южнее он вновь прослеживается в Намибии и в северной части Капской провинции.

На территории Уганды этот пояс накладывается на складчатую систему Карагве-Анколе, характеризующихся возрастом 1300–1400 млн. лет. В пределах Руанды, Бурунди и Восточного Заира он совпадает со складчатой системой Кибарид, определения возраста которой дают аналогичные цифры (Cahen, Snelling, 1966; Cahen et al., 1966, 1971). Возраст же посторогенных гранитов и связанных с ними пегматитов в этом регионе 800–1000 млн. лет. Наблюдающийся возрастной разрыв между концом складкообразования Кибарид и внедрением гранитов и пегматитов достигает 300–400 млн. лет. По-видимому, здесь имеют место процессы тектоно-магматической активизации, обусловившие формирование гранитов и пегматитов этого пояса.

На юго-западном окончании Трансафриканского пояса разрыв между возрастными пегматитов и прорываемых ими пород складчатой системы Кейс еще более значительный. Определения возраста этой системы дают цифру 2640 млн. лет (Шуберт и Фор-Мюре, 1973), возраст же прорывающих пегматитов 900–1000 млн. лет. В этой части пояса еще ярче проявился процесс верхнерифейской тектоно-магматической активизации.

Пегматитовые поля комплексного типа Юго-Западной Уганды

Редкометалльные гранитные пегматиты Юго-Западной Уганды распространены в районах Анколе и Кигези. Основным промышленным минералом здесь является берилл (Reedman, Lowenstein, 1971). Большинство из разрабатываемых 150 тел отличаются большими размерами и низким содержанием берилла. Во времени и пространстве пегматиты связаны с посторогенными гранитами, прорывающими метаморфические породы, системой Карагве-Анколе. Возраст их 800–1000 млн. лет.

Пегматитовые тела характеризуются отчетливой зональностью. По минеральному составу и особенностям строения авторы выделяют следующие пять парагенетических типов жил: 1) микроклин-мусковитовые; 2) альбит-мусковитовые; 3) сподумен-альбитовые; 4) литиевые мусковит-альбитовые; 5) кварц-слюдисто-каолиновые. Берилл встречается во всех типах, но в большем количестве в жилах второго — четвертого типов, особенно на контактах с кварцевыми ядрами. Содержание BeO в этих зонах варьирует от 0,06 до 0,4% при среднем содержании в рудах 0,01–0,09%. Попутно добывают танталит, микролит, амблигонит и др.

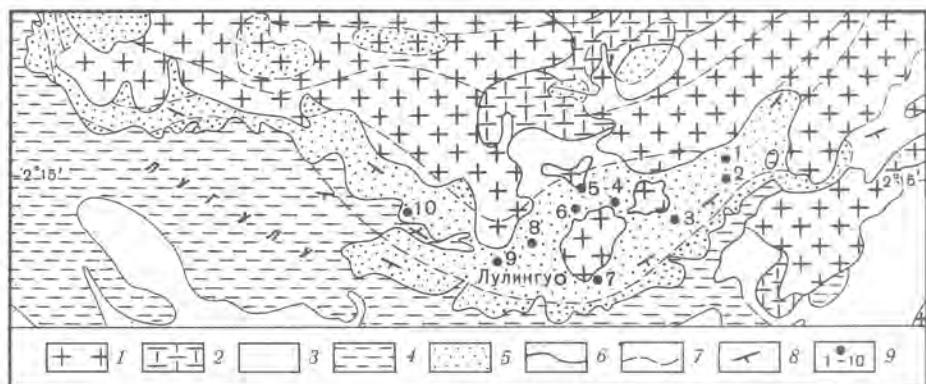
Судя по редкометалльной минерализации, месторождения относятся к комплексному редкометалльному типу. С 1960 по 1970 г. из Уганды было экспортировано 5000 т берилла, что составляет около 7% мировой добычи за этот период.

Пегматиты республики Заир

Поля редкометалльных пегматитов республики Заир приурочены к складчатому поясу Кибара — Бурунди. Самые древние граниты, внедрившиеся в метасадочные породы формаций Кибара и Бурунди, во время Кибарского складкообразования были превращены в биотитовые гнейсированные граниты. Посторогенные мусковитовые граниты и их производные пегматиты связаны с процессами активизации. Их возраст 1000–900 млн. лет (Cahen et al., 1966, 1971). Они содержат в небольших количествах биотит, апатит, сфен, турмалин, циркон.

Редкометалльные гранитные пегматиты в Заире пользуются широким распространением в провинциях Киву, Маньема, Шаба (б. Катанга) и повсюду их эксплуатируют. Пегматитовые поля приурочены к так называемой Центрально-Африканской оловянной провинции (Kun de, 1959). Помимо широко развитой минерализации олова пегматиты содержат в промышленных количествах тантало-ниобаты, литиевые минералы и берилл. Основной экономический интерес из редких металлов представляет тантал. Крупными редкометалльными месторождениями являются: в провинции Киву — Мигамба, Северное Лугулу, Кабунга и Кобо-Кобо; в Маньеме — Калима и Кама-Кампене, в Шабе — Бусанга, Митваба, Муика и Манono (см. фиг. 49). Ниже приводится краткое описание наиболее характерных пегматитовых полей и месторождений.

Пегматитовое поле Северного Лугулу литиевого типа является крупнейшим в провинции Киву (Kun de, 1959). Оно расположено между оз. Киву и р. Луалаба-Конго и протягивается на 100 км при средней ширине около 10 км. Здесь наблюдается ряд пегматитовых месторождений, приуроченных к восточным контактам крупных гранитных интрузивов: Кама-Кампене, Калима, Пуния-Аисса, Казесе и др. (фиг. 51). Район пегматитового поля Северного Лугулу сложен породами формации Бурунди (средний рифей), которые представлены здесь метаморфическими сланцами и амфиболитами. Последние прорваны гранитными интрузиями, — материнскими для пегматитов района (см. фиг. 51).



Фиг. 51. Схема геологического строения района Северного Лугулу (Kun de, 1958–1959)

1 – граниты; 2 – слюдяные сланцы и гнейсы; 3 – амфиболиты; 4 – сланцы; 5 – песчаники; 6 – геологические границы; 7 – границы распространения месторождений; 8 – элементы залегания; 9 – месторождения: 1 – Наимбембе, 2 – Бiongа, 3 – Эзез, 4 – Лублиоква, 5 – Ниетибу, 6 – Лублили, 7 – Вамери, 8 – Ниабези, 9 – Чонка, 10 – Кибугири

Из редкометалльных минералов в пегматитах Северного Лугулу присутствуют тантало-колумбит (с содержанием до 30% Ta_2O_5), сподумен и касситерит.

В пегматитовых полях де Кун (Kun de, 1958–1959) отмечает пространственную зональность, выделяя четыре зоны по мере удаления от гранитных массивов: 1) внутреннюю; 2) краевую; 3) внешнюю и 4) кварц-слюдяную формацию. Пегматиты внутренней зоны, залегающие в эндоконтактах гранитных массивов, бедны редкометалльными минералами, но очень многочисленны и поэтому являются коренным источником тяжелых минералов в россыпях. С краевыми зонами связана большая часть сподуменовых пегматитов. Самые богатые жилы приурочены к промежуточной зоне между краевой и внешней.

Пегматитовые тела представлены плоскими слегка изогнутыми линзами, залегающими согласно с вмещающими сланцами. Содержание в них тяжелых минералов варьирует между 0,01 и 0,1%. В большинстве слабо минерализованных пегматитов отношение $Sn:Nb+Ta=2:1$, а в богатых участках становится обратным – 1:2.

Все пегматиты Северного Лугулу де Кун (Kun de, 1959) подразделяет на две группы: однородные и зональные. Однородные развиты в Ниабембе, Лублили, Лублиоква, Чонка и Кибугири. Среди них различаются полевошпатовые и сподуменовые. Первые в редкометальном отношении не интересны, так как содержат только следы колумбит-танталита и редко остатки разрушенного сподумена. Сподуменовые пегматиты (однородные или слабо зональные) разрабатываются. Они известны в месторождениях Ниабембе, Эзез, Ниабези, Ниетебу, Кибугири, Чонка. Так, в 2 км к северо-западу от Ниабембе пегматитовая жила мощностью 2 м на 70% состоит из сподумена; в Ниетебу два наиболее крупных пегматитовых тела содержат 35% сподумена; в Лублиоква жилы на 55% состоят из сподумена. Содержание тяжелых минералов, в том числе и колумбита, в этих пегматитах незначительное.

В зональных пегматитовых телах часто можно видеть большие ядра из измененного полевого шпата с содержанием до 0,5% сподумена; внешние зоны в апикальных частях тел состоят из кварца и слюды; остальной объем тел сложен менее измененным полевым шпатом, кварцем и слюдой. В ядрах встречается колумбит, в то время как внешние слюдоносные зоны его не содержат.

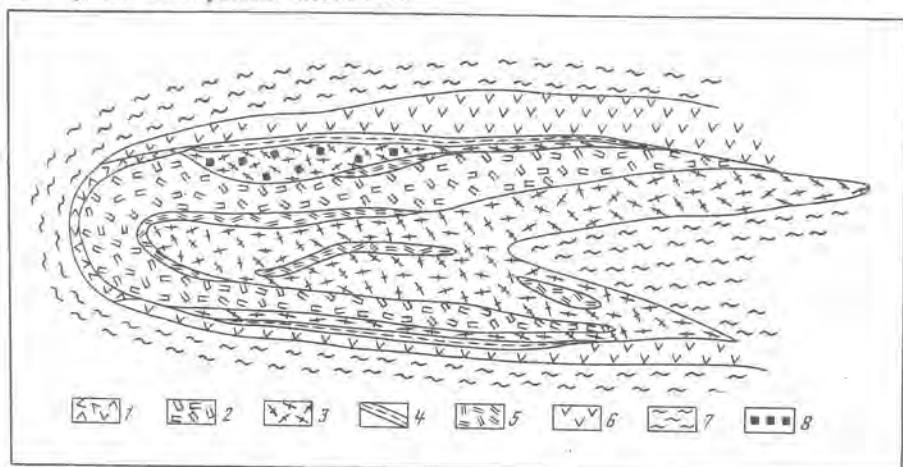
Месторождение Кобо-Кобо бериллиевого типа находится в провинции Киву в нескольких десятках километров от пос. Камитуга.

Оно является одним из крупнейших в мире месторождений берилла. Пегматитовые жилы содержат также колумбит, касситерит, фосфаты лития и урано-ториевые минералы.

Крупные тела пегматитов приурочены к оси лежащей антиклинальной складки, сложенной породами формации Кибара — турмалинизированными биотитовыми сланцами и амфиболитами. Они имеют ассиметрично-зональное строение. Сафьянников и Вамбеке (Saffiannikoff, Wambeke, 1967) выделяют десять стадий кристаллизации пегматитового расплава. Самая ранняя стадия приурочена к оси антиклинали и представлена зоной графического пегматита. Большое значение имеет альбитовая (четвертая) стадия. Альбитовая зона характеризуется гигантскими кристаллами берилла, одновременно и позже которого кристаллизовались колумбит, урановый циртолит, ториевый уранинит и леллингит. Радиометрическое определение возраста уранинита и циртолита **показало** 850 ± 10 млн. лет. Большое распространение имеет шестая литиево-фосфатная стадия, для которой характерен амблигонит, слагающий линзу значительной величины, в которой присутствуют также трифлин и литиофиллит. Восьмая стадия фиксируется образованием литиевого мусковита, колумбита, касситерита и самородного висмута. Внешняя альбитовая зона окружает микроклиновую, а гнезда литиевого мусковита сосредоточены на контакте между альбитовыми и микроклиновыми зонами (фиг. 52). Интересной особенностью пегматитов Кобо-Кобо является отсутствие танталатов. Из этого месторождения на 1967 г. было добыто 5436 т берилла, 124 т колумбита и 23 т касситерита.

Месторождение Манано литиевого типа находится в провинции Шаба и представлено двумя крупными телами пегматитов длиной около 5 км при ширине около 400 м. По Бернару (1958), пегматиты имеют зональное строение, причем от альбандов к осевым частям тел наблюдаются следующие зоны: 1) кварцевая с мусковитом или без него; 2) мелкозернистого альбита и 3) сподуменовая. Главные минералы сподуменовой зоны: кварц, сподумен, альбит, мусковит и микроклин. Сподумен представлен кристаллами размером от 3 см до нескольких метров. Акцессорные минералы: касситерит, колумбит-танталит, апатит, флюорит, циркон, рутил, торолит, леллингит, арсенопирит, пирит, ильменит, окислы железа и марганца, отунит.

Месторождение разрабатывается на касситерит, попутно извлекается колумбит-танталит. При обогащении получают концентраты, содержащие 30–40% Ta_2O_5 , 30–35% Nb_2O_5 ; 1,9–2,2% SnO_2 . Шлаки оловоплавильного завода в Манано содержат 2% SnO_2 и 7–21% $Nb_2O_5 + Ta_2O_5$. Наряду с колумбит-танталитовыми концентратами они экспортируются в США и другие страны. Поверхностное выветривание на месторождении привело к образованию мощной коры выветривания, которая уже выработана, и теперь главное значение начинает приобретать разработка коренных руд, ведущаяся открытым способом.



Фиг. 52. Пегматитовое тело Кобо-Кобо. В плане перпендикулярно складке (Saffiannikoff, Wambeke van, 1967)

1–5 — зоны: 1 — графическая и кварц-микроклин-мусковитовая, 2 — микроклиновое, 3 — альбитовая, 4 — мусковит-кварцевая, 5 — литиево-мусковитовая; 6 — амфиболиты; 7 — сподуменные сланцы; 8 — крупные кристаллы берилла

Пегматитовое поле комплексного типа Республики Руанда и Королевства Бурунди

Все месторождения редкометалльных гранитных пегматитов Руанды и Бурунди связаны с Бурундийскими гранитами (Varlamoff, 1954–1955, 1958–1959, 1960, 1961; Казн, 1958). Они локализованы вокруг крупного гранитного массива Ньянза. Различные парагенетические типы пегматитовых тел размещены вокруг массива зонально. Так, жилы с биотитом залегают в самих гранитах и на контактах массива; жилы с биотитом и турмалином располагаются далеко от контактов, во вмещающих метаморфических породах; все другие типы пегматитовых жил, в том числе и рудоносные редкометалльные, — на расстоянии нескольких километров от контактов. Длина пегматитовых тел — несколько сот метров, мощность около 100 м. Зональность в них выражена слабо.

На месторождении Катумба (Varlamoff, 1960, 1961) пегматитовые тела и кварцевые жилы залегают во вмещающих породах почти параллельно контакту гранитного массива. Из них добывают касситерит, берилл, колумбит-танталит и амблигонит. Судя по минеральному составу, это пегматитовое поле можно отнести к литиевому ряду.

Среди редкометалльных пегматитовых жил выделяют два типа, характеризующиеся: 1) присутствием крупных призм берилла, скоплений амблигонита, больших кристаллов колумбит-танталита, гнезд мусковита и частичной альбитизацией; 2) наличием сподумена, мелких кристаллов берилла, меньшими размерами гнезд мусковита и сильной альбитизацией. Альбит представлен в них клевеландитом; тантало-ниобаты встречаются вблизи обособлений амблигонита, в гнездах мусковита и прожилках кварца. Судя по минеральному составу, это пегматитовое поле можно отнести к литиевому ряду.

Колумбит-танталит и берилл получают в Руанде как побочные продукты при добыче касситерита. В 1959 г. их извлечение составляло соответственно 64 и 170 т (L'industrie, 1962). Из литиевых минералов извлекается амблигонит, добыча которого ведется открытым способом на месторождении в Ронжи (Бурунди). По величине добычи амблигонита Руанда и Бурунди занимают первое место в мире. В 1959 г. здесь было получено 2690 т, в 1960 г. — 2331 т, а в 1961 г. — 1883 т этого минерала.

Пегматитовые поля комплексного типа Намибии (Дамараленд и Намаленд)

В Намибии пегматитовые месторождения бериллия, лития, рубидия, цезия и тантала сосредоточены в северо-восточной части Дамараленда и в южной части Намаленда южнее Вармбада (Gevers a. Frommurse, 1930; Haughton a.o., 1939; Cameron, 1955). Район сложен древним докембрийским, сильно метаморфизованным комплексом системы Дамара и еще более древним эффузивным комплексом Абабис. Оба комплекса прорваны гранитами, среди которых выделяют три петрохимические группы, отвечающие трем последовательным фазам внедрения. Древнейшими являются плагиограниты; более поздними — биотитовые граниты; третья фаза представлена кислыми равномернозернистыми, часто аплитовидными гранитами, с которыми связывают поля редкометалльных пегматитов. Радиометрические определения возраста Салемских пегматитоносных гранитов района Карибиб-Омаруру дали 800–1000 млн. лет (Holmes et Cahen, 1957).

Пегматиты залегают в кристаллических сланцах вблизи гранитных интрузий, в кварцитах и кристаллических известняках. Мощность пегматитовых тел варьирует от десятков сантиметров до 20 м и более и обычно убывает по мере удаления от материнских интрузий. В большинстве случаев они зональные. Минеральный состав их разнообразен. Одни состоят из кварца, плагиоклаза и микроклин-пертита с незначительным содержанием мусковита и биотита, а также единичных зерен граната и турмалина. Другие кроме того содержат берилл, лепидолит, амблигонит, колумбит-танталит, касситерит, топаз, трифилин, сподумен, поллуцит, микролит, самородный висмут и др. Наибольшее промышленное значение имеет кварц-альбитовая зона с бериллом. Поллуцит всегда ассоциирует с литиевыми минералами. Лепидолитовое

оруденение приурочено к блокам кварца, локализованным в середине или в висячих боках пегматитовых тел. Обычно лепидолитовые зоны на глубину быстро выклиниваются.

Пегматитовое поле Дамараленд начинается в районе горного массива Эронго и протягивается на 130 км, при ширине полосы 110 км в юго-западном направлении к Атлантическому побережью. Оно включает районы Оконгава-Ост, Карибиб-Омаруру и Свакопмунд. Основные месторождения находятся в радиусе 40 км от населенного пункта Карибиб. Здесь литиевая минерализация характерна для пегматитовых жил, интродуцировавших осадки системы, Дамара, особенно мраморную серию. Эта серия состоит из мраморов, переслаивающихся с кристаллическими сланцами, роговиками и эпидотовыми породами. Наиболее известными месторождениями этого поля являются Оконгава-Эразмус, Джуст, Калиомбо, Ирле, Ван-дер-Мед и др. В целом пегматитовое поле Дамараленд характеризуется комплексной редкометальной специализацией.

Пегматитовое поле Намаленд протягивается вдоль правобережья р. Оранжевой. Наибольшее количество месторождений сосредоточено в округе Вармбад (ферма Умейс и ее окрестности, излучина р. Кром). Пегматитовые тела залегают в диоритах, гранито-гнейсах, биотитовых сланцах и амфиболитах. Они имеют различную форму; их протяженность от 60 до более 300 м при ширине от 16 до 23 м. Жилы зональные, сложены блоковым микроклин-пертитом, кварцем, мусковитом, плагиоклазом и бериллом.

В целом пегматитовая провинция Намибии характеризуется комплексной редкометальной специализацией. Некоторые из пегматитовых месторождений были разведаны еще до первой мировой войны, но промышленная разработка их началась после войны. Основными районами добычи являются Карибиб-Омаруру и район Намаленда.

В Карибибе (Дамараленд) промышленными литиевыми минералами являются лепидолит, петалит и амблигонит, а в районе Вармбада — лепидолит. В Намибии запасы лепидолитовых руд составляют 350 тыс. т, петалитовых — 200 тыс. т, запасы амблигонита незначительны, запасы Li_2O оцениваются в 200 тыс. т. Запасы поллуцита месторождения Карибиб определяются в 50 тыс. т. Содержание в поллуците Cs_2O составляет 28,6%, Rb_2O — 1,3% (Barton, 1960). Добыча минерала производится на участке Джуст и в Омаруру в качестве побочного продукта при извлечении лепидолита. Наряду с Южной Родезией Намибия является крупнейшим мировым поставщиком цезиевого сырья.

Пегматитовые поля комплексного типа Южно-Африканской Республики (Намакваленд и Гордония)

Пегматитовые поля Намакваленд и Гордония протягиваются в северной части Капской провинции вдоль левобережья р. Оранжевой на 305 км и являются непосредственным продолжением пегматитового поля Намаленда в Намибии.

Пегматиты Намакваленда и Гордонии хорошо изучены. Берилл в них был известен еще с 1914 г., а с 1929 г. в связи с увеличившейся потребностью в берилле эти месторождения начали систематически исследоваться и затем разрабатываться. В это время Намакваленд играл выдающуюся роль в добыче берилла. Запасы берилла в рудах с содержанием 1% и более составляют 17 тыс. т, в том числе 15 тыс. т рудоразборного. В рудах с содержанием берилла 0,1—1,0% запасы его составляют 320 тыс. т (Беус, Залашкова, 1959). В результате разведочных работ в пегматитах были открыты и такие редкометальные минералы, как танталит, минералы лития, висмута, урана и др., а в пегматитах Юго-Западной Гордонии в районе Оканхандила встречается гадолинит, содержащий около 40% редкоземельных элементов.

Геология пегматитового поля Намакваленда и Гордонии описана Геверсом и др. (Gevers, Partridge a. Joubert, 1937), Хейнрихом (Heinrich, 1953), Синклером (Sincclair, 1957), Виллиерсом и Зенге (Villiers a. Söhne, 1959), Хьюго (Hugo, 1969). Район сложен метаморфизованными осадочными и изверженными породами. Наиболее древними являются отложения системы Кейс архейского возраста (>2500 млн. лет), представленные кварцитами, сланцами, граувакками и измененными лавами основного состава. Эту толщу осадочных и эффузивных пород

прорывают гранитоиднейсы Намакваленского интрузива, с поздними фазами внедрения которого генетически связаны пегматиты.

В Восточном Намакваленде установлено наличие трех интрузивных фаз гранитоидов, для которых характерно постепенное изменение состава от более основного к более кислому (Gevers, 1936). Первая фаза представлена гранодиоритами, которые местами переходят в мигматиты, биотитовые или биотит-роговообманковые граниты либо секутся ими; вторая фаза — биотитовыми гранитами, а третья — красными аплитовидными гранитами, образующими пластообразные и дайковые тела. Радиометрические определения возраста пегматитов Гордонии показали 1050 и 945 млн. лет (Holmes, 1950; Hugo, 1969). Такой разрыв между возрастом системы Кейс, относящейся к архею, и среднерифейским возрастом прорывающих ее пегматитов, указывает на принадлежность последних к зоне тектоно-магматической активизации.

Пегматитовые тела залегают в пределах гранитных массивов и во вмещающих метаморфических породах. По форме они весьма различны. В рассланцованных породах они, как правило, выдержаны по простиранию; иногда имеются и отклонения — появляются раздувы, пережимы и др. В нерассланцованных породах пегматитовые тела обладают линзообразной формой с раздувами и пережимами. В ряде случаев между крупными телами появляются серии мелких ветвящихся жил и линзочек, образующих штокверки.

По размерам пегматитовые тела варьируют от мелких прожилков до крупных жил, мощностью несколько десятков метров и длиной — 4,5 км.

По минеральному составу в Намакваленде выделяют простые и комплексные пегматиты. Наиболее распространены первые, но они не несут редкометалльного оруденения. Последнее характерно для относительно мощных и коротких по простиранию пегматитовых тел, имеющих отчетливое зональное строение с обособлением крупных блоков массивного кварца в осевых частях жил. В Гордонии выделяют следующие типы пегматитов: бериллоносные, берилл-колумбит-танталоносные с литиевыми слюдами и со сподуменом и без них и берилл-касситерит-сподуменовые. Бериллоносные пегматиты отчетливо зональны. В них выделяются следующие зоны (от альбанды к центральной части тела): 1 — плагиоклаз-кварц-микроклин-пертит-мусковитовая с турмалином, гранатом, биотитом и магнетитом; 2 — плагиоклаз-кварцевая с микроклин-пертитом, мусковитом, турмалином, апатитом, гранатом; 3 — альбитовая (клевеландитовая) с кварцем, мусковитом и акцессорными — бериллом, топазом, апатитом, турмалином, цирконом и редкоземельными минералами; 4 — ядро-кварц-микроклин-пертитового состава (Hugo, 1969).

Наиболее важными в экономическом отношении минералами пегматитов Южно-Африканской Республики являются: берилл, сподумен, лепидолит, танталит-колумбит и мусковит. Берилл высокого качества: он содержит до 10–15% BeO. Руды лития представлены лепидолитом и сподуменом. Встречаются крупные кристаллы танталит-колумбита, но обычно их добывают как побочный продукт. Во многих зонах, богатых бериллом, встречаются минералы висмута и редкоземельных элементов. Наиболее характерными месторождениями Намакваленды и Гордонии являются Виткоп, Ноумас, Эвксенитовая сопка, Миддлпост и Мостетойк. Добыча берилла в Капской провинции за 6 лет (с 1959 по 1965) составила 150–160 т BeO, в то время как за 13 лет (с 1950 по 1963) в целом в Южной Африке было добыто 735,84 т BeO (Hugo, 1969). Сподумен добывается в ряде месторождений Намакваленды, извлекается также амблигонит. Попутно добывают танталит-колумбит и минералы висмута.

ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКО-МАДАГАСКАРСКИЙ ПОЯС

Этот пояс протягивается в меридиональном направлении вдоль восточного края африканской платформы от северо-восточной части АРЕ (Арабская Республика Египет) до южной части Мозамбика и включает Мадагаскар. Значительная площадь Мадагаскара сложена древним метаморфическим комплексом пород формаций андройской, графитовой и Вохибури (3204–2700 млн. лет). В Восточной Африке

этот пояс сложен гнейсами, гранулитами и чарнокитами архейского и катархейского возрастов, сходными с породами Мадагаскара. Возраст чернокитов и гранулитов, определенный К—Аг методом, 3600 млн. лет (Танзания) и 3670 млн. лет (Уганда, Судан) (Должков и др., 1973). Эти формации претерпели радиогенное омоложение в верхнем рифее и нижнем палеозое (Шуберт, Фор-Мюре, 1973), обусловленное процессами тектоно-магматической активизации вдоль глубинных разломов меридионального простирания, где проявилась магматическая активность, явившаяся источником редкометальной минерализации гранитов и пегматитов.

Пояс интрузий внегесинклинальных "молодых гранитов" начинается в АРЕ и тянется на юг вдоль побережья Красного моря и далее — Индийского океана. В него входят интрузии гранитов Северо-Восточного Судана, Сомали, Эфиопии, Кении, Уганды, Мозамбика и Малагасийской Республики, возраст которых 480—600 млн. лет.

Пегматитовое поле Мозамбика (Алту-Лигонья)

Все известные в настоящее время месторождения редкометальных гранитных пегматитов Мозамбика локализованы в его северо-восточной части в районе Алту-Лигонья, провинции Замбези (Hutchinson a. Claus, 1956; Cotelto, Neiva, Correia Neves, 1960). Район сложен сильно метаморфизованными кварц-биотитовыми, кварц-мусковитовыми и хлоритовыми сланцами, кварцитами, гнейсами и амфиболитами. Метаморфическая серия прорвана двумя комплексами гранитов. Возраст пегматитов Алту-Лигонья, определенный по лепидолиту Rb—Sr методом около 530 млн. лет (Jamieson a. Schreiner, 1957).

Пегматитовые тела Алту-Лигонья делятся на две группы в зависимости от присутствия в них литиевых минералов. Литиеносные приурочены к западной и северо-западной частям района, вторые встречаются в его юго-восточной части. Размеры тел редкометальных пегматитов, залегающих в метаморфических сланцах, очень сильно варьируют. Их мощность колеблется от 1 до 350 м; длина достигает иногда 1,5 км. Форма тел неправильная, наблюдаются разветвления, раздувы, пережимы. Большинство тел имеет плоскую линзовидную форму. Падение их чаще пологое (до 30°), но встречаются и крутопадающие тела и тела с изменчивыми углами падения с глубиной. Наблюдаются зональные и незональные тела, причем лепидолит присутствует только в зональных. В последних Хатчинсоном и Клаусом (Hutchinson a. Claus, 1956) были установлены следующие зоны.

1. Внешняя плагиоклазовая зона сложена тонкозернистым сахаровидным плагиоклазом с крупными включениями кварца и мусковита, с черным турмалином и спессартином. В лежащем боку мощность этой зоны достигает 70 см. В висячем боку она иногда совсем отсутствует.

2. Мусковит-кварц-плагиоклазовая зона развита симметрично с обеих сторон и иногда достигает мощности 7 м, нередко более за счет выклинивания внутренних зон. Она присуща всем пегматитовым телам и часто содержит обособления микроклина и кварца, иногда в графическом срастании. Блоки графического пегматита более широко развиты вблизи контактов с внутренними зонами. В микроклине встречается рассеянная вкрапленность колумбита.

3. Слюдяная зона, сложенная крупными пачками мусковита.

4. Микроклин-пертитовая зона с преобладанием крупных кристаллов микроклин-пертита и подчиненным количеством мусковита и кварца. Выделения микроклин-пертит размером от 10 см до 1 м и более образуют характерную блоковую структуру. Этой зоне свойственна богатая вкрапленность колумбит-танталита; иногда присутствует самородный висмут и крупные кристаллы чистого берилла. Обычно она выклинивается с глубиной. В этом случае кварцевое ядро контактирует непосредственно с мусковит-кварц-плагиоклазовой зоной.

5. Кварц-мусковитовая зона, постепенно переходящая в следующую сподумен-кварц-альбитовую.

6. Сподумен-кварц-альбитовая зона характеризуется непостоянством количественных соотношений главных минералов. Иногда в ней присутствуют также

амблигонит и лепидолит. Альбит и сподумен сильно каолинизированы. Кристаллы сподумена достигают 2 м длины и 1 м в поперечнике.

7. Лепидолит-альбитовая зона содержит в разных количественных соотношениях лепидолит и альбит (клевеландит) и контактирует с кварцевым ядром. В пегматитовом теле Найпа эта зона сложена чистым лепидолитом. В Муйане лепидолит и клеветландит находятся примерно в равных пропорциях, а в Нахла зона сложена чистым клеветландитом. В пегматитах этого поля лепидолит образует крупные промышленные залежи.

8. Кварцевое ядро, мощность которого колеблется от 1 до 15 м. Обычно оно имеет резкий контакт с соседней зоной, но иногда в нем наблюдаются прожилки и гнезда лепидолит-клевеландитового минерального комплекса.

Наиболее крупным пегматитовым телом поля Алту-Лигонья является Муйане, имеющее на разведанном участке мощностью около 40 м и протяженность 1200 м в северо-восточном направлении. Жила сечет выход амфиболитовых сланцев. Она сложена ортоклазом, кварцем, альбитом, мусковитом, лепидолитом, сподуменом. Кроме того присутствуют кукеит, андалузит, берилл, гадолинит, турмалин, топаз, циркон, мозамбикит (водный алюмосиликат тория, урана и редких земель), танталит-колумбит, стибитотанталит, апатит, монацит, флюорит, пирит, халькопирит, рутил, самородный висмут. Из вторичных минералов широко развит каолинит, образовавшийся главным образом за счет разрушения полевых шпатов. Практическое значение имеют лепидолит, сподумен, берилл, танталит-колумбит.

Другие пегматитовые тела этого поля тоже имеют промышленное значение. Однако лепидолит и сподумен наблюдаются в них не всегда. Самарскит добывается в пегматитовых жилах Ингела и Мирруцуе. Иногда он образует оторочки на кристаллах танталит-колумбита или выполняет в нем трещинки, как и в мусковите. Пирохлор найден в пегматитовом теле Мокашая.

В результате детального изучения внутреннего строения пегматитовых жил было установлено, что разрабатывать их экономически выгодно только селективно, по зонам. Микроклин-пертитовая зона является наиболее важным источником берилла и колумбит-танталита. Ни одна из литийсодержащих промежуточных зон не содержит этих минералов в промышленных количествах. Во внешних зонах присутствует немного колумбит-танталита, но в них нет берилла. Лепидолит приурочен к глубинным частям пегматитовых тел. Чтобы достигнуть лепидолитовых руд, нужно снять всю перекрывавшую часть пегматитовых тел, а это экономически выгодно только при достаточно высоком содержании лепидолита. Низкое содержание лития в лепидолите и высокое содержание в нем марганца затрудняют реализацию мозамбикского лепидолита на мировых рынках. Добыча его в последние годы уменьшается. С 1958 г. добывается менее 10 т лепидолита в год.

Максимальный уровень добычи берилла (1400–1500 т в год) был достигнут в 1957–1960 гг. В 1961 г. в связи с сокращением закупок американскими компаниями добыча берилла уменьшилась на 30% (до 930 т). Несмотря на это, Мозамбик продолжает оставаться крупнейшим мировым производителем берилла. Увеличиваются также масштабы производства колумбит-танталита и самородного висмута. Добывались также небольшие количества циркона и монацита; в настоящее время они не извлекаются. В 1960 г. экспорт берилла из Мозамбика составил 1425 т и был направлен в США — 1174 т, Италию — 175 т, Японию — 40 т, Великобританию — 2 т и другие страны — 34 т (Beryllium, 1962₁).

Пегматиты Танзании, Кении и Сомали

В Танзании и Кении уже давно известны слюдяные пегматиты, представляющие промышленный интерес; минералы редких металлов имеют в них подчиненное значение. В слюдяных пегматитах Танзании минералы бериллия представлены преимущественно бериллом в 11 месторождениях, редко эвклазом и фенакитом (Simpson, 1971).

В месторождениях Хомоло, Зати и Ипата преобладающим литиевым минералом является лепидолит, он образует сростания с кварцем, клевеландитом и рубелитом в зоне замещения. Минералы висмута представлены бисмутинитом и бисмутином.

Из редкоземельных минералов в месторождении Бундали Хиллз распространены ортит и монацит. Минералы урана отмечены в четырех месторождениях, из которых важнейшим является Улигуру. Уранинит — главный урановый минерал; кроме него встречаются отунит, кариотит, казолит, плумбониобит, резерфордит, самарскит, торбернит и уранофан. Возраст пегматита, определенный по ураниниту из Улигуру свинцовым методом 608–620 млн. лет.

В Сомали, начиная с середины 50-х годов, было открыто несколько тел редкометальных пегматитов. Их связывают с "молодыми гранитами" (480 млн. лет). Они включают берилл, колумбит, монацит, самарскит. Такие пегматиты найдены в районе Харгейзы, Берберы (Северо-Западное Сомали) и Шейка (Центральное Сомали). Берилл добывается пока из продуктов разрушения этих пегматитов — элювиальных россыпей.

Пегматиты Мальгасийской Республики

На о. Мадагаскар гранитные пегматиты пользуются очень широким распространением. Известны многочисленные пегматитовые поля от крайнего севера до крайнего юга, но месторождения с промышленным редкометальным оруденением (в основном берилловым и колумбит-танталитовым) сосредоточены в его центральной части (фиг. 53) (Lacroix, 1922; Behier, Gignes, 1956; Behier, 1959; Besairie, 1961, 1966).

По предложенной Лакруа классификации мадагаскарские пегматиты подразделяются на щелочные и известково-натриевые. Редкометальная минерализация имеет практическое значение только в щелочных пегматитах. В свою очередь щелочные пегматиты подразделяются на калиевые и натриево-литиевые. Ортоклазовые пегматиты безрудны; с микроклиновыми пегматитами связаны все промышленные месторождения берилла и ряда других редкометальных минералов. Связанные с натриево-литиевыми пегматитами минералы лития — лепидолит, сподумен, амблигонит — не образуют на Мадагаскаре крупных промышленных скоплений.

Калиевые зональные пегматитовые тела с бериллом, колумбит-танталитом, редкоземельными титано-ниобатами, уранинитом, торинитом, цирконом распространены наиболее широко и представляют важнейший пегматитовый цикл. Радиологические определения их возраста показали 485 млн. лет. Натриево-литиевые пегматиты несколько древнее (550–600 млн. лет). Известны также пегматиты с бастнезитом, связанные с интрузивным комплексом возраста 1125 млн. лет, и пегматиты с цирконом — возраста 1050 млн. лет.

Калиевые пегматиты Мадагаскара несут бериллиевую (берилл) и ниобий-иттриевую (самарскит, фергусонит, ампангабит и др.) минерализацию. Одной из характерных черт их является отсутствие лития и рубидия, обилие ниобия, тантала и титана, обычно сопровождаемых ураном, торием, редкоземельными элементами группы иттрия, цирконием (малакон), свинцом и скандием (тортвейтит). Месторождения калиевых пегматитов известны в северной части Мадагаскара, где они сосредоточены по существу в двух пегматитовых полях, — в районе массива Тсаратанана и в верховьях р. Бемариве — пегматитовое поле Берере. Другой район распространения таких пегматитов находится в центральной части острова к югу от г. Антананариве, столицы Мальгасийской Республики — пегматитовые поля Итази и Аналава (см. фиг. 53).

Во всех калиевых пегматитовых жилах, имеющих крупнокристаллическую структуру, зоны редкометальной минерализации локализованы в контактах кварцевых ядер с зонами блокового микроклин-пертита с мусковитом. Более внешние зоны, сложенные графическим пегматитом, минерализованы очень слабо или вовсе не минерализованы. Пегматитовое поле Берере знаменито гигантскими призмами берилла. К востоку от г. Антананариве обнаружены пегматитовые жилы, богатые колумбит-танталитом, а в районе Мборо у Мунейрес — с колумбит-танталитом и самарскитом.

Фиг. 53. Пегматитовые поля Мадагаскара (Beryllium, 1962)

1 — безрудные пегматитовые поля;
2 — поля с бериллом

Из пегматитов Мадагаскара добывается берилл, кристаллы, которого достигают в ряде случаев колоссальных размеров. Так, в месторождении Соамола был найден кристалл массой 35 т. Прозрачные разности берилла при интенсивной окраске представляют собой драгоценные камни (аквамарин, морганит и др.).

Руды ниобия и тантала имеют промышленное значение при содержании не более 4% TiO_2 , т.е. представленные колумбит-танталитом. Из-за этого требования редкоземельные тантало-ниобаты, например, бетафит и эвксенит исключаются из числа промышленных. Минералы группы колумбит-танталита издавна являются наиболее важной рудой Мадагаскара на ниобий и тантал. Основными районами их добычи являются пегматитовые поля Берере и Малакиалина. Содержание Ta_2O_5 в минералах этой группы варьирует от 10 до 42%.

Фергусонит, самарскит и ампагабейт присутствуют в небольших количествах и часто извлекаются как побочные продукты при добыче берилла и колумбит-танталита. Микролит встречается редко в некоторых жилах в ассоциации с танталитом.

Распространение ураноносных жил ограничено пегматитовыми полями Бетафо-Антсиробе и Итранги. Они относительно бедны бериллом, но содержат промышленные количества колумбит-танталита и урановых тантало-ниобатов.

Чрезвычайный интерес представляет скандиевый минерал — бефанамит (силикат скандия и циркония), открытый Лакруа (Lacroix, 1922) на Мадагаскаре, в пегматитовой жиле месторождения Бефанамо в восточной части пегматитового поля Анказобе. Бефанамит является разновидностью тортвейтита (силиката скандия и иттрия), впервые открытого в гранитных пегматитах Ивленда в Норвегии и больше нигде не известного. Бефанамит был найден в обломках кристаллов, имеющих длину 10 см и диаметр 3 см. Месторождение долгое время оставалось единственным известным месторождением бефанамита на Мадагаскаре. К сожалению, оно уже почти совсем истощено. В конце 1958 г. Бейе (Behier, 1960) было открыто новое месторождение бефанамита в пегматитовом поле Берере в районе Тсаратанана. Пегматитовое тело, в котором был найден бефанамит, сложено микроклин-пертитом, а также мусковитом и биотитом, превращенными в вермикулит. Промывка элювия дала очень много тяжелых минералов, среди которых преобладали колумбит-танталит и гранат-спессартин; из аксессуарных минералов установлены ксенотим, монацит, малакон и бефанамит. Последний по физическим свойствам и



химическому составу сходен с бэфанамитом из Бэфанамо, но относительно редок.

Натриево-литиевые пегматиты Мадагаскара широко распространены в центральной части острова в пегматитовых полях Амбанадрана, Беваондрана, Теинжирифари, Анкиперата. Они представляют собой литиевую пегматитовую провинцию с комплексным редкометальным оруденением. Здесь в пегматитовых телах развиты лепидолит и сподумен.

Лепидолит в значительных количествах находится в ассоциации с кварцем, альбитом и турмалином. Он локализуется обычно в зонах, приуроченных к центральным частям пегматитовых тел. Наиболее крупные скопления лепидолита установлены в четырех пегматитовых месторождениях: Амбанадрана, Беваондрана, Теинжирифари и Анкиперата. Лепидолит в виде крупных пластин присутствует также в некоторых жилах долины Сахатани, а также в районе Амбатифинандрахана. В месторождениях Беваондрана и Анкиперата встречается также амблигонит.

Сподумен ранее добывался на Мадагаскаре как драгоценный камень. Главные месторождения его — Махаритра в пегматитовом поле Сахатани и Анжанабаноина к юго-западу от Бэфанамо — ныне выработаны. Но в отвалах месторождения Маньяка в южной части поля Сахатани заключено несколько тонн породы, содержащей от 20 до 50% сподумена, ассоциирующего с альбитом, розовым турмалином и апатитом. Добыча литиевых минералов на Мадагаскаре практического значения не имеет. Экономический интерес представляет главным образом добыча берилла и колумбит-танталита.

Основное количество берилла дает пегматитовое поле Малакиалина, далее следуют Берере, Ампандрамайка и Аналалава. Общая добыча берилла в Мальгасийской Республике достигла в 1963 г. 6276 т (Besairie, 1966). Попутно с бериллом на месторождениях Мадагаскара получают также другие редкометальные минералы: висмутин, циркон, бастнезит и др. Максимальная добыча висмута достигла 1 т в год.

НИГЕРИЙСКО-САХАРСКИЙ ПОЯС

Этот пояс, начинаясь в Того и Дагомее, проходит через Нигерию в Сахару, давая здесь две ветви; одна из них протягивается в Хоггар, другая — в Тибести. Согласно недавним детальным структурным исследованиям Гранта (Grant, 1970), подавляющую часть фундамента Нигерии, как и соседних Дагомеи и Того составляют архейские породы возраста 2800 млн. лет. Архейский фундамент выходит на поверхность также в Хоггаре, где возраст чарнокитов Суггария около 2750 млн. лет (Шуберт, Фор-Мюр, 1973).

В конце рифея в этом регионе возникла зона глубинных разломов, протягивающаяся от побережья Гвинейского залива в северо-западном направлении, вдоль которой происходила тектоно-магматическая активизация. Она неоднократно возобновлялась на протяжении длительного времени вплоть до мезозоя и даже кайнозоя. Глубинными разломами обусловлен также структурный контроль вулканизма, которым начиналось формирование кольцевых структур гранитов. Начало проявлений тектоно-магматической активизации, захватившей всю эту зону, датируется в 600 млн. лет.

В Нигерии в северной части плато Джос известны гранитные интрузии, которые обычно относятся к "древним гранитам" с целью противопоставления их "молодым гранитам". По А. И. Тугаринову (Tugarinoff, 1968) возраст этих гранитов, определенный свинцовым методом 600 млн. лет. Это преимущественно биотитовые граниты, иногда лейкократовые, сопровождающиеся грейзенами. Массивы гранитов имеют довольно значительные размеры. Большинство пегматитовых тел локализовано вне массивов во вмещающих породах. Пегматиты имеют зональное строение. Отдельные зоны содержат касситерит, танталит-колумбит, тапиолит, берилл, литиевые минералы. Танталит ассоциирует с клевеландитом в одной из промежуточных кварц-микроклиновых зон (Kun de, 1962). В мусковитовых зонах наблюдается также танталит-колумбит. В Хоггаре (Алжирская Сахара) метаморфический комп-

лекс фундамента сложен разнообразными гнейсами, амфиболовыми и биотитовыми сланцами и мигматитами. Вдоль крупной зоны разломов эти породы прорваны цепочкой интрузивных тел гранитов кольцевого строения. Среди этих гранитов установлено несколько интрузивных фаз. Обычно различают двуслюдяные и биотитовые граниты ранней фазы и грубозернистые, порфиroidные, иногда пегматоидные граниты поздней фазы. Лелюбр (Lelubre, 1955) относил эти граниты, к посттектоническим гранитам Фарузия и назвал эту группу гранитами Таурирт. Возраст этих гранитов по последним данным 500 млн. лет, что отвечает кембро-ордовики (Boissonas, 1969). Пегматиты, сопровождающие эти граниты, содержат касситерит, вольфрамит, берилл, сподумен, колумбит-танталит. Пегматитовые тела локализируются в краевых частях гранитных массивов и во вмещающих метаморфических породах. Варламов (Varlamoff, 1960) считает, что эрозия еще не вскрыла здесь всех типов пегматитов. Пегматиты имеют зональное строение и кварцевые ядра.

Находки пегматитов известны также в Тибести (Республика Чад) и в Аире (Республика Нигер), однако практического значения они пока не имеют.

ЭБУРНЕЙСКИЙ¹ ПОЯС

В западной части Африканского континента, начинаясь в Сенегале и проходя через юго-западную часть Республики Мали и западную часть Республики Берег Слоновой Кости, протягивается нижнепротерозойский Эбурнейский складчатый пояс. Его слагают сланцы, аркозовые песчаники и кварциты с подчиненными линзами мраморов формации Бирримий. Общее простирание пород Бирримия север-северо-западное. Возраст послебирримийских главных фаз гранитизации, связанных с эбурнейским орогенезом, 2200–2000 млн. лет (Bonhome, 1962; Vachette, 1964). С гранитами генетически связаны поля редкометальных пегматитов пограничной зоны Мали и Сенегала, Юго-Западного Мали и Берега Слоновой Кости.

Редкометальные гранитные пегматиты образуют значительные поля по границе Мали и Сенегала. Суле де ла Фон (Soulé de la Font, 1958) делит пегматиты на внутренние и краевые, среди которых выделяются следующие типы: 1) биотитовый; 2) биотит-турмалин-мусковитовый; 3) мусковит-турмалиновый; 4) сподумен-мусковит-турмалиновый. Биотит-турмалин-мусковитовые пегматиты представляют собой наиболее распространенный тип в юго-восточной части массива Сарайя. Они характеризуются ассоциацией мусковита, биотита, турмалина, кварца, микроклина, граната, альбита. Шлихи показывают также присутствие монацита, горита и колумбит-танталита. Мусковит-турмалиновый тип пегматитов наблюдается в массиве Фаружу, а также в северной части массива Сарайя. Для него типична следующая ассоциация минералов: мусковит, турмалин, кварц, микроклин, альбит, гранат. Касситерит и колумбит-танталит обычно в небольших количествах содержатся в элювии.

Сподуменовые пегматиты встречаются в малых массивах типа Жамайна в южной части плутона Фаружу и в северном окончании массива Сарайя; они представляют собой краевые пегматиты, приуроченные к очень маленьким массивам, соответствующим апикальным частям гранитных куполов, или к апофизам больших массивов. Минеральный состав этих пегматитов: микроклин, альбит, сподумен, мусковит, турмалин, кварц, апатит, гранат, колумбит-танталит, следы касситерита и местами амблигонит. Для них характерно развитие кварц-мусковитового комплекса, слагающего неправильные гнезда или зальбанды жил. Практический интерес представляет только литиевая минерализация, связанная исключительно со сподуменоносными пегматитами. Запасы литиевой руды составляет 1,3 млн. т, если минерализация распространится на глубину 20 м.

