ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

ТОМ 1

СЛЮДОНОСНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ. АКАДЕМИКА А. П. ВИНОГРАДОВА

USSR ACADEMY OF SCIENCES
SIBERIAN BRANCH
A. P. VINOGRADOV INSTITUTE OF GEOCHEMISTRY

GRANITIC PEGMATITES

IN FIVE VOLUMES

Volume 1

MICA-BEARING PEGMATITES

Edited by
V. N. Sobachenko, B. M. Shmakin

NOVOSIBIRSK
«N A U K A»
SIBERIAN BRANCH
1990

ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

В ПЯТИ ТОМАХ

Том 1

СЛЮДОНОСНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Ответственные редакторы
кандидат геолого-минералогических наук *В. Н. Собаченко*,
доктор геолого-минералогических наук *Б. М. Шмакин*

НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1990

УДК 552.2+550.4÷552.322.2

Авторы

В. А. Макрыгина, В. М. Макагон, В. Е. Загорский, Б. М. Шмакин

Слюдоносные пегматиты/Макрыгина В. А., Макагон В. М., Загорский В. Е., Шмакин Б. М.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990.— Т. 1.— 233 с. —(Гранитные пегматиты: В 5 т.).
ISBN 5—02—029532—9.

Монография является первой книгой пятитомной серии «Гранитные пегматиты», которую планируется выпустить до 1995 г. В ней освещаются вопросы геологии, петрологии, минералогии и геохимии двух пегматитовых формаций: мусковитовой и редкометалльно-мусковитовой.

Дается характеристика геологического строения пегматитовых поясов Евразии, Америки, Африки и Австралии. Особое внимание уделено метаморфическим комплексам, вмещающим пегматиты, а также зональности пегматитовых поясов, гранитоидам, строению пегматитовых тел, минералогии и геохимии пегматитов, термодинамическим параметрам процессов и факторам, определяющим уровень содержаний элементов в минералах и породах.

Книга рассчитана на петрологов, минералогов, геохимиков и специалистов по поискам и разведке мусковита и редких металлов.

Табл. 74. Ил. 64. Библиогр.: 278 назв.

Рецензенты

кандидаты геолого-минералогических наук
Д. С. Глюк, А. И. Сизых

Mica-bearing pegmatites/Makrygina V. A., Makagon V. M., Zagorsky V. E., Shmakin B. M.— Novosibirsk: Nauka. Siberian Branch, 1990.— Vol. 1.— P. 233.—(Granitic Pegmatites: In 5 volumes).
ISBN 5—02—029532—9.

The book is the first part of 5-volume series «Granitic pegmatites» to be issued by 1995. Geology, petrology, mineralogy and geochemistry of two pegmatite formations, muscovite and rare-metal-muscovite ones are analysed.

The book provides geological characteristics of numerous pegmatite belts of Euroasia, America, Africa and Australia. Special attention is given to metamorphic complexes of rocks enclosing pegmatites as well as to zonality of pegmatite belts and enclosed granitoids. The structure of pegmatite bodies, mineralogy and geochemistry of pegmatites, thermodynamic parameters of processes and factors determining the level of element concentrations in minerals and rocks are discussed.

The book will be interesting to petrologists, mineralogists, geochemists, for specialists working for prospecting and exploration of mica and rare metals.

Tabl. 75. Figs. 65. Refs. 278.

Reviewed by
D. S. Glyuk and *A. I. Sizykh*

Утверждено к печати
Институтом геохимии им. академика А. П. Виноградова
СО АН СССР

Г $\frac{1804020200—173}{042(02)—90}$ 393—90 II полугодие

© Издательство «Наука», 1990

ISBN 5—02—029532—9

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый вниманию читателей том «Слюдоносные пегматиты» является первым в задуманной серии книг, посвященных гранитным пегматитам. Эта серия должна обобщить результаты исследований сотрудников Лаборатории геохимии пегматитов Института геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР, выполняющихся с 1960 г., а также опубликованные материалы по проблеме. Кроме авторов книги, в этих исследованиях в разные годы принимали участие М. П. Глебов, А. Н. Иванов, К. Ф. Каширин, Л. Н. Морозов, Б. В. Петров, В. А. Ширяева, многие другие сотрудники Лаборатории.

Основным регионом изучения пегматитов была Восточная Сибирь, где широко распространены гранитные пегматиты всех известных типов. Однако авторы познакомились и с другими регионами СССР, где развиты гранитные пегматиты: Кольским полуостровом, Карелией, Уралом, Средней Азией. Для ряда пегматитовых месторождений в этих регионах авторы в содружестве с местными специалистами выполнили детальные исследования. Большое значение имели экспедиционные поездки в Австралию, в страны Азии, Северной Америки, южной части Африки. Некоторые результаты сравнительного изучения пегматитовых месторождений зарубежных стран были недавно опубликованы [Шмакин, 1987]. Естественно, что наиболее детальные материалы получены по объектам Восточной Сибири и в книге прежде всего характеризуются сибирские пегматитовые пояса, поля и месторождения. Но во всех случаях, когда авторы располагали сопоставимым материалом по другим территориям, он тоже использовался.

В процессе исследования уделялось внимание не только самим пегматитам, но и метаморфическим породам пегматитоносных регионов, разнообразным гранитоидам, а также метасоматическим образованиям, развитым в пределах пегматитовых полей и вокруг конкретных пегматитовых тел. Это позволило сделать важные выводы о характере метаморфических преобразований, приводящих к формированию гранитов и пегматитов, термодинамических параметрах процессов пегматитообразования, условиях образования ореолов вокруг пегматитовых тел и их серий. Полученные результаты имеют не только теоретический интерес, но могут быть использованы при геологическом картировании, при поисках и оценке новых пегматитовых месторождений и новых тел на глубине.

В комплекс применявшихся методов исследования входили методы геологического картирования, документации наблюдавшихся горных выработок и обнажений, петрографического изучения шлифов, термобарогеохимические методы изучения включений минералообразующей среды в минералах, рентгеноструктурные методы изучения структурного состояния и параметров элементарной ячейки минералов. Элементный состав минералов и горных пород определялся с помощью методов классической аналитической химии, рентгеноспектрального, эмиссионного спектрального и нейтронно-активационного анализа.

Авторы пользуются случаем выразить глубокую благодарность сотрудникам аналитических лабораторий Института геохимии им. академика А. П. Виноградова, а также аналитикам, геологам и геохимикам

Института геологии и геофизики СО АН СССР, Института земной коры СО АН СССР, Восточно-Сибирского НИИ геологии, геофизики и минерального сырья Мингео СССР и других организаций, сотрудничавших с нами на протяжении многих лет.

Особая признательность — В. Н. Собаченко, принявшему участие в редактировании первого тома серии «Гранитные пегматиты».

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

Аб	альбит	Кцо	клиноцоизит
Акт	актинолит	Мт	магнетит
Амф	амфибол	Му	мусковит
Анд	андалузит	Орт	ортопироксен
Анк	анкерит	Пл	плагиоклаз
Би	биотит	Прф	пирофиллит
Гип	гиперстен	Руд	рудный минерал
Гр	гранат	Рут	рутил
Грф	графит	Сер	серицит
Ди	диопсид	Сил	силлиманит
Дол	доломит	Ск	скаполит
Дст	дистен	Ст	ставролит
Ил	ильменит	Сф	сфен
Ка	кальцит	Фбр	фибролит
Кв	кварц	Фн	фенгит
Кпш	калишпат	Хл	хлорит
Кпр	клинопироксен	Хтд	хлоритоид
Крд	кордиерит	Цо	цоизит
Кум	куммингтонит	Эп	эпидот

Цифры возле индекса минерала, например $Гр_{82}$ или $Пл_{25}$, означают железистость или процент анортитовой составляющей.

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

В классической монографии А. Е. Ферсмана, изданной в 1940 г. и посвященной гранитным пегматитам, приводится подробный анализ появившихся в начале века группировок пегматитов — начиная с разделения их В. И. Вернадским на пегматиты, обогащенные либо тяжелыми элементами, либо летучими компонентами, и кончая систематикой К. Ландеса [Landes, 1933], посвященной пегматитам любого состава.

Как известно, сам А. Е. Ферсман классифицировал гранитные пегматиты по преобладанию в них минералов той или иной фазы геохимического процесса — геофазы. При этом границы между геофазами определялись температурой процесса. Пегматиты типа I (обычные пегматиты) и II (пегматиты с редкими элементами) он относит к геофазе *C*-«пегматитовой», для которой характерна температура около 700 °С. Пегматиты типа III (борофтористые) и типа IV (фтороберилиевые) отнесены к двум последовательным «пегматоидным» фазам *D* и *E* с температурой порядка 600 °С. Натрово-литиевые пегматиты типа V и марганцево-фосфатные пегматиты типа VI соответствуют «надкритическим» геофазам *F* и *G* с температурой 500 °С. Наконец, фтороалюминиевые (криолитовые) пегматиты типа VII отнесены к геофазе *H* («высокая терма»), характеризующейся температурой 400 °С. Классификация А. Е. Ферсмана подкупала своей универсальностью и относительной простотой, она использовалась и продолжает использоваться многими отечественными и зарубежными исследователями.

Однако исследования 1940—1960-х годов показали, что в гранитных пегматитах практически любого состава начало процессов кристаллизации характеризуется более или менее близкими температурами 550—650 °С. Во многих ранних минералах пегматитов были обнаружены стекловатые включения, свидетельствующие о магматическом состоянии начальной минералообразующей среды. А заключительные фазы пегматитового процесса по данным термобарогеохимических исследований в большинстве пегматитов приходятся на температуру около 300 °С. Таким образом, существенных различий между типами пегматитов по температуре образования не существует. С другой стороны, выявилась четкая корреляция между преобладающим типом минерализации в пегматитах и фацией (фациальной серией) метаморфизма вмещающих пегматиты пород, тип которой определяется прежде всего давлением.

Первое обобщение данных о связи типа минерализации в пегматитах с глубинностью их образования принадлежит А. И. Гинзбургу и Г. Г. Родионову [1960]. Они показали, что редкоземельные пегматиты (ортитовые, монацитовые) образуются в условиях максимальных глубин — более 8 км, слюдоносные — в условиях больших глубин, от 5 до 8 км, редкометалльные — на средних глубинах, порядка 4—5 км, а хрусталеносные пегматиты формируются на малых глубинах, от 2 до 4 км. Все цифры были получены по данным геологического картирования пегматитовых поясов. Это стало началом формационного подхода к классификации пегматитов.

В последующих работах Г. Г. Родионов [1964, 1977] детально обосновал и конкретизировал выделение пегматитовых формаций. С учетом

наших данных по Восточной Сибири и Индии [Шмакин, 1976] он добавил к упомянутым выше формацию мусковит-редкометалльных пегматитов с глубиной формирования 5—6 км и оставил за собственно мусковитовыми пегматитами интервал 6—8 км.

А. И. Гинзбург с соавторами [1979] указывают несколько иные глубины образования для пегматитовых формаций весьма больших глубин — более 10—11 км, больших глубин (слюдоносные)— от 7 до 11 км, умеренных глубин (редкометалльные)— от 3,5 до 7 км, малых глубин (хрусталеносные)— от 1,5 до 3,5 км. При этом авторы отмечают ориентировочный характер этих цифр и пишут: «Как правило, формирование пегматитов происходит при избыточном относительно литостатического внутреннем давлении» (с. 22—23).

Действительно, уже в первых работах по изучению степени метаморфизма вмещающих слюдоносные пегматиты пород [Коржинский, 1937; Соколов, 1959; Карпов, Другов, 1966] была установлена постоянная приуроченность мусковитовых пегматитов к породам амфиболитовой фации регионального метаморфизма дистен-силлиманитового типа. А она характеризуется давлениями порядка 8—12 кбар*, что в несколько раз выше возможного литостатического давления пород на глубинах до 8—11 км.

Прямые определения давления по плотности жидкой углекислоты в дистене [Долгов и др., 1967] и в других минералах слюдоносных пегматитов Мамского региона [Макагон, 1968; Шмакин, Макагон, 1972] дали цифры для начала процесса от 5 до 8 кбар, что близко к давлению в окружающих метаморфических породах. Аналогичное изучение включений в первичных минералах редкометалльных пегматитов показало величину давления до 4,5 кбар [Макагон, 1974], а в минералах пегматитов весьма больших глубин — до 6 кбар [Томиленко, Чупин, 1983]. В минералах хрусталеносных пегматитов были получены цифры давления для центральных зон пегматитовых тел в интервале от 0,4 до 1,4 кбар [Базаров, 1965; Долгов, 1968; Юсупов, 1974]. Следовательно, классификация Гинзбурга — Родионова оказалась в принципе верной, хотя главным фактором специализации пегматитов на современном уровне исследований следует считать давление, а не глубинность минералообразования.

В настоящей работе принята классификация пегматитовых формаций, которая основана на схеме А. И. Гинзбурга и Г. Г. Родионова, но имеет несколько существенных дополнений и уточнений. Прежде всего, с использованием данных М. В. Кузьменко [Поля..., 1976] редкоземельные пегматиты разделены на две формации: уран-редкоземельную, занимающую прежнее место редкоземельных пегматитов, и ниобий-редкоземельную**. Для последней наиболее характерны не ортит и монацит, а ниобаты и танталаты редкоземельных элементов. Еще в некоторых работах 1960-х годов пегматиты этой формации описывались достаточно детально и противопоставлялись глубинным пегматитам [Дворкин-Самарский, 1962; Барт, Рейтан, 1967].

Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты в нашу классификацию входят как самостоятельные формации. Вместе с формацией уран-редкоземельных пегматитов они объединены в группу формаций высоких давлений (от 5 до 8 кбар).

Аналогичным образом группа формаций умеренных давлений (от 2 до 5 кбар) состоит из нескольких формаций редкометалльных пегматитов, различающихся по составу и геологическим давлениям образования.

Наконец, группа формаций относительно низких давлений при начальном минералообразовании (1—2 кбар) состоит из формации миароло-

---

* Для высоких значений давлений в работе применяется единица кбар (килобар) = 100 МПа.

** В работах М. В. Кузьменко эта формация названа ниобий-иттриевой, но кроме иттрия в составе минералов большую роль играют лантаноиды. Термином «редкие земли» мы обычно объединяем лантаноиды и иттрий.

вых пегматитов и упомянутой выше формации ниобий-редкоземельных пегматитов.

Перечисленные пегматитовые формации характеризуются не только минерагенической специализацией, степенью метаморфизма вмещающих пород и теми или другими типами материнских гранитов, но и приуроченностью к определенным типам крупных тектонических структур. В отечественной литературе имеется целая серия крупных обобщений на эту тему [Ивенсен, 1960; Великославинский и др., 1963; Вопросы геологии..., 1964; Гинзбург и др., 1979; Макрыгина, 1981; Гродницкий, 1982]. Главным итогом этих работ является установление более или менее четко проявленной в разных регионах связи процессов образования пегматитов либо с синорогенным метаморфизмом, сопровождаемым образованием ультраметаморфических гранитоидов, либо с позднеорогенным (наложенным) метаморфизмом в зонах тектономагматической активизации.

Для формации уран-редкоземельных пегматитов характерна приуроченность к древним щитам и срединным массивам, причем вмещающие породы гранулитовой фации метаморфизма испытывают диафторез в условиях амфиболитовой фации, сопровождающийся пегматитообразованием.

Мусковитовые пегматиты практически везде располагаются в миогеосинклинальных структурах, где карбонатно-пелитовые осадки подвергаются метаморфизму амфиболитовой фации (дистен-силлиманитового типа). Редкометалльно-мусковитовые пегматиты, как правило, находятся в породах, метаморфизованных до эпидот-амфиболитовой фации или наложенного андалузит-силлиманитового типа амфиболитовой фации.

Редкометалльные пегматиты обеих формаций особенно характерны для троговых структур типа грабен-синклиналей, где терригенно-вулканогенные осадки обычно метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации низких давлений и эпидот-амфиболитовой фации. Но вблизи гранитных массивов наблюдается повышение степени метаморфизма до уровня амфиболитовой фации (андалузит-силлиманитового типа).

Пегматиты группы формаций относительно низких давлений всегда приурочены к областям тектономагматической активизации. При этом образование миарол (формация миароловых пегматитов) может происходить как в уже сформированных при более высоких давлениях пегматитовых телах (вторичные полости), так и в процессе эволюционного «дозревания» пегматитовых тел (первичные полости).

Для любой принятой классификации пегматитов весьма важен вопрос о «простых» (кварц-полевошпатовых, неспециализированных) пегматитах. К ним относятся не только пегматиты регионов, где вообще нет минерализованных (редкометалльных, слюдоносных, редкоземельных и миароловых) пегматитов, т. е. где все пегматитовые тела «простые». Во всех пегматитовых полях и поясах, где проявлена полезная минерализация, количественно преобладают все же неспециализированные пегматитовые тела, образовавшиеся в тех же условиях, что и минерализованные. Первые отличаются от вторых лишь тем, что в них не проявились те процессы (мусковитизации, альбитизации, миаролообразования), с которыми связано формирование полезных минералов. Такие «потенциально рудоносные» тела могут содержать некоторое количество мусковита, редкометалльных минералов или ограненных кристаллов в пустотах, но оно ниже экономически рентабельного для эксплуатации при современных требованиях. Мы не отделяем те и другие тела от жил с промышленной минерализацией и рассматриваем всю совокупность пегматитовых тел в каждом пегматитовом поле. Таким образом, мы называем мусковитовыми, редкометалльно-мусковитовыми, редкометалльными, редкоземельными и кристаллоносными все пегматитовые тела какого-либо поля, если даже в незначительной их части проявлена соответствующая минерализация.

Глава 1

РАЗМЕЩЕНИЕ И ВОЗРАСТ СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Слюдоносные пегматиты широко распространены на всех континентах мира, будучи приуроченными к метаморфическим комплексам разного возраста, от архея до мезозоя. Естественно, что в связи со значительно бо́льшим интервалом времени, приходящимся на архей и протерозой в сравнении с фанерозоем, главная часть мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов встречается в докембрийских породах. Тем не менее в Евразии и Америке имеются достаточно крупные пегматитовые пояса палеозойского и мезозойского возраста, содержащие промышленные скопления слюды — мусковита. Отдельные пегматитовые поля, образовавшиеся в нижнем палеозое, известны также в Африке и Австралии.

1.1. ЕВРАЗИЯ

Крупнейший на нашей планете континент имеет наибольшее по сравнению с остальными число слюдоносных пегматитовых поясов и полей. Не упоминая многочисленных мелких месторождений и слюдопроявлений, рассеянных по территории Евразии (рис. 1), необходимо кратко описать по крайней мере пять крупных слюдоносных регионов: Балтийский щит, Уральский складчатый пояс, южное и юго-восточное складчатое обрамление Сибирской платформы, западную часть Монголо-Охотского орогенного пояса и Индийскую платформу.

В пределах **Балтийского щита** выделяется восемь пегматитовых поясов [Гродницкий, 1982]. С точки зрения мусковитовой минерализации наибольший интерес представляет собой Беломорский пегматитовый пояс, где преимущественно распространены собственно мусковитовые пегматиты Карелии и Кольского полуострова. Среди вмещающих толщ здесь широко развиты самые древние в нашей стране метаморфические породы с возрастом 3—3,5 млрд лет. Проявившийся в них ребольский тектогенез с образованием Енско-Лоухского синклинория имеет возраст до 2,6 млрд лет. Но слюдоносные пегматиты возникли еще позже — в течение свекокарельского этапа (1,9—1,8 млрд лет) при наложении процессов регрессивного метаморфизма и гранитизации.

В Кольском пегматитовом поясе имеются редкометалльно-мусковитовые пегматиты Стрельнинского поля. Судя по радиологическим исследованиям [Пушкарев и др., 1978], здесь тоже проявлено несколько циклов метаморфизма и гранитообразования. При этом возраст слюдоносных пегматитов $1{,}8 \pm 0{,}1$ млрд лет.

Аналогичную специализацию имеют многие пегматиты Северо-Карельского пояса, протягивающегося от юго-западной части Кольского полуострова до оз. Выгозеро в Карелии, западнее Беломорского пояса. Но здесь имеются и собственно мусковитовые пегматиты, причем в некоторых случаях наблюдается пересечение жил мусковитовых пегматитов редкометалльно-мусковитовыми [Рыцк, 1962]. Хотя те и другие образовались в течение одного свекокарельского этапа, Л. Л. Гродницкий [1982] считает возможным выделить две возрастные группы пегматитов, разделенные промежутком времени не более 100 млн лет.

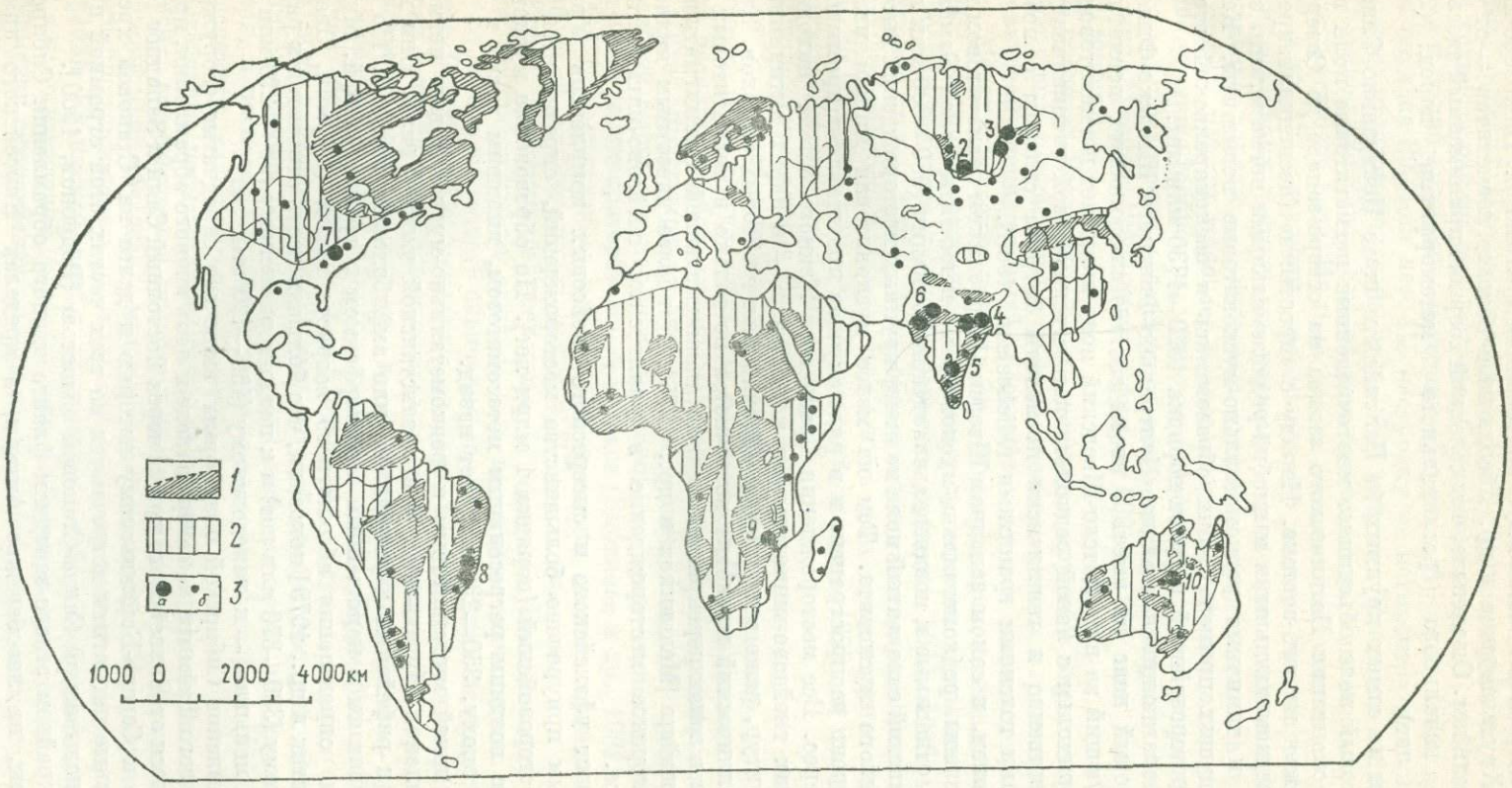


Рис. 1. Схема размещения месторождений мусковита на континентах.

1 — выходы докембрийских пород; 2 — участки древних щитов, покрытые осадками; 3 — крупные слюдоносные провинции (*а*) и отдельные слюдоносные пегматитовые поля (*б*). Цифры на рисунке — пегматитовые пояса: 1 — Беломорский, 2 — Бирюсинский, 3 — Мамский, 4 — Бихарский, 5 — Неллурский, 6 — Раджастханский, 7 — Аппалачский, 8 — Восточно-Бразильский, 9 — Урунгве, 10 — Аранта. Четыре крупнейших пояса (3, 4, 6 и 8) показаны двойными знаками.

Западно-Карельский пегматитовый пояс представляет собой узкую полосу субмеридионального простирания с серией небольших пегматитовых полей редкометалльно-мусковитовой специализации: Нюкозеро-Мельгозеро, Хаутаваарское и др. Абсолютный возраст пегматитов — от 1950 до 1790 млн лет. Он меньше, чем селецкий возраст, принимаемый здесь для времени начального регионального метаморфизма пород (2,3—2,0 млрд лет).

Один из самых крупных на Балтийском щите Центрально-Финский пегматитовый пояс объединяет многочисленные пегматитовые поля в полосе от окончания Ботнического залива на северо-западе до Северного Приладожья на юго-востоке. Наряду с «простыми» (неспециализированными), редкометалльными и ниобий-редкоземельными пегматитами, здесь имеются и типичные редкометалльно-мусковитовые пегматиты. Как и в предыдущих примерах, они образовались в свекокарельский этап и имеют протерозойский возраст порядка 1820—1730 млн лет.

Располагающийся западнее Центрально-Финского Шведско-Финский пегматитовый пояс не имеет в своем составе слюдоносных пегматитов. Но следующий за ним Датско-Шведский пояс включает пегматитовое поле о. Борнхольм с явной редкометалльно-мусковитовой специализацией. Пространственно и генетически пегматиты острова связаны с позднеорогенными готскими гранитами [Micheelsen, 1960].

Наконец, в самом западном Шведско-Норвежском пегматитовом поясе проявлены редкометалльно-мусковитовые пегматиты полей Бамбле и Эстфолл, относимые к позднедальсландской формации (950—800 млн лет).

Уральский складчатый пояс не имеет крупных месторождений высококачественного мусковита. Тем не менее мусковитовая минерализация здесь широко распространена и в ряде случаев представляет промышленный интерес. Все месторождения Среднего и Южного Урала находятся в пределах гнейсово-мигматитовых комплексов — в ядрах антиклинальных структур, реже в сланцевых обрамлениях гнейсовых куполов. Крупнокристаллический мусковит встречается не только в пегматитовых жилах, но и в зонах перекристаллизации, накладывающейся на мигматизированные гнейсы [Мельников и др., 1975]. Наиболее известным является Слюдяногорское месторождение в уфалейском гнейсово-мигматитовом комплексе.

Возраст уфалейского и сысертского гнейсовых комплексов Урала, к которым приурочено большинство месторождений, определяется как верхнепротерозойский (порядка 1 млрд лет). Но образование мусковита связано с поздним регрессивным метасоматозом, имевшим место в герцинскую эпоху, 350—230 млн лет назад.

Ряд полей мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов выявлен в Мугоджарах — в казахстанской части Урала. Они приурочены к рифейским двуслюдяным или амфиболовым гнейсам. Но пегматиты связаны с наложенным метаморфизмом и гранитизацией. Многочисленные определения абсолютного возраста пород [Бурмин, Зверев, 1969; Костик и др., 1975] показали, что бо́льшая часть относится к раннегерцинскому (380—370 млн лет) и к позднегерцинскому (280—270 млн лет) времени, меньшая — к каледонскому (460—420 млн лет).

Обрамление Сибирской платформы включает складчатые сооружения Центрального Таймыра на северо-западе и цепь южного обрамления, протягивающуюся от Енисейского кряжа через Восточный Саян и Западное Прибайкалье к Северо-Байкальскому нагорью и далее на Становой хребет. Слюдоносные пегматиты встречаются во всех частях этой огромной цепи, нередко называемой Саяно-Становой областью [Родионов, 1960].

На крайнем северо-западном фланге южного обрамления Сибирской платформы, на левобережье Ангары, в пределах Енисейского кряжа, расположен относительно небольшой Кондаковский (Тасеевский) слюдоносный район. Протерозойские метаморфические породы, вмещающие пегматиты с редкометалльно-мусковитовой специализацией, относятся пре-

имущественно к эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Слюдоносные пегматитовые тела обычно приурочены к гранатсодержащим слюдяным сланцам, содержащим силлиманит и ставролит. Возраст их — верхнепротерозойский [Геохронология..., 1968]. Выполненные для пегматитов и гранитов района определения абсолютного возраста рубидий-стронциевым и калий-аргоновым методами [Герлинг, Артемов, 1964] дают значения порядка 800 млн лет. По настурану из пегматитов урано-ториево-свинцовым методом получена цифра 760 млн лет [Волобуев и др., 1964].

В южном окончании Енисейского кряжа, на р. Кан, имеется Баргинское пегматитовое поле. Из нескольких десятков слагающих его пегматитовых жил 15 содержали промышленную слюду [Альтгаузен, 1936]. По минеральному составу это редкометалльно-мусковитовые пегматиты. Вмещающие породы — биотитовые гнейсы и преобладающие в районе «массивные» породы пироксен-плагиоклазового, гранат-полевошпатового состава, а также габброиды, мраморы, относимые к архею и нижнему протерозою. Определения абсолютного возраста для минералов пегматитов [Герлинг, Артемов, 1964] дают цифры от 690 до 530 млн лет (K-Ar и Rb-Sr методы).

В пределах Восточного Саяна находятся крупный Бирюсинский пояс мусковитовых пегматитов, а также отдельные жилы с редкометалльно-мусковитовой специализацией к северо-западу и к юго-востоку от этого пояса. Метаморфические породы бирюсинской серии, вмещающие пегматитовые тела пояса, относятся к нижнему протерозою. Отдельные образцы этих пород дают абсолютный возраст в пределах 2080—1630 млн лет [Геохронология..., 1968], но преобладающая масса определений возраста и метаморфических пород, и пегматитов дает существенное «омоложение» — до 900—600 млн лет [Миловский и др., 1965] и даже 600—450 млн лет (калий-аргоновый метод).

Юго-восточная часть Восточного Саяна и примыкающая к нему часть Приморского хребта не содержат слюдоносных пегматитов. Но в начинающемся за р. Бугульдейка так называемом Приольхонском поясе известно несколько небольших пегматитовых полей, содержащих в отдельных жилах крупнокристаллический мусковит. Все они приурочены к ольхонской серии метаморфических пород, которая по последним сведениям имеет нижнепротерозойский возраст [Бибикова и др., 1981]. По данным С. П. Кориковского и В. С. Федоровского (устное сообщение), преобладающий возраст пород серии — 600—450 млн лет.

После значительного перерыва (в пределах Байкальского хребта) полоса распространения слюдоносных пегматитов начинается только в 60 км от северо-восточного окончания оз. Байкал. Здесь находится Букачанское (Богучанское) пегматитовое поле, приуроченное к амфиболовым гнейсам и габброидам одноименного массива. Вмещающие породы имеют нижнепротерозойский возраст, а мусковитовые пегматиты — предположительно каледонский [Геохронология..., 1968]. Примерно в 20 км от северного берега Байкала, в верховьях кл. Акукан, имеется пегматитовое поле с редкометалльно-мусковитовой специализацией. Район сложен габброидами и роговообманковыми гнейсами архея или нижнего протерозоя, а пегматиты имеют верхнепротерозойский возраст (610 млн лет по мусковиту, калий-аргоновый метод).

Отдельные пегматитовые жилы, содержащие крупнокристаллический мусковит, встречаются в пределах ниобий-редкоземельной пегматитовой провинции миня-абчадского мигматитового комплекса [Макрыгина, 1981]. Однако промышленного значения эти жилы не имеют, и можно считать, что район Кутимской глыбы представляет собой очередной перерыв в цепи слюдопроявлений, окаймляющих Сибирскую платформу.

Мамская слюдоносная провинция является, несомненно, главной среди сибирских пегматитовых поясов и полей. Она протягивается на расстояние до 300 км от верхнего течения р. Бол. Чуя до р. Мара (бассейн р. Бол. Патом) при ширине 20—35 км. В пределах провинции разными

авторами выделяются от 10 до 18 крупных месторождений мусковита. Подавляющая часть пегматитов — собственно мусковитовые, но есть и жилы редкометалльно-мусковитовой специализации.

Вмещающая пегматиты мамская толща метаморфических пород имеет протерозойский возраст осадконакопления. Возраст метаморфизма пород и пегматитообразования многие годы считался палеозойским, поскольку все цифры абсолютного возраста (калий-аргоновый метод) попадали в интервал 400—300 млн лет [Великославинский и др., 1963]. В последнее время появились новые данные, свидетельствующие об образовании метаморфических пород, гранитов и пегматитов Мамской провинции в интервале 800—350 млн лет, хотя отдельные образцы дают 1,9—1,8 млрд лет [Высокоградиентные режимы..., 1982]. Широко распространены поздние процессы тектономагматической активизации, приводившие к омоложению крупных блоков земной коры в Северо-Байкальском нагорье.

К востоку от Мамской провинции имеются проявления слюдоносных пегматитов на р. Жуя и в Баргузино-Муйском междуречье, а в пределах Станового хребта — многочисленные находки мусковитовых пегматитов, включая Верхнечульманское и Брянтинское месторождения [Неелов и др., 1975]. Время их формирования считается позднеархейским или протерозойским. При этом характерно наложение более молодых процессов минералообразования (включая формирование пегматитов) на архейские комплексы пород. Регион изучен пока недостаточно, и достоверные цифры абсолютного возраста по пегматитам практически отсутствуют.

Слюдоносные пегматитовые поля в **Монголо-Охотском поясе** отмечались на территории МНР еще А. Е. Ферсманом. В настоящее время здесь следует выделять две крупные провинции — Монгольского Алтая и Северной Монголии. В первой из них особый интерес с точки зрения слюдоносности представляют Болончинское и Уэнчское пегматитовые поля, расположенные в западной части МНР. Они приурочены к участкам герцинского метаморфизма дистен-силлиманитовой фациальной серии, наложенного на древние гранулиты [Козаков и др., 1983]. Данных абсолютного возраста по породам региона в нашем распоряжении нет.

В восточной части Северной Монголии хорошо известны мусковитовые пегматиты Керуленского пегматитового пояса и редкометалльно-мусковитовые пегматиты Хэнтэйского пояса [Иванов, Шмакин, 1983]. В Керуленском районе пегматиты приурочены к полосе распространения верхнепротерозойских метаморфических пород в бассейне р. Керулен к востоку от Улан-Батора. Граниты и пегматиты образовались здесь в каледонское время в процессе тектономагматической активизации с широко проявленным метаморфизмом амфиболитовой фации.

Пегматитовые жилы соседнего Хэнтэйского пегматитового района (Южно-Хэнтэйское поднятие) залегают в кристаллических сланцах, гнейсах и габброидах позднепротерозойско-раннепалеозойского возраста. Формирование редкометалльно-мусковитовых пегматитов района происходило в герцинское время.

В раннем мезозое территория Северо-Монгольской пегматитовой провинции испытала новую активизацию. В это время здесь формируются редкометалльные граниты и пегматиты, а также хрусталеносные пегматиты.

На обширной площади Китая есть несколько слюдоносных пегматитовых полей (рис. 1), но они описаны в литературе недостаточно. Наибольшую промышленную ценность имеют мусковитовые месторождения провинций Синьцзянь и Сычуань.

В пределах гигантского Гималайского складчатого пояса главное значение имеют редкометалльные пегматиты (Афганистан) и пегматиты с драгоценными камнями (Афганистан, Индия, Непал, Бирма, Таиланд). Редкометалльно-мусковитовые пегматиты содержат слюду низкого качества. Единственным примером собственно мусковитовых пегматитов является месторождение Соруби, приуроченное к выступу фундамента в

складчатых сооружениях Афганистана. Возраст его — предположительно нижнепротерозойский [Россовский, Коноваленко, 1976; Сахак, 1988].

В пределах **Индийской платформы** находятся самые крупные на нашей планете скопления мусковита. По промышленной значимости выделяемые здесь слюдоносные пегматитовые провинции могут быть расположены в такой ряд: 1) Бихарская, 2) Неллурская, 3) Раджастханская, 4) Майсурская и 5) Южноиндийско-Шриланкская.

Бихарская слюдоносная провинция находится в основном на территории штата Бихар и протягивается в субширотном направлении на 300 км при ширине до 50 км. Ее западное окончание располагается в пределах штата Мадхья-Прадеш, а восточное — в штате Западная Бенгалия. На площади провинции известны многие сотни месторождений, преимущественно собственно мусковитовых. Немало здесь и редкометалльно-мусковитовых пегматитов [Шмакин, 1976]. Относительно недавно они давали значительную часть добывавшейся слюды одновременно с бериллом, колумбитом и некоторыми другими минералами. Но в настоящее время добыча мусковита сосредоточена главным образом на 35—40 месторождениях собственно мусковитовых пегматитов. Ведутся поисковые работы с целью оконтуривания слюдоносной полосы и обнаружения новых жил с высококачественной слюдой.

Время наиболее важного этапа метаморфизма пород Бихарской провинции обычно соответствует дхарварскому орогенезу: 2500—2300 млн лет. Примерно такой же возраст, но чаще порядка 2 млрд лет, имеют гнейсограниты («купольные гнейсы»), слагающие многочисленные крупные возвышенности района. Однако в метаморфических породах нередко фиксируются и иные значения абсолютного возраста: от 1000 до 700 млн лет [Ghose et al., 1973], что близко к возрасту «молодых» гранитов региона (от 860 до 758 млн лет) и слюдоносных пегматитов (от 980 до 670 млн лет). Видимо, в Бихарской провинции имеет место верхнепротерозойская тектономагматическая активизация, с которой и связано формирование подавляющей массы пегматитов.

Неллурская слюдоносная провинция протягивается в субмеридиональном направлении вдоль хр. Восточные Гаты в южной части штата Андхра-Прадеш. Она относительно невелика: до 100 км в длину при 20 км в ширину. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты приурочены к метаморфическим породам раннепротерозойского возраста (2600—1570 млн лет). Значения абсолютного возраста, определенного по минералам пегматитов, варьируют в широких пределах: от 2000 до 1480 млн лет, а по минералам материнских гранитов — около 1600 млн лет (уран-свинцовый и рубидий-стронциевый методы). Имеются также определения возраста калий-аргоновым методом по мусковиту и калиевому полевому шпату пегматитов (590—560 млн лет), но они менее надежны. Большинство авторов считают слюдоносные пегматиты Неллура самыми древними из пегматитов Индии.

Раджастханская провинция, расположенная в одноименном штате, самая большая по площади. Она протягивается на 320 км вдоль хр. Аравели от г. Дунгапур на юго-западе почти до столицы штата — г. Джайпур. Ширина провинции, состоящей из ряда параллельных пегматитовых поясов, до 100 км. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты находятся и в самых древних, доараваллийских, гнейсах архея, и в гнейсово-сланцевой араваллийской системе (средний протерозой), и в метаморфических породах серии Аджабгарх (рифей). При этом контуры границ пегматитовых полей пересекают границы разновозрастных толщ. Зато более или менее четко проявлен пространственный контроль распределения пегматитовых тел вокруг постделийских гранитов мевр-ского комплекса с абсолютным возрастом 960—745 млн лет (рубидий-стронциевый метод). По минералам пегматитов получены значения возраста в основном от 865 до 700 млн лет, но отдельные цифры падают на интервал 600—580 млн лет.

Майсурская провинция субмеридионального простирания протягивается на 200—250 км в центре южной части Индостана по территориям штатов Карнатака (через г. Майсур) и Тамилнад (в районе городов Бавани и Салем). Это серия пегматитовых полей преимущественно редкометалльно-мусковитовой специализации, приуроченная к полосе развития метаморфических пород архейской Дхарварской системы. Определения абсолютного возраста гранитов и пегматитов провинции дают цифры либо порядка 2300 млн лет (клосепетские граниты, верхнедхарварские пегматиты), либо 790—720 млн лет (граниты холма Чамунди, большинство редкометалльно-мусковитовых жил). Можно предполагать, как и в Бихарской провинции, тектономагматическую активизацию территории в позднем докембрии.

Южноиндийско-Шриланкская пегматитовая провинция выделена сравнительно недавно [Колотухина и др., 1974]. Она объединяет пегматитовые поля крайнего юга Индии и о. Шри-Ланка, приуроченные к «гнейсам фундамента»— метаморфическим породам додхарварского возраста (ранний архей). Граниты и пегматиты здесь образовались в конце докембрия. По составу граниты относятся к чарнокитам и считаются материнскими для пегматитов с драгоценными камнями [Rupasinghe, Dissanayake, 1985]. Только незначительная часть пегматитовых жил этой провинции относится по специализации к редкометалльно-мусковитовым пегматитам, а собственно мусковитовые пегматиты здесь неизвестны.

За пределами перечисленных пяти провинций на Индийской платформе имеются только отдельные пегматитовые поля, в которых встречаются пегматиты редкометалльно-мусковитовой специализации. Возраст пегматитов в этих полях — протерозойский. Они расположены в юго-восточной части штата Мадхья-Прадеш и в прилегающей части штата Орисса (Бастарский пегматитовый район), в южной части штата Бихар и пограничной зоне штата Мадхья-Прадеш (район Симдега), а также в северных районах штатов Западная Бенгалия, Уттар-Прадеш, Химачал-Прадеш, Джамму и Кашмир, примыкающих к Гималайскому складчатому поясу. Промышленного значения как источники слюды-мусковита эти поля не имеют.

1.2. АМЕРИКА

Слюдоносные пегматиты широко распространены как в Северной, так и в Южной Америке. Их промышленное значение в качестве источника мусковита существенно изменялось во времени. Наиболее активно изучение пегматитов происходило в период второй мировой войны. Тогда же и в послевоенные годы шла наиболее интенсивная эксплуатация месторождений слюды в США, во многих районах Бразилии и Аргентины. Затем изучение и использование слюдоносных пегматитов постепенно сокращалось и сейчас эксплуатируются лишь бразильские месторождения.

В пределах Северной Америки наибольший интерес представляют собой мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты **Аппалачского складчатого пояса.** Он прослеживается на расстояние до 3200 км от штата Алабама на юго-западе до о. Ньюфаундленд в Канаде. Ширина пояса — несколько сот километров, и в средней части его обычно разбивают на продольные зоны (с северо-запада на юго-восток): Аппалачское Плато, Осадочные Аппалачи, хр. Блу-Ридж, Кристаллические Аппалачи и Прибрежная Равнина.

Наиболее важной полосой развития пегматитов являются Кристаллические Аппалачи. Пегматитовые поля с месторождениями мусковита, минералов лития, бериллия, олова, тантала и других элементов с небольшими перерывами встречаются практически на всем протяжении складчатого пояса. В промышленном отношении особенно интересны пегматиты штатов Виргиния, Северная и Южная Каролина (район плато Пидмонт)

и штатов Новой Англии: Мэн, Нью-Гемпшир, Массачусетс и Коннектикут.

В пределах зоны Блу-Ридж и плато Пидмонт выделяются следующие комплексы пород, различающиеся по составу и возрасту: 1) гранитогнейсы доаппалачского основания, выходящие вдоль хр. Блу-Ридж и в тектонических окнах на северо-западе и юго-востоке Пидмонта (Сауратаун и Пайн Маунтис). Они подвергались и более поздним преобразованиям, но сохранили возраст 1170—1000 млн лет; 2) кислые и субщелочные породы кембро-силурийского возраста (686—410 млн лет); 3) метаморфические породы и граниты с возрастом 450—350 млн лет; 4) постметаморфические гранитоиды, габброиды и сиениты (310—300 млн лет); 5) триас-юрские долеритовые дайки. Мусковитовые пегматиты имеют среднепалеозойский возраст [Lesure, 1968].

Слюдоносные пегматиты широко развиты в штатах Новой Англии. Различные исследователи здесь выделяют до девяти этапов геологического развития, но главными являются три: таконский, акадский и аллеганский. Определения абсолютного возраста дают цифры от 600 до 125 млн лет. *Главная масса пегматитовых тел ассоциирует с гранитными массивами* пермско-карбонового возраста [Шмакин, Топунова, 1981].

Из пегматитов **Центрального стабильного региона** Северной Америки [Кинг, 1972] на территории США особый интерес представляют собой слюдоносные пегматиты небольшого хр. Блэк-Хиллс в юго-западной части штата Южная Дакота. Куполообразное поднятие сформировалось здесь в ларамийское время, но все породы в ядре поднятия имеют докембрийский возраст. Кроме собственно мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов в хр. Блэк-Хиллс широко развиты и редкометалльные пегматиты. Абсолютный возраст пегматитов — от 1800 до 1600 млн лет. А на территории Канады редкометалльные пегматиты резко преобладают. Крупные кристаллы мусковита встречаются в немногочисленных жилах редкометалльно-мусковитовых пегматитов. Как и редкометалльные пегматиты, они явно тяготеют к гранитам раннеархейского возраста (2600—2300 млн лет).

53465

В области **Кордильер** редкометалльно-мусковитовые пегматиты встречаются довольно часто, хотя они никогда не являлись крупными источниками листовой слюды. Возраст их различен. В западной (собственно кордильерской) части области преобладают мезозойские пегматиты, реже встречаются палеозойские или докембрийские. А в Скалистых горах (штаты Вайоминг, Колорадо, Нью-Мексико) слюдоносные пегматиты имеют докембрийский возраст.

В Южной Америке слюдоносные пегматиты приурочены к докембрийским породам двух щитов: Бразильского и Пампинского (Аргентинского). Практически все пегматитовые месторождения **Бразильского щита** приурочены к его восточной части, испытавшей тектономагматическую активизацию в позднем протерозое и раннем палеозое (рифейский и каледонский орогенез). Главная масса мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов находится в «слюдяном поясе» штата Минас-Жераис, где известны многие тысячи пегматитовых тел. Размеры пояса, выходящего своими окончаниями на территорию соседних штатов, — до 600 км в длину при ширине 100—200 км. Абсолютный возраст пегматитов 600—500 млн лет.

Пампинский щит занимает значительную часть запада Аргентины к северу от широты Буэнос-Айреса. Метаморфические породы щита отнесены к верхнему протерозою, а на тектонических схемах пегматитовые поля находятся в области позднепротерозойской и «бразильской» активизации (550—500 млн лет). Мусковитовые пегматиты наиболее характерны для провинции Сан-Хуан, а редкометалльно-мусковитовые — для провинций Ла-Риоха, Катамарка, Рио-Негро и некоторых других. В Аргентине насчитывается несколько десятков относительно небольших месторождений мусковита.

1.3. АФРИКА

На Африканском континенте нет крупных мусковитоносных районов, таких как слюдоносные провинции Индии, Аппалачи в США или слюдяной пояс Бразилии. Тем не менее и здесь слюдоносные пегматиты широко распространены, а в некоторых странах (Судан, Зимбабве) производится добыча мусковита в наши дни. Поскольку общепринятого геологического районирования Африки не существует, приведем краткие характеристики слюдоносных территорий по странам в произвольном порядке, в целом следуя направлению с северо-запада на юго-восток.

Гранитные пегматиты, содержащие мусковит и берилл, встречаются среди докембрийских пород в сводовых частях некоторых антиклиналей в **Марокко.** Есть слюдоносные пегматиты и в метаморфических породах нижнепротерозойской формации Бирримия вдоль границы **Сенегала** и **Мали.** Докембрийский возраст имеют и типичные мусковитовые пегматиты на северо-западе **Судана.** Несколько из имеющихся здесь 18 месторождений эксплуатируются, а в г. Хартум работает слюдяная фабрика.

На территории **Эфиопии** есть несколько мусковитоносных пегматитовых полей, приуроченных к гнейсам серии Гариборо или к аналогичным им другим метаморфическим породам архейского и раннепротерозойского возраста. Абсолютный возраст пегматитов здесь 650—450 млн лет — это время формирования так называемой Красноморско-Мозамбикской зоны активизации [Рудоносные формации..., 1979]. В **Сомали** основным районом распространения слюдоносных пегматитов является полоса докембрийских пород на севере страны, у основания п-ова Африканский Рог. По составу вмещающих пород и пегматитов она аналогична примыкающим к границе комплексам Эфиопии.

Протяженная полоса пегматитовых полей, содержащих значительные количества мусковита и берилла, проходит в субмеридиональном направлении через восточные части **Кении** и **Танзании.** Вмещающие породы — интенсивно метаморфизованные гнейсы основания, гнейсосланцевая толща системы Усагара и анортозитовые массивы. Абсолютный возраст пегматитов 600—500 млн лет.

На севере **Анголы,** всего в 60 км к северо-востоку от г. Луанда, имеются пегматитовые поля Мабубаш и Кашито, содержащие крупнокристаллический мусковит, а также берилл, турмалин, гранат и другие акцессорные минералы. Пегматиты находятся в докембрийских метаморфических породах: гнейсах, кварцитах, слюдяных сланцах и известняках. На территории **Намибии** (правый берег р. Оранжевая), в архейских метаморфических породах системы Кейс, прорванных посторогенными гранитоидами, находится пегматитовое поле Намаквaленд. По специализации большинство жил этого поля относится к редкометалльно-мусковитовым пегматитам. А на левом берегу той же реки, в пределах **Южно-Африканской Республики,** расположен пегматитовый пояс Намаквaленд-Гордония. Геологическая ситуация этого пояса аналогична той, что приведена для поля Намаквaленд. Наряду с редкометалльными пегматитами здесь довольно много пегматитовых тел с редкометалльно-мусковитовой специализацией. Абсолютный возраст гранитов и пегматитов 800—700 млн лет.

Наиболее богата слюдоносными пегматитами территория **Зимбабве.** Метаморфические породы здесь, как и в примыкающих с юга частях ЮАР,— древнейшие на континенте: их абсолютный возраст 3400—2900 млн лет. Граниты и пегматиты региона Замбези на севере страны формировались в несколько этапов и имеют возраст от 2000 до 450 млн лет. Таким образом, и для этого района характерна тектономагматическая активизация. В пегматитовом поясе Уругве, составляющем значительную часть региона, немало жил с мусковитовой и редкометалльно-мусковитовой специализацией: часть из них эксплуатируется в настоящее время. Имеются слюдоносные пегматиты и в северной части **Мозамбика,**

где они образуют своеобразное кольцо вокруг редкометалльных пегматитов района Алту-Лигонья. Вмещающие метаморфические породы здесь относятся к верхнему архею — нижнему протерозою, граниты имеют возраст 630—600 млн лет, а пегматиты — от 530 до 480 млн лет.

Наконец, широко развиты мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты на **Мадагаскаре.** Как и в Зимбабве, метаморфические породы острова очень древние: 3200—2700 млн лет. Пегматиты явно посторогенны и связаны пространственно с гранитами зон тектономагматической активизации. Абсолютный возраст большинства пегматитовых тел соответствует раннему палеозою: 560—480 млн лет. Мусковитовые пегматиты распространены на восточном побережье острова, преимущественно в его северной части. Поля редкометалльно-мусковитовых пегматитов более характерны для так называемого Западного пегматитового пояса, прослеживающегося на 600 км от Бас-Маеварано на севере до Траноroя на юге. В этом же поясе встречаются содержащие берилл и танталит-колумбит редкометалльные пегматиты, хотя основная часть редкометалльных жил с литиевой минерализацией находится в полосе к востоку от Западного пояса.

1.4. АВСТРАЛИЯ

Все пегматитовые месторождения этого континента приурочены к архейским и протерозойским комплексам пород Австралийской платформы. Абсолютный возраст пегматитов весьма разнообразен: от 3000 до 400 млн лет. На платформе выделяют Западный и Центральный щиты, а в их пределах — архейские ядра и блоки, разделенные протерозойскими породами. Пегматитовые провинции, содержащие слюдоносные пегматиты, встречаются в нескольких частях платформы.

В **провинции Йилгарн,** находящейся в одноименном архейском блоке на юго-западе Австралии, пегматиты мусковитовой и редкометалльно-мусковитовой специализации приурочены к зонам протерозойской тектономагматической активизации, окаймляющим ядро блока Йилгари. Таковы пегматиты полей Белингап (1100 млн лет) и Нортгемптон (1190 млн лет), пояса Йиннитара (1000—940 млн лет). В поле Нортгемптон, в частности, имеются два месторождения высококачественного рубинового мусковита — Аджана и Малинью.

В южной части **провинции Аранта,** приуроченной к одноименному северному блоку Центрально-Австралийского щита, имеется крупный пегматитовый пояс с несколькими месторождениями мусковита высокого качества, разрабатываемыми в настоящее время. Это пегматитовое поле Хартс-Рейндж в 200 км к востоку от г. Алис-Спрингс и поле Пленти-Ривер в 80 км к северо-востоку от предыдущего. Многочисленные пегматитовые тела здесь имеют позднепротерозойский (700—600 млн лет) и раннепалеозойский (примерно 400 млн лет) абсолютный возраст. Как и в описанной выше провинции, наблюдается тектономагматическая активизация части архейского блока метаморфических пород.

Провинция Масгрейв находится в восточной части одноименного южного блока Центрально-Австралийского щита. И здесь наблюдается наложенная активизация части архейского блока. Время активизации — позднепротерозойское (1070—750 млн лет). Редкометалльно-мусковитовые и мусковитовые пегматиты поля Калгера изучены недостаточно и по существующим данным не имеют промышленного значения.

В западной части **провинции Кимберли-Дарвин** на севере Австралийской платформы, примерно в 100 км к востоку от г. Дерби, известно небольшое поле пегматитов с мусковитовой специализацией — Нейпир-Даунс. Пегматитовые жилы залегают здесь в гранитогнейсах архея, но их абсолютный возраст не изучен.

В окрестностях центра цветной металлургии штата Квинсленд г. Маунт-Айза, в пределах протерозойского срединного массива, имеются

два пегматитовых поля с редкометалльно-мусковитовой специализацией, объединяемые в провинцию Маунт-Айза. Метаморфические породы массива имеют возраст 1700—1650 млн лет, а материнские для пегматитов граниты комплекса Сибелла — 1550 млн лет. Пегматиты обоих полей служили источником мусковита и берилла, но в настоящее время они не эксплуатируются. Имеется краткое описание геологии и минералогии района на русском языке [Томсон, Шмакин, 1979].

На крайнем северо-востоке континента есть пегматитовая провинция Джорджтаун в одноименном протерозойском срединном массиве. Метаморфические породы этой провинции по возрасту и составу аналогичны породам провинции Маунт-Айза, а вот граниты и пегматиты здесь значительно моложе: 1200—600 млн лет. На п-ове Кейп-Йорк имеется несколько месторождений мусковита, а в южной части провинции известны редкометалльные пегматиты с танталом.

Перечисление слюдоносных пегматитовых объектов Австралии мы завершим провинцией Брокен-Хилл, которая находится в юго-восточной части материка, возле одноименного крупного месторождения свинца и цинка. Региональный метаморфизм пород нижнего протерозоя происходил здесь 1700 млн лет назад. Граниты Манди-Манди и ассоциирующие с ними редкометалльные пегматиты возникли 1560—1530 млн лет назад. А мусковитовые пегматиты поля Такаринга образовались при регрессивном метаморфизме, сопровождавшем тектономагматическую активизацию, и имеют возраст всего 500 млн лет. В 50 км к юго-западу от г. Брокен-Хилл имеется поле редкометалльно-мусковитовых пегматитов Эгебек. Метаморфические породы здесь образовались тоже 1700 млн лет назад. Данными по абсолютному возрасту пегматитов мы не располагаем.

Таким образом, в подавляющем большинстве случаев мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты образовались в результате наложенных процессов, нередко имеющих регрессивный характер по отношению к первоначальным метаморфическим процессам. Разрыв во времени между тектономагматическими этапами может достигать нескольких сот миллионов лет. Следовательно, начальный метаморфизм может играть роль лишь в подготовке (перекристаллизации) пород того или иного химического состава. Процессы пегматитообразования обычно связаны с тектономагматической активизацией, происходящей в различное время.

Приведенный выше обзор известных мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов дает основание сделать вывод о нескольких максимумах во времени их формирования. На щитах это 1,9—1,7 млрд лет, что отмечалось уже многими исследователями [Геология..., 1981; и др.], а также 1,1—0,7 млрд лет. В складчатых обрамлениях платформ наибольшее развитие мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов приходится на интервал 550—350 млн лет — время каледонской орогении. Гораздо меньшее значение имеют герцинские слюдоносные пегматиты.

Глава 2

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ, ВМЕЩАЮЩИЕ СЛЮДОНОСНЫЕ ПЕГМАТИТОВЫЕ ПОЯСА

Пегматитовые пояса мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов принадлежат формациям высоких и умеренных давлений. Граница их разделения условна: во многих поясах имеются переходы от уран-редкоземельных к мусковитовым пегматитам (Карелия) и от мусковитовых к редкометалльно-мусковитовым (многие пояса Индии и Африки).

При всем разнообразии строения поясов по тектоническому положению и соотношению процессов метаморфизма можно выделить два их главных типа.

1. Пегматитовые пояса, локализованные в зональных м о н о м е т а м о р ф и ч е с к и х комплексах синклинорных структур в складчатых обрамлениях платформ. Для них характерен относительно молодой возраст метаморфизма, а зачастую и осадконакопления — средний протерозой, рифей или палеозой (юго-восточные складчатые обрамления Сибирской и Северо-Американской платформ). Эталонами данного типа являются для мусковитовых пегматитов — Северо-Байкальская пегматитовая провинция [Соколов, Бушмин, 1978], а для редкометалльно-мусковитовых — Хамардабанский пояс [Макрыгина, 1981].

2. Пегматитовые пояса, залегающие в п о л и м е т а м о р ф и ч е с к и х комплексах древних щитов и микроконтинентов. Как правило, это выступы архея или нижнего протерозоя, породы которых испытали этап гранулитового метаморфизма и мощный, значительно оторванный во времени (протерозой — нижний палеозой) регрессивный метаморфизм в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации [Гродницкий, 1982; Салье, 1983]. Это Бирюсинский пояс Восточной Сибири, пояса Балтийского, Индостанского, Бразильского щитов, многие пегматитовые поля Африки и Австралии.

Существует сложная взаимосвязь между тектоническим развитием структур, их вещественным выполнением (типом осадочно-вулканогенных толщ), которые во многом определяют тип метаморфизма и гранитизации, и характером минерагенической специализации пегматитов [Макрыгина, 1981, 1984]. Впервые на приуроченность пегматитов разной специализации к определенным метаморфическим фациям обратил внимание Г. Рамберг [1956]. Затем проблемы связи между типом метаморфизма и пегматитами разного профиля разрабатывались в основном в нашей стране [Соколов, 1959; Гинзбург, Родионов, 1960; Макагон и др., 1975; Салье, 1975; и др.]. Провести полный анализ мирового материала по этой проблеме очень сложно, так как для полноценного доказательства причинно-следственных связей между процессами метаморфизма и пегматитообразованием необходимо комплексное петролого-геохимическое изучение метаморфизма, гранитизации и гранитов совместно с пегматитами, что практикуется крайне редко.

При рассмотрении геологических особенностей пегматитоносных метаморфических комплексов, соотношения их зональности и зональности пегматитовых полей, положения и роли гранитов в этих зональностях мы будем опираться в большей мере на собственные материалы и по мере возможности привлекать для сравнения данные по другим крупнейшим слюдоносным провинциям мира.

2.1. МАМСКО-БОДАЙБИНСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

В юго-восточной части складчатого обрамления Сибирской платформы имеется цепь внутренних прогибов — Бодайбинский, Мамский и Олокитский. Они выполнены карбонатно-терригенными флишоидными толщами. В Бодайбинском и Мамском прогибах толщи подразделяются на четыре серии: тепторгинскую, баллаганахскую, дальнетайгинскую и жуинскую, представляющие полный разрез рифея, охарактеризованный микрофитолитами [Дольник и др., 1986]. Существует точка зрения о нижнепротерозойском возрасте мамской толщи. Она основана на Pb—Pb термоизохронных определениях возраста гранитогнейсов, мигматитов и пегматитов, где наряду с преобладающими цифрами 450—500—700 млн лет в трех точках ядра цирконов дали возраст 1700—1800 млн лет [Соколов и др., 1985]. Эти данные требуют проверки, так как могут быть результатом сохранения реликтовых возрастов обломочного циркона, как это

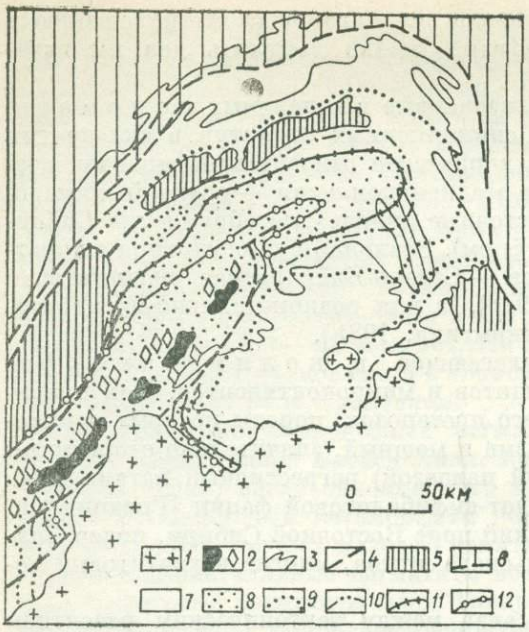


Рис. 2.1. Карта метаморфической зональности Патомского нагорья [*по Б. В. Петрову, В. А. Макрыгиной*, 1975 с дополнениями].

1 — гранитоиды конкудерского комплекса; *2* — пегматоидные граниты; *3* — границы подсерий; *4* — разломы; *5* — поднятия (амфиболитовая фация с реликтами гранулитовой); *6* — зона диагенеза; *7* — зеленосланцевая фация; *8* — амфиболитовая фация; *9—12* — изограды: *9* — биотита, *10* — граната, *11* — ставролита, *12* — дистена.

показано в литературе [Zartman, Don Harmes, 1987]. Мощность толщи составляет 10—12 км. Зрелость осадков падает вверх по разрезу от кварцитов и переотложенных кор выветривания в основании разреза до граувакковых метатерригенных отложений со значительной долей карбонатных пород вверху. Количество вулканогенной составляющей очень мало: маломощная медвежевская свита базальтов в низах разреза и примесь вулканического материала в граувакках верхних его частей. В Олокитском прогибе его доля существенно возрастает.

В этих толщах развит крупнейший в Байкальской горной области зональный метаморфический комплекс дистен-силлиманитового типа (рис. 2.1). Вдоль осевой зоны Мамского синклинория проходит Центральное антиклинальное поднятие, которое служило главной теплопроводящей структурой. Наложение тепловой «антиклинали» на синклинорную структуру привело к тому, что более древние породы (низы разреза) метаморфизованы слабее, чем более молодые. В результате сложной складчатости и блоковой тектоники часть складок высоких порядков оказалась развернутой относительно главного простирания складчатых структур. Изограды зонального комплекса, оконтуривающие осевую часть синклинория, на этих участках пересекают пачки пород. Это дало возможность изучить петрологию и геохимию процесса регионального метаморфизма во всем интервале *PT* условий вдоль единых пластов пород [Петров, Макрыгина, 1975].

По периферии прогибов (на северо-востоке Патомского нагорья) и в центральной части Олокитского синклинория метаморфизм не превышает серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации с сохранением реликтов обломочных структур терригенных пород. К осевой зоне Бодайбинского и Мамского синклинориев степень метаморфизма растет, что выражается в последовательном появлении порфиробласт биотита, хлоритоида, граната, олигоклаза, ставролита и дистена (см. рис. 2.1). В юго-западном приподнятом блоке Мамского синклинория развит силлиманит. В результате на участках с секущей зональностью вдоль пластов метапелитов и метаграувакк наблюдается следующая смена парагенезисов:

Зона	Метапелиты
I. Серицит-хлоритовая	$Хл_{58} + Сер + Аб_{2-5} + Кв + Прф$
II. Биотит-серицит-хлоритовая	$Би + Хл_{58} + Аб_{4-5} + Кв + Прф + Ил$
III. Хлоритоидная	$Хтд_{83} + Би + Хл_{56} + Му + Аб_5 + Кв + Ил$
IV. Гранат-хлоритоидная	$Гр_{90} + Хтд_{79} + Би + Хл_{52} + Му + Аб_5 + Кв + Ил$
V. Ставролит-альмандиновая	$Гр_{88} + Ст_{84} + Би_{45} + Му + Пл_{20} + Кв + Ил$
VI. Дистен-альмандиновая	$Гр_{84} + Ст_{77} + Дст + Би_{47} + Му + Пл_{25} + Кв + Ил$

Зона	Метапелиты
VII. Силлиманит-мусковитовая	Гр + Сил + Би + Му + Пл + Кв + Ил
	Метаграувакки
I. Хлорит-серицитовая	Хл + Сер + $Аб_4$ + Кв + Ка + Дол
II. Гранат-биотитовая	$Гр_{32}$ + $Би_{36}$ + Хл + $Пл_{25}$ + $Амф_{44}$ + Кв + Ка + + Эп
III. Эпидот-амфиболитовая	$Гр_{78}$ + $Амф_{42}$ + $Би_{40}$ + $Пл_{28}$ + Эп + Кв
IV. Амфиболитовая	$Гр_{75}$ + $Амф_{38}$ + $Пл_{36-50}$ + Би + Кцо

Такие или близкие по составу разновидности пород являются преобладающими в толщах Мамского и Бодайбинского прогибов.

В Мамском синклинории в отличие от Бодайбинского широко развита гранитизация пород с образованием плагиоклазовых, в меньшей степени калишпатовых мигматитов по биотитовым, гранат- и дистен-двуслюдяным сланцам и гнейсам, реже амфиболитам. Интенсивность гранитизации нарастает к оси структуры. Ее особенностью является крупнозернистость лейкосомы с переходом от очков и линз кварц-плагиоклазового состава к сетчатым залежам гнейсовидных плагиопегматитов. Вдоль оси структуры цепочкой тянутся массивы пегматоидных двуслюдяных гранитов, в основном автохтонных, окруженных полями магматических двуполевошпатовых мусковитовых пегматитов. В этих же полях широко проявлена сопряженная базификация пород с образованием линз крупнозернистых скарно- или эклогитоподобных пород с парагенезисами: Гр+Ди+Амф+Кцо+Рут+Кв+Ск; Амф+Кцо+Рут+Кв. На постмагматическом этапе развивается калишпатизация метапелитов, скаполитизация известково-силикатных пород.

Пегматиты Мамского слюдоносного пояса сосредоточены главным образом в пределах развития дистен-альмандиновой субфации амфиболитовой фации. Для зон более низкого метаморфизма характерны хлорит-альбит-кварцевые, карбонат- и пирит-кварцевые жилы.

Расчет температур метаморфизма для мамско-бодайбинского зонального комплекса по минеральным геотермометрам с учетом экспериментальных данных по устойчивости минералов дает интервал 350—650 °С, а общее давление оценивается в 5—7,5 кбар [Петров, Макрыгина, 1975].

В отличие от метаморфических комплексов умеренных и низких давлений здесь устойчивы хлоритоид и дистен, расширены в область высоких температур поля устойчивости альбита, парагонита, карбонатов, мусковита и клиноцоизита. Это свидетельствует о том, что наряду с высоким общим давлением высоко было давление углекислотно-водного флюида. Плотность CO_2 во включениях из метаморфических и пегматитовых минералов соответствует P_{CO_2} до 6,5—8,0 кбар [Долгов и др., 1967]. Помимо значительной доли карбонатных пород в толще источником CO_2 служили пачки, обогащенные углистым веществом. Обилие последнего способствовало более восстановленному характеру метаморфогенного флюида в зональности дистен-силлиманитового типа по сравнению с комплексами низких давлений. P_{H_2O} также было высоко, о чем свидетельствуют широкие поля устойчивости гидроксилсодержащих минералов и насыщенность их водой. Именно обилие в этой мощной толще слабопроницаемых, богатых H_2O и CO_2 углисто-глинистых и карбонатных горизонтов способствует длительному сохранению при метаморфизме высокого флюидного давления, что в значительной мере определяет особенности метаморфизма, широкую устойчивость водных минералов, обогащенность мусковитом гранитов и слюдоносность пегматитового пояса.

Своеобразие гранитизации, проявляющейся как пегматитизация толщи, обусловлено унаследованием режима высокого флюидного давления, характерного для главного этапа прогрессивного метаморфизма повышенных давлений. Оно способствует широкому развитию пегматоидных структур в мигматитах и гранитах и подтверждается высокими плотностями углекислотных включений в гранитах и пегматитах [Макагон, 1971].

Таблица 2.1

Средние составы сланцево-гнейсовой части дальнетайгинской бодайбинской серии и ее аналогов в Мамской зоне [Макрыгина, 1984]

Компонент	I (27)	II (24)	III (22)	IV (30)	V (20)	ПМ	КМ
SiO_2	61,45	59,96	59,75	63,55	64,95	67,11	67,24
TiO_2	1,00	1,04	1,04	1,06	0,74	0,68	0,64
Al_2O_3	18,64	19,46	19,13	17,75	17,75	18,02	17,66
Fe_2O_3	2,86	1,89	1,54	0,73	0,88	0,75	0,69
FeO	3,27	5,26	5,90	6,67	5,62	4,13	4,02
MnO	0,10	0,12	0,11	0,11	0,15	0,11	0,10
MgO	3,50	3,88	3,40	3,17	2,59	1,99	1,94
CaO	0,42	0,84	0,65	0,77	1,50	1,87	1,67
Na_2O	1,42	1,22	1,12	0,97	1,88	2,79	2,35
K_2O	3,04	3,36	3,38	2,93	2,96	2,29	3,25
П. п. п.	5,00	4,15	3,72	2,61	2,10	1,24	1,29
Li	65	60	67	48	68	54	50
Rb	108	110	108	92	128	96	112
Ba	930	910	972	860	860	860	3420
Sr	160	210	254	153	560	558	767
Pb	15	18	16	16	12	12	12
Be	2,6	3,2	3,6	3,4	1,6	1,7	1,3
La	29	44	33	33	28	15	13
Ce	77	83	80	76	94	45	30
Nd	25	33	27	29	29	16	11
Yb	2,8	30	3,2	3,3	5,5	2,2	Не опр.
Y	19	24	22	24	29	25	18
B	99	62	47	46	Не опр.	Не опр.	Не опр.

Примечание. Зоны метаморфизма: I — серицит-хлоритовая, II — гранат-биотитовая, III — ставролит-альмандиновая, VI — дистен-альмандиновая в Бодайбинской и V — в Мамской зоне; ПМ и КМ — плагио- и калишпатовые мигматиты в Мамской зоне. Здесь и далее в скобках — число проб; здесь и в других аналогичных таблицах данные по петрогенным элементам приведены в мас. %, а по остальным — в г/т.

Изучение геохимии метаморфизма на примере данного комплекса, особенно на участках с секущей зональностью, привело к выводу о преобладании квазиизохимической перекристаллизации минералов на прогрессивном этапе. Об этом свидетельствует как незначимость и противоречивость колебаний концентраций большинства петрогенных и редких элементов в последовательных зонах метаморфизма каждого горизонта (табл. 2.1), так и сохранность индивидуальности контрастных по составу прослоев в тонкослоистой ритмике на больших расстояниях. Но ряд элементов имеет вполне однозначную направленность миграции во многих разновидностях пород. Прежде всего, это комплекс летучих компонентов — H_2O, B, C, жидкие органические вещества, состав которых закономерно меняется с ростом метаморфизма, а количество убывает за счет окисления. Параллельно с этим к высокотемпературным зонам происходит снижение концентраций U и Au, наиболее заметное в углистых метапелитах, и повышение Co, Ni, Cu. В метапелитах Au и U накапливаются на участках перехода от эпидот-амфиболитовой к зеленосланцевой фации. *Причиной слабой миграции элементов в процессе регионального метаморфизма*, по-видимому, является его продолжительность, когда элементы, освобождаясь из состояния сорбции на поверхности тонкодисперсного углистого и глинистого вещества, *успевают войти в структуры* изоморфно более емких высокотемпературных фаз. Наиболее миграционноспособными оказываются элементы с малыми изоморфными возможностями, такие как Au и U. Они выносятся в низкотемпературные зоны, где вновь сорбируются органикой, создавая зоны вторичного обогащения.

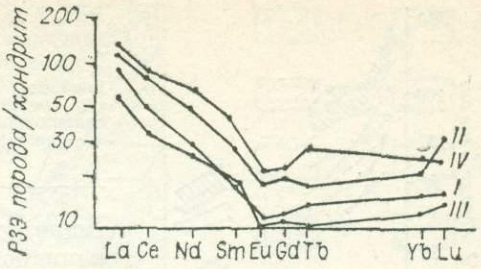


Рис. 2.2. Средние составы лантаноидов в метапелитах в последовательных зонах метаморфизма дистен-силлиманитового типа (Мамско-Бодайбинский пояс, Угаханский участок с секущей зональностью) по данным НАА.

Зоны: I — хлорит-серицитовая, II — гранат-биотитовая, III — гранат-ставролитовая, IV — дистен-альмандиновая.

Спектры редких земель в разных зонах горизонта метапелитов от серицит-хлорит-пирофиллитовых до дистен-альмандин-двуслюдяных гнейсов схожи, но уровень их меняется волнообразно, повышаясь во II и IV зонах (рис. 2.2). Такое чередование повышенных и пониженных содержаний при отсутствии фракционирования вряд ли связано с процессом метаморфизма, а скорее имеет осадочную природу — как следствие колебания количества обломков акцессорных минералов. Подсчет балансов поминерального распределения РЗЭ показал, что в отличие от зональности умеренных давлений в дистен-силлиманитовой зональной формации для РЗЭ на всех уровнях метаморфизма наиболее характерно вхождение в акцессорные минералы (сфен, ортит, апатит). Средние спектры РЗЭ по зонам метаморфизма приведены для метапелитов Патомской зоны, не затронутой гранитизацией и не содержащей пегматитов. Уровень содержаний главных представителей РЗЭ в разновидностях метапелитов и метапсаммитов мамской подсерии в пределах пегматитового пояса, но вдали от собственно слюдоносных тел (фон поля) не отличается существенно от приведенных выше. Несколько повышены концентрации РЗЭ в графит-биотитовых гнейсах и двуслюдяных сланцах (табл. 2.2, рис. 2.3). Приведенные нами ранее содержания РЗЭ в тех же сланцах завышены вследствие несовершенства методики и отсутствия надежных стандартов [Шмакин, Макрыгина, 1969].

Особенностью метатерригенных пород Мамско-Бодайбинского синклинория является их обогащенность Ba и Sr, обусловленная палеоклиматическими условиями, составом областей сноса, закрытым характером бассейна. Сохранность Sr при диагенезе осадков возможна только при закрытом характере системы — изоляции карбонатных прослоев глинистыми, что характерно для флишевых толщ [Юдович и др., 1980]. Высокие содержания стронция в верхах разреза толщи объясняют еще следствием

Таблица 2.2

Содержания РЗЭ (лантаноидов и иттрия) в разновидностях метапелитов и метапсаммитов мамской подсерии в районе рудников Мал. Северный — Колотовка, г/т

№ пробы	Плагиогнейсы	La	Ce	Nd	Yb	Y
4869	Биотитовые	20	50	28	3,6	17
4937	»	56	80	28	1,7	10
3092	Гранат-биотитовые	26	42	21	2,3	15
3474	Биотит-амфиболовые	28	54	26	4,1	33
4938	Биотит-скаполитовые	15	32	14	1,4	6,4
3548	Графит-биотитовые	32	66	47	3,4	26
4965	»	87	130	97	6,0	60
4999	Дистен-гранат-двуслюдяные	35	68	42	5,2	54
4182	Двуслюдяные сланцы	67	100	64	4,8	40
4166	» »	100	150	89	8,0	87

Примечание. Анализы выполнены эмиссионным спектральным методом в Лаборатории ИГХ СО АН СССР (Е. В. Смирнова).

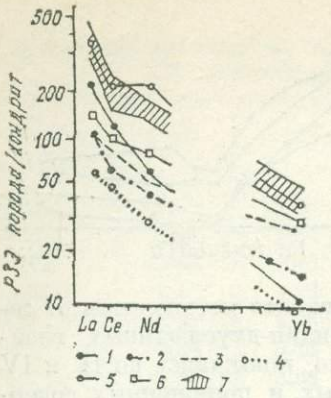


Рис. 2.3. Нормированные содержания главных лантаноидов в породах амфиболитовой фации, Мамско-Бодайбинский пояс, рудник Мал. Северный.

Гнейсы: *1* — биотитовые (пр. 4937), *2* — гранат-биотитовые (пр. 3092), *3* — биотит-амфиболовые (пр. 3474), *4* — биотит-скаполитовые (пр. 3948), *5* — графит-биотитовые (пр. 4965), *6* — дистен-гранат-двуслюдяные (пр. 4999), *7* — двуслюдяные сланцы (пр. 4182, 4166).

гидротермальной деятельности в связи с вулканизмом в Муйской зоне [Немеров, 1988].

Повышенные давления при метаморфизме, последующей гранитизации и образовании пегматитов способствовали вхождению этих элементов в структуры полевых шпатов [Шмакин, 1971].

В зонах гранитизации состав мигматитов меняется в сторону обогащения Si, Na, K, Ba, Sr и обеднения Mg, Fe, Co, Ni и др. Но вплоть до образования гранитов сохраняются такие характерные черты толщи в целом, *как повышенные содержания* Al, B, H_2O, CO_2 *(по сравнению с метаморфическими поясами других типов)*, что оказало немалое влияние на ход последующего пегматитообразования.

2.2. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АППАЛАЧ

Горная система Аппалач, обрамляющая с юго-востока Северо-Американскую платформу, имеет сложное покровно-складчатое строение и сформировалась в каледонское время. Она богата пегматитами разной специализации, в том числе мусковитовыми, которые пользуются всемирной известностью. Работ, обобщающих данные по строению и составу структурно-вещественных комплексов Аппалачской системы в целом с их метаморфизмом и закономерностями размещения пегматитов, пока нет. Не претендуя на полноту знания материалов, ниже мы рассмотрим особенности геологии и метаморфизма структурных зон Аппалач, вмещающих наиболее крупные поля мусковитовых пегматитов.

Слюдоносные пегматиты приурочены к нескольким структурным зонам: Блу-Ридж, Внутренний и Южный Пидмонт (в центральной части Аппалач) и Новая Англия (в северо-восточной части Аппалач).

Пояс Блу-Ридж *с северо-запада ограничен слабометаморфизованными*, более молодыми породами Унака, с юго-востока — милонитами зоны Брэвард. Он имеет много аналогий с Мамско-Бодайбинским метаморфическим поясом. Судя по карте метаморфизма, приводимой Батлером [Butler, 1972], это крупная асимметричная термальная антиклиналь, наложенная на мощные терригенно-карбонатные толщи (рис. 2.4). Степень метаморфизма меняется от серицит- и биотит-хлоритовой зон по периферии до кианит-альмандиновой, мусковит- и ортоклаз-силлиманитовой ступеней в центральной и юго-восточной частях пояса. Наиболее многочисленные цифры абсолютного возраста метаморфических пород укладываются в интервал 350—450 млн лет, как и в Северо-Байкальской (Мамской) мусковитовой провинции. Это возраст главной, акадской фазы метаморфизма, захватившей полифациальными преобразованиями все серии пород Блу-Риджа.

Но исходные толщи этого пояса разновозрастны, гетерогенны и представляют собой, по мнению ряда исследователей, пакет надвиговых пластин [Lesure, 1968; Butler, 1972; Cook et al., 1979]. Ф. Кук с соавторами приводят результаты систематического профилирования, фиксирующего подошвы надвигов и их мощность. Эти исследования показывают, что *кристаллический аллохтон подстилается относительно слабометаморфизованным* осадочным автохтоном (рис. 2.5).

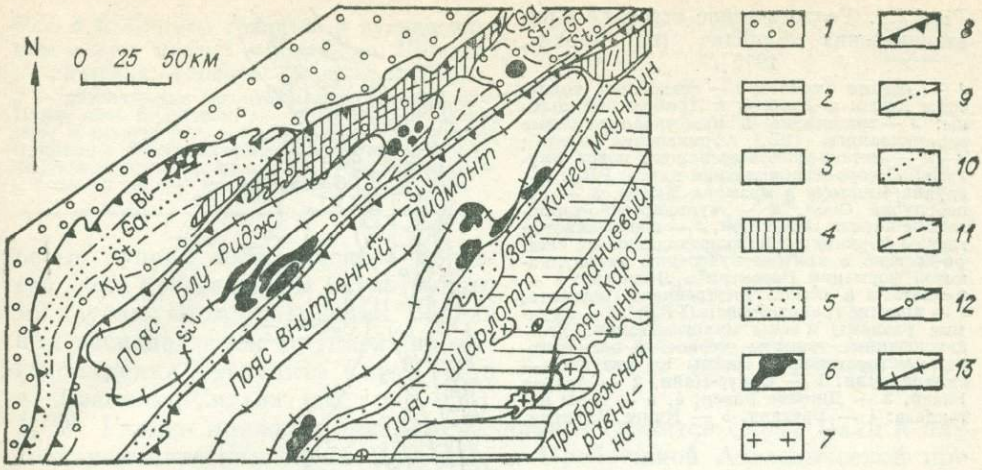


Рис. 2.4. Схема тектоники и геологического строения [по Lesure, 1968] и метаморфической зональности [по Butler, 1972] поясов Блу-Ридж и Пидмонт.

1 — кембрийские отложения; *2* — терригенно-вулканогенные палеозойские толщи; *3* — докембрийские отложения; *4* — гранитогнейсы доаппалачского основания; *5* — зоны катаклазированных пород Бревард и Кингс Маунтин; *6* — двуслюдяные пегматоидные палеозойские граниты; *7* — граниты поясов Шарлотт и Каролина; *8* — границы надвигов; *9—13* — изограды: *9* — биотита, *10* — граната, *11* — ставролита, *12* — кианита, *13* — силлиманита; *I, II* — тектонические окна: I — Грандфазер Маунтин, II — Сауратаун Маунтин.

Верхний аллохтон сложен наиболее древними породами верхнего протерозоя. В юго-западной части зоны Блу-Ридж они представлены мощной флишоидной терригенной формацией Эйш, слагающей асимметричный синклинорий Спрус Пайн. В нем размещаются наиболее известные и многочисленные месторождения мусковитовых пегматитов [Шмакин, Топунова, 1981]. Далее на северо-восток отложения этого уровня фациально переходят в контрастную серию метавулканитов формаций Катоктин и Линчберг [Rankin, 1975] и уже не содержат мусковитовых пегматитов.

В северо-западном крыле структуры выходят древние гранитогнейсы, взаимоотношения которых с породами синклинория Спрус Пайн четко не установлены. Цирконы из них сохранили соотношения U и Pb, отвечающие возрасту 1,0—1,17 млрд лет. С запада и северо-запада гранитогнейсы перекрыты вулканоплутонической формацией щелочных базальтов — граносиенитов Кросснор с возрастом 820 (U-Pb) и 686 (Rb-Sr) млн лет, обогащенных K, F, Nb, РЗЭ [Rankin, 1975]. По этим признакам (соотношениям возрастов и геохимии) гранитогнейсы и вулканоплутонический комплекс аналогичны породам Чуйского поднятия с его гранитизацией повышенной щелочности (к северо-западу от Мамского синклинория) и акитканского вулканоплутонического комплекса. В зоне Блу-Ридж эти породы слагают передовой край верхнего аллохтона.

Пегматитовмещающие породы формации Эйш представлены двуслюдяными, гранат-, ставролит- и дистенсодержащими гнейсами и сланцами с более частыми в верхах разреза прослоями амфиболовых гнейсов.

Центральная часть синклинория метаморфизована в условиях мусковит- и ортоклаз-силлиманитовой субфации, а крылья — в условиях

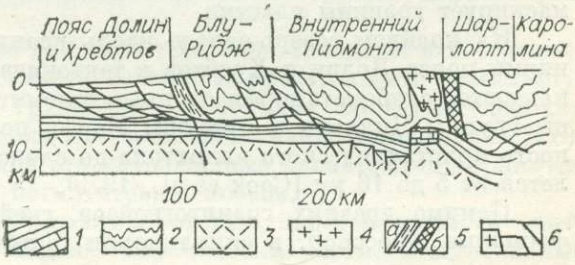


Рис. 2.5. Разрез через Кристаллические Аппалачи [по Cook et al., 1979].

1 — терригенно-вулканогенные слабометаморфизованные толщи автохтона; *2* — зонально-метаморфизованные, гранитизированные серии аллохтона; *3* — кристаллический фундамент; *4* — граниты; *5* — зоны смятия и диафтореза: *а* — Бревард, *б* — Кингс Маунтин; *6* — разломы.

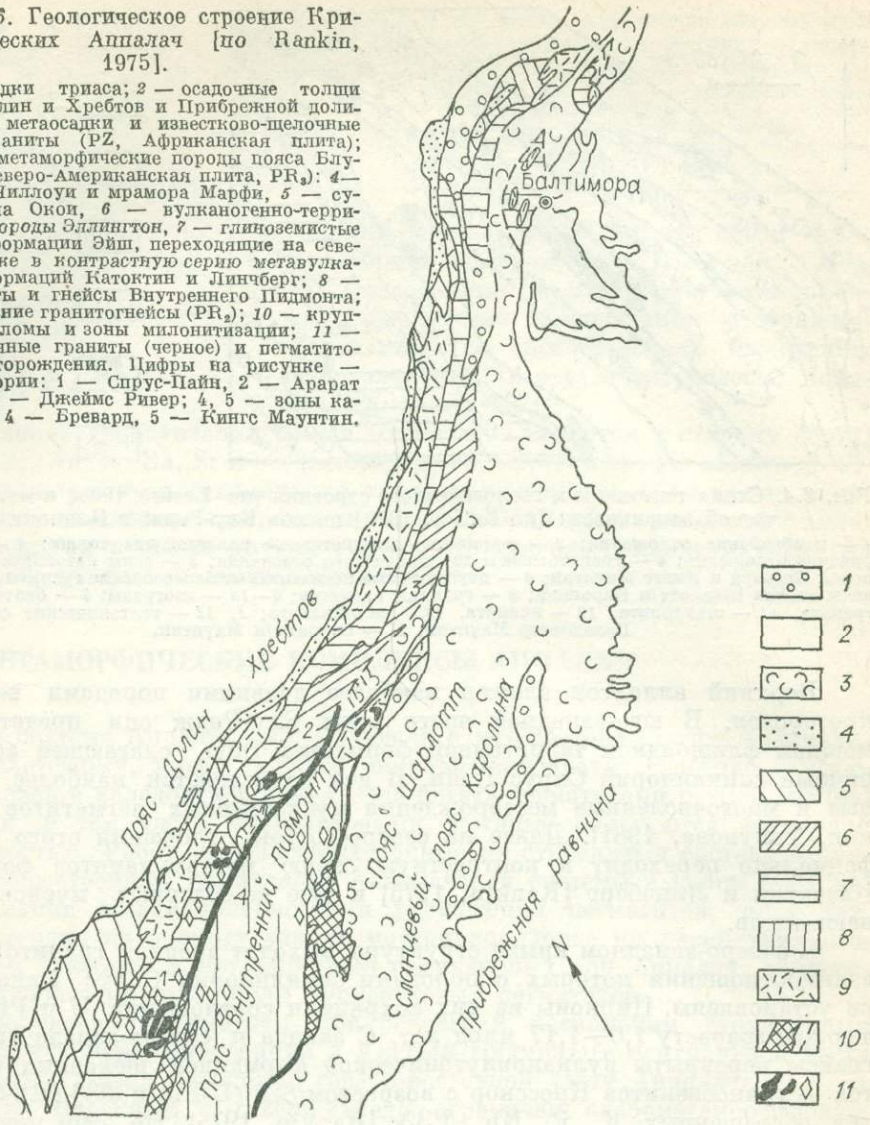


Рис. 2.6. Геологическое строение Кристаллических Аппалач [по Rankin, 1975].

1 — осадки триаса; *2* — осадочные толщи зоны Долин и Хребтов и Прибрежной долины; *3* — метаосадки и известково-щелочные метавулканиты (PZ, Африканская плита); *4—7* — метаморфические породы пояса Блу-Ридж (Северо-Американская плита, PR_2): *4* — группа Чиллоуи и мрамора Марфи, *5* — супергруппа Окои, *6* — вулканогенно-терригенные породы Эллингтон, *7* — глиноземистые гнейсы формации Эйш, переходящие на северо-востоке в контрастную серию метавулканитов формаций Катоктин и Линчберг; *8* — мигматиты и гнейсы Внутреннего Пидмонта; *9* — древние гранитогнейсы (PR_2); *10* — крупные разломы и зоны милонитизации; *11* — двуслюдяные граниты (черное) и пегматитовые месторождения. Цифры на рисунке — синклинории: 1 — Спрус-Пайн, 2 — Арарат Ривер, 3 — Джеймс Ривер; 4, 5 — зоны катаклаза: 4 — Бревард, 5 — Кингс Маунтин.

дистен-мусковитовой субфации амфиболитовой фации. Этот мощный этап *акадского метаморфизма наложен на древние гранитогнейсы как регрессивный*, а на выступающие из-под надвига более молодые пластины — как прогрессивный и единственный (см. рис. 2.4).

Лежащая ниже пластина, вскрытая в тектонических окнах и хорошо *обнаженная на западе зоны Блу-Ридж, сложена породами позднедокембрийской* супергруппы Окои. В ней преобладают терригенные породы — алевриты, песчаники, конгломераты. Они зонально метаморфизованы от биотит-хлоритовой зоны на северо-западе до мусковит-дистен-альмандиновой на юго-востоке, где метаморфизм изофациален с аллохтоном и маскирует границы пластин.

На крайнем северо-западе вдоль границы с палеозойскими отложениями пояса Долин и Хребтов в тектонических окнах покрова Окои обнажаются слабометаморфизованные доломиты и серицит-хлоритовые сланцы группы Чиллоуи и мраморы Марфи пояса Унака (рис. 2.6). Мощность кристаллического аллохтона до слоистых осадков автохтона колеблется от 5 до 16 км [Cook et al., 1979].

Помимо древних гранитогнейсов, гнейсогранитов и граносиенитов формации Кросснор, в синклинории Спрус Пайн развиты гранитогней-

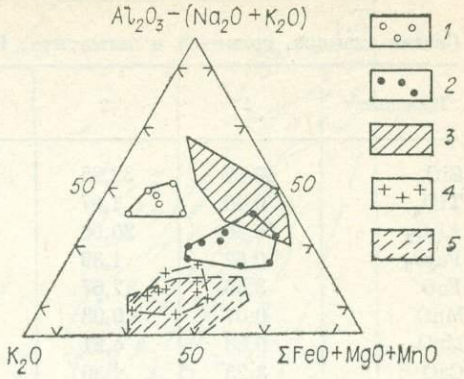


Рис. 2.7. Составы гранитов и вулканоплутонических кислых комплексов Кристаллических Аппалач [Rankin, 1975].

1 — двуслюдяные пегматоидные граниты Спрус-Пайн, пояс Блу-Ридж; *2* — граниты Елк Парк, пояс Шарлотта и *3* — комагматичные им кислые и средние известково-щелочные вулканиты Атлантического побережья; *4* — субщелочные граниты и *5* — метавулканиты Кросснор.

совые купола палеозойского возраста. Они представлены пегматоидными двуслюдяными гранитами. Вблизи них располагаются крупнейшие месторождения мусковита Спрус Пайн и Франклин-Сильва (см. рис. 2.4). Д. У. Ранкин приводит диаграмму составов гранитов Спрус Пайн и плутоновулканических серий Кросснор и Прибрежной Атлантической провинции (рис. 2.7). Граниты Спрус Пайн отличаются от других групп повышенной глиноземистостью и большей лейкократовостью.

Всего в мусковитовом поясе Блу-Ридж насчитывается свыше 1350 пегматитовых тел, их размещение контролируется изоградой дистена: за ее пределами слюдоносных жил мало. Зато они развиты и там, где дистеновая зона захватывает отложения серии Окои. В зоне развития ортоклаз-силлиманитовых гнейсов большую значимость приобретают керамические пегматиты.

Пояс Внутреннего и Южного Пидмонта. Вторым крупным поясом развития мусковитовых пегматитов в Аппалачах является зона Внутреннего и Южного Пидмонта (от штата Виргиния до штата Джорджия). Он отделен от пояса Блу-Ридж зоной Брэвард, представленной катаклазированными и диафторированными в условиях биотит-хлоритоидной субфации гнейсами и мигматитами. С юго-востока пояс Пидмонт отделен от пояса Шарлотт катаклазитами зоны Кингс Маунтин, представленными диафторированными силлиманитсодержащими кварцитами и мраморами.

Пояс Внутренний Пидмонт представляет собой, по мнению исследователей, крупный покров [Griffits, Olson, 1953; Criffin, 1971]. Он сложен интенсивно мигматизированными слюдяными гнейсами и сланцами группы Каролина. Для него характерно наличие силлиманит-кварцевых пород, иногда с корундом, и обилие турмалина. Центральная часть метаморфизована в условиях ортоклаз- и мусковит-силлиманитовой субфации, фланги имеют дистен-мусковит-альмандиновые ассоциации. И зональность, и каледонский возраст полностью повторяют зону Блу-Ридж [Griffits, Olson, 1953] (см. рис. 2.4). Составы главных разновидностей пород приведены в табл. 2.3. Они характеризуются высокой глиноземистостью и (кроме двух образцов гнейсов) повышенной калиевостью.

Зоны Брэвард и Кингс Маунтин являются ограничениями этого сорванного покрова. В его северо-восточной и юго-западной окраинах также имеются выступы докембрийских гранитогнейсов с фрагментами серий Эйш и Окои. Предполагается, что это тектонические окна [Rankin, 1975]. В. Гриффин считает, что породы силлиманитовой зоны представляют собой самостоятельную пластину [Griffin, 1971]. В юго-восточной части пояса (верхней части разреза) выделяется группа амфиболовых гнейсов Роан.

В поясе Пидмонт описано два типа гранитов: западные и восточные. Западные образуют силлоподобные залежи и представлены гранат-двуслюдяными пегматоидными гранитами. Восточные образуют цепочку гранитогнейсовых куполов вдоль юго-восточной границы пояса (рис. 2.8). В центральных частях куполов это двуслюдяные пегматоидные граниты, типичные для слюдоносных пегматитовых поясов.

В зоне развития ортоклаз-силлиманитовых парагенезисов (в центральной части пояса) преобладают керамические пегматиты. Главные

Таблица 2.3

Состав сланцев, гранитов и пегматита, Внутренний Пидмонт [Overstreet et al., 1963]

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO_2	66,67	52,85	62,84	66,48	72,62	73,37
TiO_2	0,40	1,07	0,69	0,74	0,12	0,15
Al_2O_3	16,80	20,96	16,61	13,99	14,79	14,13
Fe_2O_3	0,62	1,39	0,52	0,31	0,19	0,22
FeO	3,45	7,67	5,38	5,16	1,81	0,97
MnO	0,07	0,08	0,12	0,10	Не опр.	Не опр.
MgO	0,63	4,21	2,21	3,78	0,35	0,27
CaO	3,23	1,30	4,89	5,86	2,18	1,19
Na_2O	3,52	1,61	3,30	0,71	3,33	2,22
K_2O	3,50	4,98	2,33	1,56	4,00	6,67
H_2O^+	0,45	2,35	0,66	0,77	0,21	0,41
H_2O^-	0,03	0,08	Не обн.	0,03	0,05	0,05
CO_2	0,33	0,20	0,12	0,08	0,12	0,28
P_2O_5	0,12	0,12	0,19	0,17	0,06	0,05
SO_3^-	Не обн.	0,11	Не обн.	Не обн.	0,01	0,02
S_2^-	»	1,39	»	»	0,01	0,03
Сумма...	99,82	99,67	99,86	99,74	99,85	100,03
Ba	Не опр.	850	800	400	800	900
Sr	»	200	200	600	200	200
Be	»	3	1	4	2	—
Pb	»	100	30	40	40	80
Cu	»	60	6	20	4	3
Co	»	20	10	20	Не опр.	Не опр.
Ni	»	100	10	100	»	»
Cr	»	100	20	100	1	1
Ga	»	50	20	30	20	20
V	»	100	50	70	10	10
La	»	70	Не обн.	60	40	30
Zr	»	200	100	400	70	50
B	»	40	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

Примечание. 1 — биотитовый сланец, 2 — силлиманит-биотитовый сланец, 3 — амфибол-биотитовый плагиогнейс, 4 — диопсид-биотитовый гнейс, 5 — кварцевый монцонит, 6 — микроклин-плагиоклазовый пегматит.

месторождения мусковитовых пегматитов приурочены опять-таки к зоне дистеновых гнейсов и сланцев (см. рис. 2.6). На северо-западном фланге пояса это месторождения группы Джефферсон-Амелия, вдоль юго-восточного фланга расположено шесть месторождений. Пегматитовые узлы группируются как вокруг пегматоидных гранитов, так и вблизи серий гранитных силлов. В зоне катаклазитов Кингс Маунтин и далее в поясе Шарлотт специализация пегматитов сменяется на оловолитиевую (см. рис. 2.8).

Литологический, метаморфический и структурный контроль размещения пегматитов в данной части пояса проявлен отчетливо. Слюдоносные пегматиты располагаются преимущественно в метапелитовых пачках дистен-альмандиновой зоны метаморфизма, тяготея к гранито-гнейсовым куполам и флексурообразным структурам, керамические — в ортоклаз-силлиманитовой зоне. Преобладание амфиболовых гнейсов на границе с высокопроницаемой зоной катаклазированных и диафторированных пород Кингс Маунтин, возможно, играет роль в смене специализации пегматитов — появляется более молодой пояс редкометалльных пегматитов.

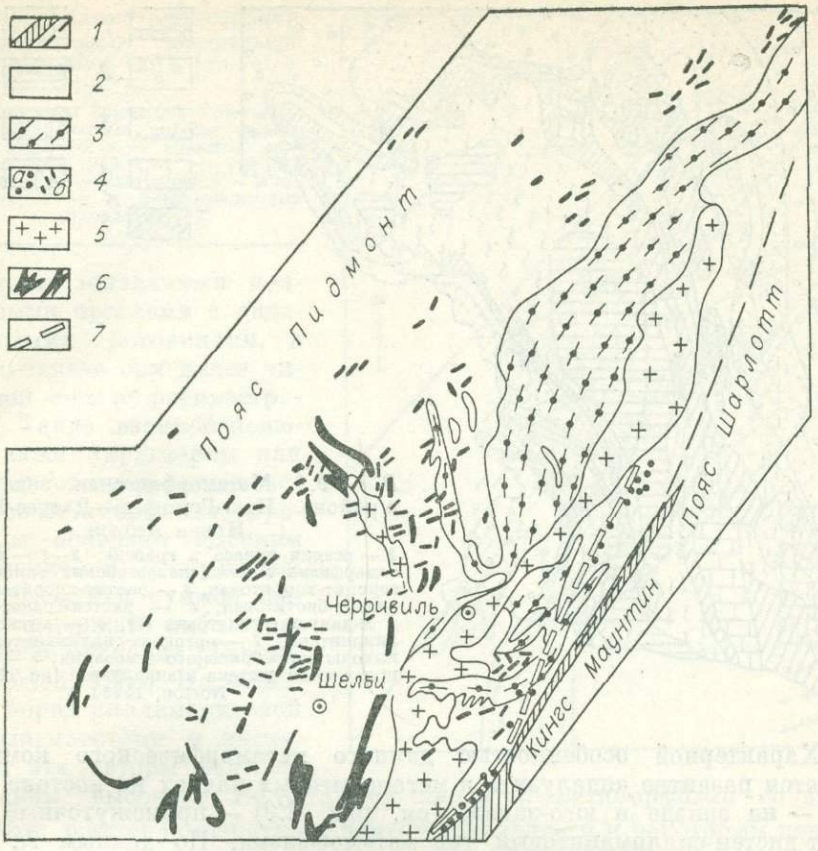


Рис. 2.8. Строение участка пояса Внутренний Пидмонт.

1 — пояс катаклазированных кварцитов и мраморов Кингс Маунтин; *2* — дистен-гранатовые гнейсы Каролина; *3* — амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы группы Роан; *4* — пегматиты: *а* — мусковитовые, *б* — оловолитиевые; *5* — восточные мусковит-гранатовые граниты; *6* — западные граниты; *7* — граница между поясом мусковитовых и редкометалльных пегматитов [по Griffits, Olson, 1953].

Пояса Новой Англии. Еще одной интересной зоной развития слюдоносных пегматитов в составе уже редкометалльно-мусковитовых поясов является район Новой Англии в северной части Аппалач с месторождениями группы Нью-Гемпшир и Датчес Каунти. Район существенно отличается от Блу-Ридж и Пидмонта тем, что расположен по другую сторону главного шва, разделяющего зоны Аппалач с разной мощностью и строением коры [Harris, Bayer, 1979]. Он сложен более молодыми палеовойскими (от девона до кембрия) породами. Толща состоит из переслаивающихся метапелитов, известково-силикатных пород и метабазитов. В восточной части площади преобладают метавулканиты основного состава. Эта часть толщи относится к эвгеосинклинальной зоне, а выходы докембрийского фундамента на западе и окружающие их метапелиты кембро-ордовикского возраста считаются уже энсиалической зоной.

На сложноскладчатые структуры обеих зон в акадское время (380—410 млн лет) был наложен метаморфизм, и сформировался зональный комплекс сложной конфигурации с ортоклаз-силлиманитовой зоной в центральной части и концентрическими зонами снижающейся степени метаморфизма — вплоть до серицит-хлоритовой зоны (рис. 2.9) [Thompson, Norton, 1968]. Соответственно в метабазитах метаморфизм возрастает до роговообманково-гиперстеновых гранулитов, гроссуляр-скаполитовых скарноидов и форстеритовых мраморов. На гранитогнейсы и гнейсы докембрийских выступов акадский метаморфизм наложен в качестве регрессивного этапа, но местами они сохранили гранулитовые парагенезисы.

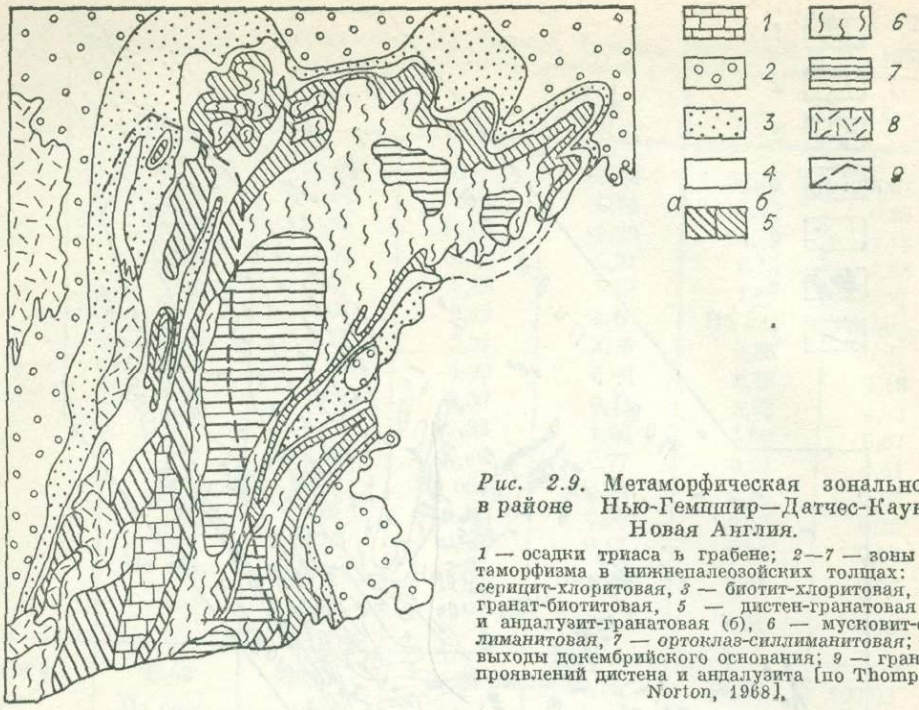


Рис. 2.9. Метаморфическая зональность в районе Нью-Гемпшир—Датчес-Каунти, Новая Англия.

1 — осадки триаса в грабене; *2—7* — зоны метаморфизма в нижнепалеозойских толщах: *2* — серицит-хлоритовая, *3* — биотит-хлоритовая, *4* — гранат-биотитовая, *5* — дистен-гранатовая (*а*) и андалузит-гранатовая (*б*), *6* — мусковит-силлиманитовая, *7* — *ортоклаз-силлиманитовая*; *8* — выходы докембрийского основания; *9* — границы проявлений дистена и андалузита [по Thompson, Norton, 1968].

Характерной особенностью данного метаморфического комплекса является развитие андалузита в метапелитовых пачках на востоке и дистена — на западе и юго-западе (см. рис. 2.9) — промежуточный андалузит-дистен-силлиманитовый тип метаморфизма. По данным А. Олби [Albee, 1965] и других исследователей, андалузит в метапелитах сменяется дистеном при переходе от эвгеосинклинальной зоны к миогеосинклинальной. Другие авторы такое сложное построение зональности относят к постметаморфическому покровообразованию с телескопированием изоград. Для низкотемпературных зон на западе комплекса характерны стильпномелан и хлоритоид.

На площади зонального метаморфического комплекса много гранитных тел. Они расположены как в ортоклаз-силлиманитовой зоне, так и в зонах более низкого метаморфизма. На северо-востоке гранитные массивы

Таблица 2.4

Составы метапелитов формации Уотервиль в последовательных зонах метаморфизма [Ferry, 1982]

Оксид	Хлоритовая (13)	Биотитовая (8)	Гранатовая (20)	Ставролит-андалузитовая (41)	Силлиманитовая (15)
SiO_2	54,68	60,78	55,74	55,08	58,89
TiO_2	0,76	0,79	0,94	0,92	0,91
Al_2O_3	16,55	16,88	18,16	19,50	18,08
Fe_2O_3	9,65	7,63	9,36	9,50	8,68
MnO	0,42	0,13	0,54	0,24	0,30
MgO	3,71	3,44	3,80	4,09	3,39
CaO	2,66	1,21	2,43	1,89	1,87
Na_2O	1,59	1,65	1,52	1,88	1,65
K_2O	3,30	3,70	4,16	4,54	3,97
P_2O_5	0,16	0,11	0,27	0,14	0,14
П. п. п.	6,45	3,07	2,54	1,67	1,41
Сумма. . .	99,93	99,39	99,46	99,45	99,29

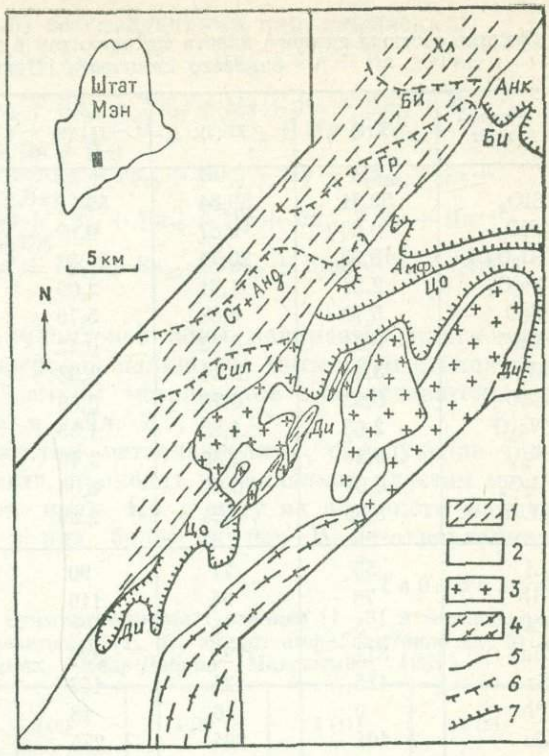


Рис. 2.10. Схема метаморфической зональности центральной части штата Мэн, США [по Ferry, 1982].

1 — метапелиты формации Уотервиль; *2* — метакарбонатные породы формации Вассальборо; *3* — граниты; *4* — докембрийские гнейсы; *5* — граница формаций; *6*, *7* — изограды: *6* — в метапелитах, *7* — в метакарбонатных породах.

окружены зональными контактовыми ореолами с андалузитовыми роговиками, а на юго-западе они далее дистеновой зоны не распространены. Такие взаимоотношения также характерны для андалузитового и дистенового типов метаморфизма. Гранитоиды обладают высоким содержанием SiO_2, превышением Al_2O_3 над суммой щелочей, содержат либо гранат, либо мусковит [Thompson, Norton, 1968]. Насыщенность пород силлиманитовой зоны мигматитами и пегматитами эти авторы считают признаком высокого P_{H_2O}. Такой характер метаморфизма со значительными ростом температур к центру зональности и некоторым повышением давления с северо-востока на юго-запад уже приводит к разной специализации пегматитовых полей — мусковитовой на юго-западе (Датчес Каунти) и редкометалльно-мусковитовой и редкометалльной на северо-востоке (Нью-Гемпшир).

Описываемый метаморфический комплекс Аппалач имеет много общего с зональным хамардабанским комплексом Юго-Западного Прибайкалья, который будет описан ниже. Здесь, в Аппалачах, в штате Мэн, как и в Хамар-Дабане, есть участки с секущей зональностью. Один из них подробно изучен Дж. Ферри [Ferry, 1982]. На этом участке метапелит-карбонатная формация Уотервиль и метакарбонатная Вассальборо пересечены изоградами: в метапелитах — от хлоритовой до силлиманитовой, в метакарбонатах — от анкеритовой до диопсидовой зон (рис. 2.10); приведены анализы метапелитовых прослоев в последовательных зонах метаморфизма (табл. 2.4), но не по одному пласту. Для метапелитов однозначно устанавливается изохимический характер метаморфизма. Дж. Ферри предполагает, что в метакарбонатных породах с ростом метаморфизма происходит вынос щелочей, но анализы метакарбонатных пород не приведены. Источником тепла и флюидов он считает неглубоко залегающую интрузию тех же монцонитов, что выходят в высокотемпературных зонах. По Гр-Би геотермометру Дж. Ферри приводит следующие PT параметры метаморфической зональности: $P = 3{,}5 \pm 0{,}2$ кбар, T — от 375 до 575 °С.

2.3. ХАМАРДАБАНСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Хамардабанский метаморфический комплекс был выделен и закартирован А. А. Шафеевым [1970], а затем детально петрологически и геохимически изучен В. А. Макрыгиной [1981]. Этот зональный комплекс андалузит-силлиманитового типа по данным рубидий-стронциевого метода окончательно сформировался 565 ± 31 млн лет назад [Макрыгина и др., 1987].

Таблица 2.5

Средние составы единого пласта метапелитов в зонах метаморфизма (I—VI) хамардабанского комплекса [Макрыгина, 1981]

Компонент	I (5)	II (5)	III (5)	IV (6)	V (4)	VI (6)
SiO_2	59,31	59,84	59,78	59,81	66,05	66,38
TiO_2	0,86	0,87	0,99	0,99	0,80	0,81
Al_2O_3	18,93	20,74	20,82	19,54	16,03	15,84
Fe_2O_3	2,21	1,81	2,09	2,96	1,72	1,60
FeO	5,13	4,88	5,79	5,99	5,49	5,03
MnO	0,11	0,12	0,12	0,15	0,09	0,10
MgO	3,14	2,44	2,33	2,86	2,26	2,22
CaO	0,92	0,78	0,68	0,59	0,99	1,44
Na_2O	2,63	1,93	1,55	1,44	2,17	2,83
K_2O	3,33	3,36	3,46	3,32	3,03	2,72
P_2O_5	0,09	0,06	0,06	0,09	0,08	0,14
П. п. п.	3,53	3,24	2,59	2,03	1,23	0,93
Li	55	77	90	104	71	37
Rb	76	94	116	126	97	88
Cs	5	5	6	10	7	5
Ba	811	723	837	924	740	645
Sr	155	124	147	159	114	174
Pb	9	16	18	10	30	29
Zn	104	204	275	286	434	356
Co	19	13	13	16	15	15
Ni	53	42	38	41	35	28
Cr	131	85	100	119	88	87
V	145	138	163	170	133	121
Sc	21	18	22	28	19	17
Σ РЗЭ	102	174	193	200	155	146
F	612	650	473	560	442	462
B	52	90	233	110	59	30

Он сложен флишоидной утуликской серией, состоящей из двух свит — корниловской и шубутуйской. Они образуют узкую синклинорную структуру, на которую наложена более пологая и широкая термальная синклиналь. В результате сформировалась метаморфическая зональность, согласная с простиранием пород на крыльях синклинория, но секущая по отношению к их горизонтам в его осевой части, где вдоль пластов метапелитов, мраморов и метаграувакк степень метаморфизма меняется от биотит-хлоритовой до калишпат-силлиманитовой зоны (рис. 2.11). Минеральный и химический состав пород, их редкоэлементные характеристики и анализы минералов опубликованы В. А. Макрыгиной [1981, 1988].

В зонах зеленосланцевой фации отложения обеих свит представлены осадочными ритмами: мергели (0—5 %) — метапелиты (70 %) — метаалевролиты (25 %) в корниловской свите и углистые известняки (10—15 %) — сланцы (5 %) — метаграувакки в тонком переслаивании с известковистыми метаалевролитами возрастающей зернистости (80 %) в шубутуйской свите. По мере нарастания метаморфизма метаосадки преобразуются в гнейсы, амфиболиты, куммингтонитовые сланцы с полной сохранностью самой тонкой ритмики. Наибольшее число зон выделяется в горизонтах метапелитов, в пластах которых последовательно появляются порфиробласты биотита, граната, андалузита, ставролита, фибролита и калишпата с ромбическим силлиманитом. Изограды — границы их появления — хорошо картируются в поле. Соответственно в метапелитах

выделяются шесть зон (табл. 2.5) со следующими парагенезисами:

I. Биотит-серицит-хлоритовая ($Би_{65} + Хл_{75} + Му + Пл_{18} + Кв + Ил \pm Фнг$)
II. Гранат-биотитовая ($Гр_{95} + Би_{68} + Хл_{77} + Му + Кв + Пл_{19} + Ил$)
III. Андалузит-гранатовая ($Анд + Гр_{94} + Би_{68} + Хл_{79} + Му + Пл_{21} + Кв + Ил$)
IV. Андалузит-ставролитовая ($Ст + Анд + Гр_{92} + Би_{79} + Му + Пл_{20} + Кв + Ил$)
V. Мусковит-силлиманитовая ($Фбр + Гр_{91} + Би_{79} + Му + Пл_{21} + Кв + Ил \pm Ст$)
VI. Калишпат-силлиманитовая ($Сил + Гр_{87} + Би_{64} + Пл_{27} + Кпш + Кв + Мт$)

С середины мусковит-силлиманитовой зоны начинается плагиомигматизация метапелитов, а за изоградой калишпата мигматиты становятся двуполевошпатовыми. Средние составы метапелитов в последовательных зонах метаморфизма приведены в табл. 2.5.

Метаграувакки и известковистые метаалевролиты, образующие тонкую ритмику в шубутуйской свите, проходят параллельно пластам метапелитов через все зоны теплового поля. Но в силу их основного состава набор критических минералов в них более скуден. В метаграувакках

Таблица 2.6

Средние составы переслаивающихся куммингтонитовых сланцев (1—3) и метаалевролитов-амфиболитов (4—6) в зеленосланцевой (1, 3), эпидот-амфиболитовой (2, 5) и амфиболитовой (4, 6) фациях Хамар-Дабана [Макрыгина, 1981]

Компонент	1 (8)	2 (11)	3 (6)	4 (8)	5 (11)	6 (6)
SiO_2	60,20	61,96	62,77	56,97	59,27	59,36
TiO_2	0,94	1,06	1,12	0,89	1,04	1,02
Al_2O_3	13,94	13,75	13,05	12,88	12,04	11,10
Fe_2O_3	1,89	1,66	2,05	1,67	1,70	1,96
FeO	5,62	5,67	5,27	5,21	5,39	5,18
MnO	0,11	0,11	0,10	0,16	0,15	0,17
MgO	6,57	5,56	5,02	5,63	5,67	5,84
CaO	2,76	3,78	4,19	8,54	10,11	10,87
Na_2O	3,34	3,21	3,16	3,05	2,57	2,40
K_2O	2,30	2,10	1,93	1,02	0,40	0,25
P_2O_5	0,19	0,19	0,19	0,21	0,20	0,24
П. п. п.	2,45	0,94	0,95	4,03	1,53	1,22
Li	42	39	45	13	6	9
Rb	45	42	58	13	6	4
Cs	1,4	3	1,8	1	1,3	1,8
Ba	675	800	767	550	237	187
Sr	235	282	308	400	331	127
Pb	11	14	18	15	11	11
Sn	2,0	1,9	4,1	3,8	5,2	5,9
Zn	116	147	182	165	143	135
Co	32	28	25	20	25	28
Ni	216	250	202	169	234	280
Cr	562	552	510	486	612	630
V	123	125	115	122	117	110
La	39,7	26,8	35,5	24	26	28
Ce	98,4	77	103	83	90	91
Nd	41	31	39	29	27	29
Yb	3,6	3,7	3,6	3,4	3,7	4
F	650	730	720	480	390	370
B	22	13	13	16	21	23

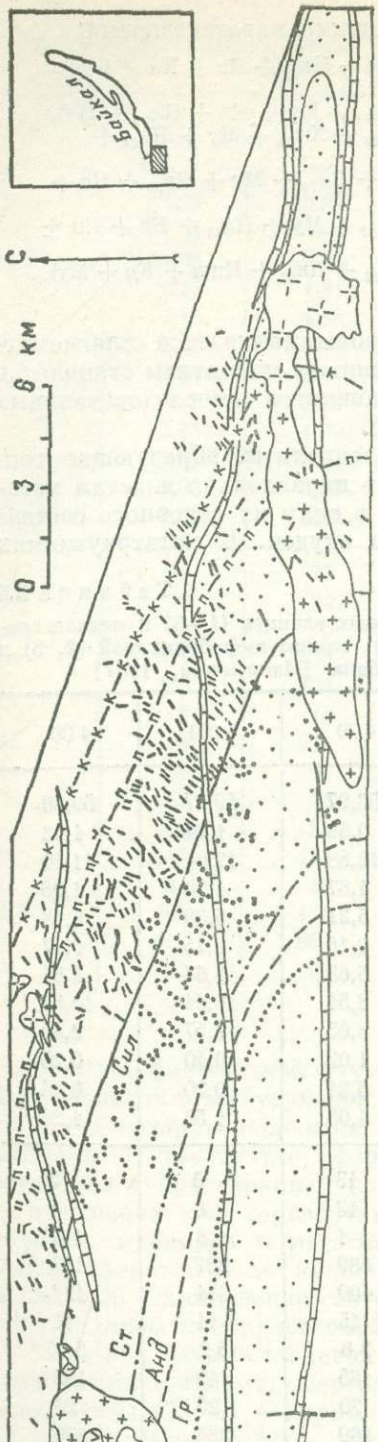


Рис. 2.11. Схема метаморфической зональности Утуликского синклинория Хамар-Дабана [по А. А. Шафееву, 1970] и пегматитового пояса [по В. А. Макрыгиной, 1981].

1 — покровы неогеновых базальтов; *2* — граниты; *3* — пегматиты: *а* — альбит-микроклиновые, *б* — мусковитовые и биотитовые плагиоклаз-микроклиновые; *4* — гранитогнейсы; *5—8* — изограды: *5* — граната, *6* — андалузита, *7* — ставролита, *8* — силлиманита; *9, 10* — границы зон мигматизации: *9* — плагиокалишпатовых, *10* — калишпатовых мигматитов; *11* — корниловская и *12* — шубутуйская свиты; *13* — тектонические нарушения.

происходит исчезновение кальцита и хлорита, появление роговой обманки, куммингтонита и диопсида: Хл + + $Би_{49}$ + $Акт_{46}$ + Ка + + $Пл_{28}$ + Кв + Ил → → $Акт_{45}$ + $Би_{54}$ + $Пл_{36}$ + + Кв + Ил → $Кум_{52}$ + $Ро_{46}$ + + $Би_{52}$ + $Пл_{35}$ + Кв + Ил → → $Кум_{50}$ + $Би_{47-50}$ + $Пл_{37}$ + + Кв + Мт ± (Ди + Кпш). Диопсид появляется только в тех участках, где развивается калишпатизация. Процесс гранитизации развит в этих породах гораздо слабее, чем в метапелитах. В известковистых метаалевролитах парагенезисы меняются от Ка + $Амф_{42}$ + Би + $Пл_{30}$ + + Кв + Руд до $Амф_{37}$ + + $Пл_{65-70}$ ± Кв + Руд и $Амф_{33}$ + Ди + Кпш + + $Пл_{56-64}$ + Мт в участках, затронутых гранитизацией. Средние составы пород шубутуйской свиты приведены в табл. 2.6.

В метапелитах критические минералы возникают в виде порфиробласт на фоне мелкозернистой ткани породы. Но микрозондовый анализ минералов показал, что и минералы основной массы претерпевают перекристаллизацию. Состав их однороден для каждой зоны, но закономерно меняется от зоны к зоне [Макрыгина, 1988]. Только в биотит-хлоритовой зоне встречаются участки с неравновесными ассоциациями мусковита с фенгитом или двух генераций хлорита.

Единственным минералом, где сохраняется зональность роста, является гранат. Зональность его зерен, прогрессивная в среднетемпературных зонах и регрессивная в зонах мигматизации, проявляется в противоположном изменении содержаний Mg и Mn при постоянных и низких концентрациях Ca и высоких — Fe, что характерно для андалузит-силлиманитового типа метаморфизма метапелитов.

Расчет параметров метаморфизма по профилям зонального граната (Гр-Би геотермометр и Гр-Би-Пл-Al_2SiO_5-Кв барометр) показал, что мак-

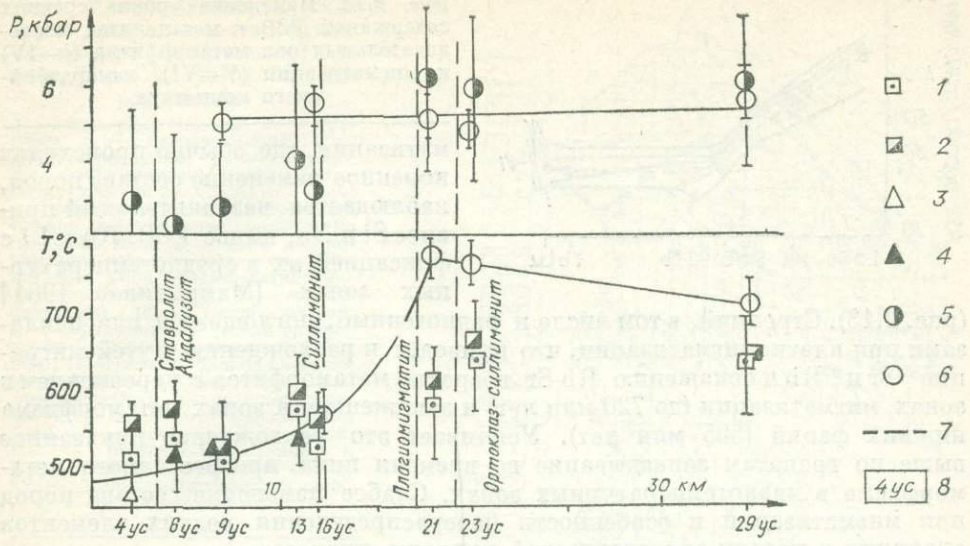


Рис. 2.12. Эволюция условий метаморфизма и гранитизации хамардабанского комплекса.

1—4 — по данным минеральных геотермометров: *1* — гранат-биотитовый, *2* — он же, с учетом марганца, *3* — хлорит-гранатовый, *4* — ставролит-гранатовый; *5* — по данным геобарометра Гр — Пл — Al_2SiO_5 — Кв; *6* — оценки PT по термодинамическим расчетам методом решения обратной физико-химической задачи [Бакшеев, Карпов, 1984]; *7* — границы метаморфических зон; *8* — номера проб.

симальные градиенты T (от 515 до 740 °С) и P (от 3,2 до 6 кбар) существовали в момент зарождения гранатов, видимо, за счет более раннего и интенсивного прогрева участков зональности, прилегающих к проводнику тепла — Главному Саянскому разлому, и медленного распространения тепла к ее периферии. Ко времени образования краевых зон граната параметры на периферии достигли своих наивысших значений, в зонах высокого метаморфизма они начали уже снижаться, в результате чего T и $P_{фл}$ выровнялись по всей зональности (550—590 °С и 3,7—4 кбар, рис. 2.12). Это привело к затуханию процесса и сохранению прогрессивно-зональных гранатов в андалузит-ставролитовой зоне и регрессивной их зональности — в зонах мигматизации. В биотит-хлоритовой зоне температуры были еще ниже, и общий интервал зональности на пике прогресссивного метаморфизма достигал 400—750 °С.

Расчет T и P метаморфизма хамардабанского комплекса, проведенный С. А. Бакшеевым путем решения обратной физико-химической задачи на ЭВМ с использованием полного химического состава пород и минералов, дает тот же интервал температур: 515—780 °С [Бакшеев, Карпов, 1984]. Тренд изменения давления иной: от 4,8 кбар в средних зонах до 5,5 кбар на фронте мигматизации с понижением до 4,7 кбар в глубь этих зон. Расчет состава флюида, равновесного с метаморфитами, дал низкие значения: $X_{CO_2} = 8{,}9 \cdot 10^{-3} — 1{,}9 \cdot 10^{-2}$, $X_{H_2O} = 0{,}14 — 0{,}367$, $X_{H_2} = 6{,}7 \cdot 10^{-4}$, $X_{CO} = 1{,}31 \cdot 10^{-3}$, $X_{CH_4} = 2{,}9 \cdot 10^{-2}$, что подтверждается ранним разложением карбонатов, расширением поля устойчивости Са-плагиоклазов, развитием низкокальциевого граната в метапелитах, куммингтонитов и тремолитов в метаалевролитах, а также постоянным недостатком воды в гидроксилсодержащих минералах.

Изучение метаморфизма на этом уникальном объекте привело к выводу об изохимическом его характере. На этапе прогрессивого метаморфизма вариации в составе пород незначимы. Снижаются существенно лишь концентрации H_2O и B. Намечающиеся тенденции изменения содержаний Ca, Mg, Ba, Pb, Zn и Sn противоположны в переслаивающихся пачках и не могут быть обусловлены метаморфизмом. Даже в зонах миг-

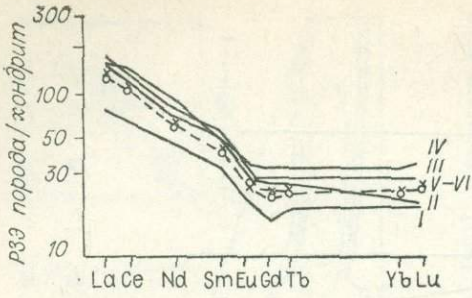


Рис. 2.13. Изменение уровня средних содержаний РЗЭ в метапелитах последовательных зон метаморфизма (I—IV) и мигматизации (V—VI) хамардабанского комплекса.

матизации, где обычно происходит коренное изменение состава пород, наблюдается незначительный привнос Si и Na, вынос РЗЭ, Rb и Li с фиксацией их в среднетемпературных зонах [Макрыгина, 1981] (рис. 2.13). Стронций, в том числе и радиогенный, поглощается плагиоклазами при плагиомигматизации, что приводит к расхождению путей миграции ^{87}Sr и ^{87}Rb и искажению Rb-Sr возраста метаморфитов с удревнением в зонах мигматизации (до 720 млн лет) и занижением в зонах метаморфизма нижних фаций (565 млн лет). Усиливает это расхождение показанное выше по гранатам запаздывание во времени пика прогрессивного метаморфизма в низкотемпературных зонах. Слабое изменение состава пород при мигматизации и особенности перераспределения редких элементов склоняют в пользу анатектической природы процесса.

Гранитизация сопровождается появлением автохтонных и параавтохтонных массивов гранитов, биотитовых и турмалиновых в корниловской свите и амфиболовых, гранатовых — в шубутуйской. Их возраст по Rb-Sr изохроне составляет 519 млн лет [Макрыгина и др., 1987]. В метаморфическую зональность вписывается зональный же пегматитовый пояс с размещением биотитовых и двуслюдяных ортоклазовых пегматитов в калишпат-силлиманитовой зоне, а мусковитовых, редкометалльно-мусковитовых и редкометалльных соответственно в V, IV зонах до изограды ставролита (см. рис. 2.11). Возраст пегматитов — 543 мли лет, редкометалльных — 460 млн лет. Сопоставление возрастов показывает, что метаморфизм, мигматизация, пегматито- и гранитообразование относятся к одному тектономагматическому этапу. Об этом же свидетельствует явная зависимость размещения пегматитов разного состава от теплового поля метаморфической зональности.

2.4. КОМПЛЕКСЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

БЕЛОМОРСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Балтийский щит является крупнейшей пегматитоносной суперпровинцией, в которой выделяются восемь протяженных пегматитовых поясов разной специализации [Гродницкий, 1988]. Один из них — Беломорский — представляет собой мусковитовую провинцию [Салье, Глебовицкий, 1976]. Она расположена в Беломорском геоблоке, который в отличие от Кольского и Свекофено-Карельского геоблоков испытал в течение ряда циклов метаморфизм унаследованно высоких давлений. В восточной части Балтийского щита к северу и югу от Беломорского блока располагаются зоны полициклического проявления метаморфизма разных давлений (II и III) и далее — низких давлений (IV и V, на рис. 2.14).

Беломорский метаморфический комплекс, в пределах которого размещаются мусковитовые месторождения Карелии, претерпел полициклическое развитие. В этом плане мусковитовые пояса Карелии относятся ко второму типу слюдоносных поясов, где пегматиты сформировались в поздний цикл развития структуры, метаморфизм которого, как правило, регрессивный, реже — изофациальный по отношению к более ранним. Последовательность деформационных, метаморфических и магматических событий в данном регионе хорошо изучена [Володичев, 1975;

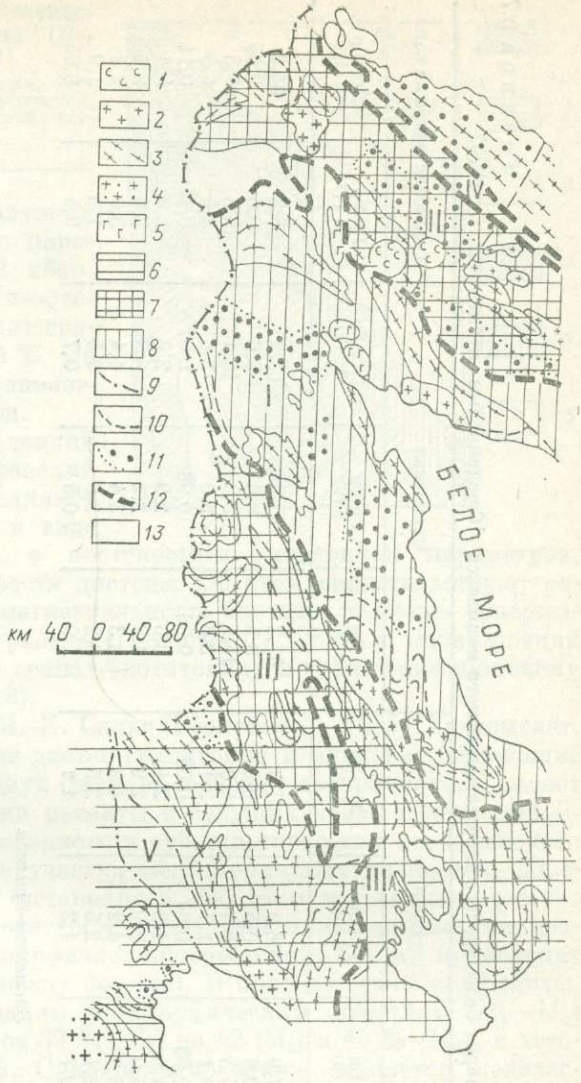


Рис. 2.14. Метаморфические пояса восточной части Балтийского щита по [Метаморфические пояса..., 1975] — с упрощениями.

1 — щелочные породы; *2* — граниты; *3* — гранитогнейсы; *4* — граниты-рапакиви; *5* — габбро; *6* — зоны развития метаморфизма андалузит-силлиманитового типа; *7* — области наложения нескольких циклов метаморфизма разного по давлению типа; *8* — зона неоднократного развития дистен-силлиманитового типа метаморфизма; *9*—*11* — границы фаций: *9* — зеленосланцевой, *10* — амфиболитовой, *11* — гранулитовой (точки за контуром — реликты гранулитовой фации); *12*—границы блоков развития разных типов метаморфизма; *13* — эпигенетически измененные породы. I — Беломорско-Лапландский блок, II — Печенгско-Варзугский, III — Восточно-Карельский и IIIа — Западно-Карельский блоки, IV — Кольско-Норвежская зона, V — Ладожский блок.

Салье, Глебовицкий, 1976; Салье, 1983; Основы металлогении..., 1984; Геология..., 1985; и др.].

Исследователи выделяют в развитии Беломорского мегаблока четыре цикла развития, каждый из которых имеет свой набор деформаций и характеризуется определенным типом метаморфизма. Доребольский (беломорский) цикл (3—3,5 млрд лет) начинался с накопления толщ основных и кислых вулканитов, подвергшихся затем ареальному гранулитовому метаморфизму. Гранулиты почти полностью переработаны во время последующих тектономагматических циклов. В Чупинском блоке сохранились реликты однородных мелкозернистых гранат-биотитовых и дистен-гранат-биотитовых гнейсов (табл. 2.7) с минералами, состав которых ложится в поле гранулитовой фации.

Главная структура, в которой сосредоточены пегматитовые поля,— Енско-Лоухский синклинорий — сформировалась в ребольское время (3—2,6 млрд лет). Она включает уже оба блока — Чупинский и Енский — и выполнена отложениями керетской, хетоламбинской, лоухской, чупинской и княжегубской свит (рис. 2.15). При этом мощность беломорской серии в Чупинском блоке составляет около 5 км (Лоухская ветвь синклинория), а в Енском достигает 10 км [Гродницкий, 1982]. В керетской свите преобладают мигматизированные микроклин-плагиоклаз-биотитовые гнейсы, в хетоламбинской — амфиболиты, гранатовые амфиболиты и гнейсы. Лоухская и чупинская свиты характеризуются обилием глиноземистых гнейсов и сланцев. Наиболее распространенные парагенезисы метапелитов: Дст+Гр+Би+Пл+Кв±Кпш±Му; Гр+Би+Пл+Кв± ±Кпш±Му; Би+Пл+Кв±Му.

Если метаморфизм начального, беломорского, цикла протекал в условиях гранулитовой фации умеренных давлений, то для ребольского времени характерно повышение давлений при слабом снижении темпе-

Таблица 2.7

Средний состав основных разновидностей пород беломорского метаморфического комплекса [Слюдоносные пегматиты..., 1976]

Компонент	Керетская свита	Хетоламбинская		Лоухская			Чупинская			Чупинская жильная зона	
1	Би 2 (5)	Би 3 (9)	Амф 4 (8)	Би 5 (6)	Гр-Би 6 (6)	Дст-Гр 7 (4)	Би 8 (6)	Гр-Би 9 (6)	Дст-Гр 10 (7)	Гр-Би 11 (7)	Дст-Гр 12 (14)
SiO_2	72,8	69,1	64,9	67,9	66,0	67,3	67,2	67,3	66,7	65,3	64,9
TiO_2	0,2	0,3	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,65
Al_2O_3	14,3	15,9	16,1	15,3	16,4	16,0	16,1	15,3	15,1	15,8	17,3
Fe_2O_3	1,4	2,2	3,4	3,1	2,7	3,1	3,6	5,0	3,4	4,5	6,5
MnO	0,04	0,05	0,07	0,08	0,04	0,03	0,06	0,06	0,07	0,14	0,11
MgO	0,6	1,7	2,1	1,9	1,8	2,1	3,0	2,9	2,6	2,8	3,4
CaO	2,0	2,8	4,4	3,9	2,9	2,9	1,9	2,2	3,8	3,3	2,1
Na_2O	4,1	4,9	4,1	3,8	4,2	4,3	3,3	3,4	4,4	3,0	2,3
K_2O	3,6	2,9	1,8	2,1	2,5	2,5	3,2	2,6	1,5	1,9	1,9
П. п. п.	0,3	1,0	1,2	0,7	1,2	1,1	1,0	0,5	0,7	0,5	0,95
				Элементы-примеси							
Cr	50	50	110	100	270	200	225	220	130	180	315
Ni	20	50	110	50	70	65	100	80	65	60	153
Co	15	14	26	16	Не опр.	23	Не опр.	17	Не опр.	Не опр.	40
Cu	60	55	70	28	14	50	25	20	»	»	Не опр.
V	15	70	70	70	130	155	70	100	95	150	169
Sc	5	11	13	13	18	16	20	20	22	20	17
Ba	1000	1000	860	800	1000	950	1200	650	600	600	865
Zr	135	75	45	150	Не опр.	80	120	110	100	40	120
Li	28	24	24	Не опр.	21	Не опр.	54	26	26	36	61
Rb	Не опр.	Не опр.	32	»	64	»	59	64	57	57	96
Cs	»	»	1,5	»	3	»	8,2	3,5	2,1	2,1	5,5
N, %	100	26	68	24	44	8	28	50	12	—	—

Примечание. *N*, % — доля пород в объеме свиты.

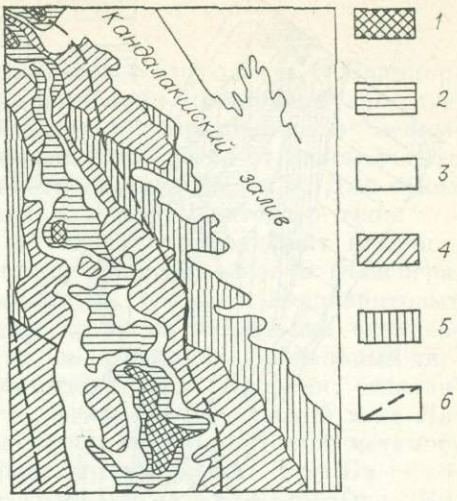


Рис. 2.15. Геологическое строение беломорского метаморфического комплекса [Беломорский комплекс..., 1962].

Свиты: *1* — княжегубская, *2* — чупинская, *3* — лоухская, *4* — хетоламбинская, *5* — керетская, *6* — граница распространения мусковитовых пегматитов.

ратур. В амфиболитах образуются эклогитоподобные породы при параметрах 750—800 °С и 10—12 кбар. Метапелиты отвечают дистен-ортоклазовой субфации амфиболит-гранулитовой фации — 700—660 °С по О. И. Володичеву [1975]. Развивается плагиомигматизация пород.

Последующие циклы — селецкий (2,3—2,0 млрд лет) и свекофенский (2,0—1,9 млрд лет) — проявлялись уже вдоль зон дислокаций в виде регрессивного метаморфизма с постепенным снижением параметров, но в пределах поля устойчивости дистена. Об этом свидетельствуют составы минералов — высокая магнезиальность биотита, высокие содержания пиропа и гроссуляра в гранате [Геология..., 1985], а также оценки *PT* условий метаморфизма по гранат-биотитовому и гранат-амфиболовому геотермобарометрам (табл. 2.8).

На огромном материале М. Е. Салье [Геология..., 1985] доказывает, что средне- и крупнозернистые дистен-гранатовые и мусковитсодержащие гнейсы и сланцы последних двух циклов, особенно свекофенского, имеют метасоматический генезис. Они развиты в секущих зонах северо-северо-западного направления для селецкого и субширотного для свекофенского циклов, содержат реликтовые участки мелкозернистых разностей, пересекают слоистость исходных метапелитов. Об этом же свидетельствует закономерное изменение железистости сразу всех темноцветных минералов (при региональном метаморфизме прогрессивого этапа происходит перераспределение Mg и Fe между фазами). В породах чупинской свиты, например, от ранних к поздним метаморфическим событиям (M_1—M_4) железистость биотита растет от 39 % (M_2) до 42 (M_3) и 46 % (M_4), в хетоламбинской — от 39 до 57 %. Одновременно также меняется железистость гранатов и амфиболов. Авторы приводят метасоматическую колонку от исходных дистен-гранат-биотит-микроклиновых гнейсов до кварц-мусковитовых сланцев со снижением температуры с 620 до 400 °С. Это очень важный момент, так как и М. Е. Салье, и Л. Л. Гродницкий связывают размещение (и генезис) полей слюдоносных пегматитов с грубо ортогональной системой зон диафтореза.

В то же время наиболее продуктивные узлы мусковитовых пегматитов приурочены к осевой части синклинория (чупинская свита). К периферии пояса специализация пегматитов меняется. На северо-востоке, где выходит интенсивно гранитизированная керетская свита, развиты керамические пегматиты, а к юго-западу, где снижается степень мета-

Таблица 2.8

Оценки температур и давлений циклов метаморфизма беломорид [Геология..., 1985]

Цикл	Гр-Би [Перчук, 1970]		Гр-Амф	
	T, °С	P_1, кбар	T, °С	P_1, кбар
Ребольский	620—690	8—9,2	690—800	10,2
Селецкий	615—650	6—8,0	620—750	7,5—8,2
Свекофенский	575—635	6—7,5	560—700	6,2—8,2

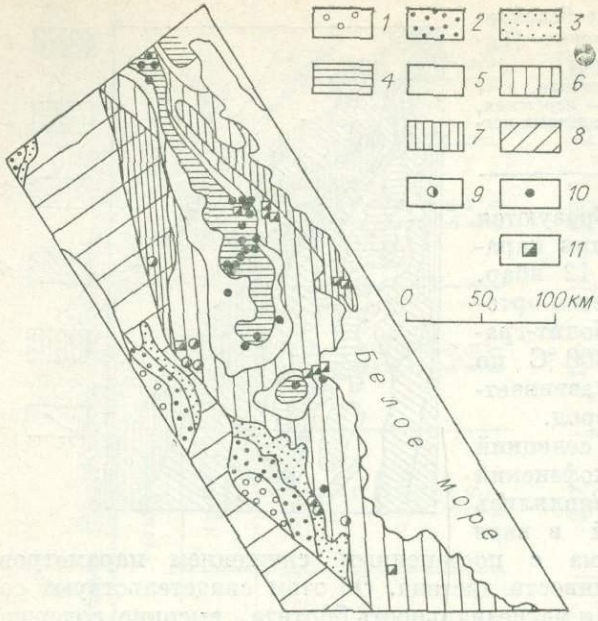


Рис. 2.16. Схема метаморфических фаций в Беломорском блоке и на сочленении его с Центрально-Карельской зоной [Геология..., 1985] и размещение пегматитов различной специализации.

1—3 — зоны одноактного метаморфизма андалузит-силлиманитового типа (*1* — хлоритовая, *2* — гранатовая и *3* — ставролитовая); *4* — наложение андалузит-силлиманитового дистенового метаморфизма на фациальную серию; *5* — дистеновый метаморфизм; *6—8* — пегматитовые зоны: *6* — редкометалльно-мусковитовая, *7* — мусковитовая и керамическая с признаками редкометалльной минерализации, *8* — мусковитовая; *9—11* — пегматиты: *9* — редкометалльно-мусковитовые, *10* — мусковитовые, *11* — керамические.

морфизма пород, в пегматитах появляется берилл [Салье, Глебовицкий, 1976] (рис. 2.16).

Мигматиты и граниты, широко развитые в Беломорском блоке, также *полихронны* [*Мигматизация...*, 1984]. *Наиболее ранние мигматиты*, участвующие во всех типах складчатости, — плагиоклазовые и двуполевошпатовые, с биотитом, гранатом, амфиболом или клинопироксеном. Все последующие генерации мигматитов участвуют во все меньшем числе деформаций и отличаются в основном большей крупностью зерна. Часто это перекристаллизация или анатексис более древних лейкосом. Мигматиты и гранитоиды первых двух циклов имеют площадное развитие. Мигматиты селецкого и свекофенского циклов преимущественно плагиоклазовые и локализованы в зонах нарушений. Граниты этого времени двуполевошпатовые, жильные, со структурами от гипидиоморфно-зернистых до пегматоидных. Они магматические, содержат расплавные включения с $T_{гом}$ = 650—750 °С. Но широко развиты и мигматит-гранитные поля, сопровождаемые зонами плагио- и калишпатового бластеза.

Степень гранитизации пород беломорского комплекса нарастает от чупинской к хетоламбинской и керетской свитам с последовательным усилением калиевого метасоматоза по сравнению с натриевым [Геология..., 1985]. Пегматиты беломорского комплекса, в которых также есть включения расплавов ($T_{гом}$ = 700 °С), можно считать производными анатектической гранитизации. Авторы рассматривают их как начальные стадии пегматитообразования.

М. Е. Салье [1975, 1983; и др.] показала, что пегматиты образуются *в конце свекофенского цикла, так как приурочены к зонам рассланцевания* этого времени. В ореолах пегматитов и зонах регрессивного метаморфизма выявлена одинаковая метасоматическая зональность. Сопряженные зоны Fe-Mg-Ca метасоматоза являются местом локализации микроклиновых межбудинных пегматитов.

Таким образом, *главное отличие слюдоносных поясов в структурах* полициклического развития — региональное проявление процессов повторного метаморфизма поздних циклов в зонах дислокаций в условиях повышенных давлений и притока водно-углекислых флюидов. Важно отметить, что исследователи не отрицают послемигматитовый, послегранитный характер метасоматоза.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОЯСА КОЛЬСКОГО И КАРЕЛЬСКОГО БЛОКОВ

Как уже указывалось, примыкающие с севера и юго-запада к Беломорскому блоку Карельский и Кольский мегаблоки претерпели сложную полициклическую историю метаморфических преобразований в меняющихся от цикла к циклу режимах. Этим они отличаются от Беломорского блока, где от цикла к циклу наследовалось высокое давление. Для таких поясов характерны пегматиты редкометалльно-мусковитового типа.

Центрально-Карельская зона на юго-западе принадлежит к многоярусным структурам карелид. Здесь среди гранитогнейсов и гнейсогранитов сохранились реликты двупироксеновых и гранат-кордиеритовых сланцев с возрастом 2900—2700 млн лет. Во время ребольской складчатости в гимольской серии северной части блока проявился зональный дистен-силлиманитовый метаморфизм. В западной части Карелии, отделенной зоной высокой проницаемости, и в Свекофено-Карельской зоне Ладожского блока развит зональный андалузит-силлиманитовый метаморфизм. Парагенезисы в дистеновых зонах метаморфизма: Гр+Би+Ст++Дст+Му+Пл+Кв; Ст+Крд+Дст+Кв±Би; Крд+Гр+Кш+Кв. Верхний ярус Центрально-Карельской зоны — слабометаморфизованные вулканиты сунской толщи раннего протерозоя.

Кольско-Норвежская зона, причленяющаяся к Беломорскому блоку с севера, по характеру тектонического строения похожа на Центрально-Карельскую зону. Слагающая ее кольская серия в архее испытала гранулитовый метаморфизм умеренных давлений совместно с Беломорским блоком. В ребольское время блоки уже обособились. В Кольско-Норвежской зоне метаморфизм проходил в условиях самого низкого для дистеновой серии давления — 6,5 кбар, в Центрально-Карельской — 4—6 кбар, в беломоридах — 10 кбар (рис. 2.17). В Кольско-Норвежской зоне повторный метаморфизм развивался по бластомилонитам в два этапа: а) в условиях кианит-мусковитовой и ортоклаз-силлиманитовой субфаций с широкой гранитизацией и б) диафторез в условиях ставролитовой и куммингтонит-амфиболитовой субфаций. С последним его этапом связаны пегматиты с редкометалльно-мусковитовой минерализацией.

В зависимости от сочетания типов метаморфизма в таких метаморфических поясах М. Е. Салье [1983] выделяет четыре класса мусковит-редкометалльных пегматитов. Проявление неоднократного метаморфизма одной из дистен-силлиманитовых серий устанавливается в зонах сочленения блоков, в данном случае Беломорского с Центрально-Карельским. Здесь развиты пегматиты класса *А* (месторождения Слюдяной Бор, Алакурти и др.), отличающиеся от пегматитов других классов наличием редкоземельно-урановой минерализации. В зоне сочленения блоков на альмандин-амфиболитовую фацию наложена ставролит-дистеновая субфация. Именно к ней приурочены мусковитоносные жилы. Но уже к юго-западу от нее широко развиты ассоциации андалузит-силлиманитовой

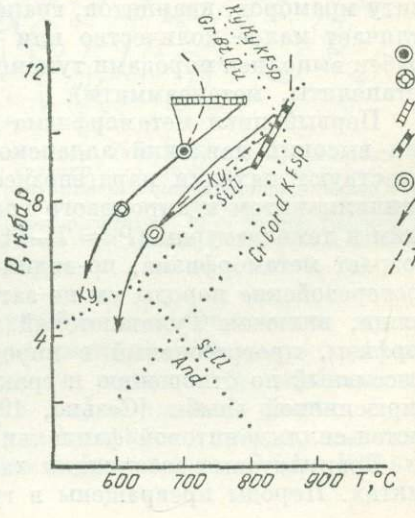


Рис. 2.17. Эволюция термодинамического режима метаморфизма беломорского комплекса по [Салье, Глебовицкий, 1976].
1 — кианит-ортоклазовые гнейсы раннего этапа метаморфизма в Беломорско-Лапландской зоне; *2* — мусковит-кианитовые гнейсы поздних стадий метаморфизма в Чупино-Лоухской зоне; *3* — кианит-плагиоклазовые эклогиты; *4* — гранулиты лапландского типа; *5* — кианит-мусковитовые гнейсы Енского района; *6* — направление эволюции условий метаморфизма; *7* — ее предполагаемые ранние части.

фациальной серии, наложенные на древний метаморфизм неопределенного давления [Салье, Глебовицкий, 1976]. В этом направлении увеличивается редкометалльность пегматитов (см. рис. 2.16).

В зоне сочленения беломорид с Кольско-Норвежской зоной карелид ассоциации неопределенного давления повторно метаморфизованы в условиях дистен-силлиманитовой фациальной серии. Здесь распространены пегматиты класса *Б* (Стрельнинское пегматитовое поле). На севере Центрального Кольского блока андалузитовый метаморфизм наложен на более древний — дистеновый. В этом поясе образуются редкометалльно-мусковитовые пегматиты (месторождения Ура-Губа, Западная Лица, Килиявр и др.), которые М. Е. Салье выделяет в класс *В*. Этап андалузит-силлиманитового метаморфизма для нижнепротерозойских пород является прогрессивным. Там соответственно проявлены редкометалльные пегматиты. И наконец, при наложении ставролитовой субфации дистенового метаморфизма на андалузит-силлиманитовый (раннепротерозойский) образуются пегматитовые поля класса *Г* (месторождения Кулиокское, Келовайское), где мусковитовая минерализация — более поздняя по отношению к слабо проявленной редкометалльной минерализации.

2.5. БИРЮСИНСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Бирюсинская глыба (или Бирюсинский горст) Восточного Саяна с юго-запада ограничена Главным Саянским разломом, с северо-востока — Бирюсинским разломом, отделяющим ее от системы грабенов — Туманшетского и Урикско-Ийского. Глыба представляет собой один из краевых выступов фундамента Сибирской платформы. Как и для структур Балтийского щита, для нее характерно полициклическое развитие с несколькими этапами метаморфизма.

Разрез пород Бирюсинской глыбы представлен полным набором терригенно-вулканогенных отложений. Ранее В. Е. Дибров [1964] их объединял в бирюсинскую серию, состоящую из четырех свит: ензинской, тепсинской, шельминской и нерсинской. А. И. Сезько [1988] предложил выделить отложения собственно архейского выступа в хайламинскую серию, примерно соответствующую ензинской свите. Мощность ее 4000 м, она состоит из переслаивающихся биотитовых, гранат-биотитовых, амфиболовых гнейсов, реликтов двупироксеновых сланцев, гранат-гиперстен-ортоклазовых гнейсов. Перекрывающая их неройская серия нижнего протерозоя включает алхадырскую (тепсинскую) свиту, состоящую из дистен-силлиманитовых, гранат-двуслюдяных сланцев, кварцитов, кальцифиров, амфиболитов и мигматитов по ним (200—300 м), и барбитайскую свиту мраморов, кварцитов, гранатовых амфиболитов (100 м). Все породы отличает малое количество или отсутствие плагиоклаза. Туманшетский грабен выполнен породами туманшетской свиты (кварциты, конгломераты, метапелиты, метапсаммиты).

Первый цикл метаморфизма протекал в условиях гранулитовой фации высоких давлений алданской фации глубинности. Об этом свидетельствуют находки парагенезисов Гр+Гип+Орт+Би+Кв, гиперстена с силлиманитом и пиропового граната, соответствующих высоким давлениям и температурам (P = 7—11 кбар, T = 750—850 °С) [Сизых, 1982]. Возраст метаморфизма, по-видимому, верхнеархейский, так как нижнепротерозойские породы им не затронуты. Затем уже в протерозое на все толщи, включая Туманшетский грабен, был наложен зональный метаморфизм, прогрессивный в породах грабена и неройской серии и регрессивный по отношению к гранулитам хайламинской серии собственно Бирюсинской глыбы [Сезько, 1988]. Метаморфизм протекал в режиме дистен-силлиманитовой фациальной серии.

Гранулитовые ассоциации хайламинской серии остались лишь в реликтах. Породы превращены в гранитизированные мусковит-фибролито-

Рис. 2.18. Геологическое строение и метаморфическая зональность северо-западной части Бирюсинской зоны Восточного Саяна [Сезько, 1988].

1 — четвертичные отложения; *2* — палеозойские субщелочные граниты, граносиениты (огнитский комплекс); *3* — раннепротерозойские гранитоиды (саянский комплекс); *4* — метадиабазы, метагаббро; *5* — метагипербазиты (идарский комплекс); *6—12* — метаморфические толщи нижнего протерозоя; неройская серия: *6—10* — зоны метаморфизма (*6* — добиотитовая, *7* — биотитовая, *8* — гранатовая, *9* — ставролитовая, *10* — кианит-биотит-мусковитовая), *11* — горизонты известняков, мраморов; *12* — базальный горизонт туманшетской свиты; *13* — гранитоиды раннепротерозойско-верхнеархейские, нерасчлененные; *14* — верхнеархейские мигматиты, гранитогнейсы туманшетского комплекса; *15* — лейкократовые биотитовые гнейсы, гранитогнейсы; *16* — амфиболиты, гранатовые амфиболиты; *17* — архейские гранитогнейсы, мигматиты хадаминского (онотского) комплексов; *18* — эндербиты, чарнокиты, чарнокитоиды; *19* — породы гранулитовой фации (диафторированной и гранитизированной) хайламинской серии раннего архея; *20*— разломы достоверные и предполагаемые; *21—23* — изограды: *21* — биотита, *22* — граната, *23* — ставролита; *24*, *25* — бывшие границы Туманшетского грабена: *24* — общепринятая, *25* — по данным А. И. Сизых [1982] и А. А. Шафеева [1970].

вые, дистен-двуслюдяные сланцы, гранат-биотит-калишпатовые мигматиты. Алхадырская свита неройской серии метаморфизована в условиях дистен-мусковит-альмандиновой субфации, а верхи ее и барбитайская свита — в дистен-ставролитовой субфации амфиболитовой фации. Далее зональность продолжается в породы Туманшетского грабена, снижаясь в его бортах на севере до зеленосланцевой фации (рис. 2.18). [Сезько, 1988].

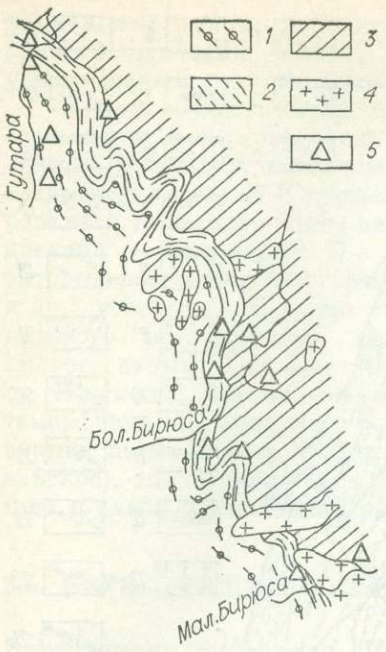


Рис. 2.19. Размещение месторождений мусковитовых пегматитов в Бирюсинском поясе [Глебов, 1969]:

1—3 — свиты: 1 — енгинская, 2 — тепсинская, 3 — шельминская; 4 — граниты; 5 —слюдоносные узлы.

С каждым циклом метаморфизма связано проявление гранитизации и кислого магматизма. Древние (архейские) граниты редки и интенсивно катаклазированы. Гранитоиды протерозойского возраста (1700 млн лет) образуют обширные протяженные выходы гранитогнейсов с калишпатовым порфиробластезом, с постепенными переходами в пятнистые и полосчатые мигматиты и гнейсы [Глебов, 1969]. Они достигают 50—60 км в длину при ширине 5—20 км и размещены преимущественно в хайламинской серии. В непосредственной близости от них находятся безрудные пустые пегматиты. Мигматиты содержат уже минералы, отвечающие условиям амфиболитовой фации, с фибролитом вместо дистена. Это свидетельствует о снижении давления при гранитизации. В дистен-альмандиновой зоне пород неройской серии гранитизация одна и проявлена в виде пегматитизации толщи. Параметры метаморфизма и гранитизации нижнепротерозойского возраста близки для диафтореза архейских гранулитов и прогрессивного метаморфизма неройской серии (6—8,5 кбар, 575—660 °С) [Сизых, 1982]. С этим метаморфизмом и гранитизацией связывают образование мусковитоносного пегматитового пояса.

Полоса развития слюдоносных пегматитов тяготеет к области гранитизированных пород. Но в их размещении, как и в других слюдоносных поясах, наблюдается метаморфический контроль (приуроченность к дистен-мусковитовой зоне), литологический (90 % промышленных жил находится в пределах глиноземистой алхадырской свиты) и структурный (близость слюдоносных узлов к флексурообразным изгибам толщи) (рис. 2.19) [Глебов, 1969].

Для ведущих разновидностей пород М. П. Глебов [1969] приводит средние составы по 15 пробам и редкоэлементные характеристики (табл. 2.9). Они имеют большое сходство с соответствующими разностями пород беломорского комплекса. От мамских метапелитов они отличаются более низкой глиноземистостью, значительно более низкими содержаниями Ba, Sr, Pb и Zn, несколько более высокими — редких земель и олова. Высокие содержания стронция в мраморах перекликаются с высокостронциевыми мраморами некоторых свит Мамского и Бодайбинского синклинориев. Как и на Маме, метапелиты Бирюсы богаты литием и рубидием. Протерозойские граниты, связанные с последним этапом метаморфизма, более кремнистые, чем древние граниты, но менее калиевые. (см. табл. 3.3). В слюдоносных пегматитах, так же как и на Маме, уже при образовании мелкозернистых зон (магматических), а тем более в крупнозернистых агрегатах происходит десятикратное увеличение содержаний бария и свинца, что характерно именно для поясов мусковитовых пегматитов.

В этом поясе, как и в Беломорском, режим высоких давлений наследуется от раннего архейского цикла метаморфизма к протерозойскому. Но и здесь для развития двуслюдяных ассоциаций по гранулитам необходим внешний источник существенно водного флюида. Зоной повышенной проницаемости могла служить граница грабена и глыбы — Бирюсинский разлом.

Таблица 2.9

Средний состав главных разновидностей пород бирюсинской (хайламинской) серии [Глебов, 1969]

Компонент	Гнейсы					Мраморы
	Би	Дст-Гр-Би	Дст-Гр-Би-Му	Амф	Кв-слюдист.	
SiO_2	68,10	63,7	70,3	52,0	83,5	9,0
TiO_2	0,70	1,0	1,0	1,3	0,2	0,1
Al_2O_3	13,60	15,50	13,5	15,6	8,0	1,0
Fe_2O_3	5,30	8,00	5,6	10,1	2,5	1,3
MnO	0,06	0,07	0,09	0,14	0,07	Не обн
MgO	2,80	3,2	2,1	7,6	0,9	2,8
CaO	2,40	2,0	0,7	9,0	1,9	46,5
Na_2O	2,20	1,5	0,5	2,6	0,8	Не обн.
K_2O	3,70	3,4	3,7	0,7	0,8	0,4
П. п. п.	1,00	1,5	2,5	0,9	1,5	36,0
Сумма . . .	99,86	99,87	99,99	99,94	100,17	97,1
Rb	145	80	120	18	Не опр.	10
Li	50	46	44	22	»	7
Ba	196	160	200	20	»	70
Sr	34	28	32	150	»	5000 (0,1—6,1 %)
Ce	120	120	120	185	»	Не обн.
La	66	70	49	95	»	»
Nd	38	40	24	40	»	»
Y	27	30	25	30	»	»
Be	2	4	6	3	»	»
Sn	4	6	8	3	»	3
Pb	6	6	8	2	»	Не обн.
Zn	55	87	70	90	»	»
Co	20	20	20	40	»	»
Ni	30	40	20	60	»	8
Cr	100	200	200	300	»	—
B	33	27	40	66	»	25

2.6. БАЙКАЛО-МУЙСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ПОЯС

Совершенно особым типом слюдоносных пегматитовых полей являются те из них, которые размещаются в протоофиолитовых блоках и поясах, надвинутых на кору континентального типа. Они, как правило, не имеют большого промышленного значения, но интересны в генетическом плане.

Одним из примеров может служить Байкало-Муйский пояс, протянувшийся от северных берегов Байкала до Муйской глыбы. В юго-западной части он сложен нюрундуканской серией метабазитов, представленной амфиболитами, биотит-, эпидот- и гранат-амфиболовыми сланцами с линзами и массивами габбро-перидотитов, редкими прослоями мраморов и кварцитов (рис. 2.20). В этой части пояса располагаются Букачанское и Акуканское поля слюдоносных пегматитов [Чернов, 1959].

К. А. Клитин и Т. Г. Павлова [1974] выделили полосу развития метабазитов в качестве протоофиолитового пояса. Детальные исследования Н. Л. Добрецова с сотрудниками [1982] подтвердили, что в нюрундуканской серии в дислоцированном виде присутствуют все части офиолитового разреза. Существуют альтернативные представления о том, что это — часть протяженного зеленокаменного пояса [Федоровский, 1985; Левицкий, Одинцова, 1986], хотя природа зеленокаменных поясов в свете гипотезы актуализма еще не изучена.

Таблица 2.10

Состав главных типов пород нюрундуканской толщи (Северное Прибайкалье)

Компонент	ГБ ОЛ-252	А ОЛ-260	ПМ ОЛ-261	ПГ ОЛ-262	КМ ОЛ-265	Г ОЛ-265б	МГ ОЛ-44	МГ ОЛ-511
SiO_2	47,51	48,49	53,57	70,65	73,12	73,14	73,47	71,66
TiO_2	0,44	0,61	1,39	0,56	0,07	0,04	0,08	0,20
Al_2O_3	22,00	13,87	13,96	12,45	15,13	14,72	15,25	15,77
Fe_2O_3	2,25	4,50	8,63	4,19	1,11	0,49	0,32	0,08
FeO	4,52	6,26	5,65	1,70	0,08	0,08	0,97	1,17
MnO	0,10	0,17	0,13	0,06	0,02	0,01	0,03	0,03
MgO	7,55	10,40	4,77	1,35	0,19	0,10	0,18	0,37
CaO	11,85	10,80	6,40	3,41	1,89	0,73	1,42	1,96
Na_2O	2,71	2,68	3,54	4,81	4,92	3,43	4,63	4,90
K_2O	0,09	0,58	0,34	0,22	2,62	5,79	3,23	3,42
P_2O_5	0,03	0,06	0,11	0,10	0,03	0,01	0,03	0,07
П. п. п.	0,61	0,93	0,88	0,33	0,64	0,52	0,27	0,56
Сумма...	99,66	99,35	99,37	99,83	99,82	99,06	99,88	100,19
Li	2	7	11	3	2	2	11	14
Rb	—	5	3	2	27	63	50	49
Ba	60	70	60	60	1500	9600	1260	1300
Sr	505	90	90	80	380	240	330	620
Ni	45	202	16	9	7,7	2,2	4	3
Cr	399	803	17	184	10	3,5	5,4	4,4
V	55	345	427	92	6	2,7	7,9	10,4
La	1,4	2,3	3,4	2,7	5,6	0,6	7,8	Не опр.
Ce	5	6	10	8	11,3	1	9,7	»
Nd	4	7,8	9,7	10	5	Не обн.	6,4	»
Sm	0,86	1,5	4,8	2,7	0,99	0,12	1,1	»
Eu	0,62	0,58	1,49	0,83	0,4	0,38	0,3	»
Tb	0,15	0,4	0,95	0,63	0,11	0,03	—	»
Dy	1,15	2,9	8,75	4,75	0,83	Не обн.	1,4	»
Yb	0,51	1,75	4,03	3,38	0,20	0,09	0,49	»
Lu	0,06	0,20	0,50	0,41	0,04	0,03	Не обн.	»
Ta	0,04	0,13	0,8	0,1	0,03	0,03	»	»
Hf	0,4	1,0	2,3	2,1	1,8	1,4	1,8	»
Th	0,6	0,6	0,8	0,7	1,1	0,5	Не опр.	»
U	0,3	0,5	0,7	0,7	0,6	0,3	»	»
B	7	6	4	7	10	10	1	6

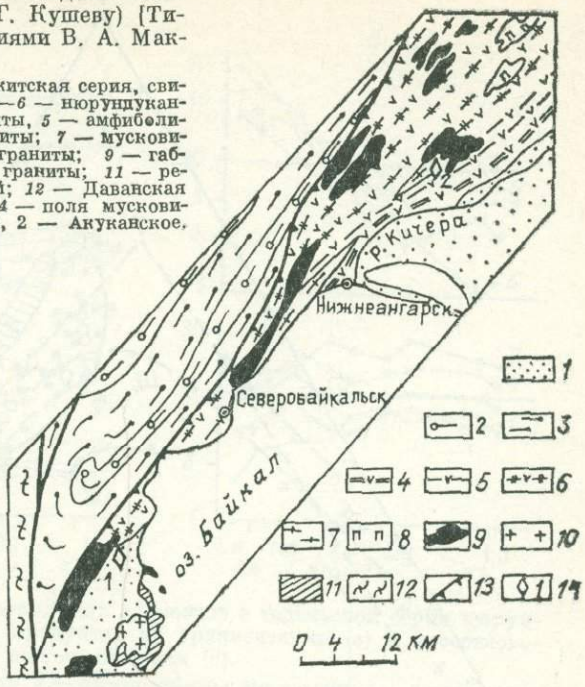
Примечание. ГБ — габбро, А — амфиболит, ПМ — плагиомигматит, ПГ — плагиогранит, КМ — калишпатовый мигматит, Г — калиевый гранит, МГ — мусковитизированный гранит. Анализы выполнены в лабораториях ИГХ СО АН СССР: главные элементы и Ba, Sr — рентгенофлуоресцентным методом, аналитик Т. Н. Гуничева; Li, Rb — методом фотометрии пламени, аналитик В. А. Ширяева; элементы группы железа и B — спектральным оптическим методом, аналитики Л. Н. Одареева и Л. Л. Петров; РЗЭ — методом НАА в ИГиГ СО АН СССР, аналитик В. А. Бобров.

Такие же разногласия имеются относительно возраста (от архея до рифея) и количества этапов метаморфизма в этой толще: от представлений о зональном монометаморфическом комплексе, едином с Олокитским прогибом и Чуйским поднятием [Бороденков и др., 1987], до выделения трех этапов деформаций, сопровождающихся метаморфическими преобразованиями [Картавченко, 1987].

Детальное петрографическое и геохимическое изучение разрезов нюрундуканской серии подтвердило версию о ее полиметаморфизме. С одной стороны, она, как и ее северное продолжение — муйская серия, содержит блоки более древних гранулитов. Это двупироксеновые, рогово-обманково-пироксеновые сланцы с явлениями эндербитизации и чарно-

Рис. 2.20. Геологическая схема западной части Северного Прибайкалья (по В. Г. Кушеву) [Типы и фации..., 1976] с добавлениями В. А. Макрыгиной.

1 — рыхлые отложения; *2—3* — олокитская серия, свиты: *2* — тыйская, *3* — иловирская; *4—6* — нюрундуканская серия: *4* — эпидотовые амфиболиты, *5* — амфиболиты, *6* — гранитизированные амфиболиты; *7* — мусковитизированные граниты; *8* — плагиограниты; *9* — габбро-перидотиты; *10* — пироксеновые граниты; *11* — реликты гранулитов с чарнокитизацией; *12* — Даванская зона смятия; *13* — зоны разломов; *14* — поля мусковитовых пегматитов: 1 — Букачанское, 2 — Акуканское.



китизации. Они интенсивно катаклазированы и подверглись диафторезу в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации. С другой стороны, в габбро-амфиболит-сланцевых разрезах выделяется несколько этапов метаморфизма. Амфиболизацию габбро и порфиритов без нарушения магматических структур можно отнести к самому раннему, океаническому, этапу. Главным этапом был региональный зональный метаморфизм с повышением степени метаморфизма с юга на север:

Зона	
Актинолит-эпидот-пумпеллиитовая	Акт + Эп + Аб + Пумп + Мт
Эпидот-амфиболитовая	Амф + Пл + Эп + Мт + Сф
Амфиболитовая	Амф + Пл + Кцо + Ди ± Гр + Мт ± Сф ± Рут
Плагиомигматитовая	Амф + Пл + Кв + Мт ± Кпш

Этот этап метаморфизма протекал в условиях повышенных давлений, о чем свидетельствует ассоциация Са—Mg—Гр с цоизитом, клинопироксеном, рутилом.

В результате плагиомигматизации амфиболиты превращаются в очковые и полосчатые мигматиты, плагиогранитогнейсы, амфиболовые или гранатовые плагиограниты, образующие как согласные, так и секущие тела. Плагиограниты могут формироваться разными путями: за счет сегрегации лейкосом мигматитов, перекристаллизации альбитофиров или первичных плагиогранитов — комагматов габбро и базальтов.

Следующим этапом является калишпатизация пород, развивающаяся по катаклазированным плагиомигматитам, амфиболитам и габбро. Она приурочена к северной, высокометаморфизованной, части толщи, которая считается надвинутой на породы Олокитского синклинория, в частности на иловирскую свиту высококалиевых бластокатаклазитов. Данный этап завершается внедрением биотитовых двуполевошпатовых пегматоидных гранитов и мусковитовых пегматитов. Но и после их формирования продолжались подвижки, приведшие к катаклазу и низкотемпературным изменениям всех образований, включая граниты и пегматиты.

Прогрессивный этап метаморфизма протекал в квазиизохимическом режиме, о чем косвенно свидетельствует закономерное размещение точек составов амфиболитов и сланцев всех зон, а также габброидов и перидотитов на диаграмме *AFM* (рис. 2.21), отвечающее рядам дифференциации толеитовых и переходных к известково-щелочным магматических серий.

Гранитизация и регрессивные изменения пород происходят в условиях привноса щелочей и бария. Состав главных типов пород нюрундуканской толщи, мигматитов и гранитов, их редкоэлементные харак-

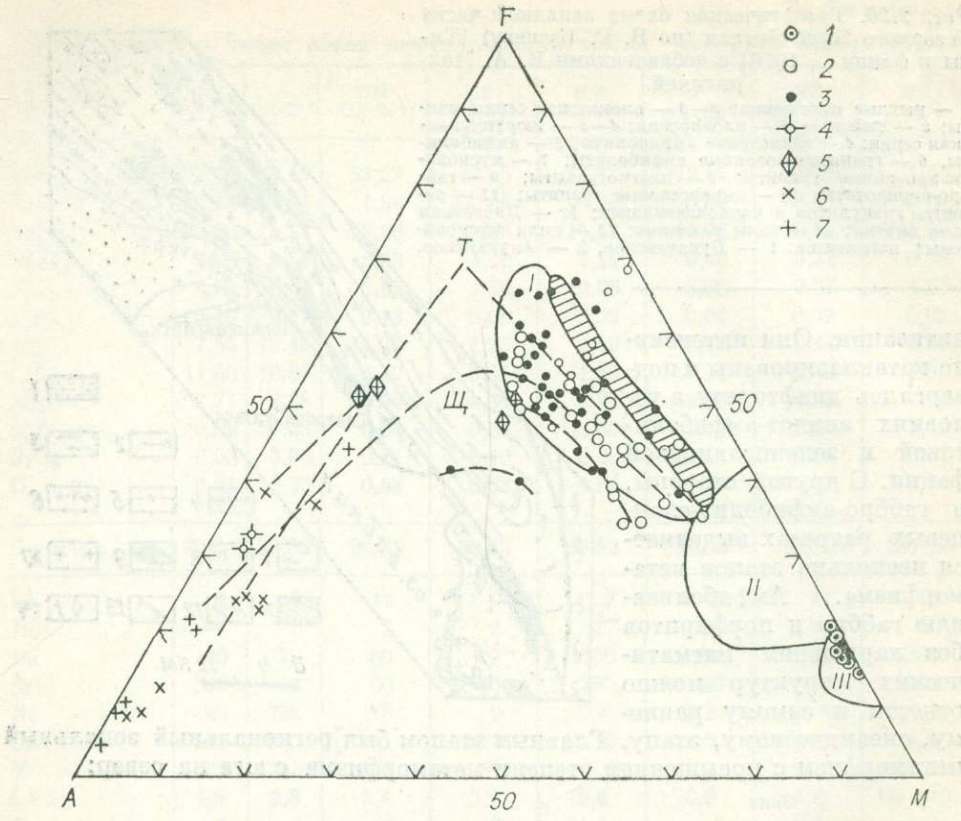


Рис. 2.21. Положение составов пород нюрундуканской серии по AFM-диаграмме.

1 — перидотиты; *2* — габбро; *3* — амфиболиты; *4* — кварцевые альбитофиры; *5* —мигматиты; *6* — плагиограниты; *7*— двуполевошпатовые граниты. Поля составов пород офиолитовых комплексов: I — океанических базальтов (штриховка — красноморских), II — габбро, III — ультрабазитов.

теристики приведены в табл. 2.10. Для появления двуполевошпатовых гранитов и мусковитовых пегматитов в основной толще необходим внешний источник воды, кремния и щелочей. Если верна гипотеза о надвигании нюрундуканской толщи на олокитскую, таким источником Si, K, Ba, Rb могла служить иловирская свита автохтона. С другой стороны, это не просто механическое внедрение гранитных расплавов в трещины аллохтона, а взаимодействие с основными породами флюидов или метасоматическая переработка плагиогранитов. Двуполевошпатовые граниты имеют отношение Na/K чуть меньше единицы, а в пегматитах преобладает плагиоклаз, широко развиты гранат и цоизит. В зонах калишпатизации, гранитах и пегматитах в условиях унаследованного высокого давления наблюдаются максимальные для мусковитовых пегматитов содержания стронция и бария — барофильных элементов. В них резко увеличены по сравнению с кларковыми содержания свинца.

Уровень содержаний и спектры РЗЭ в метабазальтах, габбро, плагиогранитах и альбитофирах близки к океаническим толеитовым сериям. Проявление плагиомигматизации и наложение регрессивных стадий метаморфизма практически не сказываются на спектрах редких земель (рис. 2.22). Но в условиях микроклинизации пород при той же сумме РЗЭ меняется наклон кривых с увеличением доли цериевых РЗЭ. Это также свидетельствует о формировании гранитов и пегматитов с участием кремнещелочных растворов при использовании плагиогранитного материала вмещающей толщи. Низким содержанием РЗЭ граниты и мусковитовые пегматиты, развивающиеся в офиолитовых толщах, отличаются от других мусковитоносных поясов.

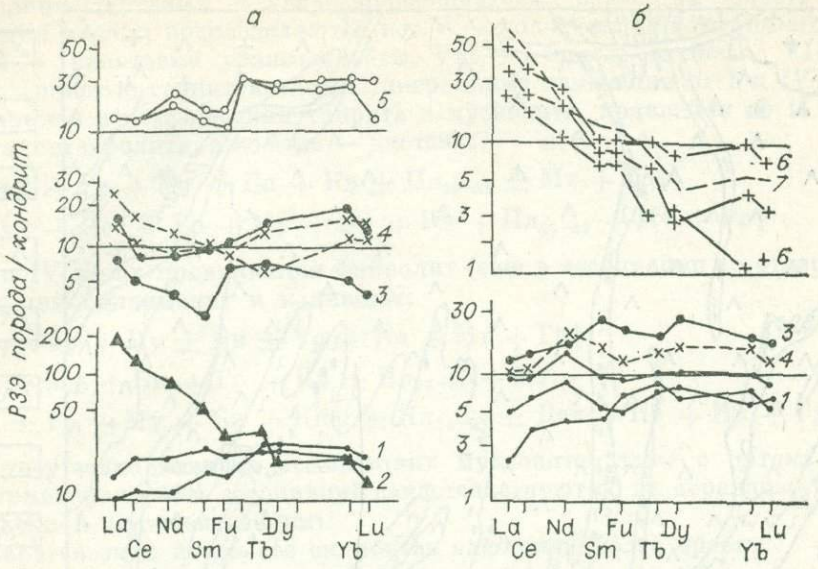


Рис. 2.22. Спектры редкоземельных элементов в толеитовой серии нюрундуканских метабазитов и продуктах их гранитизации (*а*) и известково-щелочной серии (*б*).

1 — метабазальты и метагаббро; *2* — биотит-амфиболовые сланцы; *3* — плагиомигматиты; *4* — плагиограниты; *5* — альбитофиры; *6* — калишпатовые мигматиты по известково-щелочным метабазитам и *7* — по толеитам.

2.7. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ИНДИИ

Неллурский пояс расположен на юго-востоке п-ова Индостан и входит в тектоническую мегасистему Восточных Гат, в которых преобладают архейские гранулиты (кондалиты, двупироксеновые сланцы, ортоклаз-силлиманитовые гнейсы, чарнокиты и т. д.). Неллурский синклинорий имеет субмеридиональное простирание и выполнен породами сланцевой серии и метавулканитами группы Кандра. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации от гранат-мусковит-ставролитовой (550—600 °С и 7,2 кбар) до биотит-дистеновой субфации (650—670 °С, 8 кбар) [Babu, 1970].

Сланцевая серия состоит из амфиболитов, кварцитов и слюдяных сланцев. Амфиболиты представлены эпидотовыми, биотитовыми и гранатовыми разностями. Слюдяные сланцы не содержат плагиоклаза. Их парагенезисы: Кв+Му+Мт; Кв+Му+Гр+Ст+Мт; Кв+Му+Гр+Дст+Би; они составляют до 90 % объема серии. Метавулканиты Кандра представлены амфиболитами, эпидотовыми амфиболитами с кальцитом и кварцем. В литературе, к сожалению, опубликованы анализы лишь амфиболитов (табл. 2.11). В восточной части структуры породы гранитизированы, превращены в граниты, гнейсы, окруженные пегматитовыми полями. Пегматиты явно приурочены к прослоям слюдяных сланцев и почти не встречаются в амфиболитах (рис. 2.23) [Raju, 1986].

В. Р. Бабу предполагает, что вмещающие пегматиты породы претерпели три эпизода метаморфизма. Наиболее древний — дхарварский

Таблица 2.11

Состав амфиболитов сланцевой серии пояса Неллур [Babu, 1970], мас. %

Проба	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	F	Сумма
Н-1	49,76	0,82	12,66	5,18	11,18	0,42	6,56	8,29	3,08	0,68	0,67	0,48	0,16	99,94
Н-3	47,36	1,82	16,22	4,67	11,61	0,11	6,66	8,61	0,84	0,23	0,62	1,02	—	99,77

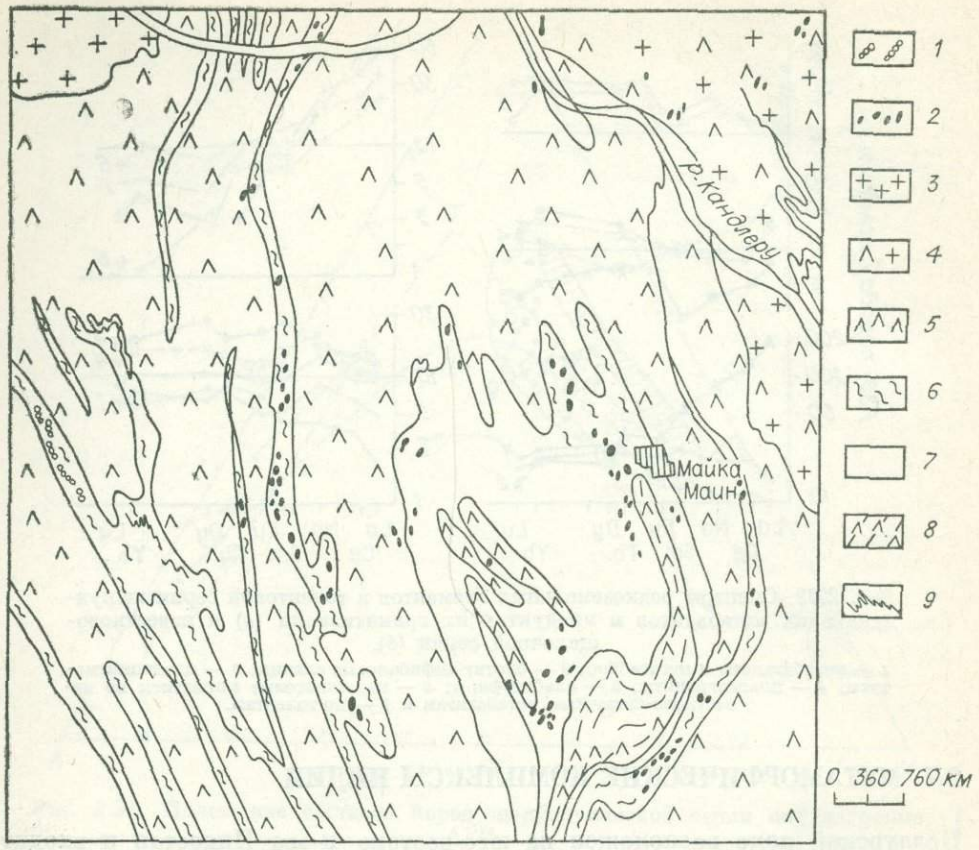


Рис. 2.23. Участок пояса Неллур [Babu, 1970].

1 — кварцевые жилы; *2* — пегматиты; *3* — граниты; *4* — гранитизированные амфиболиты; *5* — амфиболиты и эпидотовые кварциты; *6* — кварциты и мусковитовые сланцы с кианитом и гранатом; *7* — биотитовые и биотит-хлоритовые сланцы; *9* — рисунок складчатости.

(2600 млн лет) — привел к формированию гранулитов (кондалитов, гранат-гиперстеновых гнейсов, чарнокитов). На них наложен метаморфизм амфиболитовой фации с возрастом 1600 млн лет — восточно-гатский. Он выражен наиболее отчетливо, протекал в условиях дистен-силлиманитовой фациальной серии, и с ним связаны гранитогнейсы и пегматиты.

Один из исследователей района А. Де [De, 1986] предполагает для Неллурского слюдоносного пояса три метаморфических события. Каждому из них соответствует своя генерация пегматитов — 2100 млн лет (Гудур), 1490 млн лет (Неллур) и 1100 млн лет (Белангир), с наиболее интенсивным гранитообразованием в 1650 млн лет. Выделяют еще одну стадию метаморфизма с возрастом около 500 млн лет примерно в тех же термодинамических условиях.

Следовательно, в Неллурском синклинории длительное время сохранялись условия ($T = 650$ °С, $P_{общ} = 7{,}5$ кбар и $P_{H_2O} = 3{,}5$ кбар), наиболее подходящие для формирования мусковитовых пегматитов. Но поскольку в составе толщи большую роль играют метавулканиты (амфиболиты), даже в этих условиях мусковитообразование шло неинтенсивно и сопровождалось проявлением редкометалльно-редкоземельной минерализации.

Бихарский пояс расположен в северо-восточной части плато Декан. Наиболее полно метаморфический комплекс Бихар описан в работе Р. Шуклы [Shukla, 1980] (табл. 2.12). Породы кондалит-чарнокитовой формации развиты здесь значительно меньше, а сам метаморфический пояс Бихар сложен существенно терригенной толщей Сингбхум докембрийских метапелитов и кварц-полевошпатовых метапесчаников. Толща зонально

метаморфизована. Р. Шукла выделяет здесь зоны сланцев: I — мусковит-биотитовых, II — биотитовых, III — фибролит-биотитовых и IV — силлиманит-кварцевых. В кварц-полевошпатовых разностях области гранитизации породы подразделяются на: V — полосчатые биотитовые гнейсы, VI — гранатовые гранитогнейсы, VII — очковые гнейсы, VIII — крупнозернистые гранитогнейсы. Минеральные изменения от I к IV зоне проявляются в исчезновении хлорита и мусковита, появлении во II зоне граната и ставролита, а кое-где — дистена:

$$Ст + Гр + Му + Би + Кв \pm Пл_{20-22} \pm Мт + Грф;$$

$$Ст + Дст + Гр + Му + Би + Кв + Пл_{20-22} + Мт + Грф.$$

В III и IV зонах проявляются фибролит (еще в ассоциации со ставролитом), затем силлиманит и калишпат:

$$Ст + Фбр + Му \pm Би \pm Гр + Кв + Мт + Грф;$$

$$Сил + Му + Би + Гр + Кв \pm Пл_{26-28} + Мт;$$

$$Сил \pm Гр + Му + Би + Кпш \pm Пл_{24-27} \pm Дст + Кв + Ил + Грф.$$

Присутствие во всех ассоциациях мусковита, даже с ортоклазом, и многоминеральность ассоциаций свидетельствуют об их неравновесности (наложенной мусковитизации).

Парагенезисы пород без силикатов алюминия более просты:

$$Гр + Му + Би + Кв + Пл_{14};$$

$$Гр + Му + Кв + Кпш + Пл_{24};$$

$$Гр + Му + Кв + Пл_{36};$$

$$Му + Би + Кв + Кпш + Пл_{23} + Мт.$$

Все породы IV зоны частично мигматизированы, причем послойная лейкосома постепенно переходит в пегматиты.

Судя по средним составам, породы I и II зон представлены нормальными метапелитами, а в III и IV зонах опробовались высокоглиноземистые метапелиты, сходные с переотложенными корами выветривания (табл. 2.12). Состав V—VIII зон практически одинаков — это высококалиевые мигматиты, по составу отвечающие сиенит-диоритам до граносиенитов.

Р. Шукла считает, что в процессе метаморфизма пелитовых пород происходит десиликация, компенсирующаяся резким увеличением содержания глинозема. Одновременно увеличивается содержание кремния и щелочности кварц-полевошпатовых пород, т. е. их метасоматическая гранитизация, а в целом по толще — перераспределение вещества.

Но, судя по составам, приведенным в табл. 2.12, включающей и элементы-примеси, такой ход процесса исключен: при гранитизации, как правило, помимо увеличения содержаний Si, K, Na, снижаются количества мафических компонентов и изоморфных с ними рудных и редких элементов [Макрыгина, 1981]. В данном случае по сравнению с предполагаемыми исходными породами мигматиты и гранитогнейсы содержат больше Cu, Sr, Zn. Следовательно, это различные пачки пород, изначально имевшие разные уровни содержаний элементов-примесей и глинозема. С мигматитами можно сравнивать только породы I и II зон.

В районе месторождения Кодарма пояса Бихар Р. Ч. Синха [Sinha, 1986] выделяет три этапа метаморфизма докембрийских метапелитов. Первый приводит к формированию зон от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации. Во время второго, орогенного, метаморфизм усиливается до гранулитовой фации (силлиманитовые гнейсы) и сопровождается гранитизацией. Третьим этапом Р. Ч. Синха считает образование Ca-Fe-Mg скарнов и комплементарное перераспределение щелочей, что, по сути, и является проявлением гранитизации.

Таблица 2.12

Средние составы метапелитов (I—IV) и кварц-полевошпатовых пород (V—VIII) [Shukla, 1980]

Оксид	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO_2	65,64	62,33	51,12	51,18	68,76	66,90	67,46	70,86
TiO_2	0,46	0,48	0,44	0,43	0,22	0,28	0,30	0,20
Al_2O_3	16,34	15,66	25,13	35,59	14,49	14,90	13,79	13,48
Fe_2O_3	3,73	3,99	2,19	2,32	1,37	0,55	1,29	1,24
FeO	1,40	2,33	3,39	3,56	2,49	3,19	3,25	3,76
MnO	0,11	0,06	0,08	0,15	0,05	0,03	0,20	0,04
MgO	2,73	3,42	7,45	0,12	1,35	1,59	1,38	0,68
CaO	1,00	1,94	1,18	0,03	1,75	2,86	2,61	1,17
Na_2O	4,17	5,34	1,78	0,92	3,94	3,68	3,63	3,02
K_2O	1,55	2,34	3,82	4,56	4,01	4,24	5,01	4,49
P_2O_5	0,55	0,32	0,40	0,05	0,54	0,57	0,71	0,38
H_2O	2,77	2,07	1,89	1,00	0,93	1,30	0,55	0,68
C	—	—	0,83	0,47	—	—	—	—
Сумма...	100,45	100,28	99,70	100,38	99,90	100,09	100,18	100,00
Cu	10	21	13	11	28	37	20	25
Sr	478	243	353	200	528	615	352	379
Zn	76	55	64	60	81	83	75	79
Ni	73	70	95	66	75	65	76	60

Толща, вмещающая месторождения вокруг г. Кодарма, несмотря на преобладание пелитовых фаций, характеризуется повышенными содержаниями Fe и Mg, а $Na_2O/K_2O > 1$. Но сланцы отличаются более высокой глиноземистостью, чем в поясе Неллур, а граниты очень сходны по составу, хотя имеют разные темноцветные минералы. По сравнению с гранитами других мусковитовых поясов они более сухие и содержат больше щелочей (табл. 2.13).

Таблица 2.13

Составы метаморфических пород и гранитов района Кодарма, пояс Бихар [Sinha, 1986]

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	69,30	66,13	65,88	67,10	70,31	68,75	71,59	70,93
TiO_2	0,20	1,23	1,92	1,12	1,29	0,91	0,85	0,93
Al_2O_3	15,83	17,64	18,03	17,17	14,47	14,50	14,47	14,37
Fe_2O_3	1,02	4,18	0,49	1,90	0,70	1,10	0,55	1,02
FeO	3,94	0,55	2,83	3,10	2,46	1,89	0,85	0,97
MnO	0,07	0,07	0,04	0,06	0,04	0,14	0,07	0,07
MgO	1,91	1,44	1,29	1,55	1,03	1,54	1,64	1,59
CaO	2,24	2,36	1,66	2,09	1,97	1,56	1,54	1,59
Na_2O	1,48	3,11	2,53	2,37	2,87	2,84	3,20	3,07
K_2O	3,71	2,15	3,20	3,02	4,58	5,72	5,65	5,50
P_2O_5	0,25	0,13	0,12	0,16	0,17	0,47	0,12	0,25
Сумма...	99,95	98,99	97,99	99,64	99,89	99,42	100,53	100,29

Примечание. 1—3 сланцы: мусковит-биотитовые, 2 — гранат-биотит-хлоритовые, 3 — гранат-биотит-мусковитовые; 4 — средний состав сланцев; 5 — средний состав гнейсов (мигматитов); 6 — биотитовые и 7 — амфибол-биотитовые граниты; 8 — средний состав гранитов.

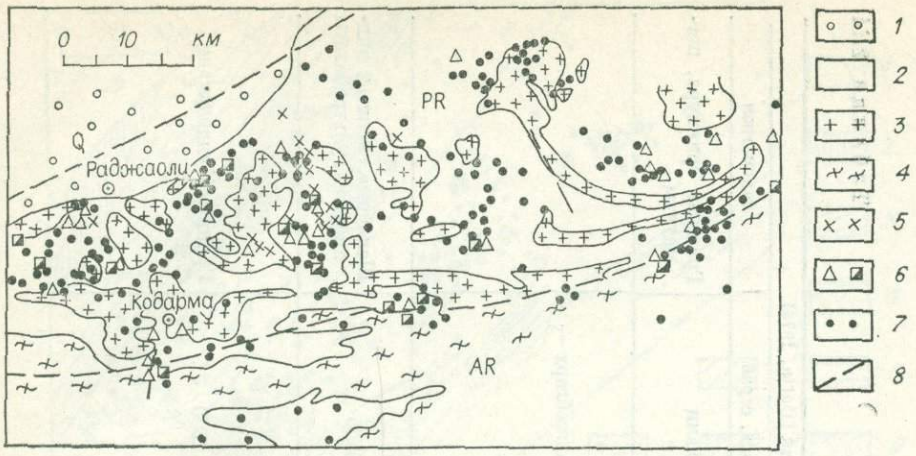


Рис. 2.24. Пояс Бихар.

1 — четвертичные отложения, *2* — слюдяные сланцы и кварциты серии Сингбхум, докембрий; *3* — граниты, *4* — гранитогнейсы, *5—7* — пегматиты разной специализации (*5* — лепидолитовые, *6* — колумбит-танталитовые и урансодержащие, *7* — мусковитовые ± берилл) по [Mahadevan, 1986], *8* — крупные разломы, ограничивающие пояс, и поперечные нарушения.

Изучение этапов деформации пород позволили Б. Чакрабарти и А. Сахе разобраться в последовательности формирования гранитов и пегматитов. Основной этап складчатости (S_1) совпадает с метаморфизмом терригенной толщи, имеющей северо-восточное простирание осевых поверхностей складок. С ними связано размещение адамеллит-гранодиоритовых тел. С развитием кливажа осевой плоскости (S_2) и смещениями по этим плоскостям связано размещение калишпатовых пегматитов. И наконец, наиболее поздними являются существенно плагиоклазовые пегматиты с мусковитом, бериллом, колумбитом, реже — с литиевыми минералами, т. е. пегматиты собственно редкометалльно-мусковитовой формации. Они используют систему более крупных нарушений.

В целом размещение пегматитов различной специализации носит сложный характер (рис. 2.24) и обусловлено взаимодействием ряда факторов. Литологический и метаморфический контроль наиболее важен для размещения мусковитовых пегматитов. В толще метапелитов-метапсаммитов Сингбхум мусковитовые пегматиты распределены неравномерно. Они явно приурочены к гранат-двуслюдяным сланцам и редко встречаются в ставролит- и силлиманитсодержащих разностях [Bhattachargyya, 1986; Acharya, 1974]. Баттачарджия не обсуждает возможности диафтореза последних, на что указывает наличие мусковита в ассоциациях с ортоклазом [Bhattachargyya, 1986]. Связь пегматитов с гранитами подтверждается: 1) обогащением краевых частей массивов летучими компонентами, 2) систематической корреляцией состава пегматитов с расстоянием до ближайшего плутона и ростом отношения Na_2O/K_2O при увеличении расстояния, 3) сходством распределения элементов-примесей в ранних генерациях минералов гранитов и пегматитов. Для мусковитоносных зон характерно обогащение их бором (с 250 до 1000 г/т).

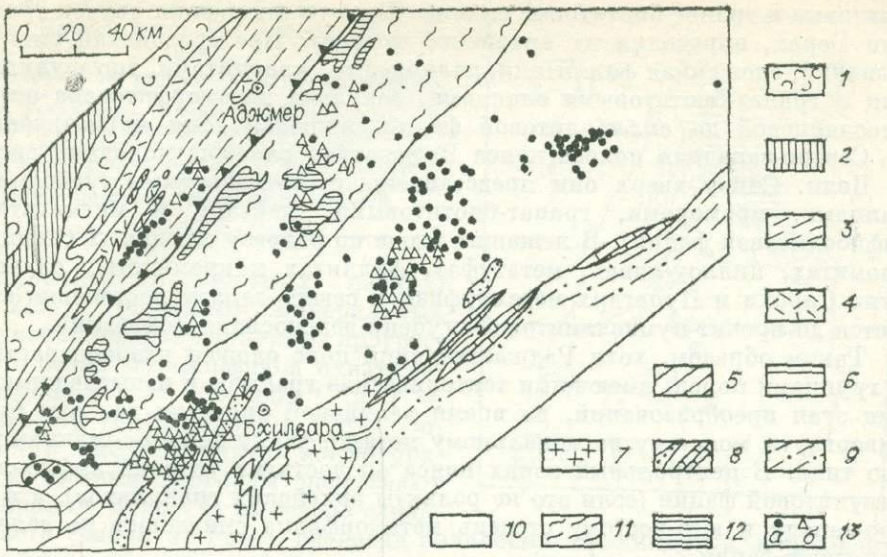
Судя по карте размещения пегматитов, литиевые и в меньшей степени ниобий-танталовые и урансодержащие пегматиты располагаются вдоль зон нарушений. Это подтверждают рекомендации Т. Махадевана [Mahadevan, 1986] о поисках редкометалльных пегматитов вдоль линейных структурных зон.

Раджастханский пояс — самый протяженный пегматитовый пояс Индии. Пегматиты распространены в нескольких разновозрастных сериях: от архейской системы (цикла) Бхилвара и протерозойской Аравалли до рифейской системы Дели. По поводу стратиграфического разреза пояса мнения исследователей расходятся. А. К. Датта [Datta, 1973] приводит гораздо более молодой возраст подразделений разреза, чем С. Н. Гупта

Таблица 2.14

Стратиграфия пояса Раджастхан

Система	С. Н. Гупта и др. [Gupta et al., 1985]		А. К. Датта [Datta, 1973]		
	Группа	Магматизм	Система	Группа, серия	Магматизм
	Сирохи	Граниты Эринпура	PZ, 783—600	Серия Малани	Граниты Эринпура, пегматиты
Дели, 2000—800 млн лет	Кумбалгарх	Граниты Сендра	Дели, 844—734	Группа Аджабгарх — Алвар	
	Аджабгарх	Офиолиты Фулад			
	Алвар				
Аравалли, 2500—2000 млн лет	Канкроли	Граниты Удайпур	Аравалли 1020—933	Серия Райало	Щелочные сиениты, эпидиориты, ультрабазиты
	Довда и Джарол				
Бхилвара, 2500 млн лет	Раджпур — Дариба	Граниты Берах, 2585	Комплекс полосчатых гнейсов, 2500		Граниты Бунделкханд
	Хиндоли	Граниты Унтала, 2960			
	Комплекс Мангалвар				
	Комплекс Сандмата	Кислые, основные и ультраосновные интрузии			



[*Рис. 2.25.* Геологическое строение и размещение пегматитов в Южной части пояса Раджастхан [Gupta e. a. 1985].

1—4 — система Дели: *1* — филлиты, гнейсы и мигматиты группы Сирохи, *2* — офиолиты, *3* — гнейсы, сланцы и мигматиты группы Кумбалгарх и Аджабгарх, *4* — граниты и гранитогнейсы Сендра; *5, 6* — система Аравалли: *5* — филлиты, кварциты, вулканиты группы Канкроли, *6* — филлиты и гранат-биотитовые сланцы группы Джарол; *7—11* — система Бхилвара: *7* — граниты, гранитогнейсы Берах, *8* — графит-дистен-ставролитовые, гранат-биотитовые сланцы группы Раджпура-Дариба, *9* — филлиты, метагравакки, метабазальты группы Хиндоли (*с повышением метаморфизма к северо-западу*), *10* — *мусковит-силлиманитовые* сланцы, мигматиты, параамфиболиты комплекса Мангалвар, *11* — гранулиты, гнейсы, мигматиты (серия высоких давлений) комплекса Сандмата; *12* — габбро-перидотиты; *13* — пегматиты: *а* — мусковитовые, *б* — с бериллом.

[Gupta et al., 1965] (табл. 2.14). Архейские отложения системы Бхилвара у А. К. Датты отсутствуют. С. Н. Гупта обосновывает ее выделение возрастом гранитов Унтала (2960 млн лет), рвущих комплекс гнейсов Мангалвар, и гранитов Берах (2585 млн лет), секущих породы группы Хиндоли системы Бхилвара. Возраст системы Аравали в легенде геологической карты Раджастхана масштаба 1 : 1 000 000 на 1—1,5 млрд лет старше, чем у А. К. Датты. Геологическая карта [Gupta et al., 1985] вызывает больше доверия и используется нами в качестве основы при рассмотрении метаморфизма толщ и размещения в них пегматитов пояса.

Пегматиты распространены во всех трех системах, но имеют близкий нижнепалеозойский или верхнерифейский возраст. Следовательно, они связаны с наложенными геологическими событиями, охватившими все структуры пояса в целом.

Наиболее древними являются породы комплекса Сандмата, занимающие центральную часть пояса, а внутри них — комплекс полосчатых гнейсов [Datta, 1973]. На карте [Gupta et al., 1985] он выделен в виде группы магматических образований разного состава. Они представлены полосчатыми биотитовыми гнейсами и гранитогнейсами, метабазитами и метаультрабазитами и образуют отдельные выходы в северо-западной части полосы среди гнейсов, мигматитов, двупироксеновых гранулитов с прослоями доломитовых мраморов (рис. 2.25). Это наиболее высокометаморфизованная часть пояса, преобразованная в условиях амфиболит-гранулитовой фации высоких давлений. В лежащих выше породах комплекса Мангалвар (гранат-слюдяные, мусковит-силлиманитовые сланцы, параамфиболиты, гнейсы, мигматиты) и группы Хиндоли (сланцы, филлиты, метагравакки, метабазальты, кварциты) метаморфизм постепенно снижается от амфиболитовой до зеленосланцевой фации и принадлежит к типу метаморфизма промежуточных давлений. Это подтверждается тем, что в трогах внутри комплекса Мангалвар и вдоль границы с Хиндоли обнажаются, помимо доломитов и углистых сланцев, графит-дистен-став-

ролитовые и гранат-биотитовые сланцы. Все эти отложения рвутся гранитами Берах, определяя их архейский возраст. Протерозойская система Аравалли, сложенная филлитами, доломитами, кварцитами, метавулканитами и гранат-биотитовыми сланцами, зонально метаморфизована от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, включая зону мигматизации.

Северо-западная полоса пояса Раджастхан сложена породами системы Дели. Снизу вверх они представлены известковистыми гнейсами и сланцами, мраморами, гранат-биотитовыми гнейсами и мигматитами (амфиболитовая фация). В лежащих выше по разрезу слюдяных сланцах, доломитах, пиллоу-лавах, метатуфах, филлитах и кремнистых сланцах групп Сирохи и Пунагарх метаморфизм к северо-западу постепенно снижается до пренит-пумпеллиитовой ступени зеленосланцевой фации.

Таким образом, хотя Раджастханский пояс сложен разновозрастными группами пород, имеющими тектонические границы и испытавшими не один этап преобразований, во время делийской орогении все они были подвергнуты мощному региональному метаморфизму дистен-силлиманитового типа. В центральных зонах пояса он достигал условий амфиболит-гранулитовой фации (если это не реликты архейских гранулитов), а к северо-западу и юго-востоку степень метаморфизма снижалась до зеленосланцевой фации.

Пегматиты развиты неравномерно, но во всех структурных зонах пояса (рис. 2.25). А. К. Датта [Datta, 1973] связывает их с гранитами Эринпура, которые на карте С. Н. Гупты разделены на два комплекса. В системе Дели, где также залегают пегматиты, широко распространены граниты Сендра-Амбаджан (1550—800 млн лет). Карта размещения пегматитов показывает, что и с ними пространственной связи пегматитов не наблюдается. Наибольшая плотность пегматитовых жил приходится на полосу развития пород комплекса Мангалвар, где, возможно, имеются купольные гнейсомигматитовые структуры.

Все пегматиты располагаются в пределах зон амфиболитовой фации: в мусковит-силлиманитовой и ставролит-дистеновой. В архейских блоках скорее всего это диафторез гранулитов в условиях амфиболитовой фации, как на Балтийском щите. У Т. Махадевана есть упоминание о контроле распределения слюдоносных пегматитов в поясе Раджастхан глиноземистыми породами. Наиболее отчетливо эта приуроченность проявлена в системе Дели.

В целом пояс относится к редкометалльно-мусковитовому типу из-за обилия бериллсодержащих пегматитов. Встречается колумбит-танталитовая минерализация. Четкой зональности в размещении мусковитовых и бериллиевых пегматитов нет. Последние образуют два поля — вблизи городов Бхилвара и Деоли. Но в отличие от пегматитовых полей Енисейского кряжа и Прибайкалья Раджастханский пояс содержит промышленные месторождения и слюды, и берилла.

2.8. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОЯСА АВСТРАЛИИ

Из перечисленных в главе 1 слюдоносных пегматитовых поясов и полей Австралии лишь немногие изучены комплексно с детальной петрологической характеристикой вмещающих метаморфических пород. Поэтому ниже приведены описания только двух слюдоносных районов: Брокен-Хилл и Хартс-Рейндж, расположенных соответственно в юго-восточной и центральной частях континента.

Первый из них приурочен к срединному массиву, сложенному породами нижнего протерозоя, метаморфизованными в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Комплекс Уилльям является мощной толщей переслаивания метапелитов и основных сланцев. В районе Брокен-Хилл в ней развита метаморфическая зональность от мусковит-андалузитовой зоны через мусковит- и калишпат-силлиманитовые до двупироксено-

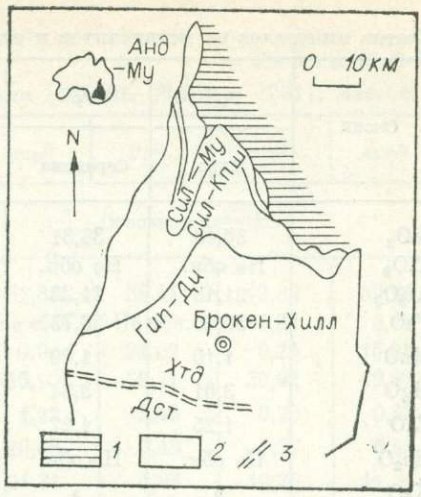


Рис. 2.26. Карта метаморфизма комплекса Уильям, Брокен-Хилл. По [Corbett, Phillips, 1981].

1 — протерозойские отложения комплекса Аделаида; *2* — породы комплекса Уилльяма, архей; *3* — зона разлома Такаринга — Пиннаклис. Метаморфические зоны: Гип-Ди — двупироксеновых сланцев, Сил-КПШ — силлиманит-ортоклазовая, Сил-Му — силлиманит-мусковитовая, Анд-Му — андалузит-мусковитовая; Дст и Хтд — области развития ретроградного метаморфизма повышенных давлений.

вых сланцев (в основных пачках) (рис. 2.26). По данным минеральных геотермобарометров параметры прогрессивного этапа метаморфизма охватывали интервал $T = 650—800$ °С и $P = 5—6$ кбар [Phillips, Wall, 1981]. Зональность имеет сложную конфигурацию, и местами изограды пересекают простирания пород. В ее северо-западной части (район г. Робе) изограда появления силлиманита пересекает пачки переслаивания амфиболитов, метапелитов, обрамляющих интрузии пегматоидных гранитов. Возраст начала складчатости в комплексе Уильям — 1640 млн лет, метаморфизма и синхронных с ним пегматоидных гранитов — 1540 млн лет [Anderson, 1971].

К югу метаморфизм нарастает до двупироксеновых сланцев и калишпат-силлиманитовых гнейсов, но за разломом Такаринга — Пинаклес (южнее Брокен-Хилла) по ассоциациям гранулитовой фации развит сильнейший регрессивный метаморфизм в условиях дистен-ставролитовой, а местами — хлоритоид-биотитовой и хлорит-серицитовой субфации. До 90 % высокометаморфизованных метапелитов регрессивно изменены, но с сохранением признаков прогрессивной зональности (псевдоморфное замещение) [Corbett, Phillips, 1981]. Именно здесь, в поле развития по гранулитам дистен-ставролитовых ассоциаций регрессивного этапа, расположено поле мусковитовых пегматитов Такаринга.

Вмещающие пегматиты породы являются высокоглиноземистыми метапелитами с исключительно низкими содержаниями Na и Ca, а также Mg (табл. 2.15). Следовательно, исходным материалом для гнейсов послужи-

Таблица 2.15

Составы метапелитов комплекса Уилльям (Ван Глен, Брокен-Хилл) [Corbett, Phillips, 1981], мас. %

Оксид	1(7)	2(5)	3(3)	4(8)	5(7)	6(3)
SiO_2	60,34	62,13	57,88	58,71	59,95	61,66
TiO_2	0,78	0,73	0,84	0,82	0,80	0,98
Al_2O_3	21,66	21,01	23,07	23,27	22,68	22,81
Fe_2O_3	1,98	2,37	3,47	2,42	2,05	1,54
FeO	4,68	4,37	3,20	4,62	4,90	2,81
MnO	0,09	0,08	0,08	0,08	0,11	0,07
MgO	1,46	1,60	1,36	1,49	1,53	1,06
CaO	0,15	0,14	0,15	0,19	0,17	0,43
Na_2O	0,42	0,34	0,36	0,37	0,40	0,63
K_2O	4,38	4,34	6,01	5,29	4,62	4,09
P_2O_5	0,14	0,12	0,17	0,19	0,15	0,18
П. п. п.	4,08	3,15	3,78	3,60	4,17	4,40
Сумма...	100,16	100,38	100,37	101,05	101,53	100,66

Примечание. 1 — хлоритоидные сланцы, 2 — сланцы без хлоритоида, 3 — метапелиты прогрессивного этапа, 4, 5 — ретроградные сланцы, 6 — милонитизированные ретроградные сланцы.

Состав минералов из метапелитов и основных сланцев прогрессивной (п) и регрессив-

Оксид	$Гр^{п}$	$Гр^{п}$	$Гр^{п}$	$Ст^{п}$	$Хтд^{р}$	$Би^{п}$
				Число		
	Ядро	Середина	Край	1	26	1
SiO_2	36,43	36,31	36,39	27,16	23,75	35,37
TiO_2	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,62	Не обн.	3,64
Al_2O_3	21,18	21,23	20,94	52,56	40,91	17,72
FeO	36,40	36,73	36,85	12,04	25,61	17,31
MnO	1,10	1,09	1,23	0,22	0,68	Не обн.
MgO	3,61	3,34	3,13	1,27	1,76	10,67
CaO	1,25	1,27	1,22	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Na_2O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»	»	»
K_2O	»	»	»	2,67	»	9,57
Сумма...	99,97	99,97	99,76	96,54	92,71	94,28

ли зрелые глинистые осадки. Составы минералов из метапелитов на прогрессивном этапе метаморфизма отличаются высокой железистостью и титанистостью (биотиты) и низкой кальциевостью (гранаты) (табл. 2.16). Для граната из метапелитов характерна слабая регрессивная зональность. В регрессивных биотитах растет железистость, но падает титанистость. Для гранатовых амфиболитов характерно более высокое содержание кальция в гранате. К. Корбетт и Г. Филлипс считают, что причиной широкого (регионального) развития регрессивного метаморфизма послужили растворы, отделившиеся при внедрении гранитов. Поскольку граниты — продукт гранитизации толщи, вода в них является метаморфогенной, а ее обилие обусловлено большим количеством глинистых осадков.

Геологическая позиция и метаморфизм пояса мусковитовых пегматитов Хартс-Рейндж провинции Аранта описаны в работе Г. Джоклика [Joklik, 1955].

Нижняя часть разреза сложена архейскими гнейсами формации Энтиа и Брауна группы Хартс-Рейндж с гранодиоритовыми куполами Энтиа. Выше залегают формации Ирендина и Бреди, в которых преобладают гранат-двуслюдяные гнейсы, обрамляющие с севера и востока купол Энтиа. Вблизи него гнейсы пегматитизированы (мигматизированы). Мигматиты (плагиопегматиты), гранодиориты и магматические пегматиты образовались в результате последовательных стадий ультраметаморфизма. Все стадии — от петробластеза до формирования пегматитов — автор считает метасоматическими со сменой натриевого этапа калиевым. В размещении пегматитов наблюдается зональность. Калишпатовые (керамические) жилы располагаются в гранитогнейсах Энтиа, двуполевошпатовые — в гнейсах Брука, а плагиоклазовые — в гнейсах и сланцах формаций Ирендина и Бреди. Наиболее богатые слюдами жилы размещаются в гнейсах Ирендина.

2.9. МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ПОЯС УРУНГВЕ СЕВЕРНОГО ЗИМБАБВЕ

Самым богатым слюдоносным объектом африканского материка является пегматитовое поле Майами, пояс Урунгве. Пегматиты здесь обычно имеют берилл-мусковитовую специализацию. Следовательно, поле можно

Таблица 2.16

ной (р) стадии метаморфизма комплекса Уиллъям [Corbett, Phillips, 1981], мас. %

Бир	Хлр	Мур	Мур	Кпрп	Грп	Амфп	Амфр
определений				Основные сланцы			
1	1	13	8 по Анд				
37,41	23,45	44,93	45,71	51,36	36,41	42,89	39,96
0,35	1,84	0,43	0,72	Не обн.	Не обн.	1,32	0,44
25,51	21,03	36,41	35,87	0,92	21,02	9,25	15,31
20,31	31,74	0,88	1,56	15,10	32,71	20,92	19,87
Не обн.	0,19	Не обн.	Не обн.	1,22	2,43	0,70	0,42
4,21	8,30	0,51	0,48	10,08	2,48	7,77	6,13
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	21,31	4,93	10,29	11,31
0,53	0,27	0,78	0,05	Не обн.	Не обн.	1,11	1,39
8,45	0,64	10,18	10,35	»	»	0,66	0,68
96,77	87,46	94,12	94,74	99,99	99,98	94,91	95,51

отнести к редкометалльно-мусковитовому типу. Описание геологии и метаморфизма поля Майами приводится по Дж. У. Уайлсу [Wiles, 1961]. К сожалению, более поздние публикации по этому району и работы по другим слюдоносным полям Африки с детальной характеристикой метаморфических пород нам не известны.

Метаморфический комплекс, вмещающий пегматиты Майами, сложен метаосадками толщи Пиривири. Это протерозойские терригенно-карбонатные отложения, метаморфизованные по крайней мере дважды. Более ранний этап отвечает условиям андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Второй этап зонального метаморфизма происходил в условиях дистен-силлиманитовой фациальной серии, о чем свидетельствует развитие хлоритоида и псевдоморфоз дистена по хиастолиту. Возраст циклов метаморфизма соответственно — нижний и верхний протерозой.

В зоне низкофациального метаморфизма толща представлена филлитами — биотит-хлоритовыми сланцами с прослоями известковистых метапесчаников. В верхних частях разреза появляются пачки графитовых сланцев. Мощность системы Пиривири — несколько километров. В нижней ее части преобладают высокоглиноземистые сланцы. Биотит-хлоритовые сланцы распространены к юго-востоку от пегматитового поля (рис. 2.27). К северу и северо-западу они сменяются гранат-хлоритоидными сланцами, выходы которых прослеживаются далее на восток по р. Замбези, где есть еще одно поле мусковитовых пегматитов. Далее к северу исчезает хлоритоид, появляется ставролит (ставролит-гранатовая субфация). Затем на северо-востоке площади появляется дистен, а к западу — силлиманит. Силлиманит-мусковитовая зона обрамляет область широкого развития гранитогнейсов с возрастом 2,0 млрд лет, т. е. образовавшихся в течение раннего этапа метаморфизма.

В зонах амфиболитовой фации проявлена метасоматическая гранитизация, протекающая в два этапа: натриевый и калиевый. В результате этого процесса образуются массивы позднесинкинематических мусковитовых пегматоидных гранитов, окруженные пегматитами (см. рис. 2.27). Вследствие наложения двух этапов метаморфизма и гранитизации, термальный эпицентр которых смещался к северо-востоку, возникла очень сложная картина метаморфической зональности и размещения пегматитов. Мусковитовые пегматиты приурочены в основном к силлиманит-мусковитовой зоне и отчасти — к дистеновой. В них встречаются реликты силлиманита. Мусковитовые пегматиты с бериллом распространены шире, захватывая

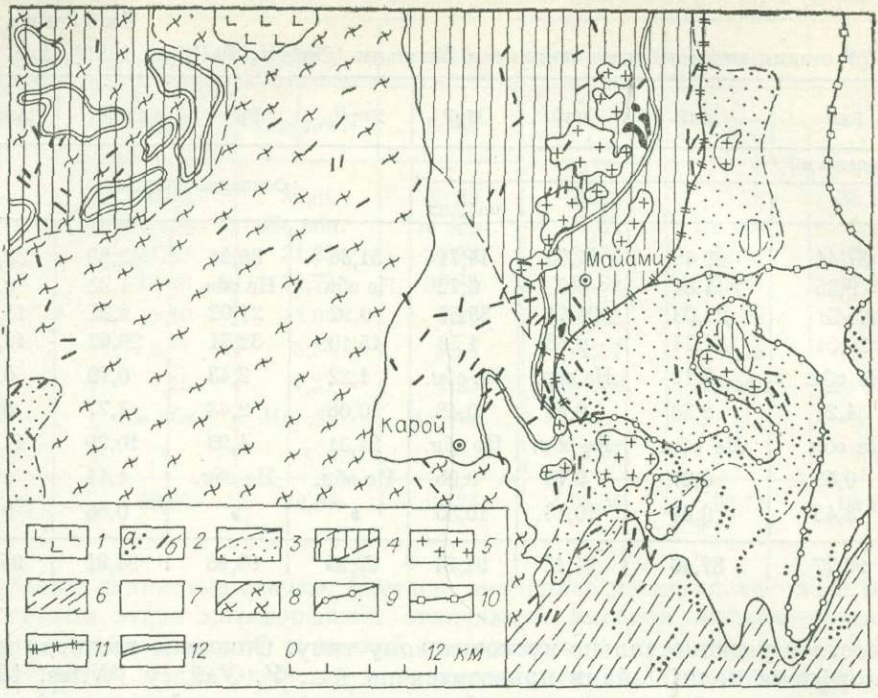


Рис. 2.27. Метаморфическая зональность и размещение мусковитовых пегматитов Майами, Урунгве (Африка) [Wiles, 1961].

1 — габбро; *2* — жилы: *а* — кварцевые, *б* — пегматитовые; *3* — область развития берилл-мусковитовых пегматитов; *4* — мусковитовых пегматитов; *5* — пегматоидные граниты; *6—8* — зоны метаморфизма: *6* — биотит-хлоритовые сланцы, *7* — сланцы амфиболитовой фации, *8* — гранитогнейсы; *9—12* — изограды: *9* — ставролита, *10* — дистена, *11* — силлиманита, *12* — исчезновения мусковита.

часть ставролит-гранатовой и гранат-биотитовой зон. Они имеют явно магматическое происхождение. В филлитах и гранат-хлоритоидных сланцах широко развиты кварцевые жилы.

В геологической структуре встречаются описания и более ранних гранитоидов — с возрастом до 450 млн лет, но они моложе слюдоносных пегматитов.

Таким образом, зональное редкометалльно-мусковитовое пегматитовое поле Майами располагается в сложно зональном полициклическом метаморфическом комплексе Урунгве, где на андалузит-силлиманитовую серию наложен метаморфизм дистенового типа. Х. Рид [Read, 1951] считает, что в процессе складчатости при увеличении стресса происходил переход от метаморфизма низких к метаморфизму повышенных давлений. Метаморфизм сопровождался поступлением метасоматизирующих растворов, приведших к пегматизации толщи, формированию пегматоидных гранитов и мусковитовых пегматитов.

Большинство слюдоносных пегматитовых полей Африки относится, как и в Зимбабве, к формации редкометалльно-мусковитовых пегматитов.

2.10. ГНЕЙСОСЛАНЦЕВЫЙ КОМПЛЕКС ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАЙМЫРА

Докембрийский складчатый пояс Таймыра относят к северо-западному обрамлению Сибирской платформы. По поводу возраста, стратиграфического расчленения его толщ и метаморфизма существует два представления. Одно — о двухъярусном строении (нижний и верхний протерозой) и соответственно двух циклах осадконакопления, складчатости и метаморфизма [Равич, 1954; Захаров, 1979; и др.]. Другое — о единой толще,

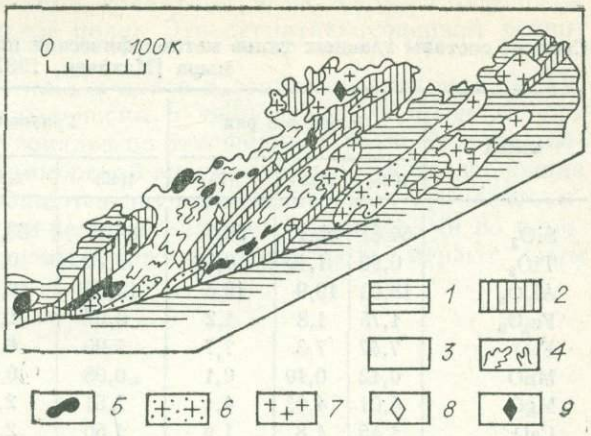


Рис. 2.28. Схема метаморфических и главнейших гранитоидных массивов Таймыра [Махлаев, 1987] и размещение пегматитовых проявлений.

1—3 — фации метаморфизма: *1* — зеленосланцевая, *2* — эпидот-амфиболитовая, *3* — амфиболитовая; *4* — мигматиты; *5—7* — докембрийские гранитоиды: *5* — автохтонные, *6* — параавтохтонные, *7* — аллохтонные; *8, 9* — пегматиты: *8* — мусковитовые, *9* — редкометалльно-мусковитовые.

однократно зонально метаморфизованной, что подтверждается прослеживанием пластов в зонах метаморфизма с последовательным нарастанием *его степени от зеленосланцевой до высокой амфиболитовой фации* [Даминова, 1958; Забияка, 1974; Махлаев, Коробова, 1972; Махлаев, 1987]. Описание комплекса приводится по упомянутым работам.

Мощность толщи, относимой исследователями к верхнему протерозою, достигает 10—15 км. Выделяются две одновозрастные структурно-фациальные зоны: Мининско-Вальтеровская с преобладанием терригенных пород и Чукчинско-Челюскинская, кремнисто-карбонатно-вулканогенная. Пегматитовый пояс приурочен к первой из них, сложенной породами харитоновской серии. В основании ее разреза, как и на Маме, залегает метабазитовая тревожнинская свита — амфиболиты, эпидот-амфиболовые сланцы с прослоями карбонатных пород. Они сменяются флишевой воскресенской свитой, представленной ритмическим чередованием метаалевролитов и метапелитов, часто углистых и сульфидсодержащих. Выше по разрезу флиш становится граувакковым, плохо сортированным, с преобладанием псаммитов (стерлиговская свита) и увеличением карбонатной составляющей в верхних пачках (конечнинская свита). К западу они фациально замещаются приметнинской толщей основных и средних метавулканитов. Венчает разрез мининская свита, вновь существенно псаммитовая.

Эти породы слагают крупный Карский антиклинорий, в составе которого выделен ряд антиклиналей и синклиналей первого порядка. К зоне сочленения Приморской антиклинали и Толевской грабен-синклинали приурочен пегматитовый пояс.

Ядра синклиналей, как правило, метаморфизованы в условиях серицит- и биотит-хлоритовой субфаций зеленосланцевой фации (рис. 2.28). К ядрам антиклиналей метаморфизм повышается до ставролит-гранатовой, кордиеритовой и мусковит-силлиманитовой зон амфиболитовой фации. Но на отдельных участках (бухта Воскресенского) изограды биотита, граната, ставролита пересекают стратиграфические границы. Зональность относится к переходному, андалузит-дистен-силлиманитовому типу метаморфизма. По данным геотермобарометров Л. Л. Перчука интервал *PT* условий метаморфизма от гранат-ставролитовой до силлиманитовой зоны составлял 525—640 (715) °С и 4—6 кбар [Шулятин, 1975]. Характер зональности очень похож на хамардабанский метаморфический комплекс: то же переслаивание андалузит-ставролитовых и кордиеритовых сланцев с куммингтонитовыми и раннее появление и быстрое нарастание основности плагиоклаза в них. Л. В. Махлаев приводит средние составы метапелитов, метаграувакк и известковистых метаграувакк в последовательных фациях метаморфизма. Значимых, однонаправленных изменений в их составе на прогрессивном этапе метаморфизма не наблюдается (табл. 2.17). Но в зонах мигматизации происходит возрастание со-

Таблица 2.17

Средние составы главных типов метаморфических пород гнейсосланцевого пояса Таймыра [Махлаев, 1987]

Оксид	Пелитовый ряд			Граувакковый			Известково-граувакковый	
	1(26)	2(22)	3(24)	1(15)	2(15)	3(16)	1(18)	3(17)
SiO_2	54,67	55,1	56,3	64,67	63,5	65,0	59,5	62,1
TiO_2	0,99	1,10	0,98	0,75	0,92	1,0	0,7	0,8
Al_2O_3	18,63	19,9	19,6	15,29	16,2	15,6	14,2	15,2
Fe_2O_3	1,75	1,8	1,2	0,97	1,0	0,9	1,1	1,5
FeO	7,47	7,3	7,7	5,90	6,1	6,0	5,7	6,2
MnO	0,12	0,10	0,1	0,08	0,15	0,1	0,15	0,1
MgO	4,01	4,03	4,1	2,51	2,9	2,8	3,5	3,5
CaO	1,45	1,8	1,9	1,50	2,3	2,4	4,6	5,4
Na_2O	2,36	2,4	2,6	2,74	2,6	2,7	2,2	2,3
K_2O	2,86	3,0	3,0	2,37	2,2	2,3	1,4	1,2
P_2O_5	0,16	0,13	0,2	0,10	0,14	0,16	0,2	0,15
П. п. п.	5,12	3,4	2,0	3,05	2,07	1,01	6,7	1,6

Примечание. Фации: 1 — зеленосланцевая, 2 — эпидот-амфиболитовая, 3 — амфиболитовая.

держаний кремния и снижение основности пород. В результате гранитизации формируются автохтонные, параавтохтонные и аллохтонные тела гранитоидов. Л. В. Махлаев показывает унаследованность состава гранитов на всех стадиях образования, вплоть до интрузивных тел, от исходных метаморфических пород (табл. 2.18).

Пегматитовый пояс локализуется в мусковит-силлиманитовой и кордиеритовой зонах метаморфизма, образуя полосу в 100 км длиной и 5—20 км шириной [Захаров, 1979]. Скопления пегматитовых тел образуют Каменско-Толевское и Нижнетолевское поля, причем наибольшая концентрация жил приходится на метапелитовые пачки. С юго-запада на северо-восток пояса возрастает количество перемещенных пегматитов, в том числе — слюдоносных. Пространственно пояс окаймляет зоны гранитизации и в них — двуслюдяные автохтонные и параавтохтонные граниты. Ю. И. Захаров выделяет еще поздние магматогенные пегматиты, связан-

Таблица 2.18

Средние составы гранитов, образованных за счет разных типов пород [Махлаев, 1987]

Оксид	Ряд								
	пелитовый (двуслюдяные граниты)			граувакковый (биотитовые граниты)			известково-граувакковый, апобазитовый (биотит-амфиболовые гранитоиды)		
	1(32)	2(40)	3(34)	1(36)	2(26)	3(34)	1(28)	2(26)	3(34)
SiO_2	70,3	70,7	72,6	67,9	68,7	71,5	64,5	64,8	66,5
TiO_2	0,5	0,4	0,2	0,7	0,8	0,3	0,9	0,7	0,5
Al_2O_3	15,0	15,1	14,7	14,9	14,7	14,3	16,3	16,3	15,8
Fe_2O_3	0,7	0,9	0,6	0,9	1,0	1,4	1,2	1,6	1,3
FeO	2,6	1,7	1,3	3,2	3,0	1,4	3,7	3,1	2,5
MnO	0,05	0,03	0,03	0,06	0,06	0,05	0,05	0,07	0,10
MgO	1,1	0,7	0,5	1,5	1,3	1,0	1,8	1,9	1,5
CaO	2,2	1,4	0,8	2,7	2,2	1,8	3,6	3,8	2,4
Na_2O	3,5	3,4	3,5	3,4	3,3	3,3	3,8	3,6	3,7
K_2O	3,2	4,6	4,8	3,7	3,9	4,3	3,2	3,3	4,6
P_2O_5	0,2	0,2	0,3	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1

Примечание. Массивы гранитов: 1 — автохтонные, 2 — параавтохтонные, 3 — аллохтонные.

ные с аллохтонными еремеевскими гранитами и на 95 % находящиеся внутри интрузивов (Бирулинское поле). Эти пегматиты содержат редкометалльную минерализацию.

Количество пегматитовых жил в поясе достигает нескольких тысяч, но только 10—15 % из них слюдоносны и лишь 1,5—2 % представляют промышленный интерес. Пояс зонален по отношению к разлому, отделяющему грабен-синклиналь от Приморской антиклинали. Гранатсодержащие пегматиты вблизи разлома сменяются двуполевошпатовыми мусковитовыми в центральной части пояса и редкометалльно-мусковитовыми по периферии. В размещении слюдоносных зон заметную роль играют зоны диафтореза.

* *
*

Изложенные материалы свидетельствуют об огромном влиянии на становление слюдоносных пегматитов тектоники, метаморфизма, а также состава вмещающих осадочно-метаморфических толщ.

1. Характер глобального размещения слюдоносных пегматитовых поясов показывает их приуроченность к краевым частям платформ (щитов) и их складчатым обрамлениям, т. е. к арене взаимодействия крупных блоков (плит) земной коры. Именно здесь при коллизии формируется утолщенная континентальная кора и создаются благоприятные условия для метаморфизма повышенных давлений.

2. Провинции собственно мусковитовых пегматитов размещаются в полиметаморфических комплексах с унаследованным режимом повышенных давлений, реже — в монометаморфических комплексах дистен-силлиманитовой фациальной серии. Внутри пегматитовых поясов слюдоносные пегматиты локализуются в дистен-ставролитовой и мусковит-силлиманитовой зонах.

3. Редкометалльно-мусковитовые пегматиты развиты в монометаморфических поясах андалузит-дистен-силлиманитового типа, но чаще в полиметаморфических комплексах со сменой режима давления от цикла к циклу.

4. Тектонический контроль слюдоносных пегматитов в полициклических комплексах связан в большей степени с зонами разрывных нарушений, сопровождаемых регрессивным метаморфизмом, тогда как в монометаморфических поясах размещение пегматитов контролируется главным образом элементами складчатых структур (флексуры, замки складок и т. д.).

5. Наиболее типичные пояса мусковитовых пегматитов залегают во флишоидных глинисто-карбонатных толщах, амагматичных или с малым количеством вулканогенного материала, богатых Al_2O_3, K_2O, H_2O, CO_2, B (отложения типа пассивных континентальных окраин). Внутри поясов отмечается повышенная насыщенность слюдоносными жилами пачек высокоглиноземистых сланцев. Редкометалльно-мусковитовые пояса и поля развиты, как правило, в граувакковых толщах со значительной примесью вулканогенного материала. Это троговые комплексы либо отложения, формирующиеся на коре переходного типа.

6. Для метаморфических комплексов с поясами мусковитовых пегматитов характерно развитие своеобразной гранитизации — пегматитизации и формирование парааутохтонных двуслюдяных пегматоидных гранитов, но при отсутствии связи пегматитов с конкретными гранитными массивами. В метаморфических комплексах с редкометалльно-мусковитовыми пегматитами гранитизация обычно анатектическая с широкой зоной плагиомигматитов. Размещение и пегматитов, и гранитов здесь контролируется положением фронта гранитизации и конфигурацией границ метаморфических зон.

7. Отличительной чертой метаморфических комплексов, сопровождающихся мусковитовыми пегматитами, является высокое флюидное давление, которое наследуется при гранитизации и пегматитообразовании. В монометаморфических комплексах источником флюидов могут служить исходные глинисто-карбонатные толщи. Для сухих гранулитовых толщ полиметаморфических поясов источник флюидов должен быть внешним: либо слабометаморфизованные толщи автохтонов при покровно-чешуйчатом строении и повторном метаморфизме, либо глубинные зоны земной коры или верхней мантии. Решить эту проблему можно лишь с помощью новейших геолого-геофизических методов исследований строения районов в сумме с геохимическими данными.

Глава 3

ГРАНИТОИДЫ СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЯСОВ

Связь пегматитов с гранитными массивами являлась одним из основных положений при разработке всех теорий процесса пегматитообразования [Ферсман, 1960; Заварицкий, 1947; Никитин, 1955; Гинзбург, 1955; Власов, 1961]. Одни исследователи считали гранитную магму материнской для остаточных расплавов, из которых формировались пегматиты. Другие предполагали, что граниты служили исходным материалом, при перекристаллизации и метасоматической переработке которого образовывались пегматиты. В последние годы выяснению роли гранитов в формировании пегматитовых полей уделялось большое внимание. В различных поясах мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов эта проблема решается по-разному. Сложность ее обусловлена, с одной стороны, тем, что большинство метаморфических поясов, вмещающих слюдоносные пегматитовые поля, являются полициклическими. Соответственно для каждого цикла выделяются свои гранитоидные комплексы. Собственно слюдоносные пегматитовые пояса соотносятся во времени и пространстве с одним из этих комплексов. С другой стороны, как показано во второй главе, своеобразие гранитизации в данных метаморфических комплексах приводит к появлению догранитных пегматитов (мигматитов), что в большой степени усложняет взаимоотношения жильных и массивных гранитоидных образований.

В то же время для всех описанных метаморфических комплексов характерны однотипные, также своеобразные, гранитогнейсовые купола, переходящие в массивы пегматоидных гранитов. Они встречаются в Мамском и Бирюсинском поясах, в Аппалачах, в поясах Индии и в других регионах. Кроме пегматоидных структур, им свойственна устойчивость мусковита, граната, шерла и зависимость состава темноцветных минералов от минерального состава вмещающих гнейсов. Наблюдается как бы просвечивание структур вмещающей толщи в гранитных массивах. Эти обстоятельства свидетельствуют об анатектическом и часто автохтонном их образовании.

В монометаморфических поясах пегматоидные граниты являются почти единственными представителями гранитоидов, и связь пегматитов с ними может быть установлена более достоверно. Поэтому в качестве эталонных, наиболее детально изученных нами гранитоидов мы использовали пегматоидные граниты Мамского пегматитового пояса для формации мусковитовых пегматитов и гранитоиды Хамардабанского пояса для редкометалльно-мусковитовых пегматитов. К сожалению, в большинстве слюдоносных поясов мира изучению геохимии гранитоидов (как, впрочем, и пегматитов) не уделялось должного внимания, и материалов для полноценного сравнения очень мало.

3.1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

В пределах Мамского пегматитового пояса, приуроченного к мамско-бодайбинскому метаморфическому комплексу, издавна выделялись две разновидности гранитоидных массивов: штоки гранитогнейсов (Согдиондонский, Слюдянский, Кочектинский, Правоасанкинский) и гранит-пегматитовые интрузии [Сучков, 1961]. С последними связывались пространственно и генетически слюдоносные пегматиты. И. Н. Тимофеев [1960], занимаясь крупномасштабным картированием гранит-пегматитов, показал, что они сохраняют теневой рисунок структур вмещающих гнейсов. В отличие от них штоки гранитогнейсов имеют дискордантные соотношения гнейсовидности со структурами вмещающих гнейсов и иногда в своем обрамлении «вытаскивают» породы более глубоких горизонтов.

Пегматоидные граниты образуют массивы и сетчатые залежи в зоне Центрального антиклинального поднятия Мамского синклинория, которое было зоной повышенной проницаемости для теплового потока. Отдельные массивы приурочены к антиклинальным структурам более высоких порядков. Мамский синклинорий с юго-запада на северо-восток поперечными разломами делится на три структурных блока — Чуйский, Мамский и Витимский [Завалишин, Чесноков, 1971]. Пегматоидные граниты наиболее распространены в Чуйском и Витимском блоках (рис. 3.1). Среди них по составу и генетическим особенностям выделяются: 1) плагиоклазовые пегматоидные граниты с признаками метасоматической гранитизации и 2) двуполевошпатовые пегматоидные граниты магматического (анатектического) происхождения [Макагон, 1977]. Сам термин «пегматоидные граниты» (как и более ранний — «гранит-пегматиты» П. Н. Сучкова [1961]) означает разновидность лейкократовых гранитоидов с широким развитием пегматитовых структур. Пегматитами называть их нельзя в связи с тем, что они образуют огромные массивы (до 50—80 км²) с преобладанием гранитных и гранобластовых структур.

Плагиоклазовые пегматоидные граниты широко распространены в центральной структурной зоне. Они залегают в различных метаморфических породах, а в пачках глиноземистых метапелитов образуют линзовидные и пластовые согласные тела различного размера, мощностью до нескольких десятков метров. К периферии пояса размеры тел уменьшаются, и они постепенно переходят в плагиоклазовые пегматиты (мигматиты). Границу здесь провести очень трудно. Если вмещающие породы представлены переслаиванием пачек разного состава, то пегматоидные граниты образуют сложные тела с согласными и пологосекущими контактами в метапелитах и секущими в компетентных породах (как правило, более основного состава). Мелкие тела часто имеют резкие контакты, обусловленные экзоконтактовой сегрегацией биотита, для крупных характерны постепенные переходы к гнейсам через серию мелких линз плагиопегматитов (рис. 3.2).

Распространенность этих пегматоидных гранитов в различных метаморфических породах неодинакова. Наибольшее количество их отмечается в биотитовых гнейсах, на отдельных участках которых до 80—90 % первоначальной мощности породы представлено гранитом [Тимофеев, 1960]. В гранат-биотитовых и дистен-гранат-двуслюдяных гнейсах и сланцах количество гранитов меньше, а в известково-силикатных породах и амфиболитах они редки.

Минеральный состав плагиоклазовых пегматоидных гранитов прост. Они сложены плагиоклазом № 18—35 (56—70 %), кварцем (25—40 %) и небольшим количеством биотита и мусковита (до 5 %). Иногда слюды образуют полосовидные скопления у контактов, являясь реликтами метаморфических пород так же, как встречающиеся здесь гранат, дистен, графит, турмалин. Калиевый полевой шпат чаще отсутствует, но в отдель-

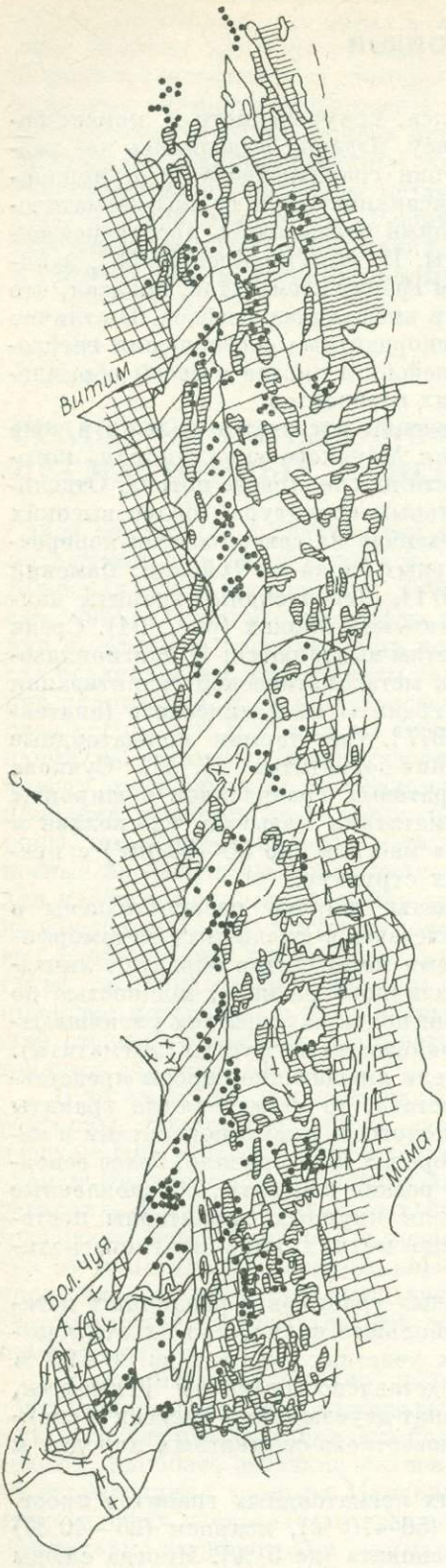


Рис. 3.1. Схематическая карта распространения пород в Мамском пегматитовом поясе, по В. Н. Чеснокову. [Геологические факторы..., 1972].

1, 2 —кадаликанская подсерия, свиты: *1* — мариинская, *2* — конкудерская; *3—5* — *мамская подсерия, свиты*: *3* — согдиондонская, *4* — слюдянкинская, *5* — витимская; *6* — гнейсограниты мамско-оронского комплекса; *7* — пегматоидные граниты, пегматиты; *8* — тектонические нарушения; *9* — месторождения и кусты слюдоносных пегматитов.

ных телах его содержание достигает 10 — 15 %. Акцессорные минералы в количестве долей процента представлены апатитом, сфеном, цирконом.

Размер зерен минералов, слагающих эту разновидность гранитов, колеблется от 0,3 до 30 мм. Структура пегматоидных гранитов гранобластовая и гипидиоморфно-зернистая. Текстура обычно полосчатая. Полосчатость обусловлена полосовидными скоплениями слюд, иногда линзовидными ориентированными обособлениями зерен кварца. Эта полосчатость совпадает со сланцеватостью метаморфических пород.

В плагиоклазовых пегматоидных гранитах часто наблюдаются участки блоковой и неясногра фической структуры. Полевые шпаты в таких участках представлены или только плагиоклазом, или плагиоклазом с примесью калишпата.

Двуполевошпатовые пегматоидные граниты образуют как крупные самостоятельные массивы, так и участки в телах плагиоклазовых пегматоидных гранитов. В сетчатых залежах отдельные жилы, как правило, секущие, полностью сложены ими. Массивы двуполевошпатовых гранитов имеют как согласные (чаще в гнейсах), так и секущие (в амфиболитах и карбонатных породах) контакты. В их эндоконтактах часто наблюдается уменьшение размеров зерен, которое можно интерпретировать как результат закалки. Пересечение тел плагиоклазовых пегматоидных грани-

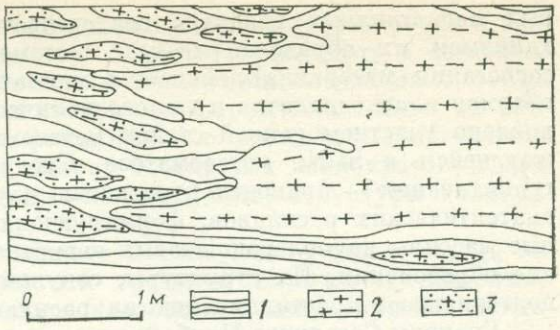


Рис. 3.2. Линзы плагиоклазовых пегматитов на участке выклинивания согласного тела плагиоклазового пегматоидного гранита.
1 — биотитовый гнейс; *2* — плагиоклазовый пегматоидный гранит; *3* — плагиоклазовые пегматиты.

тов жилами двуполевошпатовых свидетельствует о последовательности их образования (рис. 3.3).

Двуполевошпатовые граниты характеризуются варьирующим минеральным составом: плагиоклаз № 19—30 (38—54 %), калишпат (19—32 %), кварц (27—32 %), биотит (1—4 %), мусковит (0,5—4 %). Суммарное количество слюд, как и в плагиоклазовых гранитах, не превышает 5 %. Акцессорные минералы представлены гранатом, цирконом, апатитом, сфеном, магнетитом. Изучение триклинности калиевых полевых шпатов показало, что среди них встречаются и ортоклаз, и микроклин. Соответственно выделяются ортоклазовые и микроклиновые пегматоидные граниты [Макагон, 1977]. Первые широко распространены и образуют крупные массивы. Для микроклиновых гранитов более характерны жильные формы тел.

Структура двуполевошпатовых гранитов гипидиоморфно-зернистая, иногда порфировидная; текстура массивная.

В двуполевошпатовых пегматоидных гранитах, в отличие от плагиоклазовых, широко развиты процессы послемагматического замещения — микроклинизация и кварц-мусковитовое замещение полевых шпатов. При интенсивном развитии микроклина по плагиоклазу (оно четко фиксируется при изучении шлифов) его количество достигает 45 %, плагиоклаза — снижается до 23 % (An_{22-27}). Кварц составляет 20—25 %, а среди слюд резко преобладает биотит. Акцессорные минералы — циркон, монацит, апатит, сфен. Микроклинизация развивается вдоль отдельных зон и почти всюду сопровождается кварц-мусковитовым замещением. Степень его проявления различна, при наибольшей степени развития граниты содержат 15—21 % микроклина, 30—34 % плагиоклаза (An_{25-31}), 29—31 % кварца, 14—21 % мусковита и 0,6—1,3 % биотита. Акцессорные минералы те же, но дополнительно появляется гранат; количество апатита возрастает и может достигать 0,6 %.

Взаимоотношения гранитов с пегматитами сложные. С одной стороны, тела плагиоклазовых пегматоидных гранитов формируются путем сегрегации линз плагиомигматитов (плагиопегматитов), с другой — двуполевошпатовые пегматитовые жилы секут плагиограниты и концентрируются вблизи массивов двуполевошпатовых пегматоидных гранитов.

Приведенные выше особенности геологического положения и минерального состава пегматоидных гранитов Мамского пояса указывают на формирование их в результате единого процесса ультраметаморфизма толщи, включающего метаморфическую дифференциацию гнейсов и сланцев, метасоматическую гранитизацию и анатексис. Постепенный переход от жильной лейкосомы плагиомигматитов (плагиопегматитов) к телам плагиоклазо-

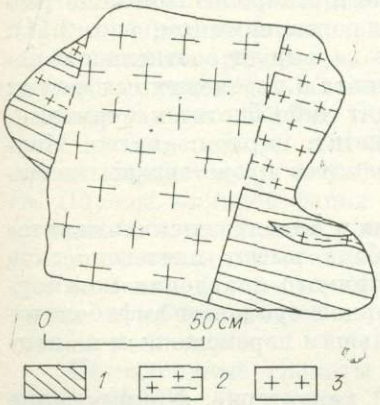


Рис. 3.3. Пересечение биотитового гнейса (*1*) и плагиоклазового гранита (*2*) двуполевошпатовым пегматоидным гранитом (*3*).

вых пегматоидных гранитов свидетельствует о том, что ведущим механизмом их образования была метаморфическая дифференциация — сегрегация материала лейкосомы мигматитов. Несоответствие больших объемов плагиогранитов и малого количества реститов может быть обусловлено участием ранней стадии метасоматической гранитизации, выражающейся в Si-Na метасоматозе. Следующая стадия — калишпатовая гранитизация — приводит к развитию двуполевошпатовых мигматитов и анатектических расплавов, формирующих автохтонные и параавтохтонные массивы двуполевошпатовых пегматоидных гранитов, секущих ранние образования. Их структуры, секущие контакты, наличие ортоклаза подтверждают кристаллизацию из расплава.

Граниты Северного Прибайкалья отличаются значительным своеобразием. В основной толще протоофиолитового пояса выделяются плагиограниты, являющиеся закономерным членом офиолитовой ассоциации. В то же время в условиях амфиболитовой фации здесь проявлена гранитизация пород, которая вследствие особенностей состава субстрата также формирует плагиомигматиты и послойные и секущие тела плагиогранитов. Затем на позднем этапе деформаций вдоль нарушений в катаклазированных породах происходит калишпатизация и внедрение микроклин-плагиоклазовых биотитовых гранитов, позднее также катаклазированных и мусковитизированных [Макрыгина, Бобров, 1988]. Именно к таким гранитам тяготеют Букачанское и Акуканское поля мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов.

В хамардабанском зональном монометаморфическом комплексе, начиная с середины мусковит-силлиманитовой зоны, развита мигматизация пород с последующим формированием автохтонных и слабоперемещенных гранитов [Макрыгина, 1981]. Фронт гранитизации согласен с границами метаморфических зон, но пересекает простирание пород. В метапелитах (корниловская свита) гранитизация проявлена сильнее с образованием очковых и полосчатых мигматитов. От пегматоидных мигматитов Мамского пояса гранитизация в Хамар-Дабане отличается мелкозернистостью лейкосомы и меньшим ее объемом, особенно в более основных метагравакках шубутуйской свиты.

Зона плагиомигматитов шириной 5—8 км сменяется зоной калишпатовой мигматизации. В более проницаемых зонах формируются массивы гранитогнейсов, переходящих в автохтонные и слабоперемещенные тела гранитов. При размещении в метапелитах они содержат в качестве темноцветных минералов биотит или турмалин, а также реликтовый силлиманит (Сосновский массив). В амфиболитах и куммингтонитовых сланцах шубутуйской свиты в гранитах развиты амфибол и гранат (Солзанский массив) наряду с биотитом у контактов с метапелитами. В ортоклаз-силлиманитовой зоне контакты гранитов с гнейсами постепенные, а текстура гнейсовидная. В западной части Солзанского массива, представляющего собой межпластовое тело, наблюдается непосредственный переход гнейсогранитов в порфировидные граниты, имеющие в ставролитовой зоне резкие интрузивные контакты с кордиеритовыми роговиками (см. рис. 2.11).

В минеральном составе гранитов широко варьирует соотношение полевых шпатов до явного преобладания калишпата в перемещенных частях массивов. Кроме них в состав гранитов входят либо биотит и турмалин, либо гранат и амфибол. Акцессорные — магнетит, циркон, апатит. Мелкие массивы биотитовых и турмалиновых гранитов представлены пегматоидными разностями.

По-видимому, и мигматизация, и граниты в андалузит-силлиманитовом метаморфическом комплексе Хамар-Дабана имеют анатектическое происхождение. Они образовались путем частичного плавления метаморфических пород в условиях высокотемпературной субфации амфиболитовой фации (650—700 °С) с сегрегацией и небольшим перемещением не полностью гомогенизированного расплава.

Для полиметаморфических комплексов характерно формирование гранитов в нескольких метаморфических циклах. Так, в беломорском

комплексе выделяются мигматиты и граниты первого (доребольского времени), второго (ребольского времени) и третьего (селецкого и свекофенского времени) тектонометаморфических циклов [Мигматизация..., 1984].

Третий раннепротерозойский тектонометаморфический цикл на раннем (селецком) этапе приводит к формированию линзовидных мигматитов m_{n+4} с лейкосомой, отвечающей составу биотитовых лейкократовых плагиогранитов. Контакты их с гнейсами диффузные, структуры гипидиоморфно-зернистые.

Мигматиты, гранитоиды и пегматиты следующего этапа m_{n+5+6} заполняют трещины. В основном эти трещины выполнены жильными лейкократовыми биотитовыми плагиоклазовыми и микроклин-плагиоклазовыми гранитами, гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми плагиогранитами. Для гранитоидов m_{n+5}, локализующихся в трещинах скалывания или отрыва со скольжением или в участках незакономерно ориентированной трещиноватости в ядерной или сводовой части субширотных структур, характерны диффузные соотношения с вмещающими породами. Их минеральный состав соответствует набору темноцветных минералов вмещающих пород.

Гранитоиды m_{n+6} отличаются аллохтонным характером залегания и двуполевошпатовым минеральным составом. Крупнозернистые и лейкократовые разновидности гранитов m_{n+6} с пегматоидной структурой локализованы в трещинах отрыва со смещением, а граниты m_{n+6} с ортотектитовой и гипидиоморфно-зернистой структурами локализованы в трещинах отрыва без смещений или в трещинах скалывания. Такая же приуроченность установлена В. В. Зарубиным [1975] для промышленных слюдоносных пегматитов беломорского комплекса.

Развитие процессов гранитообразования третьего тектонометаморфического цикла приводило к формированию обширных мигматит-гранитовых полей, площадью в несколько десятков квадратных километров. Жильные гранитоиды m_{n+5+6} развиты, как правило, в краевых частях этих полей или вблизи них, так же как и жилы промышленных слюдоносных пегматитов.

Из всего этого многообразия мигматитов и гранитов, последовательность формирования которых устанавливается с помощью структурного анализа [Мигматизация..., 1984], только последние гранитоиды могут быть реальным источником расплавов для мусковитовых пегматитов. Они близки к ним по возрасту, структурному положению, составу и характеризуются развитием пегматоидных структур.

В зоне сочленения беломорского полиметаморфического комплекса с Кольско-Норвежской зоной находится Стрельнинское поле редкометалльно-мусковитовых пегматитов, в котором установлен ряд гранитных массивов. Из них наиболее детально изучен Стрельнинский массив с преобладающим распространением неравномерно- и крупнозернистых гранитов массивной и гнейсовидной текстуры [Ветрин, 1968]. Среди них часто наблюдаются пегматоидные обособления линзовидной, прожилковой, пластинообразной и неправильной форм. Граниты связаны постепенными переходами со среднезернистыми пегматитами и образуют комплекс пегматоидных гранитов. Залегание гранитных тел главным образом согласное с простиранием гнейсов. При этом в северной части массива переход к гнейсам постепенный, а в северо-западной установлено прорывание гранитами биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов беломорского комплекса. Породы жильной фации Стрельнинского массива представлены жилами гранитов, пегматитов и кварца.

Пегматоидными гранитами, кроме Стрельнинского, сложен ряд других массивов, в которых наблюдается послемагматическое замещение гранитов с образованием зон мусковит-кварцевого и кварцевого состава.

Пегматоидные граниты состоят из плагиоклаза (36—59 %), микроклина (1—33 %), кварца (24—53 %), биотита (0—4 %) и мусковита

(0—7 %). Акцессорные минералы: магнетит, гематит, сфен, ортит, гранат, апатит, монацит, циркон, ксенотим и др.

Массивы пегматоидных гранитов Стрельнинского поля, как считает В. Р. Ветрин [1968], формировались из магматических расплавов, поднимавшихся из глубинных зон земной коры, однако согласно описанию Стрельнинского массива он мог образоваться из анатектического расплава и имеет, возможно, параавтохтонный характер.

Пегматитоносные метаморфические комплексы Аппалач также являются полициклическими. Поэтому там выделяются древние гранитогнейсы с гранитоидами группы Кросснор, но есть и одновозрастные с девонским зональным метаморфизмом и пегматитами гранитогнейсовые купола, сходные с мамскими пегматоидными гранитами.

В поясе Блу-Ридж Аппалач гранитоиды района Спрус Пайн назывались гранитами, аляскитами, лейкогранодиоритовыми тонкозернистыми пегматитами, гранодиоритами [Lesure, 1968]. Дж. Олсон отнес их к мусковитовым гранодиоритам, так как содержания плагиоклаза в них больше, чем калиевого полевого шпата, а мусковита больше, чем биотита или роговой обманки. Д. У. Ранкин [Rankin, 1975] в плутоническую группу Спрус Пайн кроме пегматитов включает двуслюдяные лейкократовые гранодиориты. Средний минеральный состав их [Lesure, 1968] таков: олигоклаз (40 %), кварц (25 %), пертитовый микроклин (20 %) и мусковит (15 %). Акцессорные минералы: биотит, гранат, апатит, ортит, эпидот, тулит, пирит, пирротин. По нашей номенклатуре такие породы называют мусковитовыми двуполевошпатовыми гранитами. Размер зерен — от 0,3 до 20 мм, в среднем 12 мм. Иногда крупные кристаллы микроклин-пертита могут быть до 30 см и более в длину. Большая часть породы достаточно грубозерниста, чтобы быть названной мелкозернистым пегматитом.

Мусковитовые граниты внедрялись в слюдяные и амфиболовые гнейсы в виде силлов, даек и тел сложной морфологии. Один из массивов расположен около рудника Спрус Пайн, его площадь составляет более 1 км в ширину и 3 км в длину. Многочисленные ксенолиты гнейсов и сланцев наблюдаются в гранитоидах, особенно около их контактов. В крупных массивах их текстура частично массивна, но в основном они имеют полосчатую текстуру, согласную со сланцеватостью вмещающих гнейсов и сланцев. Этот массив, видимо, представляет собой центральную часть гранитогнейсового купола палеозойского возраста. Второй, еще более крупный, купол находится в районе Мэкон-Джексон.

В поясе Внутреннего и Юго-Восточного Пидмонта граниты позднепалеозойского возраста слагают пластинчатые тела, штоки и продольно-согласные тела площадью от нескольких метров до десятков километров. Вокруг них наблюдаются апофизы, сателлитные дайки и силлы. Иногда граниты образуют тела сложной формы и отдельные линзы в метаморфических породах. Крупные массивы гранитов расположены в центральной и восточной частях Пидмонта и обычно не сопровождаются большим количеством пегматитовых тел. Более мелкие тела — силлы, линзы, дайки, многие из них с раздувами и пережимами,— наблюдаются в метаморфических породах. Часто наблюдаются гибридные породы, состоящие из гнейсов и сланцев с обильными мигматитами *lit — par — lit*. Они называются инъецированными гнейсами, мигматитами, гибридными или смешанными гнейсами и гранитизированными гнейсами.

Граниты богаты плагиоклазами и по минеральному составу изменяются от кварцевого монцонита до кварцевого диорита. Они содержат олигоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит, мусковит. Акцессорные минералы: гранат, апатит, магнетит, сфен, циркон, монацит, ильменит, рутил. Вторичные: карбонат, серицит, эпидот, клиноцоизит. Структура их мелко- и среднезернистая, часто порфировая с фенокристами плагиоклаза и калиевого полевого шпата (до 2 см).

Плутон Стоун-Маунтин является одним из цепочки массивов, протянувшейся вдоль пояса Внутренний Пидмонт к югу от зоны смятия Бре-

вард [Whitney et al., 1976]. *Лейкократовые кварцевые монцониты этого* массива сложены олигоклазом (31,1 %), микроклином (30 %), кварцем (30,8 %), мусковитом (8,7 %), биотитом (1,4 %). Среди акцессорных — апатит, циркон, турмалин, эпидот. По составу он является аналогом двуполевошпатовых двуслюдяных гранитов Мамского пояса.

Палеозойские гранитоиды поясов Блу-Ридж и Внутреннего Пидмонта считаются анатектическими. Так, Уитни с соавторами [Whitney et al., 1976] полагают, что гранитоиды Стоун Маунтин сформировались из расплава, источником которого послужили глиноземистые гнейсы *серии Литония.*

Пегматоидные граниты в Бирюсинском пегматитовом поясе распространены относительно слабо. Здесь они представлены двуполевошпатовыми гранитами магматического происхождения, которые образуют «сетчатую залежь» в амфиболитах и гранит-дистен-двуслюдяных сланцах. Они сложены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем, биотитом. Иногда в них наблюдаются мусковит и гранат. Акцессорные минералы — апатит, турмалин, циркон. В некоторых участках залежи наблюдаются биотит-мусковитовые граниты с гранатом, являющиеся наиболее поздними *дифференциатами пегматоидных гранитов.*

В Бихарском поясе Индии детально описаны массивы Западный и Восточный Дхаб. Они имеют резкие контакты с вмещающими слюдяными сланцами, но полосчатую текстуру. Внешние части массивов сложены более меланократовыми порфиробластовыми гранитами с тонкозернистой основной массой. От контактов к центру тел возрастает количество плагиоклаза (до 43,5 %) и снижается — калишпата (с 44,6 до 20,5 %) за счет наложенного калишпатового порфиробластеза у контактов. Количество кварца не меняется (32—38 %). Массив Западный Дхаб — амфиболовый, *Восточный Дхаб — мусковитовый* [Chakrabarti, Saha, 1974].

В Раджастханском поясе, имеющем длительную историю развития, выделяется ряд разновозрастных гранитоидов (см. главу 2). Наиболее близки по возрасту к пегматитам последелийские пегматоидные граниты Эринпура, слагающие массивы Раджгарх и Фой Сагар-Ана Сагар [Datta, 1973]. Первый представлен грубозернистыми гранитами, образующими крупное тело с послойными апофизами во вмещающих сланцах и секущими — в кварцитах.

В районе Фой Сагар-Ана Сагар граниты залегают в интенсивно мигматизированных *гранат-биотитовых и биотитовых гнейсах и сохраняют* гнейсовидность, параллельную сланцеватости вмещающих пород. Граниты сложены плагиоклазом (An_{3-17}), калиевым полевым шпатом, кварцем, биотитом и мусковитом. Среди акцессорных — турмалин, гранат, сфен, апатит, циркон.

В полиметаморфическом комплексе Урунгве Северного Зимбабве широкая зона гранитогнейсов, совпадающая с ортоклаз-силлиманитовой метаморфической зоной, по периферии окружена узким поясом (10××20 км) выходов мелких массивов мусковитовых гранитов, являющихся наиболее поздними гранитами пояса [Wiles, 1961]. Они имеют интрузивные контакты с вмещающими мусковит-силлиманитовыми, ставролит-дистеновыми сланцами и филлитами (см. рис. 2.27), содержат их ксенолиты. Массивы сложены олигоклазом, микроклином, кварцем, мусковитом и биотитом и окружены пегматитовыми жилами.

Таким образом, для всех поясов слюдоносных пегматитов характерно наличие лейкократовых двуслюдяных грубозернистых (пегматоидных) *гранитов, тесно связанных с наиболее поздним для толщи процессом* мигматизации и наиболее близких по возрасту пегматитам. В мусковитовых *пегматитовых поясах выделяются плагиоклазовые и двуполевошпатовые* пегматоидные граниты, автохтонные и параавтохтонные; в редкометалльно-мусковитовых — только двуполевошпатовые, параавтохтонные или аллохтонные гранитные массивы. Они формировались на последовательных этапах единого процесса ультраметаморфизма, включающего метаморфическую дифференциацию, метасоматическую гранитизацию и анатексис.

3.2. ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОИДОВ

Отдельные данные по петрохимии пегматоидных гранитов Мамского пегматитового пояса приведены в работах П. Н. Сучкова [1961], В. Н. Мораховского [1966], Ю. М. Соколова [Великославинский и др., 1963], И. Н. Тимофеева [1960], Г. Г. Родионова и др. [1972], А. Г. Бушева [1974, 1975]. Изучение химизма пегматоидных гранитов пояса показывает, что их химический состав отражает особенности процессов образования.

При сравнении химического состава плагиоклазовых пегматоидных гранитов (табл. 3.1) со средними химическими составами магматических горных пород [Богатиков и др., 1987] видно, что они соответствуют плагиограниту, однако отличаются от последнего низким содержанием Fe_2O_3, FeO и MgO и несколько повышенным — SiO_2, Al_2O_3 и CaO, что отражает лейкократовый характер этих пород и повышенное количество в них плагиоклаза. О малом количестве слюд и высоком содержании плагиоклаза в них свидетельствует также низкое значение K_2O/Na_2O. Плагиоклазовые пегматоидные граниты характеризуются значительно более низкими содержаниями FeO, Fe_2O_3, MgO и K_2O и более высокими — Na_2O и SiO_2, чем вмещающие их метаморфические породы (см. гл. 2), за счет которых эти граниты образовались. Ни частичное плавление, ни метаморфическая дифференциация не обеспечивают баланса вещества при образовании гранитов на месте. Следовательно, приходится предполагать внешний источник Si и Na, т. е. участие метасоматической плагиогранитизации.

Двуполевошпатовые пегматоидные граниты отличаются от плагиоклазовых гораздо более высоким общим содержанием щелочей и особенно калия, тогда как содержание Na_2O в них несколько понижено. Отношение K_2O/Na_2O значительно выше, чем в плагиогранитах. По химическому составу эти граниты соответствуют обычному граниту (сводки О. А. Богатикова и др. [1987]), отличаясь пониженным количеством TiO_2, Fe_2O_3, FeO, MnO, MgO и K_2O и повышенным — SiO_2, Al_2O_3 и Na_2O.

Расчет коэффициента агпаитности $\left(K_a = \frac{K_2O + Na_2O + Li_2O}{Al_2O_2}\text{ мол. }\%\right)$ показывает, что двуполевошпатовые граниты отличаются более высокой его величиной по сравнению с плагиоклазовыми, так что сравниваемые типы гранитов образуют обособленные группы на диаграмме K_a — SiO_2 мас. % (рис. 3.4).

На диаграмме альбит — ортоклаз — кварц каждый тип гранитов образует обособленное поле, отражающее особенности его химизма и происхождения (рис. 3.5). Поле I соответствует плагиоклазовым гранитам, образовавшимся при метаморфической дифференциации гнейсов и сланцев с участием натрий-кремниевого метасоматоза. Состав их близок к двойной эвтектике кварц — кислый плагиоклаз. В поле II расположены

Средний химический состав пегматоидных гранитов

Порода		Кол-во проб	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
Плагиогранит		7	72,28	0,23	16,77	0,31	0,7 9
Двуполевошпатовый гранит	Неизмененный	8	72,88	0,20	15,45	0,18	0,62
	С проявлением микроклинизации	3	70,39	0,24	14,62	0,41	1,41
	С проявлением микроклинизации и кварц-мусковитового замещения	5	70,98	0,34	15,10	0,26	1,11

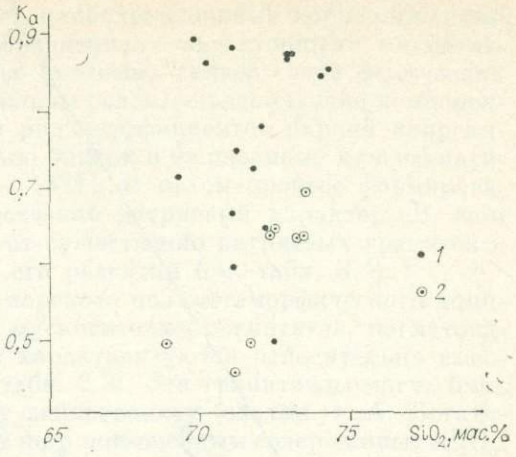


Рис. 3.4. Положение двуполевошпатовых (*1*) и плагиоклазовых (*2*) пегматоидных гранитов Мамского пояса на диаграмме коэффициент агпаитности K_a — *кремнеземистость* (SiO_2).

двуполевошпатовые пегматоидные граниты. Оно характеризуется соотношениями плагиоклаза, ортоклаза и кварца, близкими к тройному минимуму системы альбит — ортоклаз — кварц. Такое положение *этих гранитов на диаграмме* отражает их магматическую природу.

Поля III и IV образованы пегматоидными гранитами, измененными в процессе послемагматического замещения. Поле III характеризуется повышенным (относительно поля II) количеством ортоклаза и пониженным — кварца, в нем расположены граниты, подвергшиеся микроклинизации. В поле IV, *отличающемся от поля III повышенным количеством* кварца и пониженным — ортоклаза, находятся пегматоидные граниты с интенсивным развитием микроклина по плагиоклазу и кварц-мусковитового агрегата по обоим полевым шпатам.

Таким образом, при анализе диаграммы Ab — Or — Q видны особенности химизма и процессов образования и изменения пегматоидных гранитов.

Гранитоиды, приуроченные к Байкало-Муйскому протоофиолитовому поясу, хотя и являются в большей своей части анатектическими, отличаются по составу от мамских пегматоидных гранитов. Это естественно при основном характере субстрата. Лейкократовые, амфибол- или гранатсодержащие плагиограниты имеют, как и плагиомигматиты, очень низкие содержания K_2O и пониженные по сравнению с мамскими аналогами количества Al_2O_3, но более железисты (табл. 3.2). Двуполевошпатовые мигматиты, имеющие очень ограниченное развитие, и граниты, относимые, кстати сказать, к мамско-оронскому комплексу, имеют устойчиво пониженные концентрации калия (K_2O/Na_2O от 0,4 до 0,9) и относительно низкие содержания Al_2O_3. Двуполевошпатовые граниты имеют явно внешний по отношению к вмещающим амфиболитам источник вещества, по крайней мере калия.

В Хамардабанском поясе в отличие от Мамского валовый состав мигматитов по сравнению с исходными гнейсами меняется незначительно — возрастает содержание SiO_2 и Na_2O на этапе плагиомигматизации и воз-

Таблица 3.1

Мамского пегматитового пояса, мас. %

MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	F	П.п.п.	Сумма	K_2O/Na_2O
0,01	0,52	2,89	4,82	1,40	0,06	0,07	0,45	100,60	0,29
0,01	0,40	2,01	4,44	3,88	0,08	0,04	0,26	100,45	0,87
Сл.	0,57	1,52	2,92	7,29	0,06	0,06	0,60	100,09	2,50
Сл.	0,36	1,80	2,23	6,29	0,32	0,05	1,18	100,02	2,82

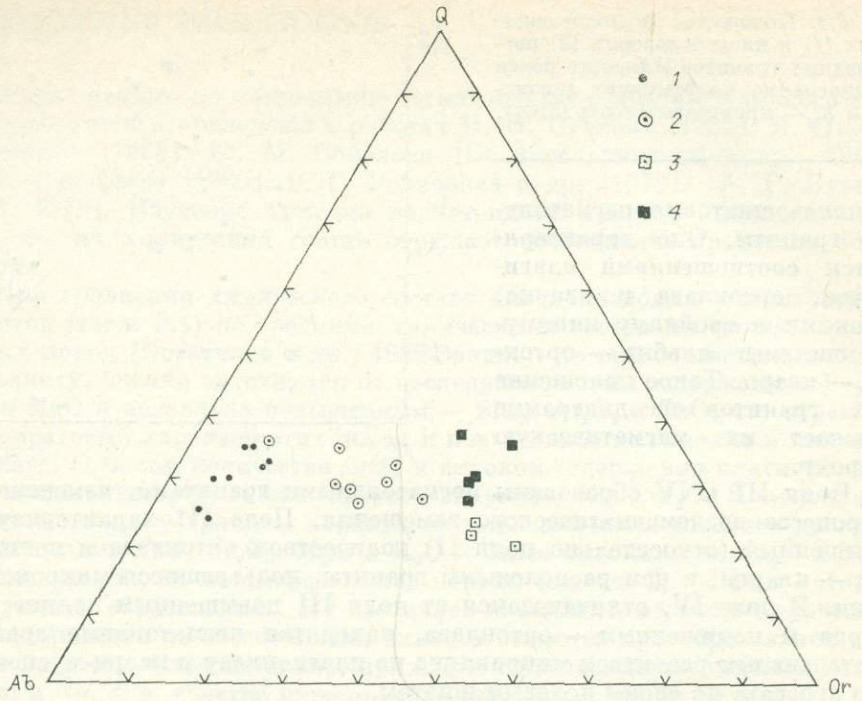


Рис. 3.5. Положение пегматоидных гранитов Мамского пояса на тройной диаграмме альбит (Ab)— ортоклаз (Or)— кварц (Q).

1— плагиоклазовые граниты; *2—4*— двуполевошпатовые граниты: *2*— неизмененные, *3* — микроклинизированные, *4* — с проявлением микроклинизации и кварц-мусковитового замещения.

растает количество MgO. Это свидетельствует о большой роли анатексиса и значительно меньшей — метасоматоза при гранитизации [Макрыгина, 1981]. По-видимому, с этим связано выплавление двуполевошпатовых гранитов и отсутствие плагиоклазовых. Но от автохтонных к аллохтонным массивам состав гранитов существенно меняется. В ряду автохтонные — аллохтонные — пегматоидные граниты последовательно увеличиваются содержания SiO_2 и K_2O, снижается Al_2O_3 (табл. 3.3). Отношение K_2O/Na_2O изменяется от 0,5 в меланократовых оторочках автохтонной части Солзанского массива до 1,3 и 1,6 в аллохтонной его части и пегматоидных гранитах. Соответственно граниты становятся все более лейкократовыми.

Для беломорского полиметаморфического комплекса установлено три тектонометаморфических цикла, характеризующихся своими мигматитами и гранитоидами. При этом жильные гранитоиды m_{n+5+6}, с формированием которых связывается образование промышленных мусковитовых пегматитов, относятся к плагиогранитам (табл. 3.4). Они характеризуются низким отношением K_2O/Na_2O. Содержание Al_2O_3 в них повышено, но не максимально относительно гранитоидов других циклов [Мигмати-

Средний химический состав мигматитов и гранитов Северо-

№ п/п	Порода	*n*	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
1	Плагиомигматит	7	63,76	0,56	14,34	3,40	3,65	0,10
2	Плагиогранит	10	73,14	0,26	14,01	1,90	1,00	0,05
3	Калишпатовый мигматит	5	66,03	0,52	14,86	2,60	2,29	0,09
4	Двуполевошпатовый гранит	8	72,96	0,07	14,58	0,98	0,62	0,03

зация..., 1984]. Для них отмечаются наиболее сложные корреляционные связи между окислами. Здесь по сравнению с автохтонными мигматит-гранитами увеличивается количество значимых связей среди фемических компонентов и более полно представлены связи, объединяющие компоненты полевых шпатов. Наблюдаемый ряд коэффициентов парной корреляции в жильных гранитоидах довольно близок к ожидаемому для магматического процесса [Мигматизация..., 1984]. В целом процесс формирования этих гранитоидов носит существенно натриевый характер. В этом поясе не образуется полная серия от существенно натриевых гранитов к натрий-калиевым в позднем цикле его развития (см. табл. 3.4).

В отличие от гранитоидов беломорского полиметаморфического комплекса, в которых находятся пояса мусковитовых пегматитов, пегматоидные граниты Стрельнинского поля характеризуются относительно высоким содержанием SiO_2 и K_2O (см. табл. 3.3). Эти гранитоиды могут быть отнесены к микроклин-альбитовому лейкограниту (сводки О. А. Богатикова и др. [1987]), но отличаются от него повышенным содержанием Al_2O_3.

Для пояса Блу-Ридж, как указывалось ранее, характерны гранитогнейсовые купола, образовавшиеся в палеозое. Они сложены гранитоидами, близкими по минеральному составу к пегматоидным гранитам Мамского пояса. Приводимые Д. У. Ранкиным [Rankin, 1975] диаграммы составов гранитоидов группы Спрус Пайн показывают, что они обогащены глиноземом и Na_2O и более лейкократовые (пониженное содержание суммы $MgO + FeO + Fe_2O_3 + MnO$) относительно других гранитоидов этого пояса (см. рис. 2.7).

Массив Стоун Маунтин во Внутреннем Пидмонте также отличается обогащенностью глиноземом и лейкократовым характером гранитоидов [Whitney et al., 1976]. По химическому составу эти граниты близки к двуполевошпатовым пегматоидным гранитам Мамского пояса, по повышенным содержаниям SiO_2 и высокому отношению K_2O/Na_2O принадлежат к субщелочным двуполевошпатовым лейкогранитам (см. табл. 3.3).

Пегматоидные граниты Бирюсинского пегматитового пояса (см. табл. 3.3) относятся к лейкократовому граниту по современной классификации [Богатиков и др., 1987]. Они близки по химическому составу к двуполевошпатовым пегматоидным гранитам Мамского пояса, отличаясь от них несколько повышенным содержанием SiO_2.

Массивы района Дхаб Бихарского пояса Индии сложены гранитоидами, относящимися к обычному граниту. Согласно химическим анализам внешней части Западного массива и центральной части Восточного (см. табл. 3.3) от первой ко второй резко повышается содержание Na_2O и Al_2O_3, в меньшей мере SiO_2 и MgO, и понижается — K_2O, Fe_2O_3 и FeO. Отношение K_2O/Na_2O понижается также от 2,77 до 0,49. Эти данные приводят исследователей к выводу, что кристаллизация массивов происходила от центра к их краям [Chakrabarti, Saha, 1974].

В Раджастханском пегматитовом поясе Индии, согласно данным А. К. Датта, граниты Эринпура отличаются от гнейсогранитов более высоким содержанием SiO_2, низким — TiO_2, Fe_2O_3, FeO и MgO, пониженным отношением K_2O/Na_2O (см. табл. 3.3). Видимо, граниты и гнейсо-

Таблица 3.2

Байкальского пояса [Макрыгина, 1988], мас. %

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	F	П.п.п.	Сумма	B, г/т
2,81	5,80	4,02	0,40	0,08	0,050	0,65	99,62	5
0,59	2,81	4,73	0,68	0,07	0,087	0,67	99,99	9
1,71	3,76	3,93	2,67	0,16	0,045	1,0	99,66	15
0,46	1,46	4,10	3,86	0,04	0,024	0,58	99,76	8

Средний химический состав гранитов в поясах

Пояс, поле	Гранит, местонахождение	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
1	Автохтонный	69,62	0,41	14,75	1,40	2,88	0,04
	Аллохтонный	73,67	0,11	14,84	0,58	1,23	0,01
	Пегматоидный	75,56	0,05	13,72	0,62	1,30	0,05
2	Мигматит-гранит	7,29	0,12	15,73	0,54	1,92	0,11
	Жильные гранитоиды	71,37	0,28	15,65	0,78	1,43	0,14
3	Среднезернистый	73,47	0,13	14,18	0,57	0,74	0,03
	Пегматоидный Стрельнинского массива	74,22	0,06	14,06	0,55	0,44	0,03
	Пегматоидный малых массивов	75,07	0,07	14,36	0,20	0,43	0,03
4	Пегматоидный	73,85	0,06	15,27	Не опр.	1,08	0,02
5	Массив Стоун Маунтин	74,15	0,12	15,33	»	0,67	0,03
6	Массивы района Дхаб:						
	Западный (край)	70,12	0,38	12,67	1,79	3,31	0,09
	Восточный (центр)	71,46	0,49	15,29	0,16	1,87	0,09
7	Гнейсогранит	66,02	0,70	16,45	0,41	3,83	0,15
	Гранит Эринтура (Раджгарх)	71,71	0,12	15,90	0,60	0,36	0,11
	Жильный гранит Эринтура (Тодгарх)	71,70	0,08	15,94	Не обн.	2,50	Не обн.
8	Мусковитовый	74,41	0,21	13,54	0,47	1,31	0,03

Примечание. 1 — Хамардабанский пояс [Макрыгина, 1981], 2 — Беломорский мега 5 — пояс Внутреннего и Юго-Восточного Пидмонта [Whitney et al., 1976], 6 — Бихарский пояс

граниты относятся к различным метаморфическим циклам. Граниты имеют лейкократовый характер и резкое преобладание натрия над калием, усиливающееся в жильной фации [Datta, 1973].

В пегматитовом поясе Урунгве (Зимбабве) мусковитовые граниты, с которыми пространственно связаны пегматиты, имеют химический состав, соответствующий лейкократовым гранитам. Они характеризуются относительно высоким содержанием SiO_2 и отношением K_2O/Na_2O и пониженным — Al_2O_3 (см. табл. 3.3).

Таким образом, петрохимическое изучение гранитов различных пегматитовых поясов показало, что они относятся к лейкократовым разновидностям гранитов с низким содержанием FeO, Fe_2O_3 и MgO. Для поясов мусковитовых пегматитов характерны пегматоидные граниты с высоким содержанием Al_2O_3 и пониженным — SiO_2. Граниты из поясов редкометалльно-мусковитовых пегматитов отличаются натриево-калиевым составом с высоким содержанием SiO_2. Отношение K_2O/Na_2O меняется в широких пределах, что связано с разной степенью проявления плагио- и калишпатового этапа гранитизации и долей участия в этом процессе метасоматоза и анатексиса.

Данных по содержаниям малых элементов в гранитоидах поясов слюдоносных пегматитов мало. Наиболее детальные геохимические исследования, охватывающие широкий круг элементов, проведены для гранитов Мамского и Хамардабанского поясов.

Плагиоклазовые пегматоидные граниты Мамского пояса отличаются весьма низкими содержаниями большинства элементов-примесей. Их концентрации ниже кларка для кислых изверженных пород. Только количество Ba приближается к кларку, а Sr — вдвое превышает его значение (табл. 3.5).

Таблица 3.3

слюдоносных пегматитов, мас. %

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	F	П.п.п.	H_2O^-	H_2O^+	K_2O/Na_2O
0,95	2,23	3,89	4,05	0,11	0,06	0,78	Не опр.	Не опр.	1,04
0,16	0,91	3,96	4,53	0,19	0,03	0,66	»	»	1,31
0,03	1,02	2,77	4,35	0,22	0,01	0,61	»	»	1,6
0,94	3,40	4,40	1,27	0,07	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,29
0,67	3,12	4,33	1,33	0,08	»	»	»	»	0,31
0,22	1,18	4,21	4,50	0,08	Не обн.	Не опр.	0,14	0,42	1,07
0,13	1,15	4,44	4,16	0,04	0,03	»	0,17	0,46	0,94
0,30	1,15	4,36	3,13	0,11	Сл.	»	0,06	0,68	0,72
0,18	1,85	3,85	3,77	0,07	Не опр.	»	Не опр.	Не опр.	0,98
0,10	0,90	3,52	4,51	Не опр.	»	»	»	0,46	1,28
2,07	0,42	2,08	5,77	0,29	»	»	0,08	0,50	2,77
1,40	1,69	4,00	1,96	0,25	»	»	0,10	1,05	0,49
1,36	2,68	3,58	3,90	0,24	»	»	0,68	0,14	1,09
0,78	1,85	5,36	2,86	0,17	»	»	0,16	0,45	0,53
0,55	4,10	3,55	1,55	0,08	»	»	0,10	0,10	0,44
0,29	1,32	3,81	4,33	0,08	»	»	0,10	0,17	1,14

блок [Мигматизация..., 1985], 3 — Стрельнинское поле [Ветрин, 1968], 4 — Бирюсинский пояс, [Chakrabarti, Saha, 1974], 7 — Раджастханский пояс [Datta, 1973], 8 — пояс Урунгве[Wiles, 1961].

Сравнение метаморфических пород и образовавшихся в них плагиоклазовых гранитов показывает, что в процессе образования последних происходит понижение содержаний редких щелочей, Ba, Tl, Zn, лантаноидов и иттрия и повышение количества Sr и в некоторой мере Pb и Be [Макагон, 1977]. Такое поведение указанных элементов определяется особенностями формирования гранитов и распределением редких элементов по

Таблица 3.4

Средние содержания петрогенных элементов в мигматитах и гранитоидах Беломорского мегаблока [Мигматизация..., 1984], мас. %

Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	K_2O/Na_2O
Мигматиты												
m_n	74,34	0,09	14,21	0,38	1,14	0,12	0,37	3,33	3,70	1,66	0,02	0,45
m_{n+2}	73,82	0,12	14,87	0,28	1,12	0,11	0,47	2,84	4,05	1,22	0,04	0,30
Гранитоиды												
γ_n	74,16	0,14	14,39	0,48	1,04	0,05	0,45	1,29	3,55	3,87	0,04	1,09
γ_1	69,97	0,29	16,10	0,63	1,57	0,11	0,92	2,96	4,86	1,53	0,09	0,31
γ_2	73,23	0,11	14,94	0,27	0,73	0,06	0,35	1,37	3,38	4,92	0,06	1,46
Мигматит-граниты												
m_γ	70,29	0,28	15,73	0,54	1,92	0,11	0,94	3,40	4,40	1,27	0,07	0,29
Жильные гранитоиды												
m_{n+5+6}	71,37	0,16	15,65	0,78	1,43	0,14	0,67	3,12	4,33	1,33	0,08	0,31

Содержание редких элементов в пегматоидных

Гранит			Li	Rb	Ba	Sr	Be	Pb	Tl	Zn	Sn	Ce	La
Гнейсогранит			29	96	1230	343	1,2	8,6	1,7	33	—	48	20
Плагиоклазовый пегматоидный			22	35	620	610	2,0	13,0	0,6	38,4	2,5	37	6,0
Двуполевошпатовый пегматоидный с проявлением процессов послемагматического замещения	неизмененный	Ортоклазовый	27	118	5500	820	1,3	24,0	0,9	26,7	2,1	32	3,2
		Микроклиновый	41	125	720	390	3,2	33,1	1,2	27,8	2,1	49	14,0
		Микроклинизации	24	190	2200	360	2,1	42,8	1,4	27,6	2,7	112	41,0
		Микроклинизации и кварц-мусковитового замещения	31	181	1470	300	2,1	35,4	1,2	29,6	3,5	108	49,0
Кларк по А. П. Виноградову [1962]			40	200	830	300	3,8	20	2	60	3	100	60

минералам метаморфических пород и плагиогранитов. Минералами-концентраторами Li, Rb, Cs, Ba, Tl и Zn в них являются слюды, причем в большей степени биотит, Sr и Be концентрируются в плагиоклазе, редкоземельные элементы и иттрий — в акцессорных минералах, Pb — в одинаковой мере в биотите и плагиоклазе.

В процессе метаморфической дифференциации и метасоматической гранитизации в образующихся плагиогранитах резко увеличивается количество плагиоклаза, концентрирующего стронций. Параллельное снижение количества слюд и акцессорных минералов приводит к уменьшению содержаний большинства остальных элементов-примесей. Таким образом, при образовании плагиогранитов главным фактором поведения редких элементов является перераспределение и изменение соотношений минералов без существенного изменения содержаний элементов-примесей в них.

Это подтверждается распределением РЗЭ в плагиоклазовых пегматоидных гранитах с характерным европиевым максимумом, обусловленным обилием плагиоклаза, концентрирующего Eu, при низком содержании акцессорных минералов, ответственных за содержания остальных РЗЭ (табл. 3.6, рис. 3.6). В старых анализах на РЗЭ несколько завышены содержания Ce, Nd и Y (см. табл. 3.5).

Анатектические двуполевошпатовые граниты отличаются от плагиоклазовых гораздо более высокими содержаниями Rb, Ba, Pb и Tl. Ортоклазовые их разновидности содержат Li, Rb, Be, Tl, Zn, Ce, La, Nd и Y в количествах ниже, а Ba и Sr гораздо выше кларков этих элементов для кислых изверженных пород [Виноградов, 1962]. Для Pb сравниваемые величины близки. В микроклиновых гранитах средние содержания Rb, Tl, Zn, Ce, La, Nd и Y также ниже их кларков для гранитоидов, а Li, Ba, Sr, Be — близки к кларкам. Количество Pb здесь несколько выше кларкового для гранитоидов (см. табл. 3.5).

Таблица 3.5

гранитах Мамского пояса [Макагон, 1977]

Nd	Y	Nb	Ta	Zr	Hf	$\frac{K}{Rb}$	$\frac{Ba \cdot 10^3}{K}$	$\frac{Ba}{Rb}$	$\frac{Ba}{Sr}$	$\frac{K}{Pb}$	$\frac{Rb}{Tl}$	$\frac{Ce+La+Nd}{Y}$	$\frac{Nb}{Ta}$	$\frac{Zr}{Hf}$
17	11	—	—	—	—	279	4,7	12,8	3,6	3509	57	7,7	—	—
16	3,5	1,9	0,2	93	1,5	330	6,4	17,7	1,4	859	58	13,9	10	62
9	3,4	4,0	0,3	41	1,2	323	15,6	50,6	6,7	1614	137	12,2	13	34
16	17,0	7,3	0,8	51	2,1	245	3,5	8,5	2,2	830	98	6,2	9	24
34	5,6	5,0	0,4	645	21,5	305	3,8	11,8	5,9	1372	140	32,8	12	30
41	13,5	50,3	0,9	302	7,8	272	3,0	8,1	4,7	1607	183	17,6	56	39
46	34	20	3,5	200	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Ортоклазовые и микроклиновые граниты отчетливо различаются по содержаниям редких элементов и их индикаторным отношениям. В микроклиновых гранитах накапливаются Li, Be, Pb, Tl, редкоземельные элементы и иттрий, содержания Ba и Sr резко понижаются. Отношения K/Rb, Ba/Rb, Ba/Sr, K/Pb, Rb/Tl и $\frac{Ce + La + Nd}{Y}$ понижаются от ортоклазовых гранитов к микроклиновым. Такое изменение содержаний редких элементов и их отношений соответствует их поведению в процессе магматической дифференциации и подтверждает наличие этого процесса при формировании анатектических гранитов. При этом геохимическая

Таблица 3.6

Содержание редкоземельных элементов в пегматоидных гранитах Мамского пегматитового пояса, г/т

№ п/п	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Y
1	5,9	20	Не обн.	2,7	1,2	0,90	0,75	0,5	Не обн.	Не обн.	0,10	Не обн.	1,4
2	5,9	7,6	»	2,9	1,0	0,70	0,68	0,7	»	0,3	0,20	»	2,0
3	4,8	8,3	»	3,3	1,0	0,50	0,67	Не обн.	»	Не обн.	0,08	»	1,0
4	10	15	2,3	4,3	2,2	0,40	1,3	»	»	»	0,15	»	1,8
5	4,8	8,3	Не опр.	4,8	1,2	0,11	1,7	1,5	0,40	1,2	1,1	0,15	9,0
6	15	23	1,5	1,5	5,4	0,25	7,1	6,7	1,6	4,9	4,9	Не обн.	42,0
7	49	140	10	35	7,6	1,0	7,6	1,3	Не обн.	1,2	1,0	»	6,0
8	19	39	4,6	16	3,9	0,9	6,7	3,8	0,82	1,9	1,4	0,2	15,5

Примечание. 1, 2 — плагиограниты, 3 — ортоклазовый двуполевошпатовый гранит, 4—6 — микроклиновые двуполевошпатовые граниты, 7 — микроклинизированный двуполевошпатовый гранит, 8 — двуполевошпатовый гранит с проявлением процессов микроклинизации и кварц-мусковитового замещения.

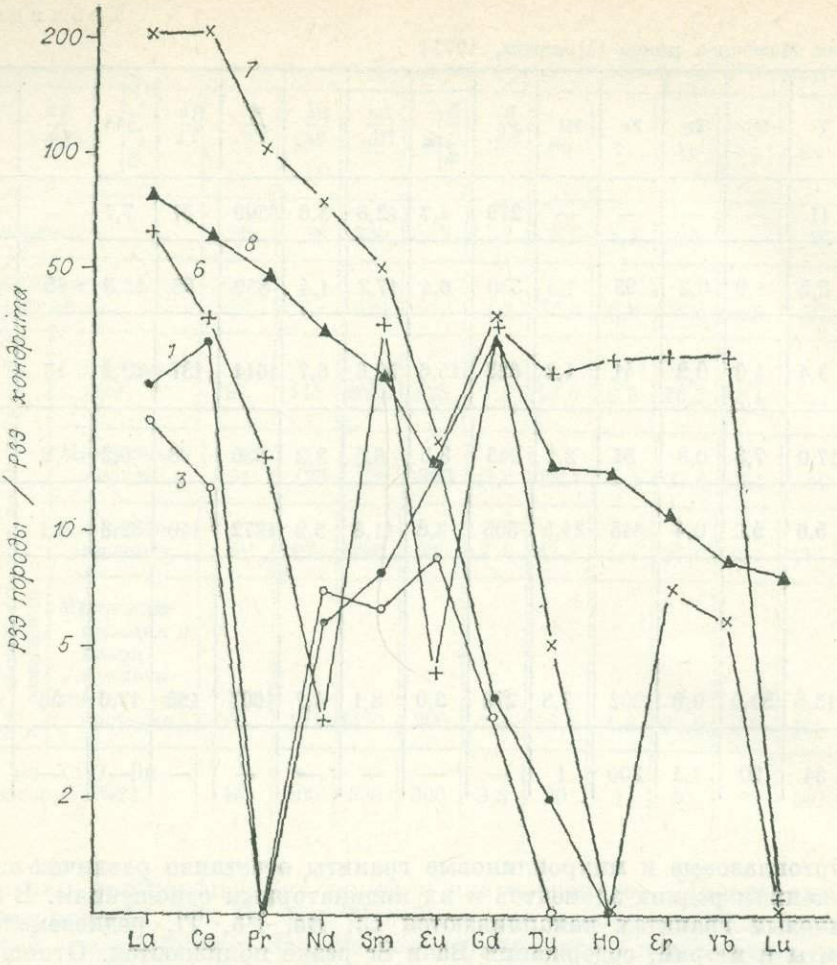


Рис. 3.6. Нормированное распределение редкоземельных элементов в гранитах. Номера на графике соответствуют номерам в табл. 3.6.

характеристика микроклиновых гранитов и зон мелкозернистых пегматитов промышленных пегматитовых тел близки [Макагон, 1977].

Распределение нормированных содержаний редкоземельных элементов для ортоклазовых гранитов характеризуется положительным пиком Eu, а микроклиновых — отрицательным. Такое поведение данного элемента свидетельствует о проявлении процесса магматической дифференциации при становлении микроклиновых гранитов.

При послемагматическом замещении анатектических гранитов поведение редких элементов определяется условиями среды минералообразования. При этом изменение условий щелочности — кислотности среды минералообразования являлось одним из главных факторов поведения редких элементов на различных стадиях замещения. Так, судя по данным табл. 3.5, Rb, будучи кристаллохимически близким к K и следуя за ним в процессе послемагматического замещения гранитов, проявляет меньшую подвижность, чем элемент-хозяин. Это, видимо, обусловлено большим размером его иона. Pb также в этом процессе следует за K, однако увеличение отношения K/Pb в микроклинизированных гранитах указывает, что повышение щелочности среды минералообразования способствует понижению концентрации Pb относительно K, более щелочного элемента. Однако и при повышении кислотности среды в процессе кварц-мусковитового замещения полевых шпатов продолжается снижение концентраций свинца, так как в этих условиях в образующийся мусковит

Таблица 3.7

Средние содержания малых элементов в мигматитах и гранитах Северного Прибайкалья [Макрыгина, Бобров, 1988]

Элемент	1	2	3	4	5
Li	5	4	12	10	11
Rb	3	10	65	69	50
Ba	105	360	1000	1950	1260
Sr	115	265	360	270	330
Pb	2,2	2,5	11	14	Не опр.
Sn	1,4	1	2,5	1,5	»
Zn	51	41	73	32	»
Be	0,6	0,7	1,1	0,7	»
La	3	10	5,8	6,5	7,8
Ce	9	18	15	11,2	9,7
Nd	10	11,4	6	7,7	6,4
Sm	3,7	1,3	1,1	1,26	1,1
Eu	1,26	0,55	0,46	0,48	0,3
Gd	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,8
Tb	0,78	0,18	0,15	0,20	Не опр.
Dy	6,75	0,51	0,86	0,8	1,4
Yb	3,7	0,52	0,44	0,6	0,49
Lu	0,46	0,07	0,06	0,08	Не обн.
Co	30	12	27	6	»
Ni	34	7	22	6,5	4
Cr	87	17	57	22	5,4
V	156	19	130	9	7,9
Cu	163	10	62	7	Не обн.
U	0,7	1,0	0,8	0,60	Не обн.
Th	0,8	0,9	1,4	0,75	»

Примечание. 1—4 — см. в табл. 3.2; 5 — аллохтонные граниты. Анализы РЗЭ, U, Th выполнены методом ИНАА в ИГиГ, аналитик В. А. Бобров.

входит малое количество данного элемента. Поведение редкоземельных элементов в процессе послемагматического преобразования гранитов обусловлено изменением кислотности среды минералообразования. В щелочных условиях микроклинизации в гранитах резко увеличивается содержание более щелочных цериевых лантаноидов, а при увеличении кислотности в условиях кварц-мусковитового замещения накапливаются тяжелые лантаноиды (см. табл. 3.5, 3.6) и иттрий, и отношение $\frac{Ce + La + Nd}{Y}$ здесь значительно снижается.

Для пегматоидных гранитов характерно необычно низкое содержание Nb и Ta (см. табл. 3.5). Только в зонах проявления и микроклинизации, и кварц-мусковитового замещения наблюдается резкий скачок в концентрации Nb. Для этих же зон отмечаются высокие содержания Zr и Hf, что связано с образованием акцессорных минералов. При исключительной бедности данными элементами гранитов это свидетельствует об аллометасоматическом характере процесса.

По редкоэлементному составу плагиограниты Северного Прибайкалья, как магматические, так и развивающиеся в процессе гранитизации по метабазитам, еще более бедны элементами-примесями, чем плагиограниты Мамского пояса, субстратом для которых служат метапелиты. Особенно это касается содержаний Li, Rb, Ba и Sr (табл. 3.7). Эта особенность наследуется и при формировании двуполевошпатовых гранитов и мигматитов. Концентрации Li в них в 3—4, а Ba и Rb — в 2—3 раза ниже, чем в их аналогах из Мамского пояса. Следует отметить очень широ-

Таблица 3.8

Средние содержания малых элементов в гранитах Хамардабанского пегматитового пояса [Макрыгина, 1981], г/т

№ п/п	Зоны	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Pb	Sn	Zn	Be	La	Ce	Nd	Y	Yb	Sc	Co	Ni	Cr	V
1	V, VI	53	56	3	1300	450	24	2,0	60	1,7	120	200	130	26	2,0	40	13,6	26	52	95
2		18	76	—	400	60	29	1,0	48	0,7	30	60	27	8	0,9	7,2	2,7	2,6	9,2	10
3	IV, V	105	108	10	400	60	27	4,1	29	4,0	10	30	10	4,5	0,5	14	3,0	21	28	18
4		46	71	2	220	66	31	2,7	—	2,3	14	33	10	5,6	1,1	17	2,4	8,5	17	7,6

Примечание. 1—меланократовые гранитогнейсы, 2—4 —граниты: 2—автохтонные, 3 — аллохтонные, 4 — пегматоидные.

кие вариации в содержаниях бария в калий-натриевых гранитах — от 400 до 9600 г/т. Здесь еще более остро, чем в Мамском поясе, встает вопрос об источнике бария, так как в амфиболитах его содержания очень низки.

Плагиограниты наследуют от амфиболитов уровень и форму распределения лантаноидов (см. рис. 2.22). Калишпатовые мигматиты и граниты также имеют низкие содержания РЗЭ. Но при сумме лантаноидов, близкой к плагиогранитам, в автохтонных двуполевошпатовых гранитах наблюдаются признаки их дифференциации с обогащением легкими и обеднением тяжелыми лантаноидами (см. рис. 2.21). Но только в перемещенных, расположенных вдоль зон нарушений мусковитизированных биотитовых двуполевошпатовых гранитах появляется европиевый минимум.

Источником калия и бария при формировании двуполевошпатовых гранитов могла бы служить иловирская свита, на которую надвинуты амфиболиты нюрундуканской серии [Габов, Картавченко, 1984]. Но ее калишпатовые бластокатаклазиты богаты РЗЭ и разница в их содержаниях с двуполевошпатовыми гранитами не позволяет предполагать полное переплавление этих пород, а лишь мобилизацию растворами более подвижных, чем РЗЭ, компонентов — К и Ba [Макрыгина, Бобров, 1988].

В Хамардабанском пегматитовом поясе меланократовые гранитогнейсы и автохтонные граниты характеризуются низкими содержаниями Li, Rb, Cs (табл. 3.8). Накопление редких щелочей происходит в перемещенных гранитах и аллохтонной части Солзанского массива, но в пегматоидных гранитах и мусковитовых пегматитах их концентрации низки. Концентрации Ba и Sr при этом изменяются иначе. Они резко снижаются от меланократовых гранитогнейсов к автохтонным гранитам, остаются постоянными в автохтонных и аллохтонных гранитах, и затем только количество бария уменьшается в пегматоидных гранитах и пегматитах. В аллохтонных гранитах заметно накапливаются Be и Sn при снижении содержаний цинка и РЗЭ.

Концентрации Sc, Co, Ni, Cr и V резко понижаются при переходе от меланократовых гранитогнейсов к автохтонным гранитам, несколько повышаясь затем в аллохтонных их аналогах, а затем снова понижаются в пегматоидных гранитах и мусковитовых пегматитах. Такое изменение концентраций элементов-примесей невозможно объяснить проявлением магматической кристаллизационной дифференциации в указанном ряду гранитоидных образований. Видимо, при образовании аллохтонных гранитов значительную роль играл процесс эманационной дифференциации, при которой Li, Rb, Cs, Sn, Be обогащали эти граниты вместе с летучими компонентами, а дальнейшее влияние эманационной дифференциации привело к образованию редкометалльной минерализации. В то же время магматическая кристаллизационная дифференциация автохтонных гранитов привела к образованию пегматоидных гранитов и мусковитовых пегматитов. В то же время для гранитоидов этого пояса характерны низкие и заметно убывающие к аллохтонным и пегматоидным гранитам концентрации фтора, с накоплением которого принято связывать процесс эманационной

Таблица 3.9

Содержание малых элементов в гранитоидах Стрельнинского пегматитового поля [Ветрин, 1968], г/т

Гранит	Li	Rb	Cs	Ba	Cr	Be	Pb	Zn	Ga
Среднезернистый	34	160	<1	800	350	2	60	—	32
Пегматоидный Стрельнинского массива	27	200	<1	400	100	2	130	<100	20
Пегматоидный малых массивов	16	190	<1	200	150	7	90	—	26

дифференциации (см. табл. 3.3). Низкие концентрации его свойственны и всему пегматитовому поясу. По-видимому, здесь роль элемента-минерализатора выполняет бор, концентрации которого во всех гранитах и пегматитах повышены [Макрыгина, 1981].

Для гранитоидов Стрельнинского пегматитового поля характерны низкие содержания Li и Cs (табл. 3.9), как и для пегматоидных гранитов Мамского пояса, но содержание Rb здесь значительно выше и близко к кларковому для гранитов. Количество бария и стронция в различных группах пегматоидных гранитов различается в 3—4 раза, при этом из приведенных в табл. 3.9 данных следует, что происходит дифференциация магматического расплава от среднезернистых и пегматоидных гранитов Стрельнинского массива к малым массивам. В. Р. Ветрин [1968] отмечает, что пегматоидные граниты содержат 70 г/т ниобия, что значительно превышает его кларк для кислых изверженных пород (20 г/т). Концентрация Nb в биотите составляет 80—540 г/т, в мусковите — 100—280 г/т, что гораздо выше, чем в слюдах пегматоидных гранитов Мамского пояса. В гранитах встречается колумбит. Увеличение содержания Nb наблюдается и в поздних дифференциатах гранитной магмы — жильных пегматитах, где оно достигает 300 г/т. Концентрация Ta в отдельных пробах гранитов Стрельнинского массива составляет 1,5—1,0 г/т.

Приведенные геохимические данные показывают, что гранитоиды поясов мусковитовых пегматитов характеризуются более высокими содержаниями Ba и Sr по сравнению с гранитоидами поясов редкометалльно-мусковитовых пегматитов. Последние отличаются при этом наиболее интенсивным накоплением Li, Cs, Be, Sn и Nb в аллохтонных фациях (Хамардабанский пояс) или в поздних гранитных дифференциатах (Стрельнинское поле). Видимо, это обусловлено более интенсивным проявлением процесса эманационной дифференциации.

3.3. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ

Формирование гранитоидов слюдоносных пегматитовых поясов происходило в глубинных зонах земной коры, для которых характерна интенсивная переработка метаморфических пород в гранитоидные образования. Для поясов из монометаморфических и полиметаморфических комплексов механизм и степень проявления тех или иных процессов ультраметаморфической переработки различны. Они рассмотрены на примере Мамского, Хамардабанского и Беломорского поясов.

В Мамском пегматитовом поясе, расположенном в метаморфическом поясе кианит-силлиманитовой фациальной серии, пегматоидные граниты находятся в наиболее интенсивно метаморфизованных породах. Процесс образования плагиоклазовых гранитов начинался с обособления наиболее мобильной кварц-плагиоклазовой составляющей гнейсов и сланцев. Местами локализации гранитного материала являлись участки относительно пониженного давления. Механическая неоднородность метаморфической толщи способствовала локализации пегматоидных гранитов.

Крупные их тела формировались в сводовых, замковых частях складчатых структур. Для образования крупных тел плагиогранитов необходим привнос натрия и кремния, который, видимо, осуществлялся путем их перераспределения в пределах отдельных пластов и поступления из более глубоких горизонтов. Формирование плагиоклазовых гранитов происходило при температурах 550—650 °С и давлении летучих 5—7 кбар [Макагон, 1977]. *Высокое давление в процессе гранитизации определяет широкое распространение плагиоклазовых лейкогранитов, в то время как* развитие калишпатовой мигматизации в этих условиях очень слабое.

Наиболее высокотемпературными образованиями являются двуполевошпатовые граниты (720 °С). Они размещаются вдоль оси термального поля метаморфической зональности, на путях проникновения в толщу теплового потока. Судя по минеральному и элементному составу, материалом для них служили анатектические расплавы, но процесс мобилизации захватывал уже и слюды. Как показывают экспериментальные работы Х. Г. Винклера, Н. Платена [Winkler, Platen, 1958; Platen, Holler, 1966 и Х. Х. Штеуля [Steuhl, 1962], процесс анатектического выплавления *начинается при температурах, не превышающих* 700 °С, *а при* P_{H_2O}, *равном* 7 кбар, *эта температура понижается до* 655 °С. Следовательно, *при условиях высокотемпературной субфации амфиболитовой фации* (650—700 °С) *и высоких* P_{H_2O} *в метаморфической толще должны были возникать очаги анатексиса, генерирующие расплавы, близкие по составу гранитной эвтектике и дающие при кристаллизации двуполевошпатовые граниты.* Дополнительным источником калия и бария, баланс по которым не сходится при условии только анатектического плавления, могли служить растворы, агенты теплопереноса глубинного происхождения [Шмакин, 1973].

Анатектический процесс происходил в толще с высоким давлением летучих. Их давление в процессе кристаллизации двуполевошпатовых гранитов составляло 6—8 кбар, при этом P_{H_2O} составляло 3—5 кбар. Среди летучих большую роль наряду с водой играла углекислота. Как показано экспериментальными исследованиями [Кадик, 1973], растворимость углекислоты в расплаве значительно ниже, чем воды. Однако ее наличие в расплаве приводит к тому, что расплав начинает «кипеть» при давлениях, *гораздо более высоких, чем расплав, не содержащий* CO_2 [Кадик, Лукании, 1973]. *Следовательно, расплавы, образовавшиеся в условиях кианит-силлиманитовой фациальной серии метаморфизма,* могут терять воду и кристаллизоваться уже при небольшом снижении внешнего давления. В результате масштабы их перемещения от очагов анатексиса могут быть очень незначительными. При перемещении из таких очагов отдельных порций расплава происходила их дифференциация, что обычно и наблюдается при интрузии палингенной магмы во вмещающие породы [Менерт, 1971]. В результате этого процесса образовались двуполевошпатовые граниты ортоклазовой и микроклиновой групп и пегматитовые слюдоносные жилы [Макагон, 1977].

Гранитоиды Хамардабанского *пегматитового пояса, характеризующегося широким развитием редкометалльно-мусковитовых пегматитов, формировались в метаморфическом комплексе умеренных давлений.* Метаморфизм этого комплекса происходил в условиях давлений 4—6,5 кбар и температур 400—750 °С [Макрыгина, 1981]. Начало мигматизации (плагиомигматиты) в зонах амфиболитовой фации обусловлено снижением давления. При этом происходило «всасывание» флюида из других частей толщи, сопровождавшееся ее слабой метасоматической переработкой и выплавлением анатектических расплавов, которые эволюционировали от автохтонных к аллохтонным дифференцированным гранитам и пегматитам. Флюидный режим и метаморфизма, и гранитообразования определялся в основном водой и бором, но P_{H_2O} было более низким, чем общее давление. Давление CO_2 также было невысоким. Последнее обстоятельст-

во, возможно, благоприятствовало большей степени дифференциации анатектического расплава с проявлением эманационной дифференциации, что приводило к образованию редкометалльно-мусковитовых и редкометалльных (в том числе сподуменсодержащих) пегматитовых жил.

В Беломорском пегматитовом поясе, как уже указывалось, проявлены процессы гранитообразования трех тектонометаморфических циклов, причем наиболее интенсивно — ребольского (II цикл) и селецко-свекофенского (III цикл) времени.

В III тектонометаморфическом цикле, с которым связано развитие мигматит-гранитовых полей и жильных гранитоидов (m_{n+4}, m_{n+5}, m_{n+6}), ультраметагенное гранитообразование устанавливается уже на самых ранних стадиях, но оно имеет более локальный характер по сравнению с более ранним циклом. Это, видимо, обусловлено дифференциацией теплового потока на заключительных этапах развития Беломорского мегаблока. На небольших по площади участках формировались автохтонные мигматит-гранитовые поля, вблизи которых расположены жильные автохтонные и субавтохтонные ультраметагенные гранитоиды m_{n+4}, m_{n+5}, m_{n+6}, и промышленные слюдоносные пегматиты. Расплавные и кристаллофлюидные включения в кварце и полевых шпатах гранитоидов m_{n+5} гомогенизируются при 720 °С, а гранитоидов m_{n+6} при 650—750 °С, что сопоставимо с температурой метаморфизма ранней стадии III тектонометаморфического цикла (кианит-гранат-биотит-ортоклазовая субфация).

Таким образом, очаги анатексиса существовали на протяжении всего этого цикла и фиксируются как мигматит-гранитовые поля.

Имеющиеся данные по эволюции гранитообразования в Беломорском мегаблоке показывают, что во II тектонометаморфическом цикле анатектические процессы имели подчиненное значение по сравнению с метаморфической дифференциацией, а для III цикла установлена доминирующая роль анатектического гранитообразования. Оно происходило в условиях высокого насыщения среды водно-водородным флюидом, причем система гранитообразования оставалась закрытой. От мигматитов m_n к ультраметагенным гранитоидам m_{n+5+6} намечается тенденция к увеличению доли H_2O и уменьшению H_2 во флюиде, так что флюид прогрессивной ветви анатектического процесса от раннего этапа гранитообразования к последующему становился все более окисленным.

* *
*

Сравнение условий образования гранитоидов трех изученных поясов показывает, что все они формировались в условиях высоких и умеренных давлений, причем для поясов мусковитовых пегматитов характерны высокие давления, для редкометалльно-мусковитовых — умеренные, а для полиметаморфических — изменяющиеся в разных тектонометаморфических циклах. Температуры образования гранитоидов равны 550—750 °С. В монометаморфических поясах широко проявлен процесс метасоматической плагиогранитизации, причем максимальное его развитие характерно для Мамского пояса мусковитовых пегматитов. В Беломорском полиметаморфическом поясе наиболее интенсивным является процесс анатектического плавления с образованием плагиогранитов. Для поясов редкометалльно-мусковитовых пегматитов, гранитоиды которых формируются в условиях относительно пониженных давлений, характерен более широкий диапазон магматической дифференциации образующихся анатектических расплавов, видимо, со значительным проявлением эманационной дифференциации. В связи с этим здесь образуются порции расплавов, из которых кристаллизуются редкометалльно-мусковитовые и иногда редкометалльные (со сподуменом) пегматиты.

Глава 4

ТИПЫ ПЕГМАТИТОВ, ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ПЕГМАТИТОВЫХ ТЕЛ И ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЯСАХ

Вопросы классификации мусковитовых пегматитов рассматривались исследователями уже в первых детальных работах [Коржинский, 1937; Григорьев, 1937; Петровская, 1941]. Главным принципом этих классификаций было выделение в процессе формирования пегматитов стадий, соответствующих кристаллизации тех или иных зон пегматитовых тел. В более поздних работах основой классификаций мусковитовых пегматитов служили текстурные единицы [Камерон и др., 1951; Салье, Глебовицкий, 1976], соотношение пегматитов с метаморфизмом и тектоникой [Соколов, 1970], фациальные группы и структурно-парагенетические типы [Гродницкий, 1971]. Генетический подход учитывал гетерогенность первичного материала и проявление различных метасоматических процессов в формировании пегматитов [Шмакин, Макрыгина, 1969].

Е. Н. Камерон с соавторами [1951] дали детальную сводку по внутреннему строению редкометалльных, редкометалльно-мусковитовых и мусковитовых пегматитов Северной Америки, в ней выделены три типа текстурных единиц пегматитов: зоны первичной кристаллизации, метасоматического тела и трещины заполнения. Эти типы детально рассмотрены в работе М. Е. Салье и В. А. Глебовицкого [1976] на примере пегматитов Карелии. Ю. М. Соколов [1970], считая формирование мусковитовых пегматитов процессом, синхронным с региональным метаморфизмом и развитием складчатой структуры, выделяет среди них две генетические группы: 1) синкинематические пегматиты и 2) позднесинкинематические.

Для пегматитов Северной Карелии Л. Л. Гродницкий [1971, 1982] предложил выделять фациальные группы: слюдяные, слюдяно-керамические и керамические жилы, которые расчленяются на ряд структурно-парагенетических типов. В этом регионе проявлены стратиграфический и литологический контроль, так что мусковитовые пегматиты тяготеют к выходам чупинской и лоухской свит, мусковитово-керамические — к хеталамбинской, а керамические — к мигматитам керетской свиты [Никитин, 1959; Смирнова, 1972].

Б. М. Шмакин и В. А. Макрыгина [1969], учитывая гетерогенную природу пегматитов, разделили их на три группы: 1) первично-метаморфические, 2) первично-магматические и 3) послемагматические. В первых двух группах в зависимости от проявления процессов замещения пегматиты подразделяются на незамещенные и замещенные. В дальнейшем Б. М. Шмакин [1976] остановился на следующем варианте классификации пегматитовых образований: 1) инъекционные пегматитовые тела (незамещенные и замещенные), 2) послемагматические жилы, 3) участки послемагматического преобразования гранитов.

А. К. Датта [Datta, 1973] выделяет в пегматитах Раджастханского пояса Индии по минеральному составу простые и сложные (комплексные) пегматиты, а по структуре группирует их в однородные, усложненные, составные, амебовидные и зональные.

4.1. ТИПЫ ПЕГМАТИТОВ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ПЕГМАТИТОВЫХ ТЕЛ

Учитывая вторичность классификационных признаков, связанных с генезисом жил и тектоническими факторами, и их неизбежную субъективность, в настоящей работе за основные критерии классификации пегмати-

тов мы принимаем их минеральный состав и внутреннее строение тел, т. е. признаки объективные и картируемые.

Среди мусковитовых пегматитов по составу полевых шпатов выделяются два типа: 1) двуполевошпатовые и 2) плагиоклазовые. Те и другие подразделяются на незональные и зональные. Тип двуполевошпатовых пегматитов соответствует инъекционным пегматитовым телам по Б. М. Шмакину [1976] и позднесинкинематическим пегматитам (пегматитам II группы) по классификации Ю. М. Соколова [1970]. Плагиоклазовые пегматиты относятся Б. М. Шмакиным и В. А. Макрыгиной [1969] к группам первично-метаморфических и послемагматических. Ю. М. Соколов [1970] считает их синкинематическими и выделяет в пегматиты группы I (доинверсионная стадия).

ДВУПОЛЕВОШПАТОВЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Тела двуполевошпатовых пегматитов нередко характеризуются секущим положением по отношению к сланцеватости вмещающих метаморфических пород. Их морфология в связи с этим отличается большим разнообразием: обычны апофизы, коленообразные уступы, резкие изменения мощности. Внутреннее строение определяется различным расположением в них структурных зон и участков, так что можно выделить незональные тела и жилы с симметрично-, асимметрично- и участково-зональным строением.

Двуполевошпатовые пегматиты могут залегать в сланцах и гнейсах либо в гранитах, образуя зоны перекристаллизации с постепенными переходами к последним.

Форма пегматитовых жил в сланцах и гнейсах определяется их составом, типом складчатых структур и трещин, а также способом образования пегматитовмещающих полостей. Во всех пегматитовых поясах широко распространены простые линзовидные жилы. Они приурочены чаще всего к продольным трещинам отрыва или диагональным трещинам скола в метапелитах. Длина их варьирует от нескольких до сотен метров. Контакты неровные, часто с апофизами. Более компетентным породам — амфиболитам — свойственны межбудинные, тупо выклинивающиеся вверх и вниз пегматитовые тела (жила 64, Колотовка). Наиболее сложны по форме пегматитовые жилы в переслаивающихся породах разного состава с трещиной вдоль осевой плоскости складки. К ней бывает приурочена секущая часть жилы с пластовыми ответвлениями вдоль метапелитовых прослоев на крыльях (жила 15 рудника Согдиондон, рис. 4.1). Встречаются такие жилы не только в Мамском поясе, но и в Северной Карелии, Аппалачах, в Бирюсинском поясе.

Для двуполевошпатовых жил, приуроченных к крупным флексурам, характерна трубо- или штокообразная форма. Эти жилы имеют обычно большую протяженность на глубину и, как правило, слюдоносны. В Мамском поясе такими являются жила 23 рудника Малый Северный (рис. 4.2), жила 58 Луговки, в Бихарском поясе — жила Бандарчуа, в Аппалачах (пояс Пидмонт) — жила Стил.

В Мамском пегматитовом поясе помимо одиночных жил двуполевошпатовых пегматитов, залегающих в метаморфических породах, наблюдаются зоны пегматитового строения в телах пегматоидных гранитов. Секущие крутопадающие пегматитовые зоны встречаются как в сетчатых залежах (гигантомигматитах), так и в массивах двуполевошпатовых гранитов и подробно описаны В. Д. Никитиным [1952]. Такими зонами представлена жила 5 рудника Большого Северного, они характерны для гранитных массивов участков Тахтыган и Мочикит в Мамском поясе.

Незональные тела — это пегматитовые жилы, которые характеризуются либо однородным, либо незакономерно участковым строением, что обусловлено отсутствием или слабым проявлением процессов замещения или дифференциации. Они бесслюдны и составляют основную часть жил в мусковитоносных пегматитовых полях. Размеры их колеблются

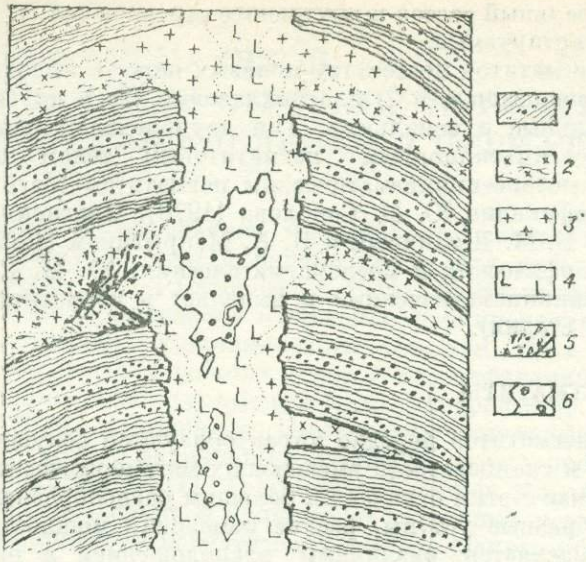


Рис. 4.1. Жила 15 рудника Согдиондон сложной морфологии.

1—вмещающие породы; *2*—*4* —пегматит: 2—плагиоклазовый, *3* — двуполевошпатовый, *4* — графический; *5* — кварц-мусковитовый комплекс; *6* — кварцевое ядро с контурами пустот.

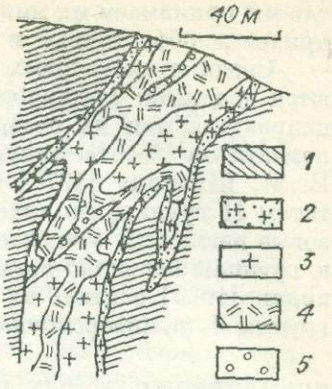


Рис. 4.2. Штокообразное пегматитовое тело. Жила 23, месторождение Малое Северное, Мамский пояс.

1 — гранат-биотитовые гнейсы; *2* — мелкозернистая эндоконтактовая оторочка; *3* — пегматит блоково-графической структуры; *4* — зона кварц-мусковитового комплекса; *5* — пегматоидная зона.

в широких пределах, они могут занимать различное положение относительно сланцеватости вмещающих пород. Контакты пегматитовых тел всегда очень резкие. При поперечно- или диагонально-секущем положении жил их контакты ступенчатые, с многочисленными переходами согласных участков в секущие. Часто наблюдаются апофизы. Иногда группы сближенных тел образуют жильные серии. Жилы сложены в основном пегматитами графической или блоково-графической структуры, а также мелко- и среднезернистыми пегматитами гипидиоморфно-зернистой структуры. Они часто имеют в эндоконтактовой зоне аплитовую оторочку. В центральной части жил иногда наблюдаются гнезда пегматоидной структуры, сложенные кристаллами калишпата с небольшими кварцевыми обособлениями. В составе незональных пегматитов преобладают или калишпат, или плагиоклаз; кроме них наблюдаются кварц, биотит, мусковит. Акцессорные минералы: гранат, апатит, турмалин, циркон, ортит, магнетит.

Участково-зональное строение пегматитовых жил характеризуется наличием нескольких изолированных участков пегматитов апографической и(или) пегматоидной структур в массе пегматита графической структуры, составляющего основной объем жилы.

В пегматитовом поясе Северной Карелии выделяется тип участково-зональных микроклин-плагиоклазовых жил с широколистоватым и лейстовым биотитом. В них наблюдается следующее расположение структурно-минеральных комплексов: 1) призальбандовый плагиоклазовый пегматит аплитовой и ортотектитовой структур; 2) плагиоклазовый пегматит неясно- и апографической структур с участками такого же микроклинового пегматита и гнездами кварц-мусковитового агрегата; 3) плагиоклаз-микроклиновый пегматит апо-, грубографической и пегматоидной структур с саблевидными лейстами биотита; 4) блоковый микроклиновый пегматит с чередующимися блоками микроклина и изометрического или вытянутого кварца в середине [Слюдоносные пегматиты..., 1976].

По морфологическим особенностям жилы с участковым строением близки к симметрично-зональным. Примером таких жил является жила 16 рудника Луговка (Мамский пегматитовый пояс), где в графическом пегматите, составляющем основную часть тела, наблюдаются жилковатые обособления кварц-мусковитового комплекса и линзообразные участки пегматоида.

В пегматитовых телах с **симметрично-зональным** строением наблюдается закономерная смена структурных зон от внешней части к внутренней. В общем виде зональность таких жил двуполевошпатовых пегматитов может быть представлена в следующем виде. Внешняя эндоконтактовая оторочка сложена мелкозернистым пегматитом гипидиоморфно-зернистой структуры или аплитом. В минеральном составе этих оторочек обычно преобладает плагиоклаз, калишпат присутствует в виде мелких зерен. Кварц образует ксеноморфные зерна, иногда вростки в полевых шпатах. Наблюдаются также биотит, мусковит, гранат, турмалин, изредка апатит. Иногда проявлена контаминация пегматита материалом вмещающих пород, выражающаяся в резком преобладании плагиоклаза над калишпатом и повышенном содержании биотита.

К центру жил мелкозернистый пегматит сменяется графическим. При этом некоторые пегматитовые жилы сложены более чем наполовину этой структурной разновидностью, так что графический пегматит занимает основную часть таких пегматитовых тел. При отсутствии определенной ориентировки кварцевых вростков в блоках полевых шпатов пегматит называют иногда неяснографическим [Петровская, 1941]. В минеральном составе зон графического пегматита резко преобладает микроклин, хотя количество плагиоклаза иногда достаточно велико. Количество кварца составляет 22—25 %. Здесь широко распространены секущие лейсты биотита, встречаются гранат, турмалин. Иногда микроклин в этой зоне образует крупные кристаллы с многочисленными вростками кварца — такая структурная разновидность названа блоково-графической [Шмакин, 1976]. Кристаллографическая ориентировка графических срастаний микроклина и кварца указывает на их образование в процессе одновременной кристаллизации эвтектического расплава [Ферсман, 1960; Петровская, 1941]. Иногда среди графики наблюдаются зонки раннего пегматоида [Шмакин, Макрыгина, 1969], формировавшегося путем кристаллизации остаточного расплава-раствора с нарастанием на графический пегматит.

Чаще зона графического пегматита без резких границ переходит к центру жилы в апографический пегматит с более крупными и менее правильными вростками кварца в микроклине, лейстами биотита, редким плагиоклазом, гранатом и турмалином.

С этой зоной нередко ассоциируют участки кварц-мусковитового замещения полевых шпатов с реликтами полевых шпатов и биотита. Резко возрастает количество и разнообразие акцессорных минералов — апатита, граната, турмалина, появляются монацит, ксенотим, сульфиды. Положение этих участков зависит от трещиноватости: зонки кварц-мусковитового комплекса могут пересекать все первичные зоны, что свидетельствует об их вторичности.

В центральной части симметрично-зональных жил расположена зона вторичного пегматоида — друзы крупных и гигантских кристаллов полевых шпатов, пегматоидного мусковита, а также апатита, граната, турмалина, редко — берилла. Самый центр жил (пространство между идиоморфными кристаллами полевых шпатов) выполнен серым, к центру — белым сливным кварцем — зона кварцевого ядра. Иногда оно слагает большую часть объема жилы (жила 64, Колотовка). В редкометалльно-мусковитовых жилах этого типа встречаются обособления мориона, а в ядре часто присутствует розовый кварц. В зонах пегматоидного и апографического пегматита в отдельных случаях наблюдаются явно более поздние участки, сложенные кристаллами альбита, зеленого мусковита иногда с бериллом, колумбитом, касситеритом. Здесь происходит растворение калишпата с образованием пористого, практически состоящего из альбитовых пертитовых вростков материала, но здесь же имеются и зонки растворения кварца с друзами перекристаллизованного дымчатого кварца.

Взаимоотношения зон мелкозернистого, гипидиоморфно-зернистого, а также графического и апографического пегматита обычно с постепенны-

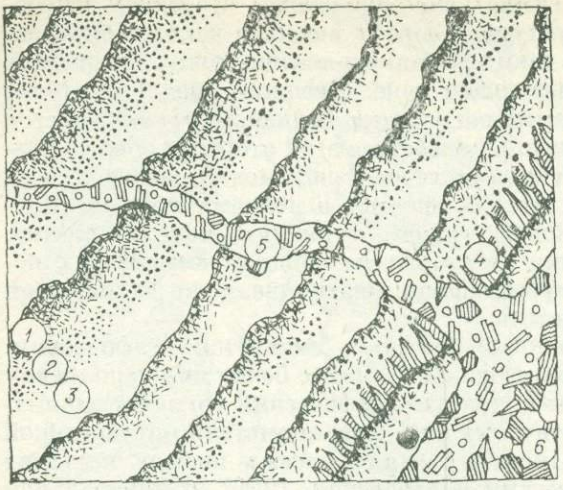


Рис. 4.3. Ритмические структуры в альбит-микроклиновом пегматите Хамардабанского пояса редкометалльно-мусковитовых пегматитов.

Элементы ритма: *1* — кварц-альбит-турмалиновый и *2* — кварц-гранат-альбитовый агрегаты, *3* — альбитит с апатитом, *4* — кварц-мусковит-гранат-альбитовый агрегат, *5* — среднеблоковый альбит-микроклиновый и *6* — крупноблоковый микроклиновый пегматиты.

ми переходами или резкие, но не секущие. Границы зон кварц-мусковитового комплекса, кварцевого ядра и пегматоида, а также зон альбитизации — резкие и, как правило, секущие.

Пользуясь известной классификацией зональности пегматитов Е. Н. Камерона [Камерон и др., 1951], выделенные зоны можно подразделить на краевые (аплитовые и мелкозернистые), боковые (графические и неясноструктурные), промежуточные (апографика с участками кварц-мусковитового комплекса) и центральные (пегматоид и кварцевое ядро).

В конкретных пегматитовых телах наблюдаются существенные отклонения от описанной общей схемы симметричной зональности. Так, в жилах пегматитов Мамского пояса часто отсутствует внешняя эндоконтактовая оторочка (жила 117 рудника Согдиондон, жила 53 рудника Чуя и др.), в некоторых жилах внешняя зона представлена кварц-мусковитовым комплексом с блоками плагиоклаза (жила 15 рудника Чуя), иногда зона с интенсивным развитием кварц-мусковитового комплекса является центральной, так что зона пегматоида и кварцевое ядро отсутствуют (жила 73, р. Слюдянка, жила 15, р. Луговка). Внешняя зона двуполевошпатовых зональных пегматитовых жил типа III Северной Карелии [Слюдоносные пегматиты..., 1976], как правило, сложена плагиоклазовым неясноструктурным пегматитом с биотитом. К центру он сменяется плагиоклазовым пегматитом пегматоидной и блоковой структур, а в самой центральной части — микроклиновым грубозернистым пегматитом пегматоидной и блоковой структур.

Симметрично-зональное строение особенно характерно для тел редкометалльно-мусковитовых пегматитов. В них обычно большой объем занимает пегматоидная зона с кварцевым ядром, широко развит поздний процесс альбитизации с образованием клевеландита, берилла, касситерита, колумбита и ряда других минералов редких металлов. Примерами таких тел являются месторождения Банекоп и Пичхли в Бихарском пегматитовом поясе, Гуджарвара в Раджастханском поясе Индии [Шмакин, 1987], жилы Майка-Вью и Оул Клеймс (тело 2) пояса Урунгве в Зимбабве [Wiles, 1961].

В жилах редкометалльно-мусковитовых пегматитов зональных поясов (Хамардабанский пояс) наблюдаются ритмические структуры. Здесь в приконтактовых зонах ритмы состоят (от контакта к центру) из турмалинита (2—4 см), турмалинового альбитового гранита (2—5 см), гранатового альбитового гранита (2—3 см), альбитита с апатитом (2—4 см) и блокового микроклинсодержащего пегматита (5—10 см). Такая серия затем неоднократно повторяется до 12 раз и более (рис. 4.3) [Макрыгина, 1981]. Центральные части подобных жил выполнены среднеблоковым микроклин-альбитовым пегматитом с мелкозернистым кварц-мусковитовым комплексом.

Асимметрично-зональные пегматитовые тела наиболее характерны для Мамского пояса. Они представляют собой зоны пегматитов в согласс-

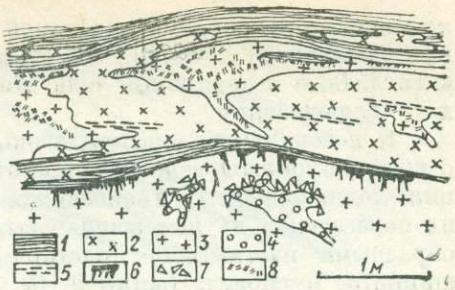


Рис. 4.4. Пологие зоны пегматита под «экранами» гнейсов. Жила 5 месторождения Большое Северное.

1 — биотитовый гнейс; *2* — пегматоидный гранит; *3* — двуполевошпатовый пегматит; *4* — кварц, *5* — лейсты биотита; *6* — клиновидный мусковит; *7* — кварц-мусковитовый комплекс; *8* — мелкочешуйчатый мусковит.

ных телах пегматоидных гранитов, имеющих пологое залегание. В них под экранами пластов метаморфических пород или их ксенолитами, в седловидных их частях под изгибами кровли сланцев и гнейсов находятся полого залегающие пегматитовые залежи. Их зональность резко отличается от описанной выше симметричной зональности. Она характеризуется тем, что под «экраном» кровли около висячего контакта наблюдается пегматоидная зона. По мере удаления от висячего контакта вниз она сменяется зоной апографического пегматита с участками кварц-мусковитового комплекса, переходящей затем в зону графического пегматита. В лежачей части таких тел наблюдается мелкозернистый пегматит. Такие пологие залежи наблюдаются на жилах 5 и 65 рудника Большого Северного (рис. 4.4).

ПЛАГИОКЛАЗОВЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Плагиоклазовые пегматиты являются, пожалуй, наиболее сложными для классификации объектами мусковитовых поясов. Они представлены, с одной стороны, самыми ранними, с другой — одними из наиболее поздних пегматитовых образований, различаясь по структуре, соотношению и типу слюд. Форма их меняется от петробласт и согласных линзовидных тел до ветвящихся залежей, переходящих в пегматоидные плагиограниты. Но есть и секущие жилы, редкие в Мамском поясе, но широко развитые в Северной Карелии.

По внутреннему строению среди плагиоклазовых пегматитов выделяются незональные и зональные (участково-зональные). Для первых характерно преобладание биотита либо наличие двух слюд. Во второй группе преобладает мусковит кварц-мусковитового комплекса, реже — пегматоидный.

Незональные плагиоклазовые пегматиты не являются однородной группой. Наиболее широко в поясах из монометаморфических комплексов распространены мелко- и среднезернистые согласные тела с гнейсовидной, согласной со сланцеватостью вмещающих пород текстурой, обусловленной чаще всего биотитом, реже мусковитом. Они нередко содержат реликтовые минералы, характерные для вмещающих пород,— дистен и гранат — и развиты только в пачках метапелитов (биотитовых, гранат-биотитовых, дистен-гранат-двуслюдяных плагиогнейсов и сланцев). Мелкие линзы плагиопегматитов окружены каймами слюд, свидетельствующих об их образовании за счет метаморфической дифференциации. Более крупные пластовые тела и сетчатые залежи имеют постепенные переходы к вмещающим породам. По существу, эта группа плагиоклазовых пегматитов является плагиомигматитами. Они широко развиты в Мамском поясе, особенно в его северо-западном крыле.

Секущие тела плагиоклазовых пегматитов имеют массивную текстуру, сложены мелко- и среднезернистым пегматитом с участками неясно-графической структуры, с табличками биотита, реже — мусковита. В Мамском поясе они встречаются редко, зато широко развиты в Бирюсинском поясе и Северной Карелии. В Карелии секущие жилы плагиопегматитов имеют преимущественно неясно-графическую структуру с ма-

ломощными оторочками аплитовой и ортотектитовой структур [Слюдоносные пегматиты..., 1976]. Это уже элементы зональности. И секущие, и согласные незональные тела этих типов обычно не несут промышленного ослюденения.

К незональным плагиоклазовым жилам следует отнести и пегматиты с крупноблоковой структурой, которая возникает при перекристаллизации мелкозернистых гнейсовидных плагиоклазовых пегматитов вблизи их пересечения двуполевошпатовыми жилами. Они характеризуются своеобразными изогнутыми пластинами слюд и являются источником «трещинного» мусковита (жилы 9, 10, г. Могучий, Мамский пояс и др.).

Зональные тела плагиоклазовых пегматитов сложены в приконтактовой части мелкозернистым, аплитовым или ортотектитовым пегматитом. К центру эта зона сменяется зоной графического плагиоклазового пегматита, переходящего затем в апографический и блоковый пегматит. В центральной части наблюдаются плагиоклазовый пегматоид и кварцевое ядро. В зонах мелкозернистого, графического, апографического и блокового пегматита широко развивается кварц-мусковитовый комплекс. Кристаллы пегматоидного мусковита наблюдаются на границе блоков плагиоклаза и кварцевого ядра. В жилах Северной Карелии они также обрамляют кварц-мусковитовый агрегат, располагаясь по границе его обособлений и блоков кварца [Слюдоносные пегматиты..., 1976].

Эти пегматиты образуют пластообразные одиночные тела, приуроченные к зонам рассланцевания с послойной и продольной трещиноватостью, а также к зонам смятия, дифференциального скольжения по слоистости с образованием трещин отрыва. Размеры их невелики, часто это маломощные согласные четковидные тела, субгоризонтальные секущие пластины (Мамский пояс) или секущие крутозалегающие жилы (Северная Карелия).

Жилы могут иметь кварц-мусковит-плагиоклазовый состав. В них иногда видны признаки свободного роста кристаллов минералов от контактов жил к их центральной части. Такие тела часты в пегматитовых поясах Восточной Сибири и Индии, наблюдаются они и в Аппалачской провинции Северной Америки (поле Спрус Пайн), залегают в биотитовых и двуслюдяных гнейсах и сланцах. При пластинчатой форме тел отношение длины к мощности составляет нередко 200—300. Контакты таких тел ровные. Б. М. Шмакин [1976] ряд подобных жил отнес к телам выполнения. В некоторых случаях устанавливается, что они являются апофизами тел двуполевошпатовых пегматитов. В Мамском пегматитовом поясе зональные тела представлены жилой 2 рудника Слюдянка, жилой 99 рудника Витимский, в Бихарском поясе Индии — жилой 2 месторождения Кодватия, в Раджастханском — серией жил месторождения Дхаули.

Тела плагиоклазовых пегматитов со слабо выраженной участковой зональностью широко распространены в Мамском пегматитовом поясе. Они контролируются зонами развития узких изоклинальных складок с крутопадающими крыльями [Чесноков, 1975] и образуют линейные полосы, в которых наблюдается кулисообразное расположение пегматитовых тел. Залегание последних продольно-секущее или субсогласное, форма пластинчатая. Размеры жил достигают нескольких сотен метров по простиранию и падению.

В этих телах наблюдаются приконтактовые зонки мелкозернистых пегматитов с унаследованной от вмещающих пород полосчатостью, основной же объем тел сложен блоковым и апографическим пегматитом с широко распространенными участками кварц-мусковитового комплекса, пластинами биотита с развивающимся по ним мусковитом (трещинные слюды). Наблюдаются небольшие участки графического или неясно-графического пегматита с биотитовыми табличками. Плагиоклазовые жилы с широким распространением блоковой структуры и кварц-мусковитового комплекса, как правило, оказываются пересеченными одной или несколькими жилами двуполевошпатовых пегматитов.

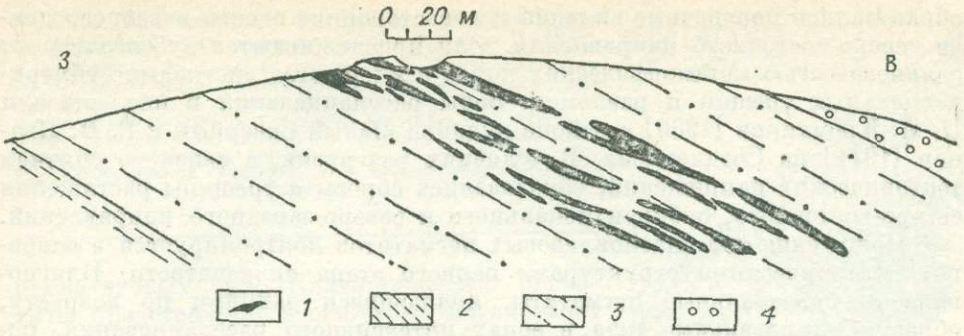


Рис. 4.5. Зона многочисленных плагиоклазовых пегматитовых линз участка Снежный месторождения Луговка.

1 — кварц-мусковит-плагиоклазовые линзы; *2* — биотитовые и *3* — гранат-биотитовые гнейсы; *4* — вторичные кварциты.

Такие пегматитовые тела распространены на участках Мочикит и Довгокит рудника Чуя, на участке Могучем рудника Колотовка. В Бирюсинском пегматитовом поясе близки к этим жилам пегматиты участка Свита жил, для которых характерно широкое развитие участков графических пегматитов.

Особую группу тел со слабо выраженной зональностью представляют собой многочисленные небольшие линзообразные согласные тела, слагающие крупные продольно-секущие серии жил в зонах рассланцевания гнейсов и сланцев. Они сложены кварцем, мусковитом и плагиоклазом, так что по сути вся жила сложена кварц-мусковитовым комплексом. Примером таких серий является участок гольца Снежного Мамского пояса (рис. 4.5), где кулисообразно расположена серия жил, имеющих линзообразную форму с длиной до 50 м и мощностью до 5 м. Б. М. Шмакин [1976] относит такие серии жил к телам замещения.

4.2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ В ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЯСАХ

Многочисленными исследованиями пегматитовых поясов установлено, что размещение слюдоносных пегматитов в них контролируется литолого-стратиграфическим, метаморфическим, структурно-тектоническим и магматическим факторами [Геологические факторы..., 1972, Руденко и др., 1975; Чесноков, 1975]. Литолого-стратиграфический и метаморфический контроль поясов слюдоносных пегматитов рассмотрены в главе 2. В настоящем разделе больше внимания обращается на роль структурно-тектонического и магматического факторов размещения слюдоносных пегматитов в пегматитовых поясах.

Как уже указывалось, в Мамском поясе область развития пегматитов совпадает с границами зон амфиболитовой фации метаморфизма: собственно мусковитовых — с дистен-альмандиновой субфацией, простых (керамических) — с силлиманит-альмандиновой субфацией [Соколов, 1970].

Геологическая структура пегматитового пояса описана в работах В. Н. Чеснокова [1975], Ю. Е. Рыцка и др. [Геологические факторы..., 1972]. В Мамском синклинории выделены два этапа складчатости [Чесноков, 1975]. Первый (главный) привел к формированию линейных складок, Центрального антиклинального поднятия и крупных флексурообразных субширотных и субмеридиональных изгибов. Около поднятия линейные складки пережаты и опрокинуты в обратные от него стороны. В зонах изоклинальной складчатости образовались протяженные тектонические нарушения в виде малоамплитудных чешуйчатых надвигов и взбросов.

Второй этап складчатости привел к усложнению поперечных надразломных флексур, в северо-западной зоне изоклинальной складчатости

образовались поперечные складки и левосторонние сдвиги и взбрососдвиги северо-восточного направления. Они прослеживаются субсогласно со сланцеватостью метаморфических пород и оперяются системами субмеридиональных трещин и разломов. Зоны рассланцевания в них описали И. И. Кремляков [1966] в районе рудника Малый Северный и Г. В. Иванов [1971] на Согдиондоне. В условиях разгрузки, в связи со снятием тектонических напряжений, образовались сбросы и трещины растяжения северо-восточного, субмеридионального и северо-западного направлений.

Положение тел плагиоклазовых пегматитов контролируется в основном тектоническими структурами первого этапа складчатости. Плагиоклазовые незональные пегматиты, являющиеся ранними по возрасту, образуют линзовидные тела в зонах интенсивного рассланцевания, послойного скольжения и небольших чешуйчатых сдвигов в крыльях линейных складок изгиба. Тела со слабо выраженной зональностью, сложенные блоковыми плагиоклазовыми пегматитами, находятся в протяженных линейных зонах. Их местоположение контролируется крупными разломами глубокого заложения, выраженными в толще зонами развития узких изоклинальных складок с крутопадающими крыльями около Центрального антиклинального поднятия. Пегматитовые жилы расположены в зонах цепочками или кулисообразно. Таковы зоны жилы 289 (уч. Мочикит), жилы 6 (уч. Новая Деревня), жил 9, 10 (уч. Могучий). В зонах надвигов в изоклинальных складках на северо-западном крыле Мамского синклинория образовались серии плагиоклазовых жил со слабо выраженной зональностью типа месторождения Снежное.

В северо-западной структурной зоне наблюдаются зональные жилы плагиоклазовых пегматитов, которые контролируются зонами смятия, дифференциального скольжения по слоистости с образованием трещин отрыва [Сапожникова, 1988].

Двуполевошпатовые пегматиты, имеющие анатектическое происхождение, слагают преобладающее количество промышленно слюдоносных жил Мамского пояса. Их положение контролируется тектоническими структурами второго этапа складчатости: субширотными и северо-западными складчатыми изгибами, повторно деформированными поперечными флексурами и линейными складками, системами субмеридиональных трещин и разломов, трещинами отрыва, оперяющими взбрососдвиги северо-восточного простирания, раздвигами в искривленных участках межпластовых перемещений.

В Мамском пегматитовом поясе еще на начальном этапе его изучения М. Ф. Смирнов [1936] заметил уменьшение количества пегматитового материала в метаморфической толще вкрест ее простирания с юго-востока на северо-запад и выделил три зоны: юго-восточную — обильных инъекций, центральную — нормальных инъекций и северо-западную — одиночных жил. В последующие годы в зоне обильных инъекций были выделены массивы гранит-пегматитов [Сучков, 1961], а затем — плагиоклазовых и двуполевошпатовых пегматоидных гранитов [Макагон и др., 1969; Шмакин, 1971; Бушев, 1975; Макагон, 1977]. Следовательно, была установлена отчетливая тенденция уменьшения количества пегматитовых жил по мере удаления от массивов пегматоидных гранитов. Эта закономерность видна на примере Большесеверского пегматитового поля [Бутвин, 1988], которое контролируется сложной структурой, представляющей собой сочетание Гремучинской синформы и Большесеверской антиформы, наложенной на изоклинальные складки. В Большесеверском поле наблюдается массив плагиоклазовых и двуполевошпатовых гранитов, расположенный в осевой зоне Большесеверской антиклинали (рис. 4.6).

В контактовой зоне массива размещаются многочисленные тела плагиоклазовых и двуполевошпатовых пегматитов, причем первые пересекаются вторыми. По мере удаления от массива количество пегматитовых тел снижается, и на участке Гремучинской синклинали наблюдаются в основном отдельные жилы. В этом же направлении уменьшаются размеры

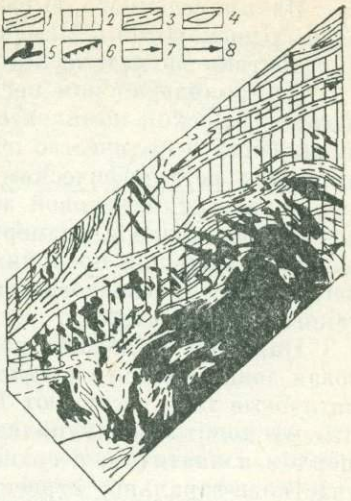


Рис. 4.6. Схематическая геологическая карта Большесеверского пегматитового поля [Бутвин, 1988].

1 — серебристые дистен-гранат-мусковит-биотитовые гнейсы; *2*—темно-серые гранат-двуслюдяные, гранат-амфиболовые гнейсы, биотитовые кварциты и прослои мраморов; *3* —гранат-двуслюдяные гнейсы с крупным дистеном; *4*—плагиоклазовые граниты и пегматиты: *5* — двуполевошпатовые граниты; *6* — разрывные нарушения; *7, 8* — оси структур: *7* — Гремучинской синформы, *8* — Большесеверской антиформы.

пегматитовых тел. Плагиоклазовые пегматиты представлены в основном согласными телами в полостях отслоения, обусловленных деформациями первого этапа складчатости. Двуполевошпатовые жилы выполняют секущие поперечные трещины второго этапа складчатости.

Вкрест простирания пояса к северо-западу и юго-востоку от массивов пегматоидных гранитов изменяется также состав и внутреннее строение пегматитов. В зоне гранитных массивов развиты преимущественно пегматиты с преобладанием микроклина — незональные, биотитовые. В стороны от центральной зоны в пегматитах увеличивается количество плагиоклаза, появляется мусковит. Здесь наиболее широко распространены зональные тела с промышленным ослюденением. В северо-западной полосе двуполевошпатовые пегматиты редки, преобладают плагиоклазовые пегматиты. Среди них большую долю составляют ранние плагиомигматиты, отличающиеся гранобластовой структурой и наличием биотита и мусковита. В меньшем количестве присутствуют плагиоклаз-мусковитовые жилы, окаймляющие участки распространения двуполевошпатовых жил. Двуполевошпатовые жилы, встречающиеся по периферии пояса, отличаются широким развитием мелкого мусковита и турмалина и, как будет показано ниже, обогащены редкими элементами.

Месторождения мусковитовых пегматитов в пределах Мамского пояса образуют узкую прерывистую полосу северо-восточного простирания, приуроченную к Олонгринской зоне тектонических нарушений глубинного заложения [Тарасов и др., 1975]. При этом отмечается повторяемость через определенные расстояния мусковитовых месторождений — в северо-восточном блоке через 25 км, а в юго-западном — через 12—13 км. Такая же равномерная повторяемость наблюдается и для «узлов» пегматитовых жил в месторождениях (рис. 4.7), а также для жил и свит жил в пределах «узлов». Эту закономерность Е. В. Тарасов с соавторами [1975] связывают с особенностями образования разрывов сколового генезиса, оперяющих Олонгринскую тектоническую зону.

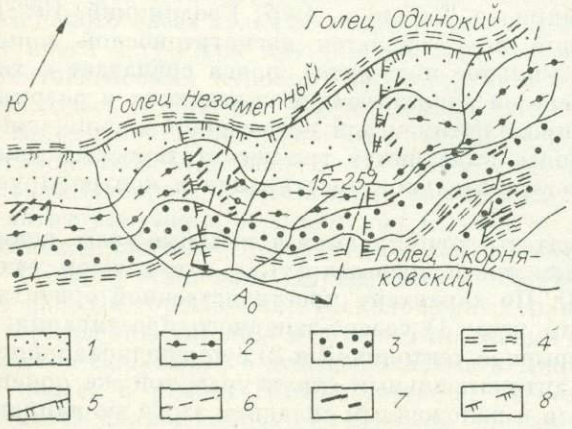


Рис. 4.7. Схема размещения мусковитовых пегматитов центральной части Согдиондонского месторождения. [Тарасов и др., 1975].

1—4 — гнейсы: 1 —роговообманковые; *2* — узловатые гранат-двуслюдяные и гранат-мусковитовые; *3* — роговообманковые, гранат-биотитовые и графит-биотитовые, *4* — дистен-гранат-мусковитовые и гранат-двуслюдяные; *5* — сдвиго-надвиговое нарушение; *6* — эмпирические траектории стресса скалывания; *7* — мусковитовые пегматиты; *8* — разрывные нарушения; A_0 — «шаг» между эмпирически рассчитанными траекториями стресса.

Из приведенного выше материала следует, что размещение слюдоносных пегматитов в Мамском поясе является результатом сложного взаимодействия магматического и структурно-тектонического факторов.

В Хамардабанском пегматитовом поясе, расположенном в зональном метаморфическом комплексе, распространение пегматитов различной специализации и количество пегматитового материала в толще четко контролируются метаморфическим фактором [Макрыгина, 1981]. В мигматитах ортоклаз-силлиманитовой зоны метаморфизма количество пегматитов относительно низко и размеры жил невелики. Здесь встречаются линзообразные небольшие послойные тела биотитовых ортоклаз-плагиоклазовых пегматитов. В гнейсогранитах наблюдаются пегматоидные обособления такого же состава.

Наиболее насыщена пегматитовым материалом мусковит-силлиманитовая зона, здесь его количество составляет 10—20 % объема толщи. Пегматитовые тела достигают 1—2 км в длину при мощности от 5 до 100 м. Это мусковитовые двуполевошпатовые пегматиты с биотитом, обильным шерлом и апатитом, с гранатом, ортитом, цирконом. Обычно тела имеют участково-зональное строение. Они распространены относительно одинаково и в гнейсах корниловской свиты, и в амфиболовых сланцах шубутуйской свиты, но вблизи гранитных массивов с интрузивными контактами количество пегматитовых жил резко снижается (см. рис. 2.11).

В ставролит-андалузитовой зоне развиты микроклин-альбитовые пегматиты редкометалльно-мусковитового типа. Количество пегматитового материала здесь снижается, составляя 5—7 % объема толщи. Жилы достигают 50—500 м в длину и 2—20 м по мощности. От изограды фибролита (силлиманита I) к изограде ставролита нарастает интенсивность альбитизации в пегматитах при сокращении количества жил, а на изограде ставролита появляются сподуменсодержащие пегматиты.

Таким образом, в пегматитовых поясах монометаморфических комплексов наблюдается зональность в размещении жил разного состава, контролируемая границами метаморфических зон, зон гранитизации и анатектическими гранитоидами и, во вторую очередь,— тектоническими нарушениями высоких порядков.

В Северо-Карельском поясе Беломорского мегаблока пегматиты распределены очень неравномерно. Уже в ранних исследованиях подчеркивалась приуроченность пегматитов разных подформаций к различным по составу и степени мигматизации свитам. Керамические пегматиты тяготеют к интенсивно мигматизированной керетской свите основного состава, слюдяно-керамические — к амфиболитам хетоламбинской, а слюдяные — к слабо мигматизированным глиноземистым гнейсам чупинской и лоухской свит [Бунтин, 1937а, б]. Насыщенность толщи пегматитовыми жилами наиболее велика при средней степени мигматизации [Шуркин и др., 1962]. Но большинство исследователей этого региона считают тектонический фактор главным, определяющим размещение слюдоносных пегматитов [Мишарев и др., 1960; Смирнова, Бабошин, 1967; Гродницкий, 1982].

Беломорский пегматитовый пояс является пегматитоносной зоной первого порядка. Субмеридиональное положение пояса совпадает с характерной для нижнего протерозоя ориентировкой складчатых и разрывных структур, являющихся продолжением зон повышенной проницаемости в фундаменте. Внутри пояса выделяются три пегматитоносные зоны второго порядка, имеющие северо-западное простирание и контролируемые зонами разломов.

В пределах этих зон пегматиты группируются в жильные узлы, количество которых в Беломорском поясе превышает 150, а в каждом узле варьирует от 100 до 300—400. По характеру пространственной ориентировки выделяются две группы жил: 1) северо-западного простирания с предполагаемой связью с разрывной тектоникой и 2) субмеридионального простирания, тяготеющие к антиклинальным структурам той же ориентировки в чупинской свите или к наложенным складкам этого же направ-

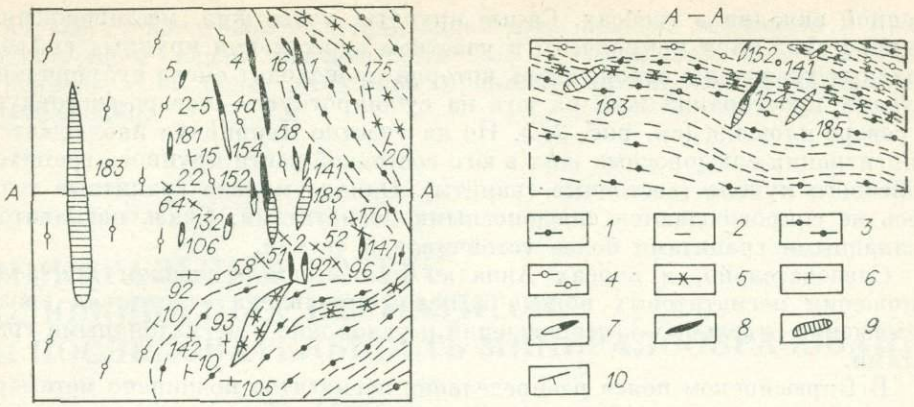


Рис. 4.8. Схема распределения различных типов слюдоносных пегматитов на южном участке месторождения Малиновая Варака [Слюдоносные пегматиты..., 1976.]

1—4 — гнейсы: *1* — гранат-биотитовые среднезернистые, *2* — биотитовые, *3* — кианит-гранат-биотитовые средне- и мелкозернистые, *4* — кианит-гранат-биотитовые грубозернистые; *5* — лейкократовые биотитовые гнейсы и аплиты; *6—9* типы пегматитов: *6—1*, *7—2*, *8—3*, *9—4*; *10* — элементы залегания. Цифрами указаны номера жил.

ления в более древних породах. Первая группа жил наблюдается на месторождении Станционный полуостров и в районах Пиртозера, Сопозера, оз. Постельного; вторая — на месторождениях Малиновая Варака, Плотина, Карельский.

Главной закономерностью в распределении пегматитов различных структурно-минералогических типов является приуроченность микроклинсодержащих пегматитов к наиболее поздним узким зонам диафтореза субмеридионального направления. В них размещаются наиболее дифференцированные и богатые мусковитом пегматитовые тела [Салье, 1975; Слюдоносные пегматиты..., 1976; Гродницкий и др., 1985]. Примером такого распределения пегматитов внутри жильного узла может служить Южный участок месторождения Малиновая Варака (рис. 4.8). Здесь представлены жилы всех четырех типов. Наиболее широко и равномерно распространены плагиоклазовые жилы. Микроклинсодержащие жилы с мусковитом и лейстовым биотитом, немногочисленные, но крупные, локализованы в узкой линейной зоне. Они образуют серию жил субмеридионального простирания. В нижней части серии располагается биотит-микроклиновая жила. Выше — пологие дифференцированные, богатые мусковитом пегматитовые тела. Количество микроклина в жилах серии убывает снизу вверх.

В Аппалачских поясах Блу-Ридж и Пидмонт, как и в Мамском поясе, прослеживается пространственная связь пегматитов с массивами пегматоидных гранитов. Наблюдается зависимость размещения пегматитов от эрозионного среза гранитов. Так, в юго-западной и северо-восточной частях пояса Блу-Ридж крупные выходы гранитов в центральных частях гранитогнейсовых куполов свидетельствуют о значительном эрозионном срезе. Здесь, в районах Мэкон-Джексон и Уилки-Эйш, пегматитовые жилы залегают в метаморфических породах на значительном удалении от массивов. В Центральном блоке пояса, судя по разрозненным и мелким выходам гранитов, вскрыта лишь верхняя часть купола. Многочисленные пегматитовые жилы залегают как в гранитах, так и в гнейсах, образуя крупное и наиболее продуктивное пегматитовое поле Спрус Пайн.

Пегматитовый пояс Внутреннего и Юго-Восточного Пидмонта включает ряд месторождений, расположенных плавно изогнутой полосой от месторождения Амелия в штате Вирджиния до месторождений района Томастон-Барнсвилл в штатах Алабама и Джорджия. В центральной части пояса, в районе Шелби-Хиккори, пегматитовые жилы тяготеют к контактам силлов западных гранитов, залегая в их висячем боку и крыле

крупной складки в гнейсах. Самые крупные узлы жил месторождений Шелби и Фаллстон приурочены к участкам пересечения крупных силлов западных гранитов с зоной, вдоль которой происходит смена субмеридиональных простираний жил на юге на субширотную — северо-восточную на севере площади (см. рис. 2.8). Но на участке Черривилл наблюдается концентрация слюдоносных жил в юго-восточной части крупного гранито-гнейсового купола (восточные граниты). Однако многие гранитные тела здесь не сопровождаются слюдоносными пегматитами. Связь пегматитов с западными гранитами более устойчивая и четкая.

Следовательно, в поясах Аппалач при метаморфическом контроле положения пегматитовых поясов в целом проявлена отчетливая связь размещения отдельных месторождений и узлов жил с пегматоидными гранитами.

В Бирюсинском поясе распределение пегматитов подчинено метаморфической зональности [Федоров, Сизых, 1975]. Простые (незональные) двуполевошпатовые пегматиты с биотитом распространены в зоне двуполевошпатовых мигматитов. В зоне дистен-альмандин-мусковитовой и ставролит-дистен-мусковитовой субфаций амфиболитовой фации метаморфизма наблюдаются жилы двуполевошпатовых и плагиоклазовых пегматитов с биотитом и мусковитом. Пегматитовые тела с промышленным мусковитом встречаются как в зоне диафтореза, так и в зоне прогрессивного метаморфизма амфиболитовой фации, причем в последней — более широко. Они группируются в узкие субширотные зоны, совпадающие пространственно с зонами интенсивного рассланцевания и мусковитизации метаморфических пород.

Пегматитовые пояса Бихара и Раджастхана (Индия), а также пояс Урунгве (Зимбабве) характеризуются отчетливой связью слюдоносных пегматитов с определенными массивами гранитоидов [Chakrabarti, Saha, 1974; Wiles, 1961; Шмакин, 1987]. В пегматитовом поясе Раджастхан, например, внутри гранитных массивов наблюдаются в основном безрудные (простые) пегматитовые жилы. В экзоконтактовой зоне до 3 км шириной расположены крупные инъекционные тела двуполевошпатовых мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов, а за пределами этой зоны — небольшие жилы плагиоклазовых пегматитов с мусковитом. Для пегматитового пояса Урунгве тесная связь слюдоносных пегматитов с гранитными телами проявлена настолько отчетливо, что Дж. У. Уайлс [Wiles, 1961] предполагает наличие гранитных массивов на глубине под сериями пегматитовых жил, около которых гранитные тела отсутствуют. В этом поясе распространение пегматитовых жил с промышленной слюдоносностью ограничено силлиманит-мусковитовой и дистеновой (с реликтами силлиманита) зонами, тогда как редкометалльно-мусковитовые жилы без промышленного мусковита не имеют метаморфического контроля.

* *
*

Таким образом, при сравнении особенностей размещения слюдоносных пегматитов в пегматитовых поясах (см. гл. 2, 4) видно, что локализация зон непосредственно слюдоносных пегматитов определяется литолого-стратиграфическим и метаморфическим факторами, а размещение слюдоносных жил и их «узлов» часто контролируется магматическим и структурно-тектоническим факторами. При этом в поясах с полиметаморфическим развитием главным фактором размещения слюдоносных узлов и жил являются линейные тектонические зоны, сопровождаемые диафторезом. В зональных метаморфических комплексах наблюдается четкая приуроченность мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов к определенным метаморфическим зонам, а узлов и отдельных жил — к пегматоидным гранитам. В поясах пегматитов с промышленной редкоме-

таллько-мусковитовой специализацией явно заметна тенденция к пространственной связи пегматитовых тел с определенными массивами гранитов, т. е. более отчетливо проявлен магматический контроль их размещения.

Глава 5

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты неоднородны по минеральному составу как внутри отдельных жил, часто имеющих зональное строение, так и в пределах поясов и полей, в которых также нередко проявлена зональность. Поэтому эволюцию их минерального состава следует рассматривать в двух аспектах: 1) изменение количественного минерального состава внутри каждой формации и типов пегматитов, а также различия между формациями; 2) эволюция состава минералов в зональности поясов и полей, в типах пегматитов и внутри зональных пегматитовых тел.

5.1. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПЕГМАТИТОВ

В этом разделе будут рассмотрены особенности минерального состава жил, типов пегматитов, зональных поясов и полей, формаций в целом. Несмотря на неоднородность минерального состава всех этих подразделений, породообразующие минералы не отличаются разнообразием: пегматиты на 98—100 % состоят из кварца, полевых шпатов и слюд. Гораздо шире набор акцессорных минералов. Для мусковитовых пегматитов наиболее распространенными являются апатит, турмалины (шерл) и гранат; более редки ортит, монацит, циркон, магнетит, сульфиды. В отдельных телах встречаются уранинит, берилл, колумбит, графит, дистен, рутил, роговая обманка, цоизит, сфен, ксенотим, самарскит, флюорит, скаполит, кальцит, карбуран, анкерит, лазулит. Разнообразны вторичные минералы: хлорит, серицит, марказит, вивианит, малахит, азурит, цеолиты и ряд других.

В редкометалльно-мусковитовых пегматитах набор минералов почти тот же, но гораздо более распространены, иногда до промышленных содержаний, берилл, касситерит, колумбит, а также более редкие танталониобаты, ганит, сфалерит и некоторые другие минералы.

Для минерального состава мусковитовых пегматитов характерны широкие вариации в пределах поясов и отдельных полей. Пегматитовые пояса, залегающие в монометаморфических зональных комплексах (Мамский пояс), проявляют некоторые элементы зональности. Как уже указывалось выше, по минеральному составу прежде всего выделяются плагиоклазовые и двуполевошпатовые пегматиты. В пределах пояса двуполевошпатовые пегматиты в большей мере сконцентрированы в его центральных частях («зона обильных инъекций»). По данным В. Н. Чеснокова [1966], количество калишпата в пегматитах также увеличивается к зоне Центрального антиклинального поднятия. На флангах пегматитового пояса преобладают плагиоклазовые пегматиты — как наиболее ранние плагиомигматиты (гнейсопегматиты по В. Н. Чеснокову), так и более поздние, нередко пересекающие двуполевошпатовые тела жилы выполнения. К краевым частям пояса в пегматитах также растет разнообразие акцессорной минерализации. Но эта закономерность проявлена только

Таблица 5.1

Минеральный состав незональных тел двуполевошпатовых пегматитов из поясов Восточной Сибири [Шмакин, 1976], об. %

Минерал	Мамский пояс		Бирюсинский	Приольхонский
	Блоково-графический пегматит с аплитовой оторочкой	*Тело с графической* и аплитовой зонами и ядром раннего пегматоида	Блоково-графический	Графический пегматит с лейстами биотита
Калишпат	65,6	52,1	80,5	65,3
Плагиоклаз	5,0	4,6	—	5,0
Кварц	29,1	34,5	19,5	26,7
Биотит	0,1	4,2	—	3,0
Мусковит	0,2	3,8	—	—
Турмалин	—	0,3	—	—
Гранат	—	0,5	—	—

как тенденция, ибо вследствие длительного развития складчатых структур и зон трещиноватости во времени происходило неоднократное наложение поздних этапов пегматитообразования на более ранние, что усложняло и нарушало зональность.

Рассмотрим особенности минерального состава групп пегматитов, выделенных выше.

Незональные тела двуполевошпатовых пегматитов, сложенные в основном мелкозернистыми и графическими разностями, характеризуются обычно преобладанием калишпата над плагиоклазом. Но в пегматитах, залегающих среди известково-силикатных пород, дистен-гранат-двуслюдяных гнейсов и сланцев, а также в мраморах плагиоклаз преобладает над калишпатом. Биотит и кварц наблюдаются во всех телах незональных пегматитов. Для аплитовой и мелкозернистой зон характерны чешуйки и мелкие таблички, для графической — лейсты биотита. Кварц в аплитовой и мелкозернистой зонах заполняет интерстиции между зернами полевых шпатов, в графической зоне он образует вростки в калишпате и плагиоклазе. Мусковит в этих зонах редок, он образует отдельные чешуйки и мелкие таблички. Из акцессорных минералов встречаются гранат, апатит, турмалин, циркон, магнетит, ортит.

Содержание калишпата в незональных пегматитах мусковитовой формации различных районов Восточной Сибири колеблется в среднем от 52 до 80 об.% (табл. 5.1). Калишпат незональных пегматитов представлен как ортоклазом, так и микроклином различной степени упорядоченности. Плагиоклаз содержит от 15 до 30 % анортита. Биотит имеет общую железистость от 50 до 57 %. В эндоконтактовых оторочках тел наблюдаются иногда минералы, характерные для вмещающих пород: дистен, амфибол, цоизит, эпидот.

Зональные тела двуполевошпатовых пегматитов в соответствии с количеством последовательно формирующихся структурных зон имеют ряд определенных парагенетических ассоциаций минералов. Для разных мусковитовых провинций исследователи описывают разное количество таких ассоциаций. В полевошпатово-слюдяных пегматитах США Е. Н. Камерон с соавторами выделили 11 парагенетических ассоциаций [Внутреннее строение..., 1951]. В двуполевошпатовых пегматитах Северной Карелии описано пять структурно-минеральных комплексов [Слюдоносные пегматиты..., 1976]. Выделенные в этих работах ассоциации не охватывают всего разнообразия зональности двуполевошпатовых пегматитов. Достаточно полно, на наш взгляд, характеризуют все разнообразие двуполевошпатовых пегматитов семь ассоциаций, предложенных Б. М. Шмакиным [1976] для Мамского пояса: I — эндоконтактовых мелкозернистой и аплитовой зон; II — зон графической структуры; III — зон апографической структуры; IV — пегматоидных зон; VI — альбитовых участков и VII —

IV - кварц-мусковитового комплекса

зон растворения кварца. Остановимся на их детальной характеристике. За основу везде взято описание минералов из пегматитов Мамского пояса.

Минеральная ассоциация I включает плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит, иногда мусковит, гранат, апатит, турмалин. Соотношение главных минералов в этой ассоциации близко к гранитному. Количество биотита составляет 0,5—4 %. Плагиоклаз I образует небольшие гипидиоморфные зерна. Он представлен олигоклазом, реже андезином (до № 35). Содержание анортитовой составляющей коррелируется с количеством кальция во вмещающих породах: на контактах с мраморами и амфиболитами наблюдается андезин (№ 31—34), с кварцитами и биотитовыми гнейсами — олигоклаз (№ 18—26). В среднем плагиоклаз содержит 27 % анортитовой составляющей.

Калишпат I образует в эндоконтактовой оторочке пегматитовых тел Мамского пояса небольшие кристаллы белого и светло-розового цвета. Он бывает как сдвойникованным, так и без двойникования. Угол оптических осей колеблется от —65 до —82°. Степень рентгеновской триклинности изменяется от 0 до 0,58, составляя в среднем 0,32, так что этот калишпат представлен ортоклазом и промежуточным микроклином.

Кварц I кристаллизуется одновременно с плагиоклазом I и калишпатом I в мелкозернистой и аплитовой зонах, его зерна заполняют интерстиции между зернами полевых шпатов.

Биотит I образует чешуйки и мелкие таблички, которые иногда расположены субперпендикулярно линии контакта. Он отличается относительно высокой общей железистостью, составляющей 55—62 %.

Структурно-парагенетическая ассоциация II представлена ассоциацией зон графического пегматита, состоящей из калишпата, плагиоклаза и кварца. Соотношение главных минералов в ней близко к приведенным в табл. 5.1 для незональных пегматитов, оно характеризуется резким преобладанием калишпата над плагиоклазом.

Плагиоклаз II представлен графическими срастаниями с кварцем в незамещенных пегматитовых телах или участках замещенных тел. Состав его довольно постоянный — № 20—25. Калишпат — минерал первичной магматической кристаллизации — образует графические срастания с кварцем. Угол оптических осей в нем изменяется от —72 до —85°, Δ_p — от 0,25 до 0,96. Кварц представлен ихтиоглиптами, составляющими от 23 до 30 % объема графики.

Ассоциация III — ассоциация зон апографической структуры — включает калишпат, кварц, биотит. Калишпат встречается в виде апографических срастаний с кварцем, блоков и кристаллов-метасом. По структурному состоянию он образует ряд от промежуточного ортоклаза до максимального микроклина. Вростки кварца в этой зоне занимают меньший объем, встречаются также небольшие кварцевые обособления между блоками микроклина. Биотит наиболее широко распространен в двуполевошпатовых пегматитах. Он образует лейсты, достигающие иногда больших размеров,— более 1 м в длину. Такие лейсты пересекают границы других минералов, а иногда и зон. Железистость биотита 55—58 %.

Ассоциация IV представлена кварц-мусковитовым комплексом, состоящим в основном из кварца, мусковита и плагиоклаза, с реликтами калишпата и биотита. Главный объем зон замещения составляют закономерные срастания кварца и мусковита, развивающиеся по полевым шпатам. Мусковит образует пластинчатые и столбчатые кристаллы, неправильной, реже псевдогексагональной формы. Размерность его часто пропорциональна величине замещаемых полевых шпатов.

Плагиоклаз в этих зонах часто развивается по калишпату или перекристаллизуется при замещении полевых шпатов кварц-мусковитовым агрегатом. *Этот плагиоклаз содержит в среднем 16 % анортитовой составляющей.*

Калишпат и биотит встречаются обычно в виде реликтов, но иногда испытывают перекристаллизацию. Железистость биотита несколько ни-

же — в среднем 54 %. Калишпат представлен промежуточным и максимальным микроклином с $\Delta_p = 0{,}64—0{,}90$ и хорошей микроклиновой решеткой.

В кварц-мусковитовом комплексе обычен апатит, количество которого достигает иногда 5—10 %. Изредка в нем встречаются включения монацита. Часто в этих зонах присутствуют шерл и спессартин, как в виде идиоморфных кристаллов, так и в форме характерных графических срастаний с кварцем.

Структурно-парагенетическая ассоциация V — ассоциация пегматоидных зон — включает плагиоклаз, микроклин, кварц, мусковит, реже биотит. *В этих зонах широко распространены акцессорные минералы:* апатит, гранат, турмалин, монацит, берилл.

Плагиоклаз образует крупные идиоморфные кристаллы в центральных частях пегматитовых тел, *в его составе в среднем 10 % анортита.* Крупные идиоморфные кристаллы калишпата в пегматоидных зонах представлены максимальным микроклином с $\Delta_p = 0{,}9—1{,}0$. Он обычно окрашен в розовый или красноватый цвет, что обусловлено присутствием окислов и гидроокислов железа. Кварц пегматоидных зон располагается в интерстициях блоков полевых шпатов или образует кварцевые «ядра» и «оси». Биотит образует пластины в кварце с более низкой железистостью — *в среднем 48 %. Мусковит представлен обычно крупными* ельчатыми пластинами и клиновидными кристаллами, которые часто расположены вдоль границ блоков полевых шпатов и кварца. Реакционные отношения с полевыми шпатами отсутствуют, что свидетельствует о близкоодновременной, хотя и несколько более поздней его кристаллизации.

Апатит образует идиоморфные кристаллы голубого или зеленовато-голубого цвета, расположенные преимущественно в кварце. Турмалин представлен также шерлом, который в виде прекрасно образованных кристаллов, достигающих иногда 0,5—1 м в длину, встречается в кварце пегматоидных зон и кварцевых ядер. Крупные (до 4 см) темно-красные и коричневые кристаллы граната наблюдаются в кварце и микроклине. Простые формы в его огранке представлены в основном ромбододекаэдром, иногда в комбинации с тетрагонтриоктаэдром. Монацит встречается в кварце. Широко распространен берилл в виде крупных кристаллов до 60 см длиной. Цвет их голубой, зеленовато-голубой, медово-желтый, очень редки бесцветные кристаллы.

Структурно-парагенетическая ассоциация VI — ассоциация участков альбитизации — не образует непрерывных зон, развиваясь небольшими пятнами в апографической и пегматоидной зонах. Она включает альбит, мусковит, кварц, из акцессорных минералов — апатит, берилл, турмалин, гранат и колумбит.

Плагиоклаз здесь представлен клевеландитом или массивными, среднезернистыми агрегатами альбита (№ 3—9) в ассоциации с небольшим количеством кварца и зеленовато-желтым мусковитом. Кварц часто представлен дымчатыми идиоморфными кристаллами. Мусковит формирует пластинчатые кристаллы, иногда зеленоватый мусковит обрастает серебристо-серые центральные зоны.

Небольшие кристаллы синевато-зеленого апатита включены в кварц или альбит и ассоциируются с зеленым мусковитом, малиновым гранатом или желтым бериллом. Турмалин ранних генераций в зонах альбитизации замещается мусковитом, образующим мелкочешуйчатые псевдоморфозы по его кристаллам. Но частично турмалин перекристаллизуется с образованием кристаллов темно-зеленого цвета. Ярко-розовые мелкие гранаты имеют ромбододекаэдрическую форму. Берилл наблюдается в виде кристаллов янтарно-желтого или зеленого цвета различных размеров, иногда до 50 см длиной.

Структурно-парагенетическая ассоциация VII распространена очень незначительно. Полости растворения в мусковитовых пегматитах редки, размеры их невелики. В них образуются кристаллы кварца, пластинки

Таблица 5.2

Минеральный состав зон послемагматического замещения зональных тел двуполевошпатовых пегматитов пегматитовых поясов Восточной Сибири, об. %

Минерал	Пояс, месторождение, № жилы						
	Мамский, Малое Северное		Мамский, Грековское	Бирюсинский, Тепсинское			Приольхонский
	28	23	119	7	38	2	Жила Намши-Нур
Калишпат	43,9	61,0	43,2	10,6	13,5	—	17,5
Плагиоклаз	15,4	3,0	10,9	42,0	39,0	3,5	35,0
Кварц	21,9	20,2	35,5	30,4	32,5	47,0	33,8
Биотит	5,2	7,5	4,7	6,0	0,4	0,5	3,2
Мусковит	12,5	8,0	5,6	11,0	14,6	49,0	9,6
Турмалин	0,8	0,3	—	—	—	—	0,4
Апатит	0,3	—	0,1	—	—	—	0,3
Гранат	—	—	—	—	—	—	0,2

Примечание. Подсчеты сделаны для слюдоносных участков пегматитовых тел, подсчет для жилы 2 выполнен по зоне кварц-мусковитового комплекса, в остальных случаях на участке подсчета присутствовали и другие зоны.

зеленоватого мусковита и таблички альбита, содержащего 2 % анортитовой составляющей, а также призматические кристаллы светло-желтого берилла.

В минеральном составе поздних структурно-парагенетических ассоциаций пегматитов Мамского пояса возрастает количество плагиоклаза и акцессорных минералов и понижается содержание калишпата по сравнению с зонами графической структуры (табл. 5.1, 5.2).

Для пегматитов Бирюсинского пояса, как и для пегматитов Енисейского кряжа, характерны первые пять указанных выше структурно-парагенетических ассоциаций. При этом плагиоклаз ассоциаций IV и V в пегматитах Бирюсинского пояса богаче, а Енисейского кряжа — беднее анортитом, чем плагиоклаз тех же ассоциаций из пегматитов Мамского пояса. В пегматитах поясов Индии присутствуют первые шесть структурно-парагенетических ассоциаций, причем в редкометалльно-мусковитовых пегматитах тех же мусковитовых поясов наблюдается более широкое развитие поздних минеральных ассоциаций V и VI. Плагиоклаз ассоциаций редкометалльно-мусковитовых пегматитов содержит меньше анортита, чем ассоциаций мусковитовых пегматитов, а микроклины тех и других близки по структурному состоянию. Для пегматитового пояса Урунгве (Зимбабве) характерны пегматитовые тела, в которых широко развиты ассоциации IV—V, так что в эндоконтактовой части этих тел наблюдается кварц-мусковитовый комплекс. Мусковитовые пегматиты здесь ассоциируют с редкометалльно-мусковитовыми, развитыми шире. В последних распространены те же минеральные ассоциации, но встречается также ассоциация VI.

В пегматитовом поясе Северной Карелии двуполевошпатовые пегматиты существенно отличаются от описанных выше тем, что ранние их ассоциации часто включают только один полевой шпат — плагиоклаз. Эндоконтактовая зона пегматита аплитовой и ортотектитовой структур и следующая за ней к центру зона неясно- и апографического пегматита имеют плагиоклазовый состав, в некоторых случаях в них наблюдаются участки микроклинового пегматита и гнезда кварц-мусковитового агрегата. В центральной части находятся плагиоклазовый пегматит пегматоидной структуры и затем такой же микроклиновый пегматит или плагиоклаз-микроклиновый пегматит апографической, грубографической и пегматоидной структур с многочисленными лейстами биотита и затем блоковый микроклиновый пегматит. Генерации минералов, отмечаемые в этих пегматитах [Салье, Глебовицкий, 1976; Слюдоносные пегматиты..., 1976],

выделены несколько по другим принципам, но последовательность их образования — примерно та же, что и для указанных ранее поясов.

Для полевошпатовых мусковитовых пегматитов поясов Аппалачей характерно развитие кварц-мусковитового комплекса с плагиоклазом в эндоконтактовых зонах и пегматоида — в центре пегматитовых тел, так что в последних наиболее развиты структурно-парагенетические ассоциации IV и V. Для редкометалльно-мусковитовых пегматитов отмечается широкое развитие существенно альбитовых комплексов ассоциации VI, содержащих также и микроклин-пертит.

Сравнивая редкометалльно-мусковитовые и мусковитовые пегматиты различных пегматитовых поясов, необходимо отметить, что везде в редкометалльно-мусковитовых пегматитах более широко развиты структурно-парагенетические ассоциации пегматоидных зон и зон альбитизации, причем для одних поясов характерно широкое развитие последних (Бихарский и Раджастханский пояса Индии), тогда как в других (пояс Урунгве) они развиты слабо, и главной ассоциацией здесь является ассоциация пегматоидных зон с кварцевым ядром.

Плагиоклазовые незональные пегматиты сложены плагиоклазом, кварцем и биотитом, иногда с небольшим количеством калиевого полевого шпата и мусковита. Пегматит мелко- и среднезернистый неясногранической структуры. Тела плагиоклазовых незональных пегматитов широко распространены в Мамском и Бирюсинском поясах, а также в Северной Карелии. Здесь они выделены в тип плагиоклазовых недифференцированных жил с таблитчатым биотитом [Слюдоносные пегматиты..., 1976]. Они невелики по размерам и не несут промышленного оруденения. Одной из распространенных разновидностей плагиоклазовых пегматитов являются ранние обычно маломощные линзы так называемых диабластических пегматитов [Соколов, 1970], отдельные тела которых могут достигать значительных размеров.

О количественном минеральном составе незональных пегматитов можно судить по табл. 5.3. Плагиоклаз этих пегматитов содержит 20—35 % анортитовой составляющей. При этом в пегматитах Мамского пояса распространен олигоклаз с 20—28 % анортита, для пегматитов Северной Карелии характерен плагиоклаз № 24—28, в Бирюсинском поясе он содержит 25—35 % анортита [Глебов, 1971]. *Кварцевые зерна заполняют* интерстиции между зернами плагиоклаза или образуют вростки в мелких плагиоклазовых блоках. Биотит представлен чешуйками и табличками, его общая железистость равна 47—54 %. Мусковит в виде мелких чешуек развивается по плагиоклазу и биотиту. Иногда в эндоконтактовых зонах пегматитов встречаются минералы вмещающих пород: дистен, гранат, графит. Из акцессорных минералов наиболее распространены апатит, ортит, циркон, турмалин. Эти пегматиты не содержат заметных количеств мусковита.

Таблица 5.3

Минеральный состав плагиоклазовых пегматитов по данным Б. М. Шмакина [1976], М. П. Глебова [1971], об. %

Минерал	Незональные тела		Зональные тела			
	Мамский пояс	Бирюсинский пояс	Мамский пояс		Бирюсинский пояс	
			1	2	1	2
Плагиоклаз	61,2	60	31,0	39,3	48,0	50,0
Биотит	4,3	5	—	6,3	—	10
Кварц	34,3	34	35,2	30,5	39,6	25
Мусковит	0,2	1	29,3	22,2	11,8	15
Гранат	<0,1	—	0,9	—	—	—
Турмалин	—	—	1,7	—	0,4	—
Апатит	<0,1	—	1,9	0,8	0,2	—
Ортит	—	—	—	1,0	—	—

Примечание. Зональность тел выражена четко (1) и слабо (2).

Плагиоклазовые зональные пегматиты широко распространены в пегматитовых поясах Восточной Сибири, Северной Карелии, Индии и Аппалач. Для них характерно зональное строение, и в соответствии с последовательностью структурных зон выделяются следующие структурно-*парагенетические ассоциации*: 1) *ассоциация мелкозернистой эндоконтактовой зоны*, включает плагиоклаз, кварц, биотит и мусковит; 2) ассоциация зон графической и неясно-графической структур, состоящих в основном из плагиоклаза и кварца с небольшим количеством биотита; 3) ассоциация блоковой и апографической зон с участками кварц-мусковитового комплекса, которая широко распространена в центральной части жил; 4) в самом центре наблюдается ассоциация крупноблоковых обособлений *плагиоклаза и кварца, иногда с кварцевым ядром или «осью»*. С ними ассоциируют крупные пластинчатые и клиновидные кристаллы мусковита.

Первые две структурно-парагенетические ассоциации близки по минеральному составу к соответствующим ассоциациям незональных пегматитов. Плагиоклаз в них содержит 18—28 % анортитовой составляющей. Общая железистость биотита порядка 50—55 %. Графический плагиоклазовый пегматит характеризуется небольшими вариациями в соотношении плагиоклаза и кварца. По данным Л. Н. Сапожниковой [1985], для Мамского пояса количество плагиоклаза изменяется от 58,8 до 62,3 %, а кварца — от 34,3 до 36,7 %. Плагиоклаз содержит 21—28 % анортитовой составляющей, при этом низкое количество анортита в этом минерале характерно для пегматитовых жил с хорошо выраженной зональностью.

Ассоциация блоковой и апографической зон включает плагиоклаз № 15—24, образующий блоки, которые замещаются кварц-мусковитовым комплексом. Этот плагиоклаз по времени образования близок к плагиоклазу кварц-мусковитового комплекса в двуполевошпатовых пегматитах. Биотит ($f_{общ}$ = 48—49 %) этой ассоциации образует крупные пластины и лейсты; мусковит — как кварц-мусковитового комплекса, так и замещающий пластины и лейсты биотита.

В центральной части жил наблюдаются крупные блоки плагиоклаза № 7—15 в ассоциации с кварцем и крупнопластинчатыми и клиновидными кристаллами мусковита. Здесь часто встречаются акцессорные минералы: апатит, турмалин, гранат.

Наряду с полнозональными жилами отмечаются тела плагиоклазовых пегматитов, *где очень сильно развиты поздние блоковая с кварц*-мусковитовым комплексом и пегматоидная зоны, так что они слагают основную часть тел. В таких жилах пегматит иногда сложен плагиоклазом, кварцем и мусковитом. Это поздние мусковит-кварц-плагиоклазовые жилы (см. табл. 5.3). Обычно в приконтактовой их части больше плагиоклаза, который содержит 15—25 % анортитовой составляющей, а в центральной части повышено количество кварца и мусковита. Акцессорные минералы *те же, что и в замещающем кварц-мусковитовом комплексе* двуполевошпатовых пегматитов: апатит, турмалин, гранат, монацит. Плагиоклазовые зональные жилы имеют существенное практическое значение, так как отличаются высоким содержанием мусковита и его крупными размерами. Промышленный мусковит представлен крупнопластинчатым и клиновидным типами пегматоидных зон.

В плагиоклазовых пегматитах со слабо выраженной зональностью выделяются все структурно-парагенетические ассоциации плагиоклазовых зональных пегматитов, кроме пегматоидной с кварцевым ядром. Процесс формирования этих пегматитов завершается образованием блоковой зоны с участками кварц-мусковитового комплекса и с пластинчатым мусковитом, замещающим многочисленные лейсты и пластины биотита. Это пегматиты с так называемым трещинным типом ослюденения, которые широко распространены в Мамском пегматитовом поясе. Блоковый пегматит обычно слагает основную часть жил. Количество плагиоклаза в таких пегматитах составляет 31—55,2 %, кварца 23—30,9, мусковита 10,6—33,7 и биотита 1,1—11,6 % (см. табл. 5.3). Плагиоклаз содержит 17 %

анортитовой составляющей. В пегматите широко распространены акцессорные апатит и ортит; турмалин для него не характерен. Для блоковых плагиоклазовых пегматитов Бирюсинского пояса М. П. Глебов [1971] приводит следующий минеральный состав: плагиоклаз — 52,1 %, кварц — 30,1, биотит — 2,0 и мусковит — 15,8 %. Учитывая низкое содержание кварца, можно сделать вывод, что основная часть мусковита в этих пегматитах образовалась за счет биотита. В зоне интенсивного кварц-мусковитового замещения плагиоклазового пегматита содержится 3,5 % плагиоклаза, 47,0 % кварца, 0,5 % биотита и 49 % мусковита.

При пересечении плагиоклазовых пегматитов жилами двуполевошпатовых их аналогов отчетливо проявляется приуроченность зон развития кварц-мусковитового комплекса и мусковита по биотиту к контактам секущих тел.

К плагиоклазовым пегматитам со слабо выраженной зональностью относятся также многочисленные небольшие линзообразные жилы, образующие жильные серии в зонах интенсивного рассланцевания метаморфических пород. Эти тела имеют следующий минеральный состав: плагиоклаз — 50—70 %, кварц — 15—30, мусковит — 10—20, биотит — до 5 %. Встречаются турмалин, гранат, апатит, редко — берилл. Основная часть тел сложена неясногра фическими срастаниями плагиоклаза и кварца, в центральных их частях наблюдаются участки кварц-мусковитового комплекса. Изредка встречаются жилы, имеющие кварцевые обособления в центре, с которыми иногда ассоциируют берилл, альбит с зеленоватым мусковитом и розовым гранатом.

Промышленный мусковит плагиоклазовых жил со слабо выраженной зональностью представлен в основном «трещинным» типом в крупноблоковом пегматите, образующемся при замещении биотита, и мусковитом кварц-мусковитового комплекса в жильных сериях зон рассланцевания.

Плагиоклазовые тела с хорошо выраженной зональностью широко распространены в Мамском и Беломорском пегматитовых поясах, а также в Аппалачском поясе Северной Америки и Бихарском поясе Индии, где они часто представлены мусковит-кварц-плагиоклазовыми жилами. Жилы плагиоклазовых пегматитов со слабо проявленной зональностью особенно характерны для Мамского пояса, встречаются также в Бирюсинском поясе Восточной Сибири. Для других слюдоносных регионов они не характерны.

5.2. ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ПЕГМАТИТАХ

А. Е. Ферсман [1960], рассматривая последовательность минералообразования в пегматитовом процессе, выделяет магматический, эпимагматический, пневматолитический, гидротермальный и гипергенный этапы. Процесс формирования собственно пегматитовых тел включает три из них — эпимагматический, пневматолитовый и гидротермальный. Эту модель пегматитового процесса использовала Н. В. Петровская [1941] для объяснения генезиса мусковитовых пегматитов Мамского пояса и особенностей процессов минералообразования в них. Дальнейшее изучение пегматитов показало, что в связи со сложностью выявления агрегатного состояния флюидов при высоких давлениях и температурах процессы, происходящие после кристаллизации расплава, правильнее объединить в единый послемагматический этап [Шмакин, 1976]. Детальное изучение мусковитовых пегматитов привело к выводу об их гетерогенной природе. Наряду с первично-магматическими телами пегматитов, образовавшимися в процессе кристаллизации остаточного расплава, были выделены первично-метаморфические пегматиты. Следовательно, метаморфический этап закономерно является одним из этапов процесса формирования муско-

витовых пегматитов. Таким образом, в этом процессе выделяются три этапа: 1) метаморфический, 2) магматический и 3) послемагматический (табл. 5.4).

На метаморфическом и магматическом этапах пегматитового процесса формировались в основном незональные тела плагиоклазового или двуполевошпатового типов и ранние зоны зональных пегматитовых тел.

Метаморфический этап. Метаморфические пегматиты формировались в результате процессов метаморфической дифференциации и гранитизации гнейсов и сланцев метаморфической толщи с последующей перекристаллизацией кварц-плагиоклазового материала. Процессам метаморфической дифференциации и гранитизации соответствует согласное залегание тел этих пегматитов, постепенные переходы на их контактах, наследование минерального состава вмещающих пород и особенности изменения состава минералов [Макагон, 1977] в контактовых зонах. В некоторых телах наблюдается затем образование из мелкозернистых агрегатов мелкоблоковых и неясноструктурных пегматитов путем перекристаллизации. Отчетливо прослеживается постепенное увеличение размеров зерен плагиоклаза и кварца и сегрегация чешуек биотита с образованием его табличек и мелких пластинок.

Магматический этап. В условиях метаморфогенного пегматитообразования в высокотемпературных зонах, где физико-химические условия соответствовали необходимым для анатексиса параметрам P и T, могли возникнуть анатектические расплавы, при кристаллизации которых образовались плагиоклазовые или двуполевошпатовые пегматиты, тогда как в относительно низкотемпературных участках метаморфической толщи в это время происходила только метаморфическая дифференциация. Л. Н. Сапожникова [1988] показала, что плагиоклазовый пегматит графической структуры образовался путем кристаллизации из расплава, соответствующего по составу кварц-плагиоклазовой эвтектике. Жилы такого пегматита залегают как среди гнейсов, так и в мраморах, и в известково-силикатных породах. Исследователи пегматитов Северной Карелии также предполагают формирование незональных плагиоклазовых пегматитовых жил путем кристаллизации из расплава, возникшего при метаморфической дифференциации (ультраметаморфизме) вмещающих пород [Слюдоносные пегматиты..., 1976]. Тела двуполевошпатовых незональных пегматитов образовались также из магматического расплава, что подтверждается условиями их залегания, строения и состава. Значительную часть таких пегматитовых тел слагает пегматит графической структуры, в котором срастания калишпата и кварца характеризуются совместным ростом этих минералов из расплава [Бакуменко, 1966]. Присутствие ортоклаза в мелкозернистых и графических пегматитах является дополнительным признаком их магматического происхождения.

Эндоконтактовая зона аплитового и гипидиоморфно-зернистого пегматита, а также зона графического пегматита зональных тел двуполевошпатовых пегматитов образовались, как и незональные тела, путем кристаллизации из магматического расплава. На это указывает присутствие включений раскристаллизованного расплава в кварце графического пегматита [Томиленко, Чупин, 1983]. Кристаллизация пегматитового расплава часто заканчивалась образованием этой структурной зоны, но иногда, видимо, происходило накопление остаточного низкотемпературного расплава, из которого кристаллизовалась пегматоидная зона. Возможно, этому способствовало накопление летучих на конечном этапе кристаллизации, так что некоторые зональные тела могли полностью формироваться путем кристаллизации из расплава. В таких телах включения раскристаллизованного расплава встречены в кварце пегматоидной зоны. Видимо, минералообразование в этих телах тесно совмещалось с кристаллизацией из остаточного расплава. Таким образом, ассоциации I (эндоконтактовых зон аплита и мелкозернистого пегматита) и II (зон пег-

Пегматит	Этап			
	метаморфический	магматический	послемагматический	
			Стадия	
			ранняя щелочная	
Двуполевошпатовый	—	Внедрение и кристаллизация гранитов и незональных пегматитовых тел	Образование микроклина по плагиоклазу и лейст биотита	
Плагиоклазовый	Образование плагиогранитов и незональных пегматитовых тел	Образование мусковит-плагиоклазовых жил	Перекристаллизация гранитов с образованием кварц-биотит-плагиоклазовых пегматитов, образование лейст биотита в незональных телах	

матита графической структуры) кристаллизовались из магматического расплава, из остаточных порций которого в некоторых телах формировалась зона раннего пегматоида.

Послемагматический этап. Наложенные структурно-парагенетические ассоциации послемагматического этапа образовались путем замещения ранних ассоциаций магматического или ультраметаморфического происхождения. Процесс послемагматического изменения пегматитов часто начинается развитием крупных лейст биотита и образованием апографического пегматита по графическому путем сегрегации кварца и укрупнения кварцевых вростков в калишпате. Лейсты биотита пересекают как границы структурных зон, так и границы двуполевошпатовых тел в плагиоклазовых пегматитах.

С зонами апографического пегматита пространственно тесно связаны зоны и участки кварц-мусковитового комплекса. Они характеризуются интенсивным замещением полевых шпатов кварцем и мусковитом, биотита мусковитом и микроклина плагиоклазом. Мусковит, образующийся вместе с кварцем по полевым шпатам, кристаллизуется, очевидно, одновременно с мусковитом, развивающимся по биотиту. В некоторых случаях процесс замещения биотита мусковитом опережает кварц-мусковитовое замещение, хотя интенсивность того или другого процесса определяется еще многими другими факторами. Процессы замещения обусловлены интенсивным воздействием послемагматических растворов на уже сформировавшиеся ранние зоны пегматитовых тел. При образовании кварц-мусковитового комплекса происходит кристаллизация и перекристаллизация многих акцессорных минералов: апатита, турмалина, граната, монацита. Одновременно с развитием кварц-мусковитового комплекса в его внешней зоне происходит замещение микроклина плагиоклазом № 15—27. Многие исследователи отмечали, что величина зерен кварц-мусковитового агрегата обычно определяется размером зерен замещаемого пегматита [Никаноров, 1979; Шмакин, Макрыгина, 1969], так что мелкокристаллический кварц-мусковитовый агрегат образуется в мелкозернистом пегматите, крупнокристаллический — в блоковом и апографическом. Иногда, однако, в апографическом пегматите наблюдается развитие разнокристаллического кварц-мусковитового комплекса с одним-двумя крупными кристаллами мусковита и рядом мелких в одном участке кварца. Это, видимо, связано с тем, что не достигнуто равновесие в процессе замещения.

Образование пегматоидных зон на послемагматическом этапе происходит главным образом в результате кварцевого замещения. При этом

Таблица 5.4

образования в пегматитовых жилах

Этап		
послемагматический		
Стадия		
возрастания кислотности	максимальной кислотности	нового возрастания щелочности
Образование кварц-мусковитового комплекса, мусковита по биотиту	Замещение всех минералов кварцем, сопровождавшееся перекристаллизацией	Образование зон альбитизации и затем зон растворения кварца
Образование крупноблоковых тел со слабой участковой зональностью	Кварцевое замещение и образование зональных пегматитовых тел	Образование зон альбитизации

наблюдается иногда, что кварцевое замещение является продолжением кварц-мусковитового и происходит в тех же зонах [Шмакин, Макрыгина, 1969], а «пегматоидный» мусковит обрастает по периферии слюду кварц-мусковитового комплекса [*Слюдоносные пегматиты...*, 1976]. В других случаях эти процессы пространственно разобщены, и зоны кварцевого замещения занимают секущее положение по отношению к зонам кварц-мусковитового комплекса. Иногда первые отсутствуют. Такое пространственное соотношение зон кварц-мусковитового и кварцевого замещения связано, видимо, с тем, что в одних случаях пути циркуляции послемагматических растворов сохранялись на различных стадиях пегматитового процесса, в других — происходило изменение плана трещин, по которым передвигались растворы на более поздней стадии этого процесса. Эти зоны, как известно, характеризуются очень крупными размерами кристаллов минералов и их закономерным расположением в зоне, так что внешние ее части сложены блоками полевых шпатов, а внутренние — кварцевыми ядрами, а по границе полевых шпатов и кварца располагаются клиновидные кристаллы мусковита. Видимо, условия кристаллизации на фоне кварцевого замещения способствовали раздельной кристаллизации указанных минералов. Очень характерно проявление кварцевого замещения для асимметрично-зональных жил, где кварцевое гнездо находится непосредственно под экраном (см. разд. 4.1).

Зоны альбитизации часто приурочены к трещинам в пегматоидных зонах, а иногда они пересекают кварцевые ядра. Еще более поздние зонки растворения кварца с пустотами, выполненными горным хрусталем, поздними табличками серебристого и зеленого мусковита и друзами альбита, также занимают секущее положение в пегматоидной, реже в апографической зонах.

Таким образом, ранняя структурно-парагенетическая ассоциация зоны апографической структуры характеризуется образованием биотита и микроклина. Следующая за ней ассоциация кварц-мусковитового комплекса отличается, в первую очередь, замещением полевых шпатов кварцем и мусковитом, а также биотита — мусковитом. Ее сменяет ассоциация пегматоидной зоны, образование которой заканчивается кристаллизацией крупных кварцевых ядер. Для более поздней структурно-парагенетической ассоциации характерным минералом является альбит, а на завершающем этапе образуются зоны выщелачивания с растворением кварца и ростом друз кварца, альбита и мусковита.

Смена названных ассоциаций отражает волнообразное изменение щелочности-кислотности послемагматических растворов, так что в после-

магматическом процессе можно выделить 1) раннюю щелочную стадию, 2) стадию возрастания кислотности и 3) позднюю стадию нового повышения щелочности растворов [Шмакин, 1976]. Эти стадии образуют «волну кислотности», характерную для многих послемагматических растворов [Коржинский, 1964]. Главной причиной такой смены кислотности растворов, видимо, являлось естественное понижение температуры от 650 до 350 °С в процессе формирования пегматитов.

На послемагматическом этапе в **зональных плагиоклазовых пегматитах** происходят те же процессы замещения, что и в двуполевошпатовых пегматитах. Их послемагматическое изменение начинается с образования крупных лейст и пластин биотита, а иногда и блоков калишпата, метасоматически замещающего плагиоклаз. Часто развитие этих минералов в плагиоклазовых пегматитах пространственно связано с пересекающими их жильными телами двуполевошпатовых пегматитов [Шмакин, Макрыгина, 1969]. Наблюдается перекристаллизация плагиоклаза с образованием участков апографической структуры. Таким образом, на этой стадии послемагматического изменения плагиоклазовых пегматитов образуется, как и в двуполевошпатовых телах, парагенезис биотита и микроклина, характеризующий раннюю щелочную стадию этого процесса.

Следующим процессом изменения плагиоклазовых пегматитов является перекристаллизация плагиоклазового пегматита с образованием крупноблоковых зон пегматитовых тел. При этом часто лейсты биотита деформируются растущими блоками плагиоклаза, что указывает на относительно более поздний рост последних. Между мелкозернистыми и неясногра фическими первичными пегматитами, с одной стороны, и образующимися по ним апографическими и крупноблоковыми агрегатами, с другой — наблюдаются постепенные переходы.

Перекристаллизация плагиоклазовых пегматитов непосредственно сопровождается развитием мусковита по лейстам и пластинам биотита и кварц-мусковитового комплекса по блокам плагиоклаза. В мусковите, замещающем биотит, часто наблюдаются реликты последнего, а образующиеся пластины мусковита наследуют форму изогнутых лейст и пластин биотита. При этом вновь образующиеся пластинчатые кристаллы мусковита в биотитовых лейстах и участках кварц-мусковитового комплекса не подвержены более поздним деформациям. Следовательно, эта стадия послемагматического замещения плагиоклазовых пегматитов завершается образованием ассоциации мусковита и кварца и характеризуется повышением кислотности послемагматических растворов. Во многих плагиоклазовых жилах Мамского пегматитового пояса этой стадией заканчивается процесс послемагматического минералообразования.

В плагиоклазовых пегматитовых жилах с хорошо выраженной зональностью проявлен процесс последующего изменения пегматитов, характеризующийся образованием крупных блоков плагиоклаза и кварцевых блоков, ядер, осей. Между блоками этих минералов расположены крупные пластины и иногда ельчатые и клиновидные кристаллы мусковита. Эта ассоциация характеризует стадию кварцевого замещения и образуется под воздействием растворов, отличающихся максимальной кислотностью. Жилы плагиоклазовых пегматитов с кварцевыми ядрами содержат иногда поздние альбит-мусковитовые обособления, характерные для стадии позднего повышения щелочности послемагматических растворов. Эта стадия изменения пегматитов наиболее часто наблюдается в жилах, являющихся, по существу, апофизами крупных тел двуполевошпатовых пегматитов. Да и сами зональные плагиоклазовые тела нередко являются апофизами двуполевошпатовых пегматитовых тел. Находки включений затвердевшего расплава в минералах этих пегматитов указывают на то, что отщепление их материала происходило на ранних стадиях процесса в виде расплава-раствора, богатого летучими компонентами, а иногда, возможно, раствора.

* *
*

Таким образом, процесс послемагматического изменения в двуполевошпатовых и плагиоклазовых пегматитах характеризуется единой последовательной сменой стадий, определяющейся изменением режима щелочности-кислотности послемагматических растворов. Как было показано Д. С. Коржинским [1955, 1964], волнообразное изменение кислотности растворов характерно для всех процессов, генетически связанных с гранитоидами, и обусловлено близким режимом остывания растворов в сходных температурных интервалах.

В ряде случаев имеются доказательства единого источника послемагматических растворов, под воздействием которых происходят метасоматические процессы в пегматитах любого состава, в гранитах и в окружающих метаморфических породах [Шмакин, 1976]. Близкие по результатам процессы послемагматического преобразования первично разных по составу и генезису пород приводят к конвергенции первоначально гетерогенных объектов.

Глава 6

ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩЕЙ СРЕДЫ В МИНЕРАЛАХ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВ

Изучение включений минералообразующей среды в минералах является одним из важнейших источников информации о генезисе различных пород и руд [Леммлейн, 1950; Ермаков, 1950; Смит, 1956], причем включения представляют единственную возможность прямого исследования минералообразования в условиях высоких температур и давлений [Ермаков, Долгов, 1979; Рёддер, 1987; Туре, Олсен, 1988].

Методы изучения включений были разработаны при исследовании гидротермальных месторождений и камерных пегматитов [Ермаков, 1950 1965; Долгов, 1965; Базаров, 1965], затем стали широко использоваться при изучении различных магматических образований [Соболев и др., 1964; Бакуменко, Косухин, 1976; Рейф, 1976] и метаморфических пород [Долгов и др., 1967; Макагон и др., 1975; Седова, 1976; Томиленко, Чупин, 1983]. В слюдоносных пегматитах включения минералообразующей среды изучались сначала в отдельных минералах, при этом использовался метод декрепитации. Так, Е. Е. Костылева и В. А. Лабунцов [1958] определили температуру декрепитации для кварца кварц-мусковитового комплекса равной 400 °С. А. С. Никаноров и И. И. Михайлов [1964] изучили включения в мусковите и кварце кварц-мусковитового комплекса, пегматоидных зон и кварц-мусковитовой ассоциации. Методом декрепитации кварца определены температуры образования мусковита, которые без поправки на давление были равны 340—400 °С — для кварц-мусковитового комплекса, 350—370 °С — для пегматоидных зон и 150—190 °С — для кварц-мусковит-альбитового агрегата.

Используя метод гомогенизации включений, Б. Е. Карский и Б. И. Зорин [1971] получили температуру гомогенизации включений для мусковита, развивающегося по биотиту, 265 °С и мусковита поздних зон альбитизации 190 °С. И. К. Вовком и Д. К. Возняком [1967] изучены сложные включения с углекислотой в альбите поздних зон альбитизации. Температура их гомогенизации составляла 360—365 °С.

В последующее время проводилось детальное изучение включений минералообразующей среды в минералах мусковитовых пегматитов [Макагон, 1968, 1971; Карский и др., 1974; Гродницкий, Полин, 1975]. Были исследованы включения в минералах мусковитовых пегматитов Мамского пояса: кварце, калиевом полевом шпате, плагиоклазе, мусковите, гранате, апатите, турмалине, альбите, берилле [Макагон, Кузьмина, 1976, 1985]. Выделены, кроме кристаллических включений сторонних веществ, следующие типы включений (по составу и агрегатному состоянию):

1. Включения затвердевших расплавов:
   а) первичные стекловатые включения силикатных расплавов;
   б) первичные раскристаллизованных силикатных расплавов;
   в) первично-вторичные раскристаллизованных расплавов-растворов;
2. Первичные и первично-вторичные флюидные включения:
   а) высокоплотные с жидкой углекислотой;
   б) газово-жидкие.
3. Вторичные включения водного раствора и жидкой углекислоты.

Кристаллические включения сторонних веществ представлены в минералах кристалликами других минералов или тех же минералов другого состава и специально не исследовались.

6.1. ВКЛЮЧЕНИЯ ЗАТВЕРДЕВШИХ РАСПЛАВОВ

Как указано выше, этот тип включений минералообразующей среды можно разделить на три группы: а) первичные стекловатые силикатных расплавов, б) первичные раскристаллизованных силикатных расплавов и в) первично-вторичные раскристаллизованных расплавов-растворов.

Первичные стекловатые включения силикатных расплавов обнаружены только в берилле [Макагон, Кузьмина, 1976, 1985] и изучены в берилле из пегматоидной зоны дифференцированной жилы. Эти включения распространены в центральной части кристалла и отсутствуют в его внешней зоне (рис. 6.1). Они имеют трубчатую, реже — уплощенную и изометричную форму. Трубчатые включения ориентированы параллельно оси *C*. Главная особенность включений — наличие в них твердой изотропной фазы, показатель преломления которой ниже, чем у берилла. В дальнейшем изложении они именуются стекловатой фазой. Кроме нее часто присутствуют одна или две жидкие фазы — жидкая углекислота или жидкая углекислота и водный раствор, иногда наблюдается также газовая фаза. Количественные соотношения между твердой и жидкими фазами в этих включениях могут быть самыми разнообразными — от преобладания жидких фаз до их полного отсутствия (рис. 6.2).

Часто во включениях наблюдается раскристаллизация стекловатой фазы (рис. 6.3). Раскристаллизованные включения расплава-раствора могут быть расположены по трещинам в кристаллах и являются мнимовторичными.

Нагревание включений этого типа показало, что жидкие фазы гомогенизируются при температурах 215—375 °С. Гомогенизация происходит обычно в фазу водного раствора. Затем при 430 °С начинается оплавление твердой фазы, которое наблюдается около стенок включений или по трещинам в стекловатой фазе. Но нагревание до 950 °С не приводило к полной гомогенизации включений. Жидкая часть включений после ее гомогенизации ($Ж_р + Ж_{CO_2}$) не изменялась при экспериментах и не смешивалась с образовавшимся расплавом.

Первичные включения раскристаллизованных силикатных расплавов обнаружили А. А. Томиленко и В. П. Чупин [1983] в кварце из графических обособлений или графической зоны пегматитов Мамского пояса (рис. 6.4) и Чупинского района Северной Карелии. Отличительной чертой этих очень мелких включений является гетерогенное строение флюид-

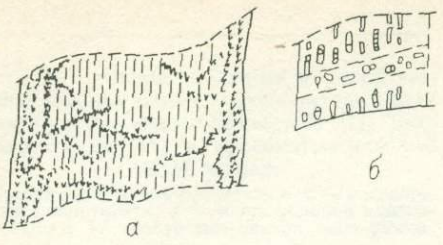


Рис. 6.1. Расположение первичных и первично-вторичных включений в кристалле берилла: *а* — общий вид расположения включений, *б* — система первичных включений (вертикальная) пересекается системой вторичных и первично-вторичных включений (горизонтальная).

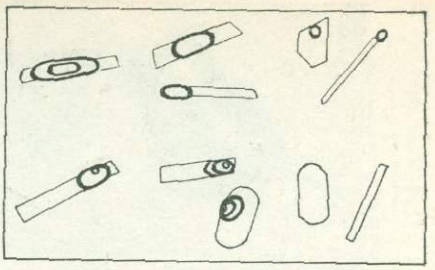


Рис. 6.2. Зарисовки различных соотношений фаз во включениях минералообразующей среды в берилле.

ных обособлений. По предварительным данным затвердевшие включения в кварце графических пегматитов Мамской провинции гомогенизируются при температуре около 620 °С (±30°), а Чупинского района — ниже 700 °С. Наличие включений раскристаллизованных расплавов в кварце графических плагиоклазовых пегматитов отмечает Л. Н. Сапожникова [1988], однако гомогенизации таких включений ей достичь не удалось.

Мы наблюдали включения раскристаллизованных силикатных расплавов в кварце около крупных кристаллов микроклина в пегматоидных зонах, а также в кварце кварц-мусковитового комплекса (в одном случае). Распределение таких включений в кварце крайне неравномерно, во многих жилах они вообще отсутствуют, нет их в зонах трещин, где возникают вторичные включения, обычно образующие группы или «рои» из большого количества таких включений. Иногда они распределены по всему объему неперекристаллизованного участка кварцевого блока. Размеры их определяются первыми микронами. Преобладают включения округлой формы, иногда их сечения имеют шестиугольную или неправильную форму.

По фазовому составу включения раскристаллизованных расплавов представляют собой агрегат кристаллических зерен и флюидную фазу часто неправильной формы из-за деформирования ее кристаллами. В кристаллических фазах иногда наблюдаются псевдогексагональные кристаллы мусковита. Изредка включения состоят из кристаллических фаз и интерстиционных гетерогенных флюидных обособлений.

Включения раскристаллизованных расплавов наблюдаются также в берилле [Макагон, Кузьмина, 1976; Александрова, Соколов, 1985]. Здесь они ориентированы параллельно оси *С*, характеризуются неоднородным фазовым составом и различным соотношением кристаллической и жидкой фаз. В жидкой фазе наблюдается иногда гетерогенизация на водный раствор и жидкую углекислоту. Среди кристаллических фаз изредка различаются кристаллики берилла. Очень мелкие включения раскристаллизованного расплава встречены также в кристаллах граната, находящихся в кварце пегматоида. Они располагаются иногда по зонам роста кристалла.

При нагревании включений раскристаллизованных расплавов их гомогенизации достигнуть не удалось.

Первично-вторичные включения раскристаллизованных расплавов-растворов, наблюдавшиеся в берилле, близки к первичным включениям

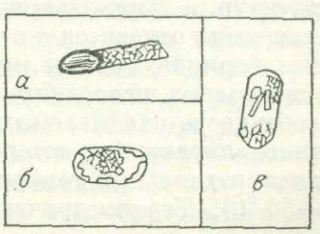


Рис. 6.3. Раскристаллизация стекловатой фазы во включении.
а, б, в — различные соотношения фаз.

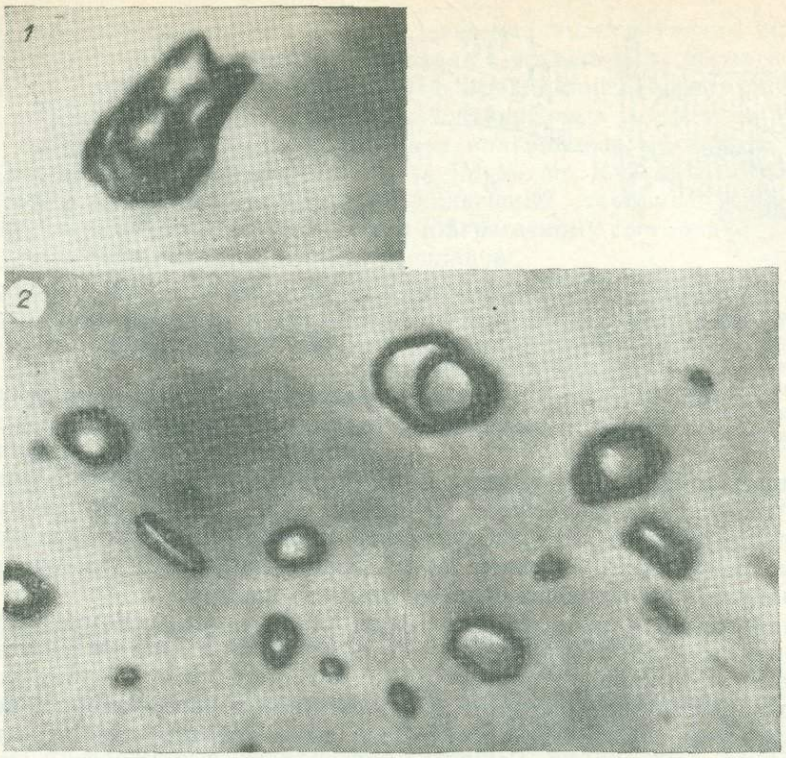


Рис. 6.4. Водно-углекислотные включения в минералах пегматитов
1 — кварц, *2* — мусковит.

раскристаллизованных расплавов, но они обычно расположены группами по трещинам, пересекающим зоны со стекловатыми включениями расплава. Включения расплавов-растворов обычно более крупные и имеют изометричную форму. Кристаллические фазы в них четко выражены в отличие от первичных включений, где иногда наблюдается только частичная раскристаллизация стекловатой фазы.

6.2. ПЕРВИЧНЫЕ И ПЕРВИЧНО-ВТОРИЧНЫЕ ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

В этом типе включений выделяются две группы: 1) высокоплотные с жидкой углекислотой и 2) газово-жидкие.

В группу высокоплотных включений с жидкой углекислотой входят жидкие однофазовые включения углекислоты ($Ж_{CO_2}$), жидкие двухфазовые углекислоты и водного раствора ($Ж_{CO_2} + Ж_р$), трехфазовые ($Ж_{CO_2} + Ж_р + Г_{CO_2}$) и многофазовые ($Ж_р + Ж_{CO_2} + Г_{CO_2} + Т$). Жидкие включения с углекислотой широко распространены во всех минералах мусковитовых пегматитов (рис. 6.5). В кварце, микроклине и плагиоклазе пегматитов мелкозернистой, графической и апографической структур, а также кварц-мусковитового комплекса и кварцевых ядер эти включения относятся к первичным и первично-вторичным. В гранате, апатите, берилле, альбите, мусковите и в кристаллах кварца из зон растворения полевых шпатов были найдены явно первичные включения. Главная особенность описываемых включений — наличие жидкой углекислоты — устанавливается по гетерогенизации ее фазы при охлаждении включений и замерзании при температурах, близких к тройной точке для CO_2 (—56 °С). Термометрические исследования таких включений показали,

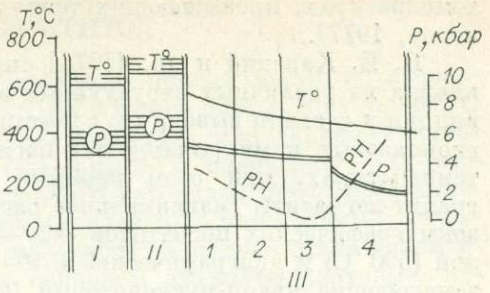


Рис. 6.5. Схема эволюции условий минералообразования в мусковитовых пегматитах на метаморфическом (I), магматическом (II) и послемагматическом (III) этапах.

Стадии: *1* — ранняя щелочная, *2* — возрастания кислотности, *3* — максимальной кислотности, *4* — нового повышения щелочности.

что температуры, при которых наблюдалась гомогенизация жидких фаз, одинаковы или близки для минералов из различных структурных зон пегматитовых тел. Температуры гомогенизации 260—380 °С характерны как для включений в кварце из графической и апографической зон и кварцевых ядер пегматитовых жил, так и для участков кварц-мусковитового комплекса и зон растворения полевых шпатов. Жидкие включения в гранате из мелкозернистых пегматитов, в гранате и апатите из зон кварц-мусковитового комплекса и кварцевых ядер гомогенизируются при температуре 260—340 °С. В берилле при 215—375 °С гомогенизируются двухфазовые жидкие и трехфазовые включения. В альбите из поздних зон альбитизации двухфазовые включения гомогенизируются при 260—360 °С.

Частичная гомогенизация CO_2 в трехфазовых включениях ($Ж_р + Ж_{CO_2} + Г_{CO_2}$) всегда происходит в фазу жидкой углекислоты при незначительном нагревании (до температуры ниже 31 °С). Полная их гомогенизация достигается при температурах, близких к указанным для двухфазовых включений. Многофазовые включения с твердыми фазами гомогенизируются при тех же температурах, если твердая фаза растворяется раньше гомогенизации жидких фаз. Полной гомогенизации включений, в которых твердая фаза сохранялась после гомогенизации жидких фаз, достичь не удалось.

Таким образом, гомогенизация первичных и первично-вторичных двухфазовых жидких включений в минералах мусковитовых пегматитов происходит в одном интервале температур 260—380 °С, независимо от того, из каких структурных зон пегматитовых тел взяты эти минералы.

Согласно экспериментальным работам С. Такеноучи и Дж. Кеннеди [Takenouchi, Kennedy, 1964, 1965] температура 265 °С является критической для бинарной системы H_2O—CO_2. При появлении в системе водного раствора NaCl критическая температура, как и давление, резко возрастает. Следовательно, значительный разброс цифр в интервале 260—380 °С, полученный при термометрии жидких включений из минералов мусковитовых пегматитов, определяется различной концентрацией солей в водном растворе. С. Такеноучи и Дж. Кеннеди указывают также, что в природных растворах при их движении к поверхности Земли вода и углекислота остаются в гомогенной фазе до температур ниже критической температуры воды независимо от содержания CO_2. Следовательно, верхний предел температур гомогенизации жидкой углекислоты и водного раствора (370—380 °С) во включениях свидетельствует только о том, что эти две жидкости при более высоких температурах всегда находятся в гомогенной фазе. Следовательно, такие температуры гомогенизации не представляется возможным использовать для прямого определения температур образования минералов и различных структурных зон пегматитовых тел. К заключению о неприменимости включений с углекислотой для термометрии пришли также А. А. Томиленко и В. П. Чупин [1983] при изучении включений в метаморфических породах гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма и в анатектических образованиях. Можно только сделать вывод, что пегматиты всех структурных зон образовались при

температурах, превышающих температуру критической точки воды [Макагон, 1977].

Б. Е. Карский и др. [1974] определяли температуры декрепитации кварца из различных структурных зон пегматитовых жил Мамской провинции и сделали вывод, что однотипные структурные разновидности плагиоклазовых и микроклиновых пегматитов формировались при близких температурах, при этом первыми кристаллизовались мелкозернистые гранит-пегматиты (максимальное растрескивание при 380—400 °С), затем зоны графических пегматитов (420—440 °С), далее пегматиты пегматоидной (500 °С) и апографической (340—460 °С) структур. Позже возникали замещающие кварц-мусковитовый (440 °С), кварц-апатитовый (400 °С) и кварц-турмалиновый (280 °С и 420 °С) агрегаты. Завершался процесс образованием кварца замещения (180—260 °С и 420—440 °С) друзового кварца (180—220 °С).

Как видно из данных декрепитации кварца, наиболее высокая ее температура отмечается для пегматоидной зоны, что не соответствует общему порядку изменения температуры в пегматитовом процессе. Цифры температур максимумов декрепитации для других зон относительно близки. Видимо, высокая температура декрепитации кварца пегматоидной зоны обусловлена пониженной плотностью флюида включений в этом кварце относительно кварца первичных зон кристаллизации, а также кварц-мусковитового комплекса и зон апографической структуры. Некорректность декрепитационного метода получения данных без микроскопического изучения включений минералообразующей среды, которые могли декрепитировать при указанных авторами температурах, является общим недостатком термометрии пегматитового процесса этим методом.

Газово-жидкие включения при изучении минералов пегматитов Мамского пояса установлены только в берилле из участков альбитизации, а газовые — в кварце поздних зон растворения полевых шпатов. Газово-жидкие включения в берилле редки, они гомогенизируются при температуре 300—350 °С. Л. Л. Гродницкий и А. К. Полин [1975], изучая газово-жидкие включения в кварце мусковитовых пегматитов Северной Карелии, установили, что первичные включения в кварце представлены газово-жидкими включениями и включениями с углекислотой. При этом кварц в апографических пегматитах содержит газово-жидкие включения, в которых газовая фаза составляет 80—90 %, а температура их гомогенизации равна 500—580 °С. Для пегматоидной зоны характерны включения в кварце, в которых газовая фаза составляет 70—80 %, температура их гомогенизации — 480—540 °С. В кварце ядра присутствуют газовые включения, а в кварц-мусковитовом комплексе кварц содержит включения с 20—30 % газовой фазы. Они гомогенизируются в жидкую фазу при 320—400 °С.

Сравнение температур гомогенизации газово-жидких включений и температур, полученных методом декрепитации для пегматитов Северной Карелии [Карский и др., 1980], показывает их несоответствие. Для пегматитов апографической структуры температура декрепитации кварца ниже, чем для пегматоидной зоны, а температура гомогенизации выше.

Вторичные включения водного раствора и жидкой углекислоты отличаются от первичных и первично-вторичных своей четкой приуроченностью к трещинам в кристаллах минералов. Соотношение фаз водного раствора и жидкой углекислоты очень сильно варьирует, так что в них может резко преобладать и фаза жидкой углекислоты, и фаза водного раствора. В первом случае температура гомогенизации включений более высокая, чем во втором, когда она снижается до 120 °С. Эти включения не имеют никакого значения для определения условий минералообразования в пегматитах и детально не рассматриваются.

6.3. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТИТОВ

Изучение мусковитовых пегматитов различных поясов Земли, образовавшихся в разное время и в различных по составу вмещающих породах, показало, что они близки по внутреннему строению, минеральному составу и последовательности процессов образования и изменения. Как уже указывалось, по происхождению первичного материала пегматитов выделяются первично-метаморфические плагиоклазовые незональные пегматиты, сформировавшиеся как плагиомигматиты на раннем этапе гранитизации, и первично-магматические, в основном двуполевошпатовые, незональные пегматиты. Формирование пегматитов было длительным процессом, протекавшим в значительном интервале температур и давлений. На послемагматическом этапе происходило метасоматическое изменение как первично-метаморфических, так и первично-магматических пегматитов. Этот этап подразделяется на последовательные стадии: раннюю щелочную, возрастания кислотности, максимальной кислотности и нового повышения щелочности [Шмакин, 1979].

К настоящему времени для оценки температуры процессов формирования пегматитов имеются данные по различным геотермометрам [Макагон, 1971, 1977; Слюдоносные пегматиты..., 1976]. Для первично-метаморфических пегматитов Мамского пояса, образовавшихся в метаморфической толще при переходе метаморфизма в гранитизацию, установлены температуры формирования в интервале 550—650 °С (табл. 6.1). Первично-магматические пегматиты по оценке различных исследователей кристаллизовались в интервале температур 620—700 °С [Макагон, 1971; Слюдоносные пегматиты..., 1976; Томиленко, Чупин, 1983; Косухин и др., 1984; Сапожникова, 1985, 1988]. При этом температуры формирования плагиоклазовых пегматитов различных пегматитовых поясов несколько различаются. Так, кристаллизация графических плагиоклазовых пегматитов в Мамском поясе, по данным Л. Н. Сапожниковой [1985], произошла при 680—700 °С, а плагиоклазовый пегматит неясно-графической структуры в пегматитовом поясе Северной Карелии кристаллизовался при 620—650 °С [Слюдоносные пегматиты..., 1976]. Изучение включений раскристаллизованного расплава в кварце из двуполевошпатовых пегматитов [Косухин и др., 1984] показало, что в графических пегматитах Мамского пояса эти включения гомогенизируются при температуре около 640 °С, а пояса Северной Карелии — ниже 700 °С. Всеми исследователями признается анатектическое или палингенное образование материнского расплава в результате процессов ультраметаморфизма. О. Н. Косухин и др.

Таблица 6.1

Температура и давление в процессах образования и изменения мусковитовых пегматитов

Этап минералообразования	Зона, структуры пегматитов	T, °С	Минерал, содержащий включения	CO_2, см³/г	P, кбар
Метаморфический	Гнейсогранитная или гранобластовая	650—550	Гранат	0,99—0,98	6,5—4,9
			Дистен	0,98—0,95	7,1—5,0
			Кварц	0,99—0,97	6,8—4,9
Магматический	Гранитная	700—650	Кварц	1,02—0,95	7,7—5,7
	Графическая	700—650		1,02—0,98	6,5—5,7
Послемагматический	Апографическая	550—530	Кварц	1,06—1,08	4,7—4,1
	Кварц-мусковитовый комплекс	580—420	»	1,14—1,08	3,9—2,6
	Кварцевое ядро	580—420	»	1,21—1,12	3,5—2,5
	Зоны проявления поздней щелочной стадии	420—370	Берилл	1,15—1,22	2,6—2,0
			Альбит	1,37—1,19	2,3—1,4
			Кварц	1,37—1,19	2,3—1,4

[1984] подчеркивают при этом, что расплавы, из которых кристаллизовались графические зоны мусковитовых пегматитов, являются наиболее низкотемпературными из анатектических расплавов. Это вполне объяснимо, если учесть, что для данных расплавов характерно высокое содержание воды и ее высокое парциальное давление. По нашим оценкам [Макагон, 1977] парциальное давление воды в гранитной магме при кристаллизации пегматоидных гранитов Мамского пояса было близко к 3—5 кбар. О. Н. Косухин с соавторами указывают, что оно достигает 3 кбар при температуре начала плавления во включениях из кварца графических пегматитов (выше 550 °С). Содержание воды в этих включениях расплава составляет не менее 8 %. Таким образом, при формировании мусковитовых пегматитов на магматическом этапе расплавы были обогащены водой. Повышенные температуры их кристаллизации относительно расплавов, обогащенных водой, видимо, обусловлены высоким содержанием CO_2 во флюидной фазе. Как показало изучение включений минералообразующей среды, расплавы и флюидная фаза были наряду с водой обогащены углекислотой.

Наличие включений раскристаллизованного или затвердевшего расплава в кварце, берилле и гранате из пегматоидных зон ряда пегматитовых жил Мамского пояса показывает, что при кристаллизации зон графических пегматитов может накапливаться остаточный магматический расплав (или расплав-раствор), из которого их кристаллизация происходит в условиях гетерогенизации расплава с выделением флюидной фазы, так что в минералах этой стадии вместе с включениями расплава наблюдаются и флюидные включения.

На послемагматическом этапе температура формирования структурных зон пегматитовых тел закономерно понижается от внешних частей последних к внутренним. Для зоны апографической структуры пегматитов Мамского пояса температура составляет 550—530 °С. Близкий интервал температур (540—500 °С) указывают В. В. Гордиенко и Н. И. Пономарева [Слюдоносные пегматиты..., 1976] для процесса формирования микроклина щелочной стадии процесса (первая генерация) в пегматитах Северной Карелии.

Определение температур образования зон кварц-мусковитового комплекса и пегматоидных зон в пегматитах Мамского пояса при помощи различных геотермометров показывает 530—420 °С. Интервалы температур, получаемых для этих двух зон, часто перекрываются. В пегматитах Северной Карелии температуры для тех же зон равны соответственно 500—480 и 510—450° С, причем образование кварцевых ядер происходило при 480—450 °С.

Г. Г. Родионов с соавторами [1972] отмечали наличие температурной инверсии между стадией эвтектической кристаллизации (зоной пегматита графической структуры) и стадией формирования блоков микроклина (пегматоидной зоной). Этот вывод основан, в первую очередь, на данных о более высоком содержании натрия во внешней мономинеральной части блоков микроклина по сравнению с их внутренней зоной, сложенной эвтектическими срастаниями микроклина и кварца. Однако повышение количества Na в блоковом микроклине в этом случае может быть обусловлено и снижением давления в процессе минералообразования. К тому же в блоках микроклина широко распространены пертиты замещения. Следовательно, повышение количества альбита во внешней мономинеральной части блоков микроклина не может быть основанием для вывода об инверсии температуры в процессе формирования пегматитовых тел. К тому же цифры температуры кристаллизации пегматитов графической структуры, приводимые Г. Г. Родионовым с соавторами [1972, 1973] для мусковитовых пегматитов (500 °С), существенно занижены относительно приводимых другими авторами величин, близких к 650 °С.

Термометрия жидких включений в альбите и кварце, образовавшихся на поздней стадии нового повышения щелочности послемагматических

растворов, показала, что температура послемагматического изменения всегда превышала 370 °С, так как в этих минералах встречены включения, гомогенизирующиеся при 350—370 °С. Встречающийся на этих участках мусковит по содержанию парагонитовой составляющей существенно не отличается от мусковита других структурно-парагенетических ассоциаций, что указывает на отсутствие большого температурного разрыва между стадией нового повышения щелочности и более ранними стадиями процесса послемагматического изменения пегматитов. Поэтому для температуры образования минералов участков альбитизации и выщелачивания полевых шпатов принят интервал 420—370 °С.

В. В. Гордиенко и Н. И. Пономарева приводят для поздней щелочной ассоциации (микроклин III) в пегматитах Северной Карелии температуру кристаллизации 470—350 °С, близкую к указанной нами выше. Но значения температур, приводимые ими для процесса формирования пустот выщелачивания в пегматитах (200—160 °С), видимо, сильно занижены.

Величина флюидного давления в процессе формирования пегматитов определялась по плотности однофазовых включений жидкой углекислоты в минералах [Roedder, 1965; Долгов и др., 1967; Макагон, 1970; Turet, 1976; Томиленко, Чупин, 1983]. Температура образования минералов при использовании этого метода определения давления устанавливается соответственно данным различных геотермометров: гранат-биотитового [Перчук, 1967], двуполевошпатового [Рябчиков, 1965; Йодер и др., 1963], парагонит-мусковитового [Eugster, Yoder, 1955], термометрии расплавных и газово-жидких включений. Для первично-метаморфических пегматитов Мамского пояса и вмещающих их метаморфических пород начальное давление составляло 5—7 кбар (см. табл. 6.1), для первично-магматических пегматитов — 6—8 кбар.

Более высокая величина давления, полученная для магматических пегматитов по сравнению с первично-метаморфическими, не случайна. Образование палингенных расплавов происходило на тектоническом этапе, который характеризовался повышением давления. Глубинность не была главным фактором увеличения давления, так как полученное давление значительно превышает величину возможного литостатического давления по геологической оценке глубин образования мусковитовых пегматитов, определяемой А. И. Гинзбургом и Г. Г. Родионовым [1960] в 6—8 км. При определении литостатического давления в метаморфической толще Мамского пегматитового пояса установлено, что оно также значительно ниже указанного выше флюидного давления в процессе формирования пегматитов [Макагон и др., 1975; Петров, Макрыгина, 1975]. Л. Н. Сапожникова [1985] давление воды в процессе кристаллизации плагиоклазовых графических пегматитов определяет равным 10 кбар. Эта цифра представляется нам завышенной. Величина флюидного давления при кристаллизации пегматитов определялась не только P_{H_2O}, но и P_{CO_2}, а также, возможно, и давлением других летучих компонентов. О. Н. Косухин с соавторами [1984] показали, что при кристаллизации пегматитовых анатектических расплавов в условиях амфиболитовой фации P_{CO_2}, в отделяющихся флюидах было достаточно высоким — около 5—6 кбар. Парциальное давление воды при кристаллизации графических пегматитов Мамского пояса по данным этих исследователей достигало 4 кбар.

При изучении включений жидкой углекислоты в минералах из зон послемагматического минералообразования установлено, что плотность CO_2 в них значительно понижается от ранних зон к поздним, фиксируя резкое снижение давления (см. табл. 6.1, рис. 6.5). На поздней стадии нового повышения щелочности послемагматических растворов, при образовании в зонах альбитизации кристаллов берилла, оно составляло 2,6—2,0 кбар, а для альбита и кварца, формирующихся в хрусталеносных гнездах, плотность CO_2 во включениях соответствует давлению около 2 кбар

и ниже (см. рис. 6.5). Понижение давления от начальных стадий процесса формирования пегматитов к его конечным стадиям установлено также для камерных и редкометалльных пегматитов [Долгов, 1968; Базаров, Моторина, 1969].

* *
*

Понижение температуры от начальной стадии послемагматического замещения пегматитов к конечной является главной причиной возрастания кислотности послемагматических растворов на ранних стадиях процесса. Анализ минеральных равновесий в мусковитовых пегматитах показывает, что именно относительно высокая кислотность минералообразующей среды — главное условие образования мусковита в пегматитах.

Новое повышение щелочности послемагматических растворов на завершающей стадии процесса формирования пегматитов обусловлено, видимо, снижением давления и отделением от растворов части летучих компонентов.

С возрастанием кислотности растворов в процессе послемагматического изменения пегматитов активность кислорода в них понижается, о чем свидетельствует уменьшение степени окисления железа в биотите из зон кварц-мусковитового замещения, наличие пирротина в последних и графита — в зонах кварцевого замещения. Параллельное изменение pH и потенциала кислорода согласуется с представлениями Д. С. Коржинского [1964] о роли этих параметров в послемагматических процессах.

Глава 7

МИНЕРАЛЫ ПЕГМАТИТОВ

В слюдоносных пегматитах широко распространены кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит и мусковит, являющиеся породообразующими минералами, хотя слюды по количеству обычно могут быть отнесены и к второстепенным. Кроме них в этих пегматитах установлен широкий круг акцессорных минералов, среди которых наиболее распространены гранат, турмалин, апатит, кроме того, отмечаются берилл, колумбит, ортит, монацит, ксенотим, кальцит, графит, сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит), магнетит, уранинит, циркон. Другие акцессорные минералы очень редки. Из групп минералов в составе пегматитов главенствуют силикаты, встречаются фосфаты, окислы и гидроокислы, карбонаты, самородные элементы и сернистые соединения.

Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты различаются тем, что во вторых более значительны содержания акцессорных минералов: берилла, колумбита, касситерита.

В настоящей главе минералы пегматитов подразделены на породообразующие и акцессорные.

7.1. ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

ПЛАГИОКЛАЗ

Плагиоклаз широко распространен как в двуполевошпатовых, так и в плагиоклазовых пегматитах. Он наблюдается в шести ассоциациях двуполевошпатовых пегматитов: плегиоклаз I — в эндоконтактовых оторочках, плагиоклаз II — в зонах графических пегматитов, IV — в зонах

Таблица 7.1

Состав плагиоклаза пегматитов Мамского пояса, г/т

Пегматит	Минеральная ассоциация	An %	Li	K %	Rb	Cs	Be	Sr	Ba	ΣCe	Y	Pb	Zn	Sn	Tl
Двуполевошпатовый	I	27	20	0,42	8	12	6,3	720	120	52	3,0	20	25	1,5	0,8
	II	22	17	0,48	10	18	4,4	480	110	67	2,5	18	17	1,6	0,5
	IV	16	16	0,53	12	16	5,1	310	42	68	3,0	13	20	1,9	0,5
	V	10	20	0,51	9	11	5,7	350	56	85	4,0	16	14	2,0	0,4
	VI	7	12	0,55	4	6	22	200	40	45	3,7	10	18	2,0	0,7
	VII	2	2	0,31	2	4	23	4	9	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	1,0	Нет свед.
Плагиоклазовый	I	28	9	0,51	4	Нет свед.	2,9	958	352	46	0,9	18	10	Нет свед.	1,3
	III	21	8	0,72	15	18	1,8	520	250	60	Нет свед.	Нет свед.	Нет свед.	»	Нет свед.
	IVa	18	15	0,52	12	12	5,0	315	120	58	2,0	20	15	»	0,5
	IVб	15	12	0,57	15	Нет свед.	9,6	510	93	60	2,0	32	15	»	0,5
	Va	11	20	0,48	8	6	5,5	300	60	45	4,0	25	20	»	0,4
	Vб	12	15	0,42	12	Нет свед.	20	300	40	45	3,0	36	15	»	0,5

кварц-мусковитового комплекса, V — в зонах пегматоида, VI — в зонах альбитизации, плагиоклаз VII — в зонах растворения и выноса кварца. Для минеральной ассоциации III (зоны пегматитов апографической структуры) плагиоклаз не характерен.

Содержание анортитовой составляющей и малых элементов в плагиоклазе двуполевошпатовых пегматитов Мамского пояса приведены в табл. 7.1. Плагиоклаз I здесь характеризуется наиболее высоким количеством анортита и максимальной относительной концентрацией Sr и Ba, близкой к концентрации в плагиоклазах пегматоидных гранитов. В плагиоклазе I повышены также содержания Pb и Zn. При сравнении содержаний редких щелочей в плагиоклазе видно, что в нем количество Li выше, чем Rb и Cs, а концентрации последнего обычно превышают количество Rb, что необычно для других породообразующих минералов. Только в плагиоклазе пегматитов Беломорского пояса количество Cs значительно ниже, чем Rb. Сумма цериевых редких земель (La, Nd и Ce) в плагиоклазе значительно превышает содержание иттрия, а количество Tl очень низко.

В плагиоклазе II количество анортита и содержание Ba и Sr понижены относительно плагиоклаза I, но остаются высокими по сравнению с плагиоклазом других ассоциаций. Такие же повышенные концентрации Sr и Ba отмечаются для плагиоклаза I и II пегматитов других поясов [Шмакин, 1976], за исключением Бихарского, где количество Sr больше в плагиоклазе IV. Плагиоклаз IV зон кварц-мусковитового комплекса содержит значительно меньше анортита, а также Ba и Sr (кроме Бихарского пояса), чем плагиоклазы I и II, а концентрации Rb и Cs в нем выше, чем в последующих ассоциациях. Между плагиоклазами из кварц-мусковитового комплекса мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитовых жил различных поясов нет существенных различий по составу и содержанию малых элементов.

Плагиоклаз V отличается относительно высокими содержаниями Li, Ce, La, Nd и Y, содержание анортитовой составляющей в нем ниже, чем в плагиоклазе предыдущих ассоциаций. В пегматитах Мамского пояса плагиоклаз V имеет более высокие содержания Ba и Sr по сравнению с плагиоклазом IV, тогда как в других поясах наблюдается обратная картина. Плагиоклаз VI зон альбитизации содержит 3—9 % анортитовой составляющей, в нем концентрации многих элементов понижены относи-

тельно плагиоклаза V, но количество K и Be повышено. Плагиоклаз VI из редкометалльно-мусковитовых пегматитов Индии характеризуется повышенным содержанием Li, Rb, Cs и пониженным — K. Плагиоклаз VII — альбит, отличающийся очень низкими содержаниями Ca, K, Ba, Sr, Rb, Cs; *только концентрация Be в нем достаточно высока и соизмерима* с таковой в плагиоклазе VI.

В плагиоклазовых пегматитах наблюдается плагиоклаз III в зоне биотит-кварц-плагиоклазового апографического и среднезернистого пегматита, образующегося до кварц-мусковитового комплекса. Он характеризуется *повышенным содержанием Rb (и Cs) и пониженным* — Ba и Sr по сравнению с плагиоклазом пегматоидного гранита, из которого при перекристаллизации и метасоматозе образовался этот пегматит.

Плагиоклазы IV и V плагиоклазовых пегматитов содержат более высокие концентрации Li и Be, а также Pb и Zn и пониженные количества Ba и Sr по сравнению с плагиоклазом III. По содержаниям малых элементов плагиоклазы IV, V плагиоклазовых пегматитов близки к соответствующему плагиоклазу двуполевошпатовых пегматитов. При этом плагиоклаз V зональных пегматитовых тел Мамского пояса характеризуется высоким содержанием бериллия, а в поясах Индии этим отличается и плагиоклаз IV. Плагиоклаз V содержит большое количество Rb и Pb по сравнению с плагиоклазом других минеральных ассоциаций. Сходство содержаний малых элементов подчеркивает единство процессов замещения пегматитов двух типов, что, видимо, обусловлено одинаковым составом растворов, под действием которых происходило послемагматическое замещение пегматитов различного происхождения, и их единым источником.

Для плагиоклаза пегматитов Северной Карелии отмечается понижение содержаний Ca, Ba, Sr, Li, Rb и Cs от ранних ассоциаций внешних зон к поздним, приуроченным к центральным частям тел [Слюдоносные пегматиты..., 1976; Салье, Глебовицкий, 1976].

Таким образом, для плагиоклаза пегматитов различных поясов и различных типов характерно понижение анортитовой составляющей и содержаний Ba и Sr от их ранних ассоциаций к поздним. Во всех поясах, где пегматиты содержат акцессорный берилл, плагиоклаз богаче бериллием [Шмакин, 1976] по сравнению с пегматитами поясов, в которых берилловая минерализация отсутствует. Плагиоклаз редкометалльно-мусковитовых пегматитов тоже обычно отличается наиболее высоким содержанием бериллия.

КАЛИЕВЫЙ ПОЛЕВОЙ ШПАТ

Калиевый полевой шпат (калишпат) незональных двуполевошпатовых пегматитов в Мамском пегматитовом поясе представлен рядом ортоклаз — максимальный микроклин. При этом ортоклаз характерен для Центральной структурной зоны, в которой расположены и массивы пегматоидных гранитов, тогда как микроклин наблюдается в пегматитах Северо-Западной и Юго-Восточной зон.

Как известно, главным фактором сохранения моноклинной структурной модификации калишпата — ортоклаза в мусковитовых пегматитах является высокое содержание в них бария [Афонина и др., 1978]. При сравнении содержаний малых элементов в калишпатах вкрест простирания пегматитового пояса устанавливается четкое понижение содержания Ba и Sr от Центральной зоны, где калишпат графического пегматита содержит 1,28 % Ba и 0,059 % Sr (табл. 7.2), к Северо-Западной зоне, в калишпате из пегматитов которой содержится 0,17 % Ba и 0,032 % Sr. В том же направлении происходит повышение концентраций Rb и Cs в калишпате, так что отношение Ba/Rb значительно снижается.

В зональных жилах двуполевошпатовых пегматитов калишпат представлен микроклином различной степени упорядоченности ($\Delta_p = 0{,}25$—1,0), причем последняя повышается от калишпата внешних структурных

Таблица 7.2

Содержание малых элементов в калишпатах пегматитов Мамского пояса, г/т

№ п/п	№ жилы	Положение	Пегматитовая зона	n	Rb	Cs	Tl	Ba	Sr	Ba/Rb	Rb/Cs	Ba/Cs
1	Без номера	Около массива пегматоидных гранитов (Центральная зона)	Графическая	2	197	2	1,2	12 800	590	65,0	98,5	6400
2	15	3—4 км от массива	Графическая	6	415	6	1,7	4800	500	11,6	69,2	800
			Пегматоидная	3	592	14	2,0	840	190	1,4	42,3	60
3	117	8—10 км от массива	Графическая	4	455	11	3,0	2500	310	5,5	41,4	227
			Пегматоидная	3	656	20	4,9	150	59	0,2	32,8	7,5
4	Без номера	В массиве пегматоидных гранитов	Пегматоидная	2	745	34	—	120	70	0,16	21,9	3,5
5	Без номера	Северо-Западная зона пояса	Неяснографическая	2	410	17	—	1700	320	4,1	24,1	100

Примечание. Месторождения: 1—4 — Согдиондон, 5 — Слюдянка.

зон пегматитовых тел к микроклину центральных зон. Как видно из табл. 7.3, в калишпате жил двуполевошпатовых пегматитов поясов Восточной Сибири от внешних зон к внутренним повышаются концентрации Li и резко понижаются — Ba и Sr.

Для Rb и Cs характерно повышение концентраций от ассоциации I к ассоциации III с последующим понижением в ассоциациях IV и V. Отношение Ba/Rb понижается от внешних зон пегматитовых тел к внутренним более чем в 13 раз, а Rb/Cs имеет минимум в калишпате III апографической зоны (рис. 7.1), что определяется максимальным содержанием здесь Cs. Последнее, видимо, обусловлено щелочным характером растворов, под действием которых происходило послемагматическое замещение в этой зоне. Последующее увеличение отношения Rb/Cs указывает на уменьшение концентрации более щелочного Cs относительно Rb в зонах

Таблица 7.3

Округленные средние содержания некоторых малых элементов и их индикаторные отношения в калишпатах из слюдоносных пегматитов Восточной Сибири [Шмакин, 1976], г/т

№ средних *величин*	Минеральные ассоциации, *структуры или зоны*	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Rb/Cs	Ba/Rb
	Двуполевошпатовые мусковитовые пегматиты							
1	Контактовые оторочки незональных жил	7	350	2	9600	540	175	27,4
2	Графические структуры	8	380	3	6400	510	127	16,8
3	Апографические структуры	6	420	5	4200	650	84	10,0
4	Зоны кварц-мусковитового замещения	12	275	3	830	105	92	3,0
5	Зоны кварцевого замещения	18	250	2	520	90	125	2,1
	Редкометалльно-мусковитовые пегматиты							
6	Контактовые оторочки	5	860	15	680	190	57	0,79
7	Графические структуры	6	920	16	620	80	58	0,67
8	Блоковые структуры	4	720	10	370	45	72	0,51
9	Зоны мусковитизации	7	650	8	50	7	81	0,077
10	Зоны альбитизации (Хамар-Дабан)	Не обн.	1080	52	40	35	20	0,037

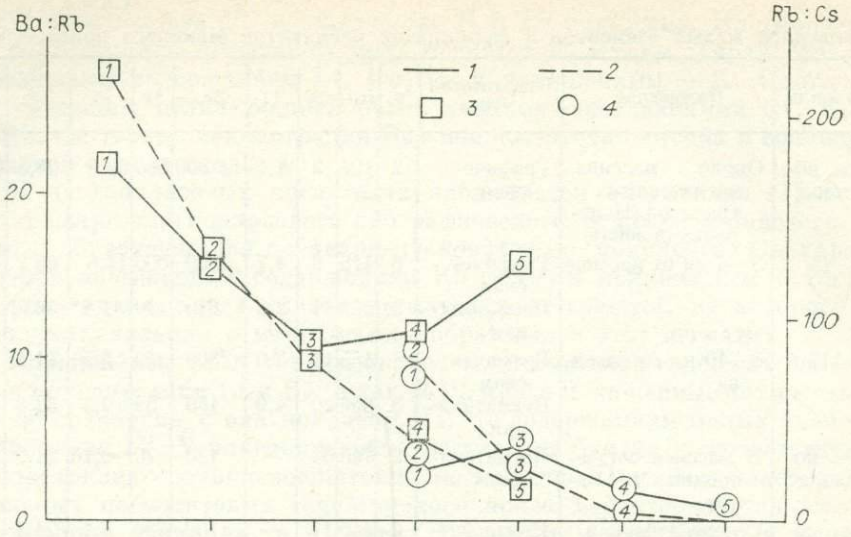


Рис. 7.1. Величины отношений Rb/Cs (*1*) и Ba/Rb (*2*) в последовательных генерациях калишпатов (*3*) и мусковитов (*4*) в двуполевошпатовых пегматитах Восточной Сибири. Номера точек соответствуют номерам средних величин в табл. 7.3 и 7.7.

повышенной кислотности. Однако в некоторых случаях не наблюдается понижения содержания Rb и Cs в калишпате пегматоида относительно апографической зоны. Видимо, здесь более важным фактором является концентрирование этих элементов в растворах при пониженной температуре в условиях частичной закрытости и их вхождение при росте кристаллов в пегматоидной зоне. Повышение содержаний Rb и Cs в калишпате пегматоида характерно для Бирюсинского пояса [Глебов, 1969].

При сравнении калишпатов графических пегматитов в жилах различных участков Согдиондонского поля в Мамском поясе установлено, что происходит закономерное изменение содержаний малых элементов с увеличением расстояния от массивов пегматоидных гранитов: количество Ba и Sr понижается, а Rb, Cs и Tl возрастает, так что величины Ba/Rb и Ba/Cs резко снижаются [Макагон, 1977]. Такое распределение малых элементов в калишпате указывает на проявление процесса магматической дифференциации анатектического расплава, обусловившее отмеченную геохимическую зональность. Этот же процесс привел к обогащению калишпата незональных пегматитов в зоне массивов пегматитов Ba и Sr, а на северо-западном фланге пояса — Rb и Cs.

Сравнение содержаний малых элементов в калишпатах из разных структурных зон крупных пегматитовых жил с большими запасами мусковита и средних данных по ним показывает, что крупные промышленные жилы характеризуются пониженным количеством Ba и Sr в калишпате и низким отношением Ba/Rb и повышенным — Rb и Cs относительно средних данных. Следовательно, образование крупных жил происходило из глубоко дифференцированных расплавов, а процессы послемагматического изменения пегматитов были наиболее интенсивны.

Сравнение содержаний малых элементов в калишпатах из разных структурных зон мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов показывает, что последние устойчиво в 2—3 раза богаче рубидием и в 4—7 раз цезием (см. табл. 7.2). Содержания Ba и Sr в них значительно ниже, так что отношения Ba/Rb и Rb/Cs понижаются от мусковитовых к редкометалльно-мусковитовым пегматитам. Эта же закономерность наблюдается в Хамардабанском поясе, где количество Rb и Cs в калишпате повышается, а Ba и Sr понижается от простых (с биотитом) пегматитов к мусковитовым и затем к редкометалльно-мусковитовым [Макрыгина,

1981]. Такое же соотношение в распределении этих элементов характерно для калишпатов пегматитовых жил мусковитового и редкометалльно-мусковитового типов, расположенных около массивов пегматоидных гранитов в Мамском поясе. Видимо, пониженные концентрации Ba и Sr и повышенные Rb и Cs в калишпатах редкометалльно-мусковитовых пегматитов обусловлены тем, что они образовались из наиболее поздних дифференциатов анатектического расплава, из которого формировались мусковитовые пегматиты.

Для калишпатов мусковитовых пегматитов Беломорского пояса характерно понижение концентраций Ba от внешних структурных зон к внутренним, а также от нижних горизонтов (корней) жил к их верхним частям [Слюдоносные пегматиты..., 1976], количество Li, Rb, Cs, Pb и Be в том же направлении возрастает. Содержание Ba в калишпате редкометалльно-мусковитовых пегматитов этого пояса очень низко, так что тенденция к его понижению в центральных частях пегматитовых тел проявлена *не всегда. Концентрации Li, Rb и Cs в калишпате этих пегматитов* так же как и в других поясах, более высоки по сравнению с калишпатом мусковитовых пегматитов, хотя и очень сильно различаются в разных жилах. Они также возрастают от внешних зон пегматитовых тел к внутренним.

Калишпаты редкометалльно-мусковитовых пегматитов широко развиты в пегматитовых поясах Индии, содержат относительно низкие концентрации Ba и Sr и повышенные — Rb, Cs, иногда Tl [Шмакин, 1976]. Чрезвычайно высоки здесь содержания Pb в калишпате. Низкие величины отношений Ba/Rb и Rb/Cs характерны для него, как и для калишпатов редкометалльно-мусковитовых пегматитов других регионов. По разрезу зонального Хамардабанского пегматитового пояса содержания Ba, Rb, Cs в калишпатах пегматитов изменяются очень контрастно в соответствии с зональностью этого пояса. В калишпатах биотитовых пегматитов содержания бария наиболее высоки, а Rb, Cs, также Na — минимальны. Первые резко снижаются, а вторые возрастают в калишпатах мусковитовых и затем редкометалльных пегматитов, так что отношение Ba/Rb понижается от мусковитовых пегматитов к редкометалльным на 3 порядка [Макрыгина, 1981].

Таким образом, калишпаты мусковитовых пегматитов содержат максимальные количества Ba и Sr и минимальные — Rb и Cs (а также Tl). Поведение этих элементов в процессе формирования указанных пегматитов определяется, с одной стороны, режимом щелочности-кислотности *растворов, под действием которых происходило замещение, а с другой* — степенью открытости системы, в которой осуществлялся этот процесс. При концентрировании рубидия и цезия в условиях ограниченного их выноса из пегматитовых тел эти элементы могли обогащать микроклин *пегматоидной зоны. Видимо, степень накопления Rb и Cs определяется* в конечном счете соотношением растворов алло- и автометасоматического происхождения. В совершенно открытой системе резко преобладает аллометасоматоз и определяющим фактором поведения малых элементов является режим щелочности-кислотности послемагматических растворов. В закрытой системе происходит автометасоматическое изменение пегматитов на послемагматическом этапе процесса их формирования, сопровождающееся накоплением ряда малых элементов в растворах и минералах на поздних стадиях этого процесса. Именно такой механизм обусловливает образование обогащенных редкими щелочами минералов редкометалльно-мусковитовых пегматитов и иногда редкометалльной минерализации в этих пегматитах.

КВАРЦ

Кварц присутствует во всех минеральных ассоциациях слюдоносных пегматитов. *В двуполевошпатовых пегматитах Восточной Сибири выделяется* кварц семи ассоциаций [Шмакин, 1976]: кварц I контактовых оторочек,

кварц II графических срастаний с полевыми шпатами и ранней пегматоидной структуры, кварц III апографических зон, кварц IV зон кварц-мусковитового комплекса, кварц V зон кварцевого замещения и кварцевых ядер, кварц VI зон альбитизации и кварц VII — кристаллы в полостях растворения кварца предыдущих зон.

В кварце слюдоносных пегматитов установлено спектральным анализом около 30 элементов-примесей, общее содержание которых достигает максимального — 0,5 %. Наиболее высоки концентрации Al и Na — до 0,2 %, несколько ниже — Ti и Fe (0,02—0,1 %). Остальные элементы встречаются в незначительном количестве. Вхождение значительных количеств Al и Na связано с тем, что алюминий может замещать кремний в кристаллической решетке кварца [Каменцев, 1965], а натрий выступает при этом как компенсирующий катион при гетеровалентном изоморфизме: $Al^{3+} + Na^{+} \rightarrow Si^{4+}$. Часть установленных в кварце элементов-примесей может присутствовать и в растворах газово-жидких включений, содержащихся в этом минерале.

По данным Б. М. Шмакина [1976], кварц I, II из пегматитов первичных структур Мамского и Бирюсинского поясов отличается высоким содержанием Na и повышенным — Al. Кварц III из пегматитов Мамского пояса обладает низкими содержаниями Fe и Cr, Na, V, Li, Ba, Sr. В кварце IV отмечаются относительно высокие концентрации Fe, Cr, V, Sn, Ba, что, возможно, связано с остаточными включениями замещаемых в зоне этого кварца минералов. Кварц V близок по содержанию большой части элементов к кварцу IV. Кварц VII отличается низким содержанием Al и Na и повышенным — Be. При этом содержание последнего в кварце пегматитов Мамского пояса выше по сравнению с Бирюсинским. В кварце пегматитов Индии подавляющее число элементов-примесей содержится в тех же количествах, что и Восточной Сибири. Однако в них меньше Pb, Ba, Be и не обнаружен стронций, а примеси лития больше, встречается также германий. Заметно повышение содержания бериллия в кварце пегматитовых тел, содержащих берилл.

В пегматитах Беломорского пояса кварц также присутствует практически во всех минеральных парагенезисах, его содержание в них варьирует от 15—20 % в плагиоклазовом пегматите неясно-графической структуры до 80—90 % в блоковом пегматите ядерных частей жил [Слюдоносные пегматиты..., 1976]. Здесь выделяются по морфологическим признакам 1) кварц плагиоклазовых пегматитов неясно-графической структуры, 2) кварц вростков в плагиоклазовом и микроклиновом пегматите петельчатой (апографической) структуры, 3) кварц кварц-мусковитового комплекса, 4) кварцевые ядра и 5) идиоморфные кристаллы (иногда морион или аметист) в занорышах.

В. В. Гордиенко с соавторами [Слюдоносные пегматиты..., 1976] выделяют четыре генерации кварца: кварц I в ассоциации с плагиоклазом I и микроклином II (морфологические разновидности 1 и 2); кварц II, развивающийся по плагиоклазу I и микроклину I (морфологические разновидности 3 и 4); кварц III из кварцевых ядер кристаллизуется одновременно или несколько позднее плагиоклаза II, микроклина II и пегматоидного мусковита II, кварц IV — кристаллы из занорышей.

Выделенные генерации кварца почти не различаются по содержаниям Na, Rb, Cs, Ca, Mn, Ti. Заметны их различия по концентрациям ряда других элементов. Так, кварц II из кварц-мусковитового агрегата обогащен калием по сравнению с кварцами I и III, от кварца I к кварцу III снижается содержание Li. Блоковый кварц II отличается пониженным содержанием Al, Mg и Fe. Наибольшие различия выделенных генераций кварца фиксируются по параметрам элементарной ячейки. Кварц I из неясно-графического пегматита и кварц II из апографического пегматита (петельчатой структуры) характеризуются низкими значениями a_0 и c_0, не различаясь между собой. Кварц II из кварц-мусковитового комплекса имеет максимальные значения c_0 и несколько повышенные a_0 по сравне-

нию с указанными выше кварцами. Блоковый кварц III характеризуется повышенным значением a_0 и пониженным — c_0, близким к таковым для кварцев I и II из кварц-полевошпатовых срастаний.

Максимальное значение параметра c_0 в кварце II из кварц-мусковитового комплекса коррелируется с повышенным содержанием в нем алюминия, подтверждая вывод И. Е. Каменцева [1965] об увеличении этого параметра при вхождении аллюминия в решетку кварца.

Установленные различия в значениях параметров a_0 и c_0 между кварцами I, II и III подтверждают справедливость выделения указанных генераций, соответствующих определенным стадиям пегматитового процесса.

БИОТИТ

Биотит в двуполевошпатовых пегматитах Мамского пояса наблюдается в пяти минеральных ассоциациях: биотит I в эндоконтактовых оторочках, биотит III — лейсты, пересекающие часто графический пегматит и наблюдающиеся в апографических зонах, биотит IV в зонах кварц-мусковитового комплекса, биотит V — пластинчатые или лейстовые кристаллы в кварце ядра и биотит VII, встреченный в единичных случаях в пустотах растворения кварца. Биотит I характеризуется повышенной железистостью, он содержит мало Na, Pb, Tl по сравнению с биотитом более поздних ассоциаций. Количества Ba, Zn и Sc в этом биотите максимальны (табл. 7.4, 7.5).

Биотит III наиболее распространен в двуполевошпатовых пегматитах. Он характеризуется общей железистостью от 56 до 60 %, ему свойственны низкие содержания *F*, высокие Ba и особенно Sr, максимальные — Cs. Биотит IV — перекристаллизованный биотит в зонах кварц-мусковитового комплекса, образующийся при замещении этого минерала мусковитом. Отличается повышенным содержанием Rb, Pb, Tl, а количество Sr *в нем ниже порога чувствительности анализа* (0,0005 %). *Биотит* V характеризуется низкой железистостью (45—50 %). Содержания Ba и Cs *в нем очень низкие*, а Na, F, Ti, Nb, Ta и Li максимальны.

Таблица 7.4

Химический состав биотита из пегматитов Мамского пояса, мас. %

Компонент	Двуполевошпатовые пегматиты				Плагиоклазовые пегматиты	
	I	III	IV	V	IIIа	IIIб
SiO_2	35,93	36,49	36,93	36,49	36,56	36,27
TiO_2	2,70	2,44	2,30	2,41	2,01	2,14
Al_2O_3	16,35	20,2	20,3	20,2	20,1	20,6
Fe_2O_3	3,20	2,26	1,16	2,36	1,36	1,06
FeO	18,72	16,88	16,70	16,88	16,34	17,42
MnO	0,17	0,27	0,30	0,25	0,15	0,19
MgO	8,62	8,0	9,0	8,2	9,2	8,3
CaO	0,17	Сл.	Сл.	Сл.	0,05	Сл.
Na_2O	0,14	0,15	0,23	0,22	0,28	0,20
K_2O	9,15	9,73	9,56	9,56	9,56	9,50
F	0,25	0,28	0,40	0,38	0,50	0,34
H_2O^+	5,15	3,52	3,40	3,28	3,79	3,49
Сумма. . .	100,55	100,22	100,28	100,23	99,90	99,51
Сумма с поправкой на F	100,45	100,10	100,11	100,11	99,69	99,37

Примечание. Приведены результаты анализа конкретных наиболее представительных образцов. Римскими цифрами обозначены ассоциации минералов (IIIа — со слабо выраженной зональностью, III б — в зональных телах).

Таблица 7.5

Средние содержания элементов-примесей в биотитах для пегматитов Мамского района, г/т

Минеральная ассоциация	Общая железистость, %	Na, %	F, %	Ti, %	Nb	Ta	Li	Rb	Cs	Be	Ba	Sr	Pb	Zn	Tl
Двуполевошпатовые пегматиты															
I	60	0,12	0,30	1,83	82	3	450	620	61	2,6	1400	0,9	5,3	1290	30
III	58	0,14	0,26	1,68	116	5	505	650	70	4,6	920	2,8	7,4	826	69
IV	54	0,16	0,38	2,09	104	4	455	710	52	2,0	630	Не опр.	11,5	664	80
V	48	0,19	0,42	2,40	130	12	665	650	19	2,1	370	1,0	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Крупноблоковые плагиоклазовые пегматиты															
III	59	0,18	0,25	1,80	35	Не опр.	368	476	35	2,4	3900	3,4	6,9	1472	34
IV	52	0,14	0,32	1,56	36	»	485	680	30	1,4	960	1,8	12,2	192	63
V	48	0,16	0,36	Не опр.	Не опр.	»	640	640	16	1,2	480	2,0	Не опр.	Не опр.	Не опр.

В плагиоклазовых крупноблоковых пегматитах биотит немусковитизированных участков образовался, как и биотит III двуполевошпатовых пегматитов, на ранней щелочной стадии метасоматоза. Для него, как и для биотита III, характерны высокие содержания Fe, Cs, Ba, Sr и Be. В зонах кварц-мусковитового комплекса и мусковитизации биотита количество этих элементов понижается, а концентрации F, Li, Rb, Tl и Pb возрастают. Содержание Nb и Ta в биотите крупноблоковых плагиоклазовых пегматитов понижено.

В Беломорском пегматитовом поясе биотит пегматитов имеет постоянный дефицит кремния по сравнению с теоретической формулой, отмечается присутствие значительного количества Al шестерной координации и дефицит суммы катионов в этой координации, а также дефицит в группе калия и в группе OH. Эти особенности состава биотита связаны с многообразными изоморфными замещениями в структуре минерала. Ведущая роль при этом принадлежит изоморфизму $3(Mg, Fe)^{2+} \leftarrow 2Al^{3+}$, фенгитовый изоморфизм $(Mg, Fe)^{2+} + [Si] \leftarrow R^{3+} + [Al]$, вероятно, имеет место только при вхождении в октаэдрические позиции Fe^{3+} и Ti^{3+} [Слюдоносные пегматиты..., 1976].

Магнезиальность и глиноземистость биотита находятся в обратном соотношении (рис. 7.2), при этом отмечается увеличение последней с ростом слюдонасыщения, так что на рис. 7.2 выделяются две группы пегматитовых жил — бесслюдные и мусковитсодержащие.

Сравнение геохимических данных по биотиту пегматитов различных поясов показывает, что для плагиоклазовых незональных пегматитов Беломорского пояса характерны более высокие содержания Ba и низкие — Li, Rb и Cs по сравнению с Мамским поясом [Слюдоносные пегматиты..., 1976]. При этом содержание Ba в биотите снижается от плагио-

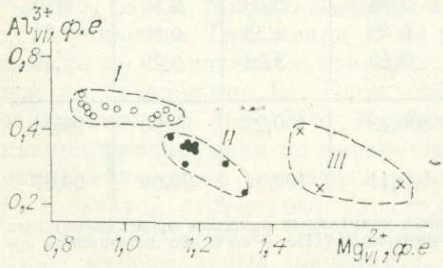


Рис. 7.2. Соотношение содержания магния и алюминия октаэдрической координации для биотитов [Слюдоносные пегматиты..., 1976].

I — поле слюдоносных жил, II — бесслюдных, III — биотиты гнейсов.

клазовых незональных пегматитов (тип I) к двуполевошпатовым с лейстовым биотитом (тип IV), а Li, Rb, Cs, Sn, Be — повышается. Повышенные количества Ba, Sr и пониженные — Li, Rb, Be характерны для Букачанского поля в Прибайкалье. Повышенные содержания Sr, Rb, Nb, Ta и пониженные — Na отмечаются в биотите Приольхонского пояса, повышенные концентрации Rb и Nb наблюдаются в биотитах Баргинского поля и пониженные — Na и Li в биотитах Акуканского поля [Шмакин, 1976]. При этом различия в составе биотита при переходе от одной минеральной ассоциации к другой в разных пегматитовых поясах близки. От биотита I к биотиту III и затем к биотитам IV и V содержания Ba, Sr и Zn снижаются, концентрация Cs максимальна в биотите III, а Li и F — в биотитах IV и V.

Биотиты редкометалльно-мусковитовых пегматитов в Беломорском поясе по сравнению с биотитом мусковитовых имеют высокие содержания Li, Rb, Cs, Pb, Sn, Nb и низкие — Ba [Слюдоносные пегматиты..., 1976]. В поясах Индии биотит неспециализированных пегматитов содержит минимальное количество Nb, Ta, Li, Be и максимум свинца, а биотит редкометалльно-мусковитовых пегматитов отличается максимальным количеством Nb, Ta, Li, Rb, Cs, Be, Sn. В мусковитовых пегматитах биотит содержит максимальное количество Ba и Sr.

Таким образом, изменение содержаний малых элементов в биотите мусковитовых пегматитов определяется условиями щелочности-кислотности послемагматических растворов и понижения температуры процесса. В биотите редкометалльно-мусковитовых пегматитов наблюдается накопление ряда элементов, определяющих их редкометалльную специфику, от ранних минеральных ассоциаций к поздним.

МУСКОВИТ

В слюдоносных пегматитах мусковит наблюдается в следующих минеральных ассоциациях: мусковит II участков гидролиза полевых шпатов в зоне ранней пегматоидной структуры; мусковит IV зоны кварц-мусковитового комплекса (по биотиту и в кварц-мусковитовом агрегате), мусковит V —«пегматоидный»— пегматоидной зоны с кварцевым ядром, мусковит VI зон альбитизации и мусковит VII зон растворения кварца. Практический интерес представляют собой мусковит IV (по биотиту и в кварц-мусковитовом комплексе) и мусковит V пегматоидных зон.

В табл. 7.6 приведены химические анализы мусковита из различных минеральных ассоциаций пегматитовых тел и различных поясов Восточной Сибири и Индии. Из них видно, что мусковиты различных поясов близки по составу. При этом мусковиты IV из кварц-мусковитового комплекса (IVа) и по биотиту (IVб) характеризуются высоким содержанием TiO_2 и MgO. В то же время мусковит V отличается от мусковита IV пониженным количеством TiO_2, а в мусковите VI наблюдаются очень низкие содержания TiO_2 и MgO и пониженные — Fe_2O_3 и FeO. При детальном анализе изоморфизма катионов в шестерной координации структуры мусковита установлено, что в этом минерале изоморфные замещения осуществляются по схеме $Si^{4+} + (Fe^{2+} \leftrightarrow Mg^{2+}) \leftrightarrows (Al^{3+} + Fe^{3+})$ (знаком $\leftrightarrows$ помечен основной тип изоморфизма, а знаком $\leftrightarrow$ сопутствующий) [Бутвин, Скоробогатова, 1984]. На диаграммах их статьи отчетливо заметно разделение мусковитов кварц-мусковитового комплекса и пегматоидных зон и изменение состава обоих этих мусковитов в соответствии с зональностью пегматитового поля. В мусковите периферийных его зон происходит повышение концентраций Si + Fe + Mg и Ti с одновременным уменьшением количества Al и Fe^{3+}. При этом пегматоидный мусковит характеризуется относительно повышенным содержанием $(Al + Fe^{3+})$ и пониженным $(Si + Fe^{2+} + Mg)$ по сравнению с мусковитом по биотиту и кварц-мусковитового комплекса.

Таблица 7.6

Химический состав мусковита из месторождений Восточной Сибири и Индии, мас. %

Компонент	Восточная Сибирь								Индия	
	Мамский пояс				Бирюсинский пояс				Бихар	Неллур
	IVa	IVб	V	VII	IVa	IVб	V	VI	IVa (рубиновая)	IVa (зеленая)
SiO_2	45,96	45,42	45,92	46,02	45,62	45,44	44,80	45,72	45,26	45,48
TiO_2	0,11	0,99	0,27	0,49	0,81	0,54	0,11	—	0,49	—
Al_2O_3	34,15	32,28	31,86	32,76	31,94	32,45	32,09	34,39	34,39	31,26
Fe_2O_3	0,69	1,40	0,68	0,53	0,89	0,71	1,42	1,03	0,81	3,74
FeO	0,54	0,54	1,18	0,90	1,26	0,90	2,16	0,45	0,90	1,44
MnO	—	—	0,01	0,01	—	—	0,02	—	—	0,03
MgO	0,92	1,40	1,43	1,48	1,40	1,29	1,01	0,26	0,63	0,33
CaO	0,21	0,23	0,23	0,35	0,17	0,17	0,17	0,32	0,32	0,23
Na_2O	0,88	0,67	0,81	0,81	0,74	0,92	0,95	0,38	0,67	0,54
K_2O	10,54	10,96	10,96	10,54	10,96	10,23	10,54	11,26	10,54	10,96
P_2O_5	0,06	0,09	0,09	0,06	0,07	0,03	0,08	0,09	0,09	0,09
F	0,06	0,12	0,09	0,20	0,14	0,15	0,56	0,03	0,12	0,33
H_2O^+	5,09	5,03	5,45	5,02	5,13	5,87	5,36	5,24	4,99	4,58
H_2O^-	0,48	0,74	0,62	0,83	0,54	0,96	0,62	0,52	0,68	0,65
Сумма. . .	99,69	99,87	99,60	100,00	99,67	99,66	99,89	99,69	99,80	99,66
Сумма с поправкой на F	99,66	99,82	99,56	99,92	99,61	99,60	99,65	99,68	99,75	99,52

Примечание. Приведены результаты анализа конкретных, наиболее представительных образцов. Римскими цифрами обозначены генерации мусковита.

В зональном Хамардабанском поясе наблюдается понижение содержания кремния и повышение — Al и F от микроклин-плагиоклазовых мусковитовых к микроклин-альбитовым и микроклин-сподумен-альбитовым пегматитам.

Разновидности мусковита IVa и IVб близки по содержаниям Na, F, Ba, Sr, Nb, Rb, Cs, Zn, Sn (табл. 7.7), но количество Li в мусковите IVб, образующемся по биотиту, более высоко. Это обусловлено геохимической спецификой минералов биотита, за счет которых образуется мусковит, а именно высоким содержанием лития в биотите. В мусковите IVa, образующемся за счет калишпата, повышено содержание Pb и Tl.

В мусковите V резко понижается содержание Ba и Sr относительно мусковита IV, а концентрации F, Li, Be, Zn и Tl, наоборот, повышены. Содержание Rb может быть понижено, но наблюдается и повышение его количества в мусковите V относительно мусковита IV. Последнее, видимо, обусловлено той же причиной, что и в случае калишпата: накоплением рубидия в растворах в условиях частичной закрытости системы.

Мусковит V в пегматитовых жилах с интенсивным проявлением автометасоматического замещения резко обогащен Nb, Ta и Zr [Макагон, 1971], а также Rb, Li, Be.

Мусковит VI характеризуется также повышенными концентрациями Ta, Nb, Rb, Cs, а содержания Ba и Sr в них очень низки. Мусковит VII отличается максимальными содержаниями Rb и Cs и низкими — Ba и Sr. Количество Li в них понижено относительно мусковита VI.

Отношение Ba/Rb в мусковитовых двуполевошпатовых пегматитах снижается резко от мусковита IV к мусковиту VII (см. рис. 7.1) по мере снижения температуры от стадии кварц-мусковитового замещения к стадии растворения кварца. Отношение Rb/Cs несколько повышается от мусковита IV к мусковиту V, отражая повышение кислотности замещающих

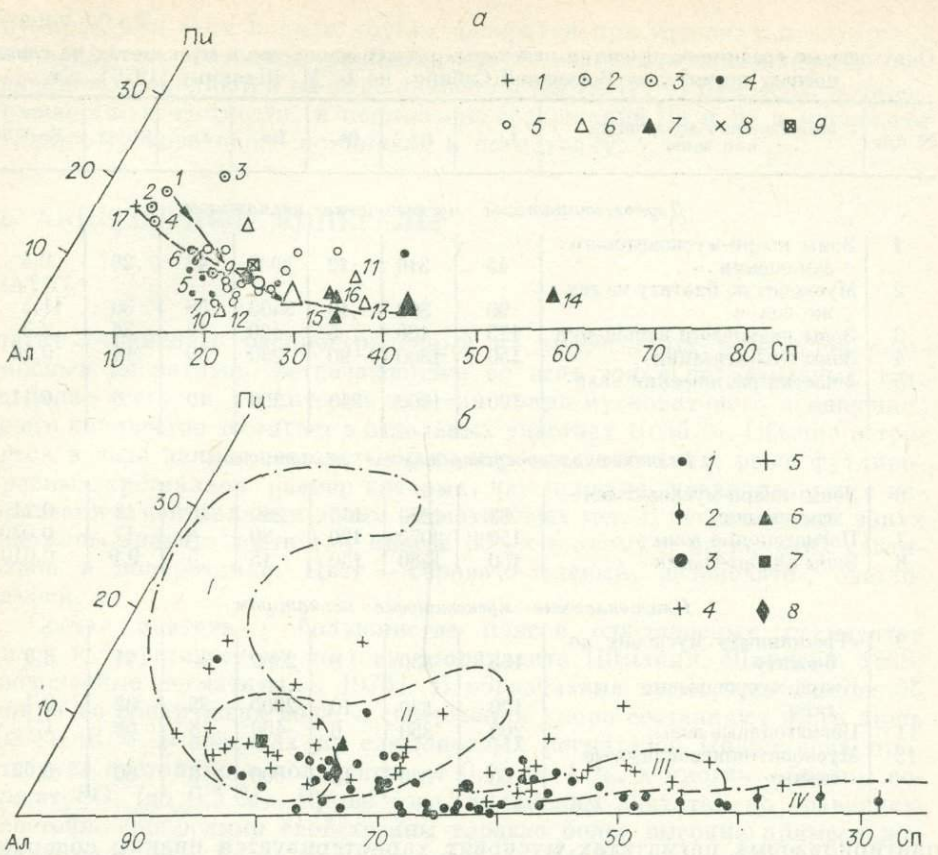


Рис. 7.3. Диаграммы альмандин (Ал)— спессартин (Сп)— пироп (Пи) для гранатов из слюдоносных пегматитов.

а — Мамский пегматитовый пояс: *1* — плагиограниты; *2* — двуполевошпатовые граниты; *3* — двуполевошпатовый аплитовидный гранит; *4—7* —зоны зональных тел двуполевошпатовых пегматитов: *4* — мелкозернистых и графических, *5* — апографических и кварц-мусковитового комплекса, *6* — пегматоидной структуры и кварцевого ядра, *7* — альбитизации; *8*, *9* — плагиоклазовый пегматит: *8* — диабластический; *9* — графический. Использованы анализы гранатов из работы Ю. М. Соколова [1970]. *б* — *Беломорский пояс и средние данные по гранату Мамского, Хамардабанского и Бихарского поясов*. *1—4* — Беломорский пояс: *1* — мусковитовые пегматиты (кроме зон альбитизации); *2* — зоны альбитизации в мусковитовых пегматитах; *3* — среднее для мусковитовых пегматитов; *4* — *редкометалльно-мусковитовые пегматиты*; *5* — среднее для редкометалльно-мусковитовых пегматитов; *6—8* — среднее для мусковитовых пегматитов поясов: *6*— Мамского, *7*— Хамардабанского, *8* — Бихарского. I—IV — поля гранатов из различно специализированных пегматитов по Ю. М. Соколову [1970]: I — керамические, II — мусковитовые, III — редкометалльно-мусковитовые, IV — редкометалльные. По табл. 7.10 и литературным данным [Слюдоносные пегматиты..., 1976; Шмакин, 1976; Салье, Глебовицкий, 1976; Гродницкий, 1982].

растворов, затем оно понижается в мусковитах VI и VII в результате роста щелочности среды минералообразования на стадии образования минеральных ассоциаций VI и VII.

Для мусковитовых пегматитов Беломорского пояса характерно возрастание содержания Rb, Cs и Sn, Be, Ga, Nb, Ta, Sc и V от мусковита мелкозернистой оторочки и кварц-мусковитового комплекса к пегматоидному мусковиту [Слюдоносные пегматиты..., 1976] при постоянном содержании Li и Rb. В позднем мусковит-плагиоклазовом агрегате количество Li, Rb, Sn, Be, Ga, Nb снижается относительно пегматоидного мусковита, а Rb — возрастает. Такое поведение малых элементов указывает на протекание процессов замещения пегматитов в закрытой системе.

В плагиоклазовых пегматитах Мамского пояса «трещинный» мусковит и мусковит кварц-мусковитового комплекса близки по содержаниям Rb, Cs, Ba, Sr мусковитам IVа и IVб двуполевошпатовых пегматитов, и только содержание Li в них значительно выше. В мусковите пегматоидных зон количество Li и в меньшей мере Rb повышается относительно более раннего мусковита IV, а Ba, Sr и Cs — понижается. А в мусковит-

Таблица 7.7

Округленные средние содержания некоторых малых элементов в мусковитах из слюдоносных пегматитов Восточной Сибири, по Б. М. Шмакину [1976], г/т

№ п/п	Минеральная ассоциация или зоны	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Rb/Cs	Ba/Rb
	Двуполевошпатовые мусковитовые пегматиты							
1	Зоны кварц-мусковитового замещения	45	310	12	2900	48	26	9,4
2	Мусковит по биотиту из тех же зон	90	300	10	3400	38	30	11,3
3	Зоны кварцевого замещения	125	180	5	420	12	36	2,3
4	Зоны альбитизации	150	1300	90	230	30	14	0,18
5	Участки растворения кварца	100	1800	300	200	10	6	0,11
	Редкометалльно-мусковитовые пегматиты							
6	Зоны кварц-мусковитового замещения	52	1260	105	260	10	12	0,21
7	Пегматоидные зоны	150	2070	120	80	8	17	0,039
8	Зоны альбитизации	160	1480	150	15	5	9,9	0,010
	Плагиоклазовые мусковитовые пегматиты							
9	«Трещинный» мусковит по биотиту	155	330	8	2800	30	41	8,5
10	Кварц-мусковитовые агрегаты	120	320	10	2900	35	32	9,1
11	Пегматоидные зоны	200	350	6	400	8	58	1,1
12	Мусковит-плагиоклазовые жилы	60	960	12	600	6	80	0,62

плагиоклазовых пегматитах мусковит характеризуется низким содержанием Li, повышенным количеством Rb и Cs, а также Ba.

Мусковит IV редкометалльно-мусковитовых пегматитов Восточной Сибири (см. табл. 7.7) отличается от мусковита кварц-мусковитового комплекса мусковитовых пегматитов резко повышенными содержаниями Rb и Cs и пониженными — Ba и Sr. В последующих ассоциациях пегматоидных зон происходит повышение содержаний Li, Rb и Cs с понижением количества Ba и Sr, а в зоне альбитизации концентрации Rb, Cs, Ba, Sr понижены. В мусковите редкометалльно-мусковитовых пегматитов Беломорского пояса количества Rb и Cs, а также Pb, Sn, Be, Nb, Ta возрастают от кварц-мусковитового комплекса к пегматоиду, а Ba — понижаются. В более позднем мусковите мусковит-плагиоклазового агрегата наблюдается снижение содержаний Rb, Cs, Ba, Sn, Nb, Sc и повышение Pb при постоянном количестве Be. В зонах альбитизации мусковит содержит максимальные количества Rb, Cs, Sn, Be и повышенные — Pb при очень низком содержании Ba, Sc и V [Слюдоносные пегматиты..., 1976]. Количества Rb, Cs, Sn и Be здесь близки к таковым в мусковите редкометалльных пегматитов и сравнимы с данными для мусковита редкометалльно-мусковитовых пегматитов Индии [Шмакин, 1976]. В Хамардабанском пегматитовом поясе отмечается значительное возрастание концентраций Li, Rb, Cs, Be, F и снижение содержаний Ba в мусковите при переходе от биотит-ортоклазовых к мусковитовым и редкометалльным пегматитам [Макрыгина, 1981].

Следовательно, для мусковита, как и калишпата, в слюдоносных пегматитах проявляются две тенденции в поведении малых элементов. Первая обусловлена влиянием щелочности-кислотности среды минералообразования и выражается в снижении содержаний щелочных элементов Rb и Cs в мусковите пегматоидных зон по сравнению с мусковитом кварц-мусковитового комплекса. Вторая — тенденция к накоплению Rb и Cs в пегматоидном мусковите, она определяется проявлением процесса кон-

центрирования этих и ряда других элементов при условиях относительного закрытия системы и усиления автометасоматических явлений. Обе тенденции проявляются на фоне снижения температуры процесса, которое отражается, в частности, в понижении содержаний Ba и Sr в мусковите от кварц-мусковитового комплекса к пегматоиду.

7.2. АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

АПАТИТ

Апатит — наиболее распространенный из акцессорных минералов слюдоносных пегматитов, встречающийся во всех зонах пегматитовых тел. Но более всего он характерен для зон кварц-мусковитового замещения, где его количество достигает в отдельных участках 10 об.%. Обычно встречается в виде длинношестоватых или короткостолбчатых, реже футлярообразных кристаллов, размер которых, как правило, увеличивается в направлении к центральным зонам пегматитовых тел. В пегматоидных зонах кристаллы апатита достигают иногда 30 см в длину и нескольких сантиметров в поперечнике. Цвет — серовато-зеленый, зеленовато-, светло-голубой.

Состав апатита в большинстве поясов слюдоносных пегматитов близок к теоретическому составу фторапатита [Шмакин, Ширяева, 1968; Слюдоносные пегматиты..., 1976]. В образцах из пегматитов Восточной Сибири не обнаружена вода, а содержания хлора составляют всего лишь 0,02—0,13 %. В апатитах из слюдоносных пегматитов Индии вода присутствует постоянно в количестве от 0,15 до 1 %, а многие образцы содержат SO_3 (до 0,5 %). Кроме того, индийским апатитам по сравнению с восточно-сибирскими свойственны гораздо более высокие примеси железа и марганца. Резко повышенные содержания марганца характерны для апатита из зоны альбитизации.

Из примесных элементов наибольший интерес в апатитах представляют редкоземельные. Их общее содержание, индивидуальные спектры и поведение в процессе эволюции пегматитов детально рассмотрены ранее [Шмакин, Ширяева, 1968; Юргина и др., 1975; Слюдоносные пегматиты..., 1976; Шмакин, 1976]. Здесь отметим наиболее характерные особенности поведения РЗЭ в апатитах.

Апатиты из мусковитовых пегматитов Мамского и Бирюсинского поясов содержат примерно равные количества лантаноидов и иттрия. Чуть более высокая сумма РЗЭ, главным образом за счет Y, установлена в апатитах Беломорского пояса. При этом отношение $\Sigma Ce/\Sigma Y$ в последних существенно ниже. Кроме апатитов Беломорского пояса примерно равное соотношение цериевых и иттриевых РЗЭ свойственно апатитам из мусковитовых пегматитов Приольхонского и Кондаковского поясов. Апатит из Кондаковского пояса выделяется минимальным количеством лантаноидов (табл. 7.8).

В Мамском поясе выявлено закономерное снижение содержаний суммы РЗЭ и особенно легких лантаноидов в апатите от ранних зон к зонам кварцевого замещения (пегматоидным зонам), а затем резкое возрастание их в зоне альбитизации. Противоположным образом ведут себя иттриевые редкие земли. В результате значения отношения $\Sigma Ce/\Sigma Y$ изменяются волнообразно с минимумом в пегматоидных зонах, отражая изменение кислотности-щелочности пегматитового процесса [Шмакин, Ширяева, 1968]. Эта закономерность характерна и для апатитов Бирюсинского пояса (см. табл. 7.8).

Сравнение апатитов из мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов Беломорского пояса показывает, что последние характеризуются более низкими содержаниями лантаноидов и иттрия, а также пониженным отношением $\Sigma Ce/\Sigma Y$ (см. табл. 7.8).

Таблица 7.8

Содержания редких земель в апатитах слюдоносных пегматитов, мас. %

Пояс	Зона или тип пегматита	Кол-во проб	Σ Ln	Y	Σ Ce/ΣY
Мамский	Мелко-среднезернистая и графическая	2	0,634	0,086	2,7
	Кварц-мусковитового замещения	7	0,464	0,205	1,25
	Кварцевого замещения	3	0,305	0,195	0,92
	Альбитизации	3	0,575	0,195	1,3
	Среднее	15	0,477	0,185	1,3
Бирюсинский	Кварц-мусковитового замещения	4	0,504	0,196	1,8
	Кварцевого замещения	2	0,449	0,201	1,4
	Среднее	6	0,486	0,198	1,7
Беломорский	Среднее для мусковитовых пегматитов	21	0,437	0,283	1,1
	Среднее для редкометалльно-мусковитовых пегматитов	21	0,313	0,197	0,90
Букачанский	Кварц-мусковитового замещения	1	0,317	0,123	1,9
Приольхонский	То же	1	0,265	0,235	1,0
Кондаковский	»	1	0,409	0,261	1,1
Бихарский	»	3	0,353	0,148	1,4

Примечание. Σ Ce включает элементы от La до Gd. Σ Y включает Y и элементы от Dy до Lu. Использованы литературные данные [Шмакин, Ширяева, 1968; Салье, Глебовицкий, 1976; Шмакин, 1976].

Кроме РЗЭ химическими и спектральными анализами в апатитах обнаружены примеси Si, Al, Ti, Fe, Mn, Na, K, Ba, Sr, Pb, Cu, Ni, Ga, Bi, Be, Sc.

ГРАНАТ

Гранат — типичный акцессорный минерал слюдоносных пегматитов. Широко проявленный типоморфизм этого минерала позволяет использовать его при типизации пегматитов, изучении эволюции PT условий пегматитообразования и т. д. Имеется довольно большое количество работ, посвященных гранату слюдоносных пегматитов [Соколов и др., 1962; Великославинский и др., 1963; Глебов и др., 1969; Соколов, 1970; Салье, Глебовицкий, 1976; Слюдоносные пегматиты..., 1976; Шмакин, 1976; Гродницкий, 1982; и др.].

В пегматитовых телах гранат встречается во всех зонах — от эндоконтактовых мелкозернистых оторочек до зон альбитизации. Обычно он образует идиоморфные кристаллы размером от долей миллиметра до 10 см в поперечнике, реже — субграфические срастания с кварцем и другими минералами. Цвет минерала в основном красный разных оттенков. Для граната из поздних зон характерны более светлые тона окраски.

Химический состав гранатов из пегматитов приведен в табл. 7.9 и 7.10. В табл. 7.9 приведен также изученный В. М. Макагоном состав гранатов из пегматоидных гранитов Мамского пояса. Все гранаты относятся к группе пиральспитов. Исключение составляет лишь гранат из плагиогранитов, в котором при ведущей роли альмандина гроссуляровый минал (22,5 %) преобладает над суммой спессартина, пиропа и андрадита.

Для него характерно минимальное содержание спессартина. В двуполевошпатовых пегматоидных гранитах по сравнению с плагиоклазовыми гранат обогащен альмандиновой и спессартиновой составляющими за счет гроссуляра. Но в них все же пироп преобладает над спессартином. И лишь в жильном двуполевошпатовом аплитовидном граните — дифференциате двуполевошпатовых пегматоидных гранитов — гранат приобретает состав, близкий составу граната из пегматитов, в которых ведущая роль принадлежит альмандиновому и спессартиновому миналам. В ряду плагиограниты — двуполевошпатовые граниты — аплитовидные граниты отношение спессартин/пироп возрастает в гранате от 0,3 до 2,2, а содержание титана почти на порядок снижается (см. табл. 7.9).

В процессе формирования пегматитов от ранних к поздним зонам (парагенезисам) наблюдается постепенное возрастание в гранате спессартинового компонента за счет снижения альмандинового и пиропового миналов, а значение отношения спессартин/пироп увеличивается в 4 раза. Гранаты из пегматитов в целом значительно менее кальциевые по сравнению с гранатами из гранитов. В Мамском поясе повышенные содержания кальция обнаружены Ю. М. Соколовым [1970] лишь в гранате из мелкозернистого (диабластического) плагиоклазового пегматита (см. табл. 7.9). По сравнению с двуполевошпатовыми пегматитами в плагиоклазовых пегматитах гранат несколько обогащен магнием и титаном, а в Беломорском поясе также еще и кальцием [Салье, Глебовицкий, 1976].

Эволюция состава граната наиболее наглядно отражается на диаграмме альмандин — спессартин — пироп. В последовательном ряду от гранитов до наиболее поздних зон альбитизации в пегматитах происходит закономерное возрастание в гранате роли спессартина за счет альмандина и пиропа (рис. 7.3, *а*). Аналогичная тенденция отмечена для Беломорского пояса как при сравнении ранних генераций граната с поздними, так и при сравнении разных типов пегматитов в единых эволюционных рядах [Салье, Глебовицкий, 1976; Гродницкий, 1982].

Рис. 7.3, *б* иллюстрирует широкие вариации состава граната из слюдоносных пегматитов Беломорского пояса, для которого имеется максимальное количество аналитических данных [Слюдоносные пегматиты..., 1976; Салье, Глебовицкий, 1976; Гродницкий, 1982]. Для сравнения показаны также точки средних составов граната из пегматитов различных поясов. Обращают на себя внимание большой разброс точек составов граната как мусковитовых, так и редкометалльно-мусковитовых пегматитов и, как следствие этого, значительная область перекрытия тех и других. Так, в поле собственно мусковитовых пегматитов, выделенном на диаграм-

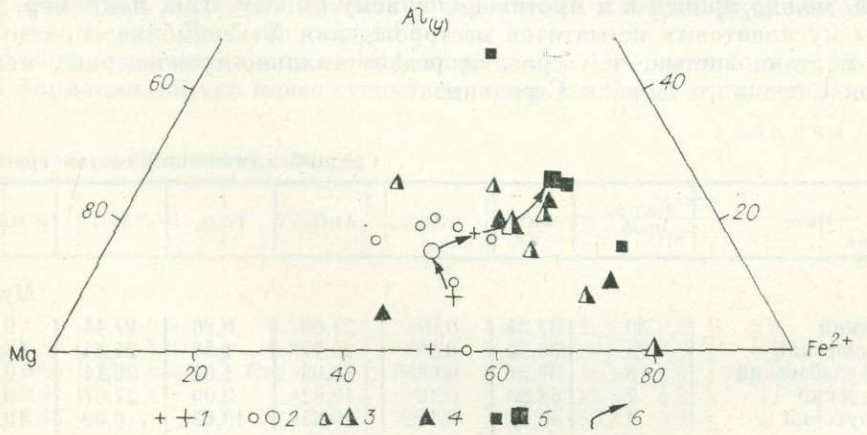


Рис. 7.4. Диаграмма Mg — Fe^{2+} — Al(*y*) для турмалина.

1—5 — зоны пегматита: *1* — среднезернистого и графического, *2* — апографической структуры и кварц-мусковитового замещения, *3 4* — пегматоидные Мамского (*3*) и Беломорского (*4*) поясов, *5* — альбитизации (малые значки — для отдельных образцов, большие — для средних значений); *6* — вектор эволюции состава турмалина в процессе формирования пегматитов.

Химический состав граната из гранитов и

Вмещающая порода и зона пегматита	Кол-во проб	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
							Пегматоидные
Плагиограниты	2	37,67	0,18	19,10	0,43	28,38	1,80
Двуполевошпатовые граниты:							
ортоклазовый	1	37,68	0,11	19,87	0,14	31,69	3,20
микроклиновый	3	37,74	0,07	19,42	0,42	31,59	3,83
микроклиновый (аплитовидный)	1	38,50	0,02	20,50	0,82	29,49	6,81
							Двуполевошпатовые
Зона:							
мелкозернистой и графической структуры	6	37,12	0,06	20,48	1,36	28,87	8,54
апографической структуры и кварц-мусковитового комплекса	6	37,10	0,07	21,09	0,47	29,04	9,02
пегматоидной структуры и кварцевого ядра	4	37,75	0,07	20,25	1,42	26,73	10,63
альбитизации	3	37,41	0,05	21,38	1,70	21,47	15,55
							Плагиоклазовые
мелкозернистая (диабластическая)	1	36,08	0,14	20,98	Не обн.	32,04	5,95
графическая	1	37,16	0,09	22,18	1,66	27,70	8,40

ме Ю. М. Соколовым [1970] на примере Мамского пояса, попадает почти равное количество образцов из мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов Беломорского пояса, а в поле редкометалльно-мусковитовых пегматитов преобладают, как это ни странно, образцы из мусковитовых пегматитов. Вместе с тем в литературе стало традицией подчеркивать повышение марганцовистости гранатов при переходе от мусковитовой к редкометалльно-мусковитовой формации. Эта тенденция выявляется и для Беломорского пояса, но лишь при сравнении средних составов гранатов из разных формаций (см. рис. 7.3, *б*), тогда, как, формально сравнивая отдельные различно специализированные пегматитовые поля, можно прийти и к противоположному выводу. Так, например, гранаты мусковитовых пегматитов месторождения Хетоламбина гораздо более марганцовистые, чем гранаты редкометалльно-мусковитовых пегматитов Слюдяного Бора и Стрельны.

Средний химический состав гранатов

Пояс	Кол-во проб	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
							Мускови
Мамский	30	37,24	0,07	21,03	0,96	27,44	9,33
Беломорский	21	36,92	0,10	20,77	1,58	21,84	13,56
Хамардабанский	3	37,51	0,06	20,68	1,64	29,14	9,04
Бихарский	7	38,80	0,16	19,62	2,09	27,67	9,31
Неллурский	1	40,18	0,17	19,65	10,62	6,99	19,15
							Редкометалльно-
Беломорский	31	36,05	0,04	20,57	0,70	25,75	14,52
Неллурский	1	38,78	0,13	19,67	1,74	24,03	13,00

Примечание. Использованы материалы: Мамский пояс [Соколов, 1970]; Беломорский гина, 1981]; Бихарский и Неллурский пояса [Шмакин, 1976]. Ал — альмандин, Сп — спессартин,

Таблица 7.9

пегматитов Мамского пояса, мас. %

MgO	CaO	ΣLn	Y	Сумма	Альмандин	Спессартин	Пироп	Андразит	Гроссуляр	Спессартин/Пироп
граниты										
3,26	8,87	Нет свед.	Нет свед.	99,69	59,9	3,8	12,3	1,5	22,5	0,3
4,13	3,00	0,056	0,127	100,03	68,8	6,8	15,9	0,5	8,4	0,4
3,83	2,99	0,064	0,140	100,09	68,5	8,4	14,8	1,0	7,3	0,6
1,70	1,96	0,171	0,394	100,37	70,2	16,4	7,4	2,6	3,4	2,2
пегматиты										
1,62	1,68	0,059	0,203	99,99	67,8	20,2	6,9	4,1	1,0	2,9
1,41	1,90	0,128	0,273	100,50	67,2	21,2	5,8	1,5	4,3	3,7
0,93	1,33	0,206	0,286	99,60	65,6	26,5	3,9	4,0	Не обн.	6,8
0,73	1,58	0,082	0,260	100,21	52,9	38,9	3,2	5,0	»	12,2
пегматиты										
2,12	3,06	Нет свед.	Нет свед.	100,37	69,9	13,1	8,5	Не обн.	8,5	1,5
1,90	1,38	»	»	100,47	66,9	19,9	8,1	5,1	Не обн.	2,5

Причины столь широких вариаций состава граната в пегматитах Беломорского пояса, так же как и упомянутых выше противоречий, заключаются, по-видимому, в многообразии геологических и термодинамических условий образования конкретных месторождений в полициклических метаморфических поясах, где возможны разнообразные варианты сочетания параметров метаморфизма разных циклов, несомненно, влияющих на особенности процессов пегматитообразования. В связи с этим важно отметить, что М. Е. Салье, выделившая исходя из условий и последовательности метаморфизма для Беломорского пояса по три класса пегматитов в мусковитовых и редкометалльно-мусковитовой формациях, *выявила различия в составе граната в различных классах мусковитовой* формации [Салье, Глебовицкий, 1976].

В моноциклических поясах вариации состава гранатов в пегматитах одной формации обычно менее существенны, но разные пояса могут замет-

Таблица 7.10

из слюдоносных пегматитов, мас. %

MgO	CaO	Ln_2O_3	Y_2O_3	Сумма	Минал				
					Ал	Сп	Пи	Гр	Ан
товые									
1,55	1,77	0,109	0,206	99,71	65,3	22,6	6,6	2,5	3,0
1,16	2,88	0,208	0,620	99,64	52,8	33,5	4,9	3,5	5,3
1,02	0,97	Нет свед.	Нет свед.	100,06	74,0	16,5	6,7	Не обн.	2,8
1,02	0,97	»	»	99,64	69,5	22,8	4,5	»	3,2
0,65	2,48	»	»	99,89	38,1	50,8	3,1	»	8,0
мусковитовые									
0,64	1,30	0,042	0,059	99,76	59,7	33,9	2,7	1,7	2,0
0,20	1,59	Нет свед.	Нет свед.	99,14	61,0	33,2	0,7	Не обн.	5,1

пояс [Салье, Глебовицкий, 1976; Слюдоносные пегматиты..., 1976]; Хамардабанский пояс [Макры-
Пи — пироп, Гр — гроссуляр, Ан — андрадит.

но различаться по соотношению альмандинового и спессартинового миналов, а также по содержаниям титана (см. табл. 7.10, рис. 7.3).

На примере Беломорского и Неллурского поясов видно, что редкометалльно-мусковитовым пегматитам свойственны более низкие содержания пиропового минала по сравнению с собственно мусковитовыми пегматитами.

Из элементов-примесей в гранатах наибольший интерес представляют редкие земли. Средние содержания лантаноидов и иттрия в гранатах закономерно понижаются от ранних генераций к поздним, а также при переходе от мусковитовой формации к редкометалльно-мусковитовой. При этом происходит возрастание доли Y и иттриевых редких земель по сравнению с цериевыми [Слюдоносные пегматиты..., 1976; Шмакин, 1976; Юргина и др., 1975].

Полный список элементов-примесей в гранатах довольно велик: Sc, Cr, V, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Ba, Sr, Ga, Ge, Sn, Be и др. Ранние гранаты содержат повышенные количества примесей Cr, Ni, Cu, а гранат из зон альбитизации обогащен Sn и Be [Шмакин, 1976].

ТУРМАЛИН

Турмалин — один из наиболее характерных акцессорных минералов мусковитовых пегматитов, что послужило основанием А. Е. Ферсману [1960] использовать этот минерал в названии выделенного им шерл-мусковитового типа пегматитов. Черный турмалин встречается практически во всех структурно-парагенетических комплексах (зонах) мусковитовых пегматитов, но наиболее типичен для зон апографического пегматита, кварц-мусковитового комплекса и блокового (пегматоидного) кварца. Обычно образует призматические кристаллы размером до 40 см в длину, а также субграфические срастания с кварцем, реже — с гранатом и мусковитом.

Средний состав турмалина в разных зонах мусковитовых пегматитов приведен в табл. 7.11. Все изученные турмалины относятся к шерл-дравитовому ряду с примесью оленитовой, в меньшей степени — бюргеритовой и тсилаизитовой составляющих. Сделанный ранее вывод о принадлежности турмалинов мусковитовых пегматитов к ряду дравит — бюргерит [Ширяева, Шмакин, 1969] следует признать ошибочным.

Приведенный в табл. 7.11 анализ с повышенным против обычного содержанием Fe_2O_3 = 4,0 % и пониженным количеством Al_2O_3 соответствует редко встречающейся в природе разновидности ferric-iron турмалинов [Frondel et al., 1966].

Химический состав турмалина из

Пояс	Зона	Кол-во проб	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
Мамский	Графического пегматита	1	37,00	0,68	32,80	0,12	9,33	0,09
	Среднезернистого пегматита	1	37,50	0,96	24,05	4,00	10,05	0,17
	Апографической структуры и кварц-мусковитового замещения	7	37,03	0,83	32,38	0,63	8,31	0,14
	Пегматоидная	6	36,53	0,54	32,39	1,66	9,51	0,13
Беломорский	Пегматоидная	4	36,93	0,28	32,10	11,67		0,29
	Альбитизации	3	36,00	0,69	34,47	0,64	10,41	0,45

Ш — шерл, ДР — дравит, ОЛ — оленит, Б — бюргерит, ТС — тсилаизит.
Все железо пересчитано на двухвалентную форму.
Данные по Беломорскому поясу по В. И. Лебедеву [1959], М. Рао, В. В. Гордиенко [1958].

Эволюция состава турмалина в процессе формирования мусковитовых пегматитов Мамской провинции иллюстрируется рис. 7.4. В каждой зоне пегматитов вариации состава турмалина довольно значительны, особенно для шерловой и оленитовой составляющих, однако генеральная тенденция изменения его состава в процессе формирования пегматитов выявляется достаточно однозначно. Она заключается в постепенном снижении роли дравита и возрастании шерловой и оленитовой составляющих. Кроме того, в поздних зонах альбитизации возрастает роль марганца (тсилаизита) в турмалине, что отмечалось и ранее [Шмакин, 1976]. Доля бюргеритового компонента сначала возрастает, достигая максимума в зонах пегматоидной структуры, а затем в зонах альбитизации снижается (см. табл. 7.11). От ранних к поздним генерациям в турмалине снижается количество Ca^{2+} параллельно с ростом дефицита катионов в позиции *X*.

Одноименные генерации турмалина в пегматитах Мамского и Беломорского поясов близки по составу. К сожалению, сравнительные данные имеются лишь для турмалина из пегматоидных зон (см. табл. 7.11). Мамские турмалины отличаются от турмалинов Северной Карелии заметно более высокими содержаниями титана и более низкими — магния. Пониженные содержания титана, по данным Б. М. Шмакина [1976], характерны также для турмалинов из слюдоносных пегматитов Приольхонья, Енисейского кряжа и Индии. Возможно, это связано с влиянием состава вмещающих пород, на что указывали Г. П. Барсанов и М. Е. Яковлева [1965]. В Мамском поясе повышенные содержания CaO (до 1,5 %) характерны для турмалинов из жил, залегающих в мраморах и других богатых кальцием породах [Шмакин, 1976].

Спектральными анализами в турмалинах обнаружены примеси следующих элементов (г/т): Zn (45—600), Pb (5—30), Ga (40—60), Be (5—20), Ba (10—65), Sr (до 10), Sn (5—15), Ni (5—20), In (10—30), Cu (2—20), а в отдельных образцах также Co и Mo (до 20). Во всех районах наблюдается уменьшение примесей Ba и Sr в турмалине из пегматоидных зон по сравнению с более ранними генерациями.

БЕРИЛЛ

Берилл как акцессорный минерал встречается в мусковитовых пегматитах многих районов мира. В редкометалльно-мусковитовых пегматитах он наряду с мусковитом определяет их металлогеническую специализацию. В ранних зонах первичной кристаллизации мусковитовых пегматитов берилл практически не встречается, крайне редок он в этих зонах и в телах редкометалльно-мусковитовой формации. Наиболее часто берилл развит в блоковом кварце и в зонах альбитизации, реже встречается в со-

Таблица 7.11

мусковитовых пегматитов, мас. %

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	B_2O_3	H_2O	F	Сумма	Минал				
								Ш	ДР	ОЛ	Б	ТС
3,80	0,66	2,37	0,30	9,90	3,10	0,15	100,30	46,8	33,7	18,4	0,7	0,4
5,43	1,31	2,34	0,36	10,00	3,12	0,06	99,35	50,5	48,8	—	—	0,7
4,33	0,74	2,43	0,33	9,96	2,43	0,15	99,69	42,5	39,4	14,5	2,9	0,7
2,87	0,45	2,49	0,28	9,94	2,61	0,18	99,58	48,3	25,9	17,7	7,4	0,7
3,74	0,55	1,37	0,37	9,05	2,88	0,08	99,31	51,4 **	31,4	15,8	—	1,4
1,92	0,43	2,42	0,26	10,06	2,35	0,11	100,21	55,5	18,1	21,1	3,0	2,3

Таблица 7.12

Содержания щелочных элементов в бериллах, мас. %

Специализация пегматита	Пегматитовый пояс	Тип пегматита	Зоны пегматита	Кол-во проб	K_2O	Na_2O	Li_2O	Rb_2O	Cs_2O
Мусковитовый	Мамский	ДПШ	IV	2	0,33	0,61	0,026	0,0018	0,054
		ДПШ	V—VI	4	0,26	1,15	0,095	0,0023	0,150
		ДПШ	VII	1	0,52	1,48	0,183	0,0072	0,229
		ПЛ	IV	2	0,26	0,70	0,050	0,0011	0,035
	Беломорский	ПЛ (?)	V	1	Нет свед.	0,48	0,046	0,0040	0,135
	Раджастханский	ПЛ	V	1	0,01	0,35	0,052	0,0003	0,003
	Бихарский	ДПШ	V	1	0,01	0,40	0,018	0,0004	0,010
Редкометалльно-мусковитовый	Мамский	ДПШ	V—VI	6	0,35	0,92	0,110	0,0078	0,108
	Беломорский	ПЛ	V—VI	2	Нет свед.	1,29	1,070	0,0330	3,340
	Кондаковский	ПЛ	IV	1	0,07	0,51	0,094	0,0004	0,005
		ДПШ	IV	1	0,06	0,28	0,029	0,0004	0,005
		ДПШ	VI	1	0,94	0,40	0,020	0,0041	0,004
	Хамардабанский	ДПШ	IV	2	0,85	1,15	0,229	0,0300	0,045
	Приольхонский	ДПШ	V	1	0,04	0,63	0,190	0,0126	0,110
	Бихарский	ДПШ	V—VI	3	0,02	0,51	0,170	0,0022	0,062
	Неллурский		VI	1	0,06	1,35	0,010	0,0100	0,160
	Раджастханский	ДПШ	II	1	0,04	0,54	0,016	0,0008	0,008
		ДПШ	IV	1	0,95	0,43	0,018	0,0045	0,004
		ДПШ	V	2	0,03	0,44	0,035	0,0012	0,009
		ПЛ	V	1	0,01	0,35	0,052	0,0003	0,003

Примечание. ДПШ — двуполевошпатовые пегматиты, ПЛ — плагиоклазовые пегматиты. II—VII — зоны пегматитов: II — гипидиоморфно-зернистая и графическая, III — апографическая, IV — кварц-мусковитового замещения, V — кварцевого замещения, VI — альбитизации, VII — растворения кварца. Использованы литературные данные [Слюдоносные пегматиты..., 1976; Шмакин, 1976; Макрыгина, 1981] и анализы образцов В. М. Макагона.

ставе кварц-мусковитового комплекса. Известны также случаи образования берилла в поздних зонах растворения кварца. Цвет минерала — медово-, зеленовато-желтый, голубой, голубовато-зеленый, зеленый, желто-зеленый. Длина кристаллов варьирует от нескольких миллиметров до 50 см и более.

Как известно, в геохимическом аспекте наибольший интерес в бериллe представляют щелочные элементы [Гинзбург, 1955]. Данные по щелочному составу бериллов слюдоносных пегматитов приведены в табл. 7.12. Все изученные образцы, за исключением одного, относятся к группе натровых бериллов. В Мамском и Кондаковском поясах наблюдается рост содержаний натрия в более поздних генерациях, а в Раджастханском поясе — наоборот. Наиболее натровыми являются бериллы из пегматитов Мамского и Беломорского поясов. Устойчиво более низкие содержания (0,28—0,54 % Na_2O) характерны для бериллов Индии, кроме одного образца из пегматитов Неллурского пояса. Бериллы Мамского

и Хамардабанского поясов отличаются от всех других образцов повышенными содержаниями K_2O — до 0,52 и 0,85 % соответственно, тогда как в других районах, за исключением отдельных образцов, бериллы содержат менее 0,1 % K_2O. Значимых различий между бериллами из двуполевошпатовых и плагиоклазовых пегматитов по содержаниям натрия и калия не устанавливается. Аналогичный вывод можно сделать и при сравнении бериллов из мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов.

Гораздо более контрастны вариации содержаний Li, Rb и Cs в бериллах. Во всех районах, где изучены бериллы из разных зон пегматитов, наблюдается рост содержаний этих элементов в более поздних генерациях. Например, в Мамском поясе в берилле из зон растворения кварца по сравнению с бериллом из кварц-мусковитового комплекса содержания Li возрастают в 7 раз, а Rb и Cs — в 4 раза. Кроме того, в более поздних по сравнению с образцами из кварц-мусковитовых зон бериллах, как правило, заметно возрастает доля Cs среди редких щелочей. При сравнении одних и тех же генераций видно, что бериллы из плагиоклазовых пегматитов по сравнению с бериллами из двуполевошпатовых жил обогащены литием и, наоборот, содержат меньше Rb и Cs (Мамский, Бихарский, Кондаковский пояса).

Среди мусковитовых пегматитов наиболее высокими содержаниями редких щелочей в бериллах выделяется Мамский пояс, а наиболее низкими — пегматиты Индии и Кондаковского пояса. В целом эти же различия характерны и для бериллов из редкометалльно-мусковитовых пегматитов, но есть и исключения по отдельным элементам. Например, бериллы Бихарского пояса более богаты литием, чем бериллы Мамы. Необычно соотношение редких щелочей в образце берилла из Неллурского пояса. В нем количества Li_2O и Rb_2O равны (по 100 г/т) и близки к содержанию Cs_2O, тогда как во всех остальных случаях в бериллах Rb играет по сравнению с Li второстепенную роль.

Во всех исследуемых поясах, за исключением Мамской провинции, устанавливается отчетливая тенденция обогащения редкими щелочами бериллов редкометалльно-мусковитовой формации по сравнению с бериллами собственно мусковитовых пегматитов. Резко аномальный состав имеют бериллы из редкометалльно-мусковитовых пегматитов месторождения Слюдяной бор в Северной Карелии [Слюдоносные пегматиты.., 1976]. Они содержат такие высокие содержания редких щелочей, особенно цезия (см. табл. 7.12), какие редко встречаются даже в бериллах редкометалльных пегматитов.

Из элементов-примесей в бериллах слюдоносных пегматитов обнаружены также Fe, Mg (0,01—0,5 %), Ca (0,001—0,6 %), Zn (30—800 г/т), Cu, Mn, Ga (30—40 г/т), B (4—10 г/т), Sn (1—6 г/т), в некоторых образцах — Cr, V (до 40 г/т) и Ti (40—100 г/т).

Таким образом, апатит, гранат, турмалин и берилл — типичные акцессорные минералы слюдоносных пегматитов в любых поясах. Они испытывают закономерную эволюцию химического состава, чутко реагируя на изменение термодинамических и физико-химических условий образования пегматитов и отражая степень дифференцированности системы, т. е. являются типоморфными. Взаимосвязанные изменения температур, давления и кислотности-щелочности минералообразующей среды в процессе эволюции пегматитов обусловливают возрастание спессартинового минала в гранате за счет пиропа и альмандина, возрастание в турмалине шерловой и оленитовой, а затем и тсилаизитовой составляющих за счет дравита. Степень дифференцированности пегматитов наиболее ярко подчеркивается накоплением редких щелочей в бериллах, а изменение кислотности-щелочности среды — изменением соотношений более щелочных легких и менее щелочных тяжелых РЗЭ.

Кроме описанных выше минералов в слюдоносных пегматитах известно большое количество редко встречающихся акцессорных минералов,

Среди них наиболее изучены ортит, монацит и колумбит [Шмакин, Ширяева, 1970; Слюдоносные пегматиты..., 1976; Шмакин, 1976]. Наиболее полный список акцессорных минералов (более 60) приведен В. В. Гордиенко и В. А. Леоновой для слюдоносных пегматитов Беломорья [Слюдоносные пегматиты..., 1976].

* *
*

Таким образом, изучение минералов слюдоносных пегматитов показывает отчетливые типоморфные признаки, по которым возможно, с одной стороны, разделение собственно мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов, а с другой — изучение эволюции состава минералов и их ассоциаций во времени. Главную часть типоморфных признаков составляют особенности состава минералов, т. е. типохимические признаки. Однако имеются и достаточно четко проявленные структурные типоморфные признаки (для полевого шпата, турмалина, кварца), а также особенности окраски и внешнего облика кристаллов.

Другой вывод, который можно сделать из изучения минералогии слюдоносных пегматитов, состоит в том, что в редкометалльно-мусковитовых пегматитах более широко развиты разновидности и генерации минералов, аналогичные по составу и некоторым свойствам поздним генерациям минералов собственно мусковитовых пегматитов.

Глава 8

ГЕОХИМИЯ ПЕГМАТИТОВ

Слюдоносные пегматиты в геохимическом отношении долгое время оставались неизученными. Поскольку их производственное опробование не включает химического изучения пород и минералов, анализы выполнялись только в связи с научными исследованиями. Первые результаты химических анализов мелкозернистых участков пегматитов на петрогенные элементы появились в зарубежной и отечественной печати только в 1930-х годах нашего столетия — для пегматитов США, Карелии и Восточной Сибири [Пегматиты СССР, 1936; Слюды СССР, 1937; Landes, 1935].

Изучение распределения элементов-примесей в породообразующих минералах и состава акцессорных минералов слюдоносных пегматитов началось в связи с исследованиями урановой минерализации в пегматитах [Иовчев и др., 1937; Glass, 1934; Shaub, 1938]. Но уже в 1940—1950-х годах были выполнены первые работы по исследованию состава минералов и пород, слагающих мусковитовые пегматиты в связи с изучением их генезиса и поисковых признаков [Дворкин-Самарский, 1961; Рябчиков, Соловьева, 1961; Смирнов, 1963; Higazy, 1953; Murata et al., 1959; Shimer, 1943].

В 1960—1970-х годах было проведено систематическое изучение состава слюдоносных пегматитов и вмещающих их пород в разных районах Советского Союза, а также в Индии, США, Австралии и других странах. В предыдущих главах уже цитировались многие работы этого периода. Кроме публикаций авторов настоящей монографии, необходимо упомянуть сводку В. В. Гордиенко с соавторами [Слюдоносные пегматиты..., 1976], работы П. П. Боровикова и Т. С. Игнатьевой [1969], М. П. Глебова [1969, 1971], И. В. Давиденко [1968], И. К. Карпова [1965], Б. Е. Карского с соавторами [1980], Г. Г. Родионова с соавторами [1972], М. Е. Салье и В. А. Глебовицкого [1976], Ю. М. Соколова [1970]. В совокупности с нашими работами они дали достаточно полную геохимиче-

скую характеристику пегматитов, показали особенности поведения широкого круга элементов в процессах пегматитообразования.

В настоящей главе используются материалы предыдущих глав, но в применении к пегматитовым телам как геологическим объектам. Соответственно средние содержания элементов в пегматитах даются на основе объемно-минералогических пересчетов либо при валовом крупнообъемном опробовании пегматитовых тел. Кроме того, приводятся многочисленные результаты прямых анализов для мелкозернистых участков пегматитовых жил.

8.1. ПЕТРОГЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Петрогенные элементы являются элементами-конституэнтами породообразующих минералов пегматитов. В эту группу входят Si, Al, K, Na, Ca, Mg, Fe, Ti, Mn, F, H и, разумеется, кислород. Именно эти элементы в виде оксидов (кроме фтора) фигурируют в результатах силикатных анализов горных пород.

Имеется значительное количество опубликованных полных химических анализов слюдоносных пегматитов. Однако из-за больших размеров кристаллов слагающих их минералов анализы крупноблоковых зон пегматитов выполнялись редко. Так, из 60 анализов сводки по пегматитам Мамского района [Великославинский и др., 1963] лишь один относился к пегматоидной зоне. Он был заимствован у Н. В. Петровской [1937], получившей состав зоны путем пересчета химических анализов минералов на их объемные соотношения. Этим же способом были подсчитаны средние содержания элементов и в наших работах [Шмакин, 1976].

Лишь в редких случаях исследователи слюдоносных пегматитов прибегали к отбору крупных представительных проб для пегматитовых жил в целом или отдельных их частей. Ниже приводятся результаты анализа таких проб для пегматитов Приладожья и Раджастханского пояса Индии. Но в большинстве работ главная масса анализов относится, естественно, к мелкозернистым зонам пегматитовых тел. Они дают представление о составе расплавов, поступающих в полости, где происходила кристаллизация.

МУСКОВИТОВЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Наиболее детальное изучение распределения петрогенных элементов по зонам пегматитовых тел и типам пегматитов было выполнено в Мамском пегматитовом поясе Восточной Сибири. В табл. 8.1 приводятся данные по составу отдельных зон мусковитовых пегматитов района.

Из особенностей состава структурных разновидностей пегматитов обращают на себя внимание относительно низкие содержания SiO_2 и высокие — Al_2O_3 в зонах кварц-мусковитового замещения как двуполевошпатовых, так и плагиоклазовых крупноблоковых пегматитов, а также в зонах альбитизации. Кварц-мусковитовые зоны содержат значительное количество олигоклаза. Однако возможно и некоторое занижение данных по содержанию кремния (соответственно завышение по Al_2O_3), связанное с получением результатов по подсчетам минерального состава, так как в них не учитывается кварц, находящийся между пластинками мусковита в кристаллах. Зоны, богатые калишпатом, помимо высоких содержаний калия, имеют повышенные концентрации железа и магния. Это обусловлено как присутствием биотита и магнетита, так и вхождением железа в калишпат. Наиболее характерно для пегматитового процесса волнообразное изменение содержаний щелочей на послемагматическом этапе с закономерным изменением их соотношения во времени. Наиболее четко это видно на треугольной диаграмме в системе оксидов калия, натрия и алюминия (рис. 8.1). От калинатриевых ранних зон кристаллизации

Таблица 8.1

Средние составы структурных разновидностей пегматитов Мамского пояса [Шмакин, 1976], мас. %

№ состава	Разновидность	Кол-во проб	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$Fe_{общ}$ (Fe_2O_3)	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п. $+H_2O$	Сумма
	Инъекционные пегматитовые тела												
1	Мелкозернистые оторочки Структура:	15	70,37	0,10	17,96	0,82	0,04	0,42	1,03	4,25	4,69	0,81	100,49
2	гипидиоморфно-зернистая	10	70,17	0,08	17,75	0,07	0,03	0,42	1,24	2,14	6,40	1,34	100,64
3	графическая (письменная)	16	71,45	0,02	15,50	0,47	—	0,15	0,40	1,95	9,45	0,28	99,67
4	блоково-графическая	12	68,10	—	17,10	2,20	—	0,80	0,55	1,60	9,65	—	100 *
5	апографическая Зона:	14	70,26	0,03	16,60	1,57	—	0,63	0,38	1,75	8,50	0,28	100 *
6	кварц-мусковитового замещения	18	66,30	—	20,10	2,00	—	0,50	1,60	3,10	4,80	1,60	100 *
7	кварцевого замещения	5	77,90	—	13,90	1,00	—	0,20	0,60	1,40	3,80	1,10	100 *
8	альбитизации	4	67,25	—	21,07	0,78	0,02	0,08	0,65	5,25	3,05	1,85	100 *
	Крупноблоковые плагиоклазовые пегматиты												
9	Биотит-плагиоклазовые агрегаты Зона:	10	72,46	0,15	15,90	1,43	0,02	0,50	2,25	4,72	2,21	0,46	100 *
10	неясногра фической и блоковой структур	12	67,10	—	17,80	2,90	—	1,10	2,20	4,80	2,50	1,60	100 *
11	кварц-мусковитового замещения	15	65,53	0,12	21,03	1,05	0,01	0,39	1,99	4,10	4,25	1,53	100 *
12	кварцевого замещения	5	73,99	0,06	16,05	1,10	0,01	0,40	2,08	3,86	1,71	0,74	100 *
	Мусковит-плагиоклазовые жилы												
13	Краевая часть	4	75,43	0,03	15,31	0,65	—	0,19	2,10	3,95	0,76	1,58	100 *
14	Центральная часть	5	78,20	—	14,05	0,30	—	0,10	1,40	2,00	2,20	1,75	100 *

* По данным объемно-минералогических подсчетов.

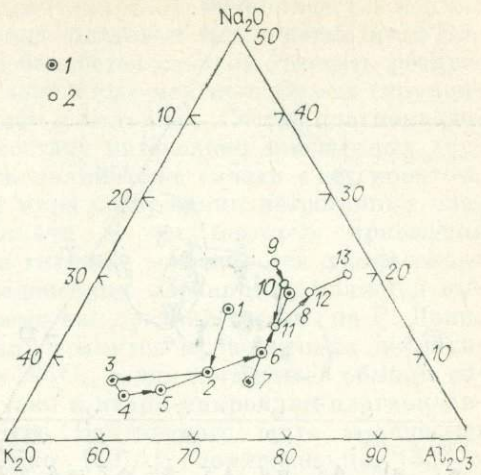


Рис. 8.1. Изменение соотношения алюминия и щелочей в составе структурных разновидностей двуполевошпатовых (*1*) и плагиоклазовых (*2*) пегматитов. Цифры *1—12* соответствуют номерам строк в табл. 8.1.

к графическим структурам растет роль калия, а в структурах замещения вновь возрастает относительная доля натрия — вплоть до зон альбитизации. Такой же тренд, но в более узких пределах имеют плагиоклазовые пегматиты.

Большой интерес представляет собой обобщение сведений о валовом химическом составе пегматитов Мамской провинции, выполненное А. П. Кочневым и др. [1971]. В табл. 8.2 приведены вычисленные ими средние содержания для пяти групп мусковитовых пегматитов. Хорошо видно, что количество кремнезема везде примерно одинаково — от 70 до 73 % и только в жилах с кварцевым замещением оно поднимается до 75 %. Равномерно распределен и глинозем (от 15,5 до 16,6 %), за исключением группы перекристаллизованных пегматитов, где из-за повышенного количества полевых шпатов среднее содержание Al_2O_3 поднимается до 18 %.

Интересно соотношение закисного и окисного железа в пегматитах. В неизмененных пегматитовых телах отношение весовых количеств FeO/Fe_2O_3 явно выше единицы, а в перекристаллизованных и замещенных жилах оно составляет в среднем всего 0,55—0,83. Главную роль в таком

Таблица 8.2

Средний химический состав пегматитов Мамской слюдоносной провинции [Кочнев и др., 1971], мас. %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	72,77	71,95	70,01	72,53	74,72
TiO_2	0,17	0,08	0,04	0,08	0,04
Al_2O_3	15,98	15,48	18,02	16,62	15,53
Fe_2O_3	0,36	0,46	0,58	0,77	0,52
FeO	0,86	0,61	0,32	0,67	0,43
MnO	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
MgO	0,35	0,29	0,34	0,28	0,40
CaO	2,33	1,23	2,38	1,10	2,31
K_2O	1,91	6,19	4,82	4,28	1,02
Na_2O	4,57	2,81	3,13	2,03	3,64
P_2O_5	0,06	0,05	—	0,04	0,11
SO_3	0,03	0,03	0,01	—	0,02
H_2O	0,04	0,08	0,08	0,03	0,03
П. п. п.	0,38	0,41	0,70	1,09	0,47
Сумма. . .	99,82	99,68	100,44	99,54	99,25
Кол-во анализов	31	58	7	14	9

Примечание. Пегматиты: 1 — метаморфические (плагиоклазовые), 2 — магматические (двуполевошпатовые), 3 — перекристаллизованные, 4 — с кварц-мусковитовым замещением, 5 — с кварцевым замещением.

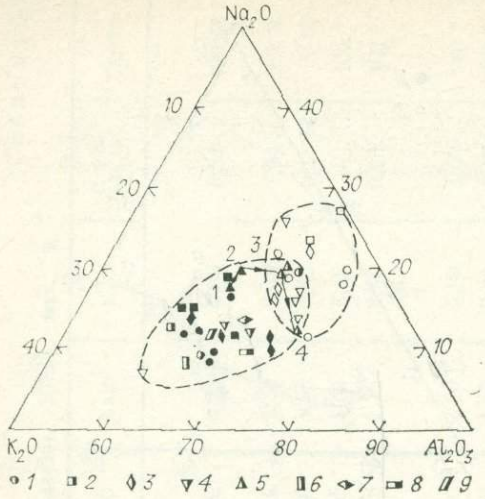


Рис. 8.2. Изменение соотношения алюминия и щелочей в составе двуполевошпатовых (залитые значки), плагиоклазовых (полые) и редкометалльно-мусковитовых (наполовину залитые) пегматитов разных поясов.

1 — Мамский пояс; *2* — Северная Карелия и Приладожье; *3* — Бирюса; *4* — Раджастхан и Бихар; *5* — Хамар-Дабан; *6* — Приольхонье; *7* — Бразилия; *8* — Новая Англия; *9* — Урунгве. Цифры на рисунке — составы пегматитов в зональном поясе Хамар-Дабана: *1* — *биотит-ортоклазовые*, *2* — мусковитовые, *3* — редкометалльно-мусковитовые, *4* — редкометалльные. *Стрелки направлены в сторону* удаления от фронта гранитизации.

изменении играют процессы перекристаллизации и метасоматоза ранней щелочной стадии, а с ростом кислотности происходит некоторое снижение степени окисленности железа [Шмакин, 1976]. Другим важным показателем является соотношение щелочных элементов и кальция. В двуполевошпатовых (магматических) пегматитах среднее содержание калия в 2,2 раза выше, чем натрия. Преобладает калий и в перекристаллизованных пегматитах, и в пегматитах с кварц-мусковитовым замещением. И *только при кварцевом замещении, осуществляющемся при максимальной* кислотности послемагматического процесса, доля калия резко снижается, а относительная доля натрия и кальция в связи с увеличением количества плагиоклаза вновь возрастает.

Плагиоклазовые незональные (метаморфические) пегматиты характеризуются резким преобладанием Na_2O над K_2O и высокими содержаниями CaO.

В целом валовые пробы пегматитов мусковитовых поясов образуют *на треугольной диаграмме два поля, соответствующие двуполевошпатовым* и плагиоклазовым пегматитам (рис. 8.2). Разброс точек связан с разной степенью проявления в анализированных пегматитах процессов замещения. Между различными поясами значимых различий в составе пегматитов нет, хотя проявляется зависимость их глиноземистости и кальциевости от величин этих параметров во вмещающих толщах.

Химический состав пегматитов

Краткая характеристика гранитов и пегматитов	Кол-во анализов	SiO_2	Ti_2O	Al_2O_3
Двуполевошпатовые мелкозернистые пегматиты незональных тел	7	73,40	0,07	16,18
Плагиоклазовые мелкозернистые пегматиты незональных тел	6	74,25	0,10	15,71
Двуполевошпатовые (инъекционные) тела:				
незамещенные	2	71,59	0,28	15,74
слабо замещенные	4	72,75	0,47	15,52
интенсивно замещенные	3	72,67	0,44	16,15
Слабо зональные (крупноблоковые) плагиоклазовые пегматиты	2	65,49	0,88	16,82
Плагиоклазовые зональные (мусковит-плагиоклазовые) жилы	3	73,98	0,40	15,56

* Рентгеноспектральный анализ проб из коллекции В. М. Макагона, без учета содержаний
** Результаты пересчетов по минеральному составу по данным М. П. Глебова.

В мусковитовых пегматитах Бирюсинского пояса содержания SiO_2 и Al_2O_3 очень близки к вышеописанным (табл. 8.3). Но количества калия, за исключением незамещенных двуполевошпатовых тел, в пегматитах Бирюсы несколько ниже. Из других особенностей следует отметить резкую обогащенность незональных и слабо зональных плагиоклазовых (крупноблоковых) пегматитов железом, магнием и кальцием. Состав плагиоклазовых зональных тел очень близок к составу интенсивно замещенных двуполевошпатовых жил, где почти весь калий тоже связан с мусковитом.

В других слюдоносных районах мира содержания петрогенных элементов в пегматитах в общем близки к тем, которые приведены в табл. 8.1—9.3. При этом одной из главных особенностей химического состава гранитов и пегматитов в слюдоносных провинциях является высокое содержание глинозема. В то время как средний гранит, по Р. Дэли, имеет 14,47 % Al_2O_3, для материнских гранитов мусковитовых пегматитов характерны цифры от 15 до 17 % Al_2O_3, а для пегматитов обычны содержания от 15,5 до 18 % Al_2O_3. Только в кварц-микроклин-плагиоклаз-мусковитовом парагенезисе пегматитов Балтийского щита количество глинозема, по данным В. В. Гордиенко [1975], понижено до 13,5 % (табл. 8.4), но это явно связано со значительным ростом доли кварца в этом парагенезисе. Суммарное содержание оксидов калия и натрия в двуполевошпатовых пегматитах этого региона (8,7—9,3 %) в среднем выше, чем в аналогичных пегматитах Восточной Сибири (обычно от 6,2 до 9,4 %, иногда ниже — до 4,7 %). Однако такая разница может объясняться разными методиками определения средних цифр: для тел в целом и для парагенезисов.

Большой интерес представляет отношение Al_2O_3/K_2O. По мнению некоторых исследователей [Шуркин и др., 1962], оно определяет мусковитоносность пегматитов и колеблется в пределах Беломорья от 6,5 в слюдоносных жилах до 3,0 в двуполевошпатовых «керамических» (неспециализированных) жилах. Но в мусковитовых пегматитах Мамского района эта величина широко варьирует — от 2,5 в магматических пегматитах с высоким содержанием калия до 15,2 в пегматитах, испытавших кварцевое замещение (см. табл. 8.2). В основном же в двуполевошпатовых мусковитовых пегматитах Восточной Сибири она составляет 2,9—4,2 (см. табл. 8.1 и 8.3). Все зависит от соотношения в пегматитовых телах двух полевых шпатов, кварца и мусковита.

При малом количестве валовых химических анализов, выполненных для пегматитовых тел, обращает на себя внимание работа А. С. Пекки [1969] по слюдоносным пегматитам Приладожья. По данным бороздового

Таблица 8.3

Бирюсинского пояса, мас. %

$Fe_{общ}$ (Fe_2O_3)	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	Сумма
1,00	0,02	0,24	0,70	2,86	5,42	0,07	—	100 *
1,10	0,02	0,32	1,98	5,08	1,38	0,06	—	100 *
0,56	0,01	0,22	1,73	3,56	5,81	Не опр.	0,50	100 *
1,10	0,01	0,51	1,93	3,78	2,90	»	1,03	100 **
0,89	Не обн.	0,52	1,18	2,38	3,82	»	1,95	100 **
4,34	0,06	1,66	2,23	4,24	2,98	»	1,30	100 **
0,67	Не обн.	0,44	1,10	2,23	3,71	»	1,91	100 **

воды и фтора. Аналитик А. С. Ветров.

Таблица 8.4

Средние содержания главных петрогенных элементов в различных парагенезисах мусковитовых пегматитов Кольского полуострова и Северной Карелии [Гордиенко, 1974], мас. %

Компонент	Кварц-плагиоклазовый		Кварц-микроклин-плагиоклазовый, среднезернистый	Кварц-мусковит-плагиоклазовый	Кварц-микроклин-плагиоклаз-мусковитовый
	мелкозернистый	среднезернистый			
SiO_2	73,7	73,5	72,5	72,0	76,3
Al_2O_3	15,4	15,5	15,3	16,4	13,5
CaO	2,6	2,8	1,2	1,2	0,6
Na_2O	5,7	5,1	3,8	2,8	3,3
K_2O	0,4	1,4	5,5	4,7	5,4
Сумма...	97,8	98,3	98,3	97,1	99,1

опробования для интервалов от 7,4 до 30 м этот исследователь опубликовал четыре анализа двуполевошпатовых пегматитов, содержащих мусковит (табл. 8.5). Количества SiO_2 здесь повышены, а Al_2O_3 — несколько понижены по сравнению со средними цифрами в других районах. Суммарное содержание оксидов щелочей — от 8,4 до 9,0 %, количества натрия и калия соизмеримы. Окисное железо всегда преобладает над закисным. Величина отношения Al_2O_3/K_2O — от 2,9 до 3,7, как и в Сибири.

Особый интерес представляют новые данные, полученные индийским исследователем Дж. Бхаттачарджи для пегматитов штата Раджастхан. Им были взяты представительные пробы весом по несколько сотен килограммов (в зависимости от среднего размера зерен) для двуполевошпатовых слюдоносных пегматитовых жил поля Бхилвара (Бильвара). В табл. 8.6 приведены результаты полного химического анализа пяти проб. Для жил Махендрагар и Мандал вначале приводится анализ пегматита на моломощном участке (ПВР-7 и ПВР-5), а затем — на участке раздува. В раздуве жилы Махендрагар (ПВР-2) преобладает зона кварц-мусковитового замещения, окруженная зоной неясноструктурной структуры с существенной ролью плагиоклаза. В жиле Мандал (ПВР-6) на участке раздува преобладает графический микроклиновый пегматит, а в центре имеется пегматоидная зона с небольшими кварцевыми обособлениями. Количество мусковита в этой жиле невелико.

Хорошо видно, что от маломощных частей жил к участкам раздува в обоих случаях возрастает количество SiO_2 и падает содержание Al_2O_3.

Таблица 8.5

Химический состав пегматитов жилы 61 Приладожья, залегающей в кварц-биотитовых сланцах [Пекки, 1969], мас. %

Компонент	Опробованная мощность, м			
	7,4	30	10	15
SiO_2	73,60	74,04	73,86	74,24
TiO_2	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Al_2O_3	14,89	14,43	14,55	14,66
Fe_2O_3	0,46	0,38	0,28	0,37
FeO	0,21	0,07	0,07	0,07
MgO	0,43	0,10	0,36	0,22
CaO	1,15	0,87	0,81	0,87
Na_2O	4,40	4,70	4,00	4,40
K_2O	4,00	4,30	5,00	4,40
П. п. п.	0,38	0,72	0,56	0,44
Сумма...	99,52	99,61	99,49	99,67

Таблица 8.6

Химический состав мусковитовых пегматитов поля Бхилвара (Раджастхан, Индия) по представительным крупным пробам Дж. Бхаттачарджи

Компонент	Жила Махендрагар		Жила Мандал		Жила Эклингпура, ПВР-8
	ПВР-7	ПВР-2	ПВР-5	ПВР-6	
SiO_2	68,92	72,90	66,08	67,98	69,33
TiO_2	0,50	0,12	0,12	0,12	0,12
Al_2O_3	17,46	15,84	17,50	15,66	14,34
Fe_2O_3	0,14	0,79	1,86	1,22	3,66
FeO	1,26	0,81	0,54	1,08	0,54
MnO	0,06	0,06	0,05	0,08	0,06
MgO	1,66	1,45	1,81	1,46	1,63
CaO	1,75	1,26	4,77	1,65	1,46
SrO	0,02	0,01	0,03	0,04	0,02
Na_2O	3,77	2,91	4,52	1,83	5,50
K_2O	2,90	2,48	1,49	8,18	1,67
H_2O^+	0,85	0,91	0,40	0,14	1,03
H_2O^-	0,15	0,20	0,10	0,11	Сл.
F	0,10	0,04	0,10	0,05	0,21
B_2O_3	Не обн.	0,12	Не обн.	0,02	0,04
Y_2O_3	0,05	Не обн.	0,02	Не обн.	0,04
ZrO_2	0,67	»	0,67	0,09	0,67
P_2O_5	0,06	Сл.	Сл.	Сл.	0,06
Сумма.	100,32	99,90	100,06	99,71	100,38
Сумма с поправкой на F	100,28	99,88	100,02	99,69	100,30

Примечание. Аналитик П. Мондол, Геологическая служба Индии.

Суммарное количество железа примерно сохраняется. Снижаются содержания магния, кальция и натрия, а также проанализированных малых элементов (иттрий и цирконий). В жиле Мандал резко увеличивается содержание калия — в соответствии с ростом количества калишпата. Суммарное количество оксидов щелочей в жиле Махендрагар сокращается с 6,7 до 5,4 %, а в жиле Мандал возрастает с 6 до 10 % тоже в связи с увеличением роли калишпата в составе пегматита.

Жила Эклингпура выделяется относительно низким содержанием глинозема, но явно более высоким содержанием трехвалентного железа. Эти особенности состава коррелируются с меньшими количествами в них полевых шпатов (особенно калишпата) и мусковита, с увеличенной долей биотита и акцессорного магнетита. Содержание циркония в жиле Эклингпура обусловлено наблюдаемыми в протолочках высокими концентрациями циркона, как и в краевых частях двух других жил.

Содержания магния и марганца во всех пробах табл. 8.6 существенно выше, чем обычно фиксируемые при анализах мусковитовых пегматитов (см. предыдущие таблицы этой главы). Это связано со значительной ролью биотита в составе пегматитов поля Бхилвара, а она, в свою очередь, объясняется относительно меланократовым характером вмещающих метаморфических пород района.

Следует остановиться на данных табл. 8.6 по содержаниям воды. Суммарное ее количество составляет обычно 0,5—1,1 % (кроме пониженной цифры 0,25 % в богатой калишпатом части жилы Мандал). Оно соизмеримо с величиной потерь при прокаливании (иногда вместе с отдельно определяемой водой) в выполненных у нас анализах (см. табл. 8.1—8.5). При этом количество воды в этих анализах, по-видимому, занижено (например, 0,03—0,08 % в табл. 8.2) из-за несовершенства применявшейся в большинстве лабораторий методики (в трубке Пенфильда). Содержания

связанной воды в мусковитах Восточной Сибири и Индии составляют 4,6—5,9 % [Шмакин, 1976]. При подсчитанных для ряда жил содержаниях мусковита от 4 до 15 % только с этим минералом должно быть связано 0,2—0,9 % H_2O. Именно такие количества воды соответствуют приведенным в табл. 8.6 анализам представительных проб индийских пегматитов. Результаты определений воды, приводимые в табл. 8.2 [Кочнев, и др., 1971], представляются нам явно заниженными. Возможно, часть воды здесь входит в величину потерь при прокаливании.

Количество фтора в анализах табл. 8.6 коррелируется с суммарным объемным содержанием слюд. В биотите мусковитовых пегматитов обычно 0,3—0,4 % F, а в мусковите, как правило, 0,1—0,3 % [Шмакин, 1976]. В связи с этим совершенно естественным представляется понижение средних концентраций фтора на участках раздува жил, где больше мусковита в сравнении с биотитом. Не случайно и максимальное содержание фтора в жиле Эклингпура, отличающейся повышенным количеством биотита. К сожалению, данные о валовых содержаниях фтора в мусковитовых пегматитах отечественных месторождений обычно отсутствуют. Но имеются многочисленные анализы слюд, апатита и турмалина, которые являются минералами-концентраторами фтора. Слюды содержат не более 0,6 % F, в апатите его обычно несколько процентов (до 3,2 %), а в турмалине 0,1—0,2 % [Макагон, Шмакин, 1988]. При этом различия в составе минералов между регионами практически несущественны, в то время как редкометалльная специализация пегматитов имеет большое значение. В минералах редкометалльно-мусковитовых пегматитов содержания фтора значительно выше.

РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-МУСКОВИТОВЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Формации мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов обычно имеют постепенные переходы. Граница между ними нередко проводится условно. Пояса мусковитовых пегматитов, залегающие в монометаморфических зональных комплексах, по периферии и в наиболее поздних жилах внутри пояса имеют ассоциации редкометалльно-мусковитовых пегматитов. В свою очередь, редкометалльно-мусковитовые пояса пегматитов из зональных метаморфических комплексов отчетливо зональны — от биотит-ортоклазовых и мусковитовых двуполевошпатовых жил в зонах мигматизации до мусковит-альбит-калишпатовых с бериллом и касситеритом по периферии в ставролит-андалузитовой зоне (Хамардабанский и Таймырский пояса).

По составу главных компонентов эти две формации различаются незначительно (табл. 8.7), хотя крайние члены в зональных поясах имеют ряд значимых отличий (табл. 8.8). Это прежде всего последовательное снижение содержаний железа, магния, кальция, увеличение суммы щелочей, т. е. нормальный ряд дифференциации гранитных расплавов. Соотношение SiO_2 и Al_2O_3 так же, как и Na_2O и K_2O, зависит от особенностей внутреннего строения пегматитов. С одной стороны, по мере дифференциации расплавов в зональных пегматитовых телах с кварцевыми ядрами эти соотношения меняются в пользу SiO_2 и K_2O, с другой — по мере усиления процесса альбитизации увеличиваются концентрации Al_2O_3 и Na_2O, снижаются — SiO_2 и K_2O (см. табл. 8.7).

Тела редкометалльно-мусковитовых пегматитов одной из двух разновидностей имеют кварцевое ядро, расположенное в центре и окруженное мощной крупноблоковой зоной. В связи с этим данных о составе пегматитовых жил этой формации еще меньше, чем для собственно мусковитовых пегматитов. Описываемые редкометалльно-мусковитовые пегматиты относятся к двуполевошпатовым телам с хорошо выраженной зональностью, но в отличие от чисто мусковитовых содержат в своем составе берилл, а в некоторых случаях — также касситерит или колумбит. Характерны зоны альбитизации, в пределах которых мусковит имеет жел-

Таблица 8.7

Средние содержания (по 3—10 пересчетам или крупным пробам) породообразующих окислов в редкометалльно-мусковитовых пегматитах, мас. %

Местонахождение	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$Fe_{общ}$ (Fe_2O_3)	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+ +п.п.п.
Восточная Сибирь										
Мамский пояс										
А	74,47	0,18	14,46	0,96	0,02	0,16	1,03	4,41	3,32	0,99
Б	69,20	0,01	17,66	1,85	0,01	0,58	0,96	2,23	6,67	0,83
Акуканское поле	70,15	—	17,23	1,89	0,01	0,73	0,78	1,81	6,91	0,49
Приольхонский пояс	69,03	0,01	17,36	1,75	0,01	0,61	0,81	2,11	7,01	1,30
Хамардабанский пояс	73,63	0,02	15,34	1,05	0,13	—	0,35	4,36	2,17	1,26
Восточная часть Балтийского щита	70,42	0,01	15,73	1,35	—	0,55	1,20	3,40	6,67	0,67
Индия										
Бихарский пояс	67,30	0,01	19,09	1,90	—	0,60	1,50	3,20	4,90	1,50
Раджастханский пояс	69,64	0,01	17,55	1,71	—	0,70	0,89	3,15	5,54	0,81
Зимбабве										
Пояс Урунгве	70,62	0,02	17,08	0,66	0,02	0,27	1,51	2,89	5,71	1,22
Бразилия										
Восточный пояс	67,35	—	19,97	1,08	0,02	0,38	0,65	3,95	5,25	1,35
США										
Новая Англия	72,58	0,03	16,32	1,44	0,03	0,58	1,16	2,13	4,48	1,25

Примечание. А — микроклин-альбитовые пегматиты с турмалином и зеленым мусковитом в периферических частях Мамского пояса [Макрыгина, 1984], Б — микроклин-альбитовые пегматиты с бериллом и зеленым мусковитом из центральных частей [Шмакин, 1976]. Все анализы пересчитаны на 100 %.

товато-зеленую окраску, гранат — яркую розовую (спессартин), а берилл — янтарно-желтую.

Несмотря на постоянное наличие кварцевых ядер, зональные тела редкометалльно-мусковитовых пегматитов содержат примерно те же количества SiO_2, что и собственно мусковитовые пегматиты. Это связано с тем, что *окружающие ядро зоны имеют относительно низкое* содержание кварца. Таким образом, в редкометалльно-мусковитовых пегматитах наблюдается бóльшая степень дифференциации кварцевой и полевошпатовой составляющей при почти том же исходном составе кристаллизующегося расплава. Об этом же свидетельствует близость содержаний Al_2O_3 (в пределах 16—19 %) к данным табл. 8.2, 8.3 и 8.6.

Вторая разновидность редкометалльно-мусковитовых пегматитов — *это двуполевошпатовые тела без кварцевого ядра, но с повышенной ролью* альбита. По минеральному составу и соотношению петрогенных элементов они аналогичны зонам альбитизации в зональных жилах. Как видно из табл. 8.8, количества оксидов натрия и калия в них могут быть соизмеримыми, но в слюдоносных жилах натрий обычно преобладает. В редкометалльно-*мусковитовых жилах этого типа алюминия больше, чем в собст*венно мусковитовых.

На сводной диаграмме соотношения Al_2O_3, K_2O и Na_2O в слюдоносных пегматитах разных поясов (см. рис. 8.2) отчетливо видно отсутствие принципиальных различий между редкометалльно-мусковитовыми и собственно мусковитовыми пегматитами. Но более богатые плагиоклазом, относящиеся ко второй разновидности жилы Хамар-Дабана тяготеют

Таблица 8.8

Средний состав пегматитов из последовательных зон пегматитового пояса Хамар-Дабана [Макрыгина, 1984], мас. %

Оксид	БМ(4)	М(4)	РМ-М(21)	РМ(2)
SiO_2	75,42	75,48	73,63	73,39
TiO_2	0,10	0,04	0,02	Не обн.
Al_2O_3	13,85	13,99	15,34	17,54
Fe_2O_3	0,45	0,43	0,38	0,24
FeO	0,97	0,64	0,73	0,90
MnO	0,04	0,03	0,13	0,06
MgO	0,04	0,01	Не обн.	Не обн.
CaO	0,80	0,57	0,35	0,10
Na_2O	3,69	4,62	4,36	2,88
K_2O	3,70	3,08	2,17	2,89
P_2O_5	0,19	0,27	0,34	0,10
F	0,017	0,025	0,041	0,025
H_2O	0,66	0,71	1,26	0,67
Сумма...	99,83	99,90	98,85	98,80

Примечание. Пегматиты: БМ — двуслюдяные, М — мусковитовые, РМ-М — редкометалльно-мусковитовые и РМ — редкометалльные.

к плагиоклазовым мусковитовым пегматитам, в то время как большая часть остальных редкометалльно-мусковитовых жил сдвинута в сторону *калиевого* угла диаграммы.

Общее содержание железа (в пересчете на Fe_2O_3) в редкометалльно-мусковитовых пегматитах составляет 1—2 %. Оно близко к средним данным по двуполевошпатовым мусковитовым пегматитам, но существенно ниже, чем содержания железа в плагиоклазовых слабо зональных пегматитах Мамского и Бирюсинского поясов или в жиле Эклингпура Раджастханского пояса в Индии. Обращают на себя внимание очень низкие средние количества TiO_2 *в редкометалльно-мусковитовых пегматитах: они* на порядок и более ниже тех цифр по мусковитовым пегматитам Восточной Сибири и Индии, которые получены при химических анализах средних проб. Такая разница явно обусловлена низкими содержаниями TiO_2 в мусковите редкометалльно-мусковитовых жил: 0,12—0,3 % в сравнении с 0,4—1,0 % в мусковитовых пегматитах [Знаменский и др., 1971].

Содержания марганца и магния в редкометалльно-мусковитовых пегматитах низки. Они значительно ниже, чем в мусковитовых пегматитах поля Бхилвара (см. табл. 8.6) и близки к средним цифрам по мусковитовым пегматитам Мамского и Бирюсинского поясов (см. табл. 8.2, 8.3). Особый интерес представляют собой данные о содержаниях кальция. Как видно из табл. 8.7, в редкометалльно-мусковитовых пегматитах количества CaO изменяются в узких пределах: от 0,65 до 1,5 %. В собственно мусковитовых пегматитах кальция обычно в несколько раз больше, и только в пегматитах Приладожья (см. табл. 8.5) его примерно столько же. Разумеется, содержания кальция четко коррелируются с количественным составом плагиоклаза пегматитов. В мусковитовых пегматитах преобладает олигоклаз № 20—25, а в редкометалльно-мусковитовых — альбит, реже *олигоклаз № 10—20. Кстати, в слюдоносных пегматитах Приладожья* А. С. Пекки [1969] отмечает альбит-олигоклазовый состав плагиоклаза, максимум до № 18—20.

Суммарное количество оксидов натрия и калия в редкометалльно-мусковитовых пегматитах изменяется в широких пределах, от 6,6 до 10,1 %. При отсутствии альбитизации (первая разновидность) калий преобладает над натрием и отношение весовых количеств K_2O/Na_2O (см.

табл. 8.7) находится в интервале от 1,3 (Бразилия) и 1,5—1,8 (Индия) до 3,0—3,8 (Восточная Сибирь). Это связано с преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом. Однако в поясах, где широко проявлена альбитизация (Хамар-Дабан и др.), нередко наблюдается преобладание натрия. Еще раз обратим внимание на то обстоятельство, что натрий преобладает и в тех мусковитовых пегматитах с кварцевым замещением (см. табл. 8.2), которые по некоторым признакам похожи на редкометалльно-мусковитовые пегматиты. Следовательно, преобладание калия над натрием можно считать одной из существенных геохимических черт редкометалльно-мусковитовых пегматитов только для первой их разновидности. Величина отношения Al_2O_3/K_2O в мусковитовых пегматитах Мамского района, как уже упоминалось, варьирует от 2,9 до 4,2. А в редкометалльно-мусковитовых пегматитах того же района — от 2,65 до 2,49, т. е. явно ниже. Максимальная величина отношения Al_2O_3/K_2O по средним цифрам табл. 8.7 свойственна пегматитам Бихарского пояса (3,90), а минимальная — пегматитам Балтийского щита (2,36). Во всех случаях она ниже, чем в собственно мусковитовых пегматитах. Но в Хамардабанском поясе, где более интенсивно развиты микроклин-альбитовые пегматиты, отношение Al_2O_3/K_2O растет с 4,54 в мусковитовых до 7,07 в редкометалльно-мусковитовых жилах.

Отсутствие в некоторых анализах раздельных определений воды, фтора и других летучих компонентов заставило нас объединить в табл. 8.7 потери при прокаливании и конкретные цифры содержаний. Эта сумма составляет от 0,5 до 1,5 %, что близко к аналогичным величинам в собственно мусковитовых пегматитах.

По количеству фтора, связанного в мусковите, редкометалльно-мусковитовые пегматиты значительно выделяются: мусковит здесь содержит 0,8—1 % F, в то время как в типичных мусковитовых пегматитах этот минерал содержит обычно 0,1—0,2 %, иногда 0,3—0,5 % F. В связи с этим относительная доля фтора среди летучих компонентов в редкометалльно-мусковитовых пегматитах должна быть выше, чем в собственно мусковитовых. Там, где есть определения (Мамский и Хамардабанский пояса), видно, что для редкометалльно-мусковитовых пегматитов данного типа характерны низкие, соизмеримые с мусковитовыми и постоянные по величине содержания фтора, но высокие — бора (см. табл. 8.8).

Таким образом, изучение распределения петрогенных элементов в пегматитах и их структурных разновидностях показывает, что различия в содержаниях большинства компонентов относительно невелики. Все они хорошо увязываются с минеральным составом пегматитов.

Редкометалльно-мусковитовые зональные пегматиты отличаются от собственно мусковитовых постоянным преобладанием калия над натрием (и калиевого полевого шпата над плагиоклазами), а также повышенными содержаниями фтора относительно других летучих компонентов. Кроме того, таким редкометалльно-мусковитовым пегматитам свойственны более низкие значения величины отношения Al_2O_3/K_2O и пониженные содержания титана в сравнении с мусковитовыми пегматитами. Но при широком развитии альбитизации составы редкометалльно-мусковитовых пегматитов сближаются с составом зон альбитизации в собственно мусковитовых пегматитах.

8.2. ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ

К числу наиболее распространенных в слюдоносных пегматитах летучих компонентов относятся водород и фосфор, а также хлор, бор, фтор, сера и имеющий особое значение для рассматриваемой группы пегматитов углерод. Последний встречается главным образом в составе газово-жидких включений в минералах (см. гл. 6), но, кроме того, слагает графит, один

из обычных акцессорных минералов, и кальцит, изредка встречающийся в центральных частях пегматитовых тел Карелии, Восточной Сибири и США.

Именно летучие компоненты, их соотношение в составе метаморфических пород, их количество и их давление в процессах формирования гранитов и пегматитов определяют характер минерализации в пегматитах [Макагон и др., 1975; Макрыгина, 1981]. Разумеется, соотношение и количества летучих компонентов, сохранившихся в породах, не соответствуют тем, которые были в расплавах и флюидах во время минералообразования. Тем не менее мы можем с поправкой на оцениваемые различия судить об относительной роли тех или иных летучих как по газово-жидким включениям, так и по результатам определения в породах и минералах содержаний H_2O, F, Cl, B, P, S и CO_2.

Кроме перечисленных компонентов, в пегматитовом процессе принимали участие и многие другие летучие. Несомненна большая роль азота, который входит в форме аммония на позиции калия в слюды [Шигорова и др., 1981], а также в виде аммиака или других электрически нейтральных соединений — на вакансии в кристаллических решетках слюд и полевых шпатов [Шмакин, 1984]. К сожалению, аналитические трудности обычно не позволяют определять малые количества таких компонентов и формы их связи. То же самое можно сказать о разнообразных углеводородных соединениях, обнаруженных в пегматитах и метаморфических породах много лет назад [Бескровный, Баранова, 1963; Петров и др., 1972]. Пока что информация о них, получаемая с большими трудностями, неоднозначна и почти не используется для петрогенетических построений.

В предыдущем разделе мы уже останавливались на особенностях распределения воды в пегматитах и на проблемах методического характера, не позволяющих получать в анализах истинное количество содержащейся в породах H_2O. Однако для общего представления о роли, которую играют соединения водорода в процессах пегматитообразования, имеющихся данных достаточно.

Вода. Это один из главных компонентов метаморфических флюидов, магматических расплавов и послемагматических растворов. В форме гидроксила она входит в состав многих образующихся в пегматитах минералов: мусковита, биотита, турмалина, апатита, ортита и др. В составе газово-жидких включений в минералах вода всегда преобладает.

На основе экспериментальных данных о зависимости соотношений компонентов в гранитных системах от парциального давления воды [Luth et al., 1964; Platen, Höller, 1966] и используя различия в составе вулканических и плутонических пород кислого состава [Штейнберг и Ферштатер, 1968], можно примерно определить величину парциального давления воды. Для пегматоидных магматических гранитов P_{H_2O} составило 3—5 кбар [Макагон, 1977]. Следовательно, парциальное давление воды во флюиде составляет от 40 до 60 % от максимального общего давления летучих.

Наличие в составе магматических и послемагматических флюидов мусковитовых пегматитов углекислоты способствовало более полному выделению воды из расплавов [Кадик, Луканин, 1973]. Именно этим обстоятельством, по-видимому, объясняется широкое проявление в этих пегматитах процессов гидролиза калиевого полевого шпата с образованием значительных количеств мусковита и активное развитие процессов экзоконтактовых изменений вмещающих пород.

Летучие компоненты в редкометалльно-мусковитовых пегматитах не изучены с такой степенью детальности как в собственно мусковитовых. Исследования газово-жидких включений в минералах и водной вытяжки из них были сделаны только для единичных объектов. Как следует из материалов главы 6, соотношения фаз во включениях и ионов в растворах для редкометалльно-мусковитовых пегматитов близки к тем, которые характерны для мусковитовых пегматитов.

Учитывая значительно меньшие масштабы экзоконтактовых изменений и преимущественно автометасоматический характер послемагматических процессов в редкометалльно-мусковитовых пегматитах, можно говорить о существенно меньшем количестве водной фазы в составе пегматитовых расплавов. При общем давлении от 5 до 6 кбар парциальное давление H_2O составляло в них по примерной оценке 1—2 кбар, т. е. от 20 до 33 % общего флюидного давления, что определяет относительно большую роль других летучих — бора и фтора.

Что же касается наблюдаемых содержаний H_2O в пегматитах, то при сравнении в единых пегматитовых поясах редкометалльно-мусковитовые пегматиты могут иметь больше связанной воды, чем находящиеся рядом с ними мусковитовые и редкометалльные (см. табл. 8.8). Это определяется конкретными соотношениями количеств слюд и полевых шпатов в пегматитовых телах. Нередко содержание мусковита (как правило, низкого качества) в редкометалльно-мусковитовых пегматитах бывает более высоким, чем в собственно мусковитовых пегматитах (см. главу 4).

Фтор и хлор. Минералами-концентраторами фтора и хлора в слюдоносных пегматитах являются биотит, мусковит, апатит и турмалин. Слюды содержат до 0,7 % F и до 0,3 % Cl, а апатит— до 3,2 % фтора и до 0,2 % хлора. В отличие от апатита, представленного фтор-апатитом, турмалин мусковитовых пегматитов содержит всего 0,1—0,2 % F и обычно не обнаруживаемые химическими анализами количества хлора.

Минералами-носителями фтора и хлора в подавляющем большинстве случаев являются слюды, причем в редкометалльно-мусковитовых пегматитах эта роль всегда принадлежит мусковиту, а в собственно мусковитовых — мусковиту и биотиту.

Обычно в слюдах фтора в 2—6 раз больше, чем хлора [Макагон, Шмакин, 1988]. При этом наиболее высокие концентрации фтора отмечены в биотите слабо зональных (крупноблоковых) плагиоклазовых мусковитовых пегматитов. Несколько ниже содержания этого элемента в биотите мелкозернистого плагиоклазового пегматита и апографических пегматитов, а биотит центральных зон инъекционных пегматитовых тел содержит всего 0,2—0,3 % фтора.

Среди мусковитов четко выделяются по концентрациям фтора две группы: мусковит по биотиту, в котором всегда больше 0,3 % F, и остальные разновидности мусковитов, содержащие всегда менее 0,2 % F. Концентрации хлора в первых существенно ниже, чем фтора, а во вторых — соизмеримы с ними. По-видимому, можно предполагать заимствование мусковитом фтора из решетки замещаемого биотита. А поскольку средние содержания фтора в мусковите ниже, чем в биотите, выносимая при замещении часть фтора могла связываться в одновременно образующемся мусковите кварц-мусковитового агрегата, а также в апатите и турмалине зон кварц-мусковитового замещения.

Содержания фтора в мусковите редкометалльно-мусковитовых пегматитов обычно выше, чем в мусковитовых. Поэтому средние концентрации этого элемента в мусковите из различных поясов Восточной Сибири выше там, где больше редкометалльно-мусковитовых пегматитов. Так, например, в мусковитах Приольхонского пояса, Акуканского и Баргинского полей содержится до 1 % F. Мамский, Бирюсинский и Кондаковский пояса характеризуются средними уровнями концентраций фтора в мусковитах: обычно 0,1—0,2 %, иногда 0,3—0,5 %.

В пегматитах Индии содержания фтора и хлора в слюдах примерно те же, что и в Мамском поясе Восточной Сибири. Минимальные концентрации F наблюдаются в мусковите Неллурского пояса, где мало редкометалльно-мусковитовых пегматитов, средние — в Бихарском поясе, а максимальные — в Раджастханском поясе с его наибольшим количеством редкометалльно-мусковитовых жил.

В газово-жидких включениях минералов роль хлора значительно выше, чем фтора (см. гл. 6). Здесь иногда визуально фиксируются кристал-

лики галита, а в водных вытяжках из кварца концентрация иона хлора существенно выше, чем иона фтора. Последний количественно не обнаруживается при чувствительности метода 0,5 мкг/мл водной вытяжки, полученной по методике А. А. Москалюк [1973]. Однако наиболее важным анионом водных вытяжек является гидрокарбонатный ион.

В процессах послемагматического преобразования пегматитов фтор и хлор ведут себя, как и в процессах метаморфизма, гранитизации и первичного пегматитообразования [Макрыгина, 1984]. Их содержания определяются исходными концентрациями в метаморфизуемых осадочных породах. Дальнейшие процессы приводят к перераспределению элементов между пегматитами и окружающими породами, а также между минералами, без существенного привноса или выноса.

Бор. Средние содержания бора в слюдоносных пегматитовых телах разных регионов колеблются от 50 до 5000 г/т. Как элемент-примесь бор содержится во всех породообразующих минералах пегматитов, включая кварц (от 1 до 6 г/т). В слюдах его от 10 до 100 г/т, в полевых шпатах обычно меньше — до 30 г/т. Однако иногда плагиоклаз и калиевый полевой шпат становятся минералами — носителями бора, преимущественно в незамещенных пегматитовых телах, не содержащих турмалин.

Минералом-концентратором бора во всех слюдоносных пегматитах является турмалин, поэтому средние концентрации бора в неизмененных пегматитах обычно малы. Этот элемент привносится послемагматическими растворами, причем в раннюю щелочную стадию он практически не осаждается, а на стадии возрастания кислотности концентрации бора резко возрастают. Содержания бора в зонах кварц-мусковитового замещения могут составлять несколько процентов. Затем, при кварцевом замещении, с ростом размеров кристаллов турмалина, но уменьшением их количества средние концентрации бора снижаются, а в зонах альбитизации они вновь сокращаются до минимума.

Любопытные данные по средним содержаниям бора в пегматитовых телах приводит В. А. Макрыгина для Хамардабанского пояса. В мусковитовых пегматитах здесь содержится в среднем 232 г/т бора, что почти в 2 раза больше, чем в неспециализированных биотит-ортоклазовых пегматитах. В редкометалльно-мусковитовых пегматитах наблюдается снижение средних концентраций бора до 151 г/т, а в редкометалльных — до 51 г/т. Таким образом, распределение бора резко отличается от фтора, максимальные количества которого связаны с редкометалльно-мусковитовыми пегматитами.

Углекислота. Этот компонент играет важнейшую роль в процессах формирования и изменения мусковитовых пегматитов, а также в предшествующих процессах метаморфизма и гранитизации [Макрыгина, 1981]. Как уже отмечалось, присутствие значительных количеств CO_2 в расплавах, возникающих при метаморфизме в зонах высоких давлений, понижает растворимость воды в гранитной магме и способствует ее отделению. Именно это обстоятельство способствует широкому развитию процессов послемагматического метасоматоза в гранитах и пегматитах.

Как и хлор, углекислота практически не фиксируется в составе минералов мусковитовых пегматитов. Незначительные ее количества обнаружены только в составе апатита некоторых месторождений. Однако на заключительных стадиях формирования пегматитов иногда образуется собственный минерал углекислоты — кальцит. Он может заполнять полости растворения кварца на участках воздействия растворов стадии нового повышения щелочности либо образовывать небольшие линзы в центральных частях пегматитовых тел, как, например, в Карельском регионе [Никитин, 1959]. По-видимому, это процесс фиксации кальция при альбитизации плагиоклазов в условиях снизившихся температур.

Жидкая углекислота постоянно входит в состав газово-жидких включений в минералах метаморфических пород, гранитов и пегматитов [Макагон, 1977]. Именно по плотности углекислоты были сделаны определе-

ния давлений в начальные стадии пегматитового процесса [Долгов и др., 1967; Макагон, 1977]. При вскрытии таких включений на этапе подготовки к получению водной вытяжки (истирание минералов) CO_2 теряется. А в составе водной вытяжки из анионов всегда резко преобладает HCO_3^-, присутствует ион хлора, а из катионов преобладает калий, значительно меньше — натрия, т. е. в растворах включений углекислота находится в виде $KHCO_3$, в меньшей степени — $NaHCO_3$ [Макагон и др., 1980].

В составе водных вытяжек из кварца мусковитовых пегматитов Северной Карелии также преобладает анион HCO_3^-, однако здесь кроме гидрокарбоната и хлора значительную роль играет ион SO_4^{2-} [Пономарева, 1980]. Но в любом случае углекислота является постоянной составляющей газово-жидких включений и соответственно одним из главных летучих компонентов в процессах пегматитообразования.

К сожалению, в зарубежных месторождениях слюдоносных пегматитов летучие компоненты практически не изучены. Однако на основании изучения парагенезисов минералов во вмещающих метаморфических породах и пегматитах можно проводить полную аналогию между мусковитовыми и редкометалльно-мусковитовыми пегматитами всего мира по термодинамическим параметрам процессов и составу флюидов. Можно не сомневаться в том, что углекислота во всех регионах является наряду с водой ведущим летучим компонентом.

8.3. МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Рассматриваемая в этом разделе большая группа элементов часто называется редкими элементами. Это либо элементы-конституэнты акцессорных минералов пегматитов, либо элементы-примеси в породообразующих и акцессорных минералах. Но поскольку в число элементов-примесей входят такие отнюдь не редкие элементы, как свинец и барий, замещающие калий, более правильно называть эти элементы м а л ы м и. Такое название эквивалентно традиционно применяемому в английской литературе термину minor elements. Оно неоднократно использовалось и в русской литературе [Рябчиков, 1965; Шмакин, 1976; и др.].

Из шести десятков непетрогенных элементов, обнаруженных к настоящему времени в слюдоносных пегматитах, наибольший интерес представляют пять групп малых элементов: 1) щелочные — Li, Rb и Cs; 2) щелочно-земельные — Ba и Sr; 3) редкоземельные — Y и лантаноиды; 4) рудные — Sn, Zn, Pb и Tl; 5) редкие металлы — Be, Nb, Ta, Zr, Hf, U и Th.

ЩЕЛОЧНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

К настоящему времени накоплены обширные сведения о содержаниях и поведении лития, рубидия и цезия в слюдоносных пегматитах. Основная их часть получена при изучении распределения редких щелочей в минералах пегматитов [Рябчиков, Соловьева, 1961; Шмакин, Куфтырева, 1964; Глебов, 1971; Babu, 1970; Bhattacharjee, 1983; и др.]. Имеется некоторое количество анализов и по представительным пробам пегматитовых тел в целом [Макрыгина, 1981, 1984].

Приводимый ниже материал по геохимии щелочных и многих других малых элементов в слюдоносных пегматитах базируется на публикациях 1970—1980-х годов [Шмакин, 1976; Макрыгина, 1981; Bhattacharjee, 1983; Макагон, Шмакин, 1988] и на специально выполненных для настоящей работы новых анализах пегматитов и их минералов. К сожалению, данных по валовым пробам пегматитов и их структурных зон для других слюдоносных поясов нет.

Литий. В связи с отсутствием собственно литиевых минералов, минералом-концентратором и носителем лития в слюдоносных пегматитах

Таблица 8.9

Средние содержания и индикаторные отношения некоторых малых элементов в слюдоносных пегматитах Мамского пояса [Щмакин, 1976], г/т

Типы и разновидности пегматитов	Кол-во анализов	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	K/Rb	Ba/Rb	Ba/Sr	Rb/Cs
Плагиоклазовые мусковитовые пегматиты:										
незональные (крупноблоковые)	13	32	37	5	430	450	515	12	0,96	7,4
мусковит-плагиоклазовые жилы	15	14	142	3	154	165	87	1,1	0,93	47
Двуполевошпатовые мусковитовые пегматиты:										
незональные (незамещенные)	16	28	178	10	2850	425	158	16	6,7	18
зональные (слюдоносные)	20	45	240	8	2100	325	148	8,8	6,5	30
участки замещения в гранитах	16	30	185	11	1480	310	280	8,0	4,8	17
Редкометалльно-мусковитовые жилы	9	56	367	20	855	290	76	2,3	2,9	18
Кларки кислых пород [Виноградов, 1962]		40	200	5	830	300	167	4,2	2,8	40
Кларки гранитов, бедных кальцием [Turekian, Wedepohl, 1961]		40	170	4	840	100	247	4,9	8,4	42
Кларки гранитных пегматитов [Солодов, 1969]		220	430	44			84			9,8

обычно является биотит. Он содержит в среднем от 0,02 до 0,08 % Li. Лишь в редких случаях роль минерала-носителя переходит к мусковиту, содержащему в большинстве случаев 0,01—0,02 % Li и только в некоторых редкометалльно-мусковитовых пегматитах — 0,1 % Li и более (см. гл. 7).

Поскольку представительных проб в целом по пегматитовым телам в мире единицы, а в случае мусковитовых пегматитов в их состав вносит свои коррективы аллометасоматоз, условимся, что ближе всего исходный состав расплавов отражают зоны первичной кристаллизации — мелко- и среднезернистые оторочки пегматитовых тел.

Порядок содержаний лития в этих структурах для плагиоклазовых пегматитов (10—30 г/т) и двуполевошпатовых (20—30 г/т) из разных регионов близок и в 7 раз ниже кларка гранитных пегматитов [Солодов, 1969], но близок к содержаниям Li в пегматоидных гранитах (табл. 8.9—8.12). При этом в ранних плагиоклазовых пегматитах (мигматитах) концентрации лития выше, чем в поздних мусковит-плагиоклазовых жилах (см. табл. 8.10), что объясняется отсутствием в последних биотита.

В редкометалльно-мусковитовых пегматитах средние содержания лития близки к значению кларка для гранитных пегматитов — 100—200 г/т. В зональных поясах этих пегматитов, ярким примером которых служит Хамардабанский пояс, наблюдается закономерный рост концентраций лития в ряду биотитовые — мусковитовые — редкометалльно-мусковитовые — редкометалльные пегматиты (табл. 8.13). Следует отметить, что и наиболее ранние дифференциаты здесь обогащены этим элементом и близки к его значениям для редкометалльно-мусковитовых жил периферии Мамского пояса (46 и 56 г/т соответственно), т. е. наиболее высокие содержания лития в мусковитовых пегматитах равны стартовым его величинам и ниже их для пегматитов и гранитов редкометалльно-мусковитовых поясов.

В поясах мусковитовых пегматитов, где широко проявлены аллометасоматические процессы в жилах, более интересно поведение лития в замещенных комплексах. Здесь фиксируется снижение концентраций лития в структурно-парагенетических ассоциациях ранней щелочной ста-

Таблица 8.10

Средние содержания и индикаторные отношения некоторых малых элементов в структурных разновидностях мусковитовых пегматитов Мамского пояса [Шмакин, 1976], г/т

№ средних величин	Участок пегматитового тела	Кол-во анализов	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	K/Rb	Ba/Rb	Ba/Sr	Rb/Cs
	Двуполевошпатовые пегматиты										
1	Мелкозернистые отороч-ки	15	32	182	12	1200	240	214	6,6	5,0	15,2
	Зона:										
2	гипидиоморфно-зернистая	10	32	179	7	2450	225	297	13,7	10,9	25,6
3	графической структуры	16	24	190	5	2760	432	413	14,5	6,4	38,0
4	блоково-графической структуры	12	27	285	7	3680	577	281	12,9	6,4	40,7
5	апографической структуры	14	62	364	6	1045	202	194	2,9	5,2	60,7
6	кварц-мусковитового замещения	18	66	200	10	835	118	199	4,2	7,1	20,0
7	кварцевого замещения	5	39	126	4	186	79	250	1,5	2,4	31,5
8	альбитизации	4	47	397	44	20	81	64	0,05	0,25	9,02
	Плагиоклазовые пегматиты										
9	Биотит-плагиоклазовый агрегат	10	20	32	14	560	685	572	17,5	0,82	2,29
	Зона:										
10	неясногра фическая и блоковая	12	18	25	6	460	532	828	18,4	0,86	4,17
11	кварц-мусковитового замещения	15	42	39	5	420	375	905	10,8	1,12	7,80
12	кварцевого замещения	5	37	21	3	105	120	676	5,0	0,88	7,0
	Мусковит-плагиоклазовые жилы										
13	Краевая часть	4	11	27	2	96	260	233	3,6	0,37	13,5
14	Центральная часть	5	16	306	3	170	152	59	0,56	1,12	102

дии и заметное повышение в кварц-мусковитовом замещающем комплексе, что связано с ростом кислотности метасоматических растворов. Контрастность этой эволюции по комплексам в целом ниже, чем по генерациям биотита и мусковита (см. гл. 7 и рис. 8.4), так как она затушевывается изменением парагенезисов (исчезновением биотита и ростом содержаний кварца).

Рубидий и цезий. Как и для лития, минералом-концентратором Rb и Cs в мусковитовых пегматитах обычно является биотит, и только в зо-

Таблица 8.11

Средние содержания малых элементов и их отношения в слюдоносных пегматитах Бирюсинского пояса [Глебов, 1969], г/т

Порода	Кол-во проб	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Ba/Rb	Ba/Sr	Rb/CS
Пегматиты									
Плагиоклазовые	8	20	46	1,8	216	456	4,7	0,47	26
Двуполевошпатовые:									
незональные	8	10	190	2,3	4180	405	22	10	83
зональные (замещенные)	10	12	140	2,1	2090	330	14,9	6,3	67
Зоны кварц-мусковитового замещения в пегматитах	6	23	86	2,1	528	265	6,1	2	41

Таблица 8.12

Содержания щелочных (%) и малых (г/т) элементов и их отношение в представительных пробах двуполевошпатовых пегматитов Раджастхана, отобранных Дж. Бхаттачарджи

№ пробы	Пегматит	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	K/Rb	Ba/Rb	Ba/Sr	Rb/Cs
	Жила Махендрагар											
ПВР-7	Мелко- и среднезернистый на маломощном участке	2,01	3,13	34	115	5,5	130	180	175	1,1	0,7	21
ПВР-2	Зональный в участке раздува, с зоной кварц-мусковитового замещения	1,68	2,57	23	210	6,0	75	95	80	0,4	0,8	35
	Жила Мандал											
ПВР-5	Мелкозернистый на маломощном участке	1,30	3,62	30	54	5,0	185	300	241	3,4	0,6	11
ПВР-6	С преобладанием графической зоны и калишпатового пегматоида	7,34	1,51	16	490	47	640	360	150	1,3	1,8	10
	Жила Эклингпура											
ПВР-8	С непромышленным мусковитом, преобладанием плагиоклаза, кварца, биотита	1,17	4,44	12	53	3,0	140	120	221	2,6	1,2	18

Примечание. Аналитики М. Н. Уфимцева, С. И. Шигарова, С. К. Ярошенко, ИГХ СО АН СССР.

нах альбитизации или в редкометалльно-мусковитовых пегматитах эта роль может переходить к мусковиту. Минералом-носителем рубидия и цезия во всех двуполевошпатовых пегматитах является калишпат, а в плагиоклазовых пегматитах — биотит (незональные и слабо зональные тела) или мусковит (зональные мусковит-плагиоклазовые жилы). Как видно из материала главы 7, содержания рубидия в калиевых минералах (слюдах и калишпатах) мусковитовых пегматитов близки, а цезия в биотитах на порядок выше, чем в калишпатах, и в несколько раз выше, чем в мусковитах. В редкометалльно-мусковитовых пегматитах содержания рубидия во всех калиевых минералах в несколько раз выше. Соотношение этих минералов в структурно-парагенетических ассоциациях определяет содержания Rb и Cs в пегматитах разного типа.

Минимальные содержания рубидия характерны для плагиоклазовых пегматитов мусковитовых поясов и для зон кварц-мусковитового и кварцевого замещения в них (см. табл. 8.9—8.11).

Наиболее детально изучены пегматиты Мамского пояса. Здесь незамещенные двуполевошпатовые жилы, опробованные вне узлов слюдонос-

Таблица 8.13

Средние содержания малых элементов в пегматитах Хамардабанского пояса, г/т

Пегматит	Кол-во проб	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Yb	Y	Pb	Zn	Sn	Nb	Ta	Zr	Hf	Ba/Rb	Rb/Cs
Биотит-ортоклазовый	4	45	81	3	225	93	1,1	3,6	33	14	2,7	2,5	Не обн.	97	5,5	2,8	27
Мусковитовый	4	58	61	2	215	40	1,1	4,0	24	Не обн.	5,5	5,1	0,8	30	1,6	3,5	30
Редкометалльно-мусковитовый	21	78	251	11	71	97	0,5	1,7	14	18	77	26	8,5	58	4	0,28	23
Редкометалльный	2	>500	750	90	15	30	Не обн.	1,4	6	Не обн.	151	70	29	36	5	0,02	8,3

Примечание. Содержания La, Ce, Nd — ниже порога обнаружения применявшегося метода анализа (20—30 г/т). Порог обнаружения для цинка — 5 г/т.

ных жил, имеют несколько пониженные концентрации Rb и Cs относительно краевых зон зональных, как правило, слюдоносных жил. В последних они близки кларкам гранитов, но значительно ниже кларков для гранитных пегматитов (см. табл. 8.9). Судя по близким к пегматитам Мамы содержаниям Rb и Cs в калиевых минералах из пегматитов других регионов, в пегматитах этих поясов содержания щелочей имеют тот же порядок [Макагон, Шмакин, 1988].

Как показывают новые данные по представительным пробам мусковитовых пегматитов Индии (см. табл. 8.12), средние концентрации Li, Rb и Cs в этих пегматитах близки к таковым в пегматитах Мамского пояса. Аналогичную величину имеют и индикаторные отношения щелочных элементов. Характерно снижение величины K/Rb при переходе от внешних частей жил Махендрагар (ПВР-7) и Мандал (ПВР-5) к участкам их максимальной мощности (ПВР-2 и ПВР-6), где возрастает доля зон кварц-мусковитового замещения (жила Махендрагар) и существенно калишпатовых блоково-графической и пегматоидной зон (жила Мандал). Накопление рубидия в жиле Махендрагар несколько обгоняет накопление цезия, а в жиле Мандал содержания этих двух элементов параллельно возрастают на порядок. В жиле Эклингпура, отличающейся существенным преобладанием натрия над калием, концентрации редких щелочей аналогичны их концентрациям в плагиоклазовых пегматитах Мамского пояса.

В двуполевошпатовых биотитовых и мусковитовых пегматитах внутренних зон зональных редкометалльно-мусковитовых поясов содержания Rb и Cs даже более низкие, чем в мусковитовых, зато к собственно редкометалльно-мусковитовым телам периферии поясов растут до значений, значительно превышающих концентрации рубидия в редких жилах редкометалльно-мусковитового типа из мусковитовых поясов (см. табл. 8.9 и 8.13).

В последовательных структурно-парагенетических ассоциациях двуполевошпатовых пегматитов наблюдается рост содержаний рубидия к зоне апографического пегматита со снижением в зонах кварц-мусковитового и кварцевого замещения и новым возрастанием в зонах альбитизации до уровня, характерного для валовых проб редкометалльно-мусковитовых пегматитов периферии пояса.

Цезий не дает таких отчетливых различий между типами и структурными разновидностями пегматитов. В целом его концентрации несколько выше в двуполевошпатовых пегматитах, чем в плагиоклазавых, и еще выше — в редкометалльно-мусковитовых и зонах альбитизации. Это закономерный результат слабой дифференциации расплавов. В зональном Хамардабанском поясе, где дифференциация проявлена более интенсивно, содержания цезия возрастают в 30 раз (см. табл. 8.13), в том числе в 5,5 раза от мусковитовых до редкометалльно-мусковитовых пегматитов.

Судя по близким содержаниям редких щелочных элементов в калиевых минералах из пегматитовых поясов других регионов, концентрации их в пегматитах и закономерности их изменения должны быть такими же, как в описанных выше поясах Восточной Сибири. Однако для Бирюсинского пояса по сравнению с Мамским отмечается обедненность этими элементами.

Несколько более контрастно изменяются величины отношений менее щелочного элемента к более щелочному. Так, отношение K/Rb отражает наличие процесса дифференциации. Особенно велико оно в пегматитах первичных структур и на ранней щелочной стадии, в графических и блоково-графических структурных зонах. Они являются наиболее высокотемпературными и формируются в условиях наиболее высоких давлений в них. Крупные ионы рубидия входят здесь с трудом на позиции калия. Зато в зонах кварц-мусковитового и кварцевого замещения отношение K/Rb снижается. Здесь при повышении кислотности растворов резко падает количество калиевых минералов, подвергающихся гидролизу. Но в условиях дифференциации, при снижающихся T и P в более поздних

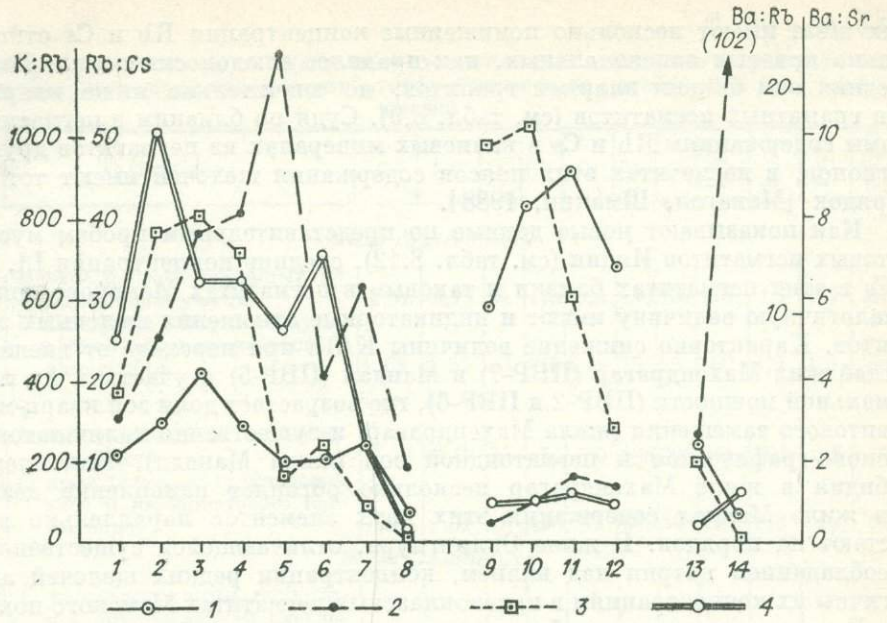


Рис. 8.3. Величины индикаторных отношений щелочных и щелочно-земельных элементов в последовательных структурных разновидностях двуполевошпатовых (*1—8*) и плагиоклазовых (*9—14*) пегматитов Мамского пояса. 1 — K/Rb; 2 — Rb/Cs; 3 — Ba/Rb; 4 — Ba/Sr. Номера разновидностей соответствуют номерам средних величин в табл. 8.1.

калишпатах и слюдах содержание рубидия растет быстрее количеств калия. На поздней щелочной стадии, когда относительно низкие температуры и давления не препятствуют вхождению иона Rb в решетки, а калиевые минералы при альбитизации также являются остаточными, в них резко повышается доля Rb относительно K (табл. 8.10, рис. 8.3). По аналогичной причине таким же образом изменяется отношение Rb/Cs.

В плагиоклазовых пегматитах Мамского пояса на всех стадиях резко преобладают K и Cs над Rb, о чем свидетельствуют высокие отношения K/Rb, но низкие Rb/Cs. Аномалией является резкое накопление Rb по отношению как к калию, так и к цезию в центральных частях мусковит-плагиоклазовых жил. В Бирюсинском поясе при очень низких содержаниях Cs эта зависимость не выдерживается.

Для редкометалльно-мусковитовых пегматитов в силу более высоких содержаний редких щелочных элементов характерны низкие значения величин отношений K/Rb и Rb/Cs, приближающиеся к аналогичным величинам в редкометалльных пегматитах, что свидетельствует о более развитой дифференциации вещества в этой группе пород.

ЩЕЛОЧНО-ЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Из этой группы наиболее характерными элементами-примесями слюдоносных пегматитов являются барий и стронций. Именно в мусковитовых пегматитах были впервые установлены высокие содержания Ba и Sr, значительно превышающие их концентрации в других типах кислых пород [Шмакин, Костюкова, 1969]. Разумеется, представление о незначительной роли, которую играют эти элементы в гранитных пегматитах [Ферсман, 1960], было связано с отсутствием аналитических данных.

Минералами-концентраторами бария в мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитах являются все калиевые минералы: калишпат (до 3,5 % Ba), мусковит (до 1,2 %) и биотит (до 0,9 %). В двуполевошпатовых пегматитах калишпат выступает и как минерал-носитель бария.

Его средние содержания в мусковитовых пегматитах (см. табл. 8.9 и 8.10) так велики, что по геохимической специализации эти пегматиты могут быть названы бариевыми.

Минералом-концентратором стронция является обычно плагиоклаз, содержащий до 0,06 % Sr и 0,04 % Ba. Но и в калишпате ранних генераций может содержаться до 0,05—0,08 % Sr, так что в некоторых случаях именно этот минерал оказывается концентратором и носителем сразу двух элементов. Это возможно только в собственно мусковитовых пегматитах некоторых регионов (Букачанское поле на Байкале, Неллурский пояс в Индии). В большинстве же случаев роль минерала-носителя стронция выполняет плагиоклаз.

В калиевых минералах Ba и Sr изоморфно замещают калий, а в плагиоклазе — Ca. В связи с этим по близости ионных радиусов в калиевые минералы предпочтительнее входит барий, а в кальциевые — стронций, что приводит к некоторому изменению первичных количественных соотношений между двумя элементами, когда они распределяются между несколькими минералами-носителями.

Главная черта поведения Ba и Sr в слюдоносных пегматитах состоит в резком сокращении их концентраций в поздних генерациях всех минералов по сравнению с ранними (см. гл. 7). Хорошо заметны эти изменения и по средним содержаниям в последовательных структурных разновидностях пегматитов (см. табл. 8.10 и рис. 8.3).

В плагиоклазовых мусковитовых пегматитах средние содержания Ba *ниже, чем в гранитоидах*, а *средние содержания Sr выше в слабо зональных* (крупноблоковых) телах и ниже — в зональных мусковит-плагиоклазовых жилах. Следует подчеркнуть, что мы сравниваем с кларками кислых пород по А. П. Виноградову, а кларк стронция у него в 3 раза выше, чем в гранитах, бедных кальцием, по К. Турекьяну и К. Ведеполю. Так что в сравнении с данными американских авторов все слюдоносные пегматиты имеют средние концентрации стронция выше кларковых.

Средние содержания бария в телах двуполевошпатовых мусковитовых пегматитов Мамского пояса в 2—3 раза выше, чем кларковые содержания в гранитоидах (см. табл. 8.9), а стронция — в 1,1—1,4 раза. В других регионах развития мусковитовых пегматитов наблюдается та же картина: концентрации Ba в 2—5 раз, а Sr — в 1,5—2 раза [Шмакин, 1987] выше кларковых. Однако двуслюдяные пегматоидные граниты, развитые в Мамском пегматитовом поясе, как и в большинстве других мусковитовых провинций мира, содержат еще более высокие концентрации Ba и Sr, чем пегматитовые жилы [Макагон, 1977], и этим отличаются от всех других гранитоидов (см. гл. 3). В этом плане высокие содержания Ba и Sr в мусковитовых пегматитах подтверждают гипотезу о том, что последние являются дифференциатами именно этих гранитоидов.

Редкометалльно-мусковитовые пегматиты, хотя они тоже всегда двуполевошпатовые, имеют средние содержания Ba и Sr, близкие к кларковым для гранитоидов по А. П. Виноградову [1962] (см. табл. 8.12 и 8.13). Это связано главным образом с тем, что калишпаты этих пегматитов содержат на порядок меньше бария и в несколько раз меньше стронция, чем калишпаты собственно мусковитовых пегматитов (см. гл. 7), по причине исходно более низкого давления в метаморфических поясах андалузит-силлиманитового типа, вмещающих редкометалльно-мусковитовые пояса пегматитов. В зональных поясах этого типа (Хамардабанском) так же отчетливо, как повышались от биотит-ортоклазовых жил к мусковитовым и редкометалльно-мусковитовым концентрации редких щелочей, снижаются содержания бария (см. табл. 8.13). Но и в мусковитовых, и в редкометалльно-мусковитовых пегматитах этого пояса уровень концентраций бария на порядок ниже, чем в тех же разновидностях пегматитов Мамского пояса. То же соотношение концентраций Ba характерно для мигматитов и гранитоидов двух регионов, хотя содержания бария во вмещающих гнейсах близки [Макрыгина, 1984].

Содержания Sr в пегматитах Хамар-Дабана в 5 раз ниже, чем в Мамских пегматитах и также снижаются от внутренних зон пояса к внешним. Но в редкометалльно-мусковитовых жилах в связи с интенсивным проявлением альбитизации концентрации Sr несколько повышены (см. табл. 8.13).

Барий-стронциевое отношение в плагиоклазовых пегматитах мало изменяет свою величину, что свидетельствует о синхронном поведении двух элементов. Иначе обстоит дело в двуполевошпатовых пегматитах, что явно связано с вхождением стронция в состав как калишпата, так и плагиоклаза. На рис. 8.3 отчетливо видно, что величина Ba/Sr достаточно резко возрастает при переходе от мелкозернистой эндоконтактовой оторочки к зоне гипидиомрфно-зернистой структуры. Затем в графической и блоково-графической зонах в связи с ростом количества стронция она вновь понижается. После некоторого подъема в зоне кварц-мусковитового замещения (здесь резко сокращается содержание стронция, почти не входящего в состав мусковита) отношение Ba/Sr последовательно уменьшается в зонах кварцевого замещения и альбитизации, где вынос бария происходит интенсивнее, чем вынос стронция.

Выносимые из измененных двуполевошпатовых пегматитовых тел Ba и Sr входят, как известно, в состав мусковита, ассоциирующего с ним плагиоклаза, а также во многих случаях рассеиваются в экзоконтактовых ореолах. Образуются положительные аномалии бария, а в некоторых случаях — и обоих рассматриваемых элементов — в пределах ореолов. Ясно, что вокруг плагиоклазовых тел эти аномалии обычно не появляются. Двуслюдяные пегматоидные граниты, как правило, развитые в поясах мусковитовых пегматитов, содержат еще более высокие концентрации Ba и Sr, чем пегматитовые жилы [Макагон, 1977], и этим отличаются от всех других гранитоидов (см. гл. 3). В этом плане содержания Ba и Sr в пегматитах не противоречат гипотезе о том, что они являются продуктом дифференциации именно этих гранитоидов.

Как мы видели, содержания Ba и Sr ведут себя противоположно содержаниям Rb и Cs. Первые максимальны в мусковитовых двуполевошпатовых пегматитах, а вторые — в редкометалльно-мусковитовых. Первые в зонах послемагматического преобразования пегматитов убывают, а вторые — возрастают, особенно в участках альбитизации (поздняя щелочная стадия). В связи с этим особенно контрастно изменяются отношения типа Ba/Rb, Ba/Cs, Sr/Rb или Sr/Cs. В табл. 8.10 приведены значения отношения Ba/Rb для разновозрастных структурных разновидностей пегматитов Мамского пояса. Величина отношения уменьшается от гипидиоморфнозернистых зон до зон альбитизации в среднем в 274 раза, а в конкретных телах различия достигают трех порядков. Даже в плагиоклазовых пегматитах наблюдается устойчивое снижение во времени величины Ba/Rb в 3,5—7 раз (см. рис. 8.3).

Как видно из табл. 8.9, величина Ba/Rb в двуполевошпатовых мусковитовых пегматитах в 2—4 раза выше, а в редкометалльно-мусковитовых пегматитах в 2 раза ниже, чем вычисленная по кларковым концентрациям. Следовательно, это отношение и по средним цифрам может иметь значение индикатора специализации двуполевошпатовых пегматитов, хотя более рационально использование величины Ba/Rb в минералах.

Еще более наглядно прослеживается характер развития пегматитового процесса по соотношению трех компонентов — Li—Rb—Ba, особенно при сравнении изменения этих соотношений не только в пегматитах, но и в слюдах (рис. 8.4). В целом по пегматитам обеих формаций от мусковитовых жил к редкометалльно-мусковитовым усиливается роль Li и Rb, что может отражать дифференциацию расплавов при снижении PT параметров минералообразования.

В последовательном ряду структурных разновидностей пегматитов (Мамский пояс) и особенно соответствующих им генераций слюд ярче проявляется изменение кислотности среды: с усилением роли Ba на ран-

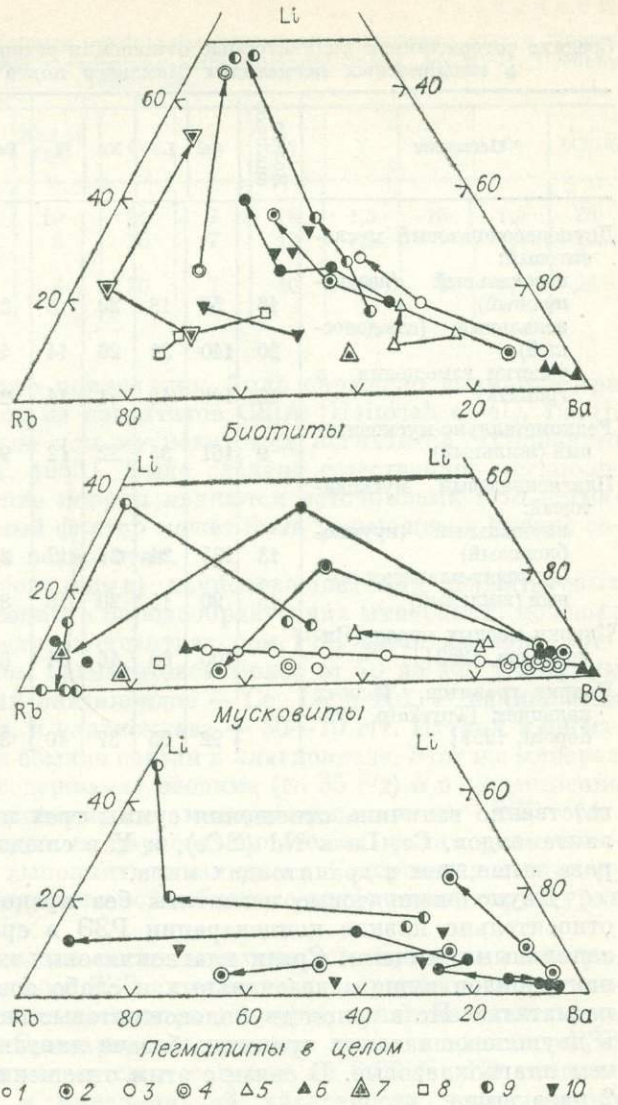


Рис. 8.4. Соотношение Li, Rb и Ba в пегматитах и слюдах различных пегматитовых поясов, последовательных генераций и типов жил.

1, 2 — Мамский пояс: *1* — двуполевошпатовые незональные и *2* — плагиоклазовые зональные пегматиты; *3, 4* — Беломорский пояс: *3* — калишпатовые и *4* — плагиоклазовые пегматиты; *5* — Бирюсинский пояс; *6* — Букачанское и *7* — Акуканское поля Северного Прибайкалья; *8* — Приольхонский пояс; *9* — Хамардабанский пояс; *10* — Бихарский и Раджастханский пояса Индии. Стрелками соединены последовательные структурные разновидности или типы жил. Построено с использованием данных Б. М. Шмакина [1976].

ней щелочной стадии, Li — на стадии возрастания кислотности и Rb — на поздней щелочной стадии постмагматического метасоматоза в мусковитовых пегматитах. Количество Ba и Rb изменилось в результате снижения давления, а Li — главным образом за счет изменения кислотности среды. Отчетливо эта закономерность заметна только по мусковиту. В биотите, количество которого в последовательных стадиях замещения пегматитов убывает, концентрации лития возрастают. Особенно ярко разделение лития и рубидия между биотитом и мусковитом видно на поздней щелочной стадии и в редкометалльно-мусковитовых пегматитах.

Интересно также отметить резкие изменения в соотношениях Li—Rb—Ba с появлением новых минералов-концентраторов этих элементов. В биотите двуполевошпатовых пегматитов существенно ниже концентрации Ba, чем в плагиоклазовых, в мусковите редкометалльных пегматитов Хамар-Дабана с появлением сподумена падает доля лития.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Все слюдоносные пегматиты содержат меньше редкоземельных элементов, чем другие типы гранитоидов (табл. 8.14). Только концентрации церия приближаются к кларковым, а иногда и превышают их. Это связано главным образом с вхождением церия в состав апатита — одного из наиболее распространенных акцессорных минералов пегматитов, а также с присутствием монацита и ортита. Уровни содержаний всех других РЗЭ, особенно иттрия и иттриевых лантаноидов, в 2—3 раза ниже кларковых. Соот-

Таблица 8.14

Средние содержания и индикаторные отношения редкоземельных и рудных элементов в слюдоносных пегматитах Мамского пояса [Шмакин, 1976], г/т

Пегматит	Кол-во анализов	Ce	La	Nd	Y	Be	Sn	Zn	Pb	Tl	ΣCe/Y	Pb/Tl
Двуполевошпатовый мусковитовый:												
незональный (незамещенный)	16	58	18	20	8	2	3	28	55	1,5	12	37
зональный (слюдоносный)	20	140	30	26	14	4	4	102	46	2,2	14	21
участки замещения в гранитах	16	108	49	41	14	2	4	30	32	1,8	14	18
Редкометалльно-мусковитовый (жильный)	9	161	35	32	12	9	5	115	45	7,8	19	5,8
Плагиоклазовый мусковитовый:												
незональный (крупноблоковый)	13	125	24	21	17	2	2	165	6	6,5	10	0,92
мусковит-плагиоклазовый (жильный)	15	90	15	20	18	8	3	110	19	0,8	6,9	24
Кларки кислых пород [Виноградов, 1962]		100	60	46	34	6	3	60	20	1,5	6,1	13
Кларки гранитов, бедных кальцием [Turekain, Wedepohl, 1961]		92	55	37	40	3	3	39	19	2,3	4,6	8,3

ветственно величина отношения суммы трех наиболее распространенных лантаноидов, Ce, La и Nd (ΣCe), к Y в слюдоносных пегматитах в 2—4 раза выше, чем в гранитоидах мира.

Двуполевошпатовые пегматиты без мусковита (незональные) имеют относительно низкие концентрации РЗЭ в сравнении со слюдоносными зональными жилами. Среди плагиоклазовых жил, наоборот, содержания лантаноидов выше в незональных и слабо зональных (крупноблоковых) пегматитах. Но в целом двуполевошпатовые пегматиты и зоны замещения в двуполевошпатовых гранитах богаче лантаноидами и беднее иттрием, чем плагиоклазовые. В связи с этим отношение ΣCe/Y в первых в 1,5—2 раза выше.

Редкометалльно-мусковитовые пегматиты Мамского пояса (см. табл. 8.14) имеют максимальное содержание церия и самое большое значение отношения ΣCe/Y. К сожалению, пегматиты этой специализации в других районах плохо изучены в отношении содержаний РЗЭ. В Хамардабанском поясе (см. табл. 8.13) концентрации Ce, La и Nd во всех пегматитах ниже порога обнаружения применявшегося метода анализа, а иттрия — в несколько раз меньше, чем в Мамском поясе. Из других поясов Восточной Сибири изучен только Приольхонский, в котором средние содержания Ce, La, Nd и Y равны соответственно 152; 30; 25 и 11 г/т, т. е. они примерно те же, что и в пегматитах Мамского пояса.

Судя по результатам изучения содержаний РЗЭ в мусковитовых пегматитах Бирюсинского пояса (табл. 8.15), уровень их концентраций может иметь региональные особенности: по всем трем изученным лантаноидам он здесь в 2—6, а по иттрию — на порядок ниже, чем в Мамском поясе. Тот же, по существу, результат мы имеем и при изучении пегматитов Хамардабанского пояса (см. выше). Вмещающие породы в большинстве мусковитоносных регионов существенно богаче лантаноидами и иттрием, чем сами пегматиты и граниты. В нескольких районах наблюдается корреляция между уровнями содержаний и соотношениями отдельных РЗЭ в пегматитах, с одной стороны, и во вмещающих породах,—

Таблица 8.15

Средние содержания и индикаторные отношения некоторых редкоземельных и других малых элементов в мусковитовых пегматитах Бирюсинского пояса, по М. П. Глебову [1969], г/т

Породы	Кол-во проб	Ce	La	Nd	Y	Pb	Be	ΣCe/Y
Двуполевошпатовые пегматиты	*10*	*21*	*7*	*9*	*1,3*	*76*	*1,5*	*28*
Плагиоклазовые пегматиты	8	25	7	12	1,6	7	1,6	28
Зоны кварц-мусковитового замещения в пегматитах	6	20	7	10	1,4	9	1,6	26

с другой. Впервые на такую корреляцию было обращено внимание при изучении состава монацитов из пегматитов США [Heinrich et al., 1960]. Затем она была установлена для мусковитовых пегматитов Чупинского района Карелии [Леонова, 1965]. Было сделано естественное предположение о том, что вмещающие породы являются источниками РЗЭ пегматитов. Поэтому региональный фактор может быть решающим в уровне содержаний этих элементов в пегматитах.

В незамещенных (незональных) двуполевошпатовых пегматитовых телах РЗЭ в основном рассеяны в породообразующих минералах: полевых шпатах и биотите. Минералом-концентратором РЗЭ здесь является биотит, содержащий в Мамском пегматитовом поясе от 70 до 140 г/т суммы наиболее распространенных лантаноидов — Ce, La и Nd. В калишпатах эта сумма равна 40—50 г/т, в плагиоклазе — 50—70 г/т. Иттрия в пегматитах очень мало, и весь он обычно связан в плагиоклазе. Этот же минерал может иметь повышенное содержание неодима (до 35 г/т) и в существенно плагиоклазовых телах становиться минералом-носителем РЗЭ (см. табл. 7.1—7.6). В незамещенных двуполевошпатовых жилах роль минерала-носителя РЗЭ *может выполнять и калишпат. Содержания лантаноидов* и иттрия в первичных графической и блоково-графической структурах минимальны (табл. 8.16).

На ранней щелочной стадии послемагматического процесса в апографической структуре содержания РЗЭ в пегматитах возрастают за счет повышения роли биотита и роста концентраций церия и лантана как в биотите, так и в калишпате. Суммарное содержание четырех главных РЗЭ (Ce + La + Nd + Y) увеличивается в среднем до 0,02 %. На стадиях возрастания кислотности и максимальной кислотности концентрации РЗЭ еще более возрастают в связи с появлением апатита и монацита — концентраторов церия, а величина индикаторного отношения ΣCe/Y несколько уменьшается в соответствии с изменением щелочности процесса (см. табл. 8.16). В зонах мусковитизации главная часть РЗЭ связана с акцессорными минералами. Например, баланс распределения РЗЭ в зоне кварц-мусковитового замещения одной из промышленных жил Мамского пояса дает такие цифры: породообразующие минералы 22 %, монацит 38 %, апатит 29 %, гранат 11 %. Близкие цифры получены для пегматитов Северной Карелии [Слюдоносные пегматиты..., 1976].

В мусковите содержания РЗЭ обычно несколько меньше, чем в *замещаемых биотите и калиевом полевом шпате (см. табл. 7.4, 7.5). В апатите* и гранате, ассоциирующих с мусковитом, суммарная доля примесей РЗЭ ниже, чем в ранних генерациях этих минералов, но доля иттрия и неодима возрастает [Шмакин, 1976]. Кроме монацита, ортита и этих двух акцессорных минералов, некоторая часть РЗЭ связана в олигоклазе зон мусковитизации, а также в цирконе и кварце. На стадии нового повышения щелочности послемагматического процесса концентрация РЗЭ во всех акцессорных минералах возрастает, но в связи со снижением количества самих минералов, а также с незначительным объемом зон позднего щелочного метасоматоза такое изменение не вызывает сколько-нибудь замет-

Таблица 8.16

Средние содержания и индикаторные отношения редкоземельных и рудных элементов в структурных разновидностях мусковитовых пегматитов Мамского пояса [Шмакин, 1976], г/т

№ средних величин	Участок пегматитового тела	Ce	La	Nd	Y	Zn	Pb	Tl	ΣCe/Y	Pb/Tl
		Двуполевошпатовые пегматиты								
1	Мелкозернистые оторочки	Нет данных				24	38	0,9	—	42
	Зона:									
2	гипидиоморфно-зернистая	130	38	30	13	134	41	4,4	15	9,3
3	графической структуры	40	8	6	5	6	47	0,4	11	118
4	блоково-графической структуры	35	7	5	6	5	62	0,6	7,8	103
5	апографической структуры	120	35	36	10	3	30	0,8	19	38
6	кварц-мусковитового замещения	290	60	55	24	176	35	3,8	17	9,2
7	кварцевого замещения	170	30	25	16	303	42	3,3	14	13
8	альбитизации	210	42	38	10	37	15	2,4	29	6,2
		Плагиоклазовые пегматиты								
9	Биотит-плагиоклазовые агрегаты	42	7	21	4	40	14	0,6	18	23
	Зона:									
10	неясногра фическая и блоковая	83	10	22	15	147	7	5,6	7,7	1,2
11	кварц-мусковитового замещения	164	32	25	18	182	6	8,1	12	0,74
12	кварцевого замещения	105	19	28	20	Нет данных			7,6	—
		Мусковит-плагиоклазовые жилы								
13	Краевая часть	80	12	16	14	37	17	0,3	7,7	57
14	Центральная часть	96	18	24	21	167	21	1,2	6,6	18

ного увеличения средних содержаний РЗЭ в пегматитовых телах. Но отношение ΣCe/Y здесь вновь закономерно возрастает.

В плагиоклазовых пегматитах также в первичных зонах содержания всех изученных РЗЭ минимальны. При наложении послемагматических процессов и появлении акцессорных минералов-концентраторов церия содержания этого элемента, а также лантана и иттрия возрастают в неясногра фической и блоковой зонах в 1,5—3, а в зонах кварц-мусковитового замещения — в 4 раза и более (см. табл. 8.16). Величина ΣCe/Y несколько ниже, чем в первичных биотит-плагиоклазовых агрегатах. Но для пород она не так показательна, как для минералов (см. гл. 7.)

Данных о средних содержаниях РЗЭ в пегматитах других слюдоносных регионов мира в нашем распоряжении практически нет. В большинстве случаев изучалось распределение РЗЭ в минералах пегматитов. Только недавно мы получили данные по содержанию некоторых лантаноидов в представительных пробах пегматитов Индии (метод НАА — нейтронно-активационного анализа, Лаборатория В. А. Боброва, ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск). Судя по ним, пегматиты Раджастхана содержат (г/т): Ce 9—11, La 3—8, Nd 2—5, Sm 1—2, Eu 1—3, Tb<1, Yb до 1,2 и Lu<0,2. Концентрации Ce, La и Nd много ниже, чем в пегматитах Мамского пояса, что, видимо, свойственно редкометалльно-мусковитовым пегматитам, залегающим в метаморфических комплексах умеренных давлений.

РУДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Из малых элементов этой группы изучены более или менее детально только Sn, Zn, Pb и Tl. Определений средних содержаний этих элементов в пегматитах мало, и главная их масса относится к пегматитам Восточной Сибири.

Олово. Средние содержания олова в мусковитовых пегматитах и их материнских гранитах обычно близки к кларковым для гранитов и составляют 3—4 г/т (см. табл. 8.14). Это на порядок ниже кларка для гранитных пегматитов в целом. Минералами-концентраторами и носителями олова являются слюды: биотит (от 3 до 100 г/т, обычно 20—40 г/т) и мусковит (4—30 г/т). Нередки случаи, когда в слюдах содержатся и значительно большие количества олова, вплоть до десятых долей процента, но изучение таких слюд с помощью электронного микрозонда показывает присутствие в них многочисленных мелких включений касситерита [Левашов, Малков, 1973].

В редкометалльно-мусковитовых пегматитах, как правило, олова больше: в Мамском поясе 5 г/т, в ряде полей Северо-Западного Прибайкалья — от 6 до 12 г/т, а в Хамардабанском поясе — 77 г/т (см. табл. 8.13). В этом поясе и мусковитовые пегматиты имеют повышенное содержание Sn (5,5 г/т), а в редкометалльных пегматитах оно достигает 151 г/т.

Для типичных мусковитовых пегматитов акцессорный касситерит не характерен. Но в некоторых слюдоносных районах Индии, Бразилии и США этот минерал присутствует и в редкометалльно-мусковитовых пегматитах, и в жилах мусковитовых пегматитов, где альбитизация явно наложена на первичные парагенезисы. Таков, например, слюдоносный район Амелия в поясе Внутренний Пидмонт, Аппалачи. Здесь преобладают собственно мусковитовые пегматиты (с биотитом), а из акцессорных минералов встречаются гранат, апатит, черный турмалин и берилл. Но в некоторых жилах проявлены секущие или расположенные в центре зоны альбитизации, содержащие касситерит и колумбит, а кроме того,— топаз, фенакит, микролит. Эти зоны имеют малый объем и не создают значительных концентраций олова и редких металлов.

Цинк. Средние концентрации этого элемента в мусковитовых пегматитах весьма неодинаковы: в двуполевошпатовых пегматитах от 28 г/т в незональных жилах до 100 г/т в зональных слюдоносных жилах, а в плагиоклазовых пегматитах — еще выше: 110—165 г/т (Мамский пояс, см. табл. 8.14). Это существенно выше, чем кларковые содержания Zn в гранитоидах.

В редкометалльно-мусковитовых пегматитах Мамского пояса цинка тоже много, но в Хамардабанском поясе аналогичные пегматиты содержат всего 18 г/т Zn, а в мусковитовых пегматитах его меньше, чем 10 г/т (см. табл. 8.13).

Минералом-концентратором цинка в слюдоносных пегматитах является биотит, содержащий обычно около 0,1 % Zn (от 0,01 до 0,3 %), что заметно выше средних концентраций в биотите гранитоидов [Ляхович, 1972]. Относительно более высокие концентрации свойственны раннему биотиту и наиболее распространенному лейстовому биотиту (см. гл. 7). Перекристаллизованный биотит зон кварц-мусковитового и кварцевого замещения обеднен цинком (0,02—0,04 %), причем значительная часть этого элемента переходит в состав новообразованного мусковита. Именно мусковит, содержащий в разных регионах от 0,003 до 0,08 % Zn, становится в зонах мусковитизации минералом-носителем цинка.

Как видно из табл. 8.16, в первичных структурах двуполевошпатовых пегматитов (кроме гипидиоморфно-зернистой зоны, где много биотита) цинка обычно мало. А в зонах кварц-мусковитового и кварцевого замещения этих пегматитов, как и плагиоклазовых, наблюдается рост его содержаний до 0,015—0,030 %, что значительно выше кларковых количеств. Даже в мусковит-плагиоклазовых жилах, где нет биотита, в центральных частях наблюдаются аналогичные концентрации цинка, связанные с мусковитом.

Свинец. Средние концентрации Pb в двуполевошпатовых мусковитовых пегматитах в 2—3 раза выше кларковых, а в плагиоклазовых — близки к кларковым (см. табл. 8.14). Это связано с вхождением Pb на позиции калия в калишпате, причем такому изоморфизму, как и вхождению бария, должно способствовать высокое давление [Шмакин, 1976].

Редкометалльно-мусковитовые пегматиты в Мамском поясе имеют примерно то же содержание Pb, что и собственно мусковитовые, а в Хамардабанском поясе (см. табл. 8.13) оно ниже, хотя в этом регионе средние концентрации Pb в мусковитовых пегматитах немного превышают кларковый уровень. Близки к средним и содержания свинца в Приольхонском пегматитовом поясе (22 г/т).

Первичные концентрации Pb в пегматитах во всех изученных регионах выше, чем в зонах мусковитизации. Минералом-концентратором и носителем свинца в пегматитах двуполевошпатового состава является калиевый полевой шпат. В слабо зональных (крупноблоковых) плагиоклазовых пегматитах эта роль принадлежит биотиту, а в зональных мусковит-плагиоклазовых жилах — мусковиту. *При наложении послемагматических процессов стадии повышения кислотности свинец вместе с калием переходит в раствор и только частично связывается в мусковите и в новообразованном калишпате.* Значительная часть элемента выносится во вмещающие породы. Как будет ясно из материала следующей главы, в ореолах образуются положительные 2—3-кратные аномалии свинца.

На стадии нового повышения щелочности послемагматических растворов в Мамском поясе Восточной Сибири наблюдается концентрирование свинца в позднем мусковите (до 240 г/т в сравнении с 8—22 г/т в предыдущих генерациях) и образование в зонах растворения кварца собственного минерала-галенита. Таким образом, в поведении свинца может сказываться фактор его накопления в растворах аналогично тому, как Rb и Cs, выносимые из зон замещения калишпата, концентрируются в поздних генерациях мусковита.

Имеются региональные особенности распределения свинца в мусковитовых пегматитах: в Восточной Сибири этим элементом обогащены пегматиты Бирюсинского пояса и Енисейского кряжа, а из зарубежных месторождений — пегматиты Индии и особенно Неллурского пояса.

Таллий. В мусковитовых двуполевошпатовых пегматитах средние содержания Tl близки к кларковым. Минералом-концентратором Tl является биотит, а минералами-носителями в разных типах пегматитов — калишпат, биотит и особенно мусковит. Обращает на себя внимание повышенное содержание таллия в слабо зональных (крупноблоковых) плагиоклазовых пегматитах, выделяющихся обилием биотита (см. табл. 8.14). В этих породах индикаторное отношение Pb/Tl резко понижено — до 0,92, в то время как обычно оно колеблется от 18 до 37. В зональных мусковит-плагиоклазовых жилах, где одновременно понижены содержания и свинца, и таллия отношение Pb/Tl остается примерно таким же, как и в зональных двуполевошпатовых пегматитах.

Редкометалльно-мусковитовые пегматиты Мамского пояса содержат повышенные концентрации Tl, в 3,5—5 раз большие, чем двуполевошпатовые мусковитовые пегматиты. Соответственно величина Pb/Tl в них существенно понижена. К сожалению, для большинства других регионов у нас нет данных по средним концентрациям этого элемента. Добавим только две цифры: 2,2 г/т в Акуканском поле и 4,5 г/т в Приольхонском поясе. Первая из них близка к содержанию таллия в зональных телах мусковитовых двуполевошпатовых пегматитов Мамского пояса, а вторая — в 2 раза выше. Судя по широкому разбросу содержаний Tl в слюдах редкометалльно-мусковитовых пегматитов Зимбабве [Макагон, Шмакин, 1988], этот элемент может представить собой большой интерес в качестве индикатора.

В отличие от свинца, концентрации которого снижаются в зонах мусковитизации, содержания таллия здесь возрастают — и в двуполевошпатовых, и в плагиоклазовых пегматитах (см. табл. 8.16) — в 4—13 раз. Несколько обогащены таллием и центральные части зональных мусковит-плагиоклазовых жил, лишенных биотита. Эти факты наряду с повышенными концентрациями Tl в редкометалльно-мусковитовых пегматитах свидетельствуют об особой роли мусковита как минерала-носителя тал-

лия. При этом поведения Tl в последовательных генерациях мусковита в большинстве случаев аналогично поведению Rb и Cs. Явно обогащены Tl мусковиты редкометалльно-мусковитовых пегматитов в целом и мусковит зон альбитизации и растворения кварца в двуполевошпатовых мусковитовых пегматитах.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

В этой группе главное значение имеет бериллий, определяющий специфику редкометалльно-мусковитовых пегматитов. Некоторые данные имеются по распределению ниобия и тантала. Остальные редкие элементы изучены, к сожалению, фрагментарно.

Бериллий. Средние содержания Be в мусковитовых пегматитах на порядок ниже, чем в гранитных пегматитах в целом: всего 2—4 г/т (см. табл. 8.14). В зональных в мусковит-плагиоклазовых жилах Мамского пояса бериллия в 2 раза больше обычного благодаря присутствию акцессорного берилла и повышенному содержанию Be в олигоклазе. Именно плагиоклаз при отсутствии берилла является минералом-концентратором, а в большинстве случаев — и минералом-носителем элемента. Ту же роль в некоторых случаях выполняют калишпат (он содержит от 0,2 до 5 г/т Be) и мусковит (от 2 до 15 г/т Be).

В Бирюсинском пегматитовом поясе, где акцессорный берилл исключительно редок, тела мусковитовых пегматитов содержат всего 1,5—1,6 г/т Be (см. табл. 8.15). Наиболее низкие концентрации Be наблюдаются также во всех минералах Букачанского пегматитового пояса, где берилл не отмечен.

Редкометалльно-мусковитовые пегматиты Мамского пояса содержат 9 г/т Be, т. е. в 1,5—3 раза выше, чем в средних гранитоидах. В Акуканском поле редкометалльно-мусковитовые пегматиты беднее бериллием — 6,8 г/т, а в Приольхонском несколько богаче — 11 г/т.

Ниобий и тантал. Распределение этих элементов в мусковитовых пегматитах характеризуется крайней неравномерностью. В то время как в кварце и полевых шпатах они не обнаруживаются применявшимся нами спектрохимическим методом анализа, в биотите содержится от 45 до 400 г/т Nb и от 2 до 55 г/т Ta, в мусковите — от 35 до 600 г/т Nb и 5—60 г/т Ta. Мы не располагаем данными о средних концентрациях обоих элементов в пегматитах и гранитах Мамского пояса, но можно сказать, что они явно ниже кларковых содержаний для гранитных пегматитов, равных 23 г/т Nb и 18 г/т Ta [Солодов, 1969].

Средние содержания ниобия и тантала получены для пегматитов зонального Хамардабанского пояса (см. табл. 8.13). Здесь наблюдается устойчивое возрастание концентраций обоих элементов от биотит-ортоклазовых к редкометалльным пегматитам. В мусковитовых пегматитах содержится 5,1 г/т Nb и 0,8 г/т Ta, а в редкометалльно-мусковитовых — в 5 раз больше Nb (26 г/т) и на порядок больше Ta (8,5 г/т).

В средних пробах мусковитовых пегматитов поля Бхилвара в Раджастханском поясе методом НАА получены концентрации тантала от 0,5 до 1,5 г/т, что близко к данным по Хамар-Дабану. Можно предполагать, что средние содержания ниобия здесь находятся на уровне 4—10 г/т.

Сравнительное изучение содержаний Nb и Ta в пределах Восточной Сибири выполнено только для мономинеральных образцов. Максимальные концентрации обоих элементов наблюдаются в редкометалльно-мусковитовых пегматитах Баргинского поля в Енисейском кряже, Приольхонского пояса и Акуканского поля в Прибайкалье. А минимальные содержания отмечаются в собственно мусковитовых пегматитах Бирюсинского пояса и Букачанского поля — там же, где минимальные концентрации бериллия.

Цирконий и гафний. Изучение Хамардабанского пегматитового пояса дало первые цифры по средним содержаниям этих двух элементов в мус-

ковитовых (30 г/т Zr и 1,6 г/т Hf) и в редкометалльно-мусковитовых пегматитах (соответственно 58 и 4 г/т). Но, поскольку в редкометалльных пегматитах не наблюдается более высоких содержаний, а максимальные для пояса концентрации Zr и Hf отмечены в биотит-ортоклазовых пегматитах (см. табл. 8.13), корреляции с другими редкими элементами в этом поясе нет.

Для средних проб мусковитовых пегматитов поля Бхилвара в Раджастханском поясе получены только цифры содержаний гафния: от 0,2 до 0,5 г/т. По-видимому, гафний (и цирконий) не характерны для типичных слюдоносных пегматитов. Это согласуется с тем обстоятельством, что циркон как акцессорный минерал наблюдается в мусковитовых пегматитах лишь спорадически [Shmakin, 1974].

Цирконий и гафний аналогичны урану и торию: эти элементы, не являясь характерными для слюдоносных пегматитов, в пегматитах некоторых регионов наблюдаются в повышенных концентрациях. Таков, например, Балтийский щит, где уранинит — постоянный акцессорный минерал мусковитовых пегматитов. А в Восточной Сибири этот минерал практически не встречается.

После работ В. А. Леоновой [1965] по пегматитам Северной Карелии появилось много новых данных, подтверждающих ее предположение о заимствовании U, Th, Zr, Hf и РЗЭ из вмещающих пегматиты пород. Эти элементы не определяют специфику слюдоносных пегматитов, они могут быть названы случайными. По существу, речь идет о региональной обогащенности или обедненности этими элементами метаморфических комплексов. В дальнейшем при процессах ультраметаморфизма и пегматитообразования происходит наследование геохимических особенностей вмещающих пород.

8.4. ГЛАВНЫЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ПОВЕДЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В ПЕГМАТИТОВОМ ПРОЦЕССЕ

Из материала предыдущих глав можно сделать некоторые выводы о закономерностях распределения элементов в мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитах, об их поведении в процессах формирования и изменения пегматитов на послемагматическом этапе.

Как мы видели, одним из главных геохимических факторов является **состав исходных пород**. Речь может идти и о преимущественно метапелитовом характере подвергающихся метаморфизму пород, и об обогащенности их глиноземом [Шмакин, 1976], и о наличии в них тех или других летучих компонентов [Макрыгина, 1981], которые определяют ход процессов метаморфизма, величину флюидного давления и связанную с этим специализацию образующихся расплавов. С другой стороны, состав исходных пород определяет в значительной мере **региональные особенности** в содержаниях малых элементов, заимствующихся из метаморфических пород при образовании расплавов или на послемагматическом этапе, когда идет активный обмен компонентами пегматитов и вмещающих пород.

Другим важным фактором, определяющим содержание элементов в пегматитах, является **уровень метаморфизма** исходных пород, задающийся прежде всего величинами **давления и температуры** во время главного цикла метаморфических преобразований. Прежде всего, от уровня метаморфизма зависит сама возможность возникновения мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов. Но и различия между этими двумя формациями определяются главным образом разным давлением на начальном этапе кристаллизации пегматитов из расплава или раствора. На возможность непосредственного влияния давления на преимуществен-

ное вхождение тех или иных элементов в кристаллические решетки минералов обращалось внимание уже давно [Шмакин, 1971]. Степень влияния этого фактора оспаривалась некоторыми исследователями [Гордиенко, Кривовичев, 1978]. Тем не менее на многочисленных фактах показано, что различия в уровне концентраций Ba, Sr, Rb и Cs в калиевых минералах пегматитов определяются именно разным давлением начала процесса [Шмакин, Макагон, 1979]. Давление является главным фактором геохимической специализации пегматитов. Различия по температуре здесь несущественны, поскольку они не выходят за пределы ошибки существующих методов ее определения.

Фактор **кристаллизационной дифференциации** пегматитового материала сказывается в образовании первичной зональности двуполевошпатовых тел и в разделении по зонам основной массы петрогенных и малых элементов. При этом только состав эндоконтактовых мелкозернистых оторочек может с той или иной степенью приближения свидетельствовать о составе исходного расплава. Основная часть графической и блоково-графической зон, как и первичная пегматоидная зона, связывала в своем составе только Si, Al, K и Na вместе с их элементами-примесями, а остальные петрогенные компоненты накапливались в остаточном флюиде. Количество слюд и акцессорных минералов в первичных зонах невелико. Главная масса их образовалась на различных стадиях послемагматического этапа.

На послемагматическом этапе образования и изменения пегматитов главными факторами становятся **температура** и функционально связанная с ней **кислотность-щелочность** растворов. Показанное Д. С. Коржинским [1955] закономерное волнообразное изменение кислотности послемагматических растворов гранитоидов проявляется и в слюдоносных пегматитах [Шмакин, 1963]. Сравнение генераций минералов, образовавшихся на разных стадиях послемагматического процесса (см. гл. 7), показывает, что концентрации элементов-примесей в минералах и их соотношения обычно четко коррелируются с изменениями pH растворов.

В зависимости от **степени открытости** системы на послемагматическом этапе возможны разные ситуации во взаимодействии факторов, определяющих уровни концентраций элементов в конкретных пегматитовых телах. В открытой системе, обеспечивающей циркуляцию больших объемов наложенных растворов, преобладает действие фактора кислотности-щелочности. Оно проявляется и в самих пегматитах, и в окружающих ореолах измененных пород (см. следующую главу). В закрытой системе с аметасоматическим типом преобразований, который характерен для большинства редкометалльно-мусковитовых пегматитовых тел, наряду с уровнем pH большое значение приобретает фактор **концентрации** элемента. Например, постепенное накопление Rb и Cs в растворах при гидролизе калишпата может привести к росту содержаний этих элементов в минералах зон кварцевого замещения, хотя в открытых системах происходит уменьшение содержаний Rb и особенно Cs в калишпате и мусковите этих зон. Возможны, разумеется, и комбинированные случаи, когда после процессов стадии возрастания кислотности, происходящих в открытой системе, дальнейшие процессы протекают в условиях закрытой системы.

Упомянутые выше открытость и закрытость системы относятся только к сериям относительно небольших пегматитовых жил, к условиям циркуляции в них послемагматических растворов. Если же говорить о пегматитовом поле или о пегматитовом поясе в целом, то в геологическом и тектоническом смысле гранитные пегматиты образуются в условиях **закрытой системы** [Шмакин, 1983], когда летучие компоненты не удаляются, а определяют флюидное давление и в пегматитах, и в окружающих их метаморфических породах. Современное изучение свидетельствует о практической идентичности термодинамических параметров P и T в пегматитах и во вмещающих породах при явном **сверхдавлении** по отношению к величине возможного литостатического давления в данных геологических

условиях. Подчеркнем, что такое сверхдавление наблюдается в больших объемах, соизмеримых по масштабам с размерами пегматитовых поясов и полей.

Другими проявлениями **тектонического фактора** являются длительность процессов минералообразования и различное сочетание их различных стадий в конкретных пегматитовых телах и их сериях. Даже при сравнении материалов для всей планеты невозможно найти две пегматитовые жилы, которые можно было бы назвать близнецами. Они всегда в той или иной мере различаются по форме, размерам, строению и составу. Подчеркнем еще раз, что большинство пегматитовых тел, как первично-метаморфических, так и первично-магматических, вообще не подвергались изменениям после образования. Другие тела испытали процессы перекристаллизации и метасоматоза только на ранней щелочной стадии и поэтому тоже не содержат крупных скоплений мусковита. Наиболее активные процессы метасоматоза стадии возрастания кислотности привели к формированию наиболее важных в промышленном отношении слюдоносных зон в двуполевошпатовых пегматитах и всех плагиоклазовых пегматитах с мусковитом. Более поздние процессы кварцевого замещения проявились уже в ограниченной части жил, а образование минералов стадии нового повышения щелочности — только в единичных пегматитовых телах.

Минералогическая и геохимическая близость процессов альбитизации в мусковитовых и в редкометалльно-мусковитовых пегматитах обусловлены главным образом сходством *PT* параметров на соответствующих стадиях минералообразования. Но если в мусковитовых пегматитах эта стадия развита слабо и завершает послемагматический этап, то в редкометалльно-мусковитовых пегматитах альбитизация является одним из главных процессов, в течение которого формируется мусковит. Вот почему редкометалльно-мусковитовые пегматиты содержат в основном низкокачественную слюду и на современном этапе не представляют серьезного практического интереса как источники мусковита.

* *
*

Рассмотренные в этой главе закономерности поведения широкой группы элементов в слюдоносных пегматитах позволяют использовать многие элементы в качестве геохимических индикаторов. Часть элементов может быть применена для оценки специализации пегматитовых тел, другая — для поисковых целей. При этом весьма важно выделить те элементы, которые имеют индикационное значение для всех регионов развития слюдоносных пегматитов и не зависят от локальных причин. Это прежде всего щелочные, щелочно-земельные малые элементы (Li, Rb, Cs, Ba и Sr) в породообразующих минералах, редкоземельные элементы в акцессорных минералах, некоторые летучие компоненты. Именно этим элементам будет уделено главное внимание в главах, посвященных ореолам пегматитов и поисково-оценочным критериям.

Глава 9

ОРЕОЛЫ СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

В СССР в разные годы изучались как первичные, так и вторичные ореолы рассеяния слюдоносных пегматитов. В начале 1950-х годов в Мамской провинции были проведены опытные биогеохимические работы под руководством С. М. Ткалича [1959]. Позднее они были продолжены Центральной геохимической партией Иркутского геологоуправления (В. И. Тес-

тов, В. А. Загоскин). Во второй половине 1950-х годов начались опытно-методические работы по вторичным ореолам рассеяния на слюдоносных пегматитах Северо-Запада СССР [Покровский, Ракицкий, 1971]. В 1961—1968 гг. разрабатывалась методика поисков пегматитов по ореолам в рыхлых отложениях Мегетской комплексной геофизической экспедицией и партией № 25 ВИРГа в Мамской провинции.

Было установлено, что в рыхлых отложениях над пегматитами возрастают концентрации Ba, Pb, P, Be и понижаются содержания V, Cr, Ti.

Биогеохимическими ореолами сопровождаются только калишпатсодержащие пегматитовые тела. Лучшими элементами-индикаторами служат редкие щелочи, причем вблизи пегматитовых тел возрастают концентрации Cs относительно концентраций Li и Rb. Главным растением-концентратором является ольха (листья) [Загоскин и др., 1971].

Общий недостаток методов, использующих вторичные ореолы рассеяния,— невозможность разделения аномалий на «продуктивные» и «непродуктивные» в отношении содержаний мусковита в пегматитах.

Более информативными оказались первичные ореолы измененных пород вокруг пегматитов и связанные с ними геохимические аномалии.

Изменения минерального состава пород в экзоконтактах слюдоносных пегматитов отмечались многими исследователями, однако долгое время эти данные носили отрывочный характер. Н. В. Петровская [1937] указывала на мигматизацию и мусковитизацию гнейсов, а также развитие актинолита и биотита в карбонатных породах на контактах с пегматитами. В. Д. Никитин [1952], отмечая перекристаллизацию и мусковитизацию гнейсов, указывал на связь между интенсивностью этих процессов и проявлением метасоматических преобразований в пегматитах. В. А. Дворкин-Самарский и И. М. Козулина [1960] описали процессы новообразования биотита, плагиоклаза, мусковита, микроклина и кварца. Разрозненные сведения имеются также в работах В. А. Андреева [1969], А. В. Миловского [1962], А. М. Колесниковой [1959], С. И. Макиевского [1959], И. Д. Рябчикова и Б. А. Соловьевой [1961], Г. П. Сафроновой [1968], Б. Е. Карского и Б. И. Зорина [1971] и др.

С 1960 г. были начаты детальные систематические исследования околожильных ореолов слюдоносных пегматитов Институтом геохимии СО АН СССР в Мамском пегматитовом поясе [Куфтырева, 1964, 1966; Шмакин, Куфтырева, 1964; Шмакин, Макрыгина, 1969; Загорский и др., 1971; Загорский, 1973а, б] и в Бирюсинском поясе Восточного Саяна [Глебов, Шмакин, 1969; Шмакин, Глебов, 1969]. Основное внимание при этом уделялось изучению валового состава пород, в меньшей степени изучался состав отдельных минералов околожильных ореолов пегматитов. На главный вопрос, является ли образование экзоконтактовых ореолов и слюды в пегматитах следствием одного и того же процесса, был дан однозначный положительный ответ В. А. Макрыгиной [1966]. Было установлено наличие вблизи слюдоносных пегматитовых тел зональных ореолов метасоматически измененных вмещающих пород и связанных с ними геохимических аномалий, формирующихся в несколько стадий, соответствующих стадийности метасоматических преобразований в пегматитах. Все это позволило разработать комплексный петрографо-геохимический метод поисков и оценки слюдоносных жил и определить возможности его использования в различных геологических ситуациях на различных стадиях поисково-разведочных работ.

Околожильные ореолы слюдоносных пегматитов Карело-Кольского региона наиболее подробно рассмотрены Б. В. Татарским [Слюдоносные пегматиты ..., 1976] и А. К. Полиным [Гродницкий, Полин, 1975]. Меньшие по сравнению с мамскими пегматитами контрастность и размеры ореолов явились причиной того, что в этом регионе наибольшее внимание было уделено изучению физических свойств и геохимических особенностей минералов околожильных ореолов: биотита, граната, мусковита, плагиоклаза.

Выявленные различия между ореолами пегматитов двух наиболее детально изученных провинций носят непротиворечивый характер и обусловлены специфическими особенностями пегматитов и геологическими условиями их локализации. Разрозненные данные по околожильным ореолам слюдоносных пегматитов Индии [Holland, 1902; Roy et al., 1939; Chakravarty, 1979; и др.] не вносят каких-либо существенных корректив в данную проблему.

Ниже при описании ореолов за основу взяты слюдоносные пегматиты Мамской провинции как наиболее детально изученные при обязательном использовании имеющихся материалов по другим регионам.

Кроме ореолов измененных пород и первичных ореолов рассеяния элементов на примере пегматитов Мамской провинции и Северной Карелии изучены ореолы «пропаривания», обусловленные увеличением декрепитационной активности вмещающих пород вблизи слюдоносных жил [Полин, 1971; Карский и др., 1973; Зорин, 1975; Гродницкий, Полин, 1975].

9.1. СТАДИЙНОСТЬ И ИНТЕНСИВНОСТЬ МИНЕРАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ПОРОД В ЭКЗОКОНТАКТАХ ПЕГМАТИТОВ

В экзоконтактах бесслюдных пегматитов любого состава (типа) метасоматические преобразования вмещающих пород практически отсутствуют. Непосредственно на контактах с двуполевошпатовыми незональными пегматитами I типа иногда можно наблюдать гранулирование кварца, слабое позеленение листочков биотита, резорбцию граната кварцем или обогащение последним отдельных прослоев гнейсов. При этом состав плагиоклаза и общая железистость биотита не изменяются. Обычно уже на расстоянии 0,2—0,3 м от контактов породы ничем не отличаются от своих аналогов вне воздействия пегматитовых тел.

Бесслюдные плагиоклазовые незональные пегматиты II типа часто сопровождаются оторочками анхимономинерального биотитового слюдита, иногда насыщенного апатитом. Мощность таких оторочек редко превышает первые дециметры, но в экзоконтактах крупных тел мощная послойная дифференциация гнейсов с чередованием меланократовых (до 40 % биотита) прослоев и прослоев, обогащенных плагиоклазом и кварцем, наблюдается на расстоянии до 10 м от контакта и более.

Описанные изменения пород протекали синхронно с кристаллизацией первичных магматических структур в первом типе и в процессе метаморфической дифференциации — во втором. Это происходило до начала метасоматических преобразований в жилах, приводящих к формированию в них мусковита как полезного ископаемого.

Иная картина наблюдается в экзоконтактах слюдоносных жил любого типа, где отмечается формирование сложно построенных колонок метасоматически измененных пород, происходящее в несколько стадий (табл. 9.1). Следует подчеркнуть, что во всех регионах выявлена положительная корреляция между масштабами экзоконтактовых изменений вмещающих пород и интенсивностью процессов мусковитообразования в пегматитах [Куфтырева, 1964; Шмакин, Макрыгина, 1969; Глебов, Шмакин, 1969; Загорский, 1973 б, в; Гродницкий, Полин, 1975; Слюдоносные пегматиты..., 1976; и др.].

Выделяются три главные стадии формирования ореолов измененных пород, аналогичные стадиям метасоматических преобразований в слюдоносных пегматитах: ранняя щелочная, возрастания кислотности и максимальной кислотности [Куфтырева, 1964; и др.]. В отдельных пегматитовых телах слабо проявлена и заключительная поздняя щелочная стадия, но минералогически в околожильных ореолах она отражается очень слабо.

Таблица 9.1

Изменения вмещающих пород в экзоконтактах слюдоносных пегматитов

Вмещающие породы	Стадия послемагматического преобразования				
	щелочная			повышающейся кислотности	максимальной кислотности
Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы	Гидратация (хлорит по биотиту и гранату)	Андезинизация (раскисление плагиоклаза)	Калишпатизация (калишпат по всем минералам кроме биотита)	Мусковитизация (мусковит по биотиту, полевым шпатам, секущий мусковит) ± кварц	Окварцевание (по всем минералам)
Скаполит-биотитовые гнейсы, известково-силикатные породы	Гидратация (амфибол по пироксену; цоизит по скаполиту и плагиоклазу, хлорит по биотиту)	Андезинизация (андезин по цоизиту, скаполиту, более основному плагиоклазу)	То же	Биотитизация (биотит по цоизиту, основному плагиоклазу, скаполиту, диопсиду, амфиболу)	То же
Мраморы	Гидратация (амфибол по пироксену; цоизит по скаполиту)	Андезинизация (андезин по цоизиту, скаполиту, кальциту)	Калишпатизация (калишпат по скаполиту, цоизиту, кальциту)	Флогопитизация (секущий флогопит (?))	Окварцевание (редкие единичные зерна кварца)
Дистен-гранат-биотитовые гнейсы	Гидратация (хлорит по биотиту, гранату)	Андезинизация (раскисление плагиоклаза)	Мусковитизация (мусковит по дистену, биотиту)	Мусковитизация (секущий мусковит; мусковит по дистену, биотиту, плагиоклазу) ± кварц	Окварцевание (по всем минералам)

В раннюю щелочную стадию в передовой зоне изменения вмещающих пород происходит замещение преимущественно безводных силикатов водными: гранат и биотит замещаются хлоритом, пироксен — амфиболом, сканолит и плагиоклаз — цоизитом. При замещении пироксена совместно с актинолитом образуются червеобразные вростки кварца и кальцита, а при замещении скаполита — вростки кислого плагиоклаза и кальцита в новообразованном цоизите. Известны также случаи образования тальк-*тремолитовых пород по доломитизированным известнякам на контактах слюдоносных пегматитовых тел* [*Геологические факторы ...*, 1976].

Внешняя зона гидратации сменяется ближе к пегматитам зоной андезинизации. В ней андезин развивается чаще всего в виде каемок вокруг зерен всех кальцийсодержащих минералов — основного плагиоклаза, цоизита, скаполита, кальцита. Независимо от замещаемого минерала состав новообразованного плагиоклаза остается постоянным во всей зоне. В Мамской провинции это обычно андезин № 35. В Гутаро-Бирюсинском районе новообразованный плагиоклаз имеет более кислый состав, отвечая олигоклазу высоких номеров [Глебов, Шмакин, 1969]. Внутренняя, ближайшая к пегматиту, зона характеризуется развитием калишпата как *по новообразованным, так и по всем реликтовым минералам пород. Биотит в этой зоне не замещается, но изменяет свой состав с увеличением железистости от 45 до 50—55 %. Полного замещения исходных пород* парагенезисом калишпат + биотит, как правило, не происходит.

Таким образом, в раннюю щелочную стадию в экзоконтактах слюдоносных пегматитов формируется зональная метасоматическая колонка с внешней зоной гидратации, промежуточной — андезинизации и внутренней — калишпатизации. К вполне подвижным H_2O, CO_2, K и Na в зоне андезинизации присоединяется Ca, а в зоне калишпатизации — Mg. Примерами пегматитовых тел с хорошо проявленной ранней щелочной стадией метасоматоза могут служить жилы 16, 58 Луговского месторождения и *жила 3 Витимского месторождения в Мамской провинции.*

Наиболее хорошо метасоматиты щелочной стадии проявляются в скаполит-биотитовых гнейсах и известково-силикатных породах, несколько слабее — в биотитовых и гранат-биотитовых гнейсах, еще слабее — в мраморах, а в высокоглиноземистых дистенсодержащих гнейсах на этой стадии вместо калишпата образуется мусковит в связи с расширением поля устойчивости последнего в условиях избытка глинозема. При этом мусковит развивается в первую очередь по дистену, в меньшей степени — по биотиту, тогда как плагиоклаз практически не мусковитизируется.

Из крупных пегматитовых провинций процессы ранней щелочной стадии наиболее характерны для Мамского района. В Индии, Северной Карелии, Бирюсинском поясе более широко развиты продукты стадии *возрастания кислотности, в меньшей степени — стадии максимальной кислотности.*

Примерами пегматитовых тел с хорошо проявленной стадией возрастания кислотности могут служить в Мамском поясе жилы 99 Малого Северного месторождения (рис. 9.1), 15 Чуйского, 138 Камнижского, 20 Кочектинского, а в Бирюсинском поясе — жилы 14 и 16 Тёпсинского месторождения. Такие пегматиты широко развиты также в Северной Карелии и Индии. В них наиболее интенсивно проявлен кварц-мусковитовый замещающий комплекс при слабом развитии других процессов.

Внешние зоны метасоматических колонок, формирующихся в стадию возрастания кислотности, аналогичны зонам, описанным выше для щелочной стадии. *Это зоны гидратации и андезинизации. Внутренняя приконтактовая зона характеризуется развитием мусковита по дистену, биотиту, плагиоклазу, а также так называемого секущего мусковита* [Загорский и др., 1971]. Последний образует чешуйки, приуроченные к микротрещинам, ориентированным под углом к кристаллизационной сланцеватости метаморфических пород.

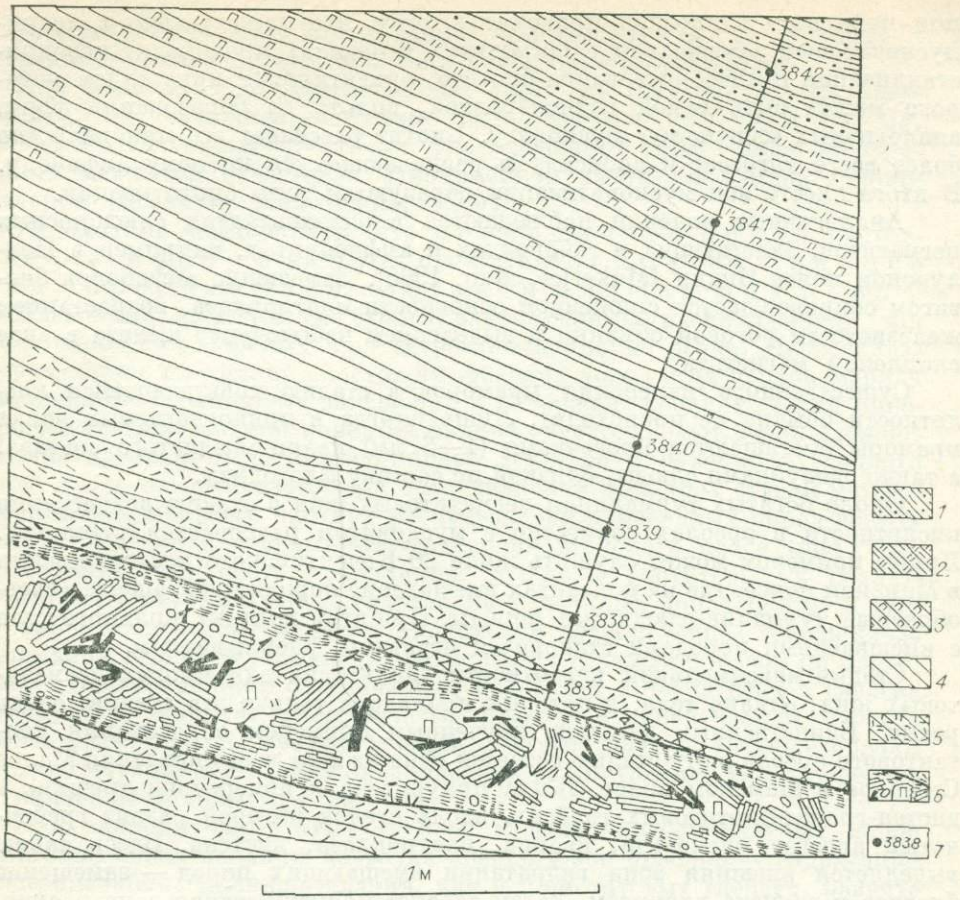


Рис. 9.1. Плагиоклаз-кварц-мусковитовая жила 99 месторождения Малое Северное [*Шмакин, Макрыгина*, 1969].

1 — неизмененные гранат-биотитовые гнейсы; *2—5* — зоны метасоматических преобразований в экзоконтакте: *2* — хлоритизации, *3* — образования андезина, *4* — мусковитизации, *5* — турмалинизации; *6* — плагиоклаз-кварц-мусковитовый агрегат; *7* — место взятия пробы и ее номер.

При гидролизе плагиоклаза андезин неустойчив, а с мусковитом ассоциирует более кислый плагиоклаз № 25—27. Затем и он подвергается замещению с выделением кварца. Замещение плагиоклаза мусковитом как в ореолах, так и в пегматитовых телах нередко сопровождается новообразованием мелких зерен кальцита, по-видимому, в результате связывания части освобождающегося кальция с CO_2 метасоматизирующих растворов. В идеальных случаях состав внутренней зоны аналогичен кварц-мусковитовому замещающему комплексу в пегматитах, но столь высокая степень экзоконтактовых метасоматических преобразований достигается редко.

При формировании ореолов в зонах андезинизации в подвижное состояние переходит Ca, а в зоне мусковитизации — Mg (и Fe). При этом в Мамской и Бирюсинской провинциях биотит подвергается полной мусковитизации *раньше плагиоклаза, а в Северной Карелии биотит оказы*зается более устойчивым, чем плагиоклаз. В результате здесь в экзоконтактах образуется мусковит-биотитовый слюдит (мусковит + биотит + кварц). Последний при дальнейшем развитии процесса мусковитизации сменяется на контактах кварц-мусковитовым парагенезисом [Гродницкий, Полин, 1975].

В скаполит-биотитовых гнейсах и известково-силикатных породах мусковит, за очень редким исключением, в ореолах не образуется. Повышенная железистость и магнезиальность среды при недостатке и инерт-

ном поведении глинозема приводят к тому, что параллельно с кварц-мусковитовым замещением в пегматитах в ореолах происходит перекристаллизация и новообразование биотита, ориентировка кристаллов которого может быть самой разнообразной, вплоть до образования форм, аналогичных «секущему» мусковиту. Биотит рассекает все минералы, но более всего тяготеет к диопсиду и развивающемуся по нему амфиболу. В итоге вместо зон мусковитизации образуются зоны биотитизации.

Аналогичные явления наблюдаются в экзоконтактах слюдоносных пегматитов, залегающих в габброидах и амфиболитах, например в Неллурском поясе Индии [Mukerjee, Rao, 1965]. Замещение амфиболов биотитом сопровождается снижением основности плагиоклаза, возрастанием железистости роговой обманки и выделением избыточного железа в виде скоплений магнетита.

Существенного изменения мраморов в стадию повышающейся кислотности обычно не происходит. Лишь иногда в приконтактовых зонах мраморы обогащаются просечками (1—3 мм) кварц-слюдистого состава, а также чешуйками слюды, близкой по составу флогопиту.

Около богатых турмалином пегматитовых жил в стадию возрастания кислотности в ореолах совместно с мусковитом развивается турмалин. Ярким примером может служить жила 20 Кочектинского месторождения в Мамском поясе, где на контактах вмещающие породы превращены в своеобразные турмалин-слюдистые породы. При этом контакт жильного тела с вмещающими породами становится нечетким, расплывчатым.

Стадия максимальной кислотности характерна для многих пегматитовых жил, однако тела, в которых проявлена только эта стадия, очень редки. Единственным детально изученным примером образования контактового ореола в эту стадию остается одна из жил месторождения Малое Северное в Мамском поясе. Жила приурочена к поперечной трещине в дистен-гранат-биотитовых гнейсах, вдоль стенок которой развит гребенчатый агрегат мусковита, кварца, плагиоклаза, дистена. Здесь также выделяется внешняя зона гидратации вмещающих пород — замещение биотита и граната хлоритом. Затем следует промежуточная зона раскисления плагиоклаза при одновременной мусковитизации биотита, дистена и плагиоклаза в тыловой ее части. Во внутренней зоне все минералы замещаются кварцем. При этом в зоне мусковитизации в подвижное состояние переходят Ca, Mg и Fe, а в зоне окварцевания еще и Al.

Стадия нового повышения щелочности характеризуется резким снижением интенсивности метасоматических процессов в мусковитовых пегматитах. Тем более слабо и редко она находит отражение в изменении вмещающих пород. Можно отметить карбонатизацию пород около жил с зонками альбитизации в Бирюсинском и Мамском районах. К этому же этапу можно отнести секущие прожилки цеолитов. В полях редкометалльно-мусковитовых пегматитов (Кондаковское поле, Хамардабанский пояс), где интенсивнее проявлена альбитизация пегматитов, такие жилы сопровождаются ореолами альбитизации и мусковитизации гнейсов с обильным апатитом и турмалином. В Хамар-Дабане описан даже случай формирования зоны известковых скарнов мощностью до 10 м в мраморах у контактов бериллсодержащей альбит-микроклиновой жилы [Макрыгина, 1981]. Образование диопсид-гроссуляр-везувиановых редкометалльных скарнов происходит в том же интервале температур, что и альбитизация в пегматите (350—390° по данным гомогенизации включений в гроссуляре и везувиане скарнов и кварце альбитовых зон пегматита).

В большинстве случаев в слюдоносных жилах проявлены не одна, а две или три стадии метасоматических преобразований. При этом в ореолах наблюдается совмещение метасоматических колонок разных стадий. Процессы более поздних стадий накладываются как на новообразованные метасоматиты, так и на неизмененные породы. Вокруг жил с проявлением всех стадий образуется сложный ореол измененных пород, состоящий из зон (от внешней части ореола) гидратации, андезинизации, калишпати-

зации, мусковитизации (биотитизации) и окварцевания. От внешних к внутренним зонам степень замещения пород обычно возрастает.

При формировании перечисленных выше зон (начиная с зоны андезинизации) в подвижное состояние последовательно переходят Ca, Mg, Fe и Al. Это свидетельствует о том, что выделенные стадии минералообразования являются следствием закономерной эволюции единой порции растворов [Шмакин, Макрыгина, 1969].

Необходимо подчеркнуть, что особенности ореолов изменения пород вокруг слюдоносных жил одного типа определяются составом вмещающих пород.

Идеальные колонки со строго закономерным расположением зон относительно слюдоносных жил встречаются крайне редко. Переслаивание различных по составу пластов вмещающих пород и их неравномерная трещиноватость, неполнота замещений и наложение поздних стадий минерального преобразования пород на ранние обусловливают очень сложное строение ореолов. В качестве примера детально и объемно изученного ореола около пегматитового тела с проявлением всех трех стадий метасоматоза можно привести картину распределения измененных пород вокруг *жилы 23 Малого Северного месторождения Мамского пояса* (*рис.* 9.2).

Полная зональность проявляется только в биотитовых и гранат-биотитовых гнейсах. В зонах гидратации указанных пород биотит и гранат хлоритизируются, а затем происходит «раскисление» плагиоклаза до андезина № 35—38. Калишпат развивается главным образом по плагиоклазу. Одновременно с образованием мусковита в пегматитах в гнейсах формируются широкие расплывчатые ореолы мусковитизации биотита и более узкие ореолы мусковитизации полевых шпатов, а также ореолы секущего мусковита. В зонах окварцевания во внутренних частях ореолов все минералы замещаются кварцем.

Для скаполит-биотитовых гнейсов и известково-силикатных пород характерно очень широкое развитие внешних зон ореолов — гидратации и андезинизации. Калишпатизация, как и в биотитовых гнейсах, развита широко. Зато зоны мусковитизации отсутствуют. Вместо них, как уже указывалось, формируются зоны перекристаллизации и новообразования биотита. Следующий за биотитизацией процесс окварцевания часто носит отчетливо послойный характер. Как правило, наиболее интенсивно окварцованы известково-силикатные породы.

В основных породах — габброидах и амфиболитах — характер минеральных преобразований близок таковому в известково-силикатных породах. Наиболее типичная их особенность — развитие биотита по пироксенам и амфиболам. Мусковит встречается лишь иногда в очень узких приконтактовых зонах.

Характерной особенностью дистенсодержащих гнейсов является отсутствие в них зон калишпатизации. В условиях пересыщенных пород глиноземом расширяется поле устойчивости мусковита. При этом часть Al_2O_3, высвобождающегося при мусковитизации дистена, входит в состав мусковита, развивающегося по биотиту. В результате вместо последовательных процессов калишпатизации и мусковитизации в дистенсодержащих гнейсах проявляется только мусковитизация.

Наиболее инертны в процессе околожильных изменений, мраморы, состав которых обычно изменяется лишь в узкой приконтактовой зоне. При биметасоматическом взаимодействии пегматитов с мраморами в последних образуется диопсид, в меньшей степени — флогопит [Шмакин, Глебов, 1969]. Степень калишпатизации мраморов оказывается в три раза и более ниже, а ширина зоны меньше, чем в переслаивающихся с ними гнейсах. Зоны окварцевания для мраморов не характерны, и лишь иногда фиксируются мелкие просечки кварца на контактах с пегматитами. Редким случаем является формирование мощного известкового скарна у контакта редкометалльно-мусковитовой жилы, описанное выше.

На некоторых месторождениях Мамской провинции слюдоносные пегматитовые жилы залегают в породах гранитного состава, называемых

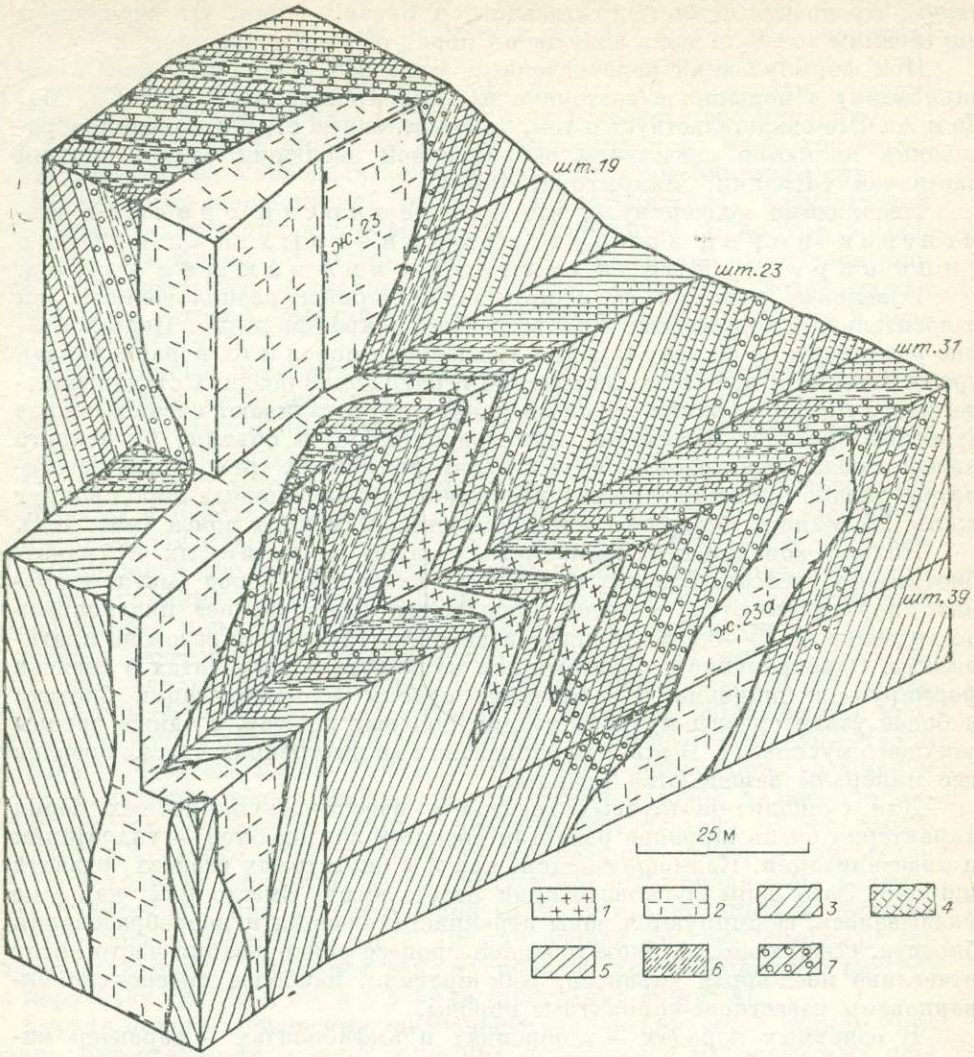


Рис. 9.2. Блок-диаграмма жил 23 и 23а месторождения Малое Северное с экзоконтактовыми ореолами [Шмакин, Макрыгина, 1969].

1 — бесслюдный пегматит; *2* — слюдоносный плагиоклаз-микроклиновый пегматит; *3* — неизмененные (или неизученные) биотитовые, биотит-скаполитовые гнейсы; *4—7* — зоны: *4* — новообразования плагиоклаза, *5* — микроклинизации, *6* — мусковитизации, *7* — окварцевания.

гранит-пегматитами [Сучков, 1961], гигантомигматитами [Петровская, 1937; Тимофеев, 1960], пегматоидными гранитами [Макагон, 1977]. Подобно другим вмещающим породам они совместно с залегающими в них собственно пегматитовыми телами подвергаются метасоматическим преобразованиям. Вследствие близости исходного минерального состава продукты таких преобразований в пегматитах и вмещающих их гранитах часто трудно различимы. Вблизи тел пегматитов пегматоидные граниты подвергаются перекристаллизации с укрупнением размера зерен, обогащаются калишпатом, лейстовым биотитом, кварц-мусковитовым агрегатом, преобразуясь в пегматиты по схеме А. Н. Заварицкого [1947] — В. Д. Никитина [1955].

На характер минеральных изменений влияют не только валовый химический и минеральный составы, но и физические (в частности, пластические) свойства пород. В хрупкой среде, например в известково-силикатных породах, в пределах ореолов микротрещины часто выполняются кварцем. Резкие перепады давления, связанные с трещинообразованием,

приводят к появлению «опережающей» волны кислотности в локальных участках [Никитин, Рундквист, 1967]. Падение давления в полостях трещин приводит к резкому снижению растворимости и осаждению из растворов. В результате при развитии процессов калишпатизации и мусковитизации локальные участки могут обогащаться кварцем.

9.2. ТИПЫ И МОРФОЛОГИЯ ОКОЛОЖИЛЬНЫХ ОРЕОЛОВ

Наличие в околожильных ореолах минералов переменного состава — плагиоклаза и биотита — позволяет оценить роль диффузионного и инфильтрационного метасоматоза при их формировании. Способ формирования (тип) околожильных ореолов обычно прямо связан с их морфологией и размерами, что важно в практическом аспекте. К сожалению, по данным вопросам материалы ограничены в основном Мамской провинцией [Шмакин, Макрыгина, 1969].

На кумулятивном графике составов плагиоклаза из околожильных ореолов этого региона выделяются два пика, соответствующие № 35 во внешней зоне андезинизации и № 25 — в зоне мусковитизации. В каждой из этих зон состав новообразованного плагиоклаза остается постоянным, варьируя в пределах 2—3 номеров. Но при замещении отдельных зерен скаполита и кальцита плагиоклазом наблюдается несколько пленочных зонок плагиоклаза, различающихся по основности от № 50—60 на фронте замещения до № 35 в тыловой части. Это свидетельствует об инфильтрационном характере переноса компонентов растворами в зонах минералообразования, но при этом имеет место диффузионный способ замещения отдельных зерен с последующим выравниванием состава.

Инфильтрационный способ формирования ореолов подтверждается и постоянством железистости биотита в зонах калишпатизации (52—59 %) независимо от исходного состава пород. В остальных зонах выявить устойчивую закономерность изменения железистости биотита на фоне ее вариаций в неизменных породах не удается.

Инфильтрационный тип ореолов характерен для большинства пегматитовых жил, в первую очередь для жильных тел, секущих пачки переслаивания различных по составу пород и зоны трещиноватости.

В случае согласных жил, залегающих в пачке однородных слабо трещиноватых пород, ореолы формируются диффузионным путем. При этом наблюдаются постепенное «раскисление» плагиоклаза и увеличение степени изменения пород по мере приближения к контактам. Для ореолов диффузионного типа характерна наиболее простая форма в виде узких, довольно четко ограниченных зон, повторяющих форму пегматитового тела. Примером могут служить жила 99 Малого Северного месторождения в гранат-биотитовых гнейсах, жила 105 Колотовского месторождения в ортоамфиболитах (Мамская провинция), жила 38 Тепсинского месторождения в мраморах (Бирюсинская провинция).

Обычно же форма ореолов очень сложна и зависит от многих факторов: морфологии и положения жил в пространстве, положения слюдоносных зон в жилах, состава и трещиноватости вмещающих пород и др. Секущие жилы обычно характеризуются более сложной морфологией, наличием апофиз, раздувов, пережимов и ступенчатых контактов. Все это способствует усложнению формы околожильных ореолов и их расширению. На продолжении согласных апофиз секущих жил, часто на значительном расстоянии от пегматитов, фиксируются «языки» интенсивных минеральных преобразований, тогда как на участках с четкими секущими контактами мощность ореолов обычно меньше.

При расположении слюдоносных зон в центре пегматитовых жил ширина ореолов, особенно тыловых зон, меньше, чем в случаях приуроченности слюдоносных зон к эндоконтактовым частям тел. При развитии слюдоносной зоны вдоль висячего контакта ореол обычно имеет асиммет-

ричную форму за счет увеличение мощности и интенсивности минеральных преобразований со стороны висячего бока жил. Но наибольшей мощности ореолы достигают на уровне верхнего выклинивания крутопадающих пегматитовых жил, где наблюдается максимально интенсивное проявление внутренних зон мусковитизации либо окварцевания. При секущем положении слюдоносных зон по отношению к телу пегматита на продолжении этих зон во вмещающих породах наблюдаются гораздо более интенсивные изменения вмещающих пород, чем на соседних бесслюдных участках.

Интенсивная трещиноватость вмещающих пород, способствуя продвижению растворов, с одной стороны, приводит к расширению экзоконтактовых ореолов, а с другой — обусловливает меньшую интенсивность изменения пород, как бы «распыляя» продукты метасоматических преобразований в большем объеме.

Сложную форму ореолов имеют пегматитовые жилы, пересекающие резко различные по составу вмещающие породы, по-разному реагирующие на воздействие одних и тех же растворов. Около таких жил часто наблюдается чередование интенсивно измененных и почти не измененных прослоев.

В целом морфология околожильных ореолов тем сложнее, чем сложнее форма пегматитовых тел, неоднороднее вмещающая среда и интенсивнее ее трещиноватость. Согласные тела имеют более простую форму, чем секущие. Для многих тел отмечается увеличение мощности ореолов от килевой к головной частям (например, жила 58 Луговского и жила 20 Кочектинского месторождений в Мамской провинции, жила 154 Малиновой Вараки и другие в Северной Карелии).

9.3. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ В ОРЕОЛАХ ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

Минеральные преобразования вмещающих пород в экзоконтактах пегматитов сопровождаются изменением их химического состава. В связи с неполным замещением первичных парагенезисов минералов в ореолах изменения содержаний макрокомпонентов обычно невелики. Однако при опробовании по одному пласту закономерности изменения химического состава пород при образовании ореолов выявляются вполне определенно.

В самой внешней зоне гидратации по сравнению с неизменными породами происходит лишь увеличение содержаний H_2O. Следующий за гидратацией процесс развития андезина по кальцийсодержащим минералам обычно не приводит к заметному изменению состава пород из-за преобла-

Изменение состава биотитовых гнейсов в зонах контактовых ореолов слюдоносной
1969]

Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
Неизмененные гнейсы	64,23	1,00	16,02	1,76	2,97
Зона:					
микроклинизации	56,09	1,15	23,44	2,95	3,39
мусковитизации	51,77	1,22	21,11	4,75	1,62
окварцевания	86,12	0,27	6,14	0,20	1,55
				Предельные	*случаи*
Неизмененные гнейсы	62,2	0,50	19,2	1,80	2,20
Зона:					
микроклинизации	60,1	0,31	17,95	1,16	2,70
мусковитизации	52,1	0,21	30,0	2,06	0,96
окварцевания	90,0	0,11	5,1	0,48	0,53

дающего пленочного характера замещений. И лишь в отдельных пробах при интенсивном развитии этого процесса намечается тенденция к снижению в породах содержаний CaO и возрастанию — Na_2O. В зонах калишпатизации фиксируется привнос K_2O, реже Al_2O_3 и Fe (общего) за счет CaO и SiO_2. В зонах мусковитизации возрастают содержания K_2O, Al_2O_3, Fe_2O_3 при снижении концентраций CaO, SiO_2 и близких к исходным содержаниям MgO и FeO. Величина отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} увеличивается в несколько раз по сравнению с неизмененными и калишпатизированными породами. Кроме того, процесс мусковитизации сопровождается обогащением пород летучими компонентами — H_2O, P_2O_5, иногда SO_3. В стадию окварцевания происходит резкое обогащение пород SiO_2 и вынос всех остальных компонентов (табл. 9.2). Околожильная турмалинизация сопровождается контрастными аномалиями бора.

Таковы тенденции изменения петрохимического состава пород в экзоконтактах слюдоносных пегматитов в Мамском районе [Шмакин, Макрыгина, 1969]. В целом с ними согласуются и имеющиеся данные по другим районам [Глебов, Шмакин, 1969; Гродницкий, Полин, 1975; Слюдоносные пегматиты ..., 1976; Rais, Chakravarty, 1987; и др.]. В первую очередь это относится к привносу H_2O, K_2O, реже Al_2O_3 и SiO_2 в околожильные ореолы. Существующая противоречивость данных о поведении натрия и железа в ореолах обусловлена, по-видимому, различиями в составе исходных пород и специфическими особенностями пегматитов в разных районах.

Гораздо более контрастные аномалии по сравнению с петрогенными элементами в экзоконтактах пегматитов образуют элементы-примеси породообразующих и акцессорных минералов. Образование и эволюция аномалий обусловлены, во-первых, появлением (увеличением количества) или исчезновением (уменьшением количества) минералов-носителей и концентраторов того или иного элемента, а во-вторых — изменением содержаний элементов в минералах от одной стадии метасоматоза к другой.

Во всех районах наибольший интерес в качестве элементов-индикаторов слюдоносных пегматитов представляют Li, Rb и Cs. В Мамском поясе, где в околожильных ореолах часто проявлен процесс калишпатизации, в группу элементов-индикаторов входят также изоморфные с калием Ba и Pb. Для Бирюсинского пояса аномалии Ba и Pb в экзоконтактах слюдоносных пегматитов менее характерны, а в Северной Карелии вообще не описаны. Кроме перечисленных элементов аномалии образуют также Tl, Be, TR, F, B.

Минеральные ореолы и геохимические аномалии генетически едины и являются следствием одной и той же причины — процесса метасоматических преобразований вмещающих пород на послемагматическом этапе.

Таблица 9.2

двуполевошпатовой жилы 23 (месторождение Малое Северное) [Шмакин, Макрыгина,

MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	П.п.п.	Сумма
0,04	2,18	4,76	1,48	3,02	0,26	2,02	2,56	100,28
0,06	2,08	0,89	2,56	6,33	0,26	0,71	2,14	100,46
0,04	2,50	1,88	1,07	7,94	0,33	1,74	5,71	99,88
0,02	0,76	2,52	0,50	0,65	0,25	1,12	1,32	100,28
замещения								
—	2,60	5,30	1,93	3,58	—	—	0,56	99,90
—	1,60	0,90	2,20	10,20	—	0,70	1,35	99,20
—	0,80	0,90	1,50	7,70	—	—	3,80	100,00
—	0,60	0,90	0,90	0,70	—	—	0,30	99,62

Средние содержания элементов в околожиль

Характеристика экзоконтактовых изменений	Кол-во проб	Li			Pb		
		$\bar{c}$	K	td	$\bar{c}$	K	td
Неизмененные породы	181	44	—	—	110	—	—
Зона							
андезинизации	41 / 54	48 / 52	1,09 / 1,18	1,29 / 1,52	121 / 128	1,10 / 1,16	1,20 / 1,26
калишпатизации	— / 154	— / 72	— / 1,64	— / 2,60	— / 253	— / 2,32	— / 8,29
мусковитизации калишпатизированных пород	— / 83	— / 82	— / 1,87	— / 3,98	— / 242	— / 2,20	— / 8,31
мусковитизации пород, не содержащих калишпата:							
мусковит по биотиту	85 / 112	40 / 39	0,91 / 0,89	1,35 / 1,15	85 / 98	0,77 / 0,80	1,30 / 1,37
мусковит по биотиту, дистену, полевым шпатам и секущий мусковит	74 / 137	85 / 78	1,93 / 1,77	3,64 / 3,43	181 / 202	1,65 / 1,84	3,21 / 4,28
окварцевания	46 / 91	36 / 32	0,82 / 0,78	1,72 / 1,67	79 / 67	0,72 / 0,61	2,05 / 2,26

Примечание. В числителе — значения для пегматитов типа I, в знаменателе — для *содержание*; K — *коэффициент концентрации, равный* $\bar{C}$ *зоны*/$\bar{c}$ *фона*; *td* — *критерий Стьюдента*;

Поэтому от минерального состава околожильных метасоматитов зависят как элементный состав, так и, в значительной мере, контрастность аномалий. Для каждой зоны минерального изменения вмещающих пород характерны свои уровни содержаний элементов-индикаторов (табл. 9.3).

Во внешних зонах ореолов при **гидратации и андезинизации** пород существенного изменения содержаний элементов-индикаторов не происходит.

В зонах калишпатизации в 2—5 раз по сравнению с фоном возрастают концентрации Rb, Ba и Pb, а также Tl. Незначительно накапливаются Li и Cs, а TR и B (при отсутствии турмалина) незначительно снижаются.

В зонах мусковитизации концентрируются Be и TR, но аномалии их обычно малоконтрастны и прерывисты. Иногда очень контрастные аномалии образует бор, если вместе с мусковитом развивается турмалин. Но и при отсутствии последнего в зонах мусковитизации отмечается повышение содержаний бора в 1,5—2 раза по сравнению с фоном. Уровни содержаний здесь Li, Rb, Cs и Ba определяются наличием калишпатизации пород и тем, по каким минералам и с какой интенсивностью развивается мусковит. При мусковитизации калишпатизированных пород содержания Ba, Rb и Pb, оставаясь аномальными, незначительно снижаются, а содержания Li и Cs незначительно возрастают по сравнению с концентрациями их в зонах калишпатизации. При отсутствии калишпатизации, если мусковит развивается только по биотиту, содержания элементов-индикаторов близки к фоновым. Лишь иногда отмечается слабая тенденция к возрастанию содержаний Be. Если же вместе с биотитом мусковитизируются дистен, полевые шпаты и развивается секущий мусковит, то общее количество слюд заметно возрастает и возникают аномалии редких щелочей, иногда Ba, по контрастности несколько уступающие аномалиям в зонах калишпатизации. В этих случаях наблюдаются также максимально высокие содержания Be и TR, превышающие фон в 2—4 раза; концентрации Pb остаются на уровне неизмененных пород, а Tl и F в 1,5—2 раза возрастают.

В зонах окварцевания в зависимости от интенсивности этого процесса содержания всех элементов снижаются до фоновых и ниже.

Таблица 9.3

ных ореолах пегматитов Мамской провинции

Cs			Ba			Pb		
$\overline{c}$	K	td	$\overline{c}$	K	td	$\overline{c}$	K	td
3,2	—	—	550	—	—	9	—	—
3,1	0,97	1,10	574	1,04	1,26	8,8	0,96	1,36
3,3	1,03	0,98	574	1,04	1,10	8,5	0,94	1,32
—	—	—	—	—	—	—	—	—
5,6	1,75	1,99	1336	2,43	8,88	19	2,10	4,35
—	—	—	—	—	—	—	—	—
7,2	2,25	2,62	1080	1,97	6,90	17	1,90	3,48
3,2	1,00	1,40	620	1,13	1,63	9,1	1,00	1,40
3,0	0,94	1,12	740	1,35	1,67	10	1,10	1,46
7,0	2,20	3,90	685	1,25	1,70	9,7	1,10	1,47
7,8	2,40	4,57	855	1,55	2,30	12	1,30	1,54
3,1	0,97	1,35	492	0,89	1,47	8,7	0,95	1,25
3,0	0,94	1,40	395	0,72	1,55	8	0,89	1,18

типа II (кроме жил кварц-мусковит-плагиоклазового состава без лейстового биотита). $\overline{c}$ — среднее t 5 % = 19,6 и t 1 % = 2,58 для $f > 120$.

При формировании ореолов в мраморах кальцифировая и диопсидовая зоны резко обогащаются редкими щелочами в отличие от Sr, который выносится из экзоконтактов в пегматит, где концентрируется в скаполите. Распределение Ba сложнее: в кальцифировой зоне его накапливается в 4 раза больше по сравнению с фоном (до 300 г/т), а во внутренней диопсидовой зоне концентрации резко снижаются до 5—10 г/т [Шмакин, Глебов, 1969].

Зоны развития вторичного амфибола и биотита по основным породам сопровождаются аномалиями редких щелочей; аномалии других элементов не характерны. В Бирюсинской слюдоносной провинции во всех породах, кроме мраморов, геохимические аномалии в экзоконтактах пегматитов ниже, чем в Мамской провинции. Для таких элементов, как Rb, Y, La это обусловлено, в частности, более высокими значениями их фоновых содержаний. Слабое проявление калишпатизации является главной причиной отсутствия контрастных аномалий Ba. Аномалии элементов-индикаторов в экзоконтактах пегматитов Индии и Северной Карелии обычно еще более низкие, что стимулировало более детальное, чем в Восточной Сибири, изучение геохимических особенностей минералов из экзоконтактовых зон пегматитов.

По данным Б. В. Татарского [Слюдоносные пегматиты..., 1976] наиболее информативным экзоконтактовым минералом является биотит. Вокруг слюдоносных жил выявляются ореолы повышенных содержаний Li, Rb, Cs в биотитах, превышающих по мощности ореолы измененных пород и связанные с ними аномалии редких щелочей. Наиболее широкие (до 30 м и более) ореолы характерны для лития. Ореолы повышенных содержаний Rb и Cs в биотитах обычно в 2 раза и более меньше по мощности. Кроме того, биотиты вмещающих пород вблизи слюдоносных жил отличаются повышенными марганцовистостью и железистостью, повышенными содержаниями Zr, H_2O и пониженными — F, Cu.

Имеющиеся данные по распределению редких щелочей в биотитах из экзоконтактов пегматитов в Мамском районе также свидетельствуют о важной роли этого минерала при образовании геохимических аномалий. В ходе эволюции минералообразования в ореолах содержания более ще-

лочного Rb закономерно возрастают в биотитах зон калишпатизации, несколько снижаясь затем в зонах мусковитизации и окварцевания. Содержания менее щелочного Li достигают максимума в биотитах зон мусковитизации. Вторым минералом, чутко реагирующим на воздействие постмагматических растворов в экзоконтактах пегматитов, является гранат. Параллельно с замещением биотитом он перекристаллизуется, обогащаясь марганцем и иттриевыми редкими землями [Слюдоносные пегматиты..., 1976].

9.4. ОСОБЕННОСТИ ЭКЗОКОНТАКТОВЫХ ОРЕОЛОВ РАЗНЫХ ТИПОВ ПЕГМАТИТОВ

Описанная выше зональность ореолов измененных пород, выражающаяся в закономерной смене во времени и в пространстве зон гидратации последовательно зонами калишпатизации, мусковитизации и окварцевания, является в известном смысле идеализированной. Для ее формирования необходим комплекс условий, который в природных объектах, как правило, не имеет места, а именно: проявление всех стадий метасоматического преобразования в конкретном пегматитовом теле, однотипность первичных минеральных парагенезисов и равномерная пористость вмещающих пород во всем объеме формирующегося ореола, непрерывность поступления послемагматических растворов, отсутствие влияния соседних пегматитовых тел и т. п. Обычно же переслаивание различных по составу вмещающих пород и их неравномерная трещиноватость, изменение плана деформаций в течение послемагматического этапа, неполнота замещений и наложение поздних стадий минералообразования на ранние — все это делает картину метасоматической зональности весьма расплывчатой, так что часто можно говорить лишь о преобладающем развитии процессов той или иной стадии на том или ином интервале исследуемого разреза. Соответственно и распределение элементов-индикаторов в ореолах характеризуется наличием большого количества «пиков» и «провалов» по разрезам.

В этих условиях при изучении околожильных ореолов для Мамского пегматитового пояса была использована простая методика вычисления **коэффициентов минерализации и коэффициентов аномальности**, позволяющая на количественной основе оценивать влияние различных факторов на формирование околожильных ореолов, сравнивать различные интервалы и профили опробования между собой в отношении характера и степени их минеральных преобразований и особенностей строения геохимических аномалий [Загорский, 1973а, в].

Сравнительный анализ имеющихся материалов с использованием коэффициентов минерализации и аномальности позволяет надежно обосновать тезис о том, что в **одинаковых или близких по составу вмещающих породах особенности ореолов измененных пород и геохимических аномалий определяются типом слюдоносных пегматитов.** Ниже приводится характеристика околожильных ореолов пегматитов разных типов.

ДВУПОЛЕВОШПАТОВЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Изменения вмещающих пород на контактах с бесслюдными телами этого типа практически отсутствуют и геохимическими аномалиями такие тела не сопровождаются.

Экзоконтактовые изменения около слюдоносных тел с низким содержанием мусковита точно такие же, как и около промышленных слюдоносных жил, но значительно уступают последним по масштабам проявления. Ширина ореолов измененных пород здесь в 5—8 раз меньше, так же как и полнота замещений. Около таких тел фиксируются малоконтрастные прерывистые ореолы Li, Rb, Cs и Ba в приконтактовой зоне до

6—10 м. Коэффициенты аномальности элементов-индикаторов здесь в 3—6 раз ниже, чем около промышленных жил (табл. 9.4).

Для слюдоносных пегматитовых жил характерен наиболее полный набор элементов-индикаторов и минеральных изменений вмещающих пород. Здесь шире и интенсивнее в сравнении с плагиоклазовыми пегматитами проявлены начальные стадии формирования минеральных ореолов — гидратация и андезинизация. Только для этого типа жил характерна калишпатизация вмещающих пород, сопровождающаяся наиболее контрастными аномалиями Rb, Ba и Pb. Пик калишпатизации обычно располагается на некотором удалении от жильных тел — до 10—25 м, но около многих жил этот процесс фиксируется на расстоянии до 70 м от жил. Калишпат, как правило, составляет 15—30 % породы, достигая в отдельных образцах 50—60 %. Макроскопически калишпатизированные породы не отличаются от неизмененных гнейсов.

В приконтактовых частях ореолов значения коэффициента калишпатизации обычно минимальны из-за наложенного процесса окварцевания. Совместно с калишпатом, особенно в известково-силикатных породах, часто развивается вторичный секущий биотит. Мусковитизация накладывается как на калишпатизированные, так и на неизмененные породы. Ширина ореолов секущего мусковита и мусковита, развивающегося по полевым шпатам, достигает 25—30 м, а мусковитизация дистена и биотита распространяется на расстояние до 50—60 м от жил.

Максимальные значения коэффициентов окварцевания характерны для приконтактовых зон до 10 м (см. табл. 9.4), хотя по отдельным прослоям этот процесс распространяется до 30 м и более.

Общая ширина ореолов измененных пород составляет в среднем 30—50 м, изредка достигая 70—80 м. На таких же расстояниях от контактов фиксируются и комплексные ореолы Li, Rb, Cs, Ba, Pb. Наибольшая ширина ореолов характерна для Rb, Ba, Pb, наименьшая — для Cs, который обычно образует аномалии в интервале не далее 20 м от жил.

Типичный график распределения Li, Rb и Ba показан на рис. 9.3, *а*. Полосчатое строение минеральных ореолов обусловливает пилообразный характер кривых распределения элементов. Наиболее резкие колебания

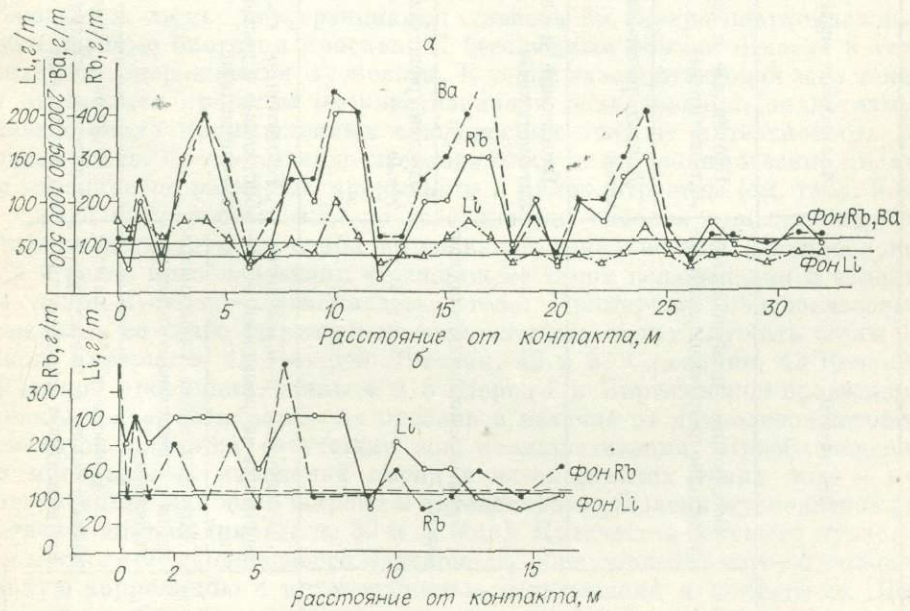


Рис. 9.3. Распределение Li, Rb и Ba в экзоконтакте жилы 16.

а — месторождения Нижняя Луговка, вмещающие породы — скаполит-биотитовые гнейсы; *б* — месторождения Малое Северное, вмещающие породы — дистен-гранат-биотитовые гнейсы.

Таблица 9.4

Характеристика околожильных ореолов пегматитов Мамской провинции

Пегматиты		Вмещающие гнейсы	Расстояние от контакта, м	Встречаемость, отн. %		*Коэффициент минерализации			Коэффициент аномальности				
				секущего мусковита	мусковита по плагиоклазу	$K_к$	$K_м$	$K_о$	A_{Li}	A_{Rb}	A_{Cs}	A_{Ba}	A_{Pb}
Двуполевошпатовые	Бесслюдные и мусковитсодержащие непромышленные тела	Биотитовые и скаполит-биотитовые	0—10	18,5	7,0	0,07	0,10	0,10	0,10	0,30	0,12	0,25	0,20
			10—30	2,0	0,0	0,0	0,03	0,0	0,0	0,0	0,0	0,05	0,0
			>30	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
		Дистен-гранат-биотитовые	0—8	21,0	5,5	0,0	0,12	0,06	0,06	0,23	0,10	0,0	0,00
			8—15	0,0	0,0	0,0	0,05	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
			>15	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Промышленные слюдоносные жилы	Биотитовые и скаполит-биотитовые	0—10	73,0	57,0	0,19	0,30	0,30	0,39	0,70	0,38	0,64	0,75
			10—30	25,5	16,0	0,40	0,25	0,17	0,17	1,05	0,11	1,15	1,35
			30—50	0,0	0,0	0,25	0,10	0,05	0,05	0,80	0,03	0,75	0,80
			50—80	0,0	0,0	0,09	0,02	0,0	0,0	0,25	0,04	0,28	0,30
			>80	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
		Дистен-гранат-биотитовые	0—10	76,0	50,0	0,0	0,45	0,25	0,25	0,73	0,42	0,38	0,0
			10—30	31,0	12,5	0,0	0,30	0,17	0,17	0,38	0,0	0,10	0,0
			30—50	1,0	0,0	0,0	0,15	0,05	0,05	0,10	0,0	0,0	0,0
			50—70	0,0	0,0	0,0	0,05	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
			>70	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Плагиоклазовые	Бесслюдные и мусковитсодержащие непромышленные тела	Биотитовые, гранат-биотитовые и дистен-гранат-биотитовые	0—7	14,9	5,0	0,0	0,10	0,04	0,12	0,09	0,0	0,0	0,0
			>7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Промышленные слюдоносные жилы с «трещинным» типом ослюденения **		0—10	49,2	32,2	0,0	0,28	0,10	0,42	0,32	0,30	0,0	0,0
			10—30	1,5	1,0	0,0	0,08	0,02	0,03	0,08	0,0	0,0	0,0
			>30	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Промышленные *** слюдоносные жилы с кварц-мусковитовым типом ослоденения	Биотитовые, гранат-биотитовые, дистен-гранат-биотитовые	0—10	79,5	64,5	0,0	0,52	0,18	0,42	0,63	1,10	0,29	0,0
			10—30	34,0	32,0	0,0	0,29	0,10	0,10	0,38	0,35	0,10	0,0
			30—45	5,5	3,7	0,0	0,15	0,0	0,0	0,07	0,0	0,0	0,0
			>45	0,0	0,0	0,0	0,05	0,0	0,0	5,0	0,0	0,0	0,0

* Коэффициенты: $K_к$ — калишпатизации, $K_м$ — мусковитизации, $K_о$ — окварцевания.

** Ранее описывались авторами как первично-метаморфические *пегматиты*.

*** Ранее описывались авторами как послемагматические пегматиты.

отмечены для Rb, Ba и Pb. Литий в основном повторяет поведение этих элементов, но дисперсия его содержаний ниже.

В близких по составу породах коэффициенты аномальности, так же как и средние содержания Rb, Ba и Pb, около двуполевошпатовых пегматитов выше, чем около плагиоклазовых (см. табл. 9.4). Это обусловлено не только процессом калишпатизации, но и перераспределением элементов, изоморфных с калием, между калишпатсодержащими пегматитами и вмещающими их породами через посредство послемагматических растворов. Частично элементы, высвобождающиеся при гидролизе калишпата, входят в новообразованный мусковит в пегматитах, а некоторая часть их выносится в зоны мусковитизации вмещающих пород.

В дистенсодержащих гнейсах наиболее контрастные аномалии образует Rb, за ним следует Li и Cs, а содержание Ba в них в 3—4 раза ниже, чем в бездистеновых гнейсах (см. табл. 9.4).

Некоторые турмалинсодержащие жилы сопровождаются ореолами бора, концентрации которого возрастают в 2—5 раз выше фона. Его аномалии пространственно тяготеют к приконтактовым зонам мусковитизации и окварцевания, содержащим турмалин. К сожалению, турмалинизация вмещающих пород наблюдается редко даже около жил, богатых турмалином. На рис. 9.4 показан характер распределения бора в экзоконтактах двух жил — с проявленной турмалинизацией вмещающих пород (жила 92) и без таковой (жила 39).

Содержания Be обычно варьируют незакономерно по разрезам и редко достигают аномальных значений. Не характерны для них также и аномалии TR.

Таким образом, двуполевошпатовые слюдоносные жилы сопровождаются широкими (до 70—80 м) ореолами измененных пород, часто с проявлением всех стадий минеральных преобразований, и комплексными ореолами Li, Rb, Cs, Ba, Pb, иногда B. Наиболее устойчивые и контрастные аномалии характерны для Rb и Ba.

ПЛАГИОКЛАЗОВЫЕ ПЕГМАТИТЫ

В экзоконтактах бесслюдных тел плагиоклазовых пегматитов обычно наблюдается лишь дифференциация гнейсов на кварц-плагиоклазовые и обогащенные биотитом прослои. К бесслюдным обычно относят и тела с низкими содержаниями мусковита. В узкой экзоконтактовой зоне таких тел отмечаются процессы мусковитизации и окварцевания, аналогичные таковым около промышленных слюдоносных тел, но интенсивность их гораздо ниже. Соответственно и связанные с ними геохимические аномалии невелики по размерам, прерывисты и малоконтрастны (см. табл. 9.4).

Среди слюдоносных жил по особенностям ореолов существенно различаются пегматиты со слабо выраженной зональностью (крупноблоковые), с резко преобладающим «трещинным» типом ослюденения и зональные кварц-мусковит-плагиоклазовые тела. Примерами **плагиоклазовых пегматитов со слабо выраженной зональностью** могут служить жилы 16 Малого Северного, 12 Нижней Луговки, 45 и 92 Слюдянки, 43 Кочекты в Мамской провинции, жилы 4 и 5 Героя-I в Бирюсинской провинции. Характерной особенностью их ореолов в отличие от двуполевошпатовых пегматитов является отсутствие зон калишпатизации. Преобладающий тип минеральных изменений пород в экзоконтактах таких жил — мусковитизация. Наиболее широко и интенсивно проявлена мусковитизация биотита и дистена (иногда до 30 м от жил). Количество секущего мусковита и мусковита, замещающего плагиоклаз, обнаруживает четкую положительную корреляцию с интенсивностью ослюденения в пегматитах. Ширина ореолов такого мусковита обычно не превышает 5—7 м от контакта.

В биотитовых, гранат-биотитовых и дистен-гранат-биотитовых гнейсах, вмещающих большинство жильных тел описываемого типа, окварцевание проявлено в среднем в 3 раза слабее, чем мусковитизация (см.

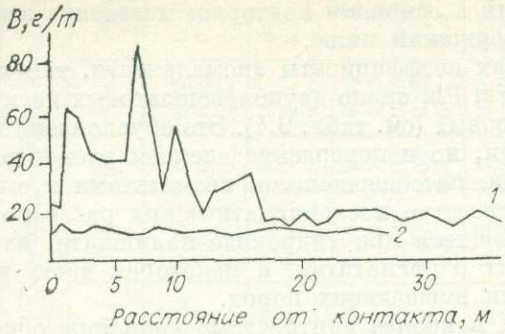


Рис. 9.4. Распределение бора в экзоконтактах двуполевошпатовых слюдоносных жил.

1 — жила 92, Нижняя Луговка, *2* — жила 39, Слюдянка.

табл. 9.4). Возрастание роли кварца в породах отмечается лишь в интенсивно мусковитизированных породах.

Гораздо более характерно окварцевание для скаполит-биотитовых гнейсов и известково-силикатных пород, но и в них этот процесс не достигает апогея, характерного для двуполевошпатовых пегматитов, где вмещающие породы могут преобразовываться во вторичные кварциты.

В связи с отсутствием зон калишпатизации в ореолах плагиоклазовых пегматитов не наблюдается высококонтрастных аномалий изоморфных с калием элементов — Rb и Ba. Процесс мусковитизации биотита сопровождается незначительным снижением содержаний Li, Rb и, наоборот, слабым повышением концентраций Ba. Лишь в участках интенсивной мусковитизации пород, где мусковит замещает практически все минералы кроме кварца, фиксируются аномалии Li, Rb, Cs иногда Ba.

В интервале до 10 м от слюдоносных жил коэффициенты аномальности Li в 4 раза, Rb и Cs в 3 раза выше, чем в приконтактовой зоне бесслюдных и слабо мусковитоносных тел. Единичные аномальные содержания названных элементов встречаются на расстоянии до 30 м от жил. На рис. 9.3, а показан типичный график распределения Li и Rb около плагиоклазовой слюдоносной жилы с преобладающим «трещинным» ослюденением. Только Li образует непрерывные, хотя и слабоконтрастные аномалии на расстоянии до 8—12 м от контактов. Для Rb характерны редкие разрозненные аномалии. Аномалии Cs фиксируются не далее 2 м от жил.

В целом по сравнению с двуполевошпатовыми пегматитами описываемые слюдоносные жилы характеризуются гораздо меньшими размерами минеральных и элементных ореолов, более слабым проявлением экзоконтактовых метасоматических преобразований, меньшей контрастностью геохимических аномалий и ограниченным набором элементов-индикаторов (см. табл. 9.4).

Мусковит-плагиоклазовые пегматиты с кварц-мусковитовым типом ослюденения, наиболее широко развитые в Мамской провинции и Индии, обычно окружены широкими ореолами измененных пород. Качественно экзоконтактовые изменения пород здесь аналогичны таковым около плагиоклазовых жил с «трещинным» типом ослюденения, но проявлены гораздо более интенсивно. Коэффициенты мусковитизации около них почти в 2 раза выше, чем около жил с «трещинным» типом ослюденения и в 1,5 раза выше, чем около двуполевошпатовых жил, залегающих в бездистеновых гнейсах (см. табл. 9.4).

Около мусковит-плагиоклазовых жил наблюдаются самые широкие ореолы секущего мусковита и мусковита, замещающего плагиоклаз,— до 30—35 м от контактов. В зонах интенсивной мусковитизации происходит также обогащение пород кварцем — вплоть до образования мелких линзочек кварц-мусковит-олигоклазового состава.

Несмотря на обычно полосчатое строение ореолов, в целом степень изменения вмещающих пород закономерно возрастает по мере приближения к жилам.

В зонах мусковитизации вмещающих пород фиксируются аномалии Li, Rb, Cs, Ba. Ширина аномалий Li и Rb достигает 35—40 м, Cs — 25 м, причем контрастность аномалий Cs наиболее высокая по сравнению с другими разновидностями жил (см. табл. 9.4). Для Ba характерны разрозненные аномальные пробы. Аномалии Pb отсутствуют.

Рис. 9.5. Распределение Be в экзоконтактах жилы 20 Кочектинского месторождения.

1 — нижний горизонт (штольня 66), *2* — верхний горизонт (штольня 61). $a_м$ — минимально-аномальные содержания.

Надежными индикаторами оказываются также Be и в ряде случаев бор. Мощная турмалинизация вмещающих пород около некоторых тел приводит к образованию весьма контрастных аномалий бора на расстоянии до 40 м от контактов с превышением над фоном на 1—2 порядка. Ширина ореолов бора и особенно их контрастность возрастают по восстанию жил. Аналогичная закономерность характерна и для Be (рис. 9.5). Однако аномалии B и Be сопровождают только те жилы, которые содержат в своем составе соответственно турмалин и берилл.

Геохимическое изучение ореолов мусковит-плагиоклазовых пегматитов Индии показало их близость по большей части параметров ореолам жил Восточной Сибири. В них также обычно наблюдаются повышенные содержания Rb, Cs, Be и Ba [Шмакин, 1976]. Однако в некоторых случаях Ba образует отрицательные аномалии [Akella, Siddhanta, 1965], что объясняется, по-видимому, повышенным уровнем фоновых содержаний этого элемента во вмещающих породах.

Нельзя не отметить, что среди мусковит-плагиоклазовых жил встречаются единичные маломощные тела с узкими (до 1,5—2,5 м) околожильными ореолами, сформировавшимися диффузионным путем. Наиболее детально изученным примером является жила 99 месторождения Малое Северное в Мамской провинции [Шмакин, Макрыгина, 1969]. Однако в общем балансе слюдоносных жил такие тела существенной роли не играют.

Зоны обильного насыщения вмещающих пород кварц-мусковит-плагиоклазовыми линзами — оригинальный морфологический и генетический тип слюдоносных пегматитов — известен в Мамском пегматитовом поясе [Загорский, 1973в]. Его ореолы изучены на примере зоны гольца Снежного Луговского месторождения. Вмещающими для нее являются специфические породы — гранат-биотитовые метасоматиты [Кочнев и др., 1968], которые часто называются местными геологами «ортогнейсами».

Синпегматитовые минеральные изменения метасоматических гранат-биотитовых гнейсов выражаются в эпидотизации, мусковитизации и окварцевании. Пегматитовые линзы локализуются в участках максимально измененных пород, образуя согласную с вмещающими породами «продуктивную зону» мощностью около 35 м.

Примечательно, что в отличие от большинства метаморфических пород здесь в ореолах биотит оказывается гораздо более устойчивым, чем плагиоклаз. Мусковит развивается главным образом по плагиоклазу и образует секущие чешуйки. Биотит исчезает полностью лишь в собственно пегматитовых линзах, вблизи которых вмещающие породы превращены в кварц-двуслюдяные метасоматиты, сходные с биотит-мусковитовыми слюдитами в экзоконтактах пегматитов Северной Карелии. Параллельно с увеличением количества мусковита за счет плагиоклаза в породах возрастает содержание кварца. Но зона мусковитизации более широка (160—160 м), чем зона обогащения пород кварцем (100—120 м). Периферические части ореола измененных пород характеризуются развитием эпидота по биотиту и плагиоклазу. Мощность зон эпидотизации 15—20 м. Суммарная мощность ореола около 200 м.

Ореол имеет симметрично-зональное строение, но мощность измененных пород в лежачем боку «продуктивной зоны» примерно в 2—2,5 ра-

за больше, чем в висячем, в основном за счет расширения зоны слабой мусковитизации.

Из элементов-индикаторов аномалии в пределах описанного ореола образуют лишь Rb, Cs и Be. Наблюдается четкая корреляция содержаний Rb и Cs с интенсивностью мусковитизации вмещающих пород. Наиболее высоки они в пределах «продуктивной» зоны. Превышение над фоном здесь достигает 2,5 раза. Значения коэффициентов аномальности A_{Rb} и A_{Cs} для «продуктивной» зоны равны соответственно 0,8—0,85 и 0,96—1,22. На расстояниях 50—70 м от этой зоны (по горизонтали) они снижаются соответственно до 0,63—0,75 и 0,8—0,91, а на еще большем расстоянии приближаются к нулю.

Аномалии Be пространственно совпадают с аномалиями Rb и Cs, но значения коэффициента аномальности Be примерно в 2 раза ниже, чем Rb и Cs, за счет более частой встречаемости в ореолах проб с фоновыми содержаниями Be.

9.5. ОСОБЕННОСТИ ОКОЛОЖИЛЬНЫХ ОРЕОЛОВ В ПРЕДЕЛАХ УЗЛОВ С БОЛЬШИМ КОЛИЧЕСТВОМ СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ ТЕЛ

Поисково-разведочные работы на мусковит нередко ведутся на площадках с большой насыщенностью пегматитами, где вмещающие породы при формировании околожильных ореолов могут попадать в сферу влияния нескольких пегматитовых тел. В Мамской провинции детально изучен один из таких узлов на гольце Третьем Слюдянского месторождения [Загорский и др., 1971].

Узел приурочен к полосе развития биотитовых, гранат-биотитовых и дистен-гранат-биотитовых гнейсов. Наиболее распространены здесь плагиоклазовые пегматиты, в подчиненном количестве встречаются двуполевошпатовые пегматиты. Изучение околожильных ореолов усложняется наличием в пределах узла большого количества близкорасположенных промышленных слюдоносных жил и пегматитовых тел, многие из которых при высоком содержании слюды были отнесены к разряду непромышленных лишь из-за малого размера кристаллов мусковита («условно бесслюдные» пегматиты).

Экзоконтактовые изменения пород выражаются в хлоритизации, «раскислении» плагиоклаза, мусковитизации и окварцевании.

Хлоритизация биотита и граната проявлена по площади всего узла. «Раскисление» плагиоклаза в 95 % случаев приходится на интервал 0—5 м от контактов пегматитов, причем в экзоконтактах промышленных жил этот процесс фиксируется в 2 раза чаще, чем около «условно бесслюдных» тел. В пределах слюдоносного узла мусковитизацию биотита и дистена оказывается невозможным связывать с конкретными пегматитовыми телами. Слюдоносные узлы и кусты жил в целом, как отмечают некоторые исследователи [Великославинский и др., 1963] и как показывает опыт площадного картирования, сопровождаются крупными зонами интенсивной мусковитизации пород. Иначе ведут себя секущий мусковит и мусковит, замещающий плагиоклаз. Наблюдается закономерное увеличение количества последнего по мере приближения к контактам пегматитов, причем около промышленных жил встречаемость его вдвое выше, чем около «условно бесслюдных» пегматитов (рис. 9.6). Сходная картина характерна и для секущего мусковита. В интервале до 10 м от контактов промышленных жил встречаемость его вдвое выше, чем на большем удалении и в экзоконтактах «условно бесслюдных» пегматитов (см. рис. 9.6).

Независимо от степени обогащения пегматитов мусковитом наблюдается тенденция возрастания степени окварцевания пород по мере приближения к контактам.

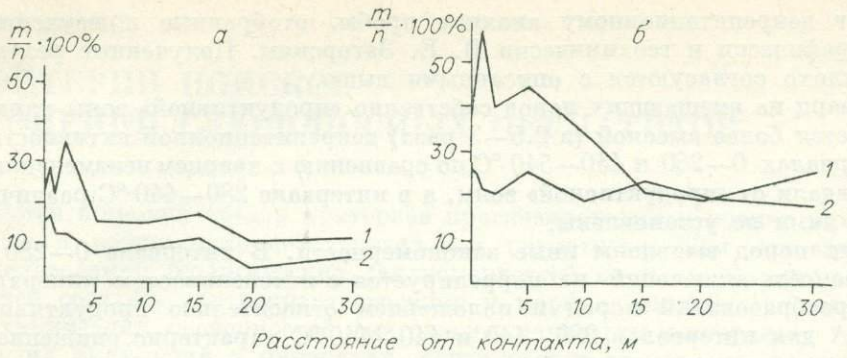


Рис. 9.6. Встречаемость мусковита, замещающего плагиоклаз (*а*) и «секущего» (*б*) в экзоконтактах пегматитов.

1— промышленные слюдоносные жилы; *2* — «условно-бесслюдные» пегматиты; *m* — количество шлифов с мусковитом, развивающимся по плагиоклазу, на данном интервале, *n* — общее число шлифов на том же интервале.

В пределах узла образуются комплексные аномалии Li, Rb, Cs, Ba, Be, для которых характерны небольшие размеры (2—5, реже до 10 м) и наличие внутри них проб с фоновыми концентрациями элементов. Преобладающие размеры ореолов Li и Rb — 5—10 м, Cs и Be — 3—5 м. Наиболее широкие (до 20—25 м) и расплывчатые ореолы образует Ba.

Примечательно, что геохимические аномалии в пределах изученного узла образуются с одинаковой или довольно близкой вероятностью в экзоконтактах как промышленных слюдоносных жил, так и «условно бесслюдных» пегматитов.

9.6. ДЕКРЕПИТАЦИОННЫЕ ОРЕОЛЫ

Декрепитационные ореолы слюдоносных пегматитов изучались как в Мамской провинции [Карский и др., 1973; Зорин, 1975], так и в Северной Карелии [Гродницкий, Полин, 1975]. При этом в Северной Карелии главное внимание было уделено изучению кварц-полевошпатовой фракции вмещающих пород, гораздо менее детально изучена декрепитационная активность валовых проб пород и отдельных минералов. Гранат, дистен и роговая обманка не проявили декрепитационной активности. На декрептограммах плагиоклаза фиксируются два пика активности — в интервалах 280—420 и 640—760 °С. Наиболее высокая декрепитационная активность характерна для кварца в интервале 260—440 °С. Высокотемпературный пик в кварце проявлен слабо или отсутствует.

По мере приближения к слюдоносным жилам декрепитационная активность кварца, полевого шпата и кварц-полевошпатовой фракции пород сначала возрастает в 2—5 раз, а затем вблизи контактов снижается до фоновой. Декрепитационные ореолы фиксируются на расстоянии до 10—30 м от жил. При этом их контрастность и размеры в целом положительно коррелируют с интенсивностью ослюденения пегматитов [Гродницкий, Полин, 1975].

В Мамском поясе Б. И. Зорин [1975] изучал в основном валовые пробы вмещающих пород. Здесь также были выявлены так называемые «ореолы пропаривания». Непосредственно к контактам жил тяготеют поля отрицательных (или фоновых) значений декрепитационной активности пород, а на расстоянии 10—40 м от жилы фиксируются положительные аномалии. В пределах последних взрываемость газово-жидких включений в интервале до 300 °С превышает фоновую в 5—10 раз.

Изучена также декрепитационная активность пород на трех горизонтах около зоны обильного насыщения кварц-мусковит-плагиоклазовыми линзами гольца Снежного Луговского месторождения. Здесь Б. И. Зорин

подверг декрепитационному анализу пробы, отобранные и изученные петрографически и геохимически В. Е. Загорским. Полученные результаты плохо согласуются с описанными выше.

Кварц из вмещающих пород собственно «продуктивной» зоны характеризуется более высокой (в 2,5—3 раза) декрепитационной активностью в интервалах 0—280 и 440—540 °С по сравнению с кварцем неизмененных пород вдали от «продуктивной» зоны, а в интервале 280—440 °С различия между ними не установлены.

Для пород выявлены иные закономерности. В интервале 0—280 °С взрываемость включений не коррелируется с интенсивностью минеральных преобразований пород и положением относительно продуктивной зоны. А для интервалов 280—440 и 440—540 °С характерно снижение в 1,5—2 раза декрепитационной активности пород в пределах «продуктивной» зоны и на расстоянии до 50—100 м от нее.

Противоречие между тенденциями в изменении декрепитационной активности валовых проб и кварца, возможно, объясняется тем, что большая часть среднетемпературных импульсов в валовых пробах обусловлена растрескиванием плагиоклаза. Не исключено, что часть этих импульсов обусловлена независимым от включений растрескиванием, например по спайности. В этом случае в связи со снижением количества плагиоклаза в валовых пробах измененных пород вблизи «продуктивной» зоны и в ее пределах, естественно, снизится их декрепитационная активность.

* *
*

Изложенный в главе материал позволяет сделать некоторые выводы.

1. Ореолы метасоматически измененных пород и геохимические аномалии характерны только для мусковитсодержащих пегматитовых тел, преобразованных или целиком образовавшихся на послемагматическом этапе.

2. Геохимические аномалии возникают только в пределах и в связи с формированием ореолов метасоматически измененных или подвергшихся перекристаллизации пород. Минеральный состав пород предопределяет элементный состав и контрастность аномалий. Каждой зоне минеральных изменений соответствуют свои уровни содержаний элементов-индикаторов.

3. Особенности строения колонок метасоматически измененных пород вокруг пегматитовых жил одного типа зависят от состава вмещающих пород. Полная зональность, выражающаяся в смене неизмененных пород зонами гидратации, андезинизации, калишпатизации, мусковитизации и окварцевания, проявляется только в биотитовых и гранат-биотитовых гнейсах. В скаполит-биотитовых гнейсах, известково-силикатных породах, амфиболитах и габброидах вместо мусковита образуется биотит, а в дистенсодержащих породах — мусковит вместо калишпата.

4. В однотипных вмещающих породах особенности околожильных ореолов определяются типом пегматитовых тел. Наиболее полный набор элементов-индикаторов (Li, Rb, Cs, Ba, Pb и др.) и разнообразные изменения вмещающих пород характерны для двуполевошпатовых пегматитов. Контрастность аномалий большинства элементов около них значительно выше. Для плагиоклазовых пегматитов с трещинным типом ослюденения характерны узкие ореолы мусковитизации вмещающих пород и ограниченный круг элементов-индикаторов (Li, реже Rb и Cs). Мусковит-плагиоклазовые пегматиты сопровождаются широкими ореолами мусковитизации и окварцевания с аномалиями Li, Rb, Cs, иногда Ba. Некоторые жилы этого типа окружены аномалиями Be и ореолами турмалинизации с аномалиями B.

5. Мусковитсодержащие жилы сопровождаются ореолами «пропаривания», обусловленные повышением декрепитационной активности кварца и, в меньшей степени, плагиоклаза вмещающих пород.

Глава 10

КРИТЕРИИ ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Имеется широкий спектр критериев прогнозирования и оценки мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов. Они основаны на использовании геологических закономерностей их локализации, особенностей состава, внутреннего строения и морфологии слюдоносных тел, геохимических особенностей слагающих пегматиты минералов, газово-жидких включений в минералах, первичных и вторичных ореолов рассеяния.

10.1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

Несмотря на кажущееся многообразие мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитовых поясов, в их размещении существуют определенные закономерности, обусловленные необходимостью реализации того узкого интервала $TP_{общ}$—$P_{фл}$—X условий, в котором формируются слюдоносные пегматиты. Как показано в предыдущих главах, важными условиями для образования мусковитовых пегматитов является унаследованное от этапов метаморфизма и гранитизации высокое давление водно-углекислотного флюида ($P_{фл} \geqslant P_{общ} = 6—8$ кбар) и обогащенность вмещающей среды K, Al, Ba, Sr. В связи с этим решающее значение для осуществления возможности формирования слюдоносных пегматитов приобретают состав исходных толщ и характер их тектонического развития.

В поясах слюдоносных пегматитов устанавливается влияние структурного, литологического, метаморфического и магматического факторов на размещение и самих поясов в структурах земной коры, и узлов слюдоносных жил внутри поясов. Следовательно, геологические критерии можно использовать в качестве прогнозных на слюдяное сырье при геологических съемках разных масштабов.

Тектонический фактор предопределяет приуроченность слюдоносных пегматитовых поясов к крупным структурам земной коры. Наиболее типичные пояса мусковитовых пегматитов располагаются либо в миогеосинклинальных зонах складчатых обрамлений платформ (Мамский пояс, пояса Аппалач), либо в пределах щитов, но в блоках, сложенных преимущественно терригенно-карбонатными полиметаморфизованными толщами (Беломорский и Бирюсинский пояса, пояса Индии, Австралии и др.).

Структурный фактор является несколько более узким. Намечается приуроченность мусковитовых пегматитовых поясов к синклинорным структурам (Мамский, Беломорский, Блу-Ридж в Аппалачах и др.). Возможно, характерным для полиметаморфизованных областей является участие в строении коры нескольких покровных пластин, как в Аппалачах или Гималаях. Но этот признак, многое объясняющий в генетическом плане, в большинстве регионов пока достоверно не установлен и требует изучения с новых позиций. Внутри пегматитовых поясов для многих месторождений мира характерно размещение узлов слюдоносных жил во флексурообразных структурах толщ (Мамский, Бирюсинский, Внутренний Пидмонт и другие пояса). В полиметаморфизованных блоках щитов размещение слюдоносных жил и их узлов контролируется развитием систем нарушений, вдоль которых проявлен мощный процесс регрессивного метаморфизма [Гродницкий, 1982; Салье, 1983].

Литологический фактор также проявляется на разных уровнях. В целом для реализации возможностей формирования пояса слюдоносных пегматитов необходимо наличие мощной терригенно-карбонатной толщи с

небольшой долей вулканогенных образований и со значительным количеством высокоглиноземистого пелитового материала. Такие толщи, как правило, развиты в миогеосинклинальных зонах складчатых поясов. Они богаты Al, Ba, Sr, K, H_2O, B, CO_2, пластичны и слабопроницаемы, что во время складчатости и метаморфизма способствует сохранению высокого флюидного давления. При увеличении доли вулканогенных образований или продуктов их разрушения — граувакковых песчаников — формирующиеся в таких толщах пегматитовые пояса имеют преимущественно редкометалльно—мусковитовую специализацию (Хамардабанский пояс, пояса Нью-Гемпшир, Раджастхан и др.).

Другой уровень литологического контроля — внутри пегматитоносных метаморфических толщ — проявляется в приуроченности слюдоносных жил к горизонтам глиноземистых метапелитов и пачкам их переслаивания с другими типами пород. При этом в прослоях метапелитов обычно размещаются согласные или слабосекущие жилы плагиоклазового или микроклин-плагиоклазового состава с трещинным мусковитом или кварц-мусковитовым комплексом. В переслаивающихся с ними горизонтах мраморов, известково-силикатных пород, гранат-биотитовых гнейсов или амфиболитов располагаются секущие двуполевошпатовые жилы существенно микроклинового и плагиомикроклинового состава с мусковитом пегматоидного типа и кварц-мусковитовым замещающим комплексом.

Метаморфический фактор является одним из важнейших, но действие его приводит к появлению поясов мусковитовых пегматитов только при наличии предыдущих факторов — мощных терригенно-карбонатных толщ и интенсивной коллизионной тектоники. В этих условиях, определяющих при метаморфизме высокое общее и флюидное давление, возникают метаморфические пояса дистен-силлиманитового типа, в которых, как правило, размещаются мусковитовые пегматиты. Это либо зональные монометаморфические комплексы (Мамский пояс), либо полиметаморфические комплексы с унаследованным развитием от цикла к циклу в режиме метаморфизма повышенных давлений (Беломорский комплекс, Блу-Ридж и Пидмонт в Аппалачах) с широким проявлением регрессивного метаморфизма. Любые другие сочетания разных типов метаморфизма в полиметаморфических комплексах или проявление андалузит-силлиманитового зонального монометаморфизма обусловливают формирование редкометалльно-мусковитовых пегматитовых поясов.

Такая зависимость связана с тем, что именно для дистен-силлиманитового типа метаморфизма характерно расширение полей устойчивости водных минералов — слюд — и сохранение этого режима при последующих гранито- и пегматитообразовании [Макрыгина, 1981]. Внутри метаморфических поясов дистен-силлиманитового типа наблюдается приуроченность собственно мусковитовых пегматитов к дистен-альмандиновой и дистен-силлиманитовой зонам. В более высокотемпературных зонах проявлены неспециализированные биотит-калишпатовые пегматиты, а в низкотемпературных зонах в пегматитах появляется акцессорная редкометалльная минерализация без крупнокристаллического мусковита.

Магматический фактор сопряжен с проявлением в зонах амфиболитовой фации процессов гранитизации пород. В связи с сохранением режима высокого флюидного давления в метаморфических комплексах дистен-силлиманитового типа гранитизация протекает в области устойчивости мусковита. Своеобразие ее состоит в преобладании пегматитовых структур в мигматитах. Поэтому пегматиты, по существу, гетерогенны: они образуются и в результате метаморфической дифференциации и натриевого метасоматоза (неосома мигматитов), и как дифференциаты гранитоидных расплавов, формирующих массивы пегматоидных гранитов. Особенностью гранитов этих поясов является присутствие магматического мусковита и унаследованная от состава вмещающей толщи обогащенность Al, Ba, Sr, B, а также H_2O и CO_2 (во включениях). Этот тип гранитов — характерный атрибут мусковитоносных пегматитовых поясов, их поисковый при-

знак. И хотя прямая пространственная связь пегматитовых жил с гранитными массивами не всегда в них проявлена, пегматиты и граниты являются продуктами одного процесса — пегматитизации толщи, а наиболее продуктивные слюдоносные тела, как правило, имеют первично-магматический генезис.

Пегматоидные структуры гранитов и мигматитов также обусловлены высоким флюидным давлением, что подтверждается высокой плотностью CO_2 во включениях из них. В условиях относительно низкого флюидного давления — при метаморфизме андалузит-силлиманитового типа или при сочетании разных типов метаморфизма в полиметаморфических поясах — образуются нормальные гранитные структуры мигматитов и гранитов при более слабом мусковитообразовании в пегматитовых поясах жил редкометалльно-мусковитового типа. Для последних тоже не характерна связь с конкретными гранитными массивами. Зональность таких поясов в большей степени конформна метаморфической зональности и фронту гранитизации (Хамардабанский пояс).

10.2. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

Использование геохимических критериев для поисков и оценки промышленной значимости пегматитов началось в нашей стране в 1950-х годах. Первыми объектами геохимических поисков стали редкометалльные пегматиты, в которых концентрации ряда элементов резко превышают их фоновые содержания. В 1960-х годах и позже интенсивно изучались геохимические особенности минералов мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов с целью их использования для оценки специализации и промышленного значения пегматитовых тел по уровням концентрации элементов.

В процессе исследований были выявлены региональные и локальные геохимические особенности пегматитов, осложняющие практическое использование геохимических критериев. Однако пегматиты различной специализации имеют ряд главных геохимических черт, не зависящих от возраста и геологического положения пегматитовых поясов и полей. Они определяются главными закономерностями процессов формирования мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов.

При изучении распределения элементов-примесей в минералах пегматитов выявлены прямые и косвенные геохимические индикаторы специализации пегматитов. Для слюдоносных пегматитов типичным примером прямого геохимического индикатора является бериллий. Его содержания в породообразующих минералах пегматитов пропорциональны количеству этого элемента в пегматитовых жилах и частоте встречаемости акцессорного берилла в составе пегматитов (см. гл. 7, 8). Практическая значимость его низка из-за роста концентраций Be в неслюдоносных редкометалльных мусковитовых пегматитах.

Наибольший интерес для практического использования представляют собой элементы, являющиеся косвенными индикаторами специализации слюдоносных пегматитов. Это Ba, Sr, Pb, Rb и Cs, количества которых в кристаллической решетке минералов определяются термодинамическими параметрами процесса формирования пегматитов, что и обусловливает роль этих элементов в качестве геохимических индикаторов. В калишпате, биотите и мусковите мусковитовых пегматитов содержания двухвалентных элементов-примесей Ba, Sr и Pb выше, а одновалентных Rb и Cs — ниже, чем в минералах пегматитов других формаций. Надежность этих пяти элементов как геохимических индикаторов пегматитов хорошо подтверждается, например в тех случаях, когда в пределах одного Приольхонского пегматитового пояса с редкометалльно-мусковитовой специализацией жила мусковитовых пегматитов отчетливо выделяется повышен-

Таблица 10.1

Отношения Ba/Rb для первичных генераций калиевых минералов инъекционных пегматитовых тел

Пегматитовый пояс (*поле*)	Калишпат	Биотит	Мусковит
Мамский	22,4	1,42	18,7
Бирюсинский	39,2	2,1	4,6
Акуканское	19,8	1,47	0,21
Букачанское	135	18,4	79,2
Приольхонский	0,52	0,30	0,023
Баргинское	8,2	0,28	0,30
Кондаковский	4,9	1,84	4,00

ными содержаниями Ba, Sr и Pb и пониженными Rb и Cs во всех калиевых минералах [Макагон, Шмакин, 1988].

Отношение Ba/Rb более контрастно отражает особенности процессов формирования минералов пегматитов, чем отношение K/Rb [Heier, Adams, 1964]. Видимо, барий-рубидиевое отношение может быть достаточно универсальным геохимическим индикатором. С одной стороны, его величина резко изменяется в пегматитах различной геохимической специализации из-за различий в кристаллохимических особенностях этих двух элементов, с другой — отношение Ba/Rb отчетливо снижается от ранних минеральных ассоциаций пегматитов к поздним в связи с противоположной тенденцией в поведении Ba и Rb по мере понижения температуры и соответствующего снижения флюидного давления [Шмакин, 1971]. Высокое значение барий-рубидиевого отношения характерно для минералов первичных ассоциаций мусковитовых пегматитов. В минералах более поздних зон этих пегматитовых тел, как и в минералах редкометалльно-мусковитовых пегматитов, оно понижено (табл. 10.1). При использовании барий-рубидиевого отношения в качестве индикатора необходимо иметь в виду, что его величина в калиевых минералах из наиболее распространенных минеральных ассоциаций все же не одинакова. Так, при сравнении различных поясов и полей слюдоносных пегматитов Восточной Сибири видно, что самые низкие его значения характерны для минералов Приольхонского пояса, самые высокие — минералов Букачанского поля (табл. 10.1), причем различие составляет для биотита 1,5 порядка, калиевого полевого шпата — 2,5 и мусковита — 3,5 порядка. Сопоставление данных по средним значениям барий-рубидиевого отношения в минералах мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов (ср. табл. 10.1 и 10.2) показывает, что пегматиты Приольхонского пояса преимущественно относятся к редкометалльно-мусковитовым, тогда как Букачанское поле характеризуется максимальной обогащенностью минералов барием по сравнению с другими поясами собственно мусковитовых пегматитов.

Тем не менее, благодаря значительной контрастности барий-рубидиевого отношения, оно применимо в самых разнообразных геологических

Таблица 10.2

Округленные величины средних содержаний бария и рубидия в ранних генерациях калиевого полевого шпата и мусковита, мас. %

Специализация пегматитов	Регион	Калиевый полевой шпат			Мусковит		
		Ba	Rb	Ba/Rb	Ba	Rb	Ba/Rb
Мусковитовая	Восточная Сибирь	0,7	0,03	23	0,3	0,03	10
	Индия	0,7	0,05	14	0,2	0,04	5,0
	США	0,8	0,03	27	0,3	0,04	7,5
Редкометалльно-мусковитовая	Восточная Сибирь	0,06	0,09	0,67	0,004	0,2	0,02
	Индия	0,06	0,08	0,75	0,030	0,2	0,15
	США	0,02	0,08	0,25	0,015	0,2	0,08

условиях для пегматитов любого возраста [Шмакин, 1987]. Индийские геологи, например, показали надежность использования содержаний бария, рубидия и ряда других индикаторных элементов в полевых шпатах и слюдах [Bhattacharjee, 1983] для оценки специализации пегматитов. В настоящее время добыча слюды в Индии проводится исключительно из собственно мусковитовых пегматитов. Слюда редкометалльно-мусковитовых пегматитов обычно бракуется из-за пониженного качества. Поэтому определения специализации конкретных жил приобретают здесь особое значение.

В заключение необходимо отметить, что барий-рубидиевое отношение является в настоящее время наиболее удобным для практического использования геохимическим индикатором специализации и оценки промышленной значимости пегматитов. Видимо, еще более контрастным индикатором могло бы служить отношение Ba/Cs, однако низкие содержания цезия в калишпате мусковитовых пегматитов не всегда дают возможность использовать его с большой надежностью. Точность определения малых концентраций цезия (на пределе чувствительности метода фотометрии пламени) недостаточна для широкого использования этого отношения.

10.3. ПРИМЕНЕНИЕ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ПЕГМАТИТОВ И ИХ ПРОМЫШЛЕННОГО ЗНАЧЕНИЯ

Прикладное использование данных, полученных при изучении включений минералообразующей среды, очень разнообразно [Ермаков, Долгов, 1979]. Накоплен значительный опыт применения результатов исследования этих включений для оценки специализации и промышленного значения пегматитов.

При изучении газово-жидких включений в минералах пегматитов с различной минерализацией устанавливается их различие по фазовому составу и составу водных вытяжек из кварца [Макагон, Шмакин, 1988]. Кварц и другие минералы мусковитовых пегматитов Мамского пояса содержат включения водного раствора и жидкой углекислоты либо одной жидкой углекислоты, причем минералы-узники во включениях очень редки. Водные вытяжки из кварца характеризуются резким преобладанием HCO_3^- над Cl^-, а также относительно высоким отношением K/Na (табл. 10.3). Отметим, что для водных вытяжек из кварца редкометалльных пегматитов отличительной особенностью является резкое преобладание Na^+ над K^+ и Cl^- над HCO_3^-. При наличии литиевой минерализации в редкометалльных пегматитах водные вытяжки из кварца содержат значительные количества Li^+. Указанные различия в составе растворов из газово-жидких включений в кварце могут быть использованы для определения специализации пегматитов (рис. 10.1).

Данные декрептометрических исследований минералов мусковитовых пегматитов могут применяться при поисках и промышленной оценке пегматитовых жил.

Б. Е. Карский с соавторами [1974] и Б. И. Зорин [1975] по-

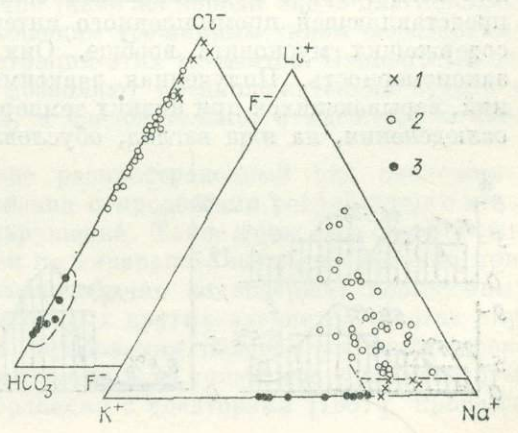


Рис. 10.1. Диаграмма состава водных вытяжек из кварца пегматитов различной специализации.

Пегматиты: *1* — редкометалльные без литиевой минерализации, *2* — редкометалльные с литиевой минерализацией, *3* — мусковитовые.

Таблица 10.3

Содержание анализированных компонентов в водных вытяжках из кварца пегматитов, мг·экв/V

№ пробы	Катионы					Анионы			$\Sigma_{кат}$	$\Sigma_{ан}$
	K^+	Na^+	Li^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	F^-	HCO_3^-		
1. Редкометалльные пегматиты с литиевой минерализацией										
1	0,038	0,090	0,092	0,020	0,088	0,162	0,001	0,096	0,248	0,259
2	0,051	0,082	0,078	0,026	0,006	0,106	0,002	0,153	0,243	0,261
3	0,041	0,092	0,144	0,018	0,007	0,209	0,001	0,111	0,302	0,321
4	0,069	0,205	0,308	0,022	0,010	0,412	0,002	0,144	0,614	0,558
5	0,028	0,123	0,203	0,027	0,008	0,246	0,002	0,102	0,389	0,348
6	0,024	0,114	0,013	0,007	0,009	0,139	0,001	0,048	0,168	0,189
7	0,016	0,061	0,026	0,003	0,006	0,092	0,002	0,033	0,112	0,127
8	0,022	0,069	0,010	0,004	0,007	0,097	0,002	0,030	0,112	0,129
9	0,013	0,059	0,019	0,008	0,005	0,090	0,001	0,021	0,104	0,112
10	0,016	0,056	0,013	0,001	0,004	0,068	0,001	0,022	0,089	0,091
2. Редкометалльные пегматиты без литиевой минерализации										
11	0,021	0,068	0,005	0,037	0,009	0,126	0,001	0,048	0,140	0,175
12	0,097	0,223	Не обн.	0,140	0,023	0,440	0,003	0,060	0,483	0,503
13	0,038	0,115	0,005	0,092	0,018	0,283	0,001	0,030	0,268	0,314
14	0,024	0,127	0,009	0,029	0,009	0,165	0,004	0,048	0,198	0,217
15	0,019	0,097	0,004	0,029	0,011	0,142	0,001	0,048	0,160	0,191
3. Мусковитовые пегматиты										
16	0,014	0,028	Не обн.	Не обн.	0,003	0,007	Не обн.	0,043	0,045	0,050
17	0,021	0,045	»	»	0,004	0,009	0,001	0,060	0,070	0,070
18	0,018	0,026	»	»	0,003	0,010	0,001	0,038	0,047	0,049
19	0,035	0,027	»	»	0,006	0,009	Не обн.	0,060	0,068	0,069
20	0,013	0,030	»	»	0,002	0,006	»	0,038	0,047	0,044
21	0,010	0,018	»	»	0,002	0,009	»	0,024	0,030	0,033
22	0,035	0,027	»	»	0,004	0,007	»	0,060	0,066	0,067
23	0,045	0,034	»	»	0,004	0,012	0,003	0,066	0,083	0,081
24	0,045	0,035	»	»	0,006	0,006	0,002	0,076	0,086	0,084

Примечание. *V* — объем вытяжки.

казали, что наблюдается четкая зависимость между количеством низкотемпературных, взрывающихся в интервале 20—280 °С включений в минералах, ассоциирующихся с мусковитом, и интенсивностью ослюденения. Показатель слюдоносности $\frac{\sum имп\ 280° \cdot 100\ \%}{\sum имп\ 540°}$ для бесслюдных пегматитов и пегматитов с непромышленным ослюденением не превышает соответственно 10 и 25, тогда как в пегматитах с промышленным ослюденением он составляет более 30. На рис. 10.2 показаны декрептограммы, характерные для пегматитов с промышленным ослюденением, с мусковитизацией, не представляющей промышленного интереса, а также для пегматитов, не содержащих мусковита вообще. Они подтверждают указанную выше закономерность. Полученная зависимость между количеством включений, взрывающихся при низких температурах (до 280°), и интенсивностью ослюденения, на наш взгляд, обусловлена тем, что кристаллизация му-

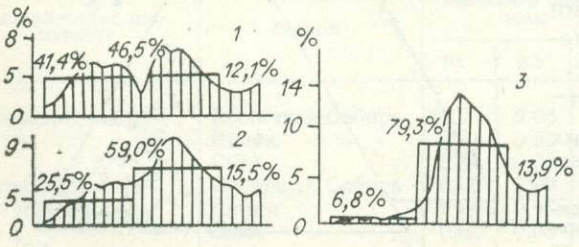


Рис. 10.2. Декрептограммы мусковитовых пегматитов Мамского пояса [Карский и др., 1974].

Пегматиты: *1* — с промышленным ослюденением, *2* — без промышленного ослюденения, *3* — без ослюденения.

сковита происходила при интенсивном воздействии водно-углекислотных растворов. При этом в большом количестве консервировались в минералах относительно крупные включения, состоящие из водного раствора и жидкой углекислоты. При нагревании эти включения взрываются при относительно низких температурах до их гомогенизации в связи с высоким внутренним давлением, создаваемым углекислотой. Таким образом, прямая связь между интенсивностью низкотемпературного пика на декрептограммах и интенсивностью ослюденения имеет генетическую природу.

10.4. КРИТЕРИИ, ОСНОВАННЫЕ НА ИСПОЛЬЗОВАНИИ ОРЕОЛОВ ПЕГМАТИТОВ

В предыдущей главе было показано, что мусковитоносные пегматитовые жилы в отличие от бесслюдных тел, как правило, сопровождаются ореолами метасоматически измененных пород, с которыми связаны геохимические аномалии ряда элементов-индикаторов мусковитовых пегматитов. Но применение геохимических методов для поисков слюдоносных жил усложняется тем, что характер и строение минеральных ореолов связаны не только с наличием или отсутствием скоплений мусковита в пегматитовом теле, но и с типом пегматитов, преобладанием в них той или иной стадии преобразования на послемагматическом этапе, составом вмещающих пород и т. д. Имеющийся опыт показывает, что для успешного использования околожильных ореолов для поисков слюдоносных пегматитов необходим дифференцированный подход к каждому типу жил, каждой разновидности вмещающих пород. Особо следует подчеркнуть необходимость детального петрографического изучения вмещающих пород. Низкие содержания тех или иных элементов-индикаторов в пробах вмещающих пород сами по себе еще не могут однозначно свидетельствовать об отсутствии слюдоносного пегматитового тела. Близкие к фоновым концентрации элементов могут отвечать как неизмененным породам, так и породам, испытавшим глубокие минеральные преобразования, одни из которых приводят к накоплению элементов-индикаторов, а другие — к их выносу.

В связи с этим естественно возникает вопрос: не следует ли при поисках мусковитовых пегматитов ограничиться петрографическим изучением пород с целью обнаружения ореолов измененных пород — без геохимического опробования? Ответ на этот вопрос отрицательный. Он основан на ряде причин.

1. Наличие или отсутствие геохимических аномалий определяется не только особенностями минеральных изменений вмещающих пород, но в значительной мере и типом пегматитов. Так, например, мусковитизированные (без калишпата) породы в экзоконтактах двуполевошпатовых слюдоносных жил характеризуются достаточно контрастными аномалиями Rb, Cs и Ba, в то время как точно такие же породы около плагиоклазовых слюдоносных жил с преобладающим трещинным типом ослюденения содержат обычно фоновые концентрации этих элементов. Элементный состав и контрастность аномалий позволяют предположительно судить о типе «слепых» пегматитовых жил, а следовательно, о масштабе и типе ослюденения.

2. Мусковитизация — наиболее распространенный вид околожильных изменений — может быть связана с процессами ретроградного метаморфизма вдоль тектонических нарушений. Такие зоны вне связи с пегматитами, будучи весьма сходными по минералого-петрографическим признакам с околожильными ореолами, обычно не содержат повышенных концентраций Rb, Cs, Ba, B и некоторых других элементов. В этих случаях с помощью геохимического опробования облегчается разбраковка участков измененных пород на связанные и не связанные с пегматитовыми телами. По данным В. В. Гордиенко с соавторами [1987], процессы

мусковитизации дистена, биотита, а иногда и плагиоклаза проявляются при формировании так называемых региональных метасоматитов, предшествующих по времени образования слюдоносным пегматитам.

3. Геохимические аномалии обусловлены не только появлением или исчезновением минералов-носителей и концентраторов тех или иных элементов, но также и количественным изменением содержаний элементов в некоторых минералах от одной стадии метасоматического преобразования к другой. В экзоконтактах слюдоносных жил в скаполит-биотитовых гнейсах и известково-силикатных породах, например, вместо легко обнаруживаемых зон мусковитизации формируются зоны перекристаллизации и новообразования биотита. Последние петрографически выделяются с трудом, особенно при неравномерном развитии процесса, когда единичные шлифы часто оказываются непредставительными. В этих условиях гораздо более надежными поисковыми признаками оказываются сопровождающие такие зоны аномалии редких щелочей, иногда бария.

Изложенное выше не означает, что при отсутствии возможности изучения первичных ореолов рассеяния петрографические (минералогические) критерии нельзя использовать. Более того, в некоторых ситуациях ореолы измененных пород в поисковом аспекте гораздо более информативны, чем геохимические аномалии. Важным преимуществом первых является то, что минеральные преобразования вмещающих пород часто фиксируются не только в шлифах, но и визуально. На примере Северной Карелии описан опыт изучения тяжелой фракции протолочек вмещающих пород с поисковыми целями [Наливкин, Карелина, 1982]. Оказалось, что наиболее богатые мусковитом жилы сопровождаются зонами минимальных содержаний минералов тяжелой фракции в целом во вмещающих породах, а также минимумами содержаний электромагнитной и немагнитной составляющих этой фракции. Поскольку электромагнитная составляющая представлена практически одним гранатом, а немагнитная — дистеном, отмеченные «аномальные» зоны обусловлены процессами мусковитизации дистена и биотитизации граната.

Возможности поисково-оценочных критериев, основанных на использовании околожильных ореолов, зависят главным образом от типа пегматитов и состава вмещающих пород [Загорский, 1973в]. Кроме того, эффективность их может изменяться в зависимости от региона. Так, наиболее мощные и контрастные ореолы установлены для пегматитов Мамского пояса, менее контрастные ореолы характерны для Бирюсинского пояса, а в Северной Карелии для повышения эффективности прогнозирования иногда рекомендуется использовать геохимические особенности минералов из околожильных ореолов [Слюдоносные пегматиты..., 1976]. Возможно, это связано с геологическими особенностями указанных поясов: более ярко выраженной обогащенностью Al, Ba, Sr терригенно-карбонатной толщи Мамского синклинория, однократно метаморфизованной, и более высоким содержанием вулканогенных горизонтов в древних полиметаморфических комплексах Карелии и Восточного Саяна.

Наиболее распространенным типом промышленных слюдоносных жил являются двуполевошпатовые (инъекционные) зональные тела. На них приходится максимум разведанных запасов мусковита. Подавляющее большинство наиболее крупных, отрабатываемых десятилетиями, слюдоносных жил относится к этой разновидности. Именно этот тип жил характеризуется наибольшей полнотой процессов метасоматического преобразования вмещающих пород, наибольшей мощностью минеральных ореолов, широким кругом элементов-индикаторов и повышенной контрастностью их аномалий (см. гл. 9).

Значительная мощность ореолов метасоматически измененных пород, сопровождаемых контрастными аномалиями Li, Rb, Cs, Ba и Pb, а иногда и B, позволяет рекомендовать петрографо-геохимический метод для поисков «слепых» двуполевошпатовых слюдоносных жил в участках преобладающего развития биотитовых, гранат-, скаполит-биотитовых и,

и меньшей степени, дистен-гранат-биотитовых гнейсов и известково-силикатных пород, а также для оценки уже известных бесслюдных с поверхности пегматитовых тел в любых породах, включая мраморы. Применение петрографо-геохимического метода для поисков «слепых» слюдоносных жил в мраморах нецелесообразно в связи со слабой метасоматической переработкой этих пород малыми, за редким исключением, мощностями минеральных ореолов, ограниченным кругом элементов-индикаторов и низкой контрастностью их аномалий. Нецелесообразно также использование околожильных ореолов для поисков и оценки слюдоносных жил, приуроченных к массивам пегматоидных гранитов, так называемых гранит-пегматитов [Загорский, 1973б, в].

Малоперспективно применение петрографо-геохимического метода для поисков «слепых» слюдоносных плагиоклазовых жил со слабо выраженной зональностью и «трещинным» типом ослюденения. Экзоконтактовые изменения жил этого типа выражаются в мусковитизации (главным образом биотита) и, в меньшей степени,— окварцевании. Мощность ореолов измененных пород и интенсивность минеральных преобразований, контрастность аномалий и набор элементов-индикаторов здесь значительно ниже, чем около пегматитов I типа. Из элементов-индикаторов непрерывные аномалии на расстоянии до 10—15 м от жил характерны только для лития. Цезий накапливается в очень узкой приконтактовой зоне, а для рубидия характерны редкие разрозненные аномальные концентрации, чередующиеся с фоновыми. Эти особенности ореолов измененных пород и связанных с ними геохимических аномалий в экзоконтактах указанных слюдоносных жил ограничивают возможности петрографо-геохимического метода поисками «слепых» слюдоносных зон в известных пегматитовых телах, т. е. прогнозной оценки последних.

В противоположность этому значительная ширина околожильных *ореолов (до 30—40 м от жил), широкий круг элементов-индикаторов* (Li, Rb, Cs, Ba, иногда B и Be) и достаточно высокая контрастность их аномалий позволяют успешно использовать петрографо-геохимический метод для поисков плагиоклазовых слюдоносных жил с отчетливо выраженной зональностью и интенсивно проявленным кварц-мусковитовым типом ослюденения.

Еще более перспективным, чем в случае одиночных жил этого типа, оказывается использование петрографо-геохимического метода для поисков зон обильного насыщения вмещающих пород плагиоклаз-кварц-мусковитовыми линзами. Единственный детально изученный промышленный объект этой оригинальной разновидности плагиоклазовых пегматитов поражает масштабами метасоматических преобразований, часто выражающихся в постепенном переходе вмещающих пород в пегматиты. Даже в *богатых железом и магнием метасоматических гранат-биотитовых гнейсах* мусковитизация вмещающих пород, обусловленная формированием зоны насыщения, распространяется на полосу мощностью 160—170 м [Загорский, 1973в]. Аномалии образуют Rb, Cs и Be. По аналогии с другими типами жил можно предполагать, что в биотитовых, гранат-биотитовых и особенно дистен-гранат-биотитовых гнейсах мусковитизация будет проявлена еще шире и интенсивнее.

В связи с реальными перспективами широкого использования молотой слюды, по-видимому, следует пересмотреть вывод о невозможности использования в поисковых целях геохимических аномалий в пределах узлов с большой насыщенностью пегматитами из-за того, что аномалии образуются с одинаковой или близкой вероятностью как около промышленных слюдоносных жил, так и в связи с «условно бесслюдными» пегматитами, т. е. со значительным количеством мелкоразмерного мусковита [Загорский и др., 1971].

Невозможность разделения пегматитов на продуктивные и непродуктивные по геохимическим аномалиям в почвах и растениях ограничивает *возможности вторичных ореолов рассеяния оконтуриванием участков раз-*

вития пегматитов без их прогнозной оценки. В частности, литогеохимическая съемка рыхлых отложений с использованием отношений Ba, Pb, P, Be к элементам группы железа — V, Cr, Ti в комплексе с геофизическими методами была рекомендована для выделения участков под поисковые работы [Боголюбов и др., 1971].

10.5. КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ КРИТЕРИЕВ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ, ПОИСКАХ И ОЦЕНКЕ ПЕГМАТИТОВ

В связи с тем, что возможности различных прогнозно-оценочных критериев неодинаковы, совершенно необходимо их рациональное комплексирование с учетом конкретной геологической ситуации и стадии поисково-разведочных работ. В целом значение геологических критериев от стадии прогнозирования к стадии детальных поисков и разведки снижается, а роль минералогических и геохимических критериев возрастает.

Основной задачей на **стадии прогнозирования** является выделение *геологических структур и крупных площадей, перспективных на обнаружение* поясов и полей слюдоносных пегматитов. Здесь ведущая роль принадлежит тектоническому и структурному факторам.

Цель **стадии общих поисков** — обнаружение собственно полей и отдельных крупных узлов слюдоносных пегматитов. Из геологических критериев на этой стадии важнейшим является метаморфический фактор контроля пегматитов в связи с приуроченностью собственно слюдоносных пегматитов *только к метаморфическим комплексам повышенных давлений*, а внутри них — к дистен-альмандиновой и дистен-андалузитовой зонам. Информативны также литологический (приуроченность слюдоносных полей к пластичным и слабопроницаемым для летучих терригенно-карбонатным толщам, богатым Al, K, H_2O, B, CO_2) и магматический (связь с пегматоидными гранитами) критерии. Для оконтуривания пегматитовых полей и узлов в закрытых районах могут использоваться литогеохимические съемки рыхлых отложений.

При оценке специализации вновь выявленных пегматитовых полей, узлов весьма эффективным является использование геохимических особенностей породообразующих минералов из пегматитов — прежде всего, калишпата, в меньшей степени — мусковита, биотита. В этих минералах из мусковитовых пегматитов по сравнению с редкометалльно-мусковитовыми, а тем более — с редкометалльными, выше уровни содержаний Ba, Sr, Pb, но ниже — Rb, Cs. Еще более чувствительно барий-рубидиевое отношение, особенно в калишпатах. В полях мусковитовых пегматитов оно на 1—2 порядка выше, чем в редкометалльно-мусковитовых или редкометалльных [*Слюдоносные пегматиты...*, 1976; *Шмакин*, 1983; *Макагон*, Шмакин, 1988].

Для оценки специализации пегматитов можно использовать также изучение водных вытяжек из кварца, поскольку в полях мусковитовых пегматитов они резко обогащены HCO^-_3 относительно Cl^- и имеют более высокое отношение K/Na, чем вытяжки из кварцев редкометалльных пегматитов [Макагон, Шмакин, 1988]. Этот метод, естественно, гораздо более трудоемок и слабее разработан по сравнению с минералого-геохимическим методом. Его целесообразно применять только в случае плохой сохранности калишпата и слюд, например в условиях латеритных ландшафтов.

На **стадии детальных поисково-разведочных работ** решается задача поисков слюдоносных жильных серий и отдельных пегматитовых тел. В полях слюдоносных пегматитов с этой целью проводятся **поисково-съемочные работы масштаба 1 : 10 000 и 1 : 5 000**, называемые обычно геолого-структурными съемками. При этом выявляется преимущественная приуроченность слюдоносных узлов, жил к некоторым, обычно наиболее высокоглиноземистым, горизонтам толщи (литологический фактор) и *определенным структурным элементам толщи*, чаще всего к *флексуро-*

образным изгибам складок либо к системам разрывных нарушений (структурно-тектонический фактор). На этой стадии работ целесообразно проводить геохимическое опробование метаморфических пород параллельно с их петрографическим изучением, что позволяет выявлять наиболее крупные аномалии, обусловленные скоплениями слюдоносных пегматитовых тел, в том числе — не выходящих на поверхность. Перспективно использование петрографо-геохимического метода также для поисков зон обильного насыщения вмещающих пород кварц-мусковит-плагиоклазовыми линзами типа гольца Снежного в Мамском поясе и ряда месторождений Бихарского пояса. В связи со значительными размерами ореолы измененных пород и связанные с ними геохимические аномалии около таких зон могут быть оконтурены по относительно разреженной сети, например 160×20 м. Применение петрографо-геохимического метода параллельно со структурной съемкой значительно облегчает выделение перспективных участков для проведения более детальных поисковых и разведочных работ и повышает надежность прогнозной оценки. При съемках указанных масштабов рекомендуется также применение метода срединных градиентов с круговыми измерениями напряженности электрического поля, позволяющего выявлять участки тектонически ослабленных пород и отдельные тектонические нарушения, к которым часто приурочены слюдоносные жилы [Боголюбов и др., 1971].

На **этапе детальных поисковых работ масштаба 1 : 2 000** петрографо-геохимический метод пригоден для поисков в первую очередь «слепых» слюдоносных жил. Преобладающая их часть имеет длину от 20 до 100 м. Как показывает опыт работ в Мамском поясе, на уровне выклинивания жил таких размеров, а также на уровне 10—40 м над их «головами» ширина ореолов составляет 15—40 м от контактов. С учетом этого наиболее рациональной для опробования является разведочная сеть 50×10 м. При условии расположения линий выработок вкрест простирания жил такая сеть позволит выявить около 70—80 % ореолов слюдоносных тел.

Сгущение сети до 25×10 м, обеспечивающей обнаружение практически всех имеющихся ореолов и аномалий, обычно не целесообразно в связи с возрастанием в 2 раза объемов горно-проходческих работ и может быть рекомендовано лишь для детализации выявленных аномальных участков. Разрежение же сети опробования до 100×20 или 100×10 м приведет к пропуску аномалий, особенно тех, которые обусловлены слюдоносными телами, залегающими на глубине более 15—20 м. В лучшем случае они будут фиксироваться сериями разрозненных аномальных проб, интерпретация которых бывает затруднительна. Комплексирование метода с геолого-структурной съемкой значительно облегчит рисовку и интерпретацию аномалий, так как будут известны общие закономерности распределения пегматитов на изучаемой площади, преобладающие размеры и морфология тел, характер ослюденения в них.

Эффективность поисковых работ еще более повышается, когда структурно-геологический и петрографо-геохимический методы дополняются декрептометрическим опробованием пород. Такой опыт получен на месторождении Малое Северное в Мамской слюдоносной провинции. Выделенные по ореолам «пропаривания» с учетом результатов геохимического картирования перспективные площади были частично заверены горными работами. На каждом из контрольных участков выявлены слюдоносные жилы. Декрептометрические и петрографо-геохимические ореолы обычно пространственно совпадают. За их пределами ни одной слюдоносной жилы не встречено [Зорин, 1975]. Из геофизических методов на этой стадии может быть применен сейсмоэлектрический метод [Боголюбов, и др., 1971].

На **этапе разведочных работ** очень часто возникает необходимость оценки продуктивности на мусковит выявленных пегматитовых тел. Отсутствие промышленных скоплений мусковита на дневной поверхности еще не означает бесперспективности пегматитового тела в целом. Это

обусловлено неравномерностью распределения мусковита в пределах пегматитовых тел. При общем высоком содержании мусковита в пегматитовом теле срез на дневной поверхности может оказаться и бесслюдным. Экзоконтактовые изменения и связанные с ними геохимические аномалии развиты более равномерно и образуют вокруг пегматитового тела сплошной ореол, что позволяет использовать петрографо-геохимический метод для прогнозной оценки слюдоносности пегматитовых тел, бесслюдных с поверхности.

Для использования такого метода необходимо провести детальное изучение одного — трех разрезов (в зависимости от размеров жильного тела) с отбором проб и шлифов через 1—2 м. Дополнительных затрат на проведение горных работ при этом, как правило, не требуется или они незначительны. Петрографическое изучение экзоконтактов в совокупности с данными по содержаниям элементов-индикаторов позволяет прийти к заключению о наличии или отсутствии ослюденения на глубине. Интерпретация петрографических и аналитических данных в этом случае облегчается наличием достаточно полных сведений о генетическом типе пегматитовой жилы, ее составе и морфологии.

Необходимость разбраковки пегматитовых тел возникает также при отсутствии ослюденения в месте пересечения пегматитового тела поисковой скважиной или штольней. Методика работы в этих случаях аналогична таковой для поверхностных условий. Изучение керна по вмещающим породам экзоконтакта может дать информацию о слюдоносности встреченного пегматитового тела.

Изучение вмещающих пород целесообразно проводить параллельно с изучением геохимических особенностей минералов, в первую очередь калишпата из пегматитов, а также исследованием пегматитов методом декрепитации с использованием предложенного Б. И. Зориным [1975] показателя слюдоносности $\frac{\sum \text{имп}^{280^\circ}}{\sum \text{имп}^{540^\circ}} \cdot 100\%$.

* *
*

Таким образом, на всех стадиях поисково-разведочных работ имеется возможность использования геохимических, минералого- и петрографо-геохимических критериев для поисков и оценки слюдоносности пегматитовых тел. Комплексирование этих критериев с геологическими и геофизическими позволяет повысить надежность рекомендаций и исключить возможность двойственного толкования результатов. Применение геохимических методов в геологической практике позволяет резко снизить затраты на поисковые и особенно на разведочные работы на мусковит, сконцентрировать эти работы на объектах с высококачественной слюдой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение материалов по слюдоносным пегматитам разных поясов Земли, образовавшихся в разное время и в различных по истории развития метаморфических комплексах, показало, что они достаточно близки по внутреннему строению, минеральному составу и последовательности процессов формирования и преобразования пегматитов, располагаются преимущественно в синклинорных структурах в пределах щитов либо складчатых обрамлений платформ. В первом случае цифры их возраста образуют два пика: 1,9—1,7 и 1,1—0,7 млрд лет, во втором — меняются от 1,1—0,7 до 0,55—0,35 млрд лет.

По минеральному составу — объективному признаку — выделены два типа пегматитов: плагиоклазовые и двуполевошпатовые, среди них — двуслюдяные и мусковитовые, а по внутреннему строению — незональные и зональные.

Слюдоносные пегматиты подразделяются на две формации — мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов. Во всех пегматитовых поясах есть и мусковитовые, и редкометалльно-мусковитовые жилы, но соотношения их в разных формациях различны. В поясах мусковитовых пегматитов широко развит тип плагиоклазовых жил, обусловленных особенностями процесса гранитизации, проявляющегося как пегматитизация метаморфической толщи. Основная же часть слюдоносных пегматитов в той и другой формации представлена магматическими двуполевошпатовыми пегматитами. В поясах мусковитовых пегматитов редкометалльно-мусковитовые жилы или зоны с редкометалльной минерализацией крайне редки по сравнению с пегматитовыми поясами редкометалльно-мусковитовой формации. Набор комплексов замещения в различно специализированных пегматитах один и тот же, но степень их проявления резко различна. В поясах мусковитовых пегматитов максимум интенсивности приходится на процессы кварц-мусковитового и кварцевого замещения, т. е. на кислотную стадию послемагматического метасоматоза. Для ее проявления необходимы высокая активность и большое количество воды. В редкометалльно-мусковитовых пегматитах эти комплексы развиты слабее, зато гораздо интенсивнее проявлена поздняя щелочная стадия — альбитизация пегматитов, сближающая их с редкометалльными и обусловливающая появление акцессорной редкометалльной минерализации.

Практически во всех слюдоносных пегматитовых поясах мира четко прослеживается влияние на состав, размещение и специализацию пегматитов ряда факторов, связанных с вмещающей средой. Это прежде всего приуроченность поясов мусковитовых пегматитов к карбонатно-терригенным толщам миогеосинклинальных зон складчатых поясов, а редкометалльно-мусковитовых — к структурам с корой переходного типа, к толщам грауваккo-вулканогенного состава (четко проявленная в монометаморфических комплексах).

Для этих формаций характерны разные типы метаморфизма или различное их сочетание в полициклических метаморфических комплексах. Мусковитовые пояса приурочены к дистен-силлиманитовым фациальным сериям или к полициклическим комплексам с сохранением режима повышенных давлений на протяжении нескольких циклов. Редкометалльно-мусковитовые пегматитовые пояса формируются в метаморфических комплексах андалузит-силлиманитовых, дистен-андалузит-силлиманитовых фациальных серий [Соколов, Бушмин, 1978] или при проявлении нескольких этапов метаморфизма, протекающих в разных режимах.

Анализ материалов по метаморфическим комплексам, вмещающим наиболее известные слюдоносные пояса обеих формаций, показал, что

преобладающим типом являются комплексы с полиметаморфическим развитием. К одноактно метаморфизованным комплексам можно отнести только Мамско-Бодайбинский дистен-силлиманитового типа с поясом мусковитовых пегматитов и Хамардабанский метаморфический комплекс андалузит-силлиманитового типа с зональным поясом пегматитов редкометалльно-мусковитовой формации. Но именно в этих комплексах можно в наиболее чистом виде выявить влияние состава толщ, условий их метаморфизма и гранитизации на формирование гранитов и пегматитов.

В обоих случаях это синклинорные структуры, выполненные флишоидными толщами. Но в Мамском синклинории это более зрелые, преимущественно глинисто-карбонатные осадки, а в Утуликском синклинории Хамар-Дабана — существенно граувакковые песчано-глинистые отложения. Те и другие метаморфизованы в близком интервале температур 350—700 °С, но различаются по уровню общего и флюидного давления и характеру изменения последнего по профилю метаморфической зональности. По данным геобарометров в Хамардабанском поясе оно быстро снижается к низкотемпературным зонам, а в Мамском поясе уменьшается в высокотемпературных.

Более высокое флюидное давление в Мамско-Бодайбинском комплексе подтверждается как широкими полями устойчивости водосодержащих минералов и карбонатов, так и непосредственными замерами плотности жидких включений в минералах пегматитов и гнейсов. Глинисто-карбонатная слабопроницаемая толща с высоким содержанием H_2O и CO_2 сама является источником флюидов и препятствует их эвакуации. Сохраняющееся длительное время высокое флюидное давление представляется важнейшим фактором, обусловившим широкое развитие именно мусковитовых пегматитов. Оно характерно для всех процессов, преобразующих толщу: от зонального метаморфизма и мигматитизации с пегматоидными структурами до кристаллизации и послемагматического изменения собственно мусковитовых пегматитов.

Характернейшей чертой мусковитовой формации пегматитов является наличие плагиоклазовых пегматитовых тел и среди них — ранних, наиболее распространенных по периферии пояса продуктов первой стадии гранитизации — плагиомигматитов. Все более поздние образования — калишпатовые мигматиты, пегматоидные граниты и магматические двуполевошпатовые жилы секут их. Возможно, как и в Карелии, в Мамском поясе есть и магматические плагиопегматиты, но прямых доказательств этого — секущих взаимоотношений и расплавных включений — не найдено.

Второе специфическое образование в поясах мусковитовых пегматитов — пегматоидные граниты. Они являются продуктом калиевой стадии гранитизации с привносом К и Ва, перерастающей в анатексис. Их массивы располагаются вдоль зоны наибольшей интенсивности теплового потока. Пегматоидные структуры, присутствие магматического мусковита также свидетельствуют о высоком водном давлении, что подтверждается замерами плотности включений минералообразующих сред. Массивы пегматоидных гранитов сопровождаются жильной серией — магматическими двуполевошпатовыми пегматитами, образующими зональные относительно гранитов поля с увеличивающейся степенью дифференциации магматического материала к периферии, вплоть до появления отдельных редкометалльно-мусковитовых жил. Но и тут высокое флюидное давление угнетает процессы дифференциации — в мусковитовых поясах они выражены слабо. Наличие ранних плагиоклазовых пегматитов, двуполевошпатовых пегматитовых мигматитов, не имеющих четкой связи с гранитами, наложение на них магматической жильной серии приводят к очень сложной картине размещения пегматитов, в которой теряется отчетливая связь пегматитов с конкретными массивами гранитов. Но зональность отдельных полей и особенности геохимии — обогащенность барием пегматоидных гранитов и магматических пегматитов — свидетельствуют об их генетической связи.

При образовании анатектических расплавов, поглощающих воду из толщи и способствующих всплыванию центральной части синклинория, происходит некоторое снижение в породах $P_{общ}$ и P_{H_2O}. Одновременное действие снижающегося общего давления, и высокого давления углекислоты приводит к вскипанию расплавов с отделением значительных масс воды. Это еще одна важнейшая особенность гранито- и пегматитообразования в мусковитовых пегматитовых поясах. Именно эти отделившиеся растворы являются агентами последующего аллометасоматоза в пегматитах, гранитах и мигматитах, ведущего к формированию промышленных слюдоносных зон в жилах плагиоклазовых и двуполевошпатовых пегматитов, а также в плагиоклазовых и двуполевошпатовых гранитах. В качестве путей растворы используют тектонические зоны, чем и обусловлен тектонический контроль расположения узлов слюдоносных жил.

Образование анатектических мигматитов и гранитоидных расплавов в условиях более низкого общего и флюидного давлеяия в Хамардабанском поясе приводит к более глубокой и эффективной магматической дифференциации и гранитов, и особенно пегматитовой серии. Но они же являются причиной более ранней потери воды с быстрым спадом давления в низкотемпературных зонах, чему способствует и более высокая проницаемость вмещающей толщи. В результате в поясах редкометалльно-мусковитовых пегматитов отмечаются автометасоматические изменения пегматитовых тел, развивающихся в основном как закрытые системы.

В условиях обычных гранитных мигматитов более четко выражается зональность редкометалльно-мусковитовых поясов относительно гранитов или фронта гранитизации. Размещение дифференцированных порций пегматитовых расплавов контролируется термальным полем метаморфической зональности с ростом редкометалльности жил в направлении низкотемпературных зон.

Главным признаком слюдоносных поясов в метаморфических комплексах полициклического развития является возникновение пегматитов (или их переработка) в один из наложенных циклов метаморфизма, контролируемых, как правило, зонами дислокаций. Но и здесь при формировании собственно мусковитовых пегматитовых поясов необходимыми условиями являются сохранение высоких давлений на протяжении нескольких циклов и повышенное флюидное давление. При этом в Беломорском комплексе Балтийского щита флюидное давление было, вероятно, еще более высоким, чем в Мамском поясе. Возможно, этим обусловлено преобладание в Северной Карелии плагиоклазовых пегматитов, так как с ростом давления воды до 8—10 кбар состав гранитной эвтектики, к которой близки анатектические выплавки, смещается в плагиоклазовый угол [Luth, 1969].

Основной проблемой в этой ситуации является источник водных растворов, так как ранний этап метаморфизма протекал, как правило, в условиях гранулитовой фации, когда в породах не остается собственных водных минералов, необходимых для поддержвания высокого флюидного давления в грядущих циклах метаморфизма. Источником их могут служить либо гипотетические глубинные зоны Земли, либо погребенные под надвигами менее метаморфизованные и сохранившие воду толщи.

Метаморфические комплексы Аппалач рассмотрены в работе достаточно подробно не только потому, что являются регионом широкого развития слюдоносных пегматитовых поясов, но и потому, что последовательность их формирования изложена американскими авторами с позиций тектоники плит, что позволяет по-новому осмыслить причины проявления различной специализации пегматитов, в частности мусковитовых.

Все исследователи геологии Аппалач в той или иной мере признают их покровно-складчатое строение. Предполагается, что в нижнем палеозое, когда началось закрытие Проатлантического океана, на месте Аппалач происходила коллизия блоков осадочных толщ с выступами фундамента (края Североамериканской плиты) сначала с океанической, а за-

тем с Африканской континентальной плитой. Судя по крупной гравитационной ступени, северо-западная часть Аппалач представлена мощной (возросшей за счет надвигов) корой континентального типа. В юго-восточных поясах (Шарлоттский, Каролинский, Нью-Гэмпширский) мощность коры невелика, и известково-щелочные серии вулканитов и осадков являются эпсиматическими. По этой ступени В. С. Ранкин [Rankin, 1975] проводит границу плит. На северо-западе в рассмотренных нами зонах образовался пакет пластин, где неметаморфизованные, богатые водой и углекислотой осадки оказались погребенными под покровами кристаллических сланцев (см. рис. 2.5) [Cook et al., 1979]. В результате движения произошел разогрев, и мог идти метаморфизм пород с массовой дегидратацией пород автохтона. Это вызвало формирование зонального метаморфического комплекса с обратной прогрессивной зональностью в автохтоне и регрессивным метаморфизмом в аллохтоне в условиях высокого флюидного давления. Последнее условие и явилось причиной формирования в аллохтоне гранитогнейсовых куполов с пегматоидными гранитами и мусковитовых пегматитов.

В зонах, сопряженных с блоками утолщенной коры, характеризующихся эпсиматическим строением, обилием вулканитов и более основным составом толщ, образуются комплементарные метаморфические пояса более низких (первичных и (или) повторных циклов) давлений. В таких условиях при различных сочетаниях типов метаморфизма [Салье, 1983] формируются обычно пегматитовые пояса редкометалльно-мусковитового типа. О закономерности возникновения таких «парных» метаморфических поясов с различающимися геотермическими режимами и, главным образом, флюидным режимом, говорилось в работе В. А. Макрыгиной [1984]. Для Балтийского щита к такому же выводу пришли авторы книги «Основы металлогении...» [1984]: «Протогеосинклинальный этап ознаменовался, таким образом, образованием комплементарных метаморфических поясов, резко различающихся геотермическими режимами глубинного петрогенезиса, что особенно наглядно проявляется при сравнении эндогенных процессов Беломорского и Кольского блоков». (с. 251).

Таким образом, только комплексное исследование мегасистемы — геодинамической обстановки накопления осадочно-вулканогенных толщ с их химизмом, метаморфизма и гранитизации — со всей очевидностью показывает, что формирование пегматитов является закономерным процессом, завершающим процесс гранитизации. На химизм и специализацию пегматитов решающее влияние оказывают особенности предыдущего развития структуры. Наиболее явственно эти связи проявляются в пегматитовых поясах мусковитовой формации.

Вмещающими для пегматитовых поясов этого типа служат прежде всего толщи с высоким исходным содержанием Al, K, H_2O, CO_2. Их метаморфизм происходит в обстановке коллизии существенно осадочных плит земной коры или подстилания аллохтона любого состава толщами, богатыми H_2O, CO_2 и, возможно, калием. В результате либо экранирования, либо слабой проницаемости пластичных толщ создается и длительное время сохраняется высокое давление водно-углекислотного флюида. Без высокого P_{H_2O} невозможно существование мусковита в условиях высокой субфации амфиболитовой фации, а высокое P_{CO_2} на определенном этапе кристаллизации насыщенных водой анатектических расплавов вызывает отделение постмагматических флюидов, ответственных за образование крупноразмерного мусковита и широких ореолов метасоматических изменений вокруг слюдоносных жил.

Менее зрелый и более основной состав граувакковых толщ, вмещающих пояса редкометалльно-мусковитовых пегматитов, исходно беднее H_2O, CO_2, K, но богаче Na, Fe и Mg. Здесь при более низких давлениях флюида формируются более дифференцированные граниты и серии пегматитовых жил с редкометалльной и мусковитовой минерализацией.

Во всех случаях состав толщ, тектоника и метаморфизм в строго определенных сочетаниях создают те узкие рамки *PTX* условий, в которых формируются пегматитовые пояса мусковитовой и редкометалльно-мусковитовой формаций. Именно узкими рамками *PTX* параметров объясняется относительно малая распространенность промышленных слюдоносных пегматитов на фоне широкого развития гранитов и «простых» пегматитов.

По составу исходных расплавов пегматиты двух рассматриваемых формаций практически не отличаются от «простых» пегматитов. Своеобразием мусковитовых пегматитов являются ранние плагиоклазовые жилы и интенсивные аллометасоматические преобразования ранней щелочной и особенно стадии возрастающей кислотности.

Намного ярче выражены их геохимические особенности, связанные с повышенным общим и флюидным давлением. Первое способствует накоплению в решетках пегматитовых минералов барофильных элементов Ba, Sr и Pb. Второе препятствует дифференциации расплавов и закрепляет высокие содержания указанных элементов на всех стадиях кристаллизации и преобразования пегматитов. Конечно, по мере снижения температуры пегматитового процесса понижаются концентрации Ba и Sr и растут — Rb и Cs, но средний уровень содержаний барофилов в пегматитах и величина Ba/Rb отношения остаются наиболее высокими среди всех других пегматитовых формаций.

Отдельные мусковитовые пегматитовые пояса и поля по уровню содержаний бария как в зонах первичной кристаллизации, так и в минералах одноименных генераций могут сильно различаться. Увеличение концентраций бария коррелируется с ростом давления. Наиболее высокие значения характерны для минералов из пегматитов Букачанского поля Северного Прибайкалья, метаморфизм вмещающей толщи которого считается высокобарическим.

Редкометалльно-мусковитовые пояса, представляющие собой более маловодные системы, формирующиеся при более низком флюидном давлении, по поведению указанных элементов являются переходными к редкометалльной формации. В них в силу большей степени дифференциации расплавов для внутренних, ближайших к фронту гранитизации зон биотитовых и мусковитовых пегматитов характерны довольно высокие содержания Ba и Sr и типичные для мусковитовой формации величины Ba/Rb отношения и резкое падение их в периферических зонах, в редкометалльно-мусковитовых пегматитах.

Как и для всех гранитных пегматитов, наиболее контрастно ведут себя редкие щелочные и щелочно-земельные элементы. Изменения их концентраций и особенно отношений подчеркивают закономерное увеличение щелочности послемагматических растворов, максимум их кислотности, отражающейся в максимальных значениях отношения Li/Rb, и новое повышение щелочности растворов в конце процесса. Остальные группы малых элементов в зависимости от соотношения своих кислотно-основных свойств повторяют поведение указанных групп элементов, но с меньшей контрастностью. Содержания большинства из них, таких, как Nb, Ta, Sn, Be, РЗЭ, в мусковитовых пегматитах довольно низки и в большой мере зависят от количества неравномерно распределенных акцессорных минералов. Наиболее богат ими кварц-мусковитовый замещающий комплекс, для которого характерны повышенные содержания данных элементов.

Полевые шпаты, слюды, апатит, гранат, турмалин, берилл являются типоморфными минералами слюдоносных пегматитов, чутко реагирующими изменением своего состава на эволюцию термодинамических (T, P) и физико-химических (кислотность — щелочность) условий минералообразования. При аллометасоматическом характере послемагматических процессов главными факторами, определяющими состав минералов, являются исходные концентрации элементов, понижение температуры и

связанное с ним изменение pH растворов. При преобладании автометасоматических преобразований решающим становится фактор концентрирования элементов в остаточных растворах.

Поскольку расплавы, родоначальные для пегматитов, являются конечным продуктом ультраметаморфизма, источником материала для них служат метаморфические толщи. Поэтому уровни содержаний большинства элементов-примесей в пегматитах, по-видимому, определяются региональными геохимическими особенностями метаморфических комплексов. Так, для Мамского пояса характерны аномально высокие содержания Ba и Sr, большинство флишоидных толщ богато Li и B, что наследуется пегматитами. Сходны в пегматитах и метаморфитах и характеристики спектров редких земель. Там, где источник растворов, обеспечивающих повышенное давление флюида, предполагается внешним, какие-то элементы могут иметь ювенильное происхождение Например, повышенные концентрации урана в Карельских пегматитах должны иметь внешний источник, так как высокометаморфизованные породы рамы были обеднены ураном еще на этапе гранулитового метаморфизма. Гранитизация в комплексах с высоким флюидным давлением на этапе калишпатовой мигматизации требует привноса K (и изоморфных с ним Ba и Rb), так как происходит в области устойчивости слюд.

Важным является вопрос о возможности использования геохимических методов поисков мусковитовых пегматитов. С одной стороны, благодаря аллометасоматозу, метасоматические изменения вмещающих пород около слюдоносных жил широки. Но вследствие особенностей геохимии мусковитовых пегматитов (низкие концентрации редких элементов) аномалии Rb и Ba, характерные для них, малоконтрастны. Поэтому для успешных поисков необходимо применение комплексного петрографо-геохимического метода изучения ореолов, а также комплексирование этого метода с геофизическими и структурно-геологическими. Во многих случаях возможно использование дополнительно декрепитационного метода обнаружения ореолов.

Результаты изучения околожильных ореолов (минеральных и элементных) приводят к однозначному выводу о том, что они генетически тесно связаны с процессами преобразований в пегматитах на послемагматическом этапе под воздействием аллометасоматических растворов. Стадийность формирования ореолов полностью аналогична стадийности послемагматических процессов в пегматитовых телах. Около пегматитовых тел, не испытавших послемагматических преобразований (в первую очередь — процесса мусковитообразования), околожильные ореолы отсутствуют. Особенности строения ореолов измененных пород, элементный состав и контрастность тесно связанных с ними геохимических аномалий элементов-индикаторов определяются как составом вмещающих пород, так и типом пегматитов. Наиболее мощные и контрастные ореолы с широким набором элементов-индикаторов (Li, Rb, Cs, Ba, Pb, иногда B, Be, РЗЭ) свойственны двуполевошпатовым слюдоносным жилам, испытавшим интенсивные минеральные преобразования на всех стадиях — ранней щелочной, возрастания кислотности и максимальной кислотности. Около плагиоклазовых пегматитов, для которых наиболее характерна стадия возрастания кислотности, а ранняя щелочная стадия обычно не проявлена, размеры и контрастность ореолов, как правило, значительно ниже. Выделяются три способа формирования ореолов: диффузионный, инфильтрационный и комбинированный диффузионно-инфильтрационный. Последний тип ореолов, формирующихся в результате привноса элементов послемагматическими растворами и перераспределения вещества между пегматитами и вмещающими их породами, резко преобладает.

Внедрение противозатратных экономических стимулов в поисково-разведочные работы на мусковит будет способствовать более широкому применению дешевых и достаточно надежных петрографо-геохимических методов поиска и оценки пегматитовых тел.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александрова Н. И., Соколов С. В. Разнофазность включений как показатель гетерогенности пегматитообразующих систем: (на примере включений в берилле слюдяных пегматитов) // Термометрия и геохимия рудообразующих флюидов (по включениям в минералах): Тез. докл. VII Всесоюз. совещания.— Львов, 1985.— С. 13—14.

Альтгаузен М. Н. Канское месторождение пегматитов // Пегматиты СССР.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936.— Т. 1.— С. 53—265.

Андреев В. Н. Генетические типы слюдоносных пегматитов Чуйского мусковитоносного района // Петрография и минералогия месторождений перлита, керамического сырья и слюды.— М.: Изд-во АН СССР, 1969.— С. 47—60.

Афонина Г. Г., Макагон В. М., Шмакин Б. М. Барий- и рубидийсодержащие калиевые полевые шпаты.— Новосибирск: Наука. Сибирское отд-ние, 1978.— 112 с.

Базаров Л. Ш. Изменение температуры и давления в процессе формирования флюоритоносного пегматита // Докл. АН СССР.— 1965.— Т. 165, № 4.— С. 915—918.

Базаров Л. Ш., Моторина И. В. Физико-химические условия формирования редкометалльных натро-литиевых пегматитов // Там же.— 1969.— Т. 188, № 1.— С. 194—198.

Бакуменко И. Т. Закономерные кварц-полевошпатовые срастания в пегматитах и их генезис.— М.: Наука, 1966.— 172 с.

Бакуменко И. Т., Косухин О. Н. О магматическом этапе пегматитового процесса // Докл. АН СССР.— 1976.— Т. 231, № 2.— С. 430—433.

Бакшеев С. А., Карпов И. К. Расчет P — T параметров метаморфизма методом минимизации свободной энергии Гиббса // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 277, № 4.— С. 936—938.

Барсанов Г. П., Яковлева М. Е. О турмалине шерлового состава // Новые данные о минералах СССР.— М.: Наука, 1965.— С. 3—44.

Барт Т. Ф., Рейтан П. Докембрий Норвегии // Докембрий Скандинавии.— М.: Мир, 1967.— С. 47—97.

Беломорский комплекс Северной Карелии и Юго-Запада Кольского полуострова: (Геология и пегматитоносность)/К. А. Шуркин, Н. В. Горлов, М. Е. Салье, В. Л. Дук, Ю. В. Никитин.— М.; Л.: Наука, 1962.— 305 с.

Бескровный Н. С., Баранова Т. Э. О нефтяных битумах в пегматитах и карбонатитах // Докл. АН СССР.— 1963.— Т. 149, № 4.— С. 918—921.

Бибикова Е. В., Сумин Л. В., Кирнозова Т. И., Грачева Т. В. Последовательность геологических событий в пределах Шарыжалгайского блока: (Pb — Pb метод датирования). // Геохимия.— 1981.— № 11.— С. 1652—1662.

Богатиков О. А., Косарева Л. В., Шарков Е. В. Средние химические составы магматических горных пород.— М.: Недра, 1987.— 153 с.

Боголюбов А. Н., Загоскин В. А., Куфтырева В. А. и др. Применение геофизических и геохимических методов при поисках и разведке месторождений мусковита // Вопросы геол. поисков и разведки мусковитовых пегматитов.— М.: Недра, 1971.— С. 101—108.

Боровиков П. П., Игнатьева Т. С. К вопросу о геохимии гранитных пегматитов Карело-Кольского региона // Тр. Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР.— Петрозаводск, 1969.— Вып. 4.— С. 124—133.

Бороденков А. Г., Риле Г. В., Рыцк Е. Ю. Геолого-петрологические аспекты соотношения толщ регионально метаморфизованных пород Северного Прибайкалья // Закономерности метамагматизма, метасоматизма и метаморфизма.— М.: Наука, 1987.— С. 136—159.

Бунтин Г. Н. К вопросу о классификации пегматитов Чупы // Уч. зап. Ленингр. ун-та. Сер. геол.-почв.-геогр. наук.— 1937а.— № 16, вып. 4.— С. 56—79.

Бунтин Г. Н. Пегматиты Кемского района.— Л.: ОНТИ, 1937б.— 90 с.

Бурмин Ю. А., Зверев В. Л. Абсолютная геохронология Мугоджар // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1969.— № 8.— С. 33—39.

Бутвин В. В. Пегматоидные граниты мамско-оронского комплекса // Сов. геология.— 1988.— № 9.— С. 89—94.

Бутвин В. В., Скоробогатова Т. В. Изменение химизма и температуры образования мусковита в жилах зональных пегматитовых полей // Геология и геофизика.— 1984.— № 4.— С. 129—133.

Бушев А. Г. Гранитоиды мамско-оронского комплекса и связь их с пегматитами // Слюдяные пегматиты.— М.: Недра, 1974.— С. 7—15.

Бушев А. Г. Связь мусковитовых пегматитов с гранитоидами // Мусковитовые пегматиты СССР.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975.— С. 77—81.

Вахромеев Г. С., Давиденко А. Ю., Загорский В. Е., Макагон В. М. Геофизические и геохимические методы поисков редкометалльных пегматитов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— 120 с.

Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963.— 225 с.

Вернадский В. И. Очерки геохимии.— Л.; М.: ОНТИ, 1934.— 210 с.

Ветрин В. Р. Граниты и пегматиты Стрельнинского слюдоносного района // Очерки по петрологии, минералогии и геохимии гранитоидов Кольского полуострова.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1968.— С. 144—178.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия.— 1962.— № 7.— С. 555—571.

Власов К. А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их текстурно-парагенетические типы // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1961.— № 1.— С. 8—29.

Внутреннее строение гранитных пегматитов/Е. Н. Камерон, Р. Г. Джанс, К. Мак-Нейр и др.— М.: Изд-во иностр. лит., 1951.— 145 с.

Вовк П. К., Возняк Д. К. Сложные включения CO_2 в кристаллах альбита // Изучение геохимии глубинных растворов по углеродсодержащим реликтам и парагенезисам минералов.— Киев: Наук. думка, 1967.— С. 82—87.

Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова П. И. и др. Геохронология Енисейского кряжа // Докл. сов. геол. XXII сесс. МГК; Проблемы абсолютного возраста геологических формаций.— М.: Наука, 1964.— С. 108—127.

Володичев О. И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов: (на примере беломорского комплекса).— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975.— 170 с.

Вопросы геологии и генезиса пегматитов // Геология месторождений редких элементов.— М.: Недра. 1964. Вып. 22.— 135 с.

Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры/Под ред. Ю. М. Соколова.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1982.— 232 с.

Габов Н. Ф., Картавченко В. Г. Метаморфизованная олистострома и ее соотношения с докембрийскими офиолитами в Северном Прибайкалье // Петрология и минералогия базитов Сибири.— М.: Наука.— 1984.— С. 18—35.

Геологические факторы контроля слюдоносных пегматитов.— Л.: Недра, 1972.— 335 с.

Геология и пегматитоносность Беломорид.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1985.— 248 с.

Геология и экономика месторождений редких элементов государств Индии и Шри-Ланка/С. Е. Колотухина, В. М. Моралев, Г. А. Топунова и др.— М.: Наука, 1975.— 152 с.

Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления/Под ред. М. М. Мануйловой.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1968.— 328 с.

Герлинг Э. К., Артемов Ю. М. Абсолютная геохронология южных и центральных районов Енисейского кряжа // Геохимия.— 1964.— № 7.— С. 610—622.

Гинзбург А. И. К вопросу о химическом составе берилла // Тр. Минералог. музея АН СССР.— 1955.— Вып. 7.— С. 12—55.

Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов // Геология руд. месторождений.— 1960.— Т. 2, № 1.— С. 45—54.

Гинзбург А. И., Тимофеев И. Н., Фельдман Л. Г. Основы геологии гранитных пегматитов.— М.: Недра, 1979.— 296 с.

Глебов М. П. Минералого-геохимические особенности мусковитовых пегматитов Гутаро-Бирюсинского района: (Восточный Саян): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Иркутск, 1969.— 24 с.

Глебов М. П. Закономерности распределения элементов-примесей в минералах мусковитовых пегматитов Гутаро-Бирюсинского района // Геохимия пегматитов Восточной Сибири.— М.: Наука, 1971.— С. 112—133.

Глебов М. П., Шмакин Б. М. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов Гутаро-Бирюсинского района // Ежегодник СибГЕОХИ. 1968.— Иркутск, 1969.— С. 137—141.

Гордиенко В. В. Факторы геохимической специализации гранитных пегматитов и металлогенические типы пегматитовых провинций // Зап. Всес. минерал. о-ва.— 1974.— Ч. 103, вып. 1.— С. 34—42.

Гордиенко В. В., Кривовичев В. Г. Может ли служить Ba — Rb отношение в минералах индикатором глубинности минералообразования? // Зап. ВМО.— 1978.— Ч. 107, вып. 4.

Гордиенко В. В., Кривовичев В. Г., Сырицо Л. Ф. Метасоматиты пегматитовых полей.— Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1987.— 213 с.

Григорьев П. К. Слюдяные пегматиты Северной Карелии // Слюды СССР.— Л.; М.: ОНТИ.— 1937.— С. 159—191.

Гродницкий Л. Л. Структурно-минералогическая классификация пегматитов Северной Карелии: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Л., 1971.— 27 с.

Гродницкий Л. Л. Гранитные пегматиты Балтийского щита.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1982.— 295 с.

Гродницкий Л. Л., Полин А. К. *Пегматиты Северной Карелии и их ореолы.*— Петрозаводск: Тр. Ин-та геологии Карел. ФАН СССР.— 1975.— Вып. 23.— 227 с.
Гродницкий Л. Л., Ручьев А. М., Крохин А. И. Лоушское пегматитовое поле.— Петрозаводск: Карелия, 1985.— 177 с.
Давиденко И. В. Кислотно-основное взаимодействие силикатов: (на примере слюдоносных пегматитов Кольского полуострова) // Природа и хозяйство Севера.— Апатиты, 1968.— Вып. 1.— С. 147—156.
Даминова А. М. Геологическое строение Центрального Таймыра // Изв. вузов. Сер. геология и разведка.— 1958.— № 3.— С. 3—19.
Дворкин-Самарский В. А. *Мамские гранитные пегматиты и их слюдоносность* // Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР.— Сер. геол., 1961.— Вып. 16.— С. 171—233.
Дворкин-Самарский В. А. Генезис и закономерности пространственного размещения *редкоземельных пегматитов одного из районов Сибири* // Геология и геофизика.— 1962.— № 4.— С. 21—23.
Дворкин-Самарский В. А., Козулина И. М. Контактовые изменения и особенности *преобразования ксенолитов в слюдоносных пегматитах* // Зап. Вост.-Сиб. отд. ВМО.— 1960.— Вып. 2.— С. 117—127.
Дибров В. Е. Геология центральной части Восточного Саяна.— М.: Недра, 1964.— 356 с.
Долгов Ю. А. Вопросы генезиса пегматитов по материалам изучения флюидов в минералах // Минералогия и генезис пегматитов.— М.: Недра, 1965.— С. 207—214.
Долгов Ю. А. *Давления и температуры в процессе формирования камерных пегматитов* // Докл. АН СССР.— 1968.— Т. 178, № 5.— С. 1171—1174.
Долгов Ю. А., Макагон В. М., Соболев В. С. Жидкие включения в дистене метаморфических пород и пегматитов Мамского района // Там же.— 1967.— Т. 175, № 2.— С. 444—447.
Дольник Т. А., Станевич А. М., Файзулина З. Х. О возрасте докембрийских отложений Бодайбинского района // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири.— М.: Наука, 1986.— С. 38—50.
Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов.— Харьков: Изд-во ун-та, 1950.— 460 с.
Ермаков Н. П. Термометрия глубинных процессов минералообразования // Минералогическая термометрия и барометрия.— М.: Наука, 1965.— С. 7—23.
Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия.— М.: Недра, 1979.— 271 с.
Забияка В. И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра.— Красноярск: Кн. изд-во, 1974.— 128 с.
Завалишин М. А., Чесноков В. Н. Минеральная зональность Мамского пегматитового поля и ее природа // Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы.— М.: Недра, 1971.— С. 13—18.
Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами // Зап. ВМО.— 1947.— Ч. 76, вып. 1.— С. 37—50.
Загорский В. Е. К количественной оценке минеральных изменений и геохимических аномалий в ореолах мусковитовых пегматитов (Мамский район) // Геология и геофизика.— 1973а.— № 2.— С. 56—65.
Загорский В. Е. Новые данные об ореолах измененных пород и геохимических аномалиях вокруг мусковитовых пегматитов: (Мамский район) // Тез. Всесоюз. теоретический конференции «Геология и генезис мусковитовых пегматитов».— Л., 1973б.
Загорский В. Е. Особенности ореолов измененных пород и геохимических аномалий в связи с поисками и оценкой мусковитовых пегматитов разных типов в Мамском районе: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Иркутск, 1973в.— 23 с.
Загорский В. Е. Ореолы измененных пород и геохимические аномалии вблизи зон насыщения вмещающих пород послемагматическими кварц-мусковит-плагиоклазовыми линзами замещения // Ежегодник СибГЕОХИ.— 1972.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973.— С. 223—226.
Загорский В. Е., Воробьев В. Е., Соловарова Г. П. Особенности экзоконтактовых изменений и первичных ореолов рассеяния пегматитов на одном из участков Слюдянского месторождения: (Мамский район) // Геохимия пегматитов Восточной Сибири.— М.: Недра, 1971.— С. 206—219.
Загоскин В. А., Тестов В. И., Загоскина Е. И., Шиманский А. А. К вопросу о возможностях биогеохимического метода для поисков слюдоносных пегматитов // Вопросы геологии, поисков и разведки мусковитоносных пегматитов.— М.: Недра, 1971.— С. 115—118.
Захаров Ю. И. Полиметаллогеническая специализация пегматитов севера Центрального Таймыра в связи с условиями их образования // Геология и рудоносность Таймыро-Североземельской складчатой области.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние.— 1979.— С. 51—65.
Знаменский Е. Б., Макагон В. М., Макагон Л. Д., Шмакин Б. М. Титан, ниобий, тантал, цирконий и гафний в слюдах мусковитовых пегматитов: (Мамский район) // Геохимия пегматитов Восточной Сибири.— М.: Наука, 1971.— С. 134—141.
Зорин Б. И. Применение термометрических методов исследования минералов при поисках и промышленной оценке слюдоносных пегматитов: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— М., 1975.— 24 с.

Иванов А. Н., Шмакин Б. М. Эволюция пегматитообразования в регионах с многоэтапным гранитоидным магматизмом.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— 175 с.

Иванов Г. В. Тектоника и время образования Мамских слюдоносных пегматитовых жил // Тектоника Сибирской платформы и смежных областей.— Иркутск, 1971.— С. 225—270.

Ивенсен Ю. П. Особенности геологии и вещественного состава гранитных пегматитов // Докл. сов. геол. XXI сесс. МГК: Минералогия и генезис пегматитов.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— С. 29—38.

Иовчев Э. С., Культиасов С. В., Пятнов В. И. Хлопинит в пегматитах Заганского хребта // Минеральное сырье.— 1937.— № 9.— С. 6—15.

Йодер Х. С., Стюарт Д. Б., Смит Дж. Р. Тройные полевые шпаты // Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии.— М.: Изд-во иностр. лит., 1963.— С. 330—345.

Кадик А. А. Физико-химические условия, определяющие поведение воды и углекислоты в магмах основного и кислого состава при их движении к поверхности Земли: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук.— М., 1973.— 61 с.

Кадик А. А., Луканин О. А. Поведение воды и углекислоты в магматических процессах, определяемое их растворимостью // Геохимия.— 1973.— № 2.— С. 163—180.

Каменцев И. Е. О влиянии температуры кристаллизации на вхождение примеси алюминия в структуру природного кварца // Там же.— 1965.— № 3.— С. 366—368.

Камерон Е. Н., Джанс Р. Г., Мак Нейр А. Г., Пейдж Л. Р. Внутреннее строение гранитных пегматитов.— М.: Иностр. лит., 1951.— 144 с.

Карпов И. К., Другов Г. М. О метаморфической зональности вмещающих пород Мамского пегматитового поля // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1966.— № 5.— С. 89—95.

Карпов И. К. Применение термодинамических расчетов к анализу минеральных равновесий в мамских пегматитах // Геология и геофизика.— 1965.— № 10.— С. 97—105.

Карский Б. Е., Зорин Б. И. Применение геохимических методов при изучении контактовых изменений в мамских слюдоносных пегматитах // Вопросы геологии, поисков и разведки мусковитовых пегматитов.— М.: Недра, 1971.— С. 109—115.

Карский Б. Е., Зорин Б. И., Девятов В. Е. Об использовании карт декрептофонических аномалий при поисках мусковитовых пегматитов: (Мамский район) // Геология и генезис мусковитовых пегматитов: Тез. совещания.— Л.: Изд-во ОГГГ АН СССР, 1973.— С. 126—127.

Карский Б. Е., Зорин Б. И., Фортунатов С. П. Исследование структурных разновидностей мамских слюдоносных пегматитов методом декрепитации // Изв. вузов. Сер. геология и разведка.— 1974.— № 3.— С. 43—51.

Карский Б. Е., Фортунатов С. П., Зорин Б. И. О температурной зональности слюдоносных пегматитовых жил Карело-Кольского и Мамско-Чуйского регионов // Там же.— 1980.— № 4.— С. 57—61.

Картавченко В. Г. Структурная эволюция метаморфических комплексов Олокитской зоны: (Северное Прибайкалье): Автореф. дис. ... канд. геол-мин. наук.— Новосибирск, 1987.— 17 с.

Кинг Ф. Докембрийская геология США.— М.: Мир, 1972.— 299 с.

Клитин К. А., Павлова Т. Г. Офиолитовый комплекс Байкальской складчатой области // Докл. АН СССР.— 1974.— Т. 215.— № 2.— С. 415—416.

Козаков И. К., Митрофанов Ф. П., Зайцев Н. С. и др. Мусковитовые пегматиты Монгольского Алтая // Геология и генезис пегматитов.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1983.— С. 225—235.

Колесникова А. М. О некоторых химических изменениях глиноземистых гнейсов на контактах со слюдоносными пегматитовыми жилами // Изв. Карельского и Кольского фил. АН СССР.— 1958.— № 5.— С. 49—61.

Колотухина С. Е., Клаповская Л. И., Рожанец А. В. Геология и экономика месторождений редких элементов Австралии.— М.: Наука, 1974.— 248 с.

Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири // Слюды СССР.— Л.; М.: ОНТИ, 1937.— С. 93—114.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— С. 335—453.

Коржинский Д. С. Режим кислотности при магматических процессах // Докл. сов. геол. XXII сесс. МГК: Проблемы генезиса руд.— М.: Наука, 1964.— С. 9—18.

Кориковский С. П., Федоровский В. С. Ранний докембрий Патомского нагорья.— М.: Наука, 1980.— 300 с.

Костик И. Е., Миловский А. В., Федоров В. И. Мусковитовые пегматиты Мугоджар // Мусковитовые пегматиты СССР.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975.— С. 218—223.

Костылева Е. Е., Лабунцов В. А. Изучение растрескивания кварца и универсальный усилитель-регистратор растрескивания // Тр. ВНИИП.— 1968.— Т. 11, вып. 2.— С. 19—31.

Косухин О. Н., Бакуменко И. Т., Чупин В. П. Магматический этап формирования гранитных пегматитов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 136 с.

Кочнев А. П., Кочмарев Д. Ф., Воробьев В. Е. и др. О некоторых разновидностях метасоматитов Мамской кристаллической полосы // Мат. конференции молодых научных сотрудников.— Иркутск, 1968.— С. 16—23.

Кочнев А. П., Черемных В. А., Загорский В. Е. О *происхождении и геохимической* эволюции пегматитов Мамской слюдоносной провинции // Геохимия пегматитов Восточной Сибири.— М.: Наука, 1971.— С. 21—47.

Кремляков И. И. Структурно-тектонические условия формирования мусковитоносных пегматитов одного из месторождений Мамско-Чуйского района // Геология и *полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья.*— Иркутск, 1966.— С. 214—219.

Куфтырева В. А. Контактовые ореолы слюдоносных пегматитов // Мат. II конференции по околорудному метасоматизму.— Л., 1966.— С. 224—225.

Куфтырева В. А. Петрография и геохимические особенности экзоконтактовых изменений пегматитов Мамского слюдоносного района // Геохимия редких элементов в изверженных горных породах.— М.: Наука, 1964.— С. 99—123.

Лебедев В. И. Минералогическое описание пегматитовой жилы *Кривое озеро* // К минералогии постмагматических процессов.— Л., 1959.— С. 73—118.

Левашев Г. Б., Малков И. И. О формах нахождения олова в мусковите и биотите // Докл. АН СССР.— 1973.— Т. 209, № 5.— С. 1197—1200.

Левицкий В. В., Одинцова И. В. Новые данные о формационном типе и соотношении вулканитов муйской серии с патомской серией *Байкальской области* // *Там же.*— 1986.— Т. 288, № 2.— С. 441—444.

Леммлейн Г. Г. О соотношении современного и первоначального объемов жидких включений в минералах // Там же.— 1950.— Т. 72, № 4.— С. 775—778.

Леонова В. А. Некоторые вопросы геохимии и генезиса пегматитовых жил Чупы: *(Северная Карелия)* // Зап. *ВМО.— 1965.*— Ч. 94, вып. 3.— С. 272—287.

Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов.— М.: Недра, 1972.— 200 с.

Макагон В. М. Жидкие включения в минералах слюдоносных пегматитов Мамского района // Тез. III Всесоюз. совещ. по минералогической термобарометрии и геохимии *глубинных рудообразующих растворов.*— М., *1968.*— С. 135—136.

Макагон В. М. Физико-химические условия и геохимические особенности гранитовидных пегматитов Мамского района: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Новосибирск, 1970.— 22 с.

Макагон В. М. О температурах образования и послемагматического изменения слюдо*носных пегматитов Мамского района: (по данным различных геотермометров)* // Геохимия пегматитов Восточной Сибири.— М.: Наука, 1971.— С. 48—71.

Макагон В. М. Особенности физико-химических условий формирования мусковитовых и редкометалльных пегматитов Восточной Сибири // Междунар. ассоциация по генезису рудных месторождений. IV симпозиум, Варна, 1974: Тез. докл.— *София*, 1974.— С. 258—259.

Макагон В. М. Пегматоидные граниты зон регионального метаморфизма высоких давлений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 205 с.

Макагон В. М., Кузьмина Т. М. Новый тип первичных включений минералообразующей среды в берилле мусковитовых пегматитов // Вопросы минералогии и геохимии *пегматитов Восточной Сибири.*— Иркутск, 1976.— С. 90—97.

Макагон В. М., Кузьмина Т. М. Об условиях образования берилла в мусковитовых пегматитах Восточной Сибири // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов: Тез. докл. VII Всесоюз. совещ.— Львов, 1985.— Ч. 2.— С. 11—13.

Макагон В. М., Макрыгина В. А., Петров Б. В. Режим летучих при метаморфизме — *главная причина образования мусковитовых пегматитов* // *Мусковитовые пегматиты СССР.*— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975.— С. 72—76.

Макагон В. М., Таусон Л. С., Кузьмина Т. М. Физико-химические условия формирования пегматитов с различной рудной специализацией в Восточной Сибири // Термобарогеохимия и рудогенез: Матер. VI Всес. совещ. по термобарогеохимии.— Владивосток: ДВНЦ, 1980.— С. 37—40.

Макагон В. М., Шмакин Б. М. Геохимия главных формаций гранитных пегматитов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988.— 210 с.

Макагон В. М., Шмакин Б. М., Каширин К. Ф. Особенности геохимии гранитовидных пегматитов и гнейсогранитов Мамского района // Геология и геофизика.— 1969.— № 2.— С. 34—41.

Макиевский С. И. О связи слюдоносных пегматитов с гранитными интрузиями и вмещающими их породами // Изв. Карельского и Кольского фил. АН СССР.— 1958.— № 2.— С. 16—22.

Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 199 с.

Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений в связи с пегматитообразованием // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук.— Иркутск, 1984.— 49 с.

Макрыгина В. А. Связь типов метаморфизма с определенными геологическими формациями и их геотектоническим положением // Докл. АН СССР.— 1988.— Т. 299, № 1.— С. 202—205.

Макрыгина В. А., Бобров В. А. Геохимические особенности гранитоидов Северного Прибайкалья // Редкоземельные элементы в эндогенных процессах.— Новосибирск, 1988.— С. 73—88.

Макрыгина В. А., Сандимирова Г. П., Николаев В. М., Плюснин Г. С. Rb—Sr возраст пород хамардабанского метаморфического комплекса (Юго-Западное Прибайкалье) // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза.— М.: Наука, 1987.— С. 184—195.

Махлаев Л. В. Изолитогенные гранитные ряды.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987.— 155 с.

Махлаев Л. В., Коробова Н. И. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра.— Красноярск: Кн. изд-во, 1972.— 130 с.

Мельников Е. П., Кейльман Г. А., Соколов Ю. М., Мельникова Н. И. Филогенез мусковитовых месторождений Урала // Мусковитовые пегматиты СССР.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975.— С. 214—218.

Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов.— М.: Мир, 1971.— 327 с.

Метаморфические пояса СССР/В. А. Глебовицкий, К. О. Кратц, Л. П. Бондаренко и др.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975.— 294 с.

Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах/ В. А. Глебовицкий, Т. Ф. Зингер, И. К. Козаков и др.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1984.— 312 с.

Миловский А. В. О развитии кварц-мусковитового комплекса в слюдоносных пегматитах и вмещающих их породах // Зап. ВМО.— 1962.— Ч. 91, вып. 3.— С. 360—362.

Миловский А. В., Зыков С. И., Ступникова Н. И. Абсолютный возраст пегматитов Бирюсы (Восточный Саян) // Геохимия.— 1965.— № 1.— С. 105—108.

Мишарев Д. Т., Амеландов А. С., Захарченко А. И., Смирнова В. С. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность северо-западного Беломорья // Тр. ВСЕГЕИ.— Л., 1960.— 112 с.

Мораховский В. Н. Слюдоносные гранит-пегматиты Мамско-Чуйского района: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Л., 1966.— 22 с.

Москалюк А. А. Определение состава минералообразующих растворов методом водных вытяжек из включений.— Л.: ВСЕГЕИ, 1973.— 80 с.

Наливкин А. Б., Карелина И. Н. Минералогические критерии оценки слюдоносных пегматитов.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1982.— 136 с.

Недумов И. Б. Магматизм и пегматитообразование.— М.: Наука, 1975.— 235 с.

Неелов А. Н., Кудрявцев В. А., Харитонов А. Л. Мусковитовые пегматиты Олекминской и Джугджуро-Становой складчатых областей // Мусковитовые пегматиты СССР.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975.— С. 242—249.

Немеров В. К. Геохимические черты эволюции условий накопления позднедокембрийских толщ Байкало-Патомского нагорья // Докл. АН СССР.— 1988.— Т. 298, № 6.— С. 1446—1449.

Никаноров А. С. Гранитные пегматиты: (проблемы генезиса и эволюции).— М.: Недра, 1979.— 168 с.

Никаноров А. С., Михайлов И. И. О температурах образования крупнокристаллического мусковита в слюдоносных пегматитах // Зап. ВМО.— 1964.— Ч. 93, вып. 3.— С. 273—280.

Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах // Зап. Ленингр. горного ин-та.— 1952.— Т. 22, вып. 2.— С. 107—157.

Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов // Там же.— 1955.— Т. 30, вып. 2.— С. 44—116.

Никитин В. Д. К дискуссии о влиянии вмещающих пород на тип минерализации эндогенных месторождений // Зап. ВМО.— 1959.— Ч. 88, вып. 5.— С. 604—609.

Никитин В. Д., Рундквист Д. В. Влияние динамики тектонических движений на процессы гидротермального минералообразования // Там же.— 1967.— Ч. 96, вып. 5.— С. 597—607.

Основы металлогении метаморфических поясов докембрия.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1984.— 340 с.

Пегматиты СССР.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936.— Т. 1.— 336 с.

Пекки А. С. О слюдоносных пегматитах Приладожья // Геология слюдяных месторождений Карелии и Кольского полуострова, методика их разведки и промышленное использование слюды.— Петрозаводск: Карельск. кн. изд-во, 1969.— С. 67—72.

Перчук Л. Л. Биотит-гранатовый геотермометр // Докл. АН СССР.— 1967.— Т. 177, № 2.— С. 411—414.

Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 342 с.

Петров Б. В., Развозжаева Э. А., Макрыгина В. А. Поведение летучих компонентов в процессе регионального метаморфизма верхнепротерозойских пород Патомского нагорья // Геохимия.— 1972.— № 3.— С. 370—377.

Петровская Н. В. Гиганто-мигматитовый тип пегматитов Мамско-Витимского слюдоносного района.— Свердловск; М.: ОНТИ, 1937.— 76 с.

Петровская Н. В. Пегматиты Мамско-Витимского слюдоносного района // Пегматиты СССР.— Львов: Изд-во АН СССР, 1941.— Т. 3.— С. 83—190.

Покровский С. Д., Ракицкий Б. Н. Геохимические поиски по гипергенным ореолам рассеяния // Разведка и охрана недр.— 1971.— № 10.— С. 21—26.

Полин А. К. Ореолы увеличения декрепитационной активности кварца, полевошпато-

вой и кварцево-полевошпатовой фракций гнейсов как поисковый признак слюдоносных пегматитов // Минералогия и геохимия докембрия Карелии.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1971.— С. 36—42.

Поля редкометалльных гранитных пегматитов: (геохимическая специализация и закономерности размещения).— М.: Наука, 1976.— 332 с.

Пономарева Н. И. Сравнительная характеристика состава газово-жидких включений в кварце пегматитов Северной Карелии // Геол. рудн. месторожд.— 1980.— Т. 22, № 2.— С. 18—26.

Пушкарев Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И. Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1978.— 135 с.

Пушкарев Ю. Д., Шуркин К. А. Особенности строения зоны сочленения карелид и беломорид и морфологические типы бластомилонитов // Деформации и структуры докембрийских толщ.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1967.— С. 74—84.

Равич М. Г. Докембрий Таймыра.— Л.: Водтрансиздат, 1954.— 312 с.

Рао Малиредди, Гордиенко В. В. О псевдоморфозах мусковита по турмалину в слюдоносных пегматитах Северной Карелии // Минералогия и геохимия.— 1968.— Вып. 3.— С. 27—36.

Рейф Ф. Г. Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных массивов Восточного Забайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 87 с.

Рёддер Э. Флюидные включения в минералах.— М.: Мир, 1987.— Т. 2.— 632 с.

Родионов Г. Г. Закономерности размещения пегматитовых полей в Саяно-Становой области Сибири // Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон.— Киев, 1960.— Ч. 1.— С. 219—227.

Родионов Г. Г. Классификация пегматитов и особенности процесса пегматитообразования // Вопросы геологии и генезиса пегматитов.— М.: Недра, 1964.— С. 82—114.— (Геология месторождений редких элементов; Вып. 22).

Родионов Г. Г. Формации слюдоносных и редкометалльных пегматитов // Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых.— М.: Недра, 1977.— С. 65—109.

Родионов Г. Г., Бушев А. Г., Калугин Е. Н. Особенности пегматитов, вызываемые условиями образования // Геология руд. месторождений.— 1972.— Т. 14, № 6.— С. 17—28.

Родионов Г. Г., Калугин Е. Н., Баландина Л. И., Петрова Н. С. О природе и соотношениях графических и блоковых пегматитов // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1973.— № 8.— С. 28—37.

Россовский Л. Н., Коноваленко С. И. О Южно-Азиатском пегматитовом поясе // Докл. АН СССР.— 1976.— Т. 229, № 3.— С. 695—698.

Руденко С. А., Романов В. А., Мораховский В. Н. и др. Условия образования и закономерности размещения мусковитовых объектов Северо-Байкальской мусковитовой провинции и некоторые общие вопросы становления пегматитов // Мусковитовые пегматиты СССР.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975.— С. 174—182.

Рудоносные формации докембрия Восточной Африки/Е. А. Долгинов, И. В. Давиденко, Р. В. Разваляев и др.— М.: Недра, 1979.— 171 с.

Рыцк Ю. Е. Роль тектоники в формировании слюдоносных пегматитов: (Мамский район Восточной Сибири, Карело-Кольский район Северо-Запада СССР) // Докл. сов. геол. XXII сесс. МГК: Минералогия и генезис пегматитов.— М.: Недра, 1965.— С. 71—79.

Рябчиков И. Д. *Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов.*— М.: Наука, 1965.— 220 с.

Рябчиков И. Д., Соловьева Б. А. К геохимии рубидия и лития в слюдоносных пегматитах Северной Карелии // Геохимия.— 1961.— № 4.— С. 316—323.

Салье М. Е. Металлогенические формации пегматитов восточной части Балтийского щита // Мусковитовые пегматиты СССР.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975.— С. 15—36.

Салье М. Е. Регрессивный метаморфизм — главная фаза рудогенеза при пегматитообразовании // Геология и генезис пегматитов.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1983.— С. 30—59.

Салье М. Е., Глебовицкий В. А. Металлогеническая специализация пегматитов восточной части Балтийского щита.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1976.— 188 с.

Сапожникова Л. Н. Типоморфизм графического пегматита слюдоносной формации // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1985.— № 11.— С. 90—96.

Сапожникова Л. Н. Типы плагиоклазовых слюдоносных пегматитов Мамского района и условия их формирования: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— М., 1988.— 22 с.

Сафронова Г. П. Минералогические и химические особенности экзоконтактовых ореолов слюдоносных пегматитов Северной Карелии // Сов. геология.— 1968.— № 6.— С. 110—124.

Сахак Н. Формационная принадлежность, геолого-промышленные типы руд, прогнозная оценка и металлогеническое значение кайнозойских пегматитов Афганистана: Автореф. ... канд. геол.-мин. наук.— М., 1988.— 21 с.

Седова И. С. Термодинамические условия формирования некоторых метаморфических образований по данным включений минералообразующих сред // Термодинамический режим метаморфизма.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1976.— С. 182—191.

Сезько А. И. Геология докембрия юго-запада Сибирской платформы и ее обрамления // Геология, тектоника, петрология и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1988.— С. 48—59.

Сизых А. И. Эволюция метаморфизма в докембрии Бирюсинского и Уринско-Туманшетского метаморфических поясов // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— С. 73—82.

Слюдоносные пегматиты Северной Карелии.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1976.— 337 с.

Слюды СССР.— Л.; М.: ОНТИ, 1937.— 442 с.

Смирнов М. Ф. Геологический очерк Мамско-Витимского слюдоносного района по материалам треста «Союзслюда» за 1934—1936 гг.— М.: ОНТИ, 1936.— 136 с.

Смирнов Ю. П. Об элементах-индикаторах из слюдоносных пегматитовых жил // Разведка и охрана недр.— 1963.— № 3.— С. 17—20.

Смирнова В. С. Литолого-стратиграфические факторы, контролирующие пространственное размещение слюдоносных пегматитов // Геологические факторы контроля слюдоносных пегматитов.— М., 1972.— С. 15—88.

Смирнова В. С., Бабошин В. А. *Геологическое строение, метаморфизм и пегматитоносность* архейских образований Беломорья.— М.: Недра, 1967.— 246 с.

Смит Г. Геологическая термометрия по включениям в минералах.— М.: Изд-во иностр. лит., 1956.— 122 с.

Соболев В. С., Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш., Щербакова З. В. Высокотемпературные включения в минералах пегматитов и гранитов // Докл. АН СССР.— 1964.— Т. 157, № 2.— С. 349—352.

Соколов Ю. М. Связь слюдоносности пегматитовых жил Мамского района с региональным метаморфизмом.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.— 185 с.

Соколов Ю. М. Региональный метаморфизм и пегматитоносность мамской серии водораздела рек Чаи и Большой Чуи: (Северо-Байкальское нагорье) // Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1965.— С. 115—139.

Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1970.— 187 с.

Соколов Ю. М. Геологический возраст метаморфических и рудных формаций Байкало-Патомской складчатой области: (Pb-Pb термоизохронный, микропалеофитологический методы) // Геология руд. месторождений.— 1985.— Т. 27, № 1.— С. 48—57.

Соколов Ю. М., Бушмин С. А. Пегматитизация и метасоматоз кианит-андалузит-силлиманитовой фациальной серии.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1978.— 88 с.

Соколов Ю. М., Быкова В. С., Мануйлова М. М. Гранаты пегматитовых жил Северо-Байкальского пегматитового пояса // Зап. ВМО.— 1962.— Ч. 91, вып. 5.— С. 537—549.

Соколов Ю. М., Сумин Л. В., Тимофеев Б. В. и др. Геологический возраст метаморфических и рудных формаций Байкало-Патомской складчатой области // Геол. рудн. месторождений.— 1985.— Т. 27, № 1.— С. 48—57.

Солодов Н. А. *Кларки щелочных и редких элементов в гранитных пегматитах* // Особенности распределения редких элементов в пегматитах.— М.: Наука, 1969.— С. 185—194.

Сучков П. Н. К вопросу о слюдоносности мамских гранит-пегматитовых полей // Минеральное сырье.— 1961.— Вып. 2.— С. 1—67.

Тарасов Е. В., Галкин Г. А., Дорохин В. К. Закономерности размещения пегматитов в Северо-Байкальской мусковитовой провинции // Мусковитовые пегматиты СССР.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975.— С. 191—197.

Тимофеев И. Н. Особенности переработки вмещающих пород на ранних этапах пегматитового процесса // Механизм образования пегматитовых тел.— М.: Госгеолтехиздат, 1960.— С. 57—75.— (Геология месторождений редких элементов; Вып. 7).

Типы и фации метаморфизма севера Байкальской горной области/В. У. Болонев, Н. А. Доронина, В. Г. Кушев и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 367 с.

Ткалич С. М. Практическое руководство по биохимическому методу поисков рудных месторождений.— М.: Госгеолтехиздат, 1959.— 52 с.

Томиленко А. А., Чупин В. П. Термобарогеохимия метаморфических комплексов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— 200 с.

Томсон И. Н., Шмакин Б. М. Геологическая структура и рудные месторождения района Маунт-Айза // Докл. сов. геол. XXV сесс. МГК: Проблемы геологии и полезных ископаемых.— М.: Наука, 1979.— С. 152—166.

Туре Дж., Олсен С. Н. Газово-жидкие включения в мигматитах // Мигматиты.— М.: Мир, 1988.— С. 312—337.

Федоров В. И., Сизых А. И. Зональность Бирюсинского пегматитового поля в связи с процессами регионального метаморфизма // Мусковитовые пегматиты СССР.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975.— С. 227—233.

Федоровский В. С. *Нижний протерозой Байкальской горной области.*— М.: Наука, 1985.—200 с.

Ферсман А. Е. Пегматиты // Избранные труды.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— Т. 4.— С. 5—489.

Чернов Ю. А. О пегматитах Баргузино-Муйского междуречья // Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. Сер. геол.— 1959.— Вып. 1.— С. 144—173.

Чесноков В. Н. Закономерности размещения мусковитоносных пегматитовых жил в Мамском слюдоносном районе // Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья.— Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1966.— С. 185—192.

Чесноков В. Н. Условия формирования пегматитов в Мамском мусковитовом районе // Мусковитовые пегматиты СССР.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975.— С. 182—191.

Шафеев А. А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана.— М.: Наука, 1970.— 179 с.

Шигорова Т. А., Котов Н. В., Котельникова Е. Н. и др. Синтез слюд ряда мусковит-аммониевый аналог мусковита, их рентгеновская дифрактометрия и ИК-спектроскопия // Геохимия.— 1981, № 5.— С. 758—764.

Ширяева В. А., Шмакин Б. М. О составе турмалинов из мусковитовых пегматитов Восточной Сибири // Зап. ВМО.— 1969.— Ч. 98, вып. 2.— С. 166—174.

Шмакин Б. М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты Индии // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1970.— № 1.— С. 63—72.

Шмакин Б. М. О роли давления в геохимической специализации гранитов и пегматитов // Геохимия.— 1971.— № 12.— С. 1494—1500.

Шмакин Б. М. Генетические связи мусковитовых пегматитов и процессов мусковитизации с материнскими гранитами // Геология и геофизика.— 1973.— № 1.— С. 125—129.

Шмакин Б. М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 367 с.

Шмакин Б. М. Основные вопросы геохимии и генезиса гранитных пегматитов // Геохимия.— 1983.— № 11.— С. 1520—1528.

Шмакин Б. М. Причины и следствия высоких содержаний бария в промышленных слюдах, мусковите и флогопите // Неметаллические полезные ископаемые.— М.: Наука, 1984.— С. 305—309.

Шмакин Б. М. Пегматитовые месторождения зарубежных стран.— М.: Недра, 1987.— 224 с.

Шмакин Б. М., Глебов М. П. О магнезиальных скарнах на контактах мусковитовых пегматитов с мраморами // Докл. АН СССР.— 1969.— Т. 184, № 5.— С. 1186—1188.

Шмакин Б. М., Куфтырева В. А. Стадийность метасоматических процессов в слюдоносных пегматитах и вмещающих их породах и критерии определения кислотности-щелочности послемагматических растворов // Тр. III Всесоюз. петрограф. совещ.— М.: Наука, 1964.— С. 173—181.

Шмакин Б. М., Макагон В. М. Физико-химические условия процессов формирования мусковитовых пегматитов // Докл. I Междунар. геохим. конгр.— М.: Изд-во АН СССР, 1972.— Т. III, кн. 2.— С. 410—412.

Шмакин Б. М., Макагон В. М. Отношение Ba : Rb в калиевых минералах — надежный индикатор геохимической специализации и глубинности образования пегматитов // Зап. ВМО.— 1979.— Ч. 108, № 5.— С. 631—634.

Шмакин Б. М., Макрыгина В. А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов.— М.: Наука, 1969.— 279 с.

Шмакин Б. М., Топунова Г. А. Гранитные пегматиты США.— М.: Наука, 1981.— 115 с.

Шмакин Б. М., Ширяева В. А. Распределение редкоземельных и некоторых других элементов в апатитах из мусковитовых пегматитов Восточной Сибири // Геохимия.— 1968.— № 8.— С. 962—969.

Шмакин Б. М., Ширяева В. А. О составе редкоземельных минералов в мусковитовых пегматитах Восточной Сибири // Геохимия.— 1970.— № 10.— С. 1263—1268.

Штейнберг Д. С., Ферштаттер Г. Б. Об особенностях химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций // Докл. АН СССР.— 1968.— Т. 182, № 4.— С. 918—921.

Шулятин О. Г. Метаморфическая зональность протерозойских отложений Центрального Таймыра: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Л.: НИИГА, 1975.— 26 с.

Шуркин К. А., Горлов П. В., Салье М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелии и Юго-Запада Кольского полуострова: Геология и пегматитоносность.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962.— 306 с.

Юдович Я. Э., Майдль Т. В., Иванова Т. И. Геохимия стронция в карбонатных отложениях.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1980.— 152 с.

Юргина Е. К., Салье М. Е., Минеев Д. А. Распределение редкоземельных элементов в апатитах и гранатах из пегматитов Карело-Кольского региона // Мусковитовые пегматиты СССР.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975.— С. 120—135.

Юсупов С. Ш. Хрусталеносность пегматитов Казахстана и Сибири: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Новосибирск, 1974.— 30 с.

Якжин А. А. Геология слюдяных месторождений Восточной Сибири.— Иркутск: ОГИЗ, 1947.— 98 с.

Acharya B. K. Genesis and controls of mica mineralization in Kodarma Reserve Forest areas // All India Mica Convention: (Seminar on Mica Mining Industry, 1974)— 1974.— P. 1—14.

Akella J., Siddhanta S. K. A preliminary study of the minor element distribution in the rocks from migmatitic terrains of Gumla and Sibsagar Areas, Bihar, Jndia // Chemie der Erde.— 1965.— Bd 24, H 2.— S. 147—158.

Albee A. L. Phase equilibria in three assemblages of kyanite zone in pelitic schists of Lincoln Mountain quadrangle, Central Vermont // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.— 1965.— Vol. 82, N 1/2.

Anderson D. E. Kink bands and major folds Broken Hill, Australia // Geol. Soc. Amer. Bul.— 1971.— Vol. 82, N 7.— P. 1841—1862.

Babu V. R. R. M. Petrology of metamorphic rocks of almandine-amphibolite facies in Saidapuram-Podalakaru area, Nellore district, Andhra Pradesh // Tschermaks Miner. und Petrogr. Mit.— 1970.— Bd 14.— S. 171—194.

Bhattachargyya B. P. Lithological characteristics of the metasedimentary country rocks as guides to mica exploration in Bichar Mica belt // Geol. Surv. India Spec. Publ.— 1986.— N 18.— P. 179—184.

Bhattacharjee J. Variation of trace elements in feldspars as a guide to prospecting muscovite mineralization in Bhilwara pegmatite belt, Rajasthan // Indian Minerals.— 1983.— Vol. 37, N 3.— P. 1—29.

Butler J. R. Age of paleozoic regional metamorphism in the Carolina, Georgia and Tennessee, Southern Appalachians // Amer. J. Sci.— 1972.— Vol. 272, N 4.— P. 319—325.

Chakrabarti B. K., Saha A. K. Petrology and mode of emplacement of pegmatites in parts of the Bihar Mica belt // All India Mica Convention, 13th February 1974 — (Seminar on Mica Mining Industry, 12.2.74).— P. 1—14.

Chakravarty R. Emplacement, zoning and wall rock alteration in respect of Mahagajo pegmatite, Bihar // Proc. Workshop on Mineralisation Associated with Magmatism, 1979. Special Publ.— N 13.— P. 182—188.

Cook F. A., Albaugh D. C., Brown L. D. et al. Thin-skinned tectonics in the Crystalline Applachians: COCORP seismic-reflection profiling of the Blue Ridge and Piedmont // Geology.— 1979.— Vol. 7, N 12.— P. 563—567.

Corbett C. J., Phillips G. N. Regional retrograde metamorphism of a high grade terrain: the Willyama Complex, Broken Hill, Australia // Lithos.— 1981.— Vol. 14, N 1.— P. 59—73.

Datta A. K. Internal structure, petrology and mineralogy of calcalkaline pegmatites in parts of Rajasthan // Memoirs of the Geol. Surv. of India.— 1973.— Vol. 102.— 110 p.

De A. Petrogenetic milieu of pegmatites // Geol. Surv. India Special Publ.— 1986.— N 18.— P. 15—20.

Eugster H. P., Yoder H. S. The joint muscovite-paragonite // Carnegie Inst. of Washington Year Book 1954.— 1955.

Ferry J. M. A case study of the amount and distribution of heat and fluid during metamorphism // Contrib. Mineral. and Petrol.— 1980.— Vol. 71, N 4.— P. 373—385.

Ferry J. M. A comparative geochemical study of pelitic schists and metamorphosed carbonate rocks from South-Central Maine, USA // Contrib. Miner. and Petrol.— 1982.— Vol. 80, N 1.— P. 59—72.

Frondel C., Biede A., Ito J. New type of ferric iron tourmaline // Amer. Miner.— 1966.— Vol. 51, N 9/10.— P. 1501—1505.

Ghose N. C., Shmakin B. M., Smirnov V. N. Some geochronological observations on the Precambrians of Chotonagpur, Bihar, India // Geol. Mag.— 1973.— Vol. 110, N 5.— P. 477—482.

Glass J. J. Rare chemical constituents of Amelia (Virginia) pegmatite dikes, and their mineral sources // Amer. Geophys. Union Trans., 15th Ann. Meeting.— 1934.— Vol. 1.— P. 234—237.

Griffin V. S., Jr. The Inner Piedmont belt of the southern Crystalline Appalachians // Geol. Soc. Amer. Bul.— 1971.— Vol. 82, N 7.— P. 1885—1898.

Griffits W. R., Olson J. C. Mica deposits of the south-eastern Piedmont // Geol. Surv. Prof. Paper.— 1953.— Vol. 248 — D.— P. 203—249; V. 248 — E.— P. 293—325.

Gupta S. N., Arora Y. K., Mathur R. K. et al. Lithostratigraphic map of Aravalli region Southern Rajasthan and North — Eastern Gujaret. Scale 1 : 1 000 000 // Geol. Survey of India Publ. Division, 1985.

Harris L. D., Bayer K. C. Sequantial development of the Appalachian orogen above a master decollement — A hypothesis // Geology.— 1979.— Vol. 7, N 12.— P. 568—572.

Heier K. S., Adams J. A. S. The geochemistry of the alkali metals // Physics and Chemistry of the Earth.— Oxford: Pergamon Press, 1964.— Vol. 5.— P. 253—381.

Heinrich E. W., Borup R. A., Levinson A. A. Relationships between geology and composition of some pegmatitic monazites // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1960.— Vol. 19, N 3.— P. 222—231.

Higazy R. A. Observations on the distribution of trace elements in the perthite pegmatites of the Black Hills, S. Dakota // Amer. Miner.— 1953.— Vol. 38, N 3/4.— P. 172—190.

Holland T. H. The mica deposits of India // Memoirs of the Geol. Surv. of India.— 1902.— Vol. 34, pt 2.— P. 11—111.

Joklik G. F. The mica-bearing pegmatites of the Harts Ranges, Central Australia // Econ. Geol.— 1955.— Vol. 50, N 6.— P. 625—649.

Landes K. K. Origin and classification of pegmatites (concluded) // Amer. Miner.— 1933.— Vol. 18, N 3.— P. 95—103.

Landes K. K. Colorado pegmatites // Ibid.— 1935.— Vol. 20, N 5.— P. 319—333.

Lesure F. G. Mica deposits of the Blue Ridge in North Carolina // Geol. Surv. Prof. Paper.— 1968.— N 577.— 124 p.

Luth W. C. The systems $NaAlSi_3O_8$—SiO_2 and $KAlSi_3O_8$—SiO_2 to 20 kb and the ralationship between H_2O content, P H_2O and P_{total} in granitic magmas // Amer. J. Sci., Schairer Volume.— 1969.— Vol. 267.— A.— P. 325—341.

Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars // J. Geophys. Res.— 1964.— Vol. 69, N 4.— P. 759—773.

Mahadevan T. M. Geological criteria for exploration and development of mica deposits // Geol. Surv. of India Special Publ.— 1986.— N 18.— P. 191—197.

Micheelsen H. J. Pegmatites in the Precambrian of Bornholm, Denmark // Internat. Geol. Congr., XX ses., Norden.— 1960.— Pt 17.— P. 128—136.

Mukerjee N. K., Rao M. K. A note on the geology of the area and underground structure of the pegmatites in the neighbourhood of Kalichedu and Talupur, dist. Nellore, A. P. // Trans. Min. Geol. and Met. Soc. India.— 1965.— Wadia Volume.— P. 399—419.

Murata K. J., Dutra C. V., Teixeira da Costa M., Branco J. Composition of monazites from pegmatites in eastern Minas Gerais, Brazil // Geochim. et Cosmochim.Acta.— 1959.— Vol. 16, N 1/3.— P. 1—14.

Olson J. C. Mica deposits of the Franklin-Sylva district, North Carolina / N. C. Dept./ Cons. and Devel.— 1946.— Bul. 49.— 58 p.

Phillips G. N., Wall V. J. Evaluation of prograde regional metamorphic conditions: their implications for the heat source and water activity during metamorphism in the Willyama Complex, Broken Hill, Australia // Bul. Mineral.— 1981.— Vol. 104, N 6.— P. 801—810.

Platen H., Höller H. Experimentelle Anatexis des Steinzer Plattengneiss von der Koralpe, Steiermark, bei 2, 4, 7 und 10 kbar H_2O-Druck // Neues Jahrb. für Miner. Abhandl.— 1966.— Bd 106, H. 1.— S. 106—130.

Ramberg H. Pegmatites in West Greenland // Geol. Soc. Amer. Bul.— 1956.— Vol. 67.— P. 185—214.

Rais A., Chakravarty R. Distribution of some trace elements in pegmatite and enclosing host rock of Shivshankar mica mine, Bihar, and their relationship to mica mineralization in pegmatites // Indian Mining and Engin. Journ.— 1987.— July.— P. 3—14.

Raju V. L., Radhva Rao A. M. V., Pant P. R., Bhanumurthy V. R. Test geophysical investigations in the Nellore Mica belt, Andhra Pradesh // Geol. Surv. of India Spec. Publ.— 1986.— N 18.— P. 75—80.

Rankin D. W. The continental margin of the eastern North America in the southern Appalachians: the opening and closing of the proto — Atlantic ocean // Amer. Journ. Sci.— 1975.— Vol. 275 A.— P. 298—336.

Read H. H. Metamorphism and granitization. Geol. Soc. of South Africa, Annexure to Volume LIV. Alex. L. du Toit Memorial Lecture.— 1951.— N 9.

Redden J. A. Geology of the Berne Quadrangle, Black Hills, South Dakota // Geol. Surv. Prof. Paper.— 1968.— Vol. 297.— P. 343—405.

Roedder E. Liquid CO_2 inclusions in ilovine-bearing nodules and phenocrysts from basalts // Amer. Miner.— 1965.— Vol. 50, N 9/10.— P. 1746—1782.

Roy S. K., Sharma M. L., Chattopadhyay G. C. The mica pegmatites of Kodarma, India // Geol. Mag.— 1939.— Vol. 76, N 4.— P. 145—164.

Rupasinghe M. S., Dissanayake C. B. Charnokites and the genesis of gem minerals // Chem. Geology.— 1985.— Vol. 53.— P. 1—16.

Shaub B. M. The occurrence, crystal habit and composition of the uraninite from the Ruggles mine, Grafton Center, New Hampshire // Amer. Miner.— 1938.— Vol. 23.— P. 334—341.

Shimer J. A. Spectrographic analysis of New England granites and pegmatites // Geol. Soc. Amer. Bul.— 1943.— Vol. 54, N 8.— P. 1049—1066.

Shmakin B. M. Accessory mineralization and geochemical specialization of muscovite pegmatites of different regions // Collected Abstracts, Internat. Min. Assoc. 9th Gen. Meeting, W. Berlin and Regensburg, 1974.— P. 16.

Shukla R. Geochemistry of the pelitic and quartzofeldsphathic metasediments around. Supatoli, District Ranchi (Bihar) // Metals and Minerals Review.— 1980, December.— P. 1—6.

Sinha R. C. Geochemical control of mineralization in Kodarma, Mica Pegmatite belt // Geol. Surv. of India Spec. Publ.— 1986.— N 18.— P. 33—35, 65—71.

Steuhl H. H. Die experimentelle Metamorphose und Anatexis eines Parabiotitegneisses aus dem Schwarzvald // Chemie der Erde.— 1962.— Bd 21, H. 3/4.— S. 413—419.

Takenouchi S., Kennedy G. C. The binary system H_2O—CO_2 at high temperatures and pressures // Amer. Journ. Sci.— 1964.— Vol. 262, N 9.— P. 1055—1074.

Takenouchi S., Kennedy G. C. The solubility of carbon dioxide in NaCl-solutions at high temperatures and pressures // Ibid.— 1965.— Vol. 263, N 5.— P. 445—454.

Thompson J. B., Jr., Norton S. A. Paleozoic regional metamorphism in New England and adjacent areas // Studies of Appalachian Geology, Northern and Maritime.— N. Y.: Interscience, 1968.— P. 319—327.

Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust // Geol. Soc. Amer. Bul.— 1961.— Vol. 72, N 2.— P. 175—192.

Turet J. The significance of fluid inclusions in metamorphic rocks // Thermodynamics in Geology. Ser. C. Mathematical and Physical Sci.— 1976.— Vol. 30.— P. 203—227.

Whitney J. A., Jones L. M., Walker R. L. Age and origin of the Stone Mountain granite, Lithonia district, Georgia // Geol. Soc. Amer. Bul.— 1976.— Vol. 87, N 7.— P. 1067—1077.

Wiles I. W. The geology of the Miami mica field (Urungwe district) // South. Rhodesia Geol. Surv. Bul.— 1961.— N 51, Salisbury.— 235 p.

Winkler H. G. F., Platen H. Experimentelle Gesteinmetamorphose // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1958.— Vol. 15, N 1.— P. 91—112.

Wyllie P. J., Tuttle O. F. Effect of carbon dioxide on the melting of granite and feldspars // Amer. Journ. Sci.— 1959.— Vol. 257, N 9.— P. 648—655.

Zartman R. F., Don Harmes O. Archean inheritance in zircon from late Paleozoic granites from the Avalon zone of southern New England: an African connection // Earth and Planet. Sci. Lett.— 1987.— Vol. 82, N 3—4.— P. 305—315.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5

Список сокращений 6

Принципы классификации гранитных пегматитов 7

Глава 1. **Размещение и возраст слюдоносных пегматитов** 10

1.1. Евразия . . . . . —

1.2. Америка 16

1.3. Африка 18

1.4. Австралия 19

Глава 2. **Метаморфические комплексы, вмещающие слюдоносные пегматитовые пояса** 20

2.1. Мамско-Бодайбинский метаморфический комплекс 21

2.2. Метаморфические комплексы Аппалач 26

Пояс Блу-Ридж . . . . . —

Пояс Внутреннего и Южного Пидмонта 29

Пояса Новой Англии 31

2.3. Хамардабанский метаморфический комплекс 33

2.4. Комплексы Балтийского щита 38

Беломорский метаморфический комплекс . . . . . —

Метаморфические пояса Кольского и Карельского блоков . . . 43

2.5. Бирюсинский метаморфический комплекс 44

2.6. Байкало-Муйский метаморфический пояс 47

2.7. Метаморфические комплексы Индии 51

Неллурский пояс . . . . . —

Бихарский пояс 52

Раджастханский пояс 55

2.8. Метаморфические пояса Австралии 58

2.9. Метаморфический пояс Урунгве Северного Зимбабве 60

2.10. Гнейсосланцевый комплекс Центрального Таймыра 62

Глава 3. **Гранитоиды слюдоносных пегматитовых поясов** 66

3.1. Геологическое положение и минеральный состав гранитоидов 67

3.2. Геохимия гранитоидов 74

3.3. Условия формирования гранитоидов 85

Глава 4. **Типы пегматитов, внутреннее строение пегматитовых тел и их распределение в пегматитовых поясах** 88

4.1. Типы пегматитов и внутреннее строение пегматитовых тел . . . —

Двуполевошпатовые пегматиты 89

Плагиоклазовые пегматиты 93

4.2. Распределение слюдоносных пегматитов в пегматитовых поясах 95

Глава 5. **Минеральный состав слюдоносных пегматитов и последовательность минералообразования** 101

5.1. Минеральный состав пегматитов . . . . . —

5.2. Последовательность минералообразования в пегматитах . . . 108

Глава 6. **Включения минералообразующей среды в минералах и термодинамические параметры процессов формирования пегматитов** 113

6.1. Включения затвердевших расплавов 114

6.2. Первичные и первично-вторичные флюидные включения . . . 116

6.3. Термодинамические параметры процессов формирования пегматитов . . . 119
Глава 7. **Минералы пегматитов** . . . 122
7.1. Породообразующие минералы . . . —
Плагиоклаз . . . —
Калиевый полевой шпат . . . 124
Кварц . . . 127
Биотит . . . 129
Мусковит . . . 131
7.2. Акцессорные минералы . . . 135
Апатит . . . —
Гранат . . . 136
Турмалин . . . 140
Берилл . . . 141
Глава 8. **Геохимия пегматитов** . . . 144
8.1. Петрогенные элементы . . . 145
Мусковитовые пегматиты . . . —
Редкометалльно-мусковитовые пегматиты . . . 152
8.2. Летучие компоненты . . . 155
8.3. Малые элементы . . . 159
Щелочные элементы . . . —
Щелочно-земельные элементы . . . 164
Редкоземельные элементы . . . 167
Рудные элементы . . . 170
Редкие металлы . . . 173
8.4. Главные факторы, определяющие поведение элементов в пегматитовом процессе . . . 174
Глава 9. **Ореолы слюдоносных пегматитов** . . . 176
9.1. Стадийность и интенсивность минеральных изменений пород в экзоконтактах пегматитов . . . 178
9.2. Типы и морфология околожильных ореолов . . . 185
9.3. Геохимические аномалии в ореолах измененных пород . . . 186
9.4. Особенности экзоконтактовых ореолов разных типов пегматитов 190
Двуполевошпатовые пегматиты . . . —
Плагиоклазовые пегматиты . . . 193
9.5. Особенности околожильных ореолов в пределах узлов с большим количеством слюдоносных пегматитовых тел . . . 196
9.6. Декрепитационные ореолы . . . 197
Глава 10. **Критерии поисков и оценки слюдоносных пегматитов** . . . 199
10.1. Геологические критерии . . . —
10.2. Геохимические критерии . . . 201
10.3. Применение газово-жидких включений для определения специализации пегматитов и их промышленного значения . . . 203
10.4. Критерии, основанные на использовании ореолов пегматитов 205
10.5. Комплексирование критериев при прогнозировании, поисках и оценке пегматитов . . . 208
Заключение . . . 211
Список литературы . . . 217

CONTENTS

Preface 5

List of abbreviations 6

Principles of classification of granitic pegmatites 7

Chapter 1. **Distribution and age of mica-bearing pegmatites** 10

1.1. Euroasia . . . . . —

1.2. America 16

1.3. *Africa* 18

1.4. Australia 19

Chapter 2. **Metamorphic complexes containing mica-bearing pegmatites** . . . 20

2.1. Mama-Bodaibo metamorphic complex 21

2.2. Metamorphic complexes of Appalachians 26

Blue Ridge belt . . . . . —

Inner and Southern Peadmont belt 29

New England belts 31

2.3. Hamar-Daban metamorphic complex 33

2.4. Baltic Schield complexes 38

Belomorsk metamorphic complex . . . . . —

Metamorphic belts of Kola and Karelia blocks 43

2.5. Biryusa metamorphic complex 44

2.6. Baikal-Muya metamorphic complex 47

2.7. Metamorphic complexes of India 51

Nellore belt . . . . . —

Bihar belt 52

Radjasthan belts of Australia 55

2.8. *Metamorphic belts of Australia* 58

2.9. Metamorphic belt of Northern Zimbabwe 60

2.10. Gneiss-slate complex of the Central Taimyr 62

Chapter 3. **Granitoids of mica-bearing pegmatite belts** 66

3.1. Geological position and mineral composition of granitoids . . . 67

3.2. *Geochemistry of granitoids* 74

3.3. Formation conditions of granitoids 85

Chapter 4. **Types of pegmatites, internal structure of pegmatite bodies and their distribution in pegmatite belts** 88

4.1. Types of pegmatites and internal structure of pegmatite bodies —

Two-feldspar pegmatites 89

Plagioclase pegmatites 93

4.2. Distribution of mica-bearing pegmatites in pegmatite belts . . . 95

Chapter 5. **Mineral composition of mica-bearing pegmatites and sequence of mineral formation** 101

5.1. Mineral composition of pegmatites . . . . . —

5.2. Sequence of mineral formation in pegmatites 108

Chapter 6. **Inclusions of mineral-forming media in mineral and thermodynamic parameters of formation processes in pegmatites** 113

6.1. Melt inclusions 114

6.2. *Primary and primary-secondary fluid inclusions* 116

6.3. Thermodynamic parameters of mineral formation processes . . . 119

Chapter 7. Minerals of pegmatites 122
7.1. Rock-forming mineral . . . . . —
Plagioclase . . . . . —
K-feldspar 124
Quartz 127
Biotite 129
Muscovite 131
7.2. Accessory minerals 135
Apatite . . . . . —
Garnet 136
Tourmaline 140
Beryl 141
Chapter 8. Geochemistry of pegmatites 144
8.1. Rock-forming elements 145
Muscovite pegmatites . . . . . —
Rare-metal — muscovite pegmatites 152
8.2. Volatile components 155
8.3. *Minor elements* 159
Alkaline elements . . . . . —
Alkaline-earth elements 164
Rare earth elements 167
Ore elements 170
Rare metals 173
8.4. Main factors determining behaviour of elements in pegmatite processes 174
Chapter 9. Aureoles of mica-bearing pegmatites 176
9.1. *Stages and intensity of mineral replacements of rocks in exocontacts* of pegmatites 178
9.2. Types and morphology of aureoles 185
9.3. Geochemical anomalies in the aureoles of altered rocks . . . 186
9.4. Features of exocontact aureoles for different types of pegmatites 190
Two-feldspar pegmatites . . . . . —
Plagioclase pegmatites 193
9.5. *Features of aureoles inside fields containing a large amount of* mica-bearing pegmatite bodies 196
9.6. Aureoles of decrepitation 197
Chapter 10. Criteria for prospecting and assessment of mica-bearing pegmatites 199
10.1. Geological criteria . . . . . —
10.2. Geochemical criteria of specialization and commercial value of mica-bearing pegmatites 201
10.3. *Using of gas-liquid inclusions for determination of specialization* based on using of pegmatite aureoles 203
10.4. Criteria based on s using of pegmatite aureoles 205
10.5. Combination of criteria for prospecting, search and assessment of pegmatites 208
Conclusion 211
Refferences 217

Научное издание

Макрыгина Валентина Алексеевна
Макагон Владимир Митрофанович
Загорский Виктор Егорович
Шмакин Борис Матвеевич

ГРАНИТНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

В ПЯТИ ТОМАХ

Том 1

СЛЮДОНОСНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Редактор издательства *Е. Г. Макеенко*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *В. И. Шумаков*
Технический редактор *Т. Н. Драгун*
Корректоры *Н. В. Фомина, Е. М. Казакова*

ИБ № 42710

Сдано в набор 22.12.89. Подписано к печати 13.11.90. Формат 70×108$^{1}/_{16}$. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 20,3. Усл. кр.-отт. 20,8. Уч.-изд. л. 21,3. Тираж 1000 экз. Заказ № 1001. Цена 4р. 50 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука» 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

5345

4 р. 50 к.