

**В.М. МАКАГОН**

**ПЕГМАТОИДНЫЕ  
ГРАНИТЫ  
ЗОН РЕГИОНАЛЬНОГО  
МЕТАМОРФИЗМА  
ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ**



**ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ им. АКАДЕМИКА А. П. ВИНОГРАДОВА

562 3

В. М. Макагон

# ПЕГМАТОИДНЫЕ ГРАНИТЫ ЗОН РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ

Ответственный редактор  
д-р геол.-мин. наук Б. М. Шмакин

8278



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск · 1977



**Макагон В. М.** Пегматоидные граниты зон регионального метаморфизма высоких давлений. Новосибирск, «Наука», 1977. 208 с.

В монографии приведены результаты геологического, минералогического, геохимического изучения и термобарометрии пегматоидных гранитов различного генезиса. Книга обильно насыщена аналитическими и экспериментальными данными, комплексно проанализированными с геологических и физико-химических позиций.

Работа предназначена для петрологов, минералогов, геохимиков, специалистов по поискам и разведке пегматитов.

Ил. 30, табл. 52, библ. 198.

## ВВЕДЕНИЕ

Проблема происхождения и формирования пегматитов и их связи с гранитами является одной из наиболее сложных в науке о пегматитах. В результате многочисленных исследований по пегматитам различных типов установлено, что связь с материнскими гранитоидами отчетливо проявлена только у камерных пегматитов, залегающих среди материнских гранитов. Для редкометалльных и мусковитовых пегматитов эта связь часто считается проблематичной.

Мусковитовые пегматиты Мамской слюдовосной провинции в различные периоды их изучения связывались с разными гранитоидами (Марков, 1937; Никаноров, 1960; Сучков, 1961; Архангельская, 1964; Шмакин, 1969, 1973). Поэтому при исследовании мусковитовых пегматитов Северо-Байкальской пегматитовой провинции в Лаборатории геохимии пегматитов Института геохимии СО АН СССР одна из задач, поставленных перед автором, заключалась в изучении гранитоидов района и их роли в процессе формирования мусковитовых пегматитов. Объектом детальных исследований являлись пегматоидные граниты — породы, имеющие гранитоидный облик и большей частью гипидноморфно-зернистую структуру с размером зерен до 2—3 см. Ранее они описывались под различными названиями. В первом крупном исследовании пегматитов Мамского района Н. В. Петровская (1941) относила их к мелкозернистым пегматитам дографической фазы пегматитового процесса, П. Н. Сучков (1961) рассматриваемые породы определил как гранит-пегматиты, И. Н. Тимофеев (1960) называл их гранитоидными пегматитами. Последнего термина

придерживался и автор данной работы, однако после выявления особенностей образования рассматриваемых пород и их роли в процессе формирования пегматитов автор считает, что более правильно называть их пегматоидными гранитами.

В связи с резким увеличением добычи слюды — мусковита в Мамском районе поисково-съемочные и разведочные работы были распространены на область обильного насыщения метаморфической толщи гранитным и пегматитовым материалом. Это также поставило задачу детального изучения пегматоидных гранитов для выяснения возможностей выработки критериев поисков слюдоносных пегматитовых жил.

За период с 1962 по 1970 г. автор исследовал пегматоидные граниты и пегматиты на площади, включающей все крупные месторождения мусковита от Максимихинского на северо-востоке до Мочикитского на юго-западе. Установлено, что пегматоидные граниты Мамской слюдоносной провинции образовались в процессе ультраметаморфизма и палингенеза толщи первично-осадочных пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации метаморфизма дистен-силлиманитового типа. Одним из важнейших факторов, определивших особенности пегматоидных гранитов в районе, является высокое давление в процессе метаморфизма и гранитообразования. Поэтому пегматоидные граниты Мамской слюдоносной провинции можно считать типичными для зон регионального метаморфизма высоких давлений.

При выполнении работы автор пользовался методикой маршрутных исследований и детального опробования пегматитовых тел. На объектах изучения отбирались крупные валовые пробы пегматоидных гранитов (весом 10 кг) или небольшие образцы минералов (100 г) из различных разновидностей пегматитов. Пробы гранитов дробились, квартовались, из них отбирались средние пробы по 400—500 г, которые обрабатывались на вибрационном истирателе и подготавливались к аналитическим работам. Мономинеральные фракции выделялись на электромагнитном сепараторе или в тяжелых жидкостях. Для разделения полевых шпатов использовалась центрифуга, контроль осуществлялся методом прокрашивания калиевых по-

Краткие характеристики спектральных методов определения элементов в породах и минералах

Элемент	Аналитик	Метод	Прибор	Сила тока, А	Рабочая смесь	Разбавление	Экспозиция	Пластины	Аналитические линии, Å	Чувствительность	Отн. ошибка, %
K Na Li Rb Cs	В. М. Новиков М. М. Рыбакова Д. Х. Николаева Ю. Н. Харгаев	Фотометрия пламени	Спектрофотометры на основе монохроматора УМ-2 и ДФС-12		Кислотное разложение				K 766,0—769,6 мμ Na 589,0—589,6 мμ Rb 780,0 мμ Li 671,0 мμ Cs 852,0 мμ	5·10 <sup>-3</sup> 5·10 <sup>-3</sup> 1·10 <sup>-4</sup> 1·10 <sup>-4</sup> 1·10 <sup>-4</sup>	2—4  10 7—10
Tl Pb Zn	А. И. Кузнецова В. А. Легейдо В. А. Легейдо Э. Я. Огнева В. А. Легейдо Э. Я. Огнева	Спектральный	ДФС-13 с решеткой 600 штр./мм в 1 порядке	5 10 10	15% NaCl + угольный порошок	2 : 1	1 мин » »	Пленка РФ-3 Тип II 16 ед. ГОСТ То же	Tl 5350,5 Bi 4722 Pb 2833 Bi 2897,9 Zn 3345 фон	1·10 <sup>-6</sup> 5·10 <sup>-5</sup> 5·10 <sup>-4</sup>	13 20 20
La Ce Nd Y	Е. В. Смирнова С. Н. Арбатская	Спектральный	ДФС-13 с решеткой 1200 штр./мм	10	Угольный порошок	1 : 1	4 мин	Тип I 1 ед. ГОСТ	Nd 3245 3252 Ce 3202 Y 3242	5·10 <sup>-4</sup>  3·10 <sup>-3</sup> 1·10 <sup>-4</sup>	14  10 9
Be	Е. С. Костюкова Л. Л. Петров	Спектральный	ИСП-28	10	40% CaO - 60% С	1 : 1	Дополн. испарения	Тип III 5,5 ед. ГОСТ	Be 2348 Co 2380	1·10 <sup>-5</sup>	10
Ba	Е. С. Костюкова	Спектральный	ДФС-13 с решеткой 600 штр./мм в 1 порядке	10	Угольный порошок + 0,5% Co <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1 : 1	1,5 мин	Тип. II 10—12 ед. ГОСТ	Ba 3071,58 Co 3168,06 Ba 4554,04	1·10 <sup>-4</sup>	10—20
Sr	Е. С. Костюкова	Спектральный	ДФС-13 с решеткой 600 штр./мм в 1 порядке	10	Угольный порошок + 0,5% Co <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1 : 1	1,5 мин	Тип. II 10—12 ед. ГОСТ	Sr 3464,46 Co 3168,06 Sr 4607,33	1·10 <sup>-4</sup>	10—20
Sc	А. Д. Глазунова	Спектральный	СТЭ-1*	12	Угольный порошок + Pd	1 : 1	Дополн. испарения	МЗ-3	Sc 3273,50 Pd 3220	1·10 <sup>-4</sup>	10