В юго-западной части Мали открыто месторождение Бугуни. Оно представлено серией пегматитовых жил со сподуменом и редкими включениями колумбита и касситерита. Пегматиты залегают в гранодиоритах, а также в кварцитах и слюдяных

¹ По латыни "эбурненс" — слоновая кость.

сланцах Бирримия. Ориентировочные запасы Li_2O 10 тыс. т при содержании Li_2O в концентрате 1,7% (Кокорин и др., 1970).

Пегматитовые поля Берега Слоновой Кости до самого последнего времени были слабо изучены. В 1969 г. появилась сводка Адама (Adam, 1969). Автор считает, что граниты, с которыми связаны пегматиты, не образуют интрузий, но являются продуктом гранитизации.

Адам выделяет незональные и зональные пегматиты. Экономическое значение имеют месторождения редкометалльных зональных пегматитов, которые содержат монацит, ксенотим, берилл, колумбит-танталит, сподумен, лепидолит; минералы лития представляют наибольший практический интерес.

ПЕГМАТИТЫ МАРОККО

В Марокко редкометалльные гранитные пегматиты известны в двух соседних районах — в горах Антиатлас и в горах Джебель (Permingeat, 1955; 1959; Bouladon, Jouravsky, Moris, 1950). В докембрии Антиатласа различаются два цикла орогенеза. С первым связана магматическая активность архея. После имевшего место затем цикла эрозии формировались кварциты и хлоритовые сланцы нижнего протерозоя. Последние были смяты в складки во время второго орогенеза, который сопоставим с гуронским. Затем после нового цикла эрозии пенеплен был покрыт лавами верхнего протерозоя.

Гранитные пегматиты встречаются здесь в большом количестве в формациях архея и нижнего протерозоя, которые обнажаются в сводах антиклиналей из-под более поздних отложений — верхнего протерозоя и кембрия Антиатласа. Большинство пегматитовых тел содержит берилл, а тантало-ниобаты были встречены только в четырех линзах, из которых три расположены в антиклинали Тазенахт и одна — в антиклинали Игуэрда.

К наиболее древней серии нижнего протерозоя (серия Зенага 1950 млн. лет), обнажающейся в ядре антиклинали, приурочены интрузии гранитов двух типов: граниты с темноцветными минералами — Азгуэтрзи и лейкократовые мусковитовые граниты — Тазенахта. С последними тесно связаны редкометалльные пегматиты.

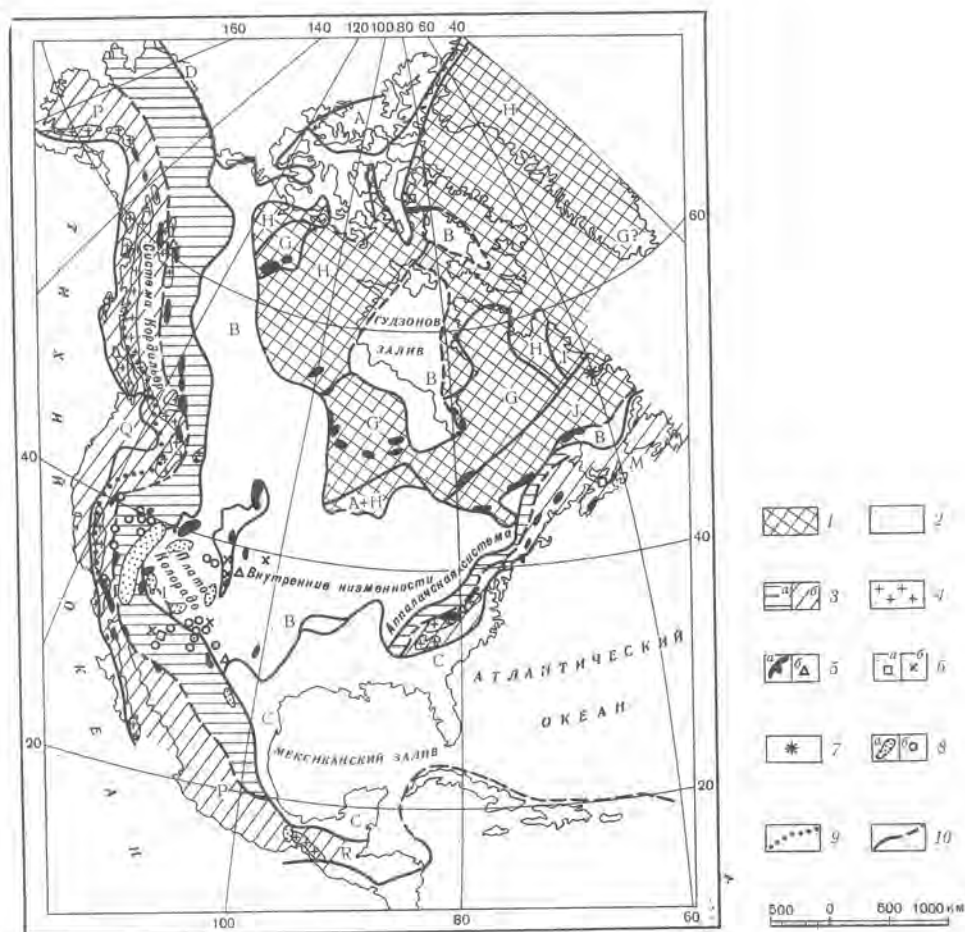
Пегматитовая линза с бериллом Южного Ангарфа находится в 2,5 км южнее большой пегматитовой линзы Тимгарина, в соседстве с выходом лейкократового гранита. Эта линза прорывает мигматиты; ее простираение север-северо-восточное; ярко выражена зональность. Эндоконтактная оторочка, обогащенная турмалином, очень варьирует по мощности. Зона с крупными пластинами мусковитов хорошо выражена в восточной части линзы. Зона полевых шпатов и кварца имеет мощность до 5 м. В полевошпатовой зоне на контакте с кварцевым ядром находилось крупное гнездо берилла величиной 7х3,5 м, откуда было добыто 2 т берилла. Размер призм берилла изменяется от 1 до 70 см, цвет от светло-зеленого до винно-розового и желтого. На контакте с кварцевым ядром по соседству с гнездом берилла находятся многочисленные обособления фосфатов железа и марганца зеленовато-черного цвета (минералы серии триплит-триплоидит), сопровождаемых апатитом. При эксплуатации этого пегматитового тела на глубине было обнаружено еще несколько гнезд берилла.

У контакта с лейкократовыми гранитами отмечаются менее мощные и менее раскристаллизованные пегматитовые жилы. Эти жилы начинаются в гранитах и прослеживаются на несколько метров от контакта. Сами граниты местами пегматоидные и наблюдаются переходы к пегматитам. Зональные пегматиты встречаются в нескольких сотнях метров от контакта и секут древний осадочно-метаморфический комплекс, сложенный слюдяными сланцами и мигматитами. В зональных пегматитах последовательность зон от периферии к центру варьирует, но кварцевое ядро присутствует постоянно.

В целом пегматиты Марокко характеризуются ярко выраженной бериллиевой специализацией.

ПЕГМАТИТЫ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

В структурном отношении Северо-Американский континент подразделяется на три крупные тектонические области, различающиеся геологическим строением, историей развития и металлогенией: 1) Канадский щит и Северо-Американская платформа (центральный стабильный регион по Кингу); 2) орогенная область Аппалач, окаймляющая с юго-востока платформу; 3) орогенная область Кордильер, являющаяся западным обрамлением платформы (фиг. 54).

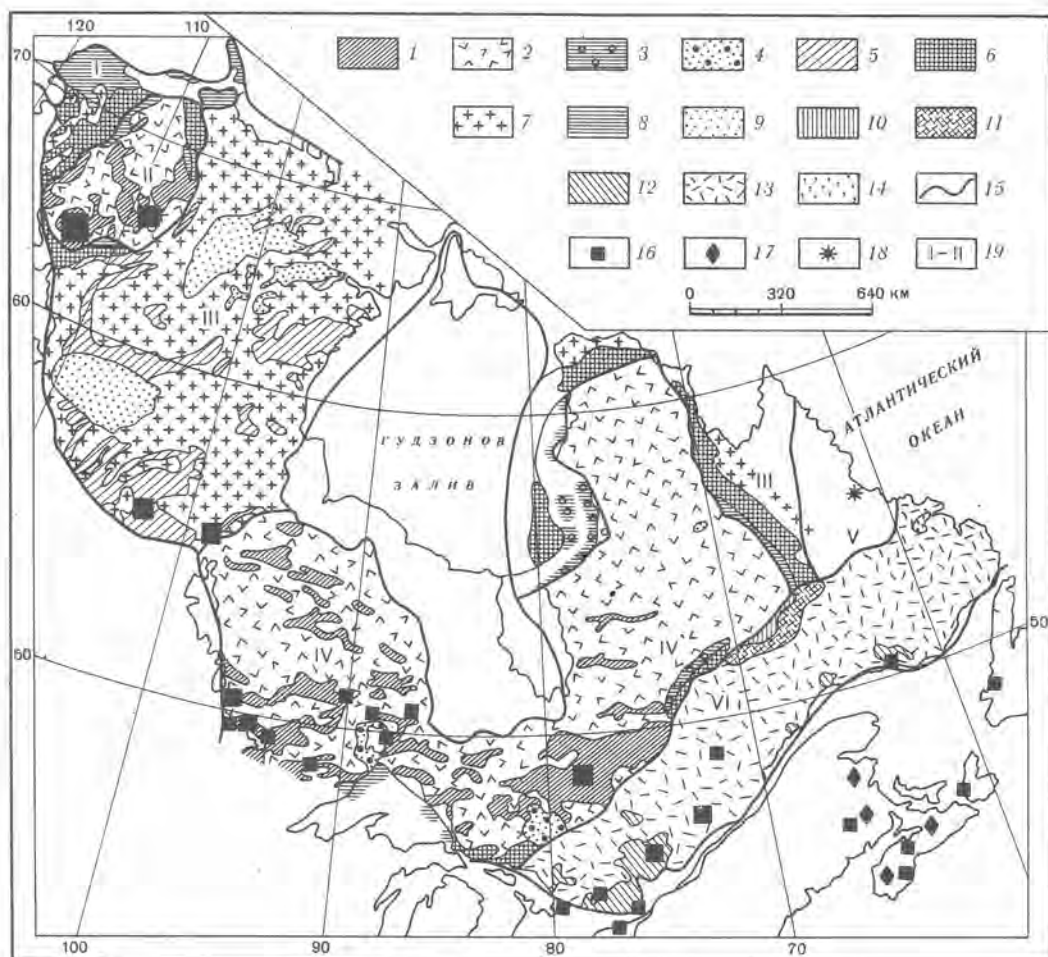


Фиг. 54. Схематическая геолого-структурная карта Северной Америки и размещение редкометальных месторождений (Кинг, 1961, 1972; Mulligan, 1968; Norton, Griffiths et al., 1958 и др.)

Центральный стабильный регион: 1 – щиты; 2 – Северо-Американская платформа, внутренние низменности: А – слабо деформированные докембрийские отложения; В – платформенные отложения на докембрийском основании; С – то же, на палеозойском; Д – то же, на мезозойском; складчатые пояса докембрийского возраста: Г – кеноран, 2700 млн. лет; Н – Гудзон, 1900 млн. лет; I – Ильзонан и Мэцэйтэйл 1650–1250 млн. лет; J – Гренвилльский 1140 млн. лет; 3 – складчатые пояса палеозойского возраста: М – Аппалачский и Уачита; то же, мезозойского возраста: Р – Кордильерский; Q – Тихого океана; R – Антильских островов и юга Центральной Америки (а – краевые части орогенических поясов – миогеосинклинали; б – внутренние части – эвгеосинклинали); 4 – магматические породы, преимущественно граниты; 5 – месторождения: а – пегматитовые, б – грейзеновые; б – гидротермальные: а – плутоногенные, б – вулканогенные; 7 – фениты; 8 – метасоматиты: а – преимущественно флюоритовые, б – флюорит-магнетитовые; 9 – линия Мура (или линия кварцевого диорита); 10 – геологические границы

ПЕГМАТИТЫ КАНАДСКОГО ШИТА

Канадский щит после протерозойского времени (600 млн. лет) является стабильной частью континента. Нижнеархейские образования в его пределах представлены слабо метаморфизованной толщей пород спилитовой и молассоподобной граувакковой формаций. Эти тела дислоцированы с образованием куполовидных структур, с которыми связана локальная гранитизация. В верхнем архее на нижнеархейском основании возникли узкие шовные прогибы, обусловленные глубинными разломами. Они выполнены граувакко-конгломератовыми формациями. Последующий позднеархейский орогенез Кэнорен сопровождался формированием гранитои-



Фиг. 55. Тектоническая карта Канадского щита и размещение редкометальных месторождений (Stockwell, 1966; Mulligan, 1968; Кинг, 1972 и др.)

Кэноренский орогенез (2700 млн. лет): 1 – нерасчлененные породы Ar_3 ; 2 – граниты и гнейсы Ar_3 ; 3 – недислоцированные породы на Кэнорене Pt_{1-2} ; 4 – кратонический покров Pt_{1-2} ; 5 – Гудзонский орогенез (1900 млн. лет): 6 – нерасчлененные породы Pt_1 ; 7 – граниты и гнейсы Pt_1 ; 8 – недислоцированные породы на Гудзоне Pt_{2-3} ; 9 – кратонический покров Pt_{2-3} . Гренвильский орогенез (1140 млн. лет): 10 – архейские породы, дислоцированные в Кэнорене и Гренвиле; 11 – породы Pt_1 , дислоцированные в Гудзоне и Гренвиле; 12 – породы Pt_2 , дислоцированные в Гренвиле; 13 – граниты, анортозиты и гнейсы Pt_2 ; 14 – недислоцированные породы на Гренвиле (кратонический покров) Pt_3-Cm ; 15 – контур щита; месторождения: 16 – пегматитовые; 17 – гидротермальные; 18 – фениты с барилитом; 19 – металлогенические провинции: I – Биа, II – Слайв, III – Черчилль, IV – Сьюпериор, V – Неин, VI – Гренвиль

дов (2700 млн. лет), охватившим большие территории, включая и прогибы.

С начала протерозоя на значительной части территории Канады установился платформенный режим, однако по периферии Канадского щита вновь возникали прогибы геосинклинального типа (Гудзонский орогенез — 1900 млн. лет), в пределах которых накапливались обломочные, хемогенные и вулканогенные формации.

Юго-восточная окраина Канадского щита сложена породами серии Гренвиль (Pt_2), сформировавшейся в пределах перикратонного прогиба, отделенного от центральной части Канадского щита зоной крупных региональных разломов. Здесь породы серии Гренвиль интродуцированы доскладчатыми пластовыми телами анортитов, габбро и сиенитов. В позднепротерозойское время те и другие испытали своеобразную складчатость (Гренвильский орогенез — 1100—1140 млн. лет) и были интродуцированы гранитоидами.

Все докембрийское основание щита разбито глубинными разломами, по которым происходило перемещение глыб фундамента. Каждая из них образует "огромный блок, в пределах которого породы отличаются типом и структурным планом" (Кинг, 1961). Центральный платформенный участок щита, сложенный раннедокембрийскими отложениями, окружен приподнятыми блоками складчатых систем Кенорэн, Гудзон и Гренвильской (фиг. 55), представляющими собой разные металлогенические провинции. В отношении редкометальных пегматитов наибольший интерес представляют архейские провинции: Слайв (северо-запад территории) и Сьюпериор (Манитоба, Онтарио, Квебек).

В провинции Слайв отчетливо выделяется одно пегматитовое поле Йеллоунайф-Болье и несколько не связанных с ним месторождений: Рэйни-Лейк, Пауль-Лейк, Рейд-Лейк и др. Все пегматитовые тела залегают в метаморфических породах серии Йеллоунайф Ar_1 — 2500—2600 млн. лет).

В металлогенической провинции Сьюпериор пегматиты широко распространены в районах развития архейских образований (2500—2600 млн. лет). Здесь выделяются четыре наиболее интересных пегматитовых поля: 1) Кэт-Лейк — Виннипег-Ривер (Манитоба); 2) Нишигон-Ориент-Бэй (Онтарио); 3) Абитиби-Тимискаминг (Квебек) и 4) Прейсак-Лэйкон (Квебек), локализованных в юго-западной активизированной краевой части Канадского щита. Ниже приводится краткое описание двух наиболее интересных пегматитовых полей — Йеллоунайф-Болье и Кэт-Лейк — Виннипег-Ривер.

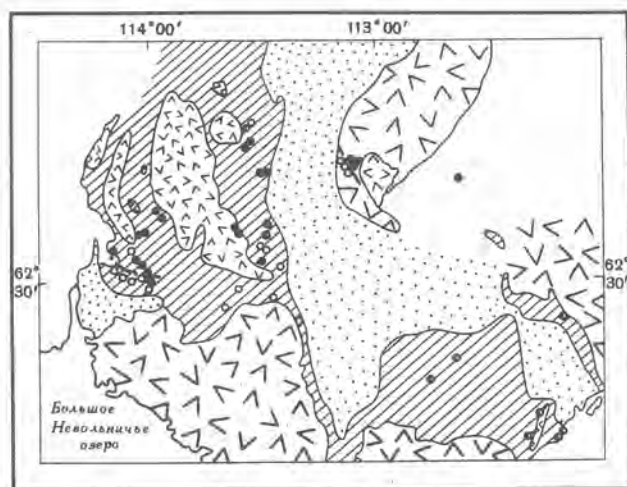
ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ КОМПЛЕКСНОГО ТИПА ЙЕЛЛОУНАЙФ-БОЛЬЕ

Это поле представлено тысячами пегматитовых тел, прослеживающихся на 100 км (Hutchinson, 1955; Jolliffe, 1944; Rowe, 1952; Milligan, 1960, 1965, 1968; Kretz, 1969, 1970 и др.). Большая часть их приурочена к зоне экзоконтакта массива пегматондных мусковитовых гнейсовидных гранитов, прорывающих кордиерит-андалузит-ставролитовые сланцы (фиг. 56), и залегают вкрест простираения осей складок. Наиболее крупными месторождениями в пределах поля являются: Прелюд-Лейк, Блэйсделл-Лейк, Роуз-Лэйк и Муз-Групп.

Месторождение Прелюд-Лейк представлено сотней пегматитовых тел, в которых присутствуют турмалины, берилл, тантало-ниобаты, реже сподумен и другие редкометальные минералы. Распределение берилла в жилах неравномерное при содержании 0,3—2,0%. Наибольшие концентрации установлены во внешних и промежуточных зонах жил. Длина кристаллов в среднем превышает 15 см. Тантало-ниобиевые минералы наблюдаются в промежуточных зонах, а литиевые — во внутренних.

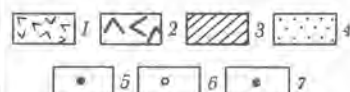
Месторождение Блэйсделл-Лейк представлено пегматитовыми жилами со слабо выраженной зональностью. Обычно в них отмечаются кварцевые ядра и слабо развитые другие зоны. Из 50 изученных пегматитовых тел в 32 были установлены берилл, тантало-ниобаты и литиевые минералы, а также красный апатит и большое количество турмалина. Содержание берилла достигает 4%.

Пегматитовые жилы месторождения Роуз-Лейк характеризуются отчетливой зональностью. Ядра имеют кварцевый или кварц-микроклин-пертитовый состав.



Фиг. 56. Геологическая схема пегматитового поля Йеллоунайф-Большое (Mulligan, 1968)

- 1 — мусковитовые граниты;
2 — граниты и гранито-гнейсы;
3 — кварц-биотитовые сланцы;
4 — граувакки, сланцы, кварциты;
5 — месторождения берилля;
6 — месторождения лития;
7 — комплексные бериллий-литиевые месторождения



Промежуточные зоны сложены преимущественно микроклин-плагноклаз-кварц-мусковитовым комплексом. Пегматитовые тела с различной редкометалльной минерализацией несколько обособлены друг от друга. Так, тела, богатые тантало-ниобиевыми и литиевыми (сподумен) минералами, локализованы в западной части жильной зоны, наиболее удаленной от гранитов. Богатые бериллом пегматиты развиты в средней части месторождения между простыми пегматитами, находящимися ближе к гранитам, и комплексными редкометалльными. В 1947 г. здесь было добыто 1575 кг танталониобиевого концентрата (Mulligan, 1968).

Из пегматитов месторождения Муз-Групп наиболее интересно одно большое пегматитовое тело (длина 448 м, ширина 64 м), богатое альбитом (клевеландитом) и мусковитом.

Тантало-ниобиевые минералы, как и берилл, встречаются в минеральных комплексах, богатых мусковитом, но отмечаются и в кварц-клевеландитовой зоне, часто окружающей кварцевое ядро со сподуменом и амблигонитом. Содержание берилла достигает 0,5% (Mulligan, 1968).

По характеру редкометалльной минерализации (берилл, сподумен, амблигонит, трифилин, танталит, ниобо-танталит и др.) это поле относится к комплексному типу.

ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ КЭТ-ЛЕЙК – ВИННИПЕГ-РИВЕР КОМПЛЕКСНОГО ТИПА

Пегматитовое поле Кэт-Лейк – Виннипег-Ривер, находящееся в юго-западной части штата Манитоба, является наиболее крупным. Оно включает около 20 редкометалльных месторождений (фиг. 57), в том числе всемирно известное месторождение Берник-Лейк.

Месторождение Берник-Лейк комплексного типа находится в 180 км к северо-востоку от г. Виннипег. Оно включает примерно половину мировых запасов поллуцитовых руд капиталистических стран, что составляет 272 тыс. т со средним содержанием 20% Cs_2O и 42 тыс. т с содержанием 6,6% Cs_2O . Запасы тантала в месторождении составляют 1,9 млн. т руды со средним содержанием 0,23% Ta_2O_5 , а местами до 0,5–1,0%. Запасы литиевых руд составляют 5,7 млн. т со средним содержанием 2,29% Li_2O и 97,7 тыс. т с содержанием 2,24% Li_2O , а бериллиевых — около 1 млн. т со средним содержанием 0,22% BeO . Кроме того, в лепидолитовой зоне месторождения установлено высокое содержание галлия (до 0,1–0,2%) и от 1 до 3% Rb_2O .

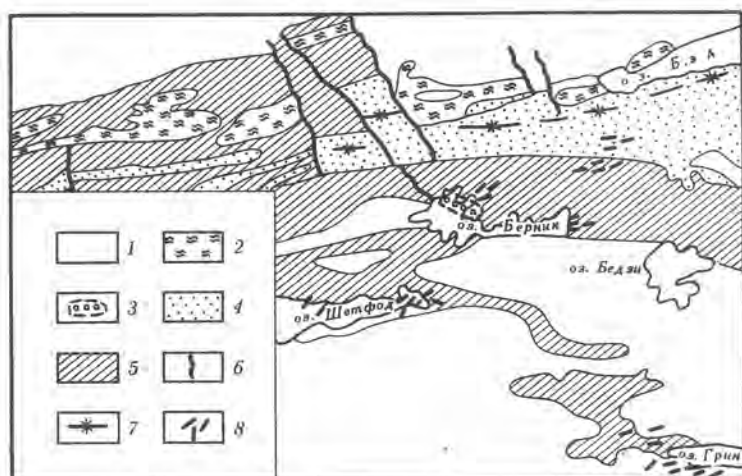
Большинство пегматитовых тел месторождения плохо обнажены и все сведения о них основаны на данных бурения и подземных горных выработок. Это относится и к главному пегматитовому телу, которое на две трети находится под оз. Берник-Лейк. Район месторождения изучался многими исследователями (Davies, 1957, 1964; Derry, 1931; Howe, Rowntree, 1967; Howe, 1968, 1972; Hutchinson, 1955; 1959;

Mulligan, 1957, 1960, 1965, 1968; Nickel, 1960, 1961; Nickel, Rowland, Mac Adam, 1963; Springer, 1949, 1950; Wright, 1963; Cerny P. et al., 1970 и др.). Он сложен раннеархейскими преимущественно осадочными и вулканическими породами серий Райс-Лейк и Виннипегоу (2600 млн. лет). Эти породы прорваны различными интрузивными образованиями, в том числе и гранитами, богатыми натрием. Сопровождающие их пегматиты также обладают существенно альбитовым составом. Возраст их, определенный по ураниниту, 2000 млн. лет (Уилсон, 1968).

Месторождение приурочено к прогибу кровли эффузивно-осадочных пород между двумя крупными массивами гранитоидов, изобилующему мелкими выходами гранитов. Пегматиты локализованы в северной экзоконтактовой зоне южного массива и контролируются субширотным поясом основных пород, контактирующих с гранитами (см. фиг. 57), и представленных базальтами, андезитами, амфиболитами и различными роговообманково-плагиоклазовыми сланцами. Месторождение находится у восточного окончания небольшого субширотного выхода гранитоидов длиной около 7,5 км при максимальной ширине 1,2 км на западном конце оз. Берник-Лейк. Гранитоиды представлены гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Преобладают граниты, содержащие микроклин и плагиоклаз в равных количествах. Внутренняя часть этого выхода гранитов сложена гранитами, богатыми микроклином, а краевые части — породами, богатыми альбитом. Последние нередко имеют пегматоидную структуру. Пегматоидные альбитовые граниты, как и пегматиты, генетически тесно связаны и являются последней фазой становления гранитного комплекса (Mulligan, 1968).

Многочисленные пегматитовые тела залегают в амфиболитах и в западной части месторождения образуют серии субпараллельных жил, имеющих близкое к широтному простиранию и прослеживающихся на протяжении километра. В восточной части месторождения подобные жильные серии отсутствуют. Главное рудное тело месторождения (фиг. 58), пологозалегающее, эллипсоидальное в плане, находится в западной части месторождения у восточного края небольшого выхода гранитов и залегает в амфиболитизированных диабазах и плагиоклазовых амфиболитах. Длина его более 1200 м, глубина 450—460, мощность от 18 до 85 м.

В экзоконтактах пегматитовых тел прослеживаются три метасоматические зоны изменения амфиболитов: турмалин-апатитовая или турмалиновая (7—8 см), биотитовая (30—32 см) и глаукофан-гольмквиститовая (1,5—2,0 м). Развитие последней а счет роговой обманки может рассматриваться как поисковый признак.



Фиг. 57. Геология района месторождений Берник-Лейк (Шетфорд, Гран-Лейк и др.)

1 — кварцевые диориты, гранодиориты, граниты и пегматоидные граниты; 2 — габбро и перидотиты; 3 — конгломераты; 4 — граувакки, аркозы, песчаники, кварциты; 5 — андезиты, базальты; 6 — разломы; 7 — ось синклинали; 8 — пегматиты.

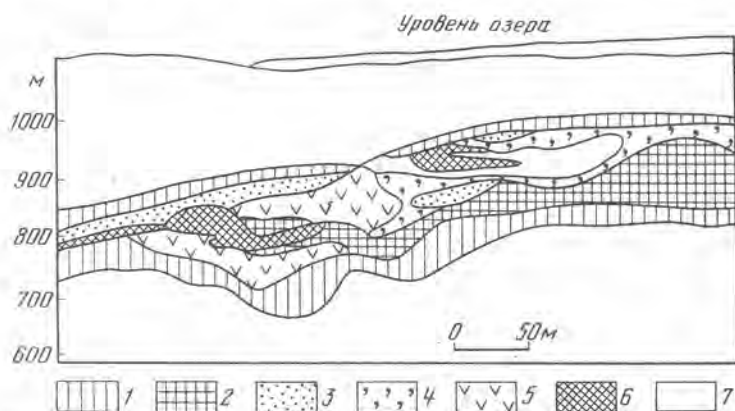
Пегматитовые тела зональны. В главном теле насчитывается восемь зон.

1. Внешняя кварц-альбитовая зона с микроклин-пертитом, мусковитом и турмалином крупнозернистой структуры, мощностью 10–30 м. Акцессорные минералы: апатит, турмалин, танталит, касситерит, гранат, циннвальдит и сподумен. В лежащем боку зоны встречаются небольшие линзы мелкозернистого альбита, содержащие скопления шерла, апатита, топаза и берилла. Танталовые минералы в этой зоне практического значения не имеют.

2, 3. Промежуточные сподуменоносные зоны развиты в висячем и в лежащем боках тела. Мощность их 10–30 м. Они сложены сподуменом, микроклин-пертитом, альбитом, кварцем. Содержание сподумена в них варьирует в широких пределах (от 10 до 80%). Наибольшее количество его наблюдается в висячем боку тела, где главными породообразующими минералами являются сподумен и кварц, а микроклин-пертит и альбит имеют подчиненное значение. Сподуменоносная зона лежащего блока содержит меньше сподумена и соответственно имеет микроклин-пертит-кварц-альбитовый состав со сподуменом (см. фиг. 58). Акцессорные минералы этих зон представлены литиофилит-трифилином, циннвальдитом, молибденитом, апатитом, амблигонитом и др. Иногда отмечаются гидденит и кунцит (прозрачные разновидности сподумена). Запасы лития подсчитывались только по залежи висячего блока.

4. Кварц-альбит-микроклин-пертитовая зона слагает две линзы в западной части тела, которые примыкают к кварцевому ядру. В них присутствуют берилл, танталит, касситерит, литиофилит-трифилин, альбит и др. Иногда микроклин замещается зеленовато-желтой слюдой. Акцессорные минералы рассеяны по всей породе, однако наибольшее количество их отмечается внутри обособлений кварца, а также в участках замещения микроклина. Преобладают марганцево-железистый танталит и воджинит, содержание которых иногда достигает 1%.

5. Кварцевые ядра несколько смещены к висячему боку или занимают центральное положение в пегматитовом теле (см. фиг. 58). Ширина их достигает 27 м. Они сложены массивным кварцем с небольшим количеством амблигонита, сподумена, микроклин-пертита, реже литиофилита-трифилина. Встречаются также родохрозит и апатит. Клевеландит образует секущие прожилки. Характерно наличие пустот до 15 см в поперечнике, в которых развиваются кристаллы родохрозита и апатита. В соседние с кварцем зоны от него отходят небольшие апофизы, сложенные темным кварцем, которые содержат белые и розовые (воробьевит) кристаллы берилла длиной до 12–13 см. В других местах кварцевого ядра берилл чаще отсутствует.

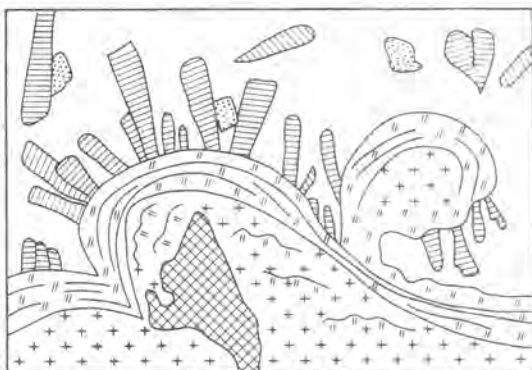
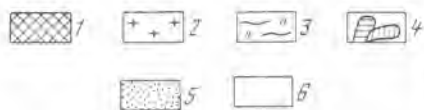


Фиг. 58. Внутреннее строение главного пегматитового тела месторождения Берник-Лейк (Grouse, Cerny, 1972)

1, 2 — зоны: 1 — внешняя кварц-альбитовая с микроклин-пертитом и турмалином, 2 — нижняя промежуточная микроклин-пертит-кварц-альбитовая со сподуменом и амблигонитом, 3 — линзы мелкозернистого альбита; 4, 5 — зоны: 4 — верхняя промежуточная микроклин-сподуменовая с кварцем, амблигонитом и петалитом, 5 — внутренняя кварц-альбит-микроклин-пертитовая с бериллом и воджинитом; 6 — кварцевые ядра; 7 — поллуцитовая зона

Фиг. 59. Положение зоны мелкопластинчатого альбита в нижней части главного пегматитового тела месторождения Берник-Лейк (Cerny, Ferguson, 1972)

1 — калиевый полевой шпат; 2 — альбит, кварц, калиевый полевой шпат, мусковит; 3 — альбит; 4 — сподумен; 5 — амблигонит; 6 — кварц



Такая приуроченность берилла к секущим кварцевым прожилкам характерна для многих пегматитов мира (Кузнецова, 1965; Топунова, 1969).

В одной из подземных выработок была встречена кварцевая линза, отделенная от кварц-сподуменовой зоны клеветандитовой оторочкой, имеющей мощность 32 см и сложенной на 70% клеветандитом (№ 3–7). Текстура этой каймы примечательна наличием радиально-лучистых сростков, состоящих из смеси клеветандита, циннвальдита и пурпурного лепидолита. В местах, где кварцевое ядро контактирует с другими зонами, таких кайм не наблюдалось. В одном случае отмечалась кварц-амблигонитовая линза, содержащая до 30% амблигонита. Она также окаймлена лепидолит-клеветандитовой оторочкой.

6. Лепидолитовая зона представлена двумя крупными плитообразными залежами и рядом мелких линз в верхней и центральной частях пегматитового тела. Мощность ее 1,5–12 м. Состав породы: мелкочешуйчатый лиловый лепидолит (местами до 80%), клеветандит (№ 5), содержание которого варьирует от 0 до 40%, и кварц. Акцессорные минералы: берилл (типа воробьевита), танталит, касситерит, гранат, сподумен, родохрозит и др. В этой зоне отмечается повышенное количество галлия (0,1–0,2%). По данным Хоу (Howe, Rowntree, 1967; Howe, 1968) в породе содержится 2% Li_2O ; 1,77% Rb_2O , а запасы руды составляют 100 тыс. т.

7. Поллуцитовая зона является почти мономинеральной и состоит из трех больших плоских линз, а также нескольких небольших тел линзовидной формы. Наиболее крупное из них находится внутри микроклин-сподуменовой зоны в юго-восточной части тела. Эта зона является главным источником цезия, среднее содержание которого в ней достигает 28%. В чистом поллуците 36,2% Cs_2O и 1% Rb_2O . Различаются две разновидности поллуцита: чистый с гладкой зеркальной поверхностью, похожий на кварц, и непрозрачный мутный, похожий на полевой шпат. Обе они встречаются вместе, образуя тонкозернистые плотные агрегаты. Наблюдаются также прожилки сподумена со слюдой; гнезда альбита, червеобразные прорастания кварца, обособления манган-апатита (диаметром до 15 см). Вблизи от кварцевых ядер поллуцитовую зону пересекают прожилки кварца мощностью до 1 см, часто образующие сетчатые переплетения.

8. Зона тонкопластинчатого альбита прослеживается в центральной и нижней частях пегматитового тела, чаще всего внутри сподуменовых зон, на контакте их с кварц-альбит-микроклиновыми и внешними зонами, а также на контакте с кварцевым ядром, подстилая последнее. Здесь зона альбитита наиболее мощная. Альбит (№ 3–7) составляет 90% породы, а остальные 10% приходятся на второстепенные минералы, в том числе кварц, мусковит, лепидолит, сподумен, касситерит, турмалин, апатит, гранат и марганцовистый олово-танталит. Экономический интерес в этой зоне представляет олово-танталит, обычно сконцентрированный по контактам альбитовой зоны. Иногда эта зона обладает полосчатой текстурой, обусловленной чередованием полосок, богатых кварцем, с полосками, обогащенными альбитом; местами отмечаются пурпурные полосы лепидолита. Нередко полосчатая альбитовая порода подстилает кварцевое ядро, огибая крупные кристаллы микроклин-пер-

тата, находящиеся в верхней части внешней зоны лежащего бока (фиг. 59). Помимо перечисленных минералов в этой зоне иногда встречаются воджинит, тапиолит, микролит и касситерит. В танталовых минералах наблюдается увеличение Ta:Nb и Mn:Fe от начала к концу процесса (Grice, Cernys, Ferguson, 1972).

Главное тело данного месторождения по минеральному составу может быть отнесено к микроклин-альбитовому парагенетическому типу со сподуменом, мусковитом, лепидолитом и поллучитом. Богатство и разнообразие минерального состава, несущего ценный комплекс редких металлов — Li, Cs, Rb, Be, Ta, Ga и некоторые другие, свидетельствуют о комплексной редкометальной специализации месторождения.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ПЕГМАТИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ

Эта пегматитовая провинция приурочена к юго-западной активизированной части Северо-Американской платформы. Обнаженный докембрийский фундамент в этом районе представлен метаморфическими породами, интродуцированными кислыми plutonic породами, слагающими ядра больших хребтов. Среди plutonic пород в небольшом количестве отмечаются анортозиты, но наибольшим развитием пользуются гранитоиды. Один из наиболее крупных массивов (Пайкс-Пик) имеет возраст 1100 млн. лет ($Pt_{2.3}$). Различные по величине и форме тела этих гранитоидов встречаются в пределах большей части Передового хребта, а родственные им граниты Шерман прослеживаются далее в северном направлении.

Протерозойские отложения (1200 млн. лет), развитые главным образом в западной части района, представлены глубоководными слабо измененными и слабо деформированными толщами тонкозернистых слоистых аргиллитов, отсортированных песчаников с прослоями известняков реже эффузивов. По направлению к востоку эта толща постепенно сменяется известняковой формацией.

В раннем палеозое провинция представляла собой континентальную платформу. В позднепалеозойское время здесь произошло формирование двух горных поднятий — геоантиклиналей Передового хребта и Анкомпаге, между которыми образовался длинный прогиб, выполненный сносимыми с этих поднятий осадками. Осадочные отложения имеют мощность до 3000 м и преимущественно пермский возраст.

В раннемезозойское время хребты были сивелированы и перекрыты отложениями триаса и юры.

В мезозое активность этого района вновь усилилась и последовали большие преобразования, с которыми связано новое резкое воздымание хребтов и образование многих редкометальных месторождений. Во многих местах этих блоковых поднятий эрозия вывела на поверхность фундамент из докембрийских пород. Именно эти районы поднятий с их сложной блоковой структурой, многочисленными и интенсивно проявленными трещинными дислокациями, активизацией древних ослабленных зон и приуроченностью к ним гранитоидного магматизма, и представляют один из наиболее интересных районов в отношении проявления редкометальной минерализации различных генетических типов и прежде всего пегматитов. Они образуют пояс, прослеживающийся от районов Елк-Маунтин на юге (штат Нью-Мексико) до Блэк-Хиллс на севере (штат Южная Дакота), называемый Центральным, простирающийся почти строго в меридиональном направлении, с небольшим отклонением к востоку в наиболее северной его части. Примерно от района Кристалл-Маунтин, в направлении к северо-западу от этого пояса отходит небольшая ветвь к району Фремонт, в штате Вайоминг. Пегматиты в пределах пояса распределены неравномерно. Наиболее обогащены ими районы поднятий: Передового хребта (центральная часть штата Колорадо), Блэк-Хиллс (Южная Дакота), южная часть хр. Уинд-Ривер (штат Вайоминг) и небольшое поле на юге в северной части штата Нью-Мексико. В северной и центральной частях пояса пегматитам сопутствуют грейзеновые месторождения, а на юге развиты преимущественно другие генетические типы.

ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ БЛЭК-ХИЛЛС КОМПЛЕКСНОГО ТИПА (ЮЖНАЯ ДАКОТА)

А. Е. Ферсман (1940) назвал пегматиты Блэк-Хиллс классическим примером для всего земного шара. По экономической значимости оно являлось одним из ведущих, а по бериллию долгое время было первым в США среди этой генетической группы месторождений. Пегматитовое поле изучается с конца прошлого века и описано во многих работах (Page, Othus, 1953; Scheridan et al., 1957; Redden, 1959, 1963; Norton, 1960; Staatz et al., 1963; Norton et al., 1958, 1962; Stephens, Staatz, 1948; Knoerr, 1960; Landes, 1933; Cameron et al., 1954 и др.).

Пегматитовое поле приурочено к изолированному куполообразному поднятию (Кинг, 1961) или брахиформной структуре (Недумов, 1965), которая окончательно сформировалась в ларамийскую эпоху. Ее ядро сложено докембрийскими метаморфическими и интрузивными породами. По данным Реддена, вскрытие этого ядра произошло в третичное время. Ядро сложено осадочными породами палеозойского и более молодого возраста. В центре поднятия, с небольшим смещением к северу, находится массив гранитов Харней-Пик округлой формы размером 16 км в поперечнике, прорывающий метаморфические породы и сопровождающийся многочисленными апофизами и дайками гранитов и пегматитов (фиг. 60). По мнению Раннера (Runner, 1943), купол Харней-Пик представляет собой выход на поверхность одного из выступов большой глубокозалегающей гранитной интрузии. Большая часть пегматитовых тел падает в направлении от этого гранитного выхода и залегает главным образом во вмещающих метаморфизованных породах докембрия и лишь очень незначительная часть отмечается в самих гранитах.

Массив Харней-Пик сложен светло-серыми (до розовых) гранитами среднезернистой структуры, местами содержащими вкрапленники микроклин-пертита. Нередко в них отмечаются прожилковидные, линзовидные и чечевицеобразные обособления крупнозернистых пегматитов, имеющие с гранитами постепенные переходы. Некоторые из них (Кейп-Лейк и др.) отличаются зональным строением.

Вмещающие породы представлены различными докембрийскими сланцами, гнейсами, карбонатными сериями и др. Встречаются метаконгломераты. Сланцы формации Бэктаун преимущественно кварц-мусковитового состава, а формации Майо (см. фиг. 60) кварц-мусковит-полевошпатовые и кварц-мусковитовые с гранатом, ставролитом и силлиманитом. Палеозойские породы здесь представлены в большой степени формацией Динвуд (См.).

Фиг. 60. Геологическая схема размещения пегматитовых месторождений южной части поднятия Блэк-Хиллс, по Реддену (Redden, 1963) с дополнениями Г. А. Топуновой по данным Пейджа, Стаата и др.

1-3 — породы формаций: 1 — Майо, 2 — Кроун, 3 — Бэктаун; 4 — граниты; 5 — кварциты и силлиманитовые сланцы; 6 — пегматиты с бериллом; 7 — пегматиты с литиевыми минералами; 8 — разломы

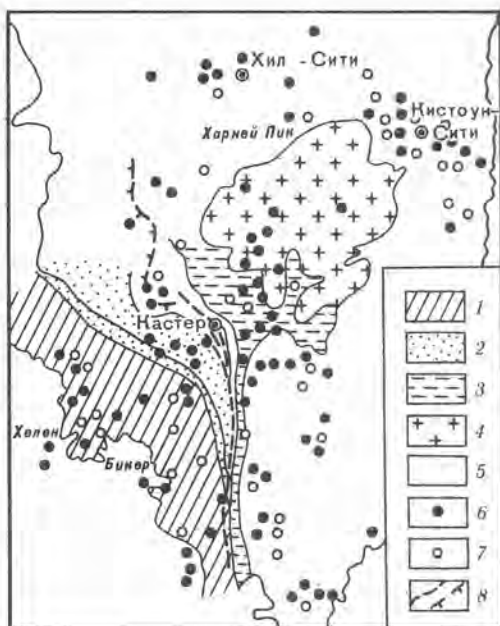


Таблица 121

Минеральный состав некоторых редкометалльных пегматитовых тел поля Блэк-Хиллс (%)

Рудники	Кварц	Плагиоклазы	Микроклин-пертит	Мусковит и лепидолит	Минералы	Прочие	Литературный источник
Пирлес	40	43	5	10	0,3	1,7	Scheridan a.o., 1957
Хьюго	43	26	21	6	—	—	Norton a.o., 1962
" Северный	47	32	12	7	—	—	То же
" Южный	41	24	24	6	—	—	То же
Бикер № 3	45	20	17	10	5,0	—	Redden, 1963

В размещении пегматитовых тел наблюдается зональность. Чаще всего дифференцированные тела, несущие редкометалльную минерализацию, более удалены от гранитного массива по сравнению с безрудными. Многочисленные пегматитовые тела сконцентрированы в трех главных месторождениях — Кистоун, Кастер и Хилл-Сити общей площадью примерно 60–65 км² (см. фиг. 60).

Месторождение Кистоун находится у северо-восточного фланга массива Харней-Пик. Одним из крупнейших пегматитовых тел этого месторождения является Боб-Ингерсоль, где берилл добывался наряду с амблигонитом и лепидолитом. До 1962 г. ежегодная добыча берилла составляла здесь 150–200 т. В настоящее время она снизилась. Крупным поставщиком бериллия являлось также жильное тело Пирлес, где берилл добывался вместе со слюдой. Запасы бериллиевых руд месторождения Кистоун оценивались в несколько тысяч тонн при содержании 0,5–1,5% берилла. Все пегматитовые жилы являются комплексными и наряду с бериллием несут Li, Sn, Ta, Nb, а также слюду и полевой шпат. Наибольшее количество сподумена добывалось из жилы Этта наряду с танталитом.

Месторождение Хилл-Сити находится к северо-западу от Харней-Пик и ранее разрабатывались на олово, но после войны здесь стали добывать литий, слюду и полевые шпаты.

Месторождение Района Кастер к юго-западу от Харней-Пик является главным источником слюды, Ta, Nb, Li и Be. Сравнительно недавно (в 1962 г.) на этом месторождении открыто новое пегматитовое тело — Бикер № 3. В нем только за первые четыре года было добыто около 400 т берилла.

Пегматитовые тела поля Блэк-Хиллс имеют самую различную форму и размеры. Большая часть тел имеет плитообразную, трубообразную (Боб-Ингерсоль, Бикер № 3, Этта и др.), линзообразную (Бикер-Лоуд, Пирлес), овальную и другие формы. Некоторые тела имеют жильные апофизы. Жилы с глубиной часто сужаются и выклиниваются. Размеры многих тел колеблются в широких пределах — длина от нескольких метров до 1,5–1,6 км (чаще 70–300 м), мощность от нескольких до 120–150 м.

Из общего числа пегматитовых тел только 2–4% (например, в квадрате Фумаид из 2300 тел только 51) хорошо дифференцированы и насчитывают большое количество зон. Последовательность зон от зальбандов к осевым частям пегматитовых тел довольно однообразна и выдерживается для большинства месторождений. По минеральному составу большинство из них относятся к микроклин-альбитовому парагенетическому типу со сподуменом или без него (табл. 121). Однако встречаются и переходные разности к альбитовому и микроклиновому типам: В отдельных телах наблюдается высокое содержание мусковита (Redden, 1963). В жиле Бикер № 3 наряду с обилием мусковита подчеркивается и большое количество турмалина.

От зальбандов к осевым частям пегматитовых тел в месторождениях поля Блэк-Хиллс насчитывается от 7 до 12 зон (табл. 122).

Таблица 122

Минеральный состав пегматитовых зон и прожилков (%) пегматитового тела Бикер № 3 (Redden, 1963)

Минералы	Альбит-мусковит-кварцевая	Мусковит-кварц-альбитовая	Микроклин-мусковит-альбит-кварцевая	Альбит-кварц-микроклиноватая	Кварц-микроклиноватая	Прожилки	
						сподумен-кварцевые	кварцевые
Альбит	15	40	32	17	Сл.	3	—
Микроклин-пертит	—	4	10	45	80	3	Сл.
Кварц	50	39	38	35	18	60	98
Мусковит	30	15–30	10–15	2	Сл.	4	Сл.
Берилл	Нет	0,5	6	Сл.	—	Сл.	0,5
Турмалин	2	2	1	—	Сл.	—	—
Сподумен	—	—	—	—	—	30	—

Краевые зоны обычно сложены кварцем, альбитом и мусковитом. Содержание последнего в ряде месторождений (Бикер № 3, Хьюго и др.) достигает 20–30%, в то время как микроклин иногда вовсе отсутствует. Из акцессорных минералов наибольшее значение имеют турмалин и берилл.

Внешние зоны близки по составу к краевым и их часто описывают вместе. Но все же при внимательном рассмотрении состава этих зон отмечается, что соотношение минералов здесь несколько иное (см. табл. 122). В месторождении Бикер № 3 в этой зоне содержится до 30% мусковита. Иногда она по составу микроклин-пертит-кварц-мусковитовая, иногда существенно альбитовая. Минимальное содержание мусковита 5–7%. Берилл здесь образует значительные скопления белого и кремового цвета. В некоторых телах он составлял до 70% всего объема зоны.

Промежуточные зоны имеют переменный состав в зависимости от содержания кварца, альбита и микроклин-пертита. Подмечено, что альбит чаще преобладает в более внешних частях этих зон, а микроклин-пертит — в более внутренних, но отмечаются и исключения из этого правила. Так, в месторождении Хьюго внешняя часть зон сложена микроклин-пертитом, кварцем и альбитом, средняя — кварцем и микроклин-пертитом, а внутренняя — кварцем и альбитом. Кроме того, в этих зонах очень часто присутствует мусковит (5–16%). Иногда в них отмечаются турмалин и берилл (на месторождении Пирлес его содержание составляет в этих зонах 1,7%, а на Бикер № 3 — до 5–10%). Среднее содержание берилла 0,3–0,5%. Встречается также амблигонит, апатит, тантало-ниобаты, касситерит и многие другие минералы.

Во внутренних зонах альбит часто представлен клеветандитом, количество мусковита здесь резко снижается, зато появляются литиевые слюды и сподумен. В ядрах, сложенных кварцем или кварцем и микроклин-пертитом, отмечается крупный рудоразборный берилл.

Во многих пегматитовых полях Блэк-Хиллс помимо сподумена лепидолита, амблигонита и берилла встречаются минералы группы танталит-колумбита. В некоторых месторождениях, особенно в Кистоун (Пирлес, Боб-Ингерсол и др.) и Кастер (Бикер-Лоуд и др.) эти минералы дают нередко промышленные концентрации. По составу они варьируют от колумбита до танталита и характеризуются высоким содержанием марганца. Встречаются также микролит и стрюверит. Разработка этих месторождений давала промышленности США большие прибыли за счет добычи берилла, тантало-ниобатов, амблигонита, лепидолита, сподумена, касситерита, слюд и полевых шпатов.

ПЕГМАТИТОВЫЙ ПОЯС ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА

Поднятие Передового хребта занимает центральную часть штата Колорадо и представляет собой приподнятый блок фундамента, ограниченный сбросами и асимметричными складками (Landwehr, 1967). Восточнее его находится пониженная часть бассейна Денвер, а западнее — плато Колорадо. Восточная краевая зона поднятия шириной до 10 км характеризуется наличием взбросов и складчатости субмеридионального простирания, связанных с поднятием хребта. Эта зона осложнена сдвигами северо-восточного и северо-западного простирания, имеющими непосредственную связь с наложенным "минеральным поясом" Колорадо ларамийского орогенеза, который прослеживается к северо-востоку через центральную часть хребта (Twedo, Sims, 1960).

Главная масса докембрийских и мезо-кайнозойских пегматитов сосредоточена в центральной части Передового хребта в месте сочленения его с минеральным поясом и сопровождается месторождениями других генетических типов: грейзенами, плутогенными и субвулканическими гидротермальными месторождениями. Наиболее характерны пегматитовые поля Аризоны, гор Антеро, Кристалл-Маунтин в Колорадо, Траут-Крик в округах Фермент и Чаффи, Кварц-Крик к западу от поднятий Передового хребта и Саватч, Гарлинг в штате Нью-Мексико и поле штата Вайоминг.

Докембрийские пегматиты *поля Аризоны* бериллиевого типа привлекли исследователей прежде всего своим необычным лазурно-голубым цезиевым бериллом (Schaller a.o., 1962). Пегматитовое поле приурочено к южному окончанию зоны главных надвигов, в пределах контакта с активизированной платформой, в восточном обрамлении плато Колорадо. Район сложен крупнозернистыми докембрийскими темно-зелено-серыми кварцево-слюдисто-амфиболовыми сланцами, часто хлоритизированными. Крупно- и среднезернистые светло-серые (до розовых) гранито-гнейсы образуют дайки и линзы в сланцах, а тонкозернистые розовые граниты — межпластовые тела, реже большие секущие массивы. Все эти породы секутся многочисленными пегматитами и перекрываются пологопадающими пластами песчаников кембрия.

Пегматиты локализованы на небольшой площади (24 км²) в восточной части округа Мохаве. Здесь известны два крупных пегматитовых месторождения: Баунти-фул-Берилл и Блоубэд и ряд мелких рудопроявлений. Пегматиты образуют тела мощностью от нескольких десятков сантиметров до 8–9 м чаще неправильной формы. Они выполняют трещины, секущие сланцеватость вмещающих пород. Простирание их северо-восточное с падением к юго-западу. По составу это микроклин-кварц-альбитовые тела, имеющие хорошо развитые зоны следующего состава: 1) краевая тонкозернистая альбит-кварц-микроклинная; 2) внешняя микроклин-кварц-альбитовая, чаще среднезернистой до крупнозернистой структуры; 3) промежуточная графическая; 4) ядро, сложенное массивным кварцем и микроклин-пертитом; 5) альбит-кварц-микроклин-гранатовый комплекс аплитовой структуры, развитый в виде гнезд внутри ядра. Литиевые минералы отсутствуют. Второстепенные и аксессуарные минералы представлены флюоритом, шерлом, сфеном, гранатом, бериллом, биотитом, роговой обманкой, мусковитом, апатитом, магнетитом, микролитом, сфеном и др. Берилл отличается пониженным количеством SiO₂ и Al₂O₃ и повышенным — железа и магния (в сумме 4,69%). Содержание Cs₂O в нем составляет 6,32–6,90%.

Мезо-кайнозойские бериллиевые пегматиты *гор Антеро* с драгоценными камнями находятся в округе Чаффи центральной части Колорадо, в 160 км к юго-западу от г. Дэнвера (Switzer, 1939; Adams, 1953). Этот район известен своими интересными берилл-фенакит-бертрандитовыми пегматитами и бериллсодержащими кварцевыми жилами с молибденитом. И те и другие прослеживаются только в пределах гранитного штока, имеющего форму эллипса и размер примерно 5 км в поперечнике. Этот шток является частью большого батолита, сложенного главным образом кварцевыми монзонитами и известного под названием Принстонского. Возраст его определяется как верхнемезозойский и третичный.

Пегматиты локализованы в небольшой зоне мощностью 150 м и представлены главным образом линзовидными, дискообразными и цилиндрическими телами небольших размеров (0,8–0,9х1,3–1,5 м). В соответствии с классификацией Швитцера (Switzer, 1939) среди жильных образований этого поля различаются: А. Пегматиты: 1) берилловые, 2) фенакитовые, 3) берилл-фенакит-берtrandитовые, 4) топазовые. Б. Кварцевые жилы: 1) мусковит-кварцевые, 2) фенакит-кварц-флюоритовые, 3) берилл-кварц-молибденитовые.

Берилловые пегматитовые тела часто содержат занорыши. Они имеют зональное строение. Периферические их части сложены графическим гранитом, а следующие более крупнозернистые — микроклином, дымчатым кварцем, альбитом и флюоритом. Эти зоны постепенно переходят в друзовые зоны, которые несут хорошо образованные кристаллы различных минералов, в том числе кварца, зеленого и голубого прозрачного берилла (длиной до 7 см), альбита, флюорита и др.

Фенакитовые пегматиты по строению мало отличаются от вышеописанных, но берилла не содержат. Вместо берилла в них в ассоциации с дымчатым или бесцветным (видимо, оптическим) кварцем отмечаются кристаллы фенакита диаметром до 1 см. Последний нарастает на гранях кристаллов кварца в ассоциации с хорошо образованными октаэдрическими кристаллами флюорита и друзами горного хрусталя.

Берилл-фенакит-берtrandитовые пегматиты локализуются преимущественно в южной части гор Антеро. Они больше по размеру, но размеры занорышей в них меньше. В занорышах наблюдаются кристаллы дымчатого кварца. Берилл в них образует голубоватые и голубовато-зеленые кристаллы длиной до 3 см, на гранях которых нарастают кристаллы фенакита, флюорита, берtrandита (длиной до 1 см). Встречаются топаз, гранат, кальцит, биотит, магнетит, лимонит, пирит, бранерит, прозрачный санидин и молибденит.

Пегматитовое поле *Кристалл-Маунтин* бериллиевого типа находится в пределах поднятия Передового хребта, вблизи северной границы штата Колорадо. Район сложен докембрийскими кристаллическими сланцами формации Айдахо-Спрингс, интродуцированными гранитами батолита Олимп, с которыми ассоциирует значительное число пегматитов. Последние представлены конкордантными и дискордантными телами, залегающими как в сланцах, так и в гранитах. Наиболее интересными являются месторождения: Хайетт, Бакгорн-Майк, Биг-Боулдер и др. (Sterrett, 1923; Hawley et al., 1950; Thurston, 1955; Norton et al., 1958; Norton, 1966).

Многочисленные пегматитовые тела обычно небольшие (длина до 100–110 м при максимальной ширине до 20–22 м). Простираение СВ 60°, угол падения 60° СЗ. Они представлены плагиоклаз-микроклин-пертитовым, микроклин-альбитовым и существенно альбитовым парагенетическими типами. Химический состав пегматитов месторождения Хайетт (%): SiO_2 72,61; Al_2O_3 16,60; Na_2O 5,85; K_2O 3,88; Fe_2O_3 0,24; FeO 0,43; CaO 0,35; MgO 0,12; V_2O_5 0,05; TiO_2 0,01; MnO 0,04; BaO 0,05; V 0,004; H_2O^- 0,04; H_2O^+ 0,45; сумма 99,714 (Thurston, 1955). В них присутствуют урановые минералы, ассоциирующие с бериллом, литиофилом, трифилином и другими минералами.

Внутреннее строение этих пегматитов характеризуется наличием четырех зон. Внешние зоны, сложенные альбитом (50%), микроклином (25%) и кварцем (25%), содержат в качестве акцессорных минералов турмалин и берилл. Последний составляет 0,6% от общей массы зон (0,078% BeO). Эти зоны разрабатываются на берилл. Промежуточная зона на 50% сложена плагиоклазом и содержит 45% кварца; остальные 5% составляют альбит, мусковит и очень небольшое количество берилла. Внутренняя зона состоит на 50% из альбита, содержит 40% кварца и 7% мусковита, 3% составляют (в сумме) берилл, турмалин, гранат, апатит, различные фосфаты, урановые минералы и продукты их изменения. Эта зона продуктивна в отношении берилла, содержание которого в ней достигает 1%. Ядра пегматитовых тел на 96% сложены микроклином и содержат 3% кварца. В них присутствуют берилл, турмалин, мусковит и гранат.

На месторождении Биг-Боулдер в промежуточных кварц (20%)-микроклин (30%)-альбитовых (50%) зонах присутствуют клевеландит, турмалин, берилл,

сподумен, апатит и урановые минералы. Кроме того, наблюдаются вторая промежуточная кварц (35%)-клевеландитовая (65%) зона с турмалином, гранатом, танталониобатами и бериллом; блоковая кварц (30%)-микроклиновая (70%) зона мощностью до 18 м с бериллом, мусковитом, турмалином, гранатом и торбернитом и кварцевые ядра.

Пегматитовое поле Кварц-Крик, находящееся к западу от поднятий Передового хребта и Саватч, сходно с полем Кристалл-Маунтин по геологии, внутреннему строению и минеральному составу пегматитовых тел, но является более крупным (около 2000 жил) и кроме берилла разрабатывается на мусковит (Staatz et al., 1955, 1963; Norton, 1966).

К бериллиевому же типу относится и пегматитовое поле южной части хр. Уинд-Ривер в штате Вайоминг (Proctor, El-Etr, 1968; Skinner et al., 1969).

Пегматитовое поле Траут-Крик редкоземельного типа (Pt_3) приурочено к юго-западной части округа Фермент и северо-восточной части округа Чаффи. Район сложен слюдяными и горнблендитовыми сланцами и гнейсами. В меньшей мере здесь развиты кварциты. Пегматитоносные граниты, прорывающие эти породы, являются лейкократовыми крупнозернистыми и характеризуются наличием крупных вкрапленников микроклина, в основной массе состоящей из кварца, ортоклаза и биотита с аксессуарными минералами: цирконом, апатитом, магнетитом, флюоритом и сфеном. Возраст их 1000 млн. лет. Химический состав гранитов (%): SiO_2 72,39; Al_2O_3 13,20; Fe_2O_3 0,74; FeO 1,98; MgO 0,10; CaO 1,20; Na_2O 3,38; K_2O 5,30; H_2O^+ 0,34; H_2O^- 0,09; TiO_2 0,26; P_2O_5 0,03; MnO 0,06; CO_2 0,02; Cl 0,05; F 0,49; сумма 99,63.

Пегматитовые тела имеют небольшие размеры. Их мощность варьирует от 3,5 до 22 м, протяженность до 200 м. Наиболее продуктивные тела залегают в эндоконтакте массива гранитов. Они сложены двумя зонами — внешней неравномернозернистой кварц-микроклиновой и внутренней — блоковой кварц-микроклиновой. Это существенно микроклиновые пегматиты с ураном и редкими землями, в которых бериллий представлен гадолинитом. Характерно постоянное присутствие флюорита. Изредка наблюдаются промежуточные зоны письменной структуры. В блоковом микроклине нередко встречаются пустотки, выполненные мелкими кристалликами горного хрусталя, пурпурного флюорита, гематита и редкоземельных минералов: монацита, эвксенита, гадолинита и др. Размер скоплений монацита достигает 12х6х5 см, а эвксенита — 6х5х4 см. Оба эти минерала пересекаются прожилками мелкозернистого агрегата белого флюорита, красноватого альбита и урановых минералов. Характерен также висмутин.

Пегматитовое поле Гардинг комплексного типа находится в северной части шт. Нью-Мексико, где отмечено несколько пегматитовых жильных зон, являющихся южным окончанием описываемого пегматитового пояса. Пегматиты пространственно и генетически связаны с массивами Диксон и Тазас, сложенными крупнозернистыми и порфиroidными биотитовыми и среднезернистыми гранитами. Пегматитовые тела преимущественно микроклин-кварц-альбитового состава залегают главным образом в экзоконтактах гранитных массивов среди амфиболитов и слюдяных сланцев докембрийского возраста.

Большинство жильных зон являются безрудными или слабооруденелыми (район Петака) и только месторождение Гардинг округа Таос представляет промышленный интерес. Это комплексное месторождение, руды которого содержат лепидолит, микролит, танталит, берилл и др. Главное пегматитовое тело имеет форму линзы и залегает в амфиболитах. Размер его 300х180—200 м при мощности 18—20 м. Зональность четко проявлена. Внешние зоны сложены кварц-альбит-мусковитовым агрегатом, бериллом и реликтами альбитизированного микроклин-пертита. Структура средне- и крупнозернистая. Промежуточные зоны содержат сподумен, альбит, мусковит и довольно крупные гнезда альбит-лепидолитового состава, иногда почти чистого лепидолита. В пределах лепидолитовых гнезд (или лепидолитовой зоны) отмечается обильная вкрапленность микролита и танталита, хорошо различимых среди общей светлой массы. Центральное кварцевое ядро содержит крупные блоки альбитизированного микроклин-пертита, гнезда альбит-лепидолитового состава,

также несущие танталит, микролит и др., и скопления клевеландита и кварца, которые часто выполняют трещины в кварце. В последних отмечаются повышенные концентрации берилла. Здесь отмечается красивый розовый Cs-берилл и аквамарин. Месторождение более всего известно как лепидолитовое. До 1960 г. из него было добыто 20 тыс. т лепидолита.

ПЕГМАТИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ АППАЛАЧ

Аппалачский складчатый пояс находится на юго-востоке Северной Америки (см. фиг. 54) и имеет в основном палеозойский возраст. Преобладающим типом пород являются здесь кварцево-сланцевые сланцы, различные гнейсы и изверженные породы — кварцевые моноциты, гранодиориты и граниты (О, D₃, C₃). Последние образуют небольшие штоки, купола и дайки, интродуцировавшие метаморфические породы. Пегматиты чаще залегают в метаморфических породах.

В пределах Аппалачской провинции пегматитовые поля образуют пояс, который с небольшими перерывами простирается на тысячи километров от Канадских Аппалач на северо-восток до штата Алабама на юго-западе. Пояс прослеживается в пределах Акадской и Аппалачской эвгеосинклиналей. Пегматитовые поля известны в штатах Мэн, Нью-Хемпшир, Коннектикут, Виргиния, Северная Каролина, Джорджия и Алабама. Характерной чертой этого пояса является увеличение роли лития с северо-востока на юго-запад. Общая направленность пегматитовых полей и пояса в целом соответствует простираанию зон главных региональных разломов, но пегматитовые тела контролируются структурами более высоких порядков (Недумов, 1965).

Пегматитовые поля Северных Аппалач (Новая Англия — штаты Мэн, Нью-Хемпшир известны с 1803 г. и разрабатывались в разное время на слюду, полевой шпат и в меньшей степени на литий. Берилл добывался как побочный продукт при добыче слюды и полевого шпата. Запасы BeO для Новой Англии оцениваются (Barton a.o., 1968) в 14 тыс. т. Пегматиты хорошо изучены и описаны в ряде работ (Landes, 1933; Cameron et al., 1954; Jenks, 1935; Bastin, 1911; Page, Larrabee, 1962; Norton et al., 1958; Griffiths et al., 1962; Bannerman, 1943; Fraser, 1930; Hurlbut, Wenden, 1951; Palache, Shannon, 1928; Stugard, 1958; Barton, Goldsmith, 1968 и др).

В штате Мэн известны два крупных пегматитовых поля: Парис-Румфорд и Топсэйм. Пегматиты здесь связаны с широко распространенными аплитовидными гранитами и гранит-аплитами. Большая часть пегматитовых тел залегает в метаморфических осадочных и вулканических породах преимущественно девонского возраста. Основное простираание пегматитовых тел (север-северо-восточное) совпадает с направлением главных разломов. Наиболее представительными месторождениями являются Биннет-Квори, Блэк-Маунтин, Ньюри, Плумбаго-Берилл и некоторые другие.

Каменоломня Биннет пегматитового поля Топсэйм, находящаяся в 5 км западнее дер. Бушфильд, детально изучалась Ландесом, Бастином, Адамсом, Пейджем, Ларabee и др. Пегматитовые тела, обнажающиеся среди метаосадочных биотитовых сланцев и гнейсов, прослеживаются на 300—350 м при ширине жильной зоны около 200 м. Они относятся к микроклин-альбитовому и существенно микроклиновому парагенетическим типам бериллиевого ряда. Хорошо проявлены следующие зоны: 1) краевые кварц-микроклиновые с гранатом, апатитом и турмалином; 2) внешние кварц-микроклин-пертит альбитовые с мусковитом, апатитом, гранатом, турмалином, лепидолитом, бериллом и др. (мощность до 7—10 м); 3) промежуточные микроклин-пертит-кварцевые с альбитом, апатитом, черным турмалином, гранатом и бериллом; 4) центрально-кварцевые. В последних двух зонах нередко отмечаются занорыши с кристаллами апатита, щелочного берилла (сумма щелочей до 4,56%, в том числе 2,74% Cs₂O), горного хрусталя и др. Берилл наиболее обилен во внешних и промежуточных зонах, но отмечается и в центральных. В некоторых участках его содержание достигает 0,3%, на глубину такое обогащение далеко не прослеживается. Берилл рассматривается как побочный продукт при добыче полевого шпата, который здесь является основным промышленно-ценным компонентом.

Месторождение Блэк-Маунтин комплексного типа пегматитового поля Парис-Румфорд входит в состав жильной зоны Блэк-Маунтин-Райткоп, насчитывающей более 300 пегматитовых тел. Большая часть из них интересна только в отношении слюды и лишь в некоторых отмечаются берилл, тантало-ниобаты, сподумен, лепидолит и др. Редкометалльные пегматиты образуют серию сближенных тел длиной около 100 м при ширине до 20 м. Простираение их северо-западное, а падение на СВ $53-65^\circ$. Вмещающими породами являются кварцево-слюдистые сланцы. Пегматиты приурочены к контакту с массивом кварцевых моноцитов. По составу они микроклин-кварц-альбитовые с небольшим количеством сподумена. Зональность проявлена отчетливо. Краевые зоны чаще имеют аплитовую структуру и сложены кварцем, альбитом (№ 2), мусковитом, турмалином и гранатом. Промежуточные зоны кварц-альбит (№ 2-3)-мусковитовые. Центральные кварцевые ядра содержат небольшое количество клевеландита (№ 4-5), а также сподумен, лепидолит, касситерит, тантало-ниобаты. Берилл встречается в промежуточных зонах и в ядрах или на контакте ядер с другими зонами, где он ассоциирует с альбитом и мусковитом. Запасы лепидолита в этих пегматитах оценивались в 400 т. Содержание BeO в пегматитах невысокое (сотые и тысячные доли процента), но есть обогащенные участки, где он может представлять интерес как побочный продукт.

Месторождение Ньюри комплексного типа того же поля известно давно как лепидолит-поллуцитовое с попутным бериллом. Пегматитовые жилы залегают в экзоконтакте массива гранитоидов в сланцах и кварцитах. Большая часть плитообразных, реже линзообразных пегматитовых тел простирается согласно с вмещающими породами, но имеет более крутое падение. Зональность в пегматитах проявлена слабо или отсутствует. Месторождение вскрыто рядом шахт и карьеров. Здесь помимо лепидолита и поллуцита добывался турмалин. В зональных телах различают внешние крупноблоковые зоны, состоящие из кварца и микроклина, и центральную, в которой развиты минералы замещающих комплексов. К этим участкам в основном и приурочены редкометалльные минералы.

В штате Нью-Хемпшир известен ряд интересных редкометалльных пегматитовых полей, в том числе Палермо № 1, Берилл-Маунтин и Раймонд. Первые два относятся к бериллиево-му типу. Пегматитовые жилы поля Палермо № 1 разрабатываются на полевой шпат и слюду с попутным извлечением берилла. Характеризуются повышенными концентрациями урана.

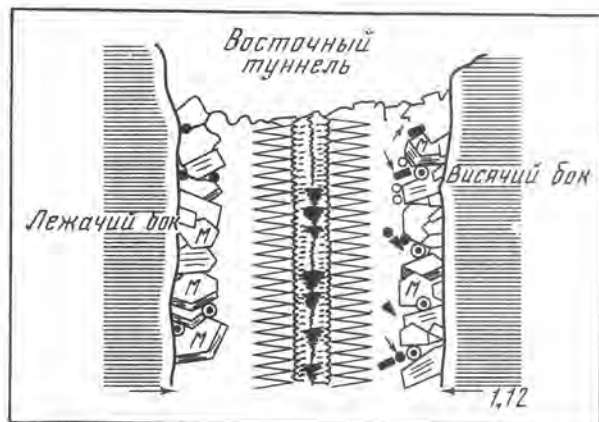
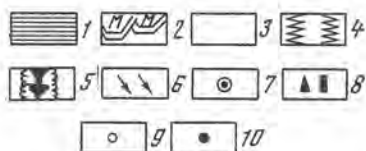
Пегматитовое поле Раймонд находится вблизи южной границы штата. В его пределах насчитывается около ста пегматитовых тел, залегающих в девонских метаморфических породах и в меньшей степени в гранитах. Более половины из них конкордантны с вмещающими породами. Жилы простираются в северо-западном направлении и падают на северо-восток. Они сложены микроклин-пертитом, альбитом, кварцем и небольшим количеством мусковита, сподумена, турмалина, граната, берилла, лепидолита, колумбита, сульфидов, фосфатов и др. Зональность проявлена слабо, но в некоторых телах насчитывается семь-восемь зон. На границе кварцевых ядер и промежуточных зон прослеживаются мусковит-кварц-клевеландитовые зоны. Берилл отмечается как в последних, так и в других зонах и ядрах, где он ассоциирует с колумбитом и торбернитом. Он добывался здесь как побочный продукт при добыче полевого шпата.

В Новой Англии известны и другие интересные пегматитовые месторождения. В частности, следует упомянуть альбитовые пегматиты Ньюпорт с харлбутином и бериллоном.

Пегматитовое поле комплексного типа Мидлтауна штата Коннектикут включает более сотни больших и малых тел, из которых два десятка представляло практический интерес, в том числе месторождение Стрикленд. Последнее находится в 4 км северо-восточнее г. Портленда и известно с 1900 г. (Jenks, 1935). Жилы залегают в мусковит-альбитовых кристаллических сланцах и гнейсах, интродуцированных батолитом Коустанбери, образование которого связано с Акадийской складчатостью. Главное пегматитовое тело представляет собой большую линзу, прослеженную на 240 м по простираению и 80 м на глубине при мощности 20 м. Простираение их

Фиг. 61. Деталь сечения пегматита Розерфорд, тело 2 (Sinkankas, 1968)

1 — вмещающие породы; 2 — мусковитовая зона; 3 — блоки альбита; 4 — клеверландит; 5 — пустоты с гранатом и клеверландитом; 6 — циркон; 7 — спессартин; 8 — колумбит; 9 — апатит; 10 — микролит



северо-восточное, а угол падения $30-75^\circ$. В пегматитах известно около 100 минералов, в том числе: микроклин-пертит, сподумен, лепидолит, турмалин, берилл, гранат, апатит, флюорит, кукцит, колумбит, амблигонит, литиофилит, циркон, микролит, уранинит и др. В жилах различают пять зон: 1) краевая, состоящая из 50% кварца и 50% мусковита + альбит № 5–9; 2) боковая, сложенная альбитом № 2–4, кварцем и мусковитом; 3) промежуточная, сложенная микроклин-пертитом, кварцем, альбитом с участками графического пегматита; 4) кварц-альбитовая; 5) кварцевое ядро.

Пегматитовое поле Амелии в штате Виргиния уже в 1873 г. разрабатывалось на слюду, а позднее на амазонит (Pegan, 1929; Ферсман, 1940; Gilluli, 1956; Sinkankas, 1968). Здесь имеются два рудных участка: Мофильд и Розерфорд. В обоих берилл является побочным продуктом при добыче слюды и полевого шпата.

На участке копи Розерфорд известно два небольших пегматитовых тела существенно альбитового парагенетического типа, имеющих оригинальное строение. Обе жилы мощностью 0,6–5 м залегают в биотит-роговообманковых гнейсах, простираются в северо-восточном направлении и падают на юго-восток.

От залбандов к осевым частям жил различаются следующие зоны: 1) внешняя альбитовая с гранатом, чаще развитие вдоль лежащих боков; 2) крупноблоковая альбитовая с небольшим количеством кварца, мусковита, апатита, циркона и др.; 3) крупно- и среднезернистая микроклин-кварц-мусковитовая с цирконом, флюоритом, бериллом, берtrandитом, чаще развита в верхней части тела, в пережимах является краевой (фиг. 61); 4) зона блокового альбита с мусковитом, колумбитом, апатитом, спессартином, гердеритом и др.; 5) клеверландитовая с небольшим количеством мусковита, касситерита, спессартина, микроклина, марганцотанталита и др.; 6) центральная зона занорышей с клеверландитом и гранатом; 7) амазонит-кварцевая с мусковитом, спессартином, апатитом, галенитом и др., установленная на глубине 36 м. На границе внешних зон блокового альбита с зонами, обогащенными мусковитом, в висячих боках жил и встречаются в основном редкометалльные минералы: колумбит, микролит, берилл, берtrandит, бавенит, гердерит, гелвин, фенакит, марганцотанталит, минералы церия и лантана, урана и тория, лепидолит, циркон и др., а также драгоценный амазонит и полудрагоценный спессартин.

Пегматитовое поле Каролины литиевого типа (оловяно-сподуменовый пояс) прослеживается на расстоянии 45 км при ширине 3,2 км в горной местности Пидмонт среди кристаллических сланцев и гнейсов. Максимальное развитие продуктивных редкометалльных пегматитов совпадает с зоной максимальной степени метаморфизма вмещающих пород (Кинг, 1961), что отмечалось нами (Кузнецова, 1965) также для пегматитов северо-восточной части Сибири. Из редких элементов практический интерес в нем представляют Li, Sn и Be; запасы последнего составляют 120 тыс. т BeO. Наиболее богаты бериллием месторождения Кингс-Маунтин, Биведэйм-Крик и частично Хиднайт. Все бериллоносные пегматиты слагают

вытянутую в северо-восточном (близком к меридиональному) направлении жильную зону, расположенную несколько восточнее пояса слюдяных и оловяно-сподуменовых пегматитов, с более бедным оруденением бериллия.

Пегматитовые жилы этого поля в большинстве своем относятся к сподумен-микроклин-альбитовому парагенетическому типу, однако в его пределах имеются и микроклин-альбитовые без сподумена и микроклиновые. Гриффитс (Griffitts, 1954) отличает еще микроклин-пертит-альбитовые пегматиты от микроклин-альбитовых и подчеркивает, что именно непертитовые богаты бериллом и другими редкометалльными минералами.

Месторождение Кингс-Маунтин находится в графстве Кливленд, вблизи южной границы Северной Каролины и наиболее интересно в отношении редкометалльного оруденения. Оно представлено серией сближенных субпараллельных жил, имеющих протяженность от метров до тысячи метров и максимальную мощность до 130 м. По форме это плито- и клинообразные тела. Состав их с глубиной почти не меняется; много слепых жил. Горными выработками пегматиты прослежены на глубину до 2 км. В жилах наблюдаются три зоны: краевая кварц-альбит-мусковитовая; промежуточная кварц-микроклин-пертит-альбит-мусковитовая и внутренняя кварц-альбит-сподуменовая. Количественный минеральный состав жил варьирует в следующих пределах (%): для Кингс-Маунтин — кварц 10–15; микроклин (или микроклин-пертит) 0–40; альбит 18–65; мусковит 0,15, сподумен 0–40. Для Биведэйм-Крик — кварц 20–35; микроклин 0–59; альбит 10–55; мусковит 1–5, сподумен 0–30; для других более богатых литием жил — кварц 25, полевые шпаты (альбит + микроклин) 40–41, сподумен 25, мусковит 4, прочие 5.

Берилл наиболее сконцентрирован в кварц-микроклин-мусковит-альбитовых и кварц-альбитовых зонах, где он отмечается в виде белых, светло-зеленых и голубоватых кристаллов. Содержание BeO в пегматитах варьирует от 0,026 до 0,06%. Горным бюро США разработана технологическая схема флотационного обогащения мелкокристаллического берилла с получением концентрата, содержащего 6,4% BeO при извлечении 76,1%.

Запасы Li_2O в пегматитах данного поля на много превышают 1 млн. т. Кроме того, в пегматитах встречаются тантало-ниобиевые минералы, касситерит, вольфрамит и др.

ПЕГМАТИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ КОРДИЛЬЕР

Кордильерский складчатый пояс образовался главным образом в мезозое, но имел длительную предшествующую историю осадконакопления и тектонических деформаций, которые продолжались и в кайнозойское время. Осадочные отложения его внутренней (эвгеосинклинальной) части смяты в складки, метаморфизованы и интродуцированы в среднем мезозое (Невадийский орогенез) различными гранитоидами, образующими крупные плутоны, вытянутые согласно с общим направлением пояса. Во внешних (миогеосинклинальных) частях складчатость проявилась в позднем мезозое (Ларамийский орогенез).

Третичная история Кордильер характеризуется осадконакоплением, местами складчатостью, вулканизмом и поздними разломами. В результате этого образовались глыбово-сбросовые структуры и поперечные сбросы. Кайнозойский орогенез особенно резко выражен вблизи Тихоокеанского побережья, в западной части Северо-Американских Кордильер и фиксируется более поздними современными деформациями (Тихоокеанский складчатый пояс — по Кингу, 1961, 1972).

В целом для Кордильер распределение редкометалльных пегматитов подчинено нескольким общим закономерностям. В большей своей части они размещены восточнее так называемой "пограничной линии Мура", прослеживаются по границе эвгеосинклинальной части пояса с миогеосинклинальной и частично тяготеют к миогеосинклиналям. В этом они отличаются от Аппалачской провинции, где большинство редкометалльных пегматитов тяготеет к эвгеосинклинальной зоне, но также ближе к границе с миогеосинклиналью. По отношению к поясу главных мезозойских гранитных интрузий почти все они приурочены к восточному его краю, что

соответствует району распространения гранитов более кислого состава. Вмещающими породами редкометалльных пегматитов в большей части являются породы протерозойского и раннепалеозойского возраста.

Некоторые пегматитовые месторождения приурочены к наложенным поперечным структурам, которые являются унаследованными по отношению к более древним структурам (Twedo, Sims, 1960; Недумов, 1965; Landwehr, 1967). Пегматитовый пояс частично совпадает с оловянным поясом (Schuiling, 1967), простирающимся от Аляски до Мексики. Оловянные месторождения в его пределах размещены как в эвгеосинклинальной, так и в миогеосинклинальной зонах, тяготея к первой, где они генетически связаны с мезозойскими интрузиями и третичным вулканизмом. Нередко оловоносные пегматиты несут и бериллий. Местами (Канадские Кордильеры) оловянные и бериллиевые месторождения непосредственно совпадают, в других случаях (р-н Кутеней и др.) месторождения обоих металлов, хотя и совмещены в одном поясе, но олово здесь уже теряет практическое значение. Северо-Кордильерская металлогеническая провинция характеризуется широким развитием пневматолито-гидротермальных грейзеновых, кварцевожилных и скарновых месторождений: Sn, W, Mo, Au, Pb, Zn и др. Пегматиты здесь в основном безрудные, редко содержат значительные концентрации берилла, чаще не представляющие промышленного интереса.

Пегматитовое поле с бериллом штата Айдахо, генетически связанное с одноименным массивом, а также массивом Тэйтун и их сателлитами, прослеживается в северо-западном направлении в восточной части округа Лэйтэн. Пегматиты приурочены к экзоконтакту гранитных батолитов (Cr) и залегают в толще сланцев и кварцитов докембрия (Кинг, 1961; Stoll, 1950). В пределах поля преобладают слюдоносные пегматиты, в которых берилл встречается в небольшом количестве и иногда извлекается как побочный продукт при добыче слюды.

Примерный минеральный состав пегматитных жил следующий (%): плагиоклаз и микроклин 65–80, кварц 20–30 и мусковит 7–10. Присутствуют турмалин, гранат, берилл, апатит, магнетит, отенит, циркон, флюорит и др. Отмечается систематическое повышение альбитовой молекулы в плагиоклазе в направлении от зальбандов к осевым частям пегматитовых тел, вплоть до появления чистого альбита. В жилах насчитывается от трех до пяти-шести зон. Лежание бока некоторых тел богаче полевыми шпатами, чем висячие, и нередко содержат гнезда и линзообразные скопления мусковита с турмалином и бериллом. Отмечались также тантало-ниобаты, касситерит, реже сподумен.

Наибольший интерес в отношении бериллия представляет месторождение Эвон, известное с 1888 г. как важнейший поставщик слюды в США. Здесь более 20 рудников, разрабатываемых на слюду и берилл.

На месторождении насчитывается более 100 пегматитовых тел, образующих жилные серии. Длина наибольших из них достигает 300–320 м, ширина 6–7 м (максимально до 30 м). Минеральный состав: плагиоклаз (от олигоклаза до альбита № 2–4), кварц, микроклин, мусковит, акцессорные минералы: гранат, берилл, биотит, апатит, турмалин (редко), графит, метаторбернит, вивианит, аутоунит, литиофилит, леллингит и др. Для этих пегматитов характерно очень небольшое количество микроклина и микроклин-пертита, что позволяет отнести их к плагиоклазовому парагенетическому типу.

Наибольшее количество берилла зафиксировано на рудниках Мусковит, Стилсмит, Олсон, Ласт, Чейндж, Ллуелла. Диаметр самых больших кристаллов его достигал 15 см, длина – 25 см. Цвет светло-зеленый, светло-желтый и белый. Часты "фаршированные" бериллы.

Район пегматитового поля *гор Руби* бериллиевого типа детально освещен в многочисленных работах (Heinrich, 1964; Cameron et al., 1954; Warner, Holser et al., 1959; Кинг, 1961, 1972 и др.). Горы Руби представляют собой тектонический блок размером 96х16 км, со всех сторон ограниченный сбросами. Большая его часть сложена палеозойскими метаморфическими и осадочными породами, интродуцированными сложной системой различных даек, межпластовых инъекций и неправильных по форме тел среднезернистых гранитов и пегматитов позднемезозойского или

третичного возраста. Количество изверженных пород уменьшается к северу. Пегматиты наиболее широко распространены в северной части массива ортоклазовых гранитов — Харрисон-Пасс и в его экзоконтактах. Краевые зоны пегматитовых тел мощностью от 30 см до 1–1,5 м сложены альбит-олигоклазом (№ 8–12), мусковитом и кварцем. Внешние и промежуточные зоны содержат в разных пропорциях альбит-олигоклаз, альбит, кварц, мусковит, микроклин-пертит, немного граната, биотита и берилла. Ядра сложены в основном кварцем. Минералы бериллия (берилл, хризоберилл, гадолинит и др.) сопровождаются в них шеелитом, вольфрамитом, гранатом, турмалином, флюоритом, апатитом, сфеном, алланитом, самарскитом, эвксенитом, монацитом, минералами группы тантала и ниобия, лепидолитом, молибденитом и некоторыми сульфидами. Содержание берилла в пегматитах колеблется от 0,1–1,0 до 10%.

Пегматитовое поле *Пала* комплексного типа находится в пределах Южно-Калифорнийского пегматитового пояса, где известен ряд пегматитовых месторождений, обнаружение которых продолжается и в последние годы (Waring, 1905; Warner, Holser et al., 1959; Bateman et al., 1963, 1965, 1970; Davis et al., 1965; Hewitt and Glass, 1953; Gray, 1966 и др.). Однако большая часть всех открытых проявлений не представляет практического интереса.

Наиболее интересным в отношении редких элементов является пегматитовое поле *Пала*, связанное с гранитными батолитами Сиера Невада и Юнио в округе Сан-Диего. Оно включает месторождения Есмеральдо, Мезо-Грандз, Кэтрин и прослеживается в север-северо-западном направлении. Пегматитовые тела микроклин-альбитового парагенетического типа с переходами к альбитовым содержат сподумен и лепидолит. Некоторые жилы разрабатываются. Из них добыты десятки тысяч тонн лепидолита с попутным извлечением драгоценных камней — розового и полихромного турмалина, кунцита и др. Жилы имеют сравнительно небольшие размеры (длина в пределах первых сотен метров, мощность 1–15 м). В раздувах наблюдаются пустоты с драгоценными минералами. В месторождении Кэтрин бериллиевые минералы представлены фенакитом, берtrandитом и гельмином, а в Мезо-Грандз — бериллом.

ГЛАВА 16

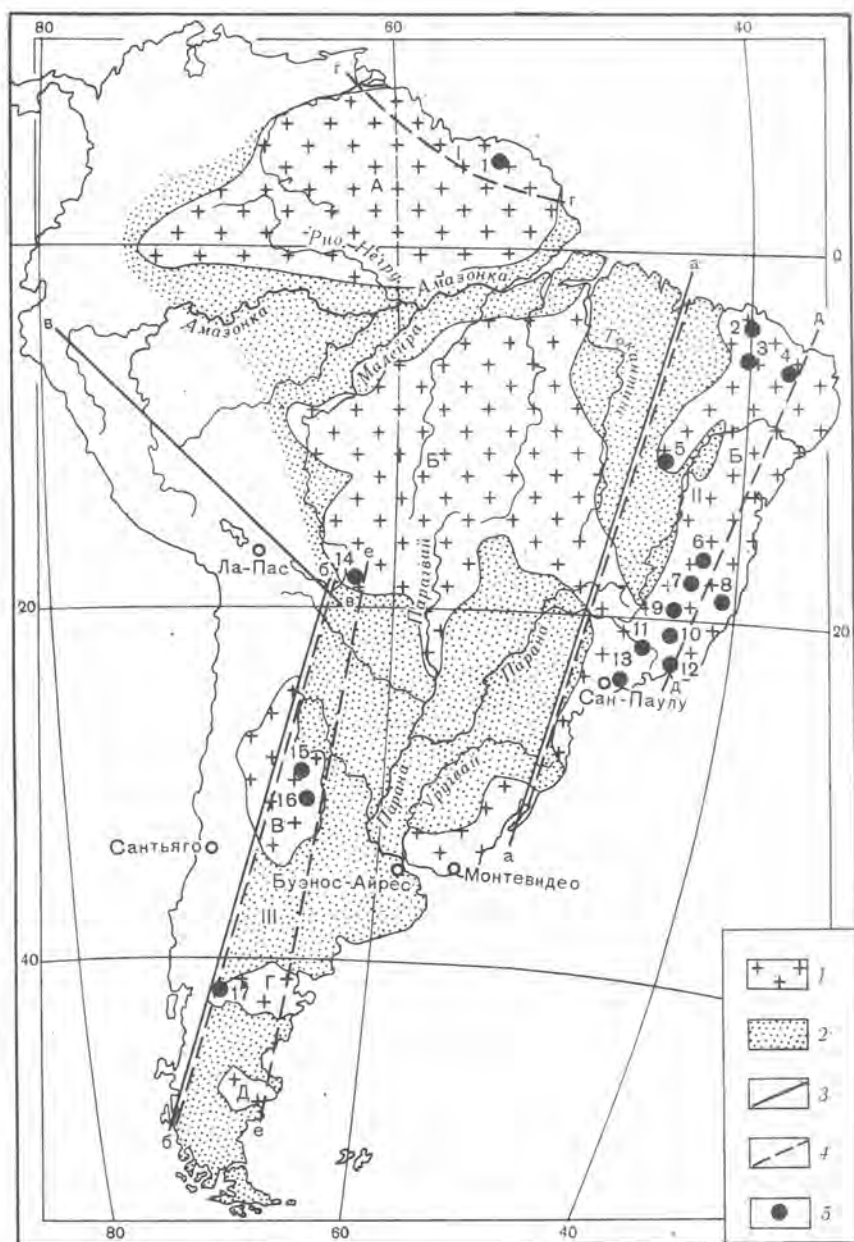
ПЕГМАТИТЫ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

В Южной Америке гранитные пегматиты известны с начала XIX в. Вначале они разрабатывались только на слюду, полевые шпаты и кварц; в дальнейшем практическое значение приобрели также оловоносные пегматиты. Минералы редких элементов, связанные с пегматитами (берилл, колумбит-танталит, микролит, сподумен, амблигонит, лепидолит, циркон и монацит), были открыты позже и добываются только последние 30 лет.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ

Южно-Американский континент представляет собой древнюю платформу, обрамленную с запада молодым глыбово-складчатым поясом Анд. В основании платформы залегает докембрийский кристаллический фундамент. Он погружен на значительную глубину под мезо-кайнозойскими прогибами платформы и поднят в виде двух крупных выступов — Гвианского и Бразильского щитов, отделенных друг от друга субширотным глубинным разломом, вдоль которого был заложен Амазонский прогиб. К небольшим выступам докембрийского фундамента относятся также массивы: Пампинский, Патагонский и Десеадо, представляющие собой отторженцы Бразильского щита среди более молодых отложений.

Большинство редкометалльных пегматитовых полей сосредоточено в пределах трех главных орогенических поясов, представляющих собой активизированные



Фиг. 62. Размещение редкометалльных пегматитов Южной Америки

1 – докембрийские щиты и массивы: А – Гвианский, Б – Бразильский, В – Пампинский, Г – Патагонский, Д – Десеадо; 2 – платформенные прогибы; 3 – линейменты: а-а – Сан-Франсиску, б-б – Аргентинский, в-в – Перуано-Боливийский; 4 – границы орогенических поясов: г-г – Гвианского (I), д-д – Восточно-Бразильского (II), е-е – Аргентино-Боливийского (III); 5 – пегматитовые поля и месторождения: 1 – Гвианское поле; 2–3 – месторождения, шт. Сеара; 4 – плато Борборема (штаты Риу-Гранди-ду-Норти и Параиба); 5 – Сератан (шт. Бая); месторождения шт. Минас-Жерайс: 6 – Саликас и др.; 7 – Итамбе; 8 – Риу-Доси; 9 – Боа-Виста; 10 – Уба, Помба и др.; 11 – поле Назарену; 12 – Ангра-дус-Рейс (шт. Рио-де-Жанейро); 13 – Можидас-Крузис (штат Сан-Паулу). Боливия: 14 – Ла-Белья. Аргентина: 15 – Катамарка и Ла-Риоха; 16 – Кордова и Сан-Луис; 17 – Рио-Негро и Чубут

краевые части Гвианского и Бразильского кристаллических щитов: Гвианского, Восточно-Бразильского и Аргентино-Боливийского.

Гвианский пегматитовый пояс занимает северо-восточную краевую часть Гвианского щита и простирается вдоль побережья Атлантического океана (фиг. 62). Его формирование связано с Карибским орогенезом (Pt_1), который сопровождался мощными интрузиями двух комплексов гранитоидов. Пегматиты, сопутствующие обоим комплексам, содержат ценную редкометальную минерализацию, представленную колумбит-танталитом, минералами лития, бериллом и др. Возраст гранитов первого комплекса, определенный радиометрическим методом по минералам из пегматитовых тел, составляет 2200-млн. лет, второго — 1900 млн. лет (Choubert, 1964). Эти пегматитовые поля являются самыми древними в Южной Америке.

Восточно-Бразильский орогенический пояс простирается вдоль восточного края Бразильского щита по границе с верхнерифейской складчатой областью. Его территория сложена в основном кристаллическими сланцами, имеющими предположительно архейский возраст. По-видимому, она была консолидирована еще в дорифейское время. В верхнем рифее—нижнем палеозое эта область претерпела тектоно-магматическую активизацию, вызванную оживлением древних глубинных разломов, по которым происходило внедрение гранитоидов и связанных с ними пегматитов. Абсолютный возраст последних колеблется от 926 до 360 млн. лет (Pt_3-Pz_1).

Аргентино-Боливийский орогенический пояс занимает западную краевую часть Бразильского щита (см. фиг. 62). Здесь в Пампинских горах Аргентины (южные части провинций Ла-Риоха и Катамарка, северо-восточная часть провинции Сан-Хуан, провинции Сан-Луис и Кордова) на поверхность выходит докембрийский фундамент в виде обособленных блоков. Возраст его многие исследователи считают архейским. Он прорван интрузиями гранитоидов (Pz_1) и сопутствующими им пегматитами с редкометальной минерализацией. Сходный состав имеют также гранитоиды и пегматиты, распространенные южнее, в провинциях Рио-Негро и Чубут. Пояс редкометальных пегматитов протягивается от Пампинских гор на юг до водораздела рек Рио-Негро и Чубут (Angelelli, 1961). На севере его продолжением являются пегматитовые поля Боливии. По редкометальной минерализации пегматиты этого пояса обнаруживают большое сходство с пегматитами Восточно-Бразильского пояса. Единственное известное пока определение возраста по ураниниту из пегматитов провинции Кордова показало 325 млн. лет (Linares, 1961). Сподуменовые пегматиты соответствующего возраста известны (Heinrich, 1964) и в штате Минас-Жерайс (Восточно-Бразильский пояс). Таким образом, формирование пегматитов Аргентино-Боливийского пояса также связано с процессами нижнепалеозойской тектоно-магматической активизации.

ПЕГМАТИТЫ ГВИАНСКОГО ПОЯСА

В пределах пояса известно одно крупное поле редкометальных пегматитов комплексного типа, протягивающееся из Суринама на восток до столицы Французской Гвианы г. Кайенны (Choubert, Sandrea, 1961). Большинство пегматитовых месторождений этого поля сосредоточено в бассейнах рек Марони, Мана и Синнамари. Площадь поля на территории Суринама сложена метаморфическими кварц-слюдяными кристаллическими сланцами, относимыми к верхам архея. На территории Французской Гвианы вмещающими породами пегматитов являются глинистые, хлоритовые и тальковые сланцы, кварциты, конгломераты, карбонатные породы, а также базальты, риолиты и их туфы систем Парамака и Орапу (Ar_{1-3}). Пегматитовые тела залегают в зонах экзоконтактов гранитных массивов. Граниты крупнозернистые, двуслюдяные и биотитовые, иногда со слабо выраженной гнейсовидностью. Контакт гранитного массива со сланцами пологий; в сланцах встречаются изолированные линзовидные выходы гранитов, а в гранитах — ксенолиты сланцев.

Главное пегматитовое тело в Северо-Восточном Суринаме (левобережье р. Марони) имеет асимметрично-зональное строение. В промежуточных зонах наблюдают-

ся разрушенные кристаллы берилла и каолинизированного сподумена (Montagne, 1964). В кварцевом ядре присутствуют скопления амблигонита и более редкие агрегаты танталита. В пегматитовом теле установлено присутствие небольших количеств турмалина, граната, леллингита, галенита, сфалерита и штрэнгита. Разрабатывалось на амблигонит.

На территории Французской Гвианы выделяют простые графические пегматиты с биотитом и сложные мусковитовые. Графические пегматиты обычно представлены жилами протяженностью в несколько десятков метров и мощностью до 5 м. Они сложены микроклинном (часто ортоклазом) и кварцем, в небольшом количестве содержат апатит, берилл, циркон, отунит, молибденит, магнетит, турмалин. Иногда они связаны с аплитовыми жилами.

Сложные мусковитовые пегматиты встречаются в виде жил длиной до 400 м и мощностью до 40 м. Иногда это крутопадающие тела цилиндрической формы диаметром до 30 м. Они состоят из альбита, кварца, мусковита, содержат также турмалин, лепидолит, амблигонит, сподумен, берилл, колумбит-танталит, топаз, касситерит, самородный висмут и висмутин. Их строение зональное (Machairas, 1963): 1) краевые зоны с черным турмалином мощностью до 20 см; 2) промежуточные зоны состоят из альбита и мусковита с прозрачным и дымчатым кварцем и содержат зеленый турмалин, колумбит-танталит, тапиолит, касситерит, топаз, берилл, самородный висмут и висмутин; 3) внутренние зоны мономинерального кварца с мусковитом, лепидолитом, сподуменом, альбитом, амблигонитом, бериллом, колумбит-танталитом, касситеритом, рубеллитом.

Лепидолит образует каемки вокруг идиоморфных кристаллов берилла и турмалина, а также заполняет микротрещины в кристаллах амблигонита и сподумена. Берилл имеет желтоватый цвет, иногда он голубоватый, прозрачный (типа аквамарина). Участками кристаллы раздроблены и сцементированы лепидолитом. Тапиолит отмечается в жилах, содержащих минералы лития, тогда как колумбит-танталит часто встречается и в телах, лишенных литиевых минералов. В настоящее время это пегматитовое поле практического значения не имеет.

ПЕГМАТИТЫ ВОСТОЧНО-БРАЗИЛЬСКОГО ПОЯСА

Все известные редкометалльные пегматиты Бразилии приурочены к восточной части Бразильского нагорья, прилегающей к Атлантическому океану. В пегматитовых жилах, пронизывающих кристаллический фундамент нагорья, и в элювиальных россыпях, образовавшихся за счет разрушения этих жил, установлены крупные месторождения руд тантала, ниобия, бериллия, лития и других полезных компонентов, по запасам которых Бразилия занимает одно из первых мест среди капиталистических стран. В годы второй мировой войны Бразилия стала основным поставщиком тантала и одним из главных поставщиков берилла в мире. Запасы литиевых руд, связанных с пегматитами, в этой стране весьма значительны.

Наиболее крупными полями редкометалльных пегматитов в Бразилии являются плато Борборема (штаты Параиба, Риу-Гранди-ду-Норти и Сеара) и Минас-Жерайс (штат Минас-Жерайс и юго-восток штата Байя). Кроме того, они известны в штатах Рио-де-Жанейро, Эспириту-Санту, Пернамбуку, Алагоас, Сан-Паулу.

ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ БОРБОРЕМА КОМПЛЕКСНОГО ТИПА

С пегматитами этого типа связаны богатейшие в Бразилии месторождения бериллия и тантала. Здесь известны также месторождения лития, олова, вольфрама, молибдена и др.

Плато Борборема представляет собой денепленизированную поверхность, расчлененную более молодой эрозионной сетью. Оно составляет часть Бразильского щита и сложено комплексом докембрийских осадочно-метаморфических пород серии Сеара, прорванных гранитами, монцонитами и диоритами. Породы имеют северо-восточное (до северного) простирание. Сводовое поднятие плато вытянуто к север-се-

веро-востоку на протяжении 70 км и совпадает с одноименной главной антиклиналью, в осевой части которой обнажаются глубокие горизонты серии Сеара, интродуцированные гранитами, занимающими значительные площади. Граниты обычно сопровождается жильная серия, к которой относятся и пегматиты. Возраст гранитов и гранитных пегматитов верхнерифейский и послерифейский. Контакт их с вмещающими породами интрузивный (Johnston, 1945; Putzer, 1957; Almeida, 1951 и др.).

Тектонической предпосылкой для формирования пегматитов явилось образование трещин, возникших во время верхнерифейских процессов складкообразования и активизации. Преимущественное нахождение жил близ интрузий гранитов указывает на их генетическую связь с последними.

В пределах поля насчитываются тысячи пегматитовых тел различных размеров и форм. Протяженность отдельных жил составляет несколько сот метров при средней мощности 30–60 м; максимальная длина около 1000 м, мощность 100 м. Залегают пегматитовые жилы преимущественно вертикально или падают под крутыми углами и прослеживаются на значительную глубину. По форме пегматитовые тела подразделяются на плоские плитообразные и линзовидные. Последние характеризуются зональным строением.

Незональные жилы залегают главным образом в сланцах и гнейсах близ интрузий. Они сложены ортоклазом, плагиоклазом (видимо, альбитом), кварцем, биотитом и мусковитом (иногда и флогопитом) с большим количеством черного турмалина, причем эти минералы образуют сростки типа письменного гранита. Акцессорные минералы представлены касситеритом, танталит-колумбитом, бериллом, сподуменом, сульфидами.

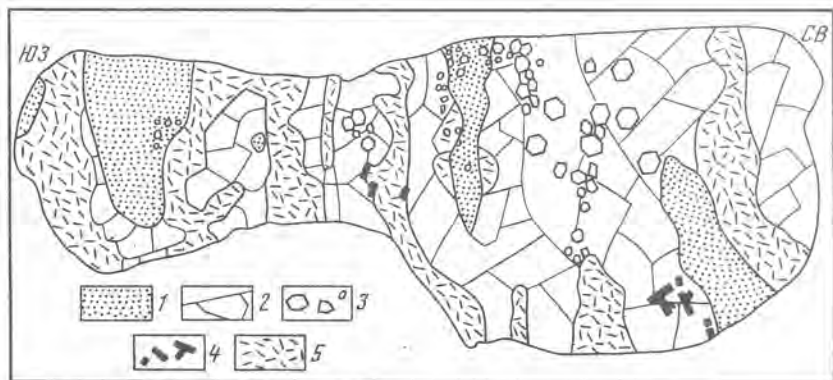
Зональные тела большей частью имеют промышленное значение в отношении редкометального оруденения. Размеры обособлений всех минералов в них постепенно увеличиваются от контактов жил к их осевым частям, где достигают 1–2 м и более.

Краевыми зонами мощных пегматитовых тел являются мусковитовые оторочки мощностью от нескольких сантиметров до 1 м и более (обычно 10–20 см), содержащие гранат, турмалин, биотит, реже касситерит. Иногда присутствует мелкозернистый микроклин, биотит и кварц. Контакты мусковитовых оторочек со следующими микроклиновыми зонами не резкие, часто в последних встречаются гнезда мусковита.

Внешние зоны сложены крупными кристаллами полевых шпатов (большей частью микроклина), размеры которых иногда достигают нескольких метров в поперечнике, с подчиненным количеством сливного молочно-белого кварца и мусковита. По данным Альмейды, в этих зонах встречаются касситерит, танталит-колумбит, амблигонит, лепидолит, турмалин, арродит, пирит, апатит, халькопирит, халькозин, малахит, карнотит, ильменит, магнетит, микролит, симпсонит, редкоземельные ниобаты и танталаты, монацит, урановая смолка, самородный висмут, циркон, молибденит, лазурит, родонит, гранат. Мощность зон до 15 м.

Промежуточные зоны, важные в горнорудном отношении, имеют крупноблочную структуру. Они сложены огромными кристаллами микроклина (до нескольких тонн) и кварцем. Экономически ценные минералы представлены гигантскими кристаллами берилла и сподумена (длина ребер достигает 1–2 м), турмалином, танталитом, часто в виде кристаллов или агрегатов массой в несколько килограммов, красным манганотанталитом, висмутотанталитом и арродитом (фосфат марганца и кальция), известным как индикатор на бериллий и тантал. Иногда присутствуют амблигонит, касситерит и мусковит. Рудные минералы приурочены к средним частям зон, но заметное обогащение танталитом, сподуменом и бериллом отмечается у контактов с кварцевыми ядрами. Спорадически в этих зонах встречаются урановые и ториевые минералы, а также сульфиды и яркоокрашенные продукты разложения перечисленных минералов. Мощность этих зон колеблется от 1 до 10 м.

Ядра сложены мономинеральным молочно-белым кварцем с характерным жирным блеском. В некоторых жилах кварц имеет розовую окраску. Иногда эти зоны содержат небольшое количество крупных кристаллов полевого шпата и гнезда



Фиг. 63. Характерная ассоциация танталита с бериллом в полевом шпате пегматитового тела Танкиньос (Johnston, 1945)

1 — кварцевые ядра; 2 — блоки полевого шпата; 3 — берилл; 4 — танталит; 5 — альбит-мусковитовая зона

мелкочешуйчатого мусковита. Кварцевые зоны часто разветвляются или имеют линзовидную форму; кристаллы танталита и берилла концентрируются во внешних краях ядер у границ с блоковыми зонами.

Берилл в этих пегматитах обычно имеет молочно-зеленовато-желтую до голубоватой окраску и призматическую форму. Кристаллы длиной до 1 м и до 60 см в поперечнике не являются редкостью. Гигантские кристаллы найдены в Алту-Бокейран (69 т) и Алту-Бранку (от 50 до 100 т).

Минералы группы танталита-колумбита представлены всеми промежуточными членами изоморфного ряда. Обычно танталит образует хорошо ограненные кристаллы и плотные массы коричневого цвета, блестящие или тусклые, массой в несколько граммов; реже встречаются кристаллы, обладающие очень большой массой. Один кристалл танталита из рудника Танкиньос весил около 500 кг, а на руднике Педрас-Претас встречаются агрегаты до 5 кг. Танталит обычно присутствует вместе с бериллом в микроклине блоковых зон (фиг. 63), реже во внешних частях кварцевых ядер. Содержание танталита в рудах составляет 0,025—0,05%. Наиболее богатые танталом образцы танталита содержат более 70% Ta_2O_5 . По Путцеру (Putzer, 1957), танталиты из пегматитов Северо-Восточной Бразилии содержат в среднем 53,3% Ta_2O_5 ; 23,05% Nb_2O_5 и 2,6% SnO_2 . Кроме танталита встречаются тапиолит, микролит (месторождение Онса) и симпсонит (месторождение Жиз). Присутствие симпсонита (Ducellier, 1963) объясняется формированием пегматитовых тел в относительно глиноземистой формации слюдястых кварцитов.

В последнее время в ряде месторождений этого поля, в частности близ Ресифи и недалеко от Пикуйи и Акари (на границе штатов Риу-Гранди-ду-Норти и Параиба), были обнаружены желваки и неправильной формы скопления висмута-танталита.

Сподумен белого цвета с зеленоватым или лиловатым оттенком образует уплощенные длинные кристаллы призматического габитуса, собранные в неправильные пучковидные агрегаты главным образом вокруг кварцевых ядер. Кристаллы достигают 1,5 м в длину при поперечном сечении 60×15 см. Характерны для блоковой зоны и внешних частей кварцевых ядер. Среднее содержание сподумена в наиболее богатом литиеносном пегматитовом теле Серидозинью (штат Параиба) составляет 20%, на других рудниках — около 10%. Близ поверхности сподумен легко выветривается, превращаясь в смесь гидрослюд (80—90%) и галлуазита (10—20%).

Амблигонит в ассоциации с другими полезными минералами отмечен в блоковых зонах, но нередко присутствует и во внутренних частях микроклиновых зон. По степени распространенности среди встречающихся здесь литиевых минералов он занимает второе место после сподумена. Над сподуменом он преобладает в

литийсодержащих пегматитах штата Сеара, особенно в районе Каскавел, где нет сподумена, и сопровождается сподумен в месторождениях Кишерамобин (штат Сеара), Патримониу (штат Параиба, южнее г. Педра-Лаврада) и др. Обычно он образует белые или зеленоватого цвета скопления неправильной формы, заключенные в микроклине мономинеральных полевошпатовых или блоковых зон. Иногда находится в сростании с полевым шпатом, белым бериллом, слюдой и другими минералами. Хотя отдельные амблигонитовые скопления достигают 60 см (например, на руднике Серра-Бранка), в целом содержание его низкое. Нередко он ассоциирует с лепидолитом, триплитом, литиофилом. Это один из наиболее устойчивых против выветривания литиевых минералов.

Касситерит в виде мелких хорошо образованных кристаллов отмечается в слюдяных зальбандах почти всех жил, обогащенных альбитом, в том числе и в существенно литиевых.

Смешанные пегматиты составляют переходные разности между простыми и сложными типами; они не имеют четко выраженной зональности, но и не обладают однородным строением. Танталит в них очень высокопроцентный. Эта группа представляет большой промышленный интерес, так как здесь сосредоточены месторождения берилла, танталита и колумбита. В небольших количествах присутствуют апатит, молибденит, микролит, эвксенит (поликраз), уранинит и рутил.

Характерным примером пегматитов плато Борборема является пегматитовое тело рудника Серидозинью. Оно залегает в сильно разрушенных кристаллических сланцах, имеет простирание СВ 60° и крутое падение. Хорошо выражены три зоны: слюдяная оторочка, блоковая кварц-микроклиновая и кварцевое ядро. Месторождение разрабатывается на касситерит, берилл, сподумен, амблигонит, танталит, колумбит. Редкометалльные минералы образуют гнезда и часто концентрируются у контакта с кварцевым ядром. Во внешней части кварцевого ядра размеры кристаллов сподумена иногда достигают $1,8 \times 0,6 \times 1,5$ м, они составляют 1,0–1,7% от жильной массы ядра. Содержание берилла 0,2%. В стенках выработок в среднем до 40% сподумена, а местами до 70%. Мощность сподумен-кварцевых зон колеблется от 4 до 9 м с каждой стороны ядра. По данным Путцера (Putzer, 1967), общие запасы сподуменовой руды с содержанием 1,5% Li_2O составляют около 150 000 т. Месторождение весьма перспективно, поскольку мощность жилы и количество лития с глубиной не уменьшаются.

ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ МИНАС-ЖЕРАЙС (НАЗАРЕНУ) КОМПЛЕКСНОГО ТИПА

Это поле находится в восточном пегматитоносном районе, являющемся вторым по распространенности редкометалльных гранитных пегматитов в Бразилии. Комплекс кристаллических сланцев (Pt_1), характеризующийся широким развитием рудоносных пегматитов, прослеживается здесь меридиональной полосой длиной 600 км и шириной 200 км на север от района Сан-Жуан-дель-Рей в штате Минас-Жерайс до юго-восточной части штата Баия.

Площадь поля сложена метаморфическими породами серии Риу-дас-Вильяс (Pt_1), смятыми в непрерывные изоклинальные складки, осложненные надвигами. Простирание слоев в основном восток-северо-восточное, падение от среднего до крутого к северу и к югу. Наблюдается ряд сбросов, которые в общем следуют простиранию пород.

На крупнейшем месторождении Вольта-Гранди вмещающими породами пегматитов являются роговообманковые и слюдяные гнейсы и амфиболиты. Пегматитовые жилы залегают конкордантно с вмещающими породами. Их основное простирание восток-северо-восточное, с очень пологим погружением по простиранию на юго-запад. Для месторождений Вольта-Гранди и Минас-Бразил характерно падение пегматитовых жил под небольшими и средними углами к юго-востоку и к югу. Мощность жил варьирует от 1 до 20 м, длина — от первых сотен метров до нескольких километров. Они имеют плитообразную форму с четкими контактами и редкими апофизами (Heinrich, 1964). Некоторые пегматитовые тела вытянуты вдоль сбросов северо-восточного направления, о чем свидетельствует наличие зеркал скольжения

вдоль их контактов с вмещающими породами. Сбросы делят пегматитовые тела на блоки. Формирование сбросов в данном районе происходило неоднократно как до, так и после образования пегматитов.

Для этого района в отличие от северо-восточной части Бразилии характерно интенсивное выветривание не только вмещающих пород, но и самих пегматитов, более устойчивых по отношению к выветриванию. Вмещающие породы большей частью покрыты красным или коричневатым покровом латерита средней мощностью 1,5–3 м, среди которого белой окраской выделяются продукты разрушения пегматитов. Максимальная известная глубина выветривания в Вольта-Гранди 30 м, средняя 5–15 м.

В составе коры выветривания на пегматитовых телах выделяют (сверху вниз) три зоны:

1) полностью каолинизированный слой; полевой шпат превращен в каолинит, сподумен — в тонкозернистый агрегат каолинита и кварца (с выщелачиванием лития), кварц и мусковит сохраняются; материал образует белую мягкую массу, легко разрабатываемую даже на бедных месторождениях;

2) полумягкий слой, в котором полевые шпаты подверглись частичной каолинизации, а сохранившийся сподумен легко отделяется от общей массы, смещается вниз по склонам возвышенностей и накапливается у их подножий;

3) свежие, почти не измененные пегматитовые тела. Переход к этой зоне от предыдущей характеризуется наличием твердых полевых шпатов и сподумена, не имеющего блеска. Выветрелые части тел обогащены минералами олова и тантала.

По текстуре в пределах поля различают зональные бесподуменовые доскладчатые и нечетко зональные сподуменовые постскладчатые пегматиты (Heinrich, 1964). Согласно нашим представлениям, обе группы пегматитов не связаны с процессами складкообразования. Они формировались в процессе тектоно-магматической активизации. Возраст пегматитов $Pt_3 - Pz_1$ (926–360 млн. лет).

Нечетко зональные сподуменоносные жилы Вольта-Гранди характеризуются наличием тонкой (3–5 см) приальбандовой оторочки, состоящей из кварца, полевого шпата, мусковита и касситерита. В промежуточных зонах присутствуют обособления каолина (длиной до 2 м), образовавшегося за счет полного разложения микроклина. Их количество возрастает по направлению к осевым частям жил. Встречаются также линзовидные скопления белого кварца, местами слагающие центральные части жил и соответствующие ядрам. Сподумен представлен кристаллами короткостолбчатого и тонкопластинчатого габитуса с зазубренными острыми окончаниями. Их длина от 3 до 10 см, изредка до 40–50 см. Свежий сподумен имеет белый, серовато-белый, розоватый или коричневатого-желтый цвет, выветрелый сподумен снежно-белый.

Танталит, микролит, касситерит, ильменит и магнетит встречаются в виде мелких кристаллов и зерен. Танталит, включенный в полевой шпат, как правило, аллотриоморфен; размер зерен едва достигает 1 мм. Редкие кристаллы танталита (50% Ta_2O_5 и 20–30% Nb_2O_5) имеют форму пластинок длиной до 2 см. Он отмечается в гораздо меньшем количестве, чем касситерит. Микролит представлен неправильными светлыми серо-желтыми зернами и кубическими кристаллами размером 1–1,5 см в поперечнике, в нем наблюдаются мелкие включения касситерита, иногда даже кристаллы размером менее 1 мм. Различают микролит обычный кальциево-натровый и бариевый, причем последний прорастает и замещает первый (Heinrich, 1964). В настоящее время рудники поля Назарену — наиболее крупные и централизованные поставщики тантала в Бразилии.

ПЕГМАТИТЫ АРГЕНТИНО-БОЛИВИЙСКОГО ПОЯСА

Поля промышленных редкометалльных пегматитов Аргентины приурочены к кристаллическим породам Пампинских гор. Центральные гряды Катамарки, Ла-Риохи, Кордовы и Сан-Луиса сложены инъекционными гнейсами, мигматитами, слюдянными сланцами, амфиболитами и т.д., прорванными огромными плутонами гранитов и

диоритов. С гранитами связаны рудоносные пегматитовые жилы, залегающие как в метаморфических породах, так и в самих гранитах и диоритах. В тектоническом отношении все эти горы представляют собой систему блоков активизированной западной краевой части Бразильского щита, раздробленной во время горообразования в Андах; их современное положение обусловлено вертикальными движениями в конце третичного периода.

Главными полезными компонентами редкометалльных пегматитов Аргентины являются бериллий и литий, иногда встречаются танталит-колумбит и минералы висмута. Впервые берилл в Аргентине был найден в 1873 г. немецким геологом Штельцнером. Но эти месторождения привлекли внимание лишь в 1935 г. в связи с повышением спроса на бериллий на мировом рынке. К этому же году относятся и находки литиевых минералов, прежде всего сподумена. Попутная добыча сподумена из бериллоносных пегматитов началась в 1936 г. Ресурсы литиевого сырья в Аргентине считаются огромными (Angelelli, Rinaldi, 1966); многие литиеносные месторождения еще не разведаны. Доля Аргентины в продукции бериллия капиталистических стран составляет 10%. Запасы берилла оцениваются приблизительно в 30 тыс. т (Angelelli, 1961).

Редкометалльные пегматиты Аргентины представляют собой жильные линзообразные или неправильной формы тела преимущественно меридионального простирания с крутым падением ($60-70^\circ$). Размеры тел по простиранию колеблются от 50 до 200 м (иногда до 1000 м), мощность 5–30 м. На фоне окружающих пород пегматитовые тела выделяются в основном светлой окраской. В рельефе они слагают гребни гор, возвышенности и холмы.

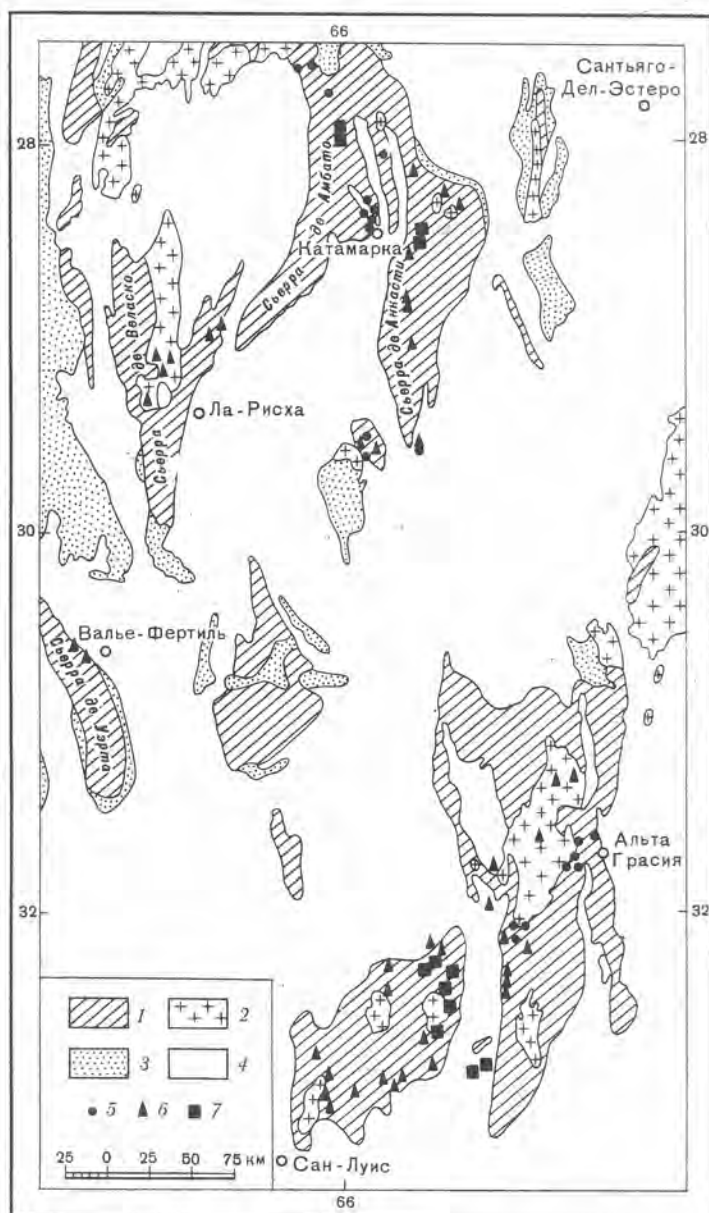
Структура внешних зон всех изученных пегматитовых тел неравномернозернистая или графическая, строение, как правило, зональное (Herrera, 1958, 1968); последнее особенно наглядно подчеркивается распределением литиевых минералов. Количество зон варьирует от трех до пяти. Обычно выделяют следующие зоны: краевую, боковую, промежуточную (одну или несколько) и ядро. Литиевые минералы концентрируются главным образом в промежуточных зонах, бериллиевые — во всех зонах. Литиевые минералы представлены сподуменом, амблигонитом и лепидолитом (очень редко литиофилитом), часто месторождения содержат один или два упомянутых минерала, например: лепидолит и амблигонит на руднике Сан-Элиас, сподумен и амблигонит на рудниках Ла-Викита и Ла-Тотора. На месторождениях, где литиевая минерализация представлена только сподуменом, содержание его в среднем составляет 10–20%, максимально 40% и даже более.

Сподумен представлен кристаллами самых разных размеров — от мелких (2–10 см) до крупных — более 50 см (редко до 2 м). Для большинства месторождений характерно присутствие того или иного количества измененного сподумена. На некоторых рудниках он замещен циматолитом (смесь мусковита и альбита, например рудники Сема и Лас-Тапиас). Амблигонит всегда свежий, образует изометричные и шаровидные выделения диаметром от нескольких до 40–50 см. Лепидолит содержится в заметном количестве только в одном месторождении Сан-Элиас, где образует тонкочешуйчатую массу фиолетового и белого цвета.

Литиевыми минералами богаты пегматиты провинции Сан-Луис, в то время как в провинции Кордова они обычно бедны литием, но богаты бериллием. Правда, несколько лет назад в южном секторе известного бериллиевого рудника Лас-Тапиас (провинция Кордова) была обнаружена заметная концентрация сподумена.

Эррера (Herrera, 1968) на основании изучения внутреннего строения, состава и парагенезиса минералов (фиг. 64) выделяет в пегматитах Пампинских гор четыре главных текстурно-морфологических типа.

1. Тонкие плитообразные или линзообразные тела с отношением мощности к длине 1:40. Наблюдаются в горах де-Валье-Фертил (провинция Сан-Хуан) и в западной группе пегматитовых месторождений Катамарки. Их минералогия и внутреннее строение просты. Характерна кварц-олигоклазовая внешняя зона. Олигоклаз (№ 15–25) составляет 60% породы. В кварц-микроклиновых осевых или промежуточных зонах оба минерала содержатся примерно в равных количествах или микроклин преобладает. Микроклин-кварц-олигоклазовая зона, характерная для



Фиг. 64. Карта распространения разных типов пегматитов в Пампинских горах (Herrera, 1968)

1 — метаморфические породы (докембрий); 2 — граниты; 3 — осадочный чехол; 4 — четвертичные отложения. Пегматиты: 5 — первый и второй типы; 6 — третий тип; 7 — четвертый тип

второго типа, встречается и в некоторых телах первого типа в виде слабо развитой прерывистой промежуточной зоны. Эти пегматиты вместе с пегматитами второго типа представляют собой источник коммерческого мусковита. Акцессорные минералы: биотит, апатит, шерл, топаз, гранат и монацит. Топаз отмечается в краевой зоне. Турмалина значительно меньше, чем в других типах пегматитов. Замещение не проявлено.

2. Линзообразные и плитообразные тела с отношением мощности к длине 1:25 — 1:10. Они развиты к северу от г. Катамарка, в горах де-Валье-Фертил и Комичингонес (провинция Сан-Луис). Этот тип характеризуется мощной олигоклаз-кварц-микроклиновой внешней зоной, в которой калиевый полевой шпат

обычно преобладает, составляя 50% зоны. Содержание альбит-олигоклаза в ней не превышает 30%. Имеется также промежуточная кварц-микроклиновая зона, в которой микроклин составляет 60–80%. В большинстве тел присутствует кварцевое ядро. В некоторых жилах этого типа кварц-микроклиновая промежуточная зона отсутствует и вместо нее развита существенно микроклиновая зона с небольшим количеством кварца и еще меньшим плагиоклаза. Они являются переходными к третьему типу, от которого отличаются более высоким содержанием олигоклаза, мусковита и акцессорных минералов. Обычно присутствует биотит. Марганцевые и литиевые фосфаты редки или отсутствуют. Главным продуктом пегматитов этого типа является мусковит, который наблюдается главным образом в боковых зонах. Турмалин встречается чаще, чем в первом типе. Присутствует берилл. Как и в первом типе, эти пегматиты не содержат типичных комплексов замещения.

3. Плиткообразные и неправильной формы тела с отношением мощности к длине 1:10 – 1:15. Пегматиты этого типа характеризуются простой зональной текстурой, преобладанием микроклина, обилием и разнообразием акцессорных минералов и появлением натрово-калиевых комплексов замещения. Кроме внешней альбит-олигоклаз-микроклиновой зоны и кварцевого ядра практически все жилы содержат только мощную кварц-микроклиновую зону, которая составляет 60–70% от общего объема. Микроклин составляет около 70–90% этой зоны, а кварц 30–10%. Мелко- и среднечешуйчатый мусковит равномерно распределен всюду по всем зонам, кроме ядра. Биотит почти полностью отсутствует; гранат и монацит редки. Берилл – главный минерал, имеющий экономическое значение в этих телах, присутствует в каждой зоне, исключая центральную часть кварцевого ядра. Крупные гнезда берилла, содержащие идиоморфные кристаллы длиной до 4 м и более, встречаются в контакте между ядром и кварц-микроклиновой зоной. Среди прочих минералов, присутствующих в пегматитах этого типа, наиболее характерны фосфаты железа, марганца и лития: триплит, трифилин и литиофилит. Обычно они встречаются во внутренних частях кварц-микроклиновой зоны, особенно близ ядра, в ассоциации с альбитовыми зонами. Минералы висмута, касситерит и колумбит-танталит также обычны. В отличие от предыдущих типов, эти пегматиты часто содержат кварц-альбит-мусковитовые комплексы, которые почти всегда находятся во внутренних частях кварц-микроклиновой зоны.

4. В четвертом типе, как и в предыдущих, преобладают удлинённые формы, но овоидные и шаровидные тела более обычны. Отношение мощности к длине 1:5 и 1:15, в исключительных случаях 1:20. Пегматиты этого типа встречаются в провинциях Сан-Луис и Кордова и в горах Анкасти (в провинции Катамарка). Главной характерной чертой, отличающей этот тип пегматитов от предыдущих, является присутствие сподуменсодержащей зоны, обилие альбита и значительно меньшее количество микроклина. Зональная текстура их сложная; границы зон трудно определить. Внешние зоны сложены кварцем и альбитом или кварцем, микроклином и альбитом. В других случаях кварц-альбитовая внешняя зона сопровождается промежуточной микроклин-кварц-альбитовой. За ней следует сподуменсодержащая зона, сложенная сподуменом, кварцем, альбитом и микроклином в варьирующих количествах, но кварц и альбит обычно преобладают. Сподумен встречается в виде идиоморфных крупных кристаллов, включенных в основной массе других минералов. Кварцевое ядро присутствует не всегда. Плагиоклаз в этих пегматитах представлен клевеландитом № 1–2. Микроклин содержит пертитовые вроски альбита. Содержание микроклина редко достигает 10–15%. Альбит, наоборот, более обилен и составляет 35% (включая пертит). Сподумен составляет 10–25%. Акцессорные минералы те же, что и в других типах, но к ним добавляются лепидолит и амблигонит. Мусковит мелкочешуйчат. Берилл присутствует всегда, но гораздо менее обилен, чем в третьем типе. Отношение $Ta_2O_5:Nb_2O_5$ в колумбит-танталите этого типа колеблется между 1,3 и 4, в то время как в третьем типе оно обычно менее 1. Турмалин встречается реже, чем в третьем типе, и обычно в виде щелочной разности. Касситерит гораздо обильнее и обычно ассоциирует с альбитом. Комплексы замещения преимущественно альбитовые. Иногда трудно оценить объем комплекса замещения, так как пегматиты богаты первичным альбитом, который

нелегко отличить от альбита замещения. В некоторых телах практически весь альбит первичный, в других — широко распространено замещение микроклина и сподумена альбитом. С такими телами обычно ассоциируют амблигонит, триплит, трифилин, литиофилит, апатит, касситерит, танталит-колумбит. В них наблюдается также замещение микроклина и сподумена мелкозернистым зеленоватым мусковитом.

Наибольшее количество месторождений редкометальных пегматитов Аргентины приходится на провинции Сан-Луис и Кордова. Некоторые из них разрабатываются на берилл, литиевые минералы, полевои шпат, кварц и слюду.

Пегматитовое поле провинции *Сан-Луис* комплексного типа, в отличие от других рудных провинций Аргентины наряду с бериллиевым оруденением характеризуются разнообразной литиевой минерализацией. Берилл в них представлен крупными кристаллами размером 20–30 см в поперечнике и до 1 м в длину (редко до 1 м в поперечнике и 3 м в длину). Они включены в кварце и микроклине или приурочены к их контактам. Минералы лития локализованы преимущественно в промежуточных и осевых зонах, хотя сподумен встречается и в остальных зонах. Лепидолит и амблигонит, иногда сопровождающие сподумен, образуют заметные скопления только на руднике Сан-Элиас. Количество сподумена (свежего или в различной степени измененного) варьирует от 1 до 20%. Наибольшее содержание характерно для рудника Сан-Луис.

В месторождениях Дон-Роландо и Кувас содержание сподумена 10–15% (Angellelli, Rinaldi, 1966).

Зональные пегматитовые тела, содержащие ниобий и тантал, месторождения Каньяда-де-Альварес близ селения Мерло, залегают в формации слюдяно-гранатовых гнейсов с прослойками амфиболита и связаны с девонскими гранитными интрузиями (Ducellier, 1963; Rigal, 1938). В их центральных частях имеются кварцевые ядра, иногда содержащие небольшое количество мусковита. Затем следуют зоны кварца и микроклина (белого или розоватого), имеющие графическую структуру. Главная масса пегматитовых тел сложена кварцем, микроклином и мусковитом с большим количеством неравномерно распределенных акцессорных минералов. Среди последних кроме турмалина, ганита, триплита, альмандина, андрадита, магнетита, халькопирита и урановой смолки находятся колумбит-танталит, манганоколумбит, манганотанталит, берилл и циркон.

В провинции *Кордова* много пегматитовых месторождений, которые дают значительную часть продукции бериллия в Аргентине. Присутствие сподумена обнаружено только на руднике Лас-Тапиас, а амблигонита — в Сеферино-Намункуро. Все пегматитовые тела провинции приурочены к горным кряжам: Комечингонес Бланко и др.

Наиболее крупным рудником является Лас-Тапиас, на долю которого приходилась наибольшая часть добычи берилла во всей Аргентине. Здесь в ортоамфиболитах залегают пегматитовое тело неправильной формы, обнажающееся на протяжении 1000 м. Пегматитовое тело содержало непрерывную зону гнезд мономинерального берилла длиной 60 м и шириной 40 м при средней мощности около 1 м. Простираение его широтное при падении на юг под углом 18–30°. Это пегматитовое тело (с ответвлениями) имело в раздуге зональное строение с расположением берилловых гнезд близ заландов всякого бока, где и велась разработка. Из отдельных гнезд берилла было добыто до 30 т этого минерала. Центральная часть этого месторождения уже выработана, но еще остались неосвоенные участки. С 1935 по 1960 г. здесь было добыто 3,5 тыс. т концентрата, т.е. 20% всей мировой добычи берилла за указанный период. В настоящее время добыча берилла ведется только в подземной выработке из пегматитового тела, известного под названием "Бета Нуэва" (Gallagher, Jutoran, 1969). Сподумен здесь встречается в небольших количествах.

Пегматитовое тело заключено в сланцеватой роговообманково-биотитовой породе. По минеральному составу оно может быть отнесено к мусковит-альбитовому парагенетическому типу с микроклином (табл. 123).

Альбит является наиболее распространенным минералом пегматитового тела. Различаются три разновидности альбита: 1) мелкопластинчатый (79%), сахаровидный (16%) и крупнокристаллический (5%). Микроклин и микроклин-пертит

Таблица 123

Минеральный состав и содержание бериллия в жиле Вета-Нуэва (Лас-Тапиас), %

Зона	Расстояние от восточного контакта, м	Кварц	Микроклиноптит	Альбит	Мусковит	Берилл	BeO
Мусковит-кварц-альбитовая	1-2	14-33	—	38-63	23-28	0,01-1,3	0,17-0,38
Мусковит-кварц-микроклиноватая	3-7	14-40	24-42	17-32	13-18	0,01-1,5	0,02-0,08
Мусковит-альбит-кварцевая	8	39	—	35	26	0,34	0,14
Кварц-альбитовая	9-20	11-46	—	24-75	4-8	0,2-1,5	0,07-0,5
Микроклин-альбит-кварцевая	21-22	41-64	3-13	14-47	8	—	До 0,006
Кварц-альбитовая	23-24	45-53	—	36-52	3-11	—	До 0,18
Среднее	—	34	5,5	49	10,5	0,55	0,16

образуют крупные кристаллы и блоки (до 1 м в диаметре) в 2-7 м от восточного контакта тела. Обособления молочного кварца неправильной формы встречаются в 6-11 м от восточного контакта, а также близ западного контакта. Мелкозернистый кварц вместе с пластинчатым альбитом и мусковитом составляют основной объем пегматитового тела. Спудумен в форме пластинчатых кристаллов размером 20x5 см встречается в 2-4 м от западного контакта и полностью замещен слюдой и глинистыми минералами.

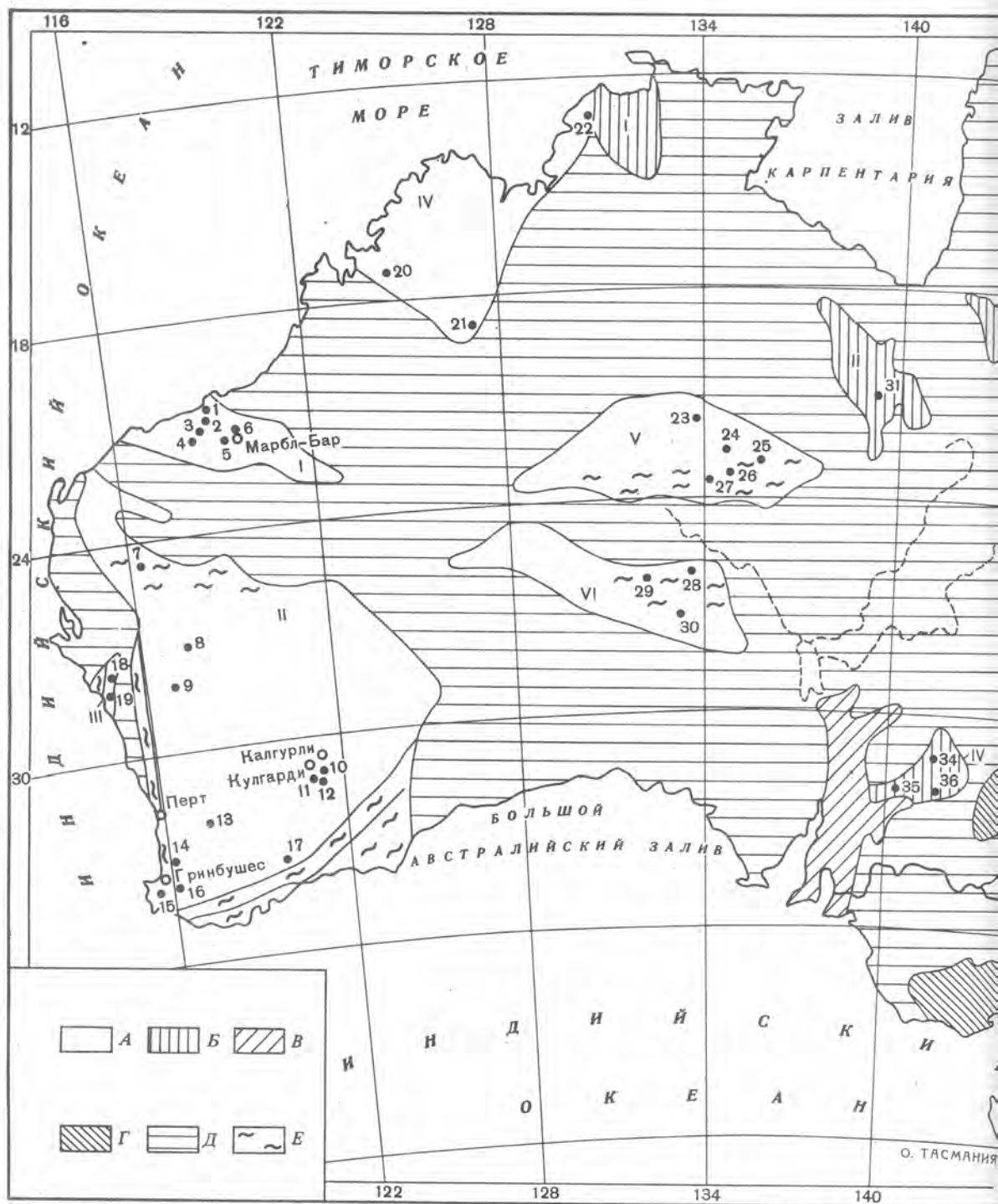
Берилл распространен во всех зонах. Наиболее крупные его кристаллы достигают 16x14 см. Среднее содержание BeO в пегматите 0,16%. Средний минеральный состав пегматита Вета-Нуэва близок к составу крупных берилловых пегматитов Южной Родезии (Мистресс) и США (Хьюго). Химический состав пегматитового тела Вета-Нуэва (%): SiO₂ 76,2; Al₂O₃ 14,7; Fe₂O₃+FeO+MgO 0,3; Na₂O 5,8; K₂O 1,9; H₂O 0,6. Другие элементы (Ca, Be, F) 0,5.

Несколько лет назад в южном секторе рудника Лас-Тапиас были обнаружены пегматитовые жилы со спудуменом и бериллом. Берилл образует самостоятельные скопления, обособленные от спудуменовых. Среднее содержание берилла немногим выше 5%.

Из других интересных бериллиевых месторождений Кордовы следует отметить Могото-Бланко, Ла-Магдалена, Хулио-Сесар, Копина, Сан-Антонио, Соледад, Ла-Витория, Эль-Криольо. Два последних залегают в гранитах. На руднике Эль-Криольо пегматитовое тело представленное четырьмя выходами более или менее изометричной формы, содержит кристаллы берилла до 1 м в поперечнике. Одно из скоплений имело массу 30 т.

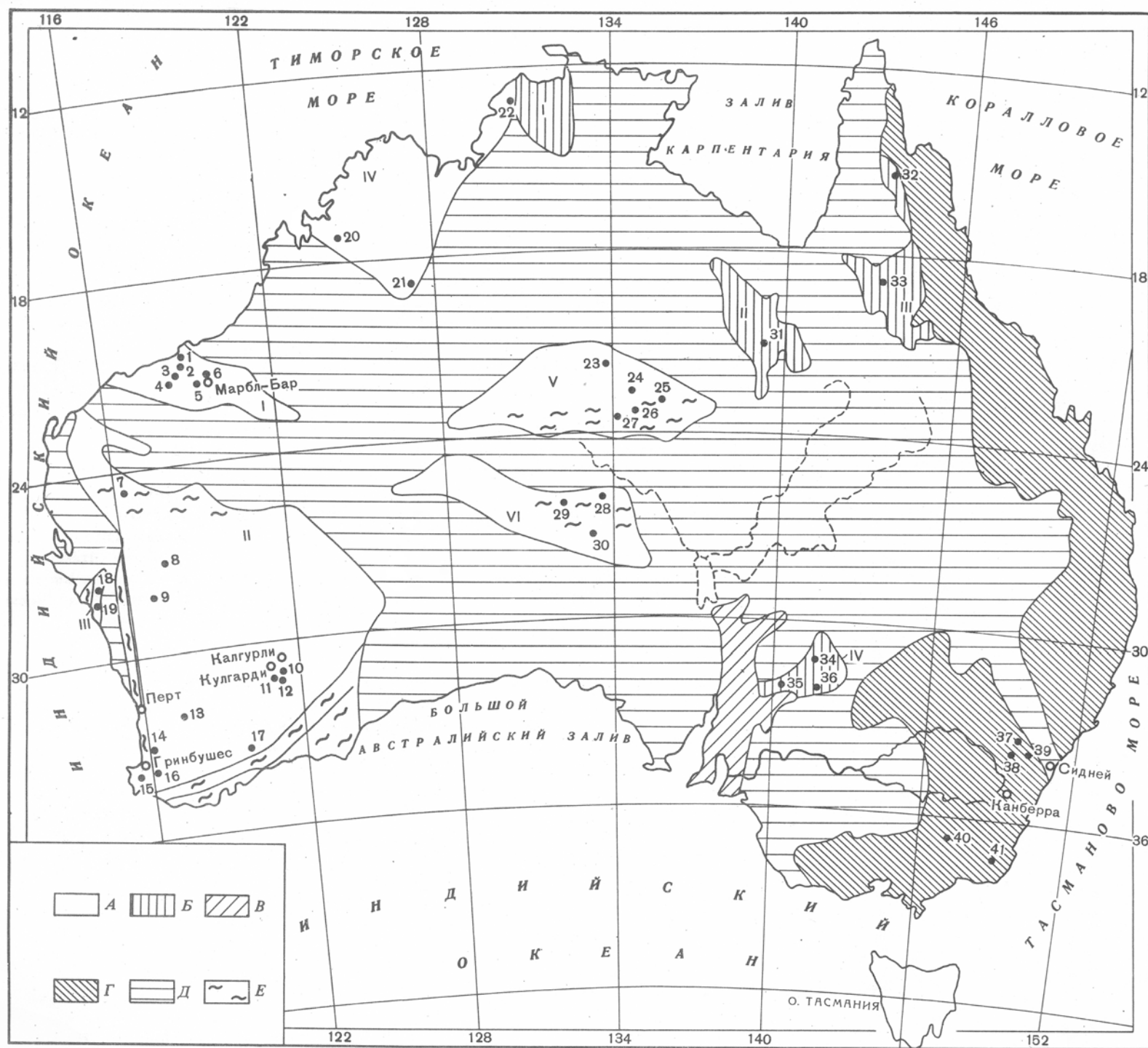
Пегматитовое поле редкоземельного типа *Комечингонес* известно с 1946 г. Здесь были открыты как коренные, так и аллювиально-россыпные месторождения монацита, связанные с пегматитами. Длина пегматитовых тел различна, иногда до 1 км и более; мощность — от нескольких дециметров до нескольких метров, иногда до 100 м и более. Разработка пегматитов производится на руднике Анхел, расположенном западнее Мерло, а также на рудниках Сьерро-Бланко, Аль-Фин-Аллада и др. Кроме монацита здесь содержатся берилл и колумбит.

Поле слюдоносных пегматитов провинции Сан-Хуан находится в горах де-Валье-Фертил (департаменты Хахал и Велье-Фертил). Здесь пегматиты эксплуатируются



Фиг. 65. Схема размещения редкометальных пегматитовых провинций в тектонических структурах Австралии

А — архейские блоки: I — Пилбара; месторождения: 1 — Стрелли; 2 — Табба-Табба; 3 — Пилгангура; 4 — Во-
 II — Йилгарн; месторождения: 7 — Йиннитарра; 8 — Пуна; 9 — Мелвил; 10 — Маунт-Мэрион; 11 — Лондондерри
 14 — Маллелиап; 15 — Белингап; 16 — Гринбушес; 17 — Кэтлин-Крик. III — Нортгемптон; месторождения: 18 — Ал-
 месторождения: 20 — Нейпир-Даунас; 21 — Маунт-Докрелл; 22 — Финнис-Ривер. V — Аранта; месторождения
 25 — Пленти-Ривер; 26 — Хартс-Рейндж; 27 — Странгуэйс. VI — Масгрейв; месторождения: 28 — Калгера; 29 — Сентин-
 среднепротерозойские складчатые структуры: I — Пайн-Крик; II — Маунт-Айза; месторождения: 31 — Майка-Кри-
 32 — Морехид; 33 — Грантс-Крик; IV — Брокен-Хилл (срединный массив); месторождения: 34 — Эуриови; 35 — Бул-
 складчатые структуры. Г — Тасманский складчатый пояс; месторождения: 37 — Батерст; 38 — Роклей; 39 — Ли-
 Д — платформенный чехол. Е — активизированные участки блоков



Фиг. 65. Схема размещения редкометалльных пегматитовых провинций в тектонических структурах Австралии

А — архейские блоки: I — Пилбара; месторождения: 1 — Стрелли; 2 — Табба-Табба; 3 — Пилгангура; 4 — Воджина; 5 — Куглегонг; 6 — Мулиелла. II — Йилгарн; месторождения: 7 — Йиннитарра; 8 — Пуна; 9 — Мелвил; 10 — Маунт-Мэрион; 11 — Лондондерри; 12 — Сперговиль; 13 — Якобс-Уэлл; 14 — Маллелиап; 15 — Белингап; 16 — Гринбушес; 17 — Кэтлин-Крик. III — Нортгемптон; месторождения: 18 — Аджана; 19 — Малиньо. IV — Кимберли; месторождения: 20 — Нейпир-Даунас; 21 — Маунт-Докрелл; 22 — Финнис-Ривер. V — Аранта; месторождения: 23 — Барроу-Крик; 24 — Делни; 25 — Пленти-Ривер; 26 — Хартс-Рейндж; 27 — Странгуэйс. VI — Масгрейв; месторождения: 28 — Калгера; 29 — Сентинел-Хилл; 30 — Эрнabella. Б — ниже- и среднепротерозойские складчатые структуры: I — Пайн-Крик; II — Маунт-Айза; месторождения: 31 — Майка-Крик; III — Джорджтаун; месторождения: 32 — Морехид; 33 — Грантс-Крик. IV — Брокен-Хилл (срединный массив); месторождения: 34 — Эуриови; 35 — Булкупмата; 36 — Эгебек. В — байкальские складчатые структуры. Г — Тасманский складчатый пояс; месторождения: 37 — Батерст; 38 — Роклей; 39 — Литгоу; 40 — Коетанг; 41 — Маунт-Уог. Д — платформенный чехол. Е — активизированные участки блоков

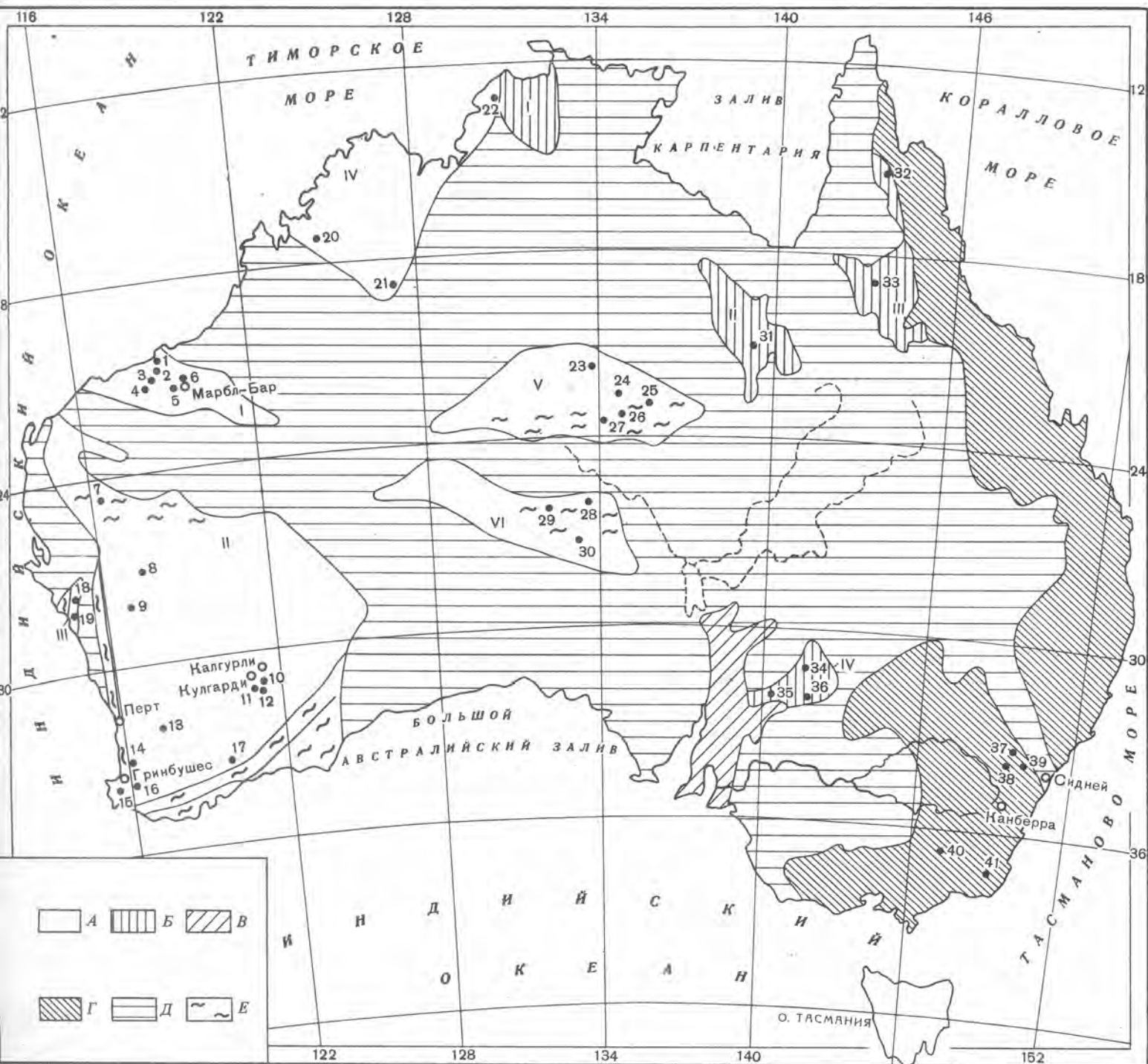


Рис. 65. Схема размещения редкометальных пегматитовых провинций в тектонических структурах Австралии

А – архейские блоки: I – Пилбара; месторождения: 1 – Стрелли; 2 – Табба-Табба; 3 – Пилгангура; 4 – Воджина; 5 – Куглегонг; 6 – Мулиелла; 7 – Йилгарн; месторождения: 7 – Йиннитарра; 8 – Пуна; 9 – Мелвил; 10 – Маунт-Мэрион; 11 – Лондондерри; 12 – Сперговиль; 13 – Якобс-Уэлл; 14 – Маллелиап; 15 – Белингап; 16 – Гринбушес; 17 – Кэтлин-Крик. III – Нортгемптон; месторождения: 18 – Аджана; 19 – Малиньо. IV – Кимберли; месторождения: 20 – Нейпир-Даунас; 21 – Маунт-Докрелл; 22 – Финнис-Ривер. V – Аранта; месторождения: 23 – Барроу-Крик; 24 – Делни; 25 – Пленти-Ривер; 26 – Хартс-Рейндж; 27 – Странгуэйс. VI – Масгрейв; месторождения: 28 – Калгера; 29 – Сентинел-Хилл; 30 – Эрнелла. Б – нижне- и среднепротерозойские складчатые структуры: I – Пайн-Крик; II – Маунт-Айза; месторождения: 31 – Майка-Крик; III – Джорджтаун; месторождения: 32 – Морехид; 33 – Грантс-Крик; IV – Брокен-Хилл (срединный массив); месторождения: 34 – Эуриови; 35 – Булкупата; 36 – Эгебек. В – байкальские складчатые структуры. Г – Тасманский складчатый пояс; месторождения: 37 – Батерст; 38 – Роклей; 39 – Литгоу; 40 – Коетанг; 41 – Маунт-Уог. Д – платформенный чехол. Е – активизированные участки блоков

почти исключительно на мусковит и частично на вермикулит. Эррера (Herrera, 1958) подробно описал внутреннее строение этих пегматитов, выделив четыре зоны (от периферии к центру): краевую, боковую, промежуточную и ядро, которые имеют специфические минералогические и структурные особенности. Переходы между зонами большей частью постепенные. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз, кварц, микроклин; акцессорные: мусковит, биотит, вермикулит, гранат, редко берилл и монацит. Последовательность изменения минеральных ассоциаций наиболее отчетливо проявляется в увеличении кислотности к осевым частям пегматитовых тел. Особенно это касается плагиоклаза, состав которого изменяется от основного олигоклаза в периферических зонах до альбита в центральных.

Пегматитовое поле *Катамарка* бериллиевого типа находится на восточном склоне гор Сьерра-де-Анкасти, в департаментах Санта-Роса, Эль-Альто, Анкасти и Ла-Пас. Это третий район Аргентины по добыче берилла. В отличие от провинций Сан-Луис и Кордова они разрабатываются только на берилл. Пегматитовые тела имеют длину от 50 до 350 м, мощность от 3 до 40 м. Берилл окрашен в голубой, зеленый и белый цвета. Отдельные его кристаллы в длину достигают 30 см, многие — 10–20 см, но большинство — лишь 5 см и менее. Недавно в пегматитах Катамарки найден сподумен.

Пегматитовое поле провинции *Ла-Риоха* (горы Сьерра-де-Веласко, департаменты Саньягаста и Капитал) относительно бедны бериллом по сравнению с пегматитами Сан-Луиса, Кордовы, Сан-Хуана и Катамарки. Среди акцессорных минералов в них отмечены уранинит, берилл, апатит, триплит, гранат, редко колумбит и др. На руднике Кора-Виви урановые соединения выполняют трещины в берилле и других минералах пегматитов.

Пегматитовое поле бериллиевого типа в *Боливии* представлено жильной зоной, которая является северным продолжением пегматитового пояса Аргентины. Примерно в 200 км к запад-северо-западу от г. Санта-Крус находится пегматитовое месторождение Ла-Белья (Ahfeld, Branisa, 1960). Здесь пегматиты не образуют прямолинейных выдержанных жил, а слагают линзовидные тела мощностью до 25 м. Главные минералы: микроклин, кварц и мусковит; акцессорные: топаз, берилл, колумбит, монацит, флюорит, редко фергюсонит. Месторождение вручную разрабатывается на берилл и колумбит (Beryllium, 1962).

По редкометальным ресурсам Южная Америка занимает одно из ведущих мест в капиталистическом мире. Из мировых запасов капиталистических стран на ее долю приходится 70% бериллия, 50% тантала и 10–20% лития, причем большая их часть сосредоточена в Бразилии (на втором месте стоит Аргентина). Следует отметить, что основные запасы бериллия, тантала и лития генетически связаны с пегматитами, хотя большую часть продукции получают собственно не из самих пегматитов, а из аллювиально-делювиальных отложений, образовавшихся в процессе их выветривания.

ГЛАВА 17

ПЕГМАТИТЫ АВСТРАЛИИ

Пегматитовые поля Австралийского континента приурочены к выступам кристаллического фундамента древних платформ архейского и протерозойского возраста. Большое количество пегматитовых полей, многие из которых разрабатываются, известно в блоках Пилбара и Йилгарн Западной Австралии, в блоках Аранта и Масгрейв Центральной Австралии, в блоке Кимберли Северной Территории, в блоках Маунт-Айза и Джорджтаун Квинсленда и в Срединном массиве Брокен-Хилл Нового Южного Уэльса (фиг. 65).

Ниже приводится описание наиболее интересных в практическом отношении и вследствие этого лучше изученных пегматитоносных провинций и месторождений (Колотухина и др., 1974).

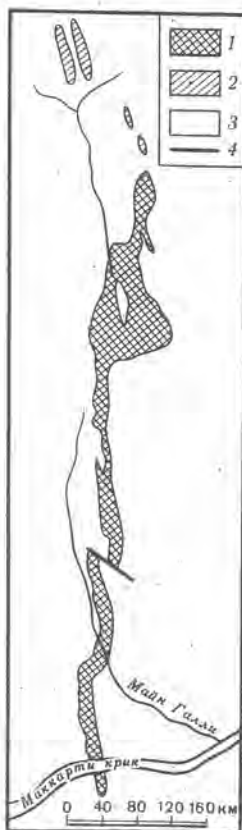
В провинции Пилбара (шт. Западная Австралия) развиты наиболее древние пегматитовые поля Австралии. Провинция приурочена к северному блоку архейского Западно-Австралийского кристаллического щита (см. фиг. 65, А-1), в пределах которого древнейшие гранито-гнейсы слагают купола, представляющие собой продукты гранитизации окружающих их метаморфизованных вулканогенных и осадочных пород архея. Последние слагают узкие пояса зеленокаменных пород — амфиболитов, хлоритовых и роговообманковых сланцев и серпентинитов, к которым приурочены древнейшие (3000–2700 млн. лет) редкометалльные пегматиты архейского возраста (Ellis, 1950; Mc Math, 1953; Mc Leod, 1965).

Наиболее крупными комплексными месторождениями являются Воджина, Табба-Табба, Стрелли и Пилгангура. К оловоносным пегматитам относятся Мулиелла, Куглегонг и Шоу-Ривер. Добыча сподумена проводилась на месторождениях Пилгангура и частично Табба-Табба и Воджина. Тантал впервые был зарегистрирован в 1904 г. после обнаружения мангано-танталита в некоторых оловянных концентратах Воджины; в последующий период этот район стал одним из главных источников мировых запасов этого элемента.

Месторождение Воджина комплексного типа находится в 112 км к югу от Порт-Хедленда (см. фиг. 65, А-1-4). Его площадь сложена интенсивно смятыми крутопадающими метаморфическими породами серии Уорравуна, сложенной железистыми кварцитами и аспидными сланцами, перемежающимися со сланцеватыми амфиболитами. Простираение пород меридиональное и северо-восточное.

Метаморфическая толща интродуцирована многочисленными гранитными и пегматитовыми согласными и секущими дайками. Большая часть пегматитов, залегающих в железистых кварцитах, является касситеритоносной. Танталит встречается преимущественно в жилах, секущих амфиболиты. Возраст пегматитов (2900–3000 млн. лет) архейский. Главное рудное тело представляет собой крупную дайку пегматоидных гранитов, рассеченную жилами мелкозернистых пегматитов мусковит-альбитового парагенетического типа с лепидолитом. Длина дайки 700 м, простираение меридиональное, падение на восток $40-45^\circ$. Она залегает в амфиболитах, простирающихся в северо-восточном направлении и падающих на запад под углом $45-70^\circ$. В северной части дайки имеется крупный раздвиг. Истинная мощность от 3 до 10,5 м, в раздвиге до 100 м (фиг. 66). Месторождение выработано на глубину более 20 м, где указанная мощность сохраняется. Дайка контролируется сложной системой разломов субмеридионального простираения, падающих к востоку под углом $40-45^\circ$. Контакты дайки интрузивные без видимого замещения вмещающих пород. В ней включены линзовидные и клинообразные ксенолиты зеленокаменных пород.

Дайка сложена тонкозернистыми (до среднезернистых) гранитами с хорошо развитой пегматитовой фацией, состоящих из микроклин-пертита, альбита, кварца, мусковита, биотита и обладающих нормальной гранитовой (до пегматоидной) структурой. Гранитные структуры преобладают в центральной и южной частях дайки, пегматоидные — в северной.

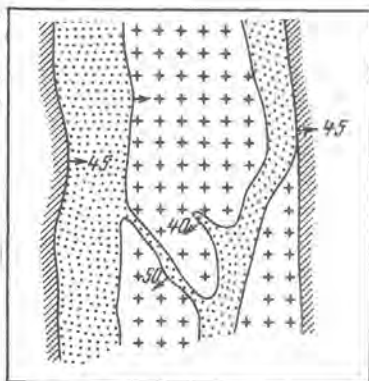
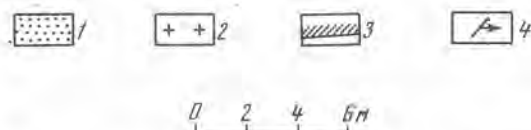


Фиг. 66. Морфология главного рудного тела месторождения Воджина (Ellis, 1950)

1 — гранит-пегматит; 2 — кварц; 3 — амфиболиты; 4 — разрывные нарушения

Фиг. 67. Внутреннее строение участков главной гранит-пегматитовой дайки (Ellis, 1950)

1 — существенно альбитовый комплекс с вкрапленностью танталита; 2 — гранит-пегматит, не содержащий танталита; 3 — вмещающие породы; 4 — элементы залегания



Многочисленные трещины в дайке гранит-пегматита заполнены существенно альбитовым и кварц-мусковит-альбитовым пегматитовым материалом (фиг. 67), с которым связана редкометалльная минерализация, представленная манганотанталитом, воджинитом, лепидолитом, литиофилом, цезиевым бериллом и небольшим количеством урановых и ториевых минералов (майтландит, николаит, пильбарит и гидроторит); типоморфные минералы: спессартин, альмандин-пироп, апатит и ганит. Наиболее распространенным главным промышленным компонентом является танталит, в то время как литиевые и бериллиевые минералы добываются попутно.

Манганотанталит тесно ассоциирует с апатитом и спессартином в массивных мелкозернистых альбит-кварц-мусковитовых телах, а также существенно альбитовых жилах в южной малоомощной части дайки. Он образует мелкую вкрапленность, до крупных обособлений массой до 20 кг, и распределен неравномерно. Из одного гнезда было добыто 500 кг танталита.

По направлению на север в пегматитовых жилах возрастает количество кварца, тонкозернистого зеленого и розового литиевого мусковита. Последний совместно с лепидолитом в раздуве дайки слагает крупные тела.

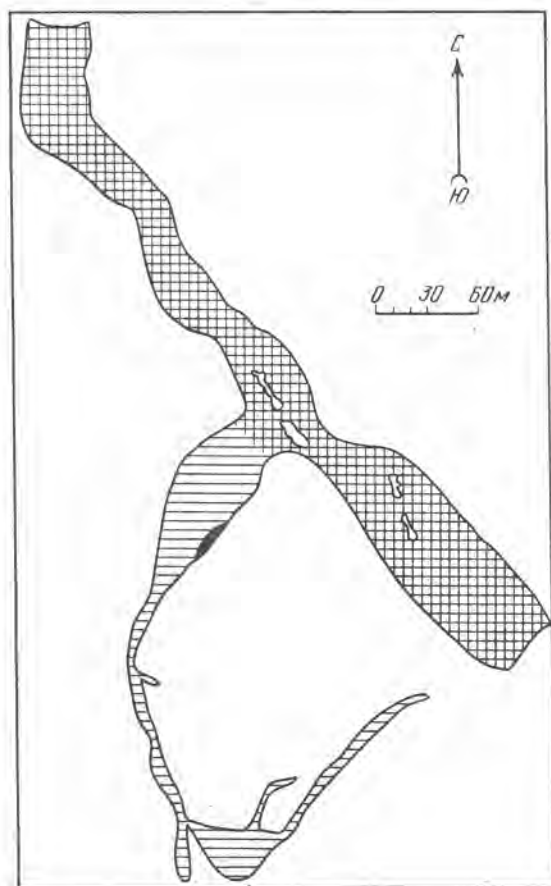
Общая продукция танталовых концентратов, добытых на месторождении Воджина к концу 1957 г., достигла примерно 223 т, из которых примерно 168 т получены из россыпей и коры выветривания. Приблизительный минеральный состав концентратов (%): танталит 67, магнетит 23, гематит, ильменит и лимонит 6, касситерит 2, гранат 2. Танталит содержит 72% Ta_2O_5 и 14% Nb_2O_5 . В настоящее время разведочными работами на танталит в районе Воджины обнаружена новая зона минерализации длиной в 300–360 м (Mining An. Rev., 1970).

Помимо танталита и лепидолита на месторождении Воджина добывают цезийсодержащий берилл (ростерит), образующий крупные гнезда в тесной ассоциации с альбитом вблизи зальбандов дайки. Наиболее крупное гнездо имело размер 11,4х7,2х5,4 м. Значительное количество берилла получено из элювия вблизи северного фланга дайки. Касситерит встречается совместно с танталитом, но в крайне небольших количествах и промышленного значения не имеет.

Месторождение Табба-Табба комплексного типа находится в 55 км к юго-востоку от Порт-Хедленда и в 87 км к северу от Воджины в пределах того же пегматитового пояса субмеридионального простирания (см. фиг. 65, А-1-2). Район месторождения сложен той же метаморфической толщей, смятой в складки северо-восточного простирания и интродуцированной массивами мелкозернистых гранитов и многочисленными жилами пегматитов. Последние контролируются системой трещин северо-западного простирания.

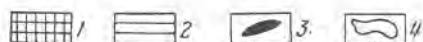
Главное рудное тело имеет северо-западное простирание и прослежено на протяжении 600 м при ширине 15–50 м. От средней части жилы отходит крупная апофиза в южном направлении (фиг. 68).

Жила сложена крупнозернистым микроклином и кварцем с подчиненным развитием биотита и мусковита. Структура ее крупнозернистая с участками гранитной и аплитовой. Редкометалльная минерализация: манганотанталит, микролит, симпсонит, берилл, касситерит и лепидолит; в апофизе — касситерит. В осевой части жилы



Фиг. 68. Морфология главной пегматитовой жилы Табба-Табба (Ellis, 1950)

1 — танталоносная пегматитовая жила; 2 — оловоносная апофиза; 3 — кварц-лепидолитовая линза; 4 — кварцевые ядра



имеются ядра мономинерального белого массивного кварца, под которыми развиты оторочки кристаллов берилла и танталита (фиг. 69), включенных в массу дымчатого кварца. Берилл в них образует кристаллы диаметром до 10 см. Мелкозернистый танталит образует корочки толщиной 3–5 мм, покрывающие кристаллы берилла и кварца. Оруденение продолжается до глубины 10 м.

Ниже берилловой и танталовой оторочек под кварцевым ядром развита мелкозернистая кварц-мусковит-альбитовая зона с танталитом и бериллом мощностью 0,1–1,5 м. С этой зоной связано основное редкометальное оруденение. Ниже кварц-мусковит-альбитовой зоны залегает микроклинов-

кварцевая блоковая зона, постепенно переходящая в кварц-микроклиновый неравномерно-зернистый комплекс, слагающий основной объем жилы.

В главной жиле в месте отщепления касситеритовой апофизы отмечено значительное количество симпсонита, также приуроченного к подъядерной кварц-мусковит-альбитовой зоне и ассоциирующего с касситеритом, спессартином, магнетитом. Скопления симпсонита были найдены на расстоянии 15 см от массивного кварцевого ядра в виде прослоек, параллельных его нижней поверхности. Приблизительный состав добываемых олово-танталовых концентратов: для северной части жилы — танталит 55–95%, касситерит 5–45% при содержании в танталите Ta_2O_5 57,7%, Nb_2O_5 2,8%; для центральной части жилы — танталит 91–99%, касситерит 1–9% при содержании в танталите Ta_2O_5 64,9%, Nb_2O_5 2,1%; для южной части жилы — танталит 99–100%, касситерит 0–1% при содержании в танталите Ta_2O_5 66,8%, Nb_2O_5 4,1%. На других пегматитовых телах месторождения Табба-Табба также ведется добыча танталита, касситерита и берилла.

Месторождение Стрелли комплексного типа находится в 7 км к востоку от железнодорожной станции Стрелли и в 50 км от Порт-Хедленда (см. фиг. 65, А-1-1). Оно относится к тому же пегматитовому поясу и приурочено к северной его части. По геологическому строению месторождение Стрелли аналогично Табба-Табба.

Главная танталоносная жила протягивается в северо-восточном направлении в виде гряды с выступами ядер массивного белого кварца. Ширина ее 25–180 м; длина 600 м. Жила покрыта элювиальным покровом мощностью до 2 м. Она содержит ксенолиты биотитовых сланцев, ориентированные соответственно сланцеватости вмещающих пород.

Жила, сложенная главным образом микроклином и кварцем, имеет крупнокристаллическую структуру; мусковит присутствует только в ограниченном интервале.

Массивный белый кварц развит в виде серий разобленных линз, не имеющих заметной приуроченности к каким-либо определенным зонам жилы. Характерной особенностью является постепенное возрастание количества кварца с юга на север, где пегматитовая жила сменяется кварцевой. В главном выходе жилы, из которого производилась добыча танталита, силицификация выражена широким развитием халцедона и светло-фиолетовой скрытокристаллической слюды, содержащей 0,06% Li_2O . Редкометалльная минерализация представлена танталитом, микролитом, бериллом, касситеритом, лепидолитом, тапиолитом, дюфренитом и ограничена существенно альбитовыми зонами и кварц-мусковитовыми линзами, примыкающими к кварцевым ядрам. Танталит локализован в узких линзовидных телах мусковит-кварцевого комплекса, состоящих преимущественно из плотных масс тонкочешуйчатого зеленого мусковита с размером чешуек 2–6 мм в диаметре, тесно сросшихся с темноокрашенным стекловатым кварцем и альбитом. Линзы мусковит-кварцевого комплекса длиной до 4,5 м и максимальной шириной 1,2 м прослеживаются до глубины 4–5 м. Из одной линзы было добыто 3 т высокосортного танталита. Содержание танталита в них достигает 5 кг/т. Кварц-мусковитовый комплекс часто граничит с крупными кварцевыми ядрами и иногда выполняет в них трещины.

Кроме того, танталит встречается в мелкозернистом кварц-мусковит-альбитовом комплексе, состоящем из тонкозернистого альбита, тонкочешуйчатого мусковита, тонко- и среднезернистого трещиноватого кварца голубоватой окраски и красной глины. Этот комплекс слагает тела неправильной формы типа штокверков, приуроченные к краям кварцевых ядер или несколько удаленные от них и залегающие в кварц-микроклиновой зоне.

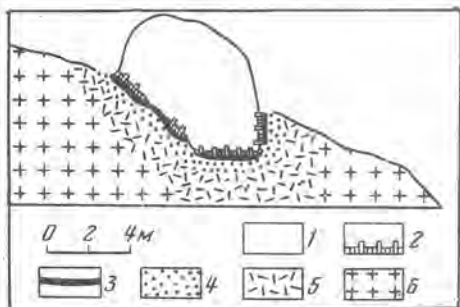
В коре выветривания наряду с танталитом широко распространен касситерит и берилл. Последний был обнаружен в коренном залегании в кварце и микроклине вблизи выработок, из которых добывалась танталитовая руда. Литиофилит, пурпурит, дюфренит, гранаты и тонковкрапленный магнетит широко распространены в альювии и встречаются в ассоциации с танталитом и микролитом в жильном теле. Среднее содержание танталита в руде составляет 863 г/т, максимальное содержание в отдельных пробах достигает 1362 г/т (Tin and Tantalite, 1970).

По данным Мак-Мата (Mc.Matn, 1953₂), добыча танталовых минералов в небольших объемах проводилась и на других месторождениях провинции Пилбара. Главными среди них являются Пилгангура, Куглегонг, Муллиелла, Вудшток, Маунт-Франсиско. Среди минералов тантала отмечены манганотанталит, манганоколумбит, микролит, фергюсонит, тантэвксенит, иттротанталит, кальциосамарскит, тапиолит. Все они встречаются в жилах пегматитов, богатых альбитом. Другие редкометалльные минералы представлены бериллом, лепидолитом и гадолинитом.

В целом пегматитовая провинция Пилбара рассматривается как олово-танталовая с попутной добычей берилла. Олово добывалось на многих месторождениях, важнейшими среди которых являются Муллиелла, Куглегонг и Шоу-Ривер. Общая зарегистрированная продукция на 1961 г. достигла 7647 т концентрата. Около половины общего количества получено из месторождения Муллиелла (Mc Leod, 1965). Добыча касситерита производится главным образом из россыпей и коры

Фиг. 69. Разрез главной пегматитовой жилы Табба-Табба (Ellis, 1950)

1 – массивный кварц; 2 – берилл; 3 – танталит; 4 – мелкозернистая зона с вкрапленностью танталита; 5 – мелкозернистая зона без танталита; 6 – среднезернистая зона



выветривания, развитой на редкометалльных пегматитах и кварцевых жилах. Берилл добывался попутно с танталитом на месторождениях Пишпингарра, Пилгангура (Rowledge, 1944), Кутлегонг, Маунт-Франсиско и др. Общая добыча танталитовых концентратов к концу 1961 г. составила 375,07 т. Сорт добываемого концентрата, особенно в районе Воджина, постоянно высокий. Единственным добываемым минералом является танталит, несмотря на наличие симпсонита и микролита.

ПРОВИНЦИЯ ЙИЛГАРН (ШТ. ЗАПАДНАЯ АВСТРАЛИЯ)

Провинция Йилгарн охватывает центральную и южную части Западно-Австралийского кристаллического щита и в структурном отношении соответствует блоку Йилгарн (см. фиг. 65, А-11). Это одна из древнейших пегматитовых провинций Австралии (Ar 3200–2800 млн. лет). Блок Йилгарн обрамлен зонами длительно живущих глубинных разломов, с которыми связаны процессы более поздней активизации (Pt_3), также сопровождающейся гранитами и пегматитами. Последние в отношении редких элементов практически безрудны, но в ряде случаев разрабатываются на слюду (поля Йиннитарра, Белингап и Нортгемптон). Среди архейских редкометалльных пегматитовых полей и месторождений наиболее известны: Пуна, Кулгарди, Кэтлин-Крик, Гринбушес и др.

Пегматитовое поле Пуна бериллиевого типа. В северной части провинции в районе железнодорожного пункта Куэ находится группа месторождений пегматитового поля Пуна (Johnson, 1950), которые разрабатывались на изумруд, танталит и полевой шпат с попутным извлечением берилла (см. фиг. 65, А-11-8). В южной части того же поля (25 км к северу от железнодорожного пункта Ялгу) известно месторождение Мелвил, представленное серией пегматитовых жил, содержащих берилл и изумруд (см. фиг. 65, А-11-9). Пегматитовые жилы секутся кварцевыми жилами с бисмутитом, шеелитом и свинцовыми минералами. Из этого месторождения и расположенной поблизости аллювиальной залежи в 1914–1918 гг. было добыто вручную 2,18 т висмутовых концентратов. Наибольшая добыча в 1914 г. достигала 2 т (Kalix a.o., 1966).

Пегматитовое поле Кулгарди литиевого типа. К южной части блока Йилгарн приурочено пегматитовое поле Кулгарди. Во многих пегматитовых жилах присутствуют литиевые минералы, иногда в промышленных количествах. Наиболее крупными месторождениями этой группы являются Маунт-Мэрион, Лондондерри и Сперговиль.

Месторождение Маунт-Мэрион находится в 34 км к югу от населенного пункта Кулгарди. Несколько плиткообразных пологопадающих мелкозернистых сподумен-содержащих пегматитовых тел образуют жилную зону, простирающуюся на 4 км в юго-юго-западном направлении. Бурение показало, что одна из жил имеет мощность от 1,5 до 2 м и, за исключением узких краевых зон, по всей мощности содержит сподумен. Кристаллы сподумена шириной 2,5 см и длиной до 30 см содержат 7,5% Li_2O . Запасы окиси лития в рудах составляют 1 000 000 т при среднем содержании 1,7% Li_2O .

К юго-западу от Маунт-Мэрион грубозернистая пегматитовая жила со сподуменом, бериллом и колумбитом обнажена на протяжении 240 м (Tomich, 1953). Кристаллы сподумена, достигающие 45 см в длину и 10 см в поперечнике, сосредоточены в небольшом участке, содержащем около 40% сподумена.

Месторождение Лондондерри, находящееся в 20 км к юго-юго-западу от Кулгарди (см. фиг. 65, А-11-11), разрабатывается на полевой шпат (до 2000 т ежегодно) и петалит с попутным извлечением берилла (Mc Math, 1953). Месторождение представлено большой пегматитовой жилой, интрузирующей метаморфизованные основные лавы и туфы. Микроклин наблюдается в виде крупных блоков, локализованных висячем боку жилы. Помимо петалита и берилла в жиле отмечаются колумбит и циннвальдит. В последние годы добыча петалита составила: в 1964 г. 260 т, 1965 г. 310 т, 1966 г. 933 т, 1967 г. 667 т, 1968 г. 738 т (Clayton, 1969).

Берилловое месторождение Сперговиль (De la Hunty, 1953), расположенное в 40 км к юго-востоку от Кулгарди (см. фиг. 65, А-11-12), представлено пегматитовой

жилой, секущей зеленокаменные породы архейского возраста. Здесь присутствуют две разновидности берилла — бесцветная и аквамарин. Небольшое количество берилла добывалось из элювиального материала. Вся продукция этого месторождения составила около 242 т берилла. Кроме берилла присутствуют сподумен и колумбит. Последний добывался из коренного месторождения и элювия.

Месторождение Кэтли-Крик комплексного типа находится на юге провинции около г. Рейвенсторпа (см. фиг. 65, А-11-14; Sofoulis, 1954). Оно представлено пологопадающим плитообразным телом средней мощностью 9 м, до 20 м в раздувах. Сподумен образует кристаллы длиной более 15 см и представлен в основном бледно-зеленой разновидью. В северном фланге пегматитового тела присутствует белый сподумен, длина кристаллов которого превышает 0,6 м. Помимо сподумена в значительных количествах встречаются лепидолит, берилл, колумбит, микролит и циннвальдит. Месторождение в 1954—1961 гг. разрабатывалось на сподумен.

Месторождение Гринбушес комплексного типа находится в юго-западной части блока Йилгарн в 200 км к югу от г. Перта (см. фиг. 65, А-11-16). Вмещающая метаморфическая толща прорвана биотитовыми гранитами, нередко альбитизированными, сопровождающимися пегматитами с турмалином, танталитом, воджинитом, касситеритом и грейзенами. Пегматитовые тела мусковит-кварц-альбитового состава с поверхности сильно каолинизированы (Ellis, 1953). В долине руч. Нью-Зеланд известны также оловоносные кварцевые жилы и пегматиты, залегающие в каолинизированных гранитах.

На этом месторождении ферротанталит и касситерит добывались как из коренных источников, так и из коры выветривания. Здесь было добыто 12 000 т касситеритовых концентратов (Mc Leod, 1965). Наиболее высокосортный танталит с содержанием 74% Ta_2O_5 получен с восточного фланга пегматитового тела Бунбури из каолинизированных кварц-мусковитовых зон и перекрывающих их элювиальных отложений. Касситерит нередко содержит до 1,5—1,7% Ta_2O_5 . Танталитовые концентраты рассматривались как попутный продукт при добыче олова и составили в 1968 г. 82 т (Clayton, 1969). В последние годы геологическими работами здесь была обнаружена новая пегматитовая дайка длиной до 5 км с низкосортной минерализацией (Mining J., 1970).

ПРОВИНЦИЯ КИМБЕРЛИ-ДАРВИН

Провинция Кимберли-Дарвин (штаты Западная Австралия и Северная Территория) в структурном отношении соответствует блоку Кимберли, сложенному породами архейской метаморфической формации. В пределах этой провинции известны три пегматитовых поля: Нейпир-Даунс, Маунт-Докрелл и Финнис-Ривер.

Поле слюдоносных пегматитов Нейпир-Даунс находится в западной части блока (см. фиг. 65, А-IV-20). Пегматитовые жилы здесь залегают в гранито-гнейсах. В течение 1949 г. на месторождении было добыто около 65 кг прозрачной слюды красноватого оттенка (Gourlay, 1965). В пегматитовом поле Маунт-Докрелл (см. фиг. 65, А-IV-21), расположенном в южной части провинции, в жилах архейского возраста (2700 млн. лет) танталит-колумбит ассоциирует с касситеритом и литиофилом (Finucane, 1938).

Пегматитовое поле Финнис-Ривер (2500 млн. лет) находится в северо-восточной части провинции Кимберли и протягивается от порта Дарвин к югу. Максимальная ширина его 10 км. Минерализация представлена танталитом, колумбитом, касситеритом, амблигонитом, бериллом (Mc Leod, 1965). Основными центрами по добыче тантала являются месторождения Финнис-Ривер (см. фиг. 65, А-IV-22) и Бамбу-Крик (Summers, 1957). Добыча велась из коры выветривания и россыпей. Зарегистрированная продукция танталитового концентрата к концу 1954 г. составила 14,5 т. Основное месторождение по добыче лития — Энтерпрайз — расположено возле р. Финнис в 55 км к югу от порта Дарвин. Пегматитовые жилы содержат амблигонит, колумбит и танталит (Williams, 1940). Белый кристаллический амблигонит встречается в виде крупных скоплений. В 1905—1925 гг. здесь было добыто 64 т амблигонита.

ПРОВИНЦИЯ АРАНТА

В Центральной части Австралийского континента имеются два крупных выступа архейского фундамента в виде изолированных блоков — Аранта и Масгрейв. Блок Аранта слагают пара- и ортогнейсы. Кислые интрузии представлены архейскими гранито-гнейсами (2900 млн. лет). В восточной части блока выделяется пегматитовая провинция Аранта, где известны танталоносные пегматиты, не имеющие практического значения. К ним относятся месторождения Барроу-Крик (см. фиг. 65, А-IV-23) и Делни. Южная часть блока претерпела активизацию в связи с байкальскими и раннегерцинскими движениями, проявившимися в прогибе Амадиес. Здесь сосредоточены поля слюдоносных пегматитов, главными из которых являются Хартс-Рейндж и Пленти-Ривер.

Пегматитовое поле Хартс-Рейндж (см. фиг. 65, А-V-26) находится в 200 км к северо-востоку от железнодорожного пункта Алис-Спрингс (Joklik, 1955). Залежи промышленного мусковита локализованы в пегматитовых телах верхнепротерозойского (700–600 млн. лет по самарскиту) и нижнепалеозойского (400 млн. лет; Rb—Sr-метод) возраста. Мусковит очень высокого качества. Большая часть жил залегает в богатых слюдой сланцах и гнейсах, относящихся к толщам Ириндина и Бреди. Простирание их север-северо-западное и близмеридиональное. Промышленный мусковит содержится в крупнозернистых пегматитовых телах, секущих сланцеватость вмещающих пород. Жилы сложены микроклин-пертитом, альбит-олигоклазом, кварцем и мусковитом с подчиненным количеством биотита. Акцессорные минералы: гранат, турмалин, берилл, монацит, самарскит и бетафит. Для них характерно зональное строение, причем коммерческий мусковит обычно локализован во внешних зонах висячих боков.

Пегматитовое поле Пленти-Ривер расположено в 80 км к северо-востоку от Хартс-Рейндж (см. фиг. 65, А-V-25) и представлено небольшим количеством пегматитовых тел, залегающих в гнейсах. Месторождения аналогичны пегматитам Хартс-Рейндж.

Из второстепенных месторождений следует отметить Андиппа, находящееся в 15 км к северу от Хартс-Рейндж и Пинакл-Уэлл в пределах хр. Странгуэйс (см. фиг. 65, А-V-27).

Провинция Аранта поставляет почти всю продукцию мусковита Австралии, которая составила 997 т чистой коммерческой пластинчатой слюды, 94 т второсортного концентрата и 542 т слюдяной крошки. Большая часть продукции приходится на район Хартс-Рейндж (Mc Leod, 1965).

ПРОВИНЦИЯ МАСГРЕЙВ

Пегматитовая провинция Масгрейв (штат Южная Австралия) приурочена к кристаллическому блоку того же названия (см. фиг. 65, А-IV), сложенному метаморфическими породами архея. Пегматиты связаны с гранитными интрузиями зоны активизации широтного простирания. Они образуют многочисленные тела, приуроченные к краевым частям выходов чарнокитовой серии Эрнелла, и содержат ортит и горит. Это слюдоносные пегматиты (поле Калгера), содержащие в небольшом количестве танталит и берилл (Сентинел-Хилл). Возраст пегматитов 1070–750 млн. лет, что соответствует Pt_3 .

ПРОВИНЦИЯ МАУНТ-АЙЗА

Пегматитовая провинция Маунт-Айза находится в северо-западной части Австралии (Квинсленд) и в структурном отношении приурочена к блоку Маунт-Айза, представляющему собой останец нижнепротерозойского складчатого пояса. В пределах блока выделяются два пегматитовых поля — Майка-Крик и Гала-Крик, генетически связанные с молодой фазой гранитов Сибелла верхнепротерозойского возраста (1540 млн. лет). Вмещающими породами пегматитов являются амфиболиты и

амфиболитовые сланцы толщи Истерн-Крик (Pt_1), которая подвергалась региональному и контактовому метаморфизму, связанному с интрузией гранитов Сибелла. Простирающиеся вмещающих пород близкое к меридиональному.

Гранитный плутон Сибелла простирается в меридиональном направлении почти на 200 км при ширине 30 км (Joplin, 1964). В его составе преобладают крупнозернистые гнейсовидные граниты с "очками" микроклина, кварцем, биотитом, олигоклазом; акцессорные минералы: магнетит, флюорит, апатит.

Пегматитовое поле *Майка-Крик* бериллиевого типа вытянуто в субмеридиональном направлении на 15 км при ширине 3 км вдоль восточного контакта гранитного массива Сибелла. Оно представлено двумя пегматитовыми месторождениями бериллия, главное из которых находится в 1,5 км к югу от Майка-Крик (см. фиг. 65, Б-11-31). Пегматитовые тела залегают согласно со сланцеватостью вмещающих пород (Brooks, Shipway, 1960). Второе месторождение находится в 1,5 км к западу от главного. Оба месторождения примерно параллельны, разделены гранитами и жильной зоной турмалин-мусковитовых безрудных пегматитов. Наиболее крупные пегматитовые тела сосредоточены к юго-юго-западу от рудника Биг-Берил на участке $2,5 \text{ км}^2$. В других участках встречены многочисленные узкие линзообразные пегматитовые жилы. Наиболее крупное пегматитовое тело простирается более чем на 4 км и находится в контакте с гранитами Сибелла по всей длине. Мощность его колеблется, но не превышает 70 м.

Находки берилла известны в 25 жилах месторождения Майка-Крик, главными из которых являются Биг-Берил, Гексагон, Берил-Кинг, Берил-Куин, Литл-Берил, Южная, Северная, Западная и др. Берилл характеризуется желтыми, светло-зелеными и светло-янтарными оттенками, реже встречаются бледно-голубые и красноватые. Обычно он образует хорошо оформленные гексагональные кристаллы длиной 1,3 и 0,3 м в поперечнике, трещины в которых выполнены кварцем. Мелкие кристаллы аквамарина были найдены в жилах, находящихся к запад-юго-западу от Биг-Берил. Чаще всего берилл встречается в виде скоплений в зональных пегматитовых телах и приурочен к полевошпатовым или полевошпато-мусковитовым зонам и краевым частям кварцевых ядер.

Мусковит присутствует почти повсеместно. Наибольшее количество его наблюдается в пегматитовом теле Берил-Кинг, которое эксплуатируется на берилл и слюду.

Оловоносные пегматиты образуют жильную зону, прослеживающуюся на расстоянии 2,5 км. Касситерит в них ассоциирует с мусковитом в полевошпато-мусковит-кварцевых зонах с турмалином, флюоритом. Этот комплекс содержит в среднем 0,27% олова, а в отдельных гнездах до 10%.

Мангано-колумбит, обнаруживающий слабую радиоактивность, встречен в пегматитах Майка-Крик. Содержание окиси урана в нем составляет 0,7%. Танталит был обнаружен в жиле заявки "Кристалл" в 1,5 км к северо-западу от жилы Гексагон (Books, 1963). Он встречается в ассоциации с бериллом в полевошпато-мусковитовой зоне. Отсюда было добыто около 1,5 т берилла и около 20 кг танталита, содержащего 73,6% Ta_2O_5 и 13,0% Nb_2O_5 . Другие редкометалльные минералы представлены берtrandитом, монашитом, самородным висмутом и висмутином.

Пегматитовое поле *Гала-Крик* бериллиевого типа находится в 25 км к югу от Майка-Крик в сходных геологических условиях края гранитной интрузии Сибелла. Наиболее распространенными минералами являются кварц, полевой шпат, мусковит и турмалин. Берилл встречается в богатых полевым шпатом и мусковитом частях пегматитовых тел обычно близ скоплений кварца. Турмалин, берtrandит, графтонит, танталит-колумбит, рутил, флюорит, дамуриит, магнетит и апатит также были обнаружены в пегматитах, но ни один из них не встречается в промышленных количествах. В пределах поля выделяются два главных месторождения: западное — Биг-Ривер и восточное — Макеллар.

В месторождении Биг-Ривер пегматитовые тела залегают согласно с вмещающими породами параллельно контакту гранитного массива на расстоянии 1 км. Вмещающими породами являются мусковитовые и амфиболитовые сланцы. Жильная зона протягивается на 6 км в северо-западном направлении при ширине 100 м. Она представлена отдельными телами и жильными сериями, разделенными узкими

линзами мусковитовых сланцев. Бериллоносные жилы локализованы на участке длиной около 1 км на юго-восточном фланге жильной зоны. Берилл ассоциирует с мусковитом и локализован в полевошпато-мусковитовых зонах, примыкающих к кварцевым ядрам, в краевых частях последних. Цвет его варьирует от бледно-зеленого до желтовато-зеленого, но там, где он ассоциирует с кварцем, белый.

Месторождение Макеллар представлено жильной зоной, протягивающейся на 12 км с северо-запада на юго-восток при максимальной ширине 70 м. Вмещающими породами пегматитов являются амфиболиты и слюдяные сланцы. На обширной площади имеются многочисленные развалы обломков кварца и кристаллов берилла.

Главное пегматитовое тело длиной в несколько сот метров к югу предположительно погружается под покров аллювия. Из него было добыто более 20 т берилла. Последний превышает 4% от состава бериллсодержащего полевошпато-мусковитового комплекса. Перспективы обнаружения новых месторождений в метаморфической толще на контакте с гранитным массивом Сибелла благоприятные.

ПРОВИНЦИЯ ДЖОРДЖТАУН

Пегматитовая провинция Джорджтаун расположена в северо-восточной части Австралии (Квинсленд) и приурочена к докембрийскому блоку того же названия. Блок сложен высокометаморфизованными породами нижнего протерозоя, аналогами пород блока Маунт-Айза. Пегматитовые поля связаны с гранитными интрузиями возраста 1200–600 млн. лет. В южной части блока известны два пегматитовых месторождения тантала верхнепротерозойского возраста (1100–1000 млн. лет). В месторождении Грантс-Крик танталит встречается спорадически в кварц-мусковит-альбитовых пегматитовых жилах, залегающих в гранитах, и в россыпях. Продукция танталитового концентрата 82 кг с 46,7% танталита относится к 1944 г. Танталит известен также на месторождении Дивиденд-Галли (Mc Leod, 1965).

В северной части провинции на п-ове Кейп-Йорк развиты слюдоносные пегматиты. На слюдяном руднике Морехид-Ривер мусковит содержится в крупных пегматитовых телах длиной до 120 м и шириной 30 м северо-западного простирания, залегающих в кварц-серицитовых сланцах и кварцитах докембрия. В 1942–1943 гг. из них было добыто около 100 кг слюды.

ПРОВИНЦИЯ БРОКЕН-ХИЛЛ

Пегматитовая провинция Брокен-Хилл находится в юго-восточной части Австралии на границе Южной Австралии и Нового Южного Уэльса и приурочена к срединному массиву Брокен-Хилл, сложенному породами нижнего протерозоя. Эти породы отличаются высокой степенью метаморфизма, достигающей гранулитовой и амфиболитовой фаций. Ко времени 1600–1700 млн. лет относится внедрение пегматитовых гранитов и пегматитов. Возраст пегматитов 1550–1530 млн. лет.

Провинция Брокен-Хилл характеризуется разнообразной редкометальной минерализацией. Здесь выделяются три пегматитовых поля: Булкумата-Бимбури с бериллиевой и урановой минерализацией; Эгбек с тантал-бериллиевой минерализацией; Зуриови с олово-бериллий-литиевой минерализацией.

Пегматитовое поле *Булкумата-Бимбури* бериллиевого типа находится в 100–120 км к западу от г. Брокен-Хилл (фиг. 65, Б-IV-35). Пегматитовые жилы залегают в метаморфических породах (Pt_1) вокруг массива мигматит-гранитового батолита Булкумата, реже в самих гранитах (фиг. 70). Здесь описано около 20 рудопроявлений берилла (Forbes, 1958). Наиболее крупным является месторождение, находящееся в 2,5 км от населенного пункта Уипераминга-Хилл. Длина пегматитовых тел от 10 м до нескольких десятков метров. Большинство из них согласны со сланцеватостью. Исключение составляет месторождение Уипераминга-Хилл, где серии параллельных пегматитовых жил секут простирание сланцеватости вмещающих пород. Во многих жилах присутствуют хорошо выраженные кварцевые ядра, вокруг которых локализованы кристаллы берилла.

Фиг. 70. Схема размещения пегматитовых рудопроявлений берилла в районе Булкумата, провинции Брокен-Хилл (Forbes, 1958)

1 — граниты Булкумата;
2 — метаморфические вмещающие породы; 3 — четвертичные отложения; 4 — рудопроявления берилла



Месторождение Булкумата разрабатывалось на полевой шпат с попутной добычей берилла (Campana, King, 1958; Forbes, 1958). Всего получено 97 т бериллового концентрата. На месторождении Бимбури различают два типа бериллоносных жил: 1) удлинено-овальные пегматитовые тела, в которых линзовидные скопления берилла приурочены к краям кварцевых ядер; 2) секущие кварцевые жилы с бериллом. Последние также несут урановую минерализацию (Hiern, 1958). Вся продукция берилла этого месторождения составила к концу 1961 г. 217 т (Rayner, 1958).

Танталит-колумбит встречен в нескольких пегматитовых телах месторождения Булкумата (Campana, King, 1958) и в коре выветривания. Тантал и ниобий входят также в состав титановых минералов (в основном ильменорутила), обнаруженных в пегматитах этого района. Пробы из рудопроявления Маунт-Виктория содержали 44,8% $(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_5$.

В этом же районе описано месторождение уранинита, гатчеттолита и вторичных урановых минералов в пегматитах; отмечается их тесная ассоциация с бериллом. К настоящему времени месторождение полностью выработано на берилл, урановые минералы (уранинит, гуммит, мета-отунит, бета-уранофан (уранотил), гатчеттолит) добывались попутно.

Пегматитовое поле Эгбек бериллиевого типа находится в 50 км к юго-западу от Брокен-Хилл (фиг. 65, Б-IV-36). Пегматиты приурочены к метаморфической толще и слагают линзообразные тела и дайки. Месторождение Эгбек является наиболее крупным поставщиком полевого шпата (Rayner, Hall, 1955; Wynn, 1961), с которым ассоциируют берилл и слюда. Среднее содержание берилла в рудах менее 1% (Rayner, Hall, 1955). Основную продукцию давали рудники Леди-Берил и Трипл-Ченс, где до 1955 г. было добыто 132 т берилла. В пегматитовых телах кристаллы берилла отмечаются спорадически, реже присутствуют обогащенные зоны. В руднике Леди-Берил встречены кристаллы, достигающие 2 м в длину. Продукция мусковита в 1958 г. составила 174 т. Провинция Брокен-Хилл с продукцией 87 684 т была главным источником полевого шпата в Новом и Южном Уэльсе.

Месторождение Зуриови литиевого типа — единственный источник лития в провинции Брокен-Хилл (фиг. 65, Б-IV-34). Промышленным минералом является амблигонит, который тесно ассоциирует с кварцем в пегматитах и грейзенах. В коре выветривания он образует включения в каолине. С 1934 г. (с перерывами) было добыто 84 т амблигонита (Mc Leod, 1965). Попутно было получено небольшое количество берилла и слюды.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сравнительный анализ редкометальной специализации месторождений гранитных пегматитов и их минерального состава показывает, что закономерная зависимость между ними существует только в пределах конкретных месторождений и жильных серий. При сравнении же одинаковых парагенетических типов пегматитовых тел различных провинций и даже различных полей и месторождений одной и той же провинции выясняется, что степень концентрации редких элементов в них варьирует в неодинаковых пределах, достигая разных уровней в месторождениях с той или иной специализацией (табл. 124).

К *урано-редкоземельному* типу относятся отдельные тела микроклин-кварц-альбит-олигоклазового состава, завершающие безрудные жильные серии большинства безрудных пегматитовых полей древних (архейских) кристаллических щитов. Характерными их особенностями являются приуроченность к глубинным зонам ультраметаморфизма, тесный парагенезис с гранито-гнейсами и парагнейсами, зависимость состава от состава вмещающих пород, преимущественное развитие ранних существенно олигоклазовых и олигоклаз-микроклиновых парагенетических типов жил, в ряде случаев обилие биотита или мусковита.

Содержание редких элементов в них в среднем близкое к содержанию в гранитах и только в поздних минеральных комплексах наиболее крупных дифференцированных пегматитовых тел оно заметно повышается, выявляя цирконий-уран-редкоземельную специфику (Калита, 1966). В таких минеральных комплексах содержание суммы редких земель иногда достигает десятых долей процента; Rb, Y и Nb — сотых; Be, Li, Cs, Ta — тысячных (данные А. П. Калиты). Степень концентрации Th и U иногда достигает 20–100, поэтому тип и назван урано-редкоземельным. Степень концентрации других редких элементов, в том числе и циркония, по имеющимся данным, обычно не достигает 20. Только в жильных зонах этого типа известны находки скандиевых минералов — торгвейтита и бифанамита. Иногда они являются мелкомасштабными объектами добычи урана и редкоземельных элементов (Индия), но чаще разрабатываются на керамическое сырье и слюды. Однако образующиеся по ним коры выветривания и россыпи часто являются крупномасштабными и разрабатываются на ильменит, циркон, монацит, ксенотим и эвксенит (Бир-Велли в Айдахо).

К *бериллий-тантал-литиевому* или собственно *литиевому* типу относятся пегматитовые поля сподуменовых пегматитов, в большинстве своем приуроченные к протяженным зонам разломов в краевых частях кристаллических щитов или древних платформ (Гинзбург, 1952), особенно к узлам пересечения продольных главных разломов поперечными (Недумов, 1962, 1965), и перегибам главных складчатых антиклинальных структур (Хрюкин, 1965). Характерной особенностью пегматитовых полей литиевого ряда является широкое развитие в их пределах высокотемпературных безрудных жильных серий, разобщенных с более низкотемпературными редкометальными жильными сериями. Последним свойственны обилие лития и соответственно сподумена, являющегося одним из главных пегматитообра-

Редкометалльная специализация пегматитовых жильных серий различных геохимических типов

Парагенетические типы жил	BeO	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	SnO ₂
1	2	3	4	5	6	7	8
Уран-редкоземельный							
1. Альбит-олигоклаз (10–30)-микроклиновый (25–30)	40–50 3	до 20 0,1	5–150 0,7	до 50	5–50 12	46–500 до 20	–
2. Микроклин-альбит-олигоклазовый	30 2	2–50 0,5	100–300 1,5	2–9 2	10 2	44 1,5	–
Ниобий-иттриевый							
1. Существенно микроклиновый	–	–	–	–	–10	40 1,5	–
2. Альбит (25–30)-амазонитовый (30–40)	280 20	450 5	200 1	–	20–70 16	60–900 31	–
3. Альбит (10–20)-микроклиновый (30–40)	17 1	40 0,5	200 1	13 2,6	10–30 7	640–1400 48	–
Бериллий-тантал-литиевый							
1. Олигоклаз (+альбит-олигоклаз 10–60)-микроклиновый (15–40), иногда с альбитом (до 10), биотитом, мусковитом и сподуменом	10–40 3	40–860 9	110–265 1,2	до 40 8	2–3 0,7	10–30 1	15–16 4
2. Микроклин (15–20)-альбитовый (40–50) с мусковитом (5–8)	85–170 11	65–800 9	393–720 3	5–55 10	20–35 8	20–90 3	30–115 30
3. Сподумен-микроклин-олигоклазовый	100 7	500–7000 80	–	–	50 12	300 10	–

Парагенетические типы жил	BeO	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	SnO ₂
1	2	3	4	5	6	7	8
4. Сподумен-микроклиновый (15–25) с альбит-олигоклазом (до 10)	—	900–11315 130	655 3	4 7,5	30 7	60 2	—
5. Сподумен-микроклин (10–40) -альбитовый (15–40) (+альбит-олигоклаз) с мусковитом (до 8)	112–1370 90	1000–13400 155	240–1155 5	15–140 25	23–180 40	27–190 7	117–395 105
6. Петалит-микроклин (25–30) -альбитовый (25–35)	—	800–4700 54	540 2	20 4	20 5	20 0,7	—
7. Существоважно альбитовый (50–70) с мусковитом (до 15)	400–850 60	175–950 11	95–425 2	24–115 22	40–225 50	40–150 4	190–600 160
Тантал-бериллиевый							
1. Микроклин (15–50) -альбит-олигоклазовый (20–50)	210–680 45	170–1000 12	300–1000 4	30–60 11	10–70 16	50–180 6	23–120 32
2. Микроклин (20–40) -альбитовый (10–35) с мусковитом (до 10), иногда с альбит-олигоклазом	332–1400 95	100–450 5	210–2000 1–9	30–165 32	20–110 25	70–160 6	100–700 185
3. Микроклин (10) -амазонит (10–35) -альбитовый (15–40)	250–4700 315	58–90 1	850 4	56 10	18–85 10	30–85 3	—
4. Существоважно альбитовый	46–1200 80	13–40 0,4	190–200 1	40–51 9	30–50 12	10–50 1,7	200 53

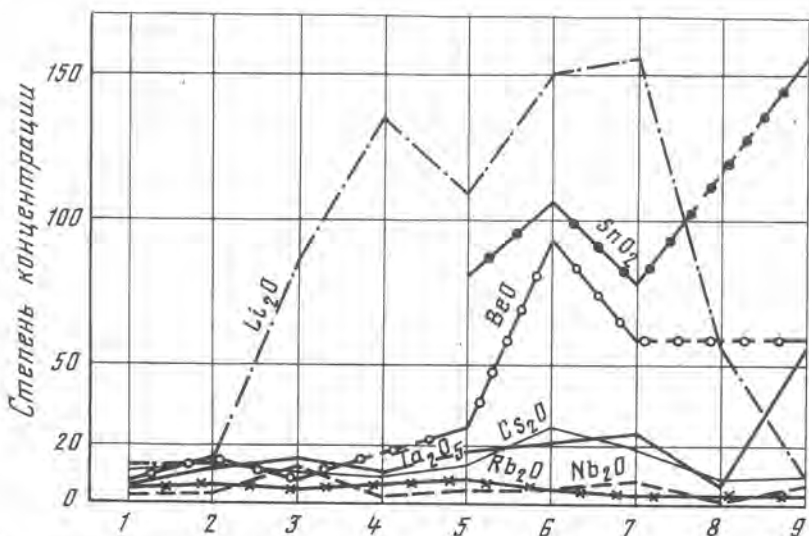
Комплексный редкометалльный

1. Микроклин (25–30)-альбит-олигоклазовый (30–45)	9–30 2	80–170 2	200–535 2,5	10–90 15	13–30 8	50–80 3	13–40 10
2. Существенно микроклиновый с мусковитом и лепидолитом	260–990 65	500–4475 50	730–1010 5	190–415 50	30–35 8	10–110 4	260 70
3. Микроклин (10–45)-альбитовый (15–60) с мусковитом (до 15), сподуменом (до 10), лепидолитом (до 10), рубеллитом (4) и поллуцитом	30–1680 110	85–1400 160	250–10900 50	25–5000 945	40–5000 1160	40–200 7	70–1000 20–265
Комплексный редкометалльный							
4. Микроклин (10–20)-сподумен-альбитовый (10–50) с поллуцитом, иногда с лепидолитом	250–1540 105	800–18120 210	678–5000 25	40–9965 1880	60–560 130	60–200 7	300–2900 765
5. Существенно альбитовый с мусковитом (до 14), лепидолитом (до 8) и сподуменом (до 3)	240–1665 110	290–7600 85	395–1900 9	30–320 60	65–620 145	60–235 8	70–35500 9340
6. Лепидолит-альбитовый (40–60), иногда со сподуменом (2–5)	50–900 60	900–11545 135	700–4665 20	336–5100 960	40–295 70	30–200 7	80–360 95

Фтор-тантал-литиевый

1. Микроклин (10–25)-альбит-олигоклазовый (35–60) с мусковитом (до 10)	210–360 25	200–300 3	410–700 3	30–50 9	10–20 5	40–80 до 3	70 20
2. Существенно альбитовый (10–65) с микроклином (1–10) и мусковитом (5–12)	180–1220 80	360–1600 20	300–890 4	30–60 11	100–380 90	60–170 6	330–540 140
3. Лепидолит-альбитовый (45–65), иногда и микроклином (до 10)	200–1070 70	500–6600 75	730–2040 9	190–250 45	80–180 40	60–120 4	530–630 165
4. Мусковит (15–20)-кварцевые (70–75) жилы с альбитом (до 10)	400 25	200 2	900 5	60 11	50 9	30 1	270 70

В числителе — пределы содержаний в жилах (г/т); в знаменателе — максимальная степень концентрации; в скобках — содержание минерала (%).



Фиг. 71. Степень концентрации редких элементов в различных парагенетических типах жил месторождений литиевого типа

1 — олигоклаз-микроклиновый; 2 — микроклин-альбитовый; 3 — сподумен-микроклин-олигоклазовый; 4 — сподумен-микроклиновый; 5 — микроклин-альбитовый со сподуменом; 6 — сподумен-микроклин-альбитовый; 7 — сподумен-олигоклаз-альбитовый; 8 — петалит-микроклин-альбитовый; 9 — существенно альбитовый

зующих минералов, слабая степень внутрижильной поперечной дифференциации, но отчетливая по восстанию жил и жильных серий (фиг. 71), выдержанность состава жильных тел, а также равномерность распределения полезных компонентов. Они образуют свиты сближенных параллельно залегающих жил длиной до 3 км. Содержание окиси лития в них от десятых долей до целых процентов, рубидия и бериллия — сотые доли, тантала, ниобия и цезия — от тысячных до сотых долей процента (см. табл. 124).

Жильные зоны этого типа за рубежом рассматриваются как месторождения лития с попутными Be, Ta, Nb, а в оловоносных провинциях — также оловом. По масштабам рудной массы они наиболее крупные. Главные полезные компоненты: сподумен, танталит-колумбит, берилл. В оловоносных провинциях — также касситерит. При залегании в карбонатных породах вместо танталит-колумбита присутствуют фергусонит и гатчеттолит, вместо берилла — гельвин и наряду с альбитом широко развиты альбит-олигоклаз и олигоклаз.

Жильные серии литиевого типа пространственно, как правило, обособлены от интрузивных массивов, поэтому выявление их генетической связи с теми или другими гранитоидами очень сложная задача. Специальные исследования, проведенные В. Г. Хрюкиным и С. П. Гавриловой в Сибири, показали, что пегматиты этого ряда являются наиболее поздними производными тоналит-плагиогранит-гранитовой интрузивной формации и формировались в связи с поздними подвижками по наиболее крупным разломам, вдоль которых они образуют пегматитовые пояса. В пределах этих поясов жильные серии контролируются складчатыми структурами разных порядков, причем их размеры закономерно связаны с размерами и типом складчатых структур (Хрюкин, 1965). Изучением закономерностей изменения химико-минералогического состава и фациально-фазовой изменчивости этой интрузивной формации установлено, что редкометальные жильные серии литиевого типа являются продуктами глубинной дифференциации нормальных плагиоклаз-микроклиновых гранитов, входящих в состав главной интрузивной фации формации, в то время как безрудные серии — продуктами дифференциации на передовом фронте интрузии.

Фиг. 72. Степень концентрации редких элементов в различных типах жил месторождений бериллиевого типа

1 — микроклин-альбит-олигоклазовый; 2 — микроклин-альбитовый; 3 — микроклин-амазонит-альбитовый; 4 — существенно альбитовый

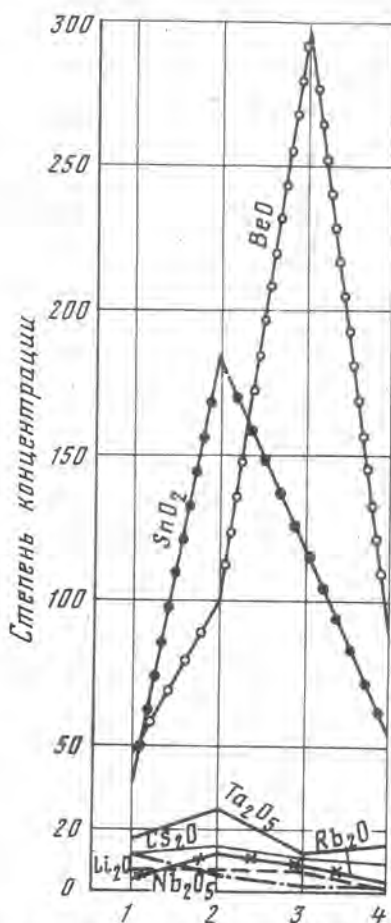
К бериллиевому типу относятся отдельные наиболее развитые тела большинства безрудных пегматитовых полей различного возраста, содержащие рудоразборный берилл в промышленных количествах. Содержания остальных редких элементов в них обычно близки к их содержаниям в гранитах и, во всяком случае, степень их концентрации не превышает 20. В редкометалльных пегматитовых провинциях такие пегматитовые поля, видимо, являются производными главной интрузивной фазы плагиоклаз-микроклиновых гранитов и представляют собой фацию передового фронта их внедрения. При этом главная масса пегматитов в полях представлена ранними олигоклазовыми членами жильных серий.

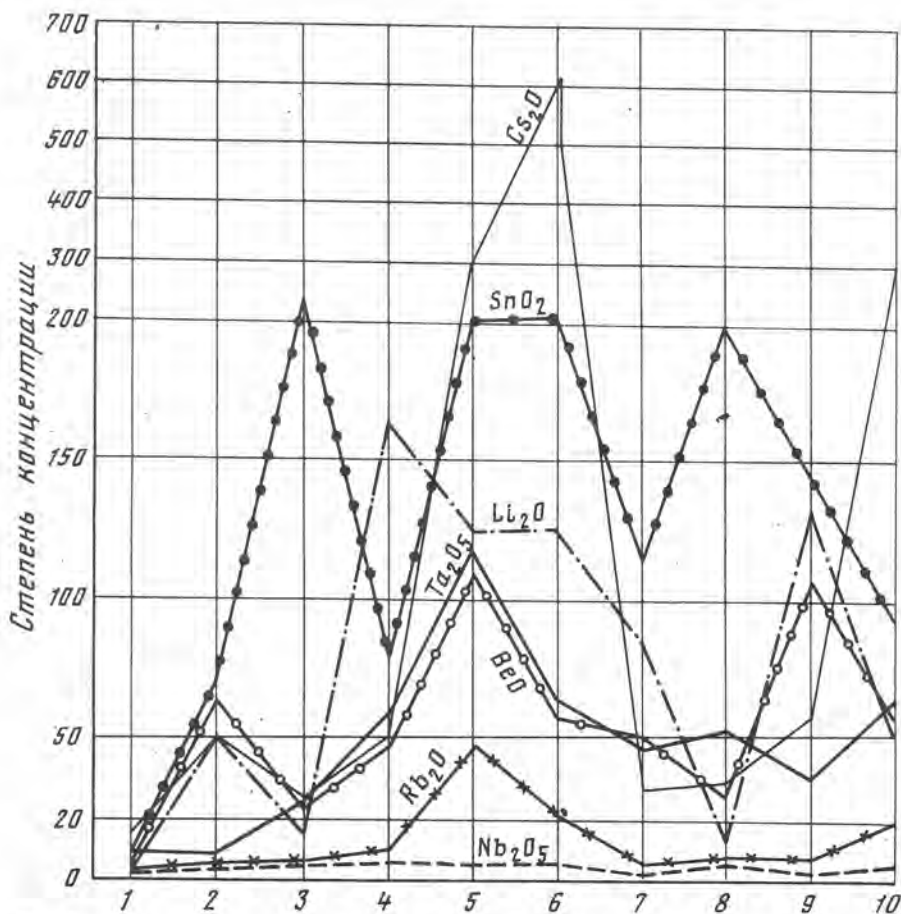
К бериллиевому типу относятся также жильные зоны, генетически связанные с лейкократовыми микроклиновыми двуслюдяными и мусковитовыми гранитами, слагающими куполовидные выступы гранитов главной интрузивной фазы, зачастую обогащенные бериллием, или небольшие массивы фаз дополнительных интрузий. В данном случае пегматитовые жильные серии характеризуются развитием более поздних микроклин-альбитовых, микроклин-амазонит-альбитовых и существенно альбитовых членов с более высокими содержаниями редких элементов: бериллия сотые и десятые доли процента, лития и рубидия — сотые, тантала и ниобия — тысячные (до сотых), цезия — тысячные. В оловоносных провинциях они отличаются также повышенными концентрациями олова. Наиболее высокие содержания редких элементов отмечаются в средних микроклин-альбитовых и микроклин-альбит-амазонитовых членах жильных серий и уменьшаются в обе стороны (фиг. 72). Особенностью жильных серий этого типа является: широкое развитие кислого олигоклаза и альбит-олигоклаза в ранних членах, мусковита во всех типах жил, флюорита — в конечных членах и зачастую тесная парагенетическая связь их с кварцевыми жилами и грейзенами с Mo—W—Sn-минерализацией. Главные полезные компоненты: берилл, тантало-колумбит, иногда касситерит.

Месторождения этого типа за рубежом иногда разрабатываются на берилл с попутным танталит-колумбитом. Жилы, характеризующиеся широким развитием альбита, могут рассматриваться как комплексные тантал-бериллиевые руды. Коры выветривания и россыпи, образовавшиеся по таким пегматитам и куполовидным выступам лейкократовых двуслюдяных и мусковитовых гранитов, в ряде случаев могут представлять собой довольно крупные месторождения тантало-колумбита.

К бериллий-литий-цезий-танталовому или комплексному редкометалльному типу относятся жильные серии, генетически связанные с кислыми олигоклаз-микроклиновыми двуслюдяными гранитами, слагающими сводовые поднятия крупных антиклинальных структур.

Пегматитовые поля характеризуются развитием многочисленных сравнительно небольших жил (мощностью 3—15 м и протяженностью до





Фиг. 73. Степень концентрации редких элементов в различных парагенетических типах жил месторождений комплексного типа

1 – микроклин-альбит-олигоклазовый; 2 – существенно микроклиновый; 3 – микроклин-альбитовый; 4 – микроклин-альбитовый со сподуменом; 5 – микроклин-альбитовый с лепидолитом; 6 – микроклин-сподумен-альбитовый; 7 – существенно альбитовый со сподуменом; 8 – существенно альбитовый с мусковитом; 9 – мусковит-альбитовый; 10 – лепидолит-альбитовый

первых сотен метров) или жильных серий на малой площади (десятки км²), среди которых наблюдается несколько крупных наиболее развитых мощных полнодифференцированных богато минерализованных пегматитовых тел протяженностью до километра, отражающих специфику всего пегматитового процесса. Пегматитовые поля обычно контролируются крупными разрывными нарушениями на крыльях антиклинальных структур и пологопадающими зонами эндо- и экзоконтактов гранитных массивов главной интрузивной фазы.

Особенностью жильных зон этого типа является наибольшая комплексность редкометальной минерализации, наибольшая степень дифференциации пегматитового расплава в процессе кристаллизации пегматитовых тел и, как следствие, наиболее отчетливая их зональность (Власов, 1956, 1957). Это свидетельствует о формировании пегматитов в относительно спокойных тектонических условиях при достаточном оптимальном внешнем давлении, обеспечивающих медленную кристаллизацию расплава с образованием зональных структур, гигантозернистых структур и концентрацию редких элементов в наиболее поздних дифференциатах. Для них характерно преобладающее развитие средних и конечных членов генетических серий пегматитов – от существенно микроклинового до существенно альбитового типа (см. табл. 124). Ранние олигоклазовые члены обычно отсутствуют. Наиболее широ-

ко распространен микроклин-альбитовый парагенетический тип жил со сподуменом, мусковитом, реже петалитом, амблигонитом, поллуцитом и лепидолитом, или микроклин-сподумен-альбитовый, для которых характерна наиболее высокая степень концентрации Ta, Cs, Li, Rb, Be (фиг. 73). Содержание окиси лития и рубидия в рудах месторождений этого типа от десятых долей до целых процентов, бериллия, цезия, тантала и олова — до десятых, ниобия — сотые при частом и резком преобладании тантала над ниобием в конечных дифференциатах. Главные полезные компоненты: танталит, сподумен, поллуцит, берилл, танталсодержащий касситерит, амблигонит, петалит, реже лепидолит, микролит, симпсонит, иксиолит и др.

По запасам редких элементов месторождения этого типа иногда не уступают месторождениям литиевого ряда, но по качеству и комплексности руд являются наиболее ценными. Уникальные месторождения этого типа — Бэрник-Лэйк в Канаде и Бикита в Южной Родезии.

Пегматитовые жильные зоны комплексного типа обычно пространственно ассоциируют с жильными зонами бериллиевого или литиевого типов в одних и тех же редкометалльных провинциях, но встречаются реже. Они представляют собой генетически более развитые жильные серии (или их сочетания), в которых наряду с бериллием и литием высоких концентраций достигают также цезий, тантал и рубидий. В отличие от жильных зон литиевого типа, они обычно находятся в непосредственной близости от материнского интрузивного комплекса в зоне контакта шириной 2—3 км. Зачастую они залегают непосредственно в зоне эндоконтакта гранитов главной интрузивной фазы и имеют с ними секущие контакты. Это позволяет предполагать, что пегматиты комплексного редкометалльного ряда являются производными фаций глубинной дифференциации главных интрузивных фаз или фаз дополнительных интрузий.

Месторождения *фтор-литиевого* типа распространены менее широко и по объему рудной массы значительно уступают месторождениям литиевого, бериллиевого и комплексного типов. Они могут быть классифицированы как мелкомасштабные источники собственно танталового сырья в комплексе с оловом, редкими щелочами и бериллием. Наблюдается генетическая связь их с апикальными выступами кислых гипабиссальных массивов мусковитовых и мусковит-альбитовых гранитов, обогащенных OH, F, Li, Sn, иногда также фосфором. Эти массивы обычно представлены трещинными телами, нередко являющимися фазами дополнительных интрузий биотитовых гранитов и, как правило, характеризуются большим интервалом внедрения с хорошо проявленной дифференциацией в вертикальном разрезе. Обычно они приурочены к зонам разломов, в то время как их производные поля редкометалльных пегматитов контролируются складчатыми и разрывными структурами более мелких порядков.

Преобладающим парагенетическим типом жил в генетических сериях F-литиевого типа является лепидолит-альбитовый, который иногда монополюс развит в пределах жильных серий. В других случаях он с глубиной сменяется жилами существенно альбитового состава с микроклином.

Содержание окиси лития в лепидолит-альбитовом типе жил иногда достигает процента. Содержание окиси рубидия измеряется десятками, Be, Cs, Ta и Sn — сотыми, ниобия — тысячными долями процента при некотором преобладании тантала над ниобием. Содержание фтора выше 1%. Обилие летучих компонентов при достаточно высоких содержаниях редких элементов обусловило отсутствие безрудных жил в жильных сериях и безрудных зон в жильных телах, выполненных по всей мощности лепидолит-кварц-альбитовым комплексом минералов. Главные полезные компоненты в них: колумбит-танталит, микролит, танталсодержащий касситерит и берилл. Главная масса цезия и лития сосредоточена в лепидолите.

Вследствие небольших размеров месторождения этого типа в настоящее время не представляют промышленного интереса. Однако в совокупности с материнскими гранитами они могут явиться коренным источником россыпей танталита и касситерита.

Месторождения *ниобий-иттриевого* типа, в отличие от других типов, являются производными абиссальных массивов щелочных гранитов агпайтового ряда. Они

Таблица 125

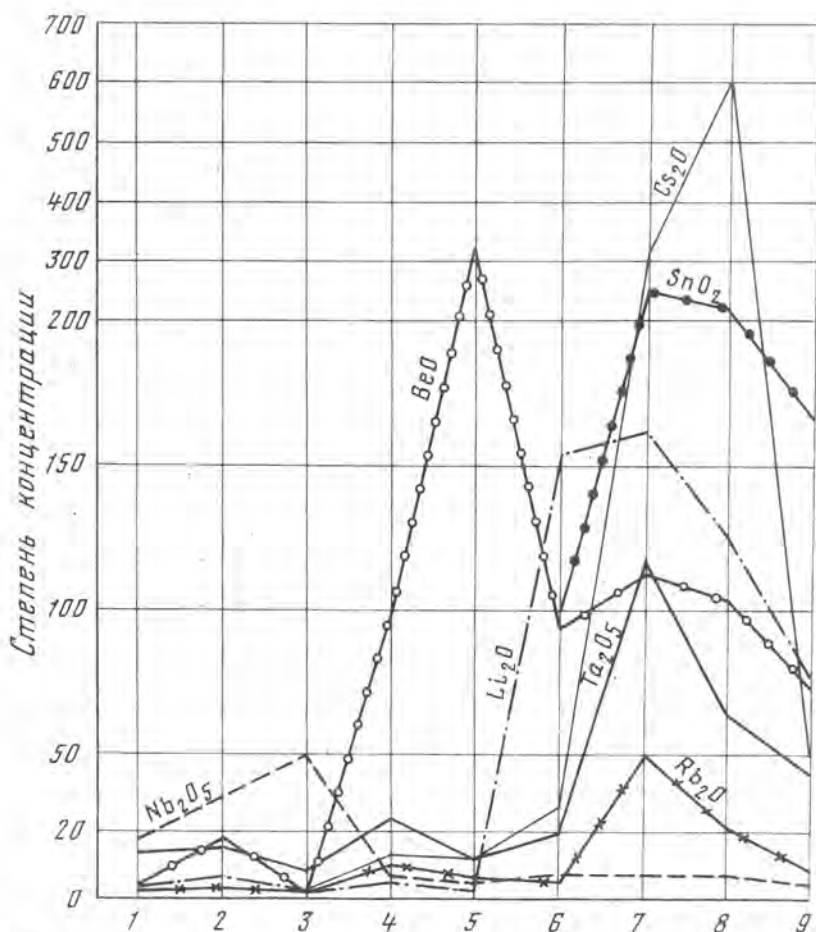
Степень концентрации редких элементов в наиболее распространенных парагенетических типах жил редкометалльных месторождений различных геохимических типов

Элементы	Урано-редкоземельный	Бериллий-тантал-литиевый	Тантал-бериллий-литиевый	Бериллий-литий-цезий-танталовый	Фтор-литиевый	Ниобий-иттриевый	Степень концентрации в промышленных рудах
U ₃ O ₈	11-48	—	—	—	—	1	—
Th ₂ O ₃	1-100	—	—	—	—	1-3	—
Y ₂ O ₃	10-20	До 9	—	—	—	10-40	30-50
BeO	2-4	7-90	$\frac{20-170}{310}$	15-110	$\frac{10-40}{80}$	1-19	60-350
Li ₂ O	1	20-155	0,2-11	$\frac{10-160}{210}$	20-80	1-5	100-200
Rb ₂ O	1-2	1-5	1-9	$\frac{2-25}{49}$	5-10	1	30-50
Cs ₂ O	1-2	3-25	$\frac{5-10}{32}$	$\frac{5-640}{1900}$	30-50	1-3	70-1000
Ta ₂ O ₅	1-12	$\frac{5-25}{50}$	2-26	$\frac{10-115}{1160}$	$\frac{20-40}{90}$	2-16	30-100
Nb ₂ O ₅	1-17	1-7	1-6	2-8	2-6	20-50	60-200
SnO ₂	—	$\frac{30-105}{160}$	$\frac{5-50}{185}$	$\frac{20-260}{9340}$	80-170	—	150-400

В числителе — характерная степень концентрации, в знаменателе — известные верхние пределы.

контролируются зонами контактов массивов щелочных гранитов с вмещающими метаморфическими породами, в то время как сами граниты контролируются межформационными глубокими разломами. В пределах пегматитовых полей этого ряда насчитываются сотни пегматитовых и пневматолито-гидротермальных полевошпато-кварцевых и существенно кварцевых жил. По простиранию пегматитовые жилы прослеживаются от десятков до нескольких сот метров. Отдельные свиты кулисообразно залегающих жил достигают 1 км длины. Особенностью месторождений этого типа является широкое развитие амзонита, который наряду с микроклином играет роль главного породообразующего минерала, и повышенная концентрация ниобия, иттрия и тория. Наиболее распространенные парагенетические типы жил: альбит-амзонитовый и альбит-микроклиновый. Содержание окисей иттрия и ниобия в них измеряется сотыми и десятими долями процента, рубидия — сотыми, бериллия и лития — тысячными (до сотых), тантала и цезия — тысячными долями процента (см. табл. 124). Главные полезные компоненты представлены абукумалитом, фергюсонитом и пирохлором. Месторождения этого типа — мелкомасштабные источники бедных руд иттрия и ниобия, в настоящее время не разрабатываются.

Если сравнить степень концентрации редких элементов в наиболее распространенных парагенетических типах жил редкометалльных месторождений различных геохимических типов, то мы получим следующую картину (табл. 125, фиг. 74). Повышенная степень концентрации урана (до 50) и редкоземельных элементов (до 100) наблюдается только в U-редкоземельном ряду, в то время как в других рядах она не превышает трех. Степень концентрации иттрия максимального значения (40) иногда достигает в U-редкоземельном и Nb-иттриевом рядах; в других рядах она, видимо, ниже единицы и только в литиевом иногда поднимается до 5-10 (см. табл. 125). Степень концентрации Be, Cs, Ta, Sn может превышать 20-кратную во всех геохимических рядах, за исключением U-редкоземельного и Nb-иттриевого.



Фиг. 74. Верхние пределы средней степени концентрации редких элементов в наиболее распространенных парагенетических типах жил месторождений различных геохимических рядов

1-9 — пределы в зависимости от ряда: 1 — альбит-олигоклаз-микроклиновый редкоземельного, 2 — альбит-амазонитовый Nb-иттриевого, 4 — микроклин-альбитовый бериллиевого, 5 — микроклин-амозонит-альбитовый бериллиевого, 6 — микроклин-сподумен-альбитовый литиевого, 7 — микроклин-альбитовый со сподуменом комплексного, 8 — сподумен-микроклин-альбитовый комплексного, 9 — лепидолит-альбитовый фтор-литиевого

Однако максимальная степень концентрации этих элементов в разных рядах различна. Так, для бериллия максимальная степень концентрации 170-300 наблюдается только в бериллиевом ряду; в остальных она снижается до 80-110. Повышенная концентрация лития отмечается в трех рядах: литиевом (до 160), комплексном (до 160-210) и фтор-литиевом (до 80), тогда как в бериллиевом она редко превышает 10. Максимальная степень концентрации тантала является наиболее высокой в комплексном редкометальном ряду, где она достигает 115-1160; во фтор-литиевом она снижается до 40-90, а в бериллиевом и литиевом обычно не превышает 20-25, редко поднимаясь до 40-60. В комплексном же редкометальном ряду наблюдается и наиболее высокая максимальная концентрация цезия (640-1900); во фтор-литиевом она снижается до 30-50, а в бериллиевом и литиевом в среднем не превышает 30. Степень концентрации рубидия максимального значения (25-50) достигает также в комплексном редкометальном ряду, в других оно обычно не превышает 10. Наиболее высокая степень концентрации олова (260-9300) также отмечается в пегматитах комплексного ряда; в других она снижается до 50-200. Максимальная концентрация фтора (5-20) присуща пегматитам фтор-литиевого ряда; в бериллиевом она не превышает 2-3, а в остальных

обычно ниже единицы. Что касается ниобия, то во всех редкометальных рядах средняя степень концентрации его не превышает 10, лишь в Nb-иттриевом она возрастает до 20–50. Таким образом, геохимическая специализация редкометальных гранитных пегматитов определяется не только разным набором редких элементов, но и различной степенью концентрации одних и тех же элементов.

Если сравнить степень концентрации редких элементов в пегматитах различных геохимических рядов с нижними пределами кондиционных содержаний в рудах (см. табл. 125), то становится ясным, какие редкие элементы в промышленных концентрациях можно ожидать в том или ином геохимическом типе месторождений.

Так, высоких концентраций урана можно ожидать только в наиболее развитых полнодифференцированных жилах U-редкоземельного ряда, иттрия — в U-редкоземельном и Nb-иттриевом ряду, бериллия и тантала — во всех рядах, за исключением U-редкоземельного и Nb-иттриевого, лития — в литиевом и комплексном редкометальном, цезия — в комплексном редкометальном, редко во F-литиевом, ниобия — в Nb-иттриевом. Таким образом, предлагаемые названия геохимических типов пегматитовых месторождений отражают не только их геохимическую специализацию, но и потенциальные возможности обнаружения в них промышленных концентраций того или иного комплекса редких элементов. Во всех геохимических типах месторождений максимальная степень концентрации редких элементов характерна для полиминеральных руд наиболее полно дифференцированных пегматитовых тел, в большинстве своем являющихся средними членами генетических жильных серий.

Как было показано в первой части, для геохимической типизации пегматитовых тел достаточно выявить средние содержания и верхние пределы содержаний в рудах 10 редких элементов Li, Rb, Cs, Be, TR, Y, U, Sn, Ta, Nb. Элементы, степень концентрации которых в 20 раз превышает их кларки, определяют геохимический тип жильного тела. Для геохимической типизации жильных серий и месторождений, представленных различными парагенетическими типами жильных тел, необходимо выявить геохимическую специализацию наиболее распространенного парагенетического типа, обычно являющегося средним наиболее развитым членом жильной серии. Для месторождений бериллиевого типа это микроклин (+амазонит)-кварц-альбитовые тела; для литиевого — микроклин-сподумен-кварц-альбитовые; для комплексного — микроклин-кварц-альбитовые со сподуменом и поллучитом или сподумен-микроклин-кварц-альбитовые; для фтор-литиевого — лепидолит-кварц-альбитовые; для ниобий-иттриевого — альбит-кварц-микроклиновые (+амазонит). Исключение составляют жильные серии редкоземельного типа, в которых редкометальная специализация проявляется только в конечных членах.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ И ПОЯСОВ

Как видно из второй и третьей частей, в каждой редкометальной пегматитовой провинции, в каждом пегматитовом поясе и зачастую в поле главная масса пегматитовых тел (около 80%) является безрудной и обладает близким к гранитам олигоклаз-кварц-микроклиновым составом с биотитом и (или) мусковитом. 15–17% пегматитовых жил имеют существенно микроклиновый или микроклин-альбит-олигоклазовый состав с убогой урано-редкоземельной или бериллиевой минерализацией. И только 3–5% от общего числа жил микроклин-кварц-альбитового (или микроклин-сподумен-кварц-альбитового) и существенно альбитового состава характеризуются той или иной (бериллиевой, литиевой или комплексной редкометальной) геохимической специализацией. Поэтому их нельзя типизировать по геохимической специализации наиболее распространенных (т.е. безрудных) пегматитовых тел. В связи с этим геохимическую типизацию редкометальных пегматитовых полей и поясов предлагается производить по наличию (или отсутствию) наиболее комплексных редкометальных объектов. Для пегматитовых полей это геохимические типы месторождений, для поясов — геохимические типы полей, для провинций — геохимические типы поясов или полей.

Например, в редкометальной пегматитовой провинции восточной части Балтийского щита очень широко распространены поля существенно олигоклазовых, существенно микроклиновых и микроклин-олигоклазовых пегматитов с мусковитом, генетически связанные с ультраметаморфогенными непеременными или слабо перемещенными гранитами. Все они, несмотря на различие минерального состава, являются безрудными и только в ряде случаев служат источником керамического сырья и слюд. Лишь в исключительных случаях в отдельных хорошо дифференцированных телах микроклин-альбит-олигоклазового типа проявляется цирконий-уран-редкоземельная их специализация, обусловленная накоплением этих элементов в конечных продуктах — кварц-альбит-слюдяных комплексах. В пределах той же провинции известен пояс редкометальных пегматитов, где имеются поля с бериллиевой, тантал-литиевой и комплексной Be—Li—Cs—Ta специализацией. Предполагается, что все они генетически связаны с одной и той же интрузивной формацией гранитных батолитов (Pt). С еще более поздней формацией щелочных гранитов (Pt₃) генетически связаны пегматитовые поля с ниобий-иттриевой специализацией. Наличие пегматитовых полей комплексного типа позволяет относить всю провинцию к комплексному геохимическому типу.

На территории Украины наряду с повсеместным развитием безрудных (иногда керамических и слюдоносных) пегматитов известно поле комплексных редкометальных пегматитов (Pt₁), контролируемое зоной разломов.

На Урале в пределах редкометального пегматитового пояса наряду с широким развитием безрудных и камерных пегматитов, а также пневматолито-гидротермальных образований достаточно широко развиты пегматиты с убогой бериллиевой и тантал-ниобиевой минерализацией. Только в пневматолито-гидротермальных флогопитовых слюдах и более поздних плагиоклазовых и мусковит-плагиоклазовых жилах наблюдаются повышенные концентрации лития, рубидия и цезия. Этот пегматитовый пояс следует относить к бериллиевому типу.

В областях герцинской складчатости Средней Азии широко развиты безрудные пегматиты, в ряде случаев являющиеся источником керамического сырья, несущие убогую бериллий-тантал-ниобиевую минерализацию. Только в отдельных полях известны комплексные редкометальные пегматитовые тела, содержащие поллуктит, в которых литиевая минерализация представлена в основном сподуменом и в меньшей степени лепидолитом. В мезозойских складчатых областях Средней Азии среди редкометальных гранитных пегматитов преимущественно развиты жильные серии с литиевой (сподуменовой) или фтор-литиевой (лепидолитовой) специализацией. Только в одном пегматитовом поле наблюдается увеличение концентрации тантала и цезия в отдельных жилах, приближающихся по редкометальной специализации к комплексному типу.

Позднегерцинский редкометальный пегматитовый пояс Казахстана комплексного типа характеризуется развитием пегматитовых месторождений с бериллиевой, бериллий-оловянной, бериллий-танталовой, литий-оловянной и комплексной редкометальной специализацией. В позднепротерозойской редкометальной пегматитовой провинции Восточной Сибири преимущественно развиты пегматитовые поля с литиевой и комплексной редкометальной специализацией. В мезозойской складчатой области Забайкалья имеются пегматиты с тантал-бериллиевой, реже литиевой и комплексной редкометальной специализацией. В Дальневосточном крае известны поля комплексных редкометальных пегматитов, связанные со среднепалеозойскими гранитами, а также в мезозойской складчатой системе.

По редкометальной специализации хорошо различаются пегматитовые поля зарубежных стран. Всему миру известны крупнейшие пегматитовые поля, отличающиеся высокими содержаниями в рудах Ta, Li, Cs, Be, Sn, генетически связанные с гранитами различных тектоно-магматических циклов. Характерными примерами пегматитовых полей с комплексным оруденением — производных архейских гранитов, являются: в Африке знаменитое поле Бикита (Южная Родезия), в Канаде Берник-Лейк (Виннипег) и Иеллоунайф (Северо-западная территория), в Австралии Воджина, Табба-Табба, Стрелли, Пилгангура (провинция Пилбара), поля Кулгарди,

Кэтлин-Крик и Гринбушес (провинция Йилгарн) и ряд месторождений в провинции Аранта.

С протерозойскими гранитами связаны следующие поля комплексных редкометалльных пегматитов: 1) в Африке — Булема в Западной Уганде, Тамаралэнд и Намаленд в Намибии, Намаквалэнд в ЮАР; 2) в Северной Америке — Прейсак-Лэйкон в провинции Гренвиль, Блэк-Хиллс в Южной Дакоте, Гардинг в Нью-Мексико, Пала в Южной Калифорнии; 3) в Южной Америке: поля Суринама и Французской Гвианы в пределах Гвианского кристаллического щита, Паранба, Риу-Гранди-ду-Норти, Сеара, Назарену в Бразилии, пояс Сан-Луис в Аргентине. В Австралии комплексные редкометалльные пегматиты в связи с протерозойскими гранитами неизвестны. К протерозойским относятся пегматитовые поля Вартуреск в Швеции и ряд месторождений Индийской платформы. В связи с палеозойскими и мезозойскими формациями гранитоидов на Африканском и Австралийском континентах комплексные редкометалльные пегматиты практически неизвестны, за исключением некоторых месторождений Мадагаскара, связанных с нижнепалеозойскими гранитами. В Северной Америке в штате Коннектикут известно одно мелкомасштабное месторождение с комплексной специализацией (Стрикленд) нижнепалеозойского возраста и знаменитое лепидолитовое месторождение Пала в Южной Калифорнии верхнемезозойского возраста. В пределах зарубежной части Азиатского континента известно одно крупнейшее пегматитовое поле Монголо-Алтайского антиклинория, связанное с верхнегерцинскими гранитами.

Характерными примерами пегматитовых полей зарубежных стран с литиевой специализацией и подчиненным развитием минералов бериллия, тантала и олова являются: Северное Лутулу (Pt_2), Руанда-Бурунди (Pt_2), Мали и Сенегала (Pt_1) в Африке, оловянно-литиевое поле Северной Каролины (D_2), Эуриови (Pt) в Австралии. Таким образом, литиевые (сподуменовые) пегматитовые поля зарубежных стран в главной своей массе также связаны с протерозойскими гранитами.

Пегматитовые поля с бериллиевой специализацией и подчиненным количеством минералов тантала и олова широко развиты на всех континентах и среди редкометалльных пегматитовых полей пользуются наибольшим распространением. Они имеются и в пределах пегматитового пояса Монголо-Алтайского антиклинория (Pz_3); и среди слюдоносных пегматитовых поясов Индийской платформы (Pt). На Африканском континенте наиболее характерными полями бериллиевых пегматитов являются ряд месторождений Северного Лутулу и Манано в Конго и королевстве Бурунди (Pt_2), в Мозамбике (Pt_3), Марокко ($Ar-Pt$) и на Мадагаскаре (Sm_1). В Северной Америке к ним относятся: Йеллоунайф (Ar), Линдок и Прейсак-Лэйкон (Pt_2) в Канаде, Аризона (Pt_3), горы Антеро, Кристалл-Маунтин и Кварц-Крик в Колорадо (Mz_3), Уинд-Ривер в штате Вайоминг (Ar), Айдахо в Кордильерах (Cr). В Южной Америке классическими примерами бериллиевых пегматитовых полей служат рифейские пегматитовые поля Аргентины: Лас-Ташиас и другие в провинциях Кордове и Ла-Риоха; поле Ла-Белья в Боливии. В Австралии они широко распространены в мусковитовосных пегматитовых провинциях блоков Йиннитара и Нортгемптон (Pt_2), блока Маунт-Айза (пояса Майка-Крик и Гала-Крик) и среднего массива Брокен-Хилл (поля Булкумата-Бимбури и Эгбек — Pt_1). Таким образом, поля гранитных пегматитов с бериллиевой специализацией наблюдаются в генетической связи с гранитами всех тектоно-магматических циклов от архея до верхнего мезозоя, хотя основное количество их также приурочено к допалеозойским формациям.

Характерными примерами пегматитовых полей с урано-редкоземельной специализацией в зарубежных странах являются: большинство полей Балтийского кристаллического щита ($Ar-Pt$), некоторые месторождения Индии, разрабатывавшиеся на уран (Pt), Эвксенитовая сопка в Южно-Африканской республике (Pt_3), ряд полей Мадагаскара, в том числе знаменитое Бефанамо, где добывались скандиевые минералы — тортвейтит и бефанамит ($Pt-Sm$), Траут-Крик в Колорадо (Pt_2), горы Комичингонес в Аргентине (рифей). Практически все они являются допалеозойскими. Что касается пегматитов щелочных гранитов, характеризующихся ниобий-иттри-

ево́й специализацией, то в зарубежных странах в настоящее время известен только один пример подобных пегматитовых полей в Сомали (Pt_1), что, видимо, обусловлено их плохой изученностью.

Приведенный обзор показывает, что наибольшее количество редкометалльных пегматитовых полей зарубежных стран связано с архейским и протерозойским магматизмом. Таким образом наиболее общим поисковым признаком редкометалльных пегматитовых полей является приуроченность к кристаллическим щитам (Быховер, 1959; Солодов, 1965). Однако эта закономерность в равной мере относится и к безрудным пегматитам с убогой урано-редкоземельной минерализацией, и к слюдоносным пегматитам, что отчетливо видно на примере Балтийского и Украинского кристаллических щитов, Индийской платформы и блоковых выступов фундамента Австралийской платформы. И это вполне естественно, поскольку несоизмеримо более длительное время развития земной коры и соответственно большие масштабы гранитного магматизма в архее и протерозое (2500 млн. лет) по сравнению с неогеем (600 млн. лет) обусловили и более широкое развитие гранитных пегматитов, в том числе и редкометалльных.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЙ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

При изучении закономерностей размещения редкометалльного оруденения, связанного с гранитными пегматитами, в целях прогнозирования и поисков необходимо сочетать исследования от самых мелких до самых крупных масштабов (Недумов и др., 1965, 1969). При этом необходимо различать критерии тектонического, магматического, литологического и структурного контроля, определяющие размещение разномасштабных объектов (Хрюкин, 1965). Главными направлениями исследований по выявлению закономерностей размещения и структурного контроля редкометалльного оруденения в гранитных пегматитах являются: 1) закономерности размещения редкометалльных пегматитовых провинций; 2) литолого-структурный контроль пегматитовых поясов в пределах провинций; 3) структурный и магматический контроль редкометалльных пегматитовых полей в пределах поясов; 4) структурный и магматический контроль месторождений и жильных серий пегматитов с различным характером оруденения в пределах полей; 5) пространственная зональность жильных серий и положение в ней богатых рудных тел; 6) минералого-геохимическая зональность (внутреннее строение) жильных тел и положение в них богатых рудных зон; 7) минеральные формы нахождения, степень концентрации и рассеяния редких элементов в рудных зонах. Большинство из этих вопросов в той или иной степени рассмотрено в предыдущих частях. Здесь мы кратко суммируем общие закономерности, являющиеся научной основой прогнозирования и поисков.

Сравнительный анализ показывает, что наиболее общей закономерностью размещения редкометалльных провинций и поясов гранитных пегматитов является их приуроченность к пяти типам тектонических структур: 1) древние (архейские) кристаллические щиты и внутриплатформенные выступы архейского кристаллического фундамента; 2) раздробленные активизированные в верхнем протерозое краевые части древних платформ с различной амплитудой перемещения блоков архейского фундамента; 3) внутригеосинклинальные глыбовые поднятия с кристаллическим фундаментом в основании (срединные массивы); 4) длительно развивавшиеся геосинклинальные поднятия в складчатых системах; 5) зоны сочленения областей с эвгеосинклинальным и миеосинклинальным характером развития палеозойских и мезозойских складчатых поясов.

1. В пределах кристаллических щитов гранитные пегматиты, как и граниты, распространены исключительно широко и повсеместно, однако главная их масса безрудная. Редкометалльные пегматитовые пояса обычно связаны с зонами глубинных разломов, характеризующимися последующим прогибанием, осадконакоплением, складчатостью, незначительным развитием основного и широким — гранитоид-

ного интрузивного магматизма в геосинклинальный период развития (Колотухина, 1964).

Главными направлениями разломов, контролирующими размещение продуктивных гранитоидов, являются северо-западные и северо-восточные — так называемая субортогональная система разломов архейского кристаллического фундамента. В складчатых поясах, контролируемых этими зонами разломов, пегматитовые поля обычно формируются в краевых частях приподнятых блоков фундамента и в краевых частях межблоковых прогибов. Этим поясам свойственно широкое развитие зеленокаменных пород — амфиболитов, серпентинитов, хлоритовых и роговообманковых сланцев, служащих надежным экраном для внедрявшихся интрузий гранитов верхнеархейского и нижнепротерозойского возраста.

Для тектонических структур этого типа характерна наиболее частая встречаемость крупных месторождений редкометальных пегматитов комплексного типа, являющихся наиболее богатыми в отношении тантала, цезия, лития, рубидия, бериллия и в ряде случаев — олова. Наиболее типичными примерами являются Берник-Лэйк и Гардинг в Канаде, Бикита в Южной Родезии, Воджина в Австралии и ряд других крупных месторождений Африканского, Канадского и Бразильского кристаллических щитов, а также тектонических блоков Пилбара, Йилгарн, Кимберли, Аранта и Масгрейв Австралийской платформы.

В этой связи наиболее перспективными для поисков крупных комплексных (в том числе цезий-танталовых) пегматитовых месторождений следует считать зоны разломов с сохранившимися остатками зеленокаменных поясов в пределах выступов архейского кристаллического фундамента. Одним из поисковых признаков может служить интенсивное проявление асиммилации и гибридизма в верхних частях куполовидных выступов гранитов вследствие взаимодействия обогащенной летучими соединениями активной магмы с богатыми железом вмещающими породами.

С субширотными зонами разломов протерозойской активизации в блоках архейского фундамента внутриплатформенного типа часто связаны верхнепротерозойские слюдоносные пегматиты с бериллом и колумбитом, реже с висмутовыми минералами. Характерными примерами являются пегматитовые провинции Западной Австралии — блоки Йиннитара (Биджемия, Морасей-Хилл, Беллингуп и др.), Кимберли (Нейпир-Даунс), Аранта (Хартс-Рейндж, Пленти-Ривер и др.), Масгрейв (Сентинел-Хилл и др.). Эти пегматитовые месторождения разрабатываются на слюду и полевой шпат с попутным извлечением берилла, редко колумбита и висмутовых минералов.

II. Тектонические области второго типа — активизированные краевые части древних платформ — по характеру своего развития сходны с областями первого типа. Они отличаются интенсивным дроблением архейского фундамента в верхнем архее и нижнем протерозое и активизацией в верхнем протерозое с широким развитием гранитного магматизма. Этим поясам свойственно широкое развитие полей редкометальных гранитных пегматитов, связанных с гранитами верхнепротерозойского цикла. Основным поисковым признаком редкометальных пегматитовых полей этих провинций — их приуроченность к грабен-синклинальным структурам в пределах краевых горст-антиклиналей, формирование которых закончилось в верхнем протерозое. Грабен-синклинальные структуры сложены метаморфическими зеленокаменными породами докембрия, прорванными позднепротерозойскими пегматитоносными гранитами и сопровождающими их пегматитами. Второй поисковый признак — приуроченность редкометальных пегматитовых полей к узлам пересечения продольных разломов фундамента поперечными, обусловившими блоковую структуру грабен-синклиналей, и к приподнятым блокам. Третий поисковый признак собственно комплексных редкометальных пегматитовых полей — их относительно большая удаленность в пределах грабен-синклиналей от краевых разломов в глубь платформ.

III. Третьим типом тектонических областей, характеризующихся развитием полей редкометальных гранитных пегматитов и, следовательно, перспективных в отноше-

нии их поисков, являются крупноглыбовые поднятия в пределах складчатых областей, имеющие докембрийский кристаллический фундамент в основании. Типичные примеры — пегматитовые провинции Северных Аппалач, Блэк-Хилз Северной Америки, зарубежной Азии и другие. В таких блоковых поднятиях пегматитоносные граниты и пояса редкометалльных пегматитов локализируются в краевых частях глыб, контролируемых зонами главных разломов, разделяющих глыбовые поднятия и прилегающие складчатые пояса. В границах поясов пегматитовые поля контролируются узлами пересечения продольных краевых разломов поперечными, отражающимися в складчатом осадочно-метаморфическом чехле изгибами направления главной складчатости. В таких структурных зонах пегматитоносные гранитные массивы обычно локализируются в сводовых поднятиях крупных антиклиналей, а пегматитовые жильные поля — на крыльях антиклиналей, где контролируются антиклинальными складками высших порядков и зонами трещиноватости, опирающимися или параллельными главному структурному направлению. Для тектонических областей этого типа характерно широкое развитие безрудных пегматитов, на фоне которых образуются в подчиненном количестве жильные поля литиевого или бериллиевого типов. И только в единичных мелкомасштабных пегматитовых полях отмечается комплексное редкометалльное оруденение с богатой танталовой, реже цезиевой минерализацией.

На Австралийском континенте комплексные редкометалльные пегматиты чаще встречаются в западной платформенной части в приподнятых блоках архейского кристаллического фундамента. В восточной его части в верхнепротерозойской складчатой области архейский кристаллический фундамент погружается на большую глубину. Здесь гранитные пегматиты локализованы в приподнятых блоках нижнепротерозойского фундамента, и среди них комплексные редкометалльные пегматитовые месторождения встречаются гораздо реже. В Тасманском нижнепалеозойском складчатом поясе, обрамляющем континент с востока, известны только безрудные пегматиты, разрабатываемые на полевой шпат.

Из вышеизложенного следует, что для образования крупных пегматитовых месторождений литиевого и комплексного типов, в том числе цезий-танталовых, в складчатых областях необходима относительная близость блоков архейского кристаллического фундамента, большая роль которого в формировании редкометалльных пегматитов подчеркивается И. Б. Недумовым (1965, 1969).

IV. Четвертый тип тектонических областей, благоприятный для нахождения редкометалльных пегматитовых месторождений — крупные геоантиклинальные поднятия длительного развития, охватывающего несколько тектоно-магматических циклов. Среди них наиболее перспективными в отношении комплексных редкометалльных пегматитов являются поднятия, возникшие на месте геосинклинальных зон с неполным циклом развития, в которых терригенные формации преобладают над глубоководными, незначительно развит основной магматизм на ранних этапах формирования и широко проявлен кислый магматизм на заключительных этапах. Примерами редкометалльных пегматитовых провинций в областях такого типа служат позднегерцинские и мезозойские пегматитовые поля зарубежной Азии. Они характеризуются широким распространением дайковой серии гранитов, гранит-пегматитов, безрудных пегматитов и пегматитов бериллиевого ряда, на фоне которых в весьма подчиненных количествах возникают комплексные или литиевые редкометалльные пегматитовые серии, обычно средних и малых редко крупных масштабов.

Такого рода поднятия обычно отличаются асимметричным зональным строением с наиболее приподнятой краевой зоной разломов типа блоковой горст-антиклинали, отделяющей поднятие от смежного геосинклинального прогиба, осевой зоной блоковой структуры и опущенным вторым крылом, отделенным зоной разломов от осевой зоны. Редкометалльные пегматитовые поля обычно локализируются в осевой зоне вблизи зоны разломов горст-антиклинали, в границах блоков с мощностью осадочного чехла 3–6 км. В блоках с глубиной менее 2–3 км обычно развиты безрудные и камерные пегматиты, а также кварцевожильно-грейзеновые месторождения с Be—W—Sn минерализацией.

В пределах поднятий главная фаза позднегерцинского гранитного магматизма представлена батолитовой формацией и контролируется главными продольными разломами северо-западного простирания, отвечающего общему направлению складчатости. Более поздний пегматитоносный интрузивный комплекс, включающий фазу дополнительных интрузий, контролируется узлами пересечения продольных (северо-западных), поперечных (северо-восточных) и субмеридиональных разломов второго порядка (Леонтьев, 1963).

V. Пятый тип пегматитоносных тектонических областей представлен зонами сочленения эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных зон мезозойских складчатых систем. Типичным примером является складчатый пояс Кордильер (Северная Америка). Однако эти области характеризуются развитием в основном безрудных пегматитов, реже пегматитовых полей бериллиевого ряда, а также кварцевожильно-грейзеновых месторождений. Исключение представляет месторождение Пала в Южной Калифорнии, разрабатываемое на лепидолит и драгоценные камни.

Следует отметить, что разделение пегматитоносных тектонических областей на пять типов является весьма приближенным и в значительной степени условным и предлагается здесь в качестве постановки вопроса. Тем не менее в этом ряду типов тектонических областей от первого к пятому типу наблюдается закономерное уменьшение степени встречаемости и масштабности оруденения комплексных редкометаллических (в том числе цезий-танталовых) и тантал-литиевых пегматитовых месторождений, возрастание роли безрудных, бериллоносных и камерных пегматитов, а также пневматолито-гидротермальных месторождений кварцевожильно-грейзенового типа.

СВЯЗЬ С ГРАНИТАМИ И ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОГО КОНТРОЛЯ ЖИЛЬНЫХ СЕРИЙ

Вопрос о формационной принадлежности гранитных пегматитов очень сложный и в настоящее время решен быть не может из-за отсутствия удовлетворительных классификаций гранитоидных формаций. В соответствии с классификацией магматических формаций Ю. А. Кузнецова (1964) пегматитоносные интрузивные комплексы отсутствуют среди магматических формаций: 1) древних платформ; 2) стабильных областей и 3) собственно геосинклинальных этапов развития складчатых областей. Они отнесены к классу геоантиклинальных магматических формаций — ряду батолитовых гранитоидных формаций и все их разнообразие сведено к одной формации — гранитных батолитов. Такое представление нам кажется не совсем правильным, поскольку основным признаком этой формации, по Ю. А. Кузнецову, является ее неинтрузивный (палингенный) характер, т.е. образование на месте возникновения магматического очага без значительного перемещения магмы. Иными словами, в этой классификации не отражено все многообразие интрузивных комплексов гранитоидов, производными которых является большая часть гранитных пегматитов и в том числе все редкометаллические.

Непосредственно с ультраметаморфогенными формациями гранитоидов, характеризующимися наличием постепенных переходов к вмещающим породам, сохранением сланцеватости, полосчатости и не до конца переработанных реликтов вмещающих пород в краевых частях, а также явлений мигматизации, наблюдаются только безрудные пегматиты с убогой уран-редкоземельной минерализацией, иногда представляющие промышленный интерес на слюды и полевые шпаты. Большинство же редкометаллических пегматитов всех геохимических рядов генетически связаны с типичными интрузивными комплексами гранитоидов, контролируемые зонами глубинных разломов и положительными складчатыми тектоническими формациями вблизи таких разломов.

Вопросы генетической связи выделенных геохимических рядов пегматитов с разными по составу и геохимической специализации фазовыми и фациальными разновидностями гранитов и геологическими условиями формирования последних еще далеко нерешены. Тем не менее имеющиеся данные по химическому и

минеральному составу гранитных массивов, пространственно ассоциированных с редкометальными гранитными пегматитами различных геохимических рядов и предположительно рассматриваемых в качестве материнских по отношению к пегматитам, уже в настоящее время позволяют надеяться, что между выделенными геохимическими рядами пегматитов и составом материнских массивов гранитов существует определенная зависимость. При сравнении минерального состава пегматитоносных гранитов можно видеть, что массивы материнских гранитов для пегматитов U-редкометального и литиевого рядов имеют нормальный или существенно плагиоклазовый состав и представлены биотитовыми разностями, содержащими олигоклаз-андезин. Пегматиты бериллиевого и комплексного редкометального рядов являются производными массивов более лейкократовых биотитовых и двуслюдяных гранитов с более кислым плагиоклазом. Материнские граниты пегматитов фтор-тантал-литиевого ряда являются мусковитовыми и в значительных количествах содержат альбит. Пегматиты ниобий-иттриевого ряда генетически связаны с эгирин-арфведсонитовыми щелочными гранитами агпаитового ряда (Кузьменко и др., 1971).

Намечаются существенные различия и в химическом составе пегматитоносных гранитов. Так, состав гранитов, ассоциирующих с пегматитами U-редкоземельного ряда, отличается от среднего состава гранитов по Дэли несколько повышенным содержанием кремнезема и глинозема и пониженным Ti, Fe, Mg, Mn. Коэффициент агпаитности и натро-калиевое отношение в них близки к нормальным. Отношения кремнезема и глинозема к сумме щелочей и кальция несколько повышены. Отношения кальция к сумме щелочей и кремнезема к глинозему понижены.

Материнские граниты пегматитов литиевого ряда по содержанию кремнезема наиболее близки к нормальным гранитам, но отличаются от них несколько повышенным содержанием Al, Fe, Ca. Отношения кальция к сумме щелочей, а также алюминия и кремния к сумме щелочей и кальция несколько повышены. Для этих гранитов характерно наиболее низкое кремне-алюминиевое отношение.

Материнские массивы гранитов для пегматитов бериллиевого и комплексного редкометального рядов отличаются наиболее высоким содержанием кремнезема и преобладанием калия над натрием. От среднего состава гранитов они отличаются более высоким содержанием Si, Al, Na и более низким Ti, Fe, Mg, Mn, Ca. Коэффициент агпаитности в них, а также молекулярные отношения кремнезема и глинозема к сумме щелочей и кальция, натрия к калию и кремния к алюминию заметно повышены и только отношение кальция к сумме щелочей резко снижено.

Материнские массивы гранитов для пегматитов фтор-литиевого ряда характеризуются наиболее высоким содержанием глинозема и наиболее низким окисного железа. От среднего состава гранитов они отличаются более высокими содержаниями Si, Al, Na и более низкими Ti, Fe, Mg, Mn, Ca и K. От лейкократовых гранитов, сопровождающихся пегматитами бериллиевого и комплексного рядов, они отличаются наиболее низкими коэффициентами агпаитности и кремне-алюминиевым отношением при наиболее высоких значениях молекулярных отношений глинозема к сумме щелочей и кальция, а также натрия к калию.

Щелочные граниты, производными которых являются пегматиты Nb-иттриевого ряда, характеризуются резко пониженным содержанием глинозема при повышенном содержании железа и щелочей. От среднего состава гранитов они отличаются более высоким содержанием Si, Fe, Na, K при пониженном содержании Mg, Mn, Ca. По содержанию кремнезема они близки к кислым лейкократовым гранитам, но отличаются от них высоким содержанием железа и низким алюминия при повышенном содержании щелочей и более резком преобладании калия над натрием. Этим гранитам свойственны наиболее высокие значения коэффициента агпаитности (больше единицы) и кремне-алюминиевого отношения при наиболее низких значениях молекулярных отношений кальция к сумме щелочей, алюминия к сумме щелочей и кальция, а также натрия к калию.

Выявленные закономерности зависимости состава гранитных массивов и их производных — пегматитов, в общих чертах, видимо, отражают основные петрохимические особенности пегматитоносных гранитных массивов, отщепляющих пегма-

титовые расплавы с различной редкометальной геохимической специализацией. Однако использование этих петрохимических характеристик в целях поисков весьма затруднено, поскольку пегматитоносные массивы гранитоидов зачастую характеризуются интенсивным проявлением гибридизма и изменчивостью состава в зависимости от их структурной приуроченности. В. Г. Хрюкиным было показано, что благоприятным признаком для нахождения редкометальных пегматитов литиевого и комплексного рядов является наличие выходов более основных разновидностей гранитов по сравнению с биотитовыми гранитами главной фации, отщепляющими пегматиты. Обнажение на дневной поверхности гранитов главной фации или фаций глубинной дифференциации является признаком более глубокого эрозионного среза и, следовательно, менее благоприятно для нахождения крупных месторождений пегматитов литиевого и комплексного рядов.

Особенности структурного контроля пегматитовых жильных серий различных геохимических типов в настоящее время изучены очень слабо. Сравнительный анализ показывает, что главная масса безрудных пегматитовых полей контролируется пологими контактами массивов главных интрузивных фаз, причем пегматиты являются закономерными членами дайковых серий гранитов. Пегматитовые жильные серии бериллиевого ряда также часто являются членами жильных зон безрудных пегматитов и контролируются одними и теми же зонами трещиноватости, расположенными концентрически-зонально вокруг апикальных выступов пегматитоносных массивов или заканчивают безрудные жильные зоны с продольной зональностью на структурных продолжениях гранитных апофиз массивов.

Пегматитовые жильные серии литиевого и комплексного редкометального рядов обычно контролируются зонами трещиноватости, независимыми от внутренней структуры эндоконтактовых частей гранитных массивов и контуров контактов. Они являются более поздними по времени образования и в большинстве случаев секут эндоконтактные зоны гранитных массивов, их апофизы и безрудные пегматиты, что позволило нам рассматривать их как продукты фаций глубинной дифференциации гранитных массивов. Подтверждением этому служит также приуроченность таких пегматитов к провесам кровли между куполовидными выступами гранитных интрузий, а для пегматитов литиевого ряда также значительная удаленность от гранитных выходов и контроль зонами глубоких разломов.

КОМПЛЕКСНАЯ ОЦЕНКА

Гранитные пегматиты, как известно, являются источником комплексного редкометального сырья — Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Be, Sn, Y, U, Th, а также слюд, пьезооптического и керамического сырья, драгоценных и поделочных камней. Однако оценка их на все виды полезных ископаемых всегда представляет большие затруднения, поскольку пегматиты в разных случаях характеризуются разным набором полезных компонентов.

В соответствии с классификацией А. И. Гинзбурга (1952) гранитные пегматиты делятся на четыре генетические группы, различающиеся характером полезных ископаемых: 1) слюдоносные, 2) редкоземельные, 3) редкометальные и 4) пегматиты с пьезооптическим сырьем. Однако слюды за рубежом добывают не только из типичных слюдоносных пегматитов, но в ряде случаев и из редкометальных пегматитов с бериллиевой специализацией. Пьезооптические турмалины и кварц иногда также добывают из комплексных редкометальных пегматитов, а не только из камерных. Более того находки магнезиального турмалина — дравита известны в высокотемпературных безрудных пегматитах с магнезиальной специализацией (Мелентьев и др., 1970). Собственно редкометальные пегматиты в одних случаях несут только бериллиевое оруденение (колумбит-берилловое), в других — бериллий-танталовое, в третьих — литиевое с попутными танталом, бериллием и оловом, в четвертых — комплексное бериллий-литий-цезий-танталовое с оловом и рубидием и т.д.

В связи с вышеизложенным предлагаемая классификация редкометалльные гранитных пегматитов, основанная на их геохимической специализации, имеет целью ответить на основной вопрос практики, в каких случаях, на какие виды полезных ископаемых следует оценивать редкометалльные пегматитовые месторождения?

Редкометалльные пегматитовые месторождения комплексного типа, как следует из его названия, характеризуются наибольшим набором полезных компонентов (табл. 126). Из них за рубежом помимо танталита, ниобо-танталита, поллуцита, берилла, сподумена и касситерита добывают микролит, симпсонит, воджинит, торолит, петалит, амблигонит, лепидолит, ростерит (полудрагоценный берилл), кунцит (полудрагоценный сподумен) и рубеллит. Кроме того, они могут служить источни-

Таблица 126

Полезные ископаемые гранитных пегматитов

Полезные ископаемые	"Безруд- ные" и TR ряда	Геохимические ряды						ка- мер- ные
		редкометалльные						
		Be	Li	Be-Li-Rb-Cs-Ta	F-Ta-Li	Nb-Y		
1. Поллуцит				+				
2. Cs-Rb биотит				-				
3. Cs-Rb фло- гопит		-						
4. Cs-Rb мус- ковит		-		-	-			
5. Cs-Rb лепи- долит				+	+			
6. Сподумен			+	+				
7. Петалит				+				
8. Амблигонит				+				
9. Микролит				+	+			
10. Симпсонит и другие танталаты				+				
11. Танталит				+	-			
12. Ниобо- танталит		+	+	+	-			
13. Тантало- колумбит		+	+	+	-			
14. Колумбит		+	-	-				
15. Пирохлор								
16. Гатчеттолит								
17. Фергюсонит	+							
18. Минералы урана	+							
19. Касситерит		+	+	+	-			
20. Эвксенит	+							
21. Берилл		+	+	+	-			
22. Ростерит				+				
23. Изумруд		+		-				
24. Пьезотур- малин	+			+			+	
25. Оптический флюорит							+	
26. Топаз							+	
27. Пьезокварц							+	
28. Слюды тех- нические	+	+		-				
29. Гранаты	-							
30. Керамическое сырье	+	+	-	+			+	
31. Амазонит		-					+	

Примечания. + — добывается; - — не добывается.

ком мусковита и микроклина с высоким содержанием рубидия и цезия, а зоны их экзоконтактов — цезиевого биотита. Микроклин из комплексных пегматитов может служить источником высококачественного керамического сырья после извлечения из него рубидия и цезия. Пегматиты литиевого ряда, разрабатываемые на сподумен, кроме того, являются источником ниобо-танталита, танталю-колумбита, берилла и касситерита.

Из пегматитов бериллиевого ряда помимо берилла в зарубежной практике добывают ниобо-тантадит, колумбит, технические слюды и высококачественное керамическое сырье. Мусковит из этих пегматитов и флогопит из зон экзоконтактов иногда характеризуются повышенным содержанием рубидия и цезия. Амазонитсодержащие парагенетические типы жил этого ряда могут также служить источником поделочного камня — амазонита (см. табл. 126).

Пегматитовые месторождения фтор-литиевого типа в настоящее время не разрабатываются вследствие их малых размеров. Пегматиты Nb-иттриевого ряда являются мелкомасштабными месторождениями пирохлора, фергюсонита и эвксенита, а также поделочного камня — амазонита, но ввиду недостаточности размеров ни в СССР, ни за рубежом также не разрабатываются.

- Аврашов А. С., Цыганов Н. Н. Петрохимия Коростеньского рапакиви в связи с особенностями размещения хрусталеносных пегматитов. — Труды ВНИИСИМС, 1969, т. 11, с. 67–76.
- Аллер Г. Д. Адуи-чолонские граниты. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1936, ч. 65, № 2, с. 289–314.
- Андреев В. Д. Развитие бериллиевой промышленности капиталистических стран в 1959–1960 гг. — Цветная металлургия. Научно-технический бюллетень, 1961, № 7 (180), с. 53–61.
- Архангельская В. В. Особенности условий образования и состава пегматитоносных гранитоидов СССР. — Геология местор. редких элементов, 1964, вып. 22, с. 11–59.
- Азров Г. Д., Кудряцев Ю. К., Мараева Р. Н., Попов В. С. Геологическое строение Бектауатинского гранитного массива (Центральный Казахстан). — Сов. геол., 1966, № 11, с. 92–103.
- Бабаев К. Л. Гранитные пегматиты Средней Азии. Внутреннее строение и морфология. Ташкент, 1960, 351 с.
- Бабаев К. Л. Гранитные пегматиты Средней Азии. Автореф. докт. дисс. Ташкент, 1962, 31 с.
- Барсанов Г. П. Ампагабент из Елисеевского месторождения (УССР). — Докл. АН СССР, 1945, т. 108, № 2, с. 135–138.
- Белевцев Я. Н., Прусс А. К. Новые представления о формировании докембрия Украинского щита. — Труды ЛАГЕД, 1964, вып. 19, с. 81–90.
- Белопицкий А. П., Денисов А. П., Кульчицкая Е. А. Находка даналита на Кольском полуострове. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского п-ова. М.-Л., "Наука", 1965, с. 190–194.
- Бельков И. В. Иттриевая минерализация амазонитовых пегматитов щелочных гранитов Кольского полуострова. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1958, вып. 1, с. 126–139.
- Бернар Х. Некоторые наблюдения над жилами зональных пегматитов в Манано. — В кн.: Пегматиты Центральной Африки. ИЛ, 1958, с. 69–77.
- Бескин С. М., Смертенко В. М. Геологические особенности Баянаульского гранитного массива и место пегматитов в процессе его формирования. — Изв. высш. учебн. заведений. Геол. и разведка, 1968, № 5, с. 65–71.
- Бескин С. М., Эфрос Б. Д. Основы классификации пегматитов формации малых глубин и методика выделения продуктивных объектов. — Труды ВНИИСИМС, 1969, т. 1, с. 27–33.
- Беус А. А., Залашкова Н. Е. Бериллий. — В кн.: Минеральные ресурсы капитал. стран (литий, бериллий и т.д.). М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 52–60.
- Беус А. А., Козаренко В. Н., Радкевич Е. А. Геологическая экскурсия по Раджастану. — В кн.: Проблемы геологии на XXII сессии Междун. геол. конгресса. "Наука", 1966, с. 424–430.
- Богданов А. А., Зайцев Ю. А., Мазарович О. А., Максимов А. А., Тихомиров В. Г., Четверикова Н. П. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана. — Вестн. МГУ, геол., 1963, № 5, с. 8–20.
- Борисенко С. Т., Древин А. Н., Царовский И. Д. Разломная тектоника Приазовья и связанная с нею металлогения. — В кн.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 250–262.
- Вадия Д. М. Месторождения урана и тория в Индии. — Материалы 1-го Междун. конгр. по мирн. использ. атомной энергии, т. 6; геология урана и тория. Госгеолтехиздат, 1958, с. 190–194.
- Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. — Труды СНИИГГИМС, вып. 13, Госгеолтехиздат, 1960, с. 5–56.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555–571.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И., Федорова В. А., Зыков С. И. Возраст докембрийских пород Украины. — Геохимия, 1957, № 7, с. 559–565.
- Виноградов А. П., Комлев Л. В. и др. Абсолютная геохронология Украинского докембрия. — В кн.: Определение абс. возр. дочетвертичных геол. формаций. — Межд. геол. конгресс, XXI сессия. — Докл. сов. геол. Пр. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 83–111.
- Власов К. А. Текстурно-генетическая классификация гранитных пегматитов. — Докл. АН СССР, 1946, т. 53, № 9, с. 837–840.

- Власов К. А. К вопросу о генезисе пегматитов. — Докл. АН СССР, 1951, т. 78, № 2, с. 351–354.
- Власов К. А. Тектурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2, с. 30–35.
- Власов К. А. Факторы образования различных типов редкометалльных гранитных пегматитов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1, с. 65–89.
- Власов К. А. Основные генетические типы редкометалльных месторождений и факторы их образования. — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12, с. 13–32.
- Власов К. А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их тектурно-парагенетические типы. — Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 1, с. 8–29.
- Власов К. А. Проблема редких элементов и народное хозяйство. — Вестн. АН СССР, 1961, № 1, с. 10–18.
- Власов К. А. О генезисе пегматитов. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол. Пр. 6. М., "Недра", 1965, с. 332–345.
- Власов К. А. Генетические типы месторождений редких элементов. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы мест. редких элементов. М., 1966, т. 3, с. 3–18.
- Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Повозерский щелочной массив, М., Изд-во АН СССР, 1959, 623 с.
- Гаврусевич Б. А. О минералогии мигралитовых пустот Коростеньского плутона. — Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11, с. 95–101.
- Гинзбург А. И. О некоторых группах гранитных пегматитов, образовавшихся в различных геологических условиях и их оценке. — Разведка недр, 1952, № 2, с. 6–16.
- Гинзбург А. И. Состояние изучения о пегматитах и задачи их дальнейшего исследования. — В кн.: Вопросы геологии и генезиса пегматитов. Геол. местор. редких элементов, вып. 22. М., "Недра", 1964, с. 4–10.
- Гинзбург И. В. Об изменении вещественного состава гранитной магмы, ведущем к образованию литиевых пегматитов. — Труды Минер. музея, 1959, вып. 10, с. 45–56.
- Гудков А. С., Киевленко Е. Я., Кондрашов С. Н. Основы поисков и разведки месторождений пьезооптических минералов. М., Госгеолтехиздат, 1963, 218 с.
- Давиденко И. В. Некоторые геолого-структурные особенности и условия образования хрусталеносных пегматитов. — Труды ВНИИП, 1964, т. 7, с. 129–139.
- Давиденко И. В. Особенности формирования и размещения хрусталеносных пегматитов. — Труды ВНИИСИМС, 1964, т. 8, с. 23–37.
- Дмитриев С. Д. Гранитные пегматиты Центрального Казахстана. — Материалы ВСЕГЕИ, 1960, вып. 29, с. 3–38.
- Должков Е. А., Моралев В. М., Поникаров В. П. О типах раннекембрийских структур. — Геотектоника, 1973, № 2, с. 8–19.
- Духовский А. А., Никольская Ж. Д., Рождественский Ю. Н. О расчленении гранитных интрузивов акатауского комплекса Центрального Казахстана в связи с их рудоносностью. — Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 6, с. 1435–1438.
- Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М., "Наука", 1965, 204 с.
- Ерджанов К. Н. Гранитные интрузии и пегматиты Тарбагатай. Алма-Ата, 1963, 279 с.
- Ермаков Н. П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Волыни. — Труды ВНИИП, 1957, т. 1, с. 25–42.
- Ермаков Н. П. Гранитные пегматиты, силекситы и кварцолиты Казахстана. — Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол., 1960, с. 62–79.
- Зарянов К. Б. К вопросу о химизме щелочных гранитов и значении повышенной щелочности в гранитоидах для хрусталеобразования. — Труды ВНИИП, 1960, т. 4, вып. 1, с. 17–47.
- Захарченко А. И. Поисковые признаки и методика поисков и разведки хрусталеносных и флюоритовосных пегматитов. — Информ. ВСЕГЕИ, 1962, № 55, с. 21–50.
- Захарченко А. И. Внутригранитные пегматиты и особенности их формирования (на примере пегматитов Центрального Казахстана). — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол. Пр. 6. М., "Недра", 1965, с. 161–185.
- Калита А. П. Особенности минерализации гранитных пегматитов редкоземельного ряда восточной части Балтийского щита. — В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М. 1965, с. 266–304.
- Калита А. П. Редкоземельные пегматиты. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы местор. редких элементов, т. 3. М., "Наука", 1966, с. 60–66.
- Калита А. П. Особенности распределения лантанидов и иттрия в редкоземельных гранитных пегматитах. — В кн.: Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М., "Наука", 1969, с. 266–304.
- Калита Е. Д. К вопросу об ореолах рассеяния лития, рубидия и бериллия. — В сб.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Изд-во АН СССР, 1959.
- Калита Е. Д. Особенности распределения редких щелочных металлов в камерных пегматитах как возможный критерий для поисков оптического флюорита и пьезокварца. — Сов. геол., 1963, № 3, с. 82–93.

- Камерон Е. Н., Джанс Р. Г., Макнейр А. Г., Пейдж Л. П. Внутреннее строение гранитных пегматитов. М., ИЛ, 1951, 147 с.
- Калюжная К. М. О постмагматических преобразованиях графической зоны пегматитов Вольни и обособления шаровых выделений альбита. — Минер. сб. Львовск. гос. ун-та, 1968, вып. 3, № 22, с. 282–290.
- Катковский Г. С. Зависимость морфологии пегматитов от тектоники Баянаулского интрузива. — Труды ВНИИП, 1962, т. 7, с. 141–153.
- Казн Л. Геология Бельгийского Конго. М., ИЛ, 1958, 537 с.
- Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961, 294 с.
- Кинг Ф. Б. Тектоника Северной Америки. М., "Мир", 1972, 268 с.
- Ключков В. Т., Приказчиков Л. А. Новые данные о геологическом строении юго-западной части Коростеньского плутона. — Труды ВНИИП, 1962, т. 7, с. 121–127.
- Ключков В. Т., Сорокин Ю. Г. Некоторые особенности Вольнских пегматитов и новые методы их поисков. — Труды ВНИИСИМС, 1969, т. 11, с. 76–81.
- Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки. М., "Наука", 1964, 303 с.
- Колотухина С. Е., Клаповская Л. И., Рожанец А. В. Геология и экономика месторождений редких элементов Австралии. М., Изд-во "Наука", 1974, 270 с.
- Колотухина С. Я., Григорьева Л. А., Клаповская Л. И., Первухина А. Е., Потемкин К. В. Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., "Наука", 1968, 279 с.
- Коптев-Дворников В. С., Григорьев И. Ф. и др. Гранитные формации малых глубин. — В кн.: Петрогр. провинции изверженных и метаморф. горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 76–91.
- Корнилова В. А., Александров В. Б., Казакова М. Е. Акцессорный самарскит из пегматитов Аду-Чолона. — Труды Минер. музея, 1968, вып. 18, с. 191–196.
- Костин Н. Е., Волженкова А. Я. О влиянии вмещающих пород на состав редкоземельной минерализации. — Геол. рудн. местор., 1965, т. 7, № 1, с. 96–98.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А. и др. Основные структурные элементы Сибири в позднем докембрии. — Геол. и геофиз., 1962, № 10, с. 68–82.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964, 387 с.
- Кузнецова Г. А. Редкометалльные пегматиты Востока СССР. — В кн.: Новые данные по геол., геох. и генезису пегматитов. М., "Наука", 1965, с. 161–177.
- Кузьменко М. В. Закономерности распределения тантала и ниобия в слабо дифференцированных редкометалльных гранитных пегматитах и особенности их генезиса. — Труды ИМГРЭ, 1963, вып. 16, с. 27–75.
- Кузьменко М. В. Факторы концентрации тантала в процессах эндогенного минералообразования в свете идей К. А. Власова. — Научн. собр. ИМГРЭ, 1968, № 2, с. 3–26.
- Кузьменко М. В. Проблема пегматитов и ее задачи на современном этапе. — В кн.: Пегматитовые редкометалльные месторождения. М., 1971, вып. 1, с. 2–19.
- Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Тантал и ниобий. М., "Наука", 1968, 325 с.
- Кузьменко М. В., Калита А. П., Мелентьев Г. Б., Недумов И. Б., Филиппова Ю. И. Геохимическая специализация и вопросы классификации редкометалльных гранитных пегматитов. — В кн.: Пегматитовые редкометалльные местор. М., изд. ИМГРЭ, 1971, вып. 1, с. 20–47.
- Кутукова Е. И. К вопросу о взаимоотношениях пегматитов линии скрещения с пегматитами чистой линии и пневматолито-гидротермальными жилами. — Труды ИМГРЭ, 1963, вып. 16, с. 126–136.
- Кушев В. Г., Комлев Л. В., Виноградов Д. П. Геохронология Восточного Приазовья. — В кн.: Абс. возраст докемб. пород СССР. Л., "Наука", 1965, с. 84–102.
- Лавриненко Л. Ф., Розанов К. И., Розенберг Д. Ш. Первая находка тапиолита на Украине. — Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 4, с. 906–907.
- Лазаренко Е. К., Матковский О. И., Павлишин В. И., Сорокин Ю. Г. Новое в строении и минералогии пегматитов Вольни. — Докл. АН СССР, 1968, 176, № 1, с. 171–174.
- Лебедев Т. С., Собакарь Г. Т. Тектоника северо-восточного Приазовья. Киев, Изд-во АН УССР, 1962, 84 с.
- Леонтьев А. Н. Пегматито локализирующие структуры и зональность одного из полей редкометалльных пегматитов. — Труды ИМГРЭ, 1963, вып. 16, с. 5–26.
- Лукашов А. Н. Структурное положение камерных пегматитов в Кентском гранитном массиве (Центральный Казахстан). — Труды ВНИИСИМС, 1969, т. 11, с. 89–101.
- Лунц А. Я. О природе гадолинита в амазонитовых пегматитовых жилах. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1961, ч. 90, вып. 6, с. 704–709.
- Лунц А. Я. Типы редкоземельных пегматитов щелочных гранитов и закономерности их пространственного размещения. — Изв. АН ЛатвССР, 1963, № 12 (197), с. 61–69.
- Лунц А. Я. О генезисе и времени образования акцессорной редкоземельной минерализации в пегматитах щелочных гранитов. — Изв. АН ЛатвССР, 1966, № 5 (226), с. 69–82.

- Луниц А. Я. Минералогия, геохимия и генезис редкоземельных пегматитов Северо-Запада СССР. М., "Недра", 1972, 176 с.
- Львов Б. К. Расчленение позднепалеозойских гранитоидов Урала и некоторые закономерности распределения связанного с ними оруденения. — II Уральское петрографическое совещ. Тезисы докл., т. IV. Свердловск, 1966.
- Малышев А. Г. Некоторые закономерности в локализации хрусталеносных погребов в пегматитах. — Труды ВНИИП, 1962, т. 7, с. 155–158.
- Мануйлова М. М., Асламов И. К., Терентьева М. В. Особенности геологического положения и минерализации редкометалльных пегматитов одного из районов Сибири. — Труды Лабор. геол. докембрия, 1964, вып. 19, с. 322–331.
- Марин Ю. Б., Эфрос Б. Д., Бескин С. М., Афанасьева Е. Н. Некоторые особенности выделения хрусталеносных гранитных интрузивов. — Зап. Ленингр. гос. ун-та, 1967, т. 52, вып. 2, с. 20–30.
- Мартьянов Н. Н. Альбит-сподуменовые пегматиты в карбонатных породах и особенности их поисков и оценки. — Редкие элементы (сырья и экономика). М., 1971, вып. 2, с. 117–121.
- Мартьянов Н. Н., Мелентьев Г. Б. А перспективах попутной добычи редкометалльных концентратов из полевошпатовых месторождений. — Редкие элементы (сырья и экономика). М., 1970, № 3.
- Мелентьев Г. Б. Первая находка поллуцитоносных пегматитов в Средней Азии и новые данные об условиях концентрации цезия. — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 1, с. 180–183.
- Мелентьев Г. Б., Мартьянов Н. Н., Дурнев В. Ф., Акелин Н. А., Луцкая А. Н. Пространственно-генетические взаимоотношения между редкометалльными пегматитами и гранитами. — В кн.: Редкометалльные местор., их генезис и методы исследования. М., "Недра", 1970, с. 141–150.
- Мелентьев Г. Б., Мартьянов Н. Н., Алексеева Е. А. Новые данные о пегматитовых полях Средней Азии и особенности концентрации в них тантала, цезия и прозрачного турмалина. — Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 6, с. 1437–1440.
- Мелентьев Г. Б., Шарыбкин А. М., Мартьянов Н. Н. О некоторых пегматитах Средней Азии как источнике турмалинового кристаллосырья. — В сб.: Редкие элементы (сырье и экономика). М., 1970, № 6, с. 128–134.
- Минеральные ресурсы капиталистических стран (под ред. Н. А. Быховера). М., Гостеолтехиздат, 1959, с. 8–20.
- Недумов И. Б. К вопросу о влиянии тектоники на формирование редкометалльных пегматитов. — Труды ИМГРЭ АН СССР, 1961, вып. 5, с. 80–99.
- Недумов И. Б. Особенности генезиса редкометалльных пегматитов одного из полей Сибири. — Труды ИМГРЭ АН СССР, 1962, вып. 8, с. 85–132.
- Недумов И. Б. Роль геологических факторов в формировании пегматитов и некоторых других эндогенных месторождений, связанных с гранитами. — В кн.: Новые данные по геол., геох. и генезису пегматитов. М., "Наука", 1965, с. 16–73.
- Недумов И. Б., Земская И. П. Особенности концентрации редких элементов в ходе гранитоидного и пегматитового процессов в зависимости от геологических условий. — В кн.: Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М., "Наука", 1969, с. 7–43.
- Недумов И. Б., Акелин Н. А., Земская И. П. Влияние региональных и локальных геологических факторов на формирование пегматитов и их редкометалльную специализацию. — В сб.: Пегматитовые редкометалльные месторождения. Изд. ИМГРЭ, М., вып. 2, 1971, с. 4–48.
- Недумов И. Б., Акелин Н. А., Земская И. П. О фазальной связи редкометалльных пегматитов и гранитов. — В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., "Недра", 1972, с. 187–198.
- Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1952, вып. 2, № 27, с. 107–157.
- Никитин В. Д. Условия формирования редкометалльных и слюдоносных пегматитов. — Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геологов. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Никольский А. П. О генезисе гранитоидов восточной части Украинского щита. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 22, с. 59–70.
- Овчинников Л. Н., Гаррис М. А. Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья. — В кн.: Определение абс. возр. дочетвертичных геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 195–207.
- Овчинников Л. Н., Полетаев И. А., Рябенко В. Е., Солодов Н. А., Хвостова В. А. О цезиевом биотите как возможном источнике промышленного получения цезия и других щелочных металлов. Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 3, с. 698–701.
- Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. — Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5, с. 82–89.
- Перевозчикова В. А., Силицын А. В. Тектономагматические циклы карелид восточной части Балтийского щита. — Изв. АН СССР, серия, геол., 1971, № 7, с. 39–47.
- Перекалина Т. В. Некоторые вопросы петрологии герцинских гранитоидов Центрального Казахстана. — Изв. Вышш. учебн. заведений. Геол. и разведка, 1964, № 6, с. 54–65.

- Полканов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов Вольни УССР. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1948, 80 с.
- Половинкина Ю. И., Полевая Н. И., Мурина Г. А. Определение абсолютного возраста горных пород Приазовья аргоновым методом. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 11, с. 91–96.
- Приказчиков Л. А. Процессы перекристаллизации и замещения в топазо-морионовых пегматитах Вальны. — Автореф. дисс. — Труды Львовск. гос. ун-та, 1963, 21с.
- Розанов К. И., Лавриненко Л. Ф., Джунь В. С. Редкометалльные пегматиты Украины. — В сб. Редкие элементы (сырье и экономика). М., 1971, вып. 2, с. 122–125.
- Россовский Л. Н. Особенности формирования петалитовых и сподуменовых пегматитов. — Геол. рудн. местор., 1967, т. 9, № 1, с. 19–30.
- Россовский Л. Н., Ключкова Г. Н. О находке петалит-микроклиновых пегматитов. — Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 14, 1965, вып. 5, с. 507–515.
- Рудовская Л. Н. О находке тапаиолита в гранитных пегматитах. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, ч. 91, вып. 3, с. 356–358.
- Садовский Ю. А., Филиппов В. А., Нарсеев В. А. Рудные столбы в телах редкометалльных гранитных пегматитов. — Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 99, вып. 3, 1970, с. 294–304.
- Семенов Н. П. Геохронологическая шкала докембрия по материалам АН УССР. — Труды IX сессии Комис. по определению абс. возр. геол. формаций, 1961, с. 19–40.
- Семенов Н. П., Ивантишин М. Ц., Бурксер Е. М. Основные данные по геохронологии Украинского кристаллического массива. — Труды VI сессии Комис. по абс. возр. геол. формаций, 1960, с. 146–166.
- Семенов А. И. О типах металлогенических провинций в складчатых областях СССР. — Геол. рудн. местор. 1963, № 4, с. 3–23.
- Сергиевский В. М. Магматизм и развитие тектонических структур Урала. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, вып. 2, М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 43–54.
- Смертенко В. И., Бушев А. Г., Бескин С. М. Закономерности размещения и генезис некоторых хрусталеносных гранитных пегматитов. — Изв. высш. учебн. заведений; геол. и разведка, 1966, № 7, с. 34–43.
- Смирнов В. И. Металлогения тектонических секторов геосинклиналей. — Вестн. МГУ, серия геол., 1961, вып. 4, № 1, с. 3–14.
- Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Солодов Н. А. Критерии оценки редкометалльных гранитных пегматитов. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. Междуна. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 6, М., "Недра", 1965, с. 49–81.
- Солодов Н. А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. М., "Наука", 1971, 252 с.
- Соседко А. Ф. Материалы по минералогии и геохимии гранитных пегматитов. М., Госгеолтехиздат, 1961, 154 с.
- Ставров О. Д. Основные черты геохимии лития, рубидия, цезия в процессе становления гранитных интрузивов и связанных с ними пегматитов. — Геол. местор. редких элементов, 1963, вып. 21, 142 с.
- Тайт А. Л. Геология Южной Африки. М., ИЛ, 1957, 490 с.
- Таланцев А. С. Генезис друзовых полостей в пегматитах Урала. — В кн.: Условия образования пьезооптич. минералов в пегматитах (Труды ВНИИСИМС, т. 11). М., "Недра", 1969, с. 81–89.
- Таланцев А. С. Распределение, состав и морфология тантало-ниобатов в гранитных пегматитах одного из районов Урала. — В кн.: Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М., "Наука", 1969, с. 126–144.
- Топунова Г. А. Особенности распределения редких элементов в альбитовых пегматитах со сподуменом. — В кн.: Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М., "Наука", 1969, с. 101–125.
- Труфанов В. Н. Силекситы как промежуточные образования между пегматитами и кварцевыми жилами. — Изв. Высш. учебн. заведений; геол. и разведка, 1963, № 12, с. 75–82.
- Уилсон Н. Е. Докембрий Канады. — В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., "Мир", 1968, с. 236–370.
- Учакин Ю. М. Статистическая характеристика распределения редких щелочей в пегматитах одного из районов Восточной Сибири. — В кн.: Математич. модели в геологии и геостатистика. М., "Наука", 1973, с. 115–137.
- Филиппов В. А. Структурно-генетические особенности и геохимические критерии редкометалльных пегматитов. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1964, № 5, с. 34–44.
- Филиппова Ю. И. Характер распределения тантала и ниобия в существенно микроклиновых пегматитах с альбитом и лепидолитом. — В кн.: Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М., "Наука", 1969, с. 145–155.

- Херасков Н. П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре. — В кн.: Закономерн. размещ. полезн. ископаемых, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 14–91.
- Хрюкин В. Г. К вопросу о структурном контроле постскладчатых редкометалльных пегматитов. — В кн.: Новые данные по геол., геох. и генезису пегматитов. М., "Наука", 1965, с. 127–132.
- Царовский Н. Д. К вопросу о генетических взаимоотношениях гранитов Восточного Приазовья. — Докл. АН СССР, 1948, т. 72, № 3, с. 397–400.
- Чернышкова Л. П. Геологические особенности пегматитов Вольни, их морфология и внутреннее строение. — Труды ВНИИП, 1957, т. 1, вып. 1, с. 11–24.
- Шмакин Б. М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты Индии. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 1, с. 63–72.
- Шмакин Б. М., Костюкова Е. С. Геохимия бария и стронция в мусковитовых пегматитах Восточной Сибири и Индии. — Геохимия, 1969, № 10, с. 1224–1237.
- Шмакин Б. М., Макрыгина В. А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов. М., "Наука", 1969, 280 с.
- Шуберт Ю., Фор-Мюре А. (редактор). Тектоника Африки. М., "Мир", 1973, 540 с.
- Щербаков Д. И. О металлогении Средней Азии в свете новых теоретических воззрений. — В кн.: Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана. М., "Наука", 1967, с. 9–19.
- Эфрос Б. Д. Месторождение оптического флюорита. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, вып. 2, с. 187–194.
- Юрк Ю. Ю. Редкие минералы пегматитов Приазовья. Киев, Изд-во АН УССР, 1956, 68 с.
- Ackermann K.J., Bramcombe K.C., Hawkes J.R., Tidy A.J.L. The geology of some beryl pegmatites in Southern Rhodesia. — Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1966, v. 69, p. 1–38.
- Adam H. Les pegmatites du geosynclinal eburneen en Côte d'Ivoire. These Doc. ès Sci. natur., Fac. Sci. Univ. Abidjan, 1969, Chronique Mines Recherche Minière, 1970, N 390, p. 80.
- Adams J.W. Beryllium deposits of the Mount Antero region Chaffee County, Colorado. — Bull. Geol. Surv. America, 1953, N 982–D, p. 95–119.
- Ahlfeld F., Branisa L. Geologia de Bolivia, La Paz, 1960, 336 p.
- Almeida R.P.A. de. The pegmatites of Borborema (Brazil). — Rev. escola mines, 1951, v. 16, N 4.
- Angelelli V. El berilo en la Republica Argentina. Buenos Aires, 1961.
- Angelelli V., Rinaldi C.A. Informe acerca de los yacimientos litiferos "Don Rolando" y "Cuevas". Provincia de San Luis. Buenos Aires, 1966.
- Bagchi T.C. The geology of the Bubani emerald mine. A note on the origin of emerald. — Indian Mining J., March 1958.
- Bannerman H.M. Structural and economic features of some New Hampshire pegmatites. — In: New Hampshire, Mineral Resource Survey, 1943, pt 7, New Hampshire State Planning and Dev. Comm., Concord, p. 1–22.
- Barton W.R. Cesium. — In: Mineral facts and problems. Bull. Bur. Mines (USA), 1960, N 585, p. 177–182.
- Barton W.R., Coldsmith C.E. New England beryllium investigations, 1968, report 7070, 177 p.
- Bastin E.S. Geology of the pegmatites and associated rocks of Maine including feldspar, quartz, mica, and gem deposits. — U.S. Geol. Surv. Bull., 1911, N 445, 152 p.
- Bateman P.C., Clark L.D., Huber N.K., Moore J.C., Rihelhart C.D. The Sierra Nevada batholith, a synthesis of recent work across the central part. — U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1963, 414–D, 46 p.
- Bateman P.C. Geology and tungsten mineralization of the Bishop district, California. — U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1965, 470.
- Bateman P.C., Dodge F.C.W. Variations of major chemical constituents across the Central Sierra Nevada batholith. — Geol. Surv. America, Bull., 1970, v. 81, p. 409–420.
- Behier J. Le beryllium, le niobium et le tantale à Madagascar. — Mines et métallurgie, 1959, N 3527, p. 227–228.
- Behier J., Giges J. Le lithium à Madagascar. — Mines et métallurgie, 1965, N 3490, p. 149.
- Beryllium (Mozambique). — Mineral Trade Notes, 1962, v. 54, N 1, p. 7.
- Beryllium (Bolivia). — Mineral Trade Notes, 1962, v. 55, N 3, p. 8.
- Besairie H. Les ressources minérales de Madagascar. — Ann. géol. Madagascar, 1961, N 30, p. 1–116.
- Besairie H. Gites minéraux de Madagascar. — Ann. géol. Madagascar, 1966, N 34, p. 1–69.
- Bhola K.L. Atomic mineral deposits in Bihar Mica Belt. — Proc. Indian Acad. Sci., 1971, N 2, p. 145–168.
- Bhola K.L., Radhawendra Rao P., Chaube D.N. Lithium-bearing pegmatites of India. — J. Indian Geol. Sci. Assoc., March, 1967.
- Bhola K.L., Bhatnagar G.S. Occurrence of beryl in M.P. and Adjoning Simdega Subdivision of Bihar. — Quart. J. Geol. Mining and Metallurg. Soc. India, 1969, 41, N 1, p. 37–44.
- Bhola K.L., Bhatnagar G.S. Occurrence of beryllium minerals in Orissa. — Trans. Mining Geol Metallurg. Inst. India, 1971, v. 68, N 2, p. 1–7.

- Boissonas J. Nouvelles précisions sur les granites post-tectoniques de la région de Tamanrasset (Sahara central, Algérie). — C. r. Acad. sci., Paris, Ser. D, 1969, t. 268, N 15, p. 1909–1911.
- Bonhomme M. Contribution à l'étude géochronologiques de la plate-forme de l'Ouest africain. Ann. Fac. Sci., Univ. Clermont-Ferrand, 1962, N 5, p. 1–62.
- Bouladon J., Jouravsky G., Moris Ph. Etude préliminaire des pegmatites à muscovite et beryl du sud de la plaine de Tazenakht. — Notes et mem. Maroc. Serv. mines et carte géol., 1950, t. 3, N 76, p. 208–235.
- Brock B.B. Some observations on vertical tectonics in Africa. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1955, v. 36, N 6, p. 1044–1054.
- Brögger W.C. Die Mineralien der süd-norwegischen Granit-Pegmatitgänge. — I — Niobate, Tantalate, Titanate und Titanoniobate. — Viedensk. Skr. 1. Mat.-naturvid. kl. 1906, N 6.
- Brooks J.H. Galah Greek beryl pegmatites, Mount Isa mineral field, north-western Queensland. — Queensl. Govt Mining J., 1963, v. 64, N 740.
- Brooks J.H., Shipway C.H. Mica Creek pegmatites, Mount Isa, north-western Queensland. — Queensl. Govt Mining J., 1960, v. 61, N 708.
- Cahen L., Delhal J., Deutsch S. Nouvelles données sur l'âge et pétrogénèse des granites post-tectoniques de la chaîne Kibarienne, République Démocratique du Congo. — Ann. Soc. géol. Belg., 1971, t. 94, N 3, p. 179–183.
- Cahen L., Delhal J., Monteyne-Poulaert G. Age determination on granites, pegmatites and veins from Kibaran belt of Central and Northern Katanga (Congo). — Nature, 1966, v. 210, N 5043, p. 1347–1349.
- Cahen L., Snelling N.J. The geochronology of Equatorial Africa. Amsterdam, 1966, 195 p.
- Cameron E.N. Occurrence of mineral deposits in the pegmatites of the Karibib-Omaruru and Orange River areas of South West Africa. — Mining Engng, 1955, v. 7, N 9, p. 867–874.
- Cameron E.N., Laraber D.M. et al. Pegmatites Investigation 1942–45 New England. — Geol. Surv. Profess. Paper, 1954, 255, 352 p.
- Campana B., King D. Regional geology and mineral resources of the Olary Province. — Bull. Geol. Surv. S. Australia, 1958, N 34.
- Cerny P., Bristol N.A. New mineral occurrences in pegmatites of Southeastern Manitoba. — Canad. Mineralogist, 1972, v. 11, p. 560–563.
- Cerny P., Ferguson R.B. Petalite and spodumene relations. — Canad. Mineralogist, 1972, v. 11, p. 660–678.
- Chatteriel A. Structural tectonics and metamorphism in a part of South Bastar (M.P.). — Quart. J. Geol., Mining and Metallurg. Soc. India, 1970, v. 42, p. 75–95.
- Choubert B. Géochronologie. — Âges absolus du Précambrien guyanais. — C. r. Acad. sci. Paris, 1964, t. 258, N 1–2, p. 631–634.
- Choubert B., Sandrea A. Sur les pegmatites sodolithiques de la Guyane française. — C. r. Acad. sci. Paris, 1961, t. 252, N 21.
- Clayton E. Tantalum and columbium. — In: Australian Mineral Industry. Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics. Canberra, 1969.
- Cotelo Neiva J.M., Correia Neves J.M. Pegmatites of Alto-Ligonha, Mozambique, Portuges East Africa. — Internat. Geol. Congr., 21-st Sess., Copenhagen, 1960, v. 17, p. 53–62.
- Crouse R.A., Cerny P. The Tanco pegmatite of Bernic Lake, Manitoba. I. Geology and petrogenesis. — Canad. Mineralogist, 1972, v. 11, p. 591–608.
- Crowford A.R. India, Ceylon and Pakistan: new age data and comparisons with Australia. — Nature, 1969, v. 223, N 5204, p. 380–384.
- Datta A.K. Geological milieu of emeralds in the Rajgarh area, Ajmer district, Rajasthan. — Bull. Geol. Soc. India, v. 3, N 2, 1966.
- Davies J.F. Geology of the Winnipeg River area. — Chief Geol. Mines Branch, 1957, N 56–1, 26 p.
- Davies J.F. Mineral deposits related to major structures in the Precambrian of Manitoba. — Chief Geol. Mines Branch, 1964, 5 p.
- Davis G.A., Holdaway M.J., Lipman P.W., Romey W.D. Structure, metamorphism and plutonism in the South Central Klamath Mountains California. — Bull. Geol. Soc. America, 1965, v. 76, N 8.
- Derry D.R. The genetic relationships of pegmatites, aplites and tin vein. — Geol. Mag., 1931, v. 68, p. 454–475.
- Ducellier J. Géologie du niobium et du tantale. — Chronique mines, 1963, an. 31, p. 317–318.
- Eckermann H.V. The rocks and contact-minerals of the Mansjo-Mountain. — Geol. fören. i Stockholm förhandl., 1922, v. XLIV, p. 465–538.
- Eeden O.R., Partridge F.C., Kent L.E., Brandt J.W. The mineral deposits of the Murchison Range east of Leydsdorp. — Mem. Geol. Surv. S. Afric., 1939, v. 36, 172 p.

- Ellis H.A. Some economic aspects of the principal tantalum-bearing deposits of the Pilbara Gold-field, North-West Division. — Bull. Geol. Surv. W. Australia, 1950, N 104.
- Ellis H.A. The Greenbushes tin-tantalite district. — In: Geology of Australian ore deposits, v. 1. Edwards A.B. K(Ed.). 1953.
- Finucane K.J. Tin-columbite deposits south-east of Mount Dockrell. — N. Australia. West Australia Rept, 1938, N 30.
- Forbes B.G. Beryl occurrences — West of Boolcoomata Homestead. — S. Austral. Mining Rev., 1958, N 108.
- Fraser H.J. Paragenesis of the Newry pegmatite maine. — Amer. Mineralogist, 1930, v. 15, N 8, p. 349–364.
- Gallagher M.J., Jutoran A. Measurement of composition of a beryl pegmatite at Las Tapias, Argentina. — Trans. Inst. Mining and Metallurg., Sect. B, 1969, v. 78, N 753, p. 123–127.
- Gevers T.W. Phases of mineralization in Namaqualand pegmatites. — Trans. Geol. Soc. South Africa, 1936, v. 39, p. 331–377.
- Gevers T.W., Ffommurze H.F. The geology of North-Western Damaraland in South-West Africa. — Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1930, v. 31, p. 31–55.
- Gevers T.W., Partridge F.C., Joubert G.K. The pegmatite area South of the Orange river in Namaqualand. — Mem. Geol. Surv. South Africa, 1937, v. 31, p. 1–180.
- Gilluly J. General geology of central Cochise County, Arizona. — U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1956, v. 281, 169 p.
- Gourlay A.J.G. Mica. — Austral. Miner. Ind. The mineral deposits. Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys. Canberra, 1965, N 72.
- Grant N.K. Geochronology of Precambrian basement rocks from Ibadan, South-Western Nigeria. — Earth Planet. Sci. Letters, 1970, v. 10, N 1, p. 29–38.
- Gray C.H., Jr. Tin. — Bull. Calif. Div. Mines and Geol., 1966, N 191, p. 422–425.
- Grice J.D., Cerny P., Ferguson R.B. The Tanko pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. II. Wodginitite, tantalite, pseudodioxiprite and related minerals. — Canad. Mineralogist, 1972, v. 11, N 3, p. 609–642.
- Griffitts W.R. Beryllium resources of the Tin Spodumene Belt, North Carolina. — U.S. Geol. Surv. Cir., 1954, N 308, 40 p.
- Griffitts W.R., Larrabee D.M., Norton J.J. Beryllium in the United States. — U.S. Geol. Surv. Mineral Inv. Resources Map. NR-35, 1962.
- Haughton S.H., Frommurze H.F.; Gevers T.W. a oth. The geology and mineral deposits of the Omaruru area, South-West Africa. Pretoria, 1939, 180 p.
- Hawley J.B., Heinrich E.W., Page L.R. Pegmatite investigations in Colorado, Wyoming and Utah, 1942–44. — U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1950, v. 227, 125 p.
- Heinrich E.W. Zoning in pegmatite districts. — Amer. Mineralogist, 1953, v. 38, N 1–2, p. 68–88.
- Heinrich E.W. Tin-tantalum-lithium pegmatites of the Sao João del Rei district, Minas Gerais, Brazil. — Econ. Geol., 1964, v. 59, N 6, p. 982–1002.
- Herrera A.O. Estructura interna de las pegmatitas micacíferas de Valle Fertil, San Juan. — Univ. Buenos Aires, Fac. cienc. exactas y natur. Contribs cient. Ser. geol., 1958, v. 2, N 1.
- Herrera A.O. Geochemical evolution of zoned pegmatites of Argentina. — Econ. Geol., 1968, v. 63, N 1.
- Hess F.L. The natural history of the pegmatites. — Engng and Mining J. Press, 1925, v. 120, N 8, p. 289–298.
- Hess F.L. Pegmatites. — Econ. Geol., 1933, v. 28, N 5, p. 447–462.
- Hewitt D.F., Glass J.J. Two uranium-bearing pegmatite bodies in San Bernardino County, California. — Amer. Mineralogist, 1953, v. 38, p. 1040–1050.
- Hiern M.N. Uranium-bearing pegmatite — near Bimbowrie station. — S. Austral. Mining Rev., 1958, N 108.
- Holmes A. The age of uraninite from Gordonia, South Africa. — Amer. J. Sci., 1950, v. 248, N 2, p. 81–83.
- Holmes A. The sequence of Pre-Cambrian orogenic belts in South and Central Africa. — Internat. Geol. Congr. Rept 18-st Sess. Great Britain, 1948, Pt 14. London, 1951.
- Holmes A., Cahen L. Géochronologie africain. Resultats acquis an 1-er juillet 1956. — Mem. Acad. roy. sci. colon., Univ. natur. et med., nouv. ser., 1957, t. 5, N 1, p. 1–69.
- Howe A.C.A. Canada's first tantalum producer. — West. Mineral., Dec., 1968.
- Howe A.C.A. Exotic minerals of Bernic Lake, Manitoba. — Canad. Mining J., 1972, 93, N 4, p. 69–70.
- Howe A.C.A., Rowntree J.C. Geology and economic significance of the Bernic Lake Pegmatite. — Canad. Mining and Metallurg. Bull., 1967, v. 60, N 658, p. 207–212.

- Hugo P.J. The pegmatites of the Kenhardt and Gordonia districts, Cape province. — Mem. Geol. Surv. R.S.A., 1969, N 58.
- Hunty L.E. de la. Report on pegmatite at Spargoville, Coolgardie goldfield. — Annual Rep. Dept. Min. West. Austral. 1953, N 1.
- Hurlbut C.S., Wenden H.E. Beryl at Mount Mica "Maine". — Amer. Mineralogist, 1951, v. 36, p. 751-759.
- Hutchinson R.W. Regional zonation of pegmatite near Ross Lake, districts of Mackenzie, Northwest territories. — Bull. Geol. Surv. Canada, 1955, v. 34, 50 p.
- Hutchinson R.W. Geology of the Montgarry pegmatite. — Econ. Geol., 1959, v. 54, N 8, p. 1525-1542.
- Hutchinson R.W.A., Claus R.J. Pegmatite deposits, Alto Ligonha, Portuguese East Africa. — Econ. Geol., 1956, v. 51, N 8, p. 757-80.
- Jamieson R.T., Schreiner G.D.L. The ages of some African lepidolite determined from the Rb-Sr decay. — Proc. Roy. Soc. Ser. B, 1957, v. 146, N 923, p. 257-269.
- Jenks W.F. Pegmatites at Collins Hill, Portland, Connecticut. — Amer. J. Sci., ser. 5, 1935, v. 30, p. 177-197.
- Johnson W. Geological reconnaissance of parts of Yalgoo, Murchison, Peak Hill and Gascoyne Goldfields. — Bull. Geol. Surv. West. Australia, 1950, v. 106, N 80.
- Johnston W.D. Beryl-tantalite pegmatites of Northeastern Brazil. — Bull. Geol. Soc. America, 1945, v. 56, N 12, p. 1015-1070.
- Joklik G.F. The mica-bearing pegmatites of the Harts Range, Central Australia. — Econ. Geol., 1955, 50, N 6.
- Jolliffe A.W. Rare-element minerals in pegmatites Yellowknife, Beaulieu area, Northwest Territories. — Geol. Surv. Canada Paper, 1944, N 44-12.
- Joplin G.A. A petrography of Australian igneous rocks. Sydney, 1964.
- Kalix Z., Frazer L.M., Rawson R.I. Australian mineral industry: production and trade, 1942-1964. Sydney, Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys. Bull., 1966, N 81.
- Knoerr A. Beryllium today and tomorrow. — Engng and Mining J., 1960, v. 161, N 9, p. 93-99.
- Kretz R. Study of pegmatites and enclosing rocks Yellowknife-Beaulieu region, district of Mackenzie. Ottawa, 1967-1968. Rev. Econ. Geol., 1969, v. 64, N 1, p. 125.
- Kretz R. Variation in the composition of muscovite and albite in a pegmatite dike near Yellowknife. — Canad. J. Earth Sci., 1970, 7, N 5, p. 1219-1235.
- Kun N.de. Les gisements de cassiterite et de columbotantalite du Nord-Lugulu, Kivu, Congo Belge. — Ann. Soc. géol. Belgique, 1958-1959, t. 82, N 2, p. 81-195.
- Kun N. de. The economic geology of columbium (niobium) and of tantalum. — Econ. Geol., 1962, v. 57, N 3, p. 377-404.
- Lacroix A. Minéralogie de Madagascar, t. II. Pegmatites et aplites, Chap. 2. Paris, 1922, p. 244-376.
- Landes K.R. Origin and classification of pegmatites. — Amer. Mineralogist, 1933, v. 18, N 2, p. 33-55.
- Landwehr W.R. Belts of major mineralization in Western U.S. — Econ. Geol., 1967, v. 62, p. 494-501.
- Lelubre M. Aperçu sur l'Aufecambrien de l'Ahaggar. — Bull. scient. et econ. Bur. rech. minières Algérie, 1955, N 3, p. 7-31.
- Linares E. Low métodos geocronológicos y algunas edades de minerales de la Argentina obtenidas por medio de la relación plomo-uranio. — Rev. Asoc. geol. Argentina, 1961, t. 14, N 3-4, p. 181-217.
- L'industrie minière au Congo — Leopoldville et au Ruanda — Burundi. — Inds et trav. outre-mer, 1962, t. 10, N 107, p. 813-818.
- L. Lokka. Bull. Commiss. géol. Finlande, 1928, N 111.
- Macgregor A.M. Notes on the Precambrian formations of Southern Rhodesia. — Compt. rend. réunion de Nairobi, 1954, Paris, 1955, p. 147-151.
- Mahadevan T.M., Maithani J.P. Geology and petrology of the mica pegmatites in parts of the Bihar mica belt. — Mem. Geol. Surv. India, v. 93, 1967.
- Mäkinen E. Die Granitpegmatite von Tamela in Finland und ihre Minerale. — Bull. Commiss. géol. Finlande, 1913, N 35.
- McLeod J.R. Tantalum and columbium. — In: Australian Mineral Industry: The mineral deposits. McLeod (Ed.). Bull. Bur. Mineral Resources Geol. and Geophys., 1965, N 72.
- McMath J.C. Marble Bar District. — Geology et Australian ore deposits. Edwards (Ed.). Melbourne, 1953₁.
- McMath J.C. Tantalum deposits of the Pilbara District. — Geology of Australian ore deposits 1953₂ Edwards (Ed.). Melbourne.
- Mining J. Annual Review, 1970.
- Montague D.G. An interesting pegmatite deposit in North-Eastern Surinam. — Geol. en mijnbouw, 1964, N 8.

- Mulligan R. Lithium deposits of Manitoba, Ontario and Quebec. — Geol. Surv. Canada Paper, 1957, 57-3.
- Mulligan R. Beryllium occurrences in Canada. — Dept Mines and Techn. Geol. Surv. Canada, 1960, N 40.
- Mulligan R. Geology of Canada lithium deposits. — Econ. Geol. Report, 1965, N 21.
- Mulligan R. Geology of Canadian beryllium deposits. — Econ. Geol. Report, 1968, N 23, 109 p.
- Nickel E.H. The chemical composition and physics of properties of pollucite from Bernic Lake, Manitoba. — Canad. Dept Mines and Techn. Surv., Min. Sci. Div. Test Rept, M 60-14, 1960, 6 p.
- Nickel E.H. Staniferous tantalite from Bernic Lake, Manitoba. — Mines Sci. Div. Internal Report, 1961, Ms 61-76.
- Nickel E.H., Rowland J.F., Mac Adam R.C. Wodginite a new tin manganese tantalite from Wodgina, Australia and Bernic Lake, Manitoba. — Canad. Mineralogist, 1963, v. 7, N 3, p. 390-402.
- Niggli P. Das Magma und seine Produkte unter besonderer Berücksichtigung des Einflusses der leichtflüchtigen Bestandteile. — J. Physikalisch-chemische Grundlängen. Leipzig. Akad. Verlages., 1937, 379 S.
- Nordenskjöld J. Der Pegmatit von Ytterby. — Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala (1908-1909) 1910, IX, s. 183-228.
- Norton J.J. Hugo pegmatite, Keystone S. Dakota. — Geol. Surv. Profess. Paper, 1960, 400-B.
- Norton J.J. Ternary diagrams of the quartzfeldspar content of pegmatite in Colorado. U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, 55-A, 1966.
- Norton J.J., Griffiths W.R., Wilmarth V.R. Geology and resources of beryllium in the U.S. — Second UN Internat. Conf. on Peaceful Uses Atomic Energy, 1958.
- Norton J.J., Page L.R., Probst D.A. Geology of the Hugo Pegmatite Keystone, S. Dakota. — Geol. Surv. Profess. Paper, 1962, N 297-13.
- Page L.R., Larrabee D.M. The beryl resources of New Hampshire. — Geol. Surv. Profess. Paper, 1962, N 353.
- Page L.R., Othus U.S. Pegmatite investigation 1942-1945, Black Hills, S. Dakota. — Geol. Surv. Profess. Paper, 1953, N 247, 229 p.
- Palache Ch., Shannon E.V. Beryllonite and other phosphates from Newry, Maine. — Amer. Mineralogist, 1928, v. 13, N 7, p. 392-396.
- Pegan A.A. The pegmatites of Amelia Geochland and Bidgeway areas, Virginia. — Amer. J. Sci., ser. 5, 1929, v. 17, p. 543-547.
- Pehrman G. Die Granitpegmatite von Kimito (SW Finland) und ihre Minerale. — Acta Acad. aboen-sis Math. et phys. 1954, v. 15, N 2.
- Permingeat F. Sur les niobo-tantalates de l'Anti-Atlas, Maroc: tapiolite et columbite. — Bull. Soc. franc. minéral. et cristallogr., 1955, t. 78, N 1-3, p. 123-150.
- Permingeat F. Presence du lithium dans les pegmatites de Sidi-Bon-Othmane (Jebilet). — Mines et géol. 1959, N 8, p. 46.
- Proctor P. El-Etr H.A. Layered pegmatites, southern wind River Mountaine, Fremont County, Wyoming. — Econ. Geol., 1968, v. 63, N 6, p. 595-611.
- Putzer H. Die Scheelit-Beryll-Tantalit Provinz des Hochlandes der Borborema, Nordest-Brasilien. — Z. Erzbergbau und Metallhüttenwesen, 1957, Bd. 10, N 1, S. 20-32.
- Rayner E.O., Hall L.R. The felspar-beryl-mica deposits of the Egebek area, Broken Hill. — Annual Rept Dept Mines N.S. Wales, 1955, N 1.
- Rayner E.O. The mineral industry of New South Wales berillium. — Bull. Geol. Surv. N.S. Wales, 1958, N 6.
- Redden J.A. Beryl deposits of the Beecker N 3 Black Diamond pegmatite, Custer County, S. Dakota. — Geol. Surv. Bull., 1959, 1072-1.
- Redden J.A. Geology and pegmatites of the Fourmile Quadrangle Black Hills, S. Dakota. — Geol. Surv. Profess. Paper, 1963, 297-D.
- Reedman A.J., Lowenstein P.L. Economic geology of the beryl-bearing pegmatites of Southwest Uganda. — Trans. Inst. Mining and Metallurgy, 1971, v. 80, Bull. N 777, p. 4-17.
- Rigal R. Las mines de columbita y tantalita y el descubrimiento de minerales de uranio radioactivos en la Canada de Alvarez. — Bol. Direc. Argent. Min. geol., 1938, N 45, p. 1-32.
- Rijks H.R.P., Veen A.H. Van der. The geology of the tin-bearing pegmatites in the eastern part of the Kamativi district, Rhodesia. — Mineral. Deposita, 1972, v. 7, N 4, p. 383-395.
- Rowe R.B. Pegmatitic mineral deposits of the Yellowknife Beaulieu Region, N.W.T. — Geol. Surv. Canada Paper, 1952, N 52-8.
- Rowledge H.P. Preliminary report on a mineralogical examination of Portions of the Pilbara gold-field. — Annual Rept Dept Mines West. Australia, 1944, p. 109-113.
- Safiannikoff A. Les systèmes de l'Urundi et de la Rusizi, au Kivu et les intrusions granitiques. — Ann. Soc. géol. Belgique, 1949-1950, t. 73, N 2, p. 87-96.

- Safiannikoff A., Wambeke L. van. La pegmatite radioactive à beryl de Kobokobo et les autres venues pegmatitiques et filonienues de la region de Kamituga-Kivu, Rep. du Congo. — Mineral Deposita, 1967, v. 2, N 2, p. 119–130.
- Schaller W.T. The genesis of lithium pegmatites. — Amer. J. Sci., Ser. 5, 1925, v. 10, p. 269–279.
- Schaller W., Stevens R., Johns S.R. An unusual beryl from Arizona. — Amer. Mineralogist, 1962, v. 47, N 5–6, p. 672–699.
- Scheridan D.M., Stephens H.G., Staatz M.H., Norton J.S. Geology and beryl deposits of the Peerless pegmatite Keystone S. Dakota. — U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1957, N 297-A, p. 1–47.
- Schneiderhöhn H. Die Erzlagerstätten der Erde. Bd II. Die Pegmatite. Stuttgart, Gustav Fischer Verlag, 1961.
- Schuilling R.D. Tin belts on the continents around the Atlantic ocean. — Econ. Geol., 1967, v. 62, p. 540–550.
- Simpson D.N. The mica pegmatites of Tanzania. — Overseas Geol. and Mineral Resources, 1971, v. 10, N 4, p. 337–392.
- Sinclair W.E. Notes on Namaqualand and its mineral potential. — Mining Mag., 1957, v. 97, N 2, p. 73–78.
- Sinkankas J. Classic mineral occurrences: 1) Geology and mineralogy of the Rutherford pegmatites Amelia, Virginia. — Amer. Mineralogist, 1968, v. 53, N 3–4, p. 373–405.
- Skinner W.R., Bowes D.R., Knorzy S.G. Polyphase deformation in the Archean basement complex, Beattoth Mountains, Montana and Wyoming. — Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, p. 1053–1060.
- Sofoulis J. Report on Cattlin Creek spodumen-bearing pegmatite Ravensthorpe Phillips–River Goldfield. — Annual Rept Dept Mines West. Australia 1954, p. 83–86.
- Soule de Lafont D. Pegmatites lithiques et pneumatolytes stanniferes au Soudan et au Senegal. — Chronique mines outre-mer, 1958, an. 26, N 267, p. 245–251.
- Springer G.D. Geology of the Cat Lake. — Winnipeg River area. 2. Preliminary report and map 48–7. Winnipeg, 1949.
- Springer G.D. Mineral deposits of the Cat Lake–Winnipeg River area, Manitoba. — Mag. Mines. Br. Bull., 1950, 49–7.
- Staatz M.H., Murata K.J., Glass J.J. Variation of composition and physical properties of tourmaline with its position in the pegmatite. — Amer. Mineralogist, 1955, v. 40, N 9–10.
- Staatz M.H., Page L.R., Norton J.J., Wilmarth V. Exploration for beryllium et the Helen Beryl, Elkhorn and Tin Mountain pegmatites, Custer County, S. Dakota. — US. Geol. Surv. Profess. Paper, 1963.
- Stephens H.G., Staatz M.H. Mineralogy and structure of the Peerless pegmatite Keystone, Pennington County, S. Dakota. — Bull. Geol. Soc. America, 1948, v. 59.
- Sterrett D.B. Mica deposits of the United States. — Geol. Surv. Bull., 1923, N 740, 342 p.
- Stockwell C.H. Notes of the tectonic map of the Canadian shield. — Sci. commun. read to the Commis. for the World, p. 32–40. Paris, 1966.
- Stoll W.C. Mica and beryl pegmatites in Idaho and Montana. — U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, 229, 1950, 64 p.
- Stugard F. Pegmatites of Middletown area, Connecticut. — Geol. Surv. Bull., 1958, N 1042–Q.
- Summers K.W.A. The mineral deposits of the West Arm, Bynoe Harbeur and Bamboo Creek field, N.T. — Bur. Mineral Resources Australia Rec. 1957.
- Switzer G. Granite pegmatites of the Mt. Antero region, Colorado. — Amer. Mineralogist, 1939, v. 24, N 12.
- Symons R. Mining at Bikita. — Mining J., 1960, v. 254, N 6511, p. 624–643.
- Symons R. Operation at Bikita Minerals, Ltd. Southern Rhodesia. — Bull. Inst. Mining and Metallurgy, 1961, N 661, p. 129–172; 1962, N 664, p. 247–352.
- Thurston W.R. Pegmatites of the Crystal Mountain district, Larimer County Colorado. — U.S. Geol. Surv. Bull., 1955, 1011, N 185 p.
- Tin and Tantalite — Mining J., 1970, v. 274, N 7025, p. 317.
- Tomich S.A. Report on a spodumene-bearing pegmatite on Hampton plains Location South of Kalgoorlie. — Annual Rept Dept Mines West. Australia, 1953.
- Tugarinoff A. Age absolue et particularités génétiques des granites du Nigeria et du Cameroun septentrional. — In: Proceedings of the Symposium on the Granites of West Africa (Ivory Coast, Nigeria, Cameroun, March 1965). UNESCO, 1968, p. 119–123.
- Twedo O., Sims P. Relation of the Colorado Mineral belt to Precambrian structure. — Geol. Surv. Profess. Paper, 1960, N 400–B, p. B8–B9.
- Tyndale-Biscoe R. The geology of the Bikita tinfield, Southern Rhodesia. — Trans. and Proc. Geol. Soc. South Africa, 1951, v. 54, p. 11–26.
- Vachette M. Nouvelles mesures d'âges absolus de granites d'âges Eburnéen de la côte d'Ivoire. — C. r. Acad. sci. Paris, 1964, t. 258, N 5.
- Varlamoff N. Transitions entre les aplites et les pegmatites dans les zones de contact des massifs granitiques des concessions de Symetain à Kalima (Maniema, Congo Belge). — Bull. Soc. géol. Belgique, 1953–1954, t. 77, N 5, p. 101–116.

- Varlamoff N. Repartition des types de pegmatites autour de la partie nord-ouest du grand massif granitique de Nyanza (Ruanda, Africa). — Ann. Soc. géol. Belgique, 1954–1955, v. 78, N 1, p. 1–25.
- Varlamoff N. Zoniographie de quelques champs pegmatitiques de l'Afrique Centrale et les classifications de K.A. Vlassov et de A.J. Guinobourg. — Ann. Soc. géol. Belgique, 1958–1959, t. 82, Bull. N 1–2, p. 55–89.
- Varlamoff N. Relations spatiales entre les pegmatites et les granites en Afrique Centrale et à Madagascar. — Bull. Soc. géol. France, 1960, ser. 7, t. 2, N 6, p. 711–723.
- Varlamoff N. Matériaux pour l'étude des pegmatites du Congo et du Ruanda. — Ann. Soc. géol. Belgique, 1961, t. 84, Bull. N 5, p. 257–278.
- Varlamoff N. Central and W. African rare-metal granitic pegmatites, related aplites, quartz-veins and mineral deposits. — Mineral Deposits, 1972, v. 7, N 2, p. 202–216.
- Venkatasubramanian V.S. Studies of the lithium contents of Indian rocks and minerals. — In: Advancing Frontiers in Geol. and Geophysics, 1964.
- Villiers J., Söhne P.G. The geology of the Richtersveld. — Mem. Geol. Surv. Union South Africa, 1959, N 48, p. 1–266.
- Waring G.A. The pegmatite veins of Pala, San Diego County. — Amer. Geol., 1905, v. 35, N 8, p. 356–369.
- Warner L.A., Holser W.T. Occurrence of non-pegmatite beryllium in the U.S. — Geol. Surv. Profess. paper, 1959, N 318, 198 p.
- Williams A.E. Mineral phosphates of the Northern Territory. — Chem. Engng and Mining Rev., 1940, 32 p. 373–375.
- Wright C.M. Geology and origin of the pollucite-bearing Montgarny pegmatite, Manitoba. — Bull. Geol. Soc. America, 1963, N T-7, p. 107–133.
- Wynn D.W. Recent developments in beryl mining in the Broken Hill district. — Dept Mines N.S. Wales Techn. Rept, 1961, N 7.

ПРЕДИСЛОВИЕ (М. В. Кузьменко)	3
Часть первая (Вводная) М. В. Кузьменко	7
ПРОБЛЕМА ПЕГМАТИТОВ И ЕЕ ЗАДАЧИ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ	—
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖ- ДЕНИЙ	12
 Часть вторая. ПЕГМАТИТЫ СССР	
Глава 1. ПЕГМАТИТЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА. А. П. Калита, Е. Д. Калита	18
Общая геологическая характеристика	—
Пегматитовые поля бериллиевого типа (21), Пегматитовые поля литиевого типа (23), Пегматитовые поля комплексного типа (25), Пегматитовое поле ниобий-иттриевого типа (29)	—
Глава 2. ПЕГМАТИТЫ УКРАИНЫ	34
Основные черты геологического строения. Д. Я. Айздердзис (34), Поле редкометалльных пегматитов комплексного типа. К. И. Розанов и Л. Ф. Лаври- ненко (36), Хрусталеносные пегматиты. С. М. Бескин (42)	—
Глава 3. ПЕГМАТИТЫ КАВКАЗА. М. В. Кузьменко, Ю. И. Филиппова	46
Пегматитовый пояс Главного Кавказского хребта.	—
Пегматиты Дзирульского массива.	49
Глава 4. ПЕГМАТИТЫ УРАЛА	51
Краткий геологический очерк. Д. Я. Айздердзис	—
Пояс слюдonoсных пегматитов. Д. Я. Айздердзис	52
Пегматитовое поле редкоземельного типа	—
Пояс камерных пегматитов. Д. Я. Айздердзис	53
Пояс редкометалльных пегматитов. Д. Я. Айздердзис, А. П. Калита	54
Поле пегматитов с драгоценными камнями. Д. Я. Айздердзис (58), Поле хрусталеносных пегматитов. Д. Я. Айздердзис, Т. Н. Большакова (61), По- ле рубеллитонoсных пегматитов с комплексной редкометальной минерализа- цией. Д. Я. Айздердзис, Т. Н. Большакова (64), Поле редкометалльных пегматитов бериллиевого типа. А. П. Калита (67), Пневматолито-гидротер- мальные образования. Т. Н. Большакова (72)	—
Заключение по провинции. М. В. Кузьменко, А. П. Калита	78

Глава 5. ПЕГМАТИТЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ	79
Основные черты геологического строения пегматитоносных складчатых областей. <i>И. Б. Недумов</i>	—
Пегматиты герцинид. <i>Г. Б. Мелентьев, Н. Н. Мартянов, Е. А. Алексеева</i>	82
Пегматитовое поле бериллиевого типа (82), Редкометальный пегматитовый пояс комплексного типа (83), Поле пегматитов фтор-литиевого типа (87)	90
Пегматиты мезозойских складчатых областей	—
Поле пегматитов литиевого типа. <i>Н. А. Акелин</i> (90), Пегматитовый пояс с рудопоявлениями литиевого и комплексного типов. <i>Н. А. Акелин</i> (93), Поле петалитоносных пегматитов литиевого типа. <i>Г. Б. Мелентьев</i> (96), Поле редкометальных пегматитов фтор-литиевого типа. <i>Г. Б. Мелентьев</i> (98)	101
Заключение по провинции (<i>Г. Б. Мелентьев</i>)	—
Глава 6. ПЕГМАТИТЫ КАЗАХСТАНА	102
Закономерности размещения пегматитовых полей. <i>А. Н. Леонтьев</i>	—
Западный структурный узел. <i>А. Н. Леонтьев, Ю. И. Филиппова</i>	108
Центральный структурный узел. <i>А. Н. Леонтьев, М. В. Кузьменко</i>	110
Пегматитовое поле I комплексного типа. <i>М. В. Кузьменко, Н. А. Акелин, Н. Г. Сретенская, Г. Б. Мелентьев</i> (111), Пегматитовое поле II комплексного типа. <i>М. В. Кузьменко, В. А. Хвостова</i> (118)	—
Северный структурный узел. <i>А. Н. Леонтьев</i>	124
Главное пегматитовое поле комплексного типа. <i>М. В. Кузьменко, Ю. И. Филиппова</i>	—
Заклучение по редкометальной провинции. <i>М. В. Кузьменко, А. Н. Леонтьев</i>	130
Камерные пегматиты. <i>С. М. Бескин</i>	132
Глава 7. ПЕГМАТИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ. <i>Н. А. Акелин, Н. Н. Мартянов</i>	137
Глава 8. ПЕГМАТИТЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ	143
Особенности развития протерозоид. <i>И. Б. Недумов</i>	—
Области развития безрудных и керамических пегматитов. <i>И. Б. Недумов</i>	144
Области развития слюдоносных и бериллоносных пегматитов. <i>И. Б. Недумов</i>	145
Слюдоносные пегматиты. <i>Б. М. Шмакин, И. Б. Недумов</i> (145), Пегматитовое поле бериллиевого типа. <i>Н. Г. Сретенская</i> (148)	—
Область развития безрудных и сподуменоносных пегматитов. <i>И. Б. Недумов</i>	151
Редкометальный пегматитовый пояс комплексного типа. <i>И. Б. Недумов</i>	154
Пегматитовое поле I литиевого типа. <i>И. П. Земская, И. Б. Недумов</i> (154), Пегматитовое поле II литиевого типа. <i>И. П. Земская, И. Б. Недумов</i> (159), Пегматитовое поле III комплексного типа. <i>Ю. И. Филиппова, И. Б. Недумов</i> (162), Пегматитовое поле IV комплексного типа. <i>Ю. И. Филиппова</i> (166), Пегматитовое поле V с бедным оруденением. <i>И. Б. Недумов</i> (167), Пегматитовое поле VI комплексного типа. <i>Ю. И. Филиппова</i> (168)	—
Заклучение по провинции. <i>М. В. Кузьменко, И. Б. Недумов</i>	170
Глава 9. РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ ПЕГМАТИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ	172
Геологические закономерности размещения пегматитов. <i>В. Г. Хрюкин</i> (172), Минералого-геохимические особенности редкометальных пегматитов. <i>В. Г. Хрюкин</i> (175), Пегматитовое поле литиевого типа. <i>Н. Н. Мартянов</i> (177), Структурный контроль редкометальных пегматитов. <i>В. Г. Хрюкин</i> (181)	—
Глава 10. РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ ПЕГМАТИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ КИММЕРИД ЗАБАЙКАЛЬЯ	182
История развития региона и закономерности размещения пегматитов. <i>И. Б. Недумов</i>	—
Главный пегматитовый пояс. <i>И. П. Земская</i>	185
Юго-западное пегматитовое поле (183), Центральное пегматитовое поле литиевого типа (187), Северо-восточное пегматитовое поле комплексного	—

типа (190), Восточное пегматитовое поле бериллиевого типа. *М. В. Кузьменко, И. П. Земская* (195), Южное пегматитовое поле бериллиевого типа. *Ю. И. Филиппова* (198), Камерные пегматиты массива Адун-Чолон. *Н. А. Акелин* (200), Пегматитовое поле комплексного типа. *Ю. И. Филиппова* (203)

Глава 11. РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА	204
Мезозойское пегматитовое поле комплексного типа. <i>Г. А. Топунова</i> (204).	
Палеозойское пегматитовое поле комплексного типа. <i>Г. Б. Мелентьев</i> (207).	

Часть третья. ПЕГМАТИТЫ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН

Глава 12. ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ. <i>А. П. Калита, Е. Д. Калита</i>	210
Глава 13. ПЕГМАТИТЫ ЗАРУБЕЖНОЙ АЗИИ	216
Редкометалльный пегматитовый пояс Монгольского Алтая	
Закономерности размещения пегматитовых полей. <i>А. Н. Леонтьев</i> (217).	
Главное пегматитовое поле комплексного типа. <i>М. В. Кузьменко</i> (222)	
Пегматиты Индии. <i>Б. М. Шмакин, Г. А. Топунова</i>	229
Глава 14. РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ АФРИКИ. <i>С. Е. Колотухина, Г. А. Топунова</i>	234
Родезийско-Трансваальский пояс	236
Трансафриканский пояс	239
Восточно-Африканско-Мадагаскарский пояс	245
Нигерийско-Сахарский пояс	250
Эбурнейский пояс	251
Пегматиты Марокко	252
Глава 15. ПЕГМАТИТЫ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ. <i>Г. А. Топунова</i>	253
Пегматиты Канадского щита	259
Пегматитовое поле комплексного типа Йеллоунайф-Болье (256)	
Пегматитовое поле Кэт-Лэйк — Виннипег-Ривер комплексного типа (261)	
Центральная пегматитовая провинция	260
Пегматитовое поле Блэк-Хиллс комплексного типа (Южная Дакота) (261).	
Пегматитовый пояс центральной части Передового хребта (264)	
Пегматитовая провинция Аппалач	267
Пегматитовая провинция Кордильер	270
Глава 16. ПЕГМАТИТЫ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ. <i>С. Е. Колотухина</i>	272
Закономерности размещения пегматитовых полей	
Пегматиты Гвианского пояса	274
Пегматиты Восточно-Бразильского пояса	275
Пегматитовое поле Борборема комплексного типа (275).	
Пегматитовое поле Минас-Жерайс (Назарену) комплексного типа (278).	
Пегматиты Аргентинно-Боливийского пояса	279
Глава 17. ПЕГМАТИТЫ АВСТРАЛИИ. <i>В. И. Позилова</i>	285
Провинция Пилбара	286
Провинция Йилгарн (штат Западная Австралия)	290
Провинция Кимберли-Дарвин	291
Провинция Аранта	292
Провинция Масгрейв	—
Провинция Маунт-Айзе	—
Провинция Джорджтаун	294
Провинция Брокен-Хилл	—

Часть четвертая. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ. <i>М. В. Кузьменко</i>	296
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	—
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ И ПОЯСОВ	306
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЙ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ	309
СВЯЗЬ С ГРАНИТАМИ И ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОГО КОНТРОЛЯ ЖИЛЬНЫХ СЕРИЙ	312
КОМПЛЕКСНАЯ ОЦЕНКА	314
ЛИТЕРАТУРА	317

ПОЛЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Утверждено к печати Институтом геохимии и кристаллохимии редких элементов

Редактор *Г.Ф. Неманова*. Редактор издательства *Т.Б. Гришина*
 Художник *Л.А. Грибов*. Художественный редактор *С.А. Литвак*
 Технический редактор *Г.В. Лазарева*

Подписано к печати 27/VII-1976 г. Т — 10894, Усл. печ. л. 29,1 + 0,3 вкл. Уч.-изд.л. 33,9
 Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 700 экз. Тип. зак. 594 Цена 3 р. 72 к.
 Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
 1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

Опечатки

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
115	23 св.	50 более 20	более 20
206	5 сн.	0,01-0,9	0,01-0,09

"Поля редкометальных гранитных пегматитов"