левых шпатов. Одновременно с пробами отбирались шлифы пород и минералов.

Минеральный состав пегматитов подсчитывался в обнажениях по точечной системе с помощью сетки или на интеграционном столике по шлифам, количество которых для каждой пробы составляло 3—6 штук.

Анализы на редкие элементы выполнены сотрудниками Лаборатории оптического спектрального анализа и Химико-аналитической лаборатории по методикам, приведенным в табл. 1. В работе использовано свыше 3000 определений редких элементов в пегматоидных гранитах, в метаморфических породах и минералах, выделенных из этих пород.

В. А. Ширяевой определены также содержания окислов железа в 35 пробах биотита. Химические анализы пегматоидных гранитов и минералов выполнены в лабораториях Института геохимии В. А. Ширяевой, Р. М. Журавлевой, В. К. Халтуевой и Г. С. Гормашевой. Свыше 100 определений рентгеновской триклинности калиевых полевых шпатов сделаны Г. Г. Афоной.

Термометрические и криометрические исследования включений выполнены автором в Лаборатории минералообразующих растворов Института геологии и геофизики СО АН СССР под руководством доктора геолого-минералогических наук Ю. А. Долгова. Общее руководство осуществлялось доктором геолого-минералогических наук Б. М. Шмакиным. В полевых и камерных работах по сбору и обработке материала по пегматоидным гранитам и пегматитам участвовали Т. Н. Крылова, В. И. Щепин, А. А. Ведерников и другие сотрудники Лаборатории геохимии пегматитов Института геохимии СО АН СССР. Автор выражает глубокую признательность всем перечисленным товарищам, чей труд в той или иной мере способствовал выполнению настоящего исследования.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Геологическое строение района Мамских месторождений слюды — мусковита изучается с начала XX в. За это время, по мере накопления фактического материала, взгляды на геологическую историю района неоднократно менялись и вместе с ними менялись представления о стратиграфическом положении мамской кристаллической полосы и взаимоотношениях слагающих ее комплексов. Эволюция этих представлений показана в работах В. М. Таевского, З. К. Таевской (1961) и Д. А. Великославинского, А. Н. Казакова и Ю. М. Соколова (1963). Наиболее поздние стратиграфические схемы, подтверждаемые данными абсолютного возраста, близки в общих чертах, хотя и имеют некоторые различия. Эти различия заключаются главным образом в определении возраста некоторых стратиграфических подразделений.

Так, В. М. Таевский считает чуйскую толщу нижнепротерозойским образованием, сопоставляя ее с киланской подсерией муйской серии, возраст которой однозначно всеми считается нижнепротерозойским. Верхнюю границу чуйской толщи В. М. Таевский определяет на основании трансгрессивного залегания вышележащих отложений, относимых им к тепторгинской серии среднего протерозоя. Д. А. Великославинский, А. Н. Казаков и Ю. М. Соколов относят чуйскую серию к верхнему архею. Их исследования по взаимоотношениям тепторгинской серии с другими стратиграфическими комплексами показывают, что нигде не наблюдается крупного углового несогласия между патомской (бодайбинской) и тепторгинской сериями, хотя отложения первой и залегают на породах второй с перерывами в осадконакоплении.

Абсолютный возраст метаморфизма пород серий также совпадает. В соответствии с этим сотрудники ИГГД (Великославинский и др., 1963) рассматривают тепторгинскую серию как нижнюю подсерию патомской серии. Предложенная ими стратиграфическая схема мамской кристаллической полосы наиболее обоснована. По представлениям этих исследователей, в пределах Мамского района можно выделить шесть возрастных групп геологических образований. Из них для настоящей работы наибольший интерес представляет только мамский комплекс.

При изучении соотношений мамского комплекса с другими возрастными группами пород наиболее резкие разногласия вызывал вопрос о взаимоотношениях мамской кристаллической толщи и бодайбинской серии пород. Одни исследователи считали их разновозрастными образованиями с тектоническим контактом между ними, другие — одновозрастными, но в различной степени метаморфизованными. Работами сотрудников ИГГД (Великославинский и др., 1963) установлено, что существует постепенный литологический, структурный и метаморфический переходы между породами мамской и бодайбинской серий. Таким образом, оказались несостоятельными критерии разделения этих двух серий. Общий структурный план, одинаково ритмичный характер осадконакопления, отсутствие крупных стратиграфических несогласий, одинаковый абсолютный возраст метаморфизма (320—370 млн. лет) пород этих серий подтверждают правильность их объединения в единую серию, формирование которой предположительно относится к позднему докембрию (и нижнему палеозою?). Единая мамско-бодайбинская серия выделяется также в последних работах по геологии Мамского района (Флаасс, 1971). В. М. Таевским и последующими исследователями мамско-бодайбинская серия подразделяется на три подсерии: нижнюю — мамскую, сложенную терригенными осадками, среднюю — кадаликанскую, в составе которой преобладают карбонатные отложения, верхнюю — бодайбинскую, тоже терригенную.

Детальными работами М. А. Завалишина и Н. А. Львовой (1954) на основании изучения ритмично-циклического характера осадконакопления мамская

толща была расчленена на 23 горизонта, которые В. И. Таевский на составленной им геологической карте района масштаба 1:200 000 объединил в свиты (снизу вверх): витимскую, слюдянкинскую, согдиондонскую и конкудерскую. Первые три из этих свит входят в мамскую подсерию, а последняя — в кадаликанскую.

Особенности состава и строения свит следующие (Таевский, 1961). Витимская свита (рис. 1) сложена в основном биотитовыми, биотит-амфиболовыми и гранат-биотитовыми гнейсами и сланцами, кварцитами, кварцито-гнейсами и гнейсовидными песчаниками с средними прослоями кристаллических известняков и скарноподобных пород. Среди перечисленных пород залегают два пласта дистен-гранат-двуслюдяных сланцев.

Среди пород слюдянкинской свиты преобладают гранат-двуслюдяные, дистен-гранат-двуслюдяные, гранат-биотитовые сланцы. Количество биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсов в разрезе этой свиты незначительно, известняки, скарноподобные породы и графитсодержащие сланцы имеют резко подчиненное значение.

В отложениях согдиондонской свиты значительна роль карбонатов, хотя преобладает терригенный материал. Породы, слагающие свиту, представлены гранат-биотитовыми, биотитовыми, амфибол-биотитовыми и двуслюдяными гнейсами и сланцами с прослоями кристаллических известняков, известково-силикатных пород и реже кварцитов.

Для конкудерской свиты наиболее типичны светло-серые и белые, реже черные кристаллические известняки и пятнистые серицит-кварцевые сланцы, нередко содержащие примесь углистого и карбонатного вещества, подчиненное развитие имеют кварциты.

Среди метаморфических пород мамской серии залегают гнейсо-граниты, пегматоидные граниты и пегматиты. Абсолютный возраст гнейсо-гранитов (359—328 млн. лет) и пегматитов (371—315 млн. лет) совпадает с возрастом метаморфизма мамской серии, подтверждая представление о гнейсо-гранитах и пегматитах как о синорогенных и позднесинорогенных образованиях (Великославинский и др., 1963).



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Мамско-Чуйского слюдоносного района (по В. Н. Чеснокову, 1965). (Из кн. «Геологические факторы контроля слюдоносных пегматитов», 1971.)

Патомская серия верхнего протерозоя. 1, 2 — кадаликанская подсерия: маринская свита (1), конкудерская свита (2); 3—5 — мамская подсерия: согдиондinskая свита (3), слюдянкинская свита (4), витимская свита (5); 6 — гнейсо-граниты мамско-оронского комплекса; 7 — пегматиты, гранит-пегматиты (пегматонидные граниты); 8 — тектонические нарушения; 9 — элементы залегания пород.

Большинство исследователей, занимавшихся тектоникой Мамского района, рассматривает структуру мамской кристаллической толщи как синклинорий (Семененко, 1948; Великославинский и др., 1963; Тавевский, 1961; и др.), расположенный между Чуйским и Верхнемамским (Конкудерским) антиклинориями. Форма синклинория асимметричная, с пологим северо-западным и крутым юго-восточным крылом. Шарнир синклинория имеет северо-восточную ориентировку. Он ундулирует, погружаясь в общем к северо-востоку. Дальнейшее детальное изучение тектоники Мамского района выявило более сложную структуру мамской кристаллической полосы (Завалишин, Чесников, 1971).

В породах мамской кристаллической полосы развита линейная складчатость. Однако распространение ее неравномерно. В зависимости от интенсивности линейной складчатости выделяют три структурные зоны вкрест простирания пород толщи: Северо-Западную и Юго-Восточную, с интенсивным развитием линейной складчатости, и Центральную — со слабым развитием. Поперечная складчатость проявлена также с различной интенсивностью в отдельных участках мамской толщи и выражена в виде поперечных перегибов, наложенных на линейные складчатые структуры. Кроме указанных структурных элементов выделяют также поперечные антиклинальные выступы, описанные Д. А. Великославинским и другими (1963) как брахиантиклинали. Внутри сводов Согдиондонского, Кочектинского и Слюдянского выступов залегают «штоки» гнейсо-гранитов.

Разрывные нарушения разделяют по времени их образования на три группы: 1) разломы древнего заложения, встречающиеся группами в непосредственной близости к поперечным флексурным перегибам, ориентированы обычно субмеридионально, реже субширотно и в северо-восточном направлении; 2) взбросы, прослеживающиеся по залегающим в них телам гнейсо-гранитов и ортогнейсов, наиболее крупный из них (длиной около 200 км) проходит по границе Северо-Западной и Центральной структурной зон. Д. А. Великославинский (1963) описывает его как надвиг. Эти нарушения формируются между временем образова-

ния линейной складчатости (снизу) и поперечной складчатости (сверху); 3) надвиги, взбросы, взбросо-сдвиги, сдвиги и сбросо-сдвиги. Из последних структур наиболее крупным является надвиг, расположенный вдоль северо-западной границы распространения слюдоносных пегматитов, по нему породы мамской подсерии надвинуты на тепторгинскую подсерию (по стратиграфической схеме сотрудников ИГГД).

Выделив указанные выше различные структурно-тектонические элементы мамской толщи, М. А. Завалишин и В. П. Чесноков предлагают следующую схему ее геолого-структурного районирования. Вкрест простиранья толщи выделяют три структурные зоны: Северо-Западную, Центральную и Юго-Восточную.

Северо-Западная структурная зона совпадает с границами распространения пород витимской и слюдянкинской свит. На северо-западе зона ограничивается надвигом по кровле ставролитового горизонта тепторгинской подсерии, на юго-востоке — взбросом, залеченным гнейсо-гранитами и ортопорадами. Зона характеризуется интенсивной изоклиальной линейной складчатостью и четкой поперечной складчатостью. Здесь широко развита гранитизация, приводящая к образованию гнейсо-гранитов.

Центральная структурная зона совпадает с полосой распространения пород согдиондонской и конкудерской свит. От Юго-Восточной зоны она отделяется взбросами и взбросо-сдвигами, расположенными в смыкающем крыле мамской продольной флексуры. В этой зоне широко распространена мигматизация метаморфических пород.

Юго-Восточная структурная зона сложена породами смыкающего крыла Мамской продольной флексуры. Ее юго-восточная граница проходит по разломам, ограничивающим распространение пород мамской толщи. Эта зона прослеживается только в юго-западной части района, на северо-востоке она обрывается посторогенными интрузиями конкудеро-мамаканского комплекса.

По простиранью Мамской кристаллической полосы выделяют три структурных блока: Витимский — на северо-востоке, Мамский — в центральной части и Чуйский — на юго-западе района. Границы между блока-

ми проходят по крупным поперечным флексурам. Мамский структурный блок является областью, где наблюдается максимальная кривизна главного поперечного изгиба толщи.

Витимский блок включает район, где главная тектоническая структура — Витимо-Патомская антиклиналь. Чуйский блок делят на две части: западную и восточную, границей между которыми является ось Мочикитской поперечной флексуры. Общая структура восточной части блока определяется Центральным антиклинальным поднятием, в западной его части находится Чуя-Чайская синклиналь. В составе первичных осадков Мамского структурного блока преобладают терригенные фацции, в то время как на площади Витимского и Чуйского блоков значительно распространены карбонатные отложения.

Схема тектонического развития мамской кристаллической толщи приведена в табл. 2.

Для метаморфизма мамской подсерии характерна отчетливо проявленная зональность. Еще в первых работах по геологии Байкало-Патомского нагорья отмечалось наличие постепенных переходов между почти неметаморфизованными осадками «бодайбинской» серии и кристаллическими сланцами р. Мамы (Преображенский, 1913; Обручев, 1917). Однако в последующих работах большинство исследователей считало различно метаморфизованные породы разновозрастными образованиями, и поэтому вопрос о метаморфической зональности, естественно, не поднимался. Лишь Д. С. Коржинский (1937), а позже В. М. Таевский (Таевский и др., 1958) защищали точку зрения о принадлежности зеленосланцевой и кристаллической толщ к единому этапу осадконакопления.

Д. С. Коржинский считал различную степень метаморфизма пород Мамского района результатом интенсивного проявления регрессивного метаморфизма. Применяв парагенетический анализ при изучении метаморфических пород района, он ввел понятие о температурной ступени равновесия в метаморфических породах, понимая под этим термином сохранение равновесия в температурном интервале между двумя реакциями в породе. Для известково-кварцевых пород с альбитом им было выделено 12 температурных сту-

Схема тектонического развития мамской кристаллической толщи в позднем протерозое — раннем палеозое  
(В. Н. Чесноков, 1968)

Эпоха складчатости	Этап складчатости	Стадия складчатости	Действующие силы и их направление	Формирующиеся структуры	Сопутствующий процесс
1	2	3	4	5	6
	Доинверсионный		Вертикальные перемещения блоков фундамента	Складки облекания: поперечные флексуры (Мочикитская, Согдиондонская, Краснореченская), Мамская продольная структурная терраса, субширотные и субмеридиональные разломы	Изменение условий седиментации
Каледонская	Инверсионный	Ранняя	Тангенциальное сжатие северо-западного направления	Линейные складки, изгибы: Чуя-Чайская сложная синклиналь, Витимо-Патомская антиклиналь, Мамская продольная флексура, Центральное антиклинальное поднятие, продольные разломы (взбросы) в крыльях центральной антиклинали, изоклиная складчатость в низах толщи и в смыкающем крыле Мамской продольной флексуры	Внедрение основной магмы по продольным разломам, метаморфизм амфиболитовой фации, кристаллизационная сланцеватость, гранитизация, зарождение пегматитового материала

Окончание табл. 2

1	2	3	4	5	6
	Инверсионный	Поздняя	Отклонение направлений сил тангенциального сжатия к меридиональному румбу	Надвиг мамской толщи на северо-запад, главный поперечный изгиб, поперечные антиклинальные выступы, поперечная складчатость, поперечные линейные текстуры пород, взбросы, взбрососдвиги, в смыкающем крыле Мамской продольной флексуры, межпластовые сбросо-сдвиги, будинаж-структуры	Перемещение пегматового материала, калиевый метасоматоз, слюдообразование в пегматитах, перекристаллизация и повторное расщепление метаморфических пород
	Последний		Разгрузка толщ	Интрузии конкудеро-мамаканских гранитов, граносиенитов по разломам северо-восточного направления	Контактовый метаморфизм, внедрение жил гранитов

пений, через которые проходит наиболее высокотемпературная волластонит-содержащая порода при понижении температуры метаморфизма.

Сотрудники ИГГД (Великославинский и др., 1963) выделили на площади распространения пород мамской подсерии пять фаций единого процесса прогрессивного регионального метаморфизма.

Наиболее низкотемпературной зоной метаморфизма является зона серицит - хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Породы в этой зоне представлены филлитами и песчаниками с первично-осадочной структурой, известняками и доломитами, а также основными эффузивами. Характерные минералы для этих пород — кварц, серицит, хлорит, карбонаты, альбит (10—11% An), лейкоксен, турмалин.

Зона более высокотемпературной био-

тит-хлоритовой субфации отделена от предыдущей зоны изоградой биотита, а от следующей — гранат-серицитовой — изоградой граната. Нижняя граница этой зоны определяется реакцией мусковит + хлорит = биотит + хлорит. Для этой зоны характерны филлитовидные сланцы, песчаники и карбонатные породы с порфиробластами биотита. В филлитовидных сланцах и песчаниках наиболее распространена неравновесная ассоциация биотит + хлорит + серицит + кварц, реже встречается равновесная ассоциация биотит + серицит + кварц. Жильные образования в описанных зонах зеленосланцевой фации состоят из кварцевых и кварц-карбонатных жил, одновозрастных с метаморфизмом осадочных пород.

Гранат-серицитовая субфация — переходная между зеленосланцевой и амфиболитовой фациями. Зона этой субфации отделена от предыдущей зоны изоградой граната, от последующей — переходом серицита в мусковит. Метаморфические породы в этой зоне представлены филлитовидными сланцами и микрогнейсами с порфиробластами граната, дистена, ставролита и биотита, расположенных среди основной массы из мелких зерен кварца и серицита; неравнозернистыми песчаниками с преобладанием ассоциации гранат + биотит + + плагиоклаз ( $Ap_{28-35}$ ) + кварц, а также карбонатными и глинисто-карбонатными породами, для которых обычна ассоциация плагиоклаз + биотит + серицит + + кварц + карбонат (+ хлорит). Минеральные ассоциации гранат-серицитовой зоны — неравновесные, жильные образования — кварцевые и кварц-мусковитовые.

Зона ставролит-дистеновой субфации амфиболитовой фации отделена от гранат-серицитовой зоны границей распространения пегматитов, совпадающей в большей части района с изоградой мусковита. Граница этой зоны с силлиманит-альмандиновой зоной проходит по изограде силлиманита. Метаморфические породы представлены кристаллическими сланцами и гнейсами различного состава. Характерные минералы в метаморфических породах этой зоны — гранат, дистен, ставролит, биотит, мусковит, плагиоклаз (олигоклаз-андезин), кварц. Зона ставролит-дистеновой субфации является областью распространения пегматитовидных гранитов и пегматитов Мамской провинции.

Таблица 3

## Средний химический состав основных

## литологических разностей метаморфических пород

Тип пород	Метаморфический аналог	Число анализов	Средний химический состав основных			
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Песчаные	Кварциты, кварц-слюдяные сланцы	2	84,60	0,38	4,53	0,17
Песчано-глинистые	Биотитовые гнейсы	17	69,10	0,64	14,00	0,88
Известково-песчано-глинистые	Гранат-биотитовые гнейсы	8	65,00	0,85	15,10	0,92
Карбонатные органигенные	Гранат-амфиболовые и амфиболовые гнейсы	5	63,60	0,80	14,17	1,26
	Известково-силикатные породы	3	66,45	0,66	11,77	0,59
	Мраморы скаполитовые с кальцитом	5	52,20	0,54	10,85	1,35
Глинистые	Графит-скаполит-биотитовые гнейсы	4	10,51	—	3,38	1,16
	Дистен-гранат-биотитовые гнейсы	1	32,78	0,40	9,47	2,17
	Дистен-гранат-биотитовые гнейсы	9	59,20	0,77	15,40	1,52
	Дистен-гранат-биотитовые гнейсы	9	63,30	1,00	19,25	0,88

Примечание. Средний химический состав пород вычислен веденных в отчетах И. И. Кремлякова (1962), Н. А. Львовой и др. (1955).

FeO	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Σ
2,64	0,07	0,93	2,87	0,88	0,82	0,13	0,01	0,31	1,57	99,69
4,40	0,07	2,52	2,36	2,67	1,86	0,16	0,14	0,28	1,79	100,87
6,05	0,14	3,12	2,44	2,98	1,47	0,11	0,18	0,16	1,27	99,81
6,59	0,17	3,48	5,76	1,40	0,93	0,27	0,03	0,25	1,75	99,59
6,82	0,19	3,22	6,52	0,85	0,44	0,22	0,22	0,20	1,32	99,59
4,06	0,28	2,83	17,87	1,94	1,06	0,10	—	—	6,07	99,15
—	—	2,66	45,41	—	—	—	—	—	36,80	99,32
2,01	0,04	11,49	26,37	1,30	1,04	0,26	0,08	0,53	22,14	100,80
6,31	0,06	4,05	5,42	3,36	1,00	0,16	0,10	0,30	2,72	99,16
6,54	0,15	2,65	0,86	2,73	0,71	0,12	0,12	0,13	1,45	100,13

Б. М. Шмакиным и В. А. Макрыгиной (1969) на основании анализов, при-

## Содержание элементов-примесей и щелочей в основных

Порода	K	Na	Ba	Rb	Li
	вес. %				
Биотитовые гнейсы	2,51	1,24	600	125	40
Гранат-биотитовые гнейсы	1,50	1,81	513	77	35
Диоксид-скаполит-кварцевые породы	0,36	0,60	380	39	16
Дистен-гранат-биотитовые гнейсы	2,26	0,99	528	70	38

Таблица 4

## разновидностях метаморфических пород (Макрыгина, 1966)

Tl	Pb	Zn	Sr	Be	Y	La	Ce	U
г/т								
0,87	6,5	33	740	1,6	25	38	345	4,3
0,74	4,8	49	335	1,3	27	20	355	1,8
0,45	7,0	46	460	1,8	31	28	445	4,5
0,79	12,6	66	300	1,9	25	15	430	—



Зона силлиманит-альмадиновой субфации отделена от ставролит-дистеновой зоны изоградой силлиманита. В этой зоне наряду с дистеном появляется силлиманит, биотит и гранат здесь наиболее богаты магнием. В силлиманит-альмадиновой зоне широко распространены «керамические» пегматиты.

Изученные нами граниты и пегматиты Мамской слюдоносной провинции, как уже указывалось, находятся в зоне ставролит-дистеновой субфации амфиболитовой фации, в связи с этим ниже приводится химический состав основных разновидностей метаморфических пород этой зоны и их геохимическая характеристика (табл. 3).

Приводимый материал недостаточен для детальной характеристики метаморфических пород, особенно в связи с выделением в рассматриваемой метаморфической зоне более детальных подразделений по степени метаморфизма. (Другов, Карпов, 1965), однако он характеризует особенности химизма каждого типа осадочных образований и, следовательно, образующихся из них метаморфических пород. Как видно из табл. 3, разнообразие их определяется резким колебанием содержания  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$  в первичном осадочном материале.

Согласно имеющимся данным по метаморфическим зонам (Великославинский и др., 1963; Карпов, Другов, 1966), химический состав пород в процессе метаморфизма изменяется направленно. Изучение В. А. Макрыгиной распределения редких элементов в метаморфических породах показало, что их содержание также закономерно изменяется в различных зонах метаморфизма. В табл. 4 приведены данные по редким элементам только для пегматитсодержащей метаморфической зоны (Шмакин, Макрыгина, 1969).

Принцип температурных ступеней равновесия, предложенный Д. С. Коржинским (1937), был в дальнейшем использован Г. М. Друговым и И. К. Карповым (1965) при выделении в мамской кристаллической полосе зон прогрессивного метаморфизма по минеральным ассоциациям пелитовых и известковых кварцсодержащих пород (табл. 5). Температурный интервал альмадин-амфиболитовой фации метаморфизма теоретически определен ими в 475—650°C. В переходной

Таблица 5

Распределение температур по метаморфическим зонам (Другов, Карпов, 1965)

Метаморфическая зона	Зоны по минеральным ассоциациям		T°С
	пелитовых пород	известковых кварцсодержащих пород	
Альмандин-амфиболитовой фации	Силлиманит-альмандин-ортоклазовой и силлиманит-альмандин-мусковитовой субфаций, переходных к роговообманково-роговиковой фации	Диопсидовая	580—650
	Дистен-альмандин-мусковитовой и ставролит-альмандиновой субфаций	Диопсид-цоизитовая и скаполит-тремолитовая	550—580
		Мусковитовая и мусковит-хлоритовая	475—530
Переходная	Гранат-серицитовая или переходная, характеризующаяся сменяющимися минеральными ассоциациями ставролит-альмандин-мусковитовой субфации с минеральными ассоциациями фации зеленых сланцев	Хлорит-серицитовая	400—475

зоне метаморфизм, по данным этих исследователей, происходил при температуре 400—475° (см. табл. 5). По схеме метаморфических фаций, предложенной А. Хитанен (Hietanen, 1967), амфиболитовая фация метаморфизма (тип Барроу) характеризуется температурой 500—600° и давлением 5—7 кбар. Наши экспериментальные данные по температуре и давлению, как будет показано, близки соответственно данным И. К. Карпова, Г. М. Другова и А. Хитанен.

Для дополнения характеристики метаморфизма пород мамской подсерии необходимо отметить, что в зоне амфиболитовой фации происходит ультраметамор-

физм с выплавлением гранитного и пегматитового материала.

Породы, метаморфизованные на прогрессивном этапе метаморфизма, согласно данным С. Б. Лобач-Жученко (1957), А. Н. Неелова (1957), Д. А. Великославинского и Ю. М. Соколова (1960), претерпели значительные ретроградные изменения, обусловленные, по мнению Д. А. Великославинского и Ю. И. Соколова, воздействием постмигматитовых растворов, идущих из глубинных зон ультраметаморфизма.

Говоря о причинах прогрессивного регионального метаморфизма, Д. А. Великославинский (Великославинский и др., 1963) указывает на следующие особенности метаморфической зональности района: 1) связь метаморфизма со складчатыми движениями, 2) расположение самой высокотемпературной зоны близко, но не строго вдоль оси Мамского синклинория и 3) нередко обнаруживающееся несоответствие изоград со структурными направлениями. Одновременно отмечается проявление интенсивного ультраметаморфизма в зоне тектонических разрывов, залегающей над сочленением древних архейских и нижнепротерозойских пород фундамента, в связи с чем в этой зоне происходит обильное насыщение пегматитами. Метаморфизм пород мамской толщи обусловлен тепловым потоком, поднимающимся из фундамента в тектонической зоне, видимо, в процессе мамских складкообразовательных движений, которые или сами создали ее, или обновили эту зону и сделали ее легкопроницаемой для теплового потока (Великославинский и др., 1963).

### ГНЕЙСО-ГРАНИТЫ МАМСКО-ОРОНСКОГО КОМПЛЕКСА

К гнейсо-гранитам в Мамском слюдоносном районе относятся гнейсовидные граниты юго-восточного обрамления мамской кристаллической полосы, а также «штоков» и пластообразных тел в пределах этой толщи, вблизи ее северо-западной границы. Те и другие входят в мамско-оронский комплекс гранитоидов верхнепротерозойского возраста (Гаевский, 1961; Залуцкий и др., 1966).

Для гранитов, находящихся в юго-восточном обрамлении мамской кристаллической полосы, характерны гранобластовая структура и четко-полосчатая гнейсовидная текстура. Это серые, реже розовато-серые среднезернистые породы неоднородного сложения. Наблюдаются их переходы через мигматиты к вмещающим гнейсам и сланцам, в гранитах встречаются многочисленные, в разной степени переработанные участки вмещающих пород. Секущих контактов гранитов с метаморфическими породами не отмечается. Перечисленные особенности гнейсо-гранитов свидетельствуют об их палингенном происхождении.

В составе гранитов (табл. 6) превалирует плагиоклаз, микроклин играет явно подчиненную роль и иногда отсутствует. Количество темновесных минералов варьирует от 5 до 30. Биотит, как правило, преобладает над роговой обманкой, из аксессуарных минералов наиболее характерны магнетит, сфен, апатит.

В пределах мамской кристаллической полосы гнейсо-граниты слагают несколько небольших массивов, называемых «штоками», и пластообразных тел. Они расположены вдоль линии северо-восточного направления, которая, по мнению В. Н. Чеснокова, соответ-

## Краткая характеристика минералов гнейсо-гранитов

Разновидность гнейсо-гранитов	Минерал, его содержание в породах, %	Оптические свойства: триклинность, КПС ( $\Delta\rho$ ); состав плагиоклазов
«Штоки» в северо-западной части слюдоносной полосы	Плагиоклаз, 45—60	№ 23—32 Двойниковая решетка; $\Delta\rho = 0,95$ ; $-2V = 80-85^\circ$ Волнистое угасание $N_g$ 1,644—1,648; плеохроизм от светло-желтого до темно-буро-зеленого $C : N_g = 17^\circ$ ; плеохроизм от желтого до темно-зеленого
	Микроклин, 1—20 Кварц, 10—30 Биотит, 2—20	
Массивы юго-восточного обрамления слюдоносной полосы	Роговая обманка, 0—15	№ 28—30 Двойниковая решетка; $\Delta\rho = 0,90$ Волнистое угасание $N_g = 1,644$ ; плеохроизм от светло-зеленого до буро-зеленого $C : N_g = 17-21^\circ$ ; плеохроизм от светло-зеленого до зеленого
	Плагиоклаз, 57—65	
	Микроклин, 0—15	
	Кварц, 20—30 Биотит, 5—16	
	Роговая обманка, 0—5	

стует зоне дизъюнктивных нарушений в метаморфических породах мамской толщи и, возможно, в ее фундаменте. «Штоки» гнейсо-гранитов эллипсовидной формы. Площадь их невелика: так, размеры Согдондонского массива не превышают 36 км<sup>2</sup>, Кочектинского — 8 км<sup>2</sup>, Слюдянского — 15 км<sup>2</sup>. Контакты массивов с вмещающими породами как согласные, так и секущие. Вокруг них наблюдаются изгибы пластов, иногда имеющие форму флексур.

Гнейсо-граниты «штоков» — это по преимуществу однородные биотитовые граниты серого цвета с гнидиоморфно-зернистой структурой и гнейсовидной (плоскопараллельной) текстурой. Размер зерен минералов различный, но преобладают среднезернистые разновидности. Из полевых шпатов в минеральном составе гнейсо-гранитов, как правило, преобладает плагиоклаз, но микроклин присутствует всегда. Темноцветные минералы обычно представлены биотитом, реже кроме него присутствует роговая обманка. Амфиболовые

гнейсо-граниты встречаются очень редко. Об особенностях минералов, слагающих гнейсо-граниты, можно судить по табл. 5. Из аксессуарных минералов постоянно присутствуют сфен, магнетит, апатит, циркон, эпидот, иногда — гранат, ортит, наблюдаются вторичные минералы: мусковит и хлорит.

В гнейсо-гранитах Слюдянского, Кочектинского и Согдиондонского «штоков» наблюдается карбонат, широко распространенный в породах Слюдянского массива. Здесь он образует полосчатые участки с биотитом и роговой обманкой, имеющие реликтовый облик. Количество эпидота в породе невелико. В Кочектинском массиве карбонат распространен меньше, но очень часто встречается эпидот, а в Согдиондонском массиве карбонат и эпидот довольно редки. Видимо, процессе гранитизации в этом массиве проявлен наиболее интенсивно по сравнению с первыми двумя штоками. Здесь же повсеместно обнаруживаются жилы аплитов и пегматитов.

По внешнему облику и минеральному составу гнейсо-граниты «штоков» аналогичны гнейсовидным гранитам юго-восточного обрамления Мамской слюдоносной полосы, отличаясь от них несколько большим содержанием темноцветных компонентов. В пределах массивов гнейсо-гранитов, кроме описанных выше преобладающих пород, встречаются участки лейкократовых разностей, содержащих не более 3—4% биотита, и меланократовых — биотит-амфиболовых и амфиболовых гранодиоритов с суммарным количеством цветных минералов 20—25%. Эти породы слагают обычно залежи или прослои, границы которых субпараллельны полосчатости гнейсо-гранитов. Среди пород с отчетливой гнейсовидностью встречаются участки мелкозернистых гранитов с массивной текстурой, перекристаллизованные пегматондные разности, линзы кварца.

Характерная особенность массивов гнейсо-гранитов — наличие в их пределах секущих даек основных пород (диабазов), а также аплитов и небольших жил пегматитов, отличающихся по внешнему виду и составу от типичных мусковитовых пегматитов.

В контактовых зонах массивов гнейсо-гранитов наблюдаются их постепенные переходы к амфиболитам

через зоны биотитовых, амфибол-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов.

Гнейсо-граниты «штоков» — более ранние образования по сравнению со слюдоносными пегматитами, так как последние в ряде случаев пересекают границы массивов с вмещающими породами. Как гнейсо-граниты, так и породы метаморфической толщи подвергаются в экзоконтакте пегматитовых тел послемагматическим изменениям: мусковитизации и окварцеванию.

По химизму гнейсо-граниты «штоков» и пластообразных тел в пределах мамской кристаллической толщи и массивов ее юго-восточного обрамления очень близки (табл. 7). Характерно, что  $\text{Na}_2\text{O}$  преобладает над  $\text{K}_2\text{O}$ , это соответствует подчиненной роли микроклина по сравнению с плагиоклазом. Гнейсо-граниты образуют группу пород, относящихся, по классификации А. Н. Заварицкого (1950), к классу 2 (пересыщенные  $\text{SiO}_2$  породы), группе 3 (богатые щелочами породы) и группе 4 (умеренно богатые щелочами породы). Согласно петрохимическим характеристикам, рассчитанным по А. Н. Заварицкому (см. табл. 7), можно отметить общность химического состава гнейсо-гранитов из «штоков», тел юго-западного фланга и массивов юго-восточного обрамления мамской метаморфической толщи.

В результате геохимического изучения гнейсо-гранитов (Каширин и др., 1966, Макагон и др., 1969) установлено также, что содержащая редких элементов в гнейсо-гранитах юго-восточного обрамления мамской кристаллической полосы и из «штоков» в пределах последней очень близки (табл. 8). Это подчеркивает генетическое единство указанных гнейсо-гранитов.

Как видно из табл. 8, количество лития и рубидия в гнейсо-гранитах составляет соответственно 22 и 90 г/т, что близко к данным, приводимым В. А. Залуцким, А. Л. Александровым и А. И. Сезько (1966) для гнейсо-гранитов Слюдянского «штока». Содержания лития и рубидия в гнейсо-гранитах гораздо ниже их кларка для кислых изверженных пород. Изучение распределения рассматриваемых элементов в гранитоидах Байкало-Патомского нагорья показало, что эта провинция вообще выделяется пониженными содержаниями лития и рубидия сравнительно с другими

## Химические анализы гнейсо-гранитов и их числовые характеристики по А. Н. Заварицкому (Великославинский и др., 1963)

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sub>105°</sub>	П.п.п.	Σ	a
1	76,95	0,19	12,58	0,90	0,99	0,03	0,64	1,48	5,29	0,46	0,04	Нет	99,55	11,6
2	65,62	0,53	15,19	1,90	2,88	0,08	2,10	4,06	4,33	2,70	0,06	0,56	100,01	13,3
3	69,18	0,85	14,35	2,25	2,58	0,08	0,48	0,44	3,42	5,90	0,00	0,69	100,22	15,6
4	69,72	0,48	13,60	1,91	2,15	0,08	0,88	0,46	3,71	5,87	0,06	0,94	99,86	16,4
5	66,20	0,81	14,41	4,35	1,58	0,08	1,58	1,28	3,81	5,46	0,02	0,66	100,24	15,9
6	67,46	0,52	14,86	2,79	2,73	0,05	1,05	1,78	2,63	5,65	0,08	0,35	99,95	13,8
7	67,56	0,81	14,59	1,80	2,88	0,04	1,19	2,24	4,09	4,60	0,02	0,28	100,10	15,4
8	68,04	0,91	14,11	2,12	2,44	Нет	1,31	1,74	3,43	5,58	0,08	0,40	100,16	15,3
9	68,20	0,81	14,70	1,96	2,00	»	1,23	2,04	3,16	5,88	0,10	0,48	100,56	15,3
10	68,32	0,91	13,89	1,72	2,16	0,14	1,46	1,92	3,65	5,70	0,06	0,40	100,33	15,9

Продолжение табл. 7

№ п/п	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	t	φ	a/c	q	Класс	Группа
1	1,7	3,6	83,1	25,0	46,4	28,6	—	94,4	0,2	21,4	6,8	41,3	2	4
2	3,4	9,4	73,9	—	46,8	37,4	15,8	70,7	0,6	17,2	3,9	17,8	2	4
3	0,5	7,1	76,8	28,0	60,8	11,2	—	46,6	0,9	26,1	31,2	21,9	2	3
4	0,5	5,4	77,7	4,9	67,9	27,2	—	48,8	0,5	29,6	32,8	22,1	2	3
5	1,5	8,0	74,6	—	65,8	33,4	0,8	51,3	0,9	46,7	10,6	15,9	1	3
6	2,2	8,1	75,9	18,2	60,3	21,5	—	41,7	0,5	28,1	6,3	22,0	2	4
7	1,9	6,9	75,8	—	59,7	28,8	11,5	57,4	0,9	21,5	8,1	18,9	2	3
8	1,6	6,6	76,5	—	61,0	32,0	7,0	48,2	1,0	26,0	9,6	20,8	2	3
9	2,0	6,1	76,6	—	67,8	34,5	7,8	44,7	0,9	26,7	7,7	20,6	2	3
10	1,1	7,1	75,9	—	50,0	33,3	16,7	49,2	0,7	20,4	14,5	18,9	2	3

## Содержание редких элементов (г/т) в гнейсо-гранитах

Номер пробы	Li	Rb	Ba	Sr	Be	Pb	Tl	Zn	Ce
-------------	----	----	----	----	----	----	----	----	----

## Гнейсо-граниты «штоков» в пределах

1873	52	96	1600	430	1,3	8,7	1,1	20	47
1739	22	100	1000	480	1,5	12,5	2,9	45	48
1806	33	93	1100	120	0,9	8,0	опр.	35	27
7236	9	96	опр.	опр.	1,2	5,0	1,1	32	70

## Гнейсо-граниты

1133	10	100	1700	330	1,3	5,0	He опр.	18	28
572	24	60	опр.	опр.	1,0	опр.	0,7	52	41
760	14	79	»	»	1,6	17,0	1,0	32	He опр.
784	70	97	»	»	1,0	5,3	1,0	37	60

Среднее	29	90	1350	610	1,2	8,8	1,0	34	46
---------	----	----	------	-----	-----	-----	-----	----	----

гранитоидными провинциями мира (Залуцкий и др., 1966). Величины отношения К:Rb близки для гнейсо-гранитов «штоков» и юго-восточного обрамления и подчеркивают их единство.

Гнейсо-граниты характеризуются также пониженными содержаниями таллия, бериллия, цинка, р. з. э. и свинца. Такое содержание свинца свойственно этим породам и резко отличает их от других гранитоидных образований района. Величина отношения К:Rb наиболее высока для гранитоидов. Приводимое в гл. V сравнение геохимических особенностей гнейсо-гранитов и пегматондных гранитов, называемых также гранит-пегматитами, гранитовидными пегматитами, показывает, что последние не являются продуктами магматической дифференциации расплава, из которого образовались гнейсо-граниты, т. е. гнейсо-граниты не могут быть материнскими гранитами для слюдоносных пегматитов.

## мамско-оронского интрузивного комплекса

La	Nd	Y	$\frac{K}{Rb}$	$\frac{Ba \cdot 100}{K}$	$\frac{Ba}{Rb}$	$\frac{Ba}{Sr}$	$\frac{K}{Pb}$	$\frac{K}{Ti \cdot 10^2}$	$\frac{Rb}{Ti}$	$\frac{Ce+La+Nd}{Y}$
----	----	---	----------------	--------------------------	-----------------	-----------------	----------------	---------------------------	-----------------	----------------------

## Мамской слюдоносной полосы

19	15	12	248	6,7	15,7	3,7	2730	215,4	87	6,7
34	16	11	228	4,3	10,0	2,1	1825	78,6	—	9,0
18	12	10	368	3,2	11,8	9,2	4280	—	—	5,7
11	23	10	271	—	—	—	5200	236,3	87	10,4

## юго-восточного обрамления

12	10	12	346	4,9	17,0	5,1	6920	—	—	4,2
21	27	22	252	—	—	—	—	755,0	86	4,0
17	15	19	328	—	—	—	1645	290,0	79	—
40	26	11	250	—	—	—	4570	242,0	97	11,4

21,5	18	13	286	4,8	13,6	5,0	3881	236,2	87	7,3
------	----	----	-----	-----	------	-----	------	-------	----	-----

Происхождение гнейсо-гранитов тесно связано с метаморфизмом мамской толщи. Однако точки зрения на механизм их формирования различны. По мнению Д. А. Великославинского (Великославинский и др., 1957, 1963), они образовались путем кристаллизации расплава, возникшего при плавлении гнейсо-гранитов верхнеархейского фундамента в процессе регионально-го метаморфизма и внедрившегося в мамскую толщу. В. Н. Шаров (1974) доказывает метасоматическую природу гнейсо-гранитов. Изучение особенностей залегания, строения и состава гнейсо-гранитов показывает, что это образования, характеризующиеся, с одной стороны, признаками магматического этапа в их формировании, с другой — метасоматического. Признаки магматического этапа — это наличие секущих контактов, существование дайковой серии, состоящей из лампрофиров и лейкократовых пород. Из метасоматических явлений, сопровождающих гнейсо-граниты, наи-

более важны следующие: 1) наличие зон мигматитов в окружающих массивы гнейсо-гранитов амфиболитах, 2) унаследование особенностей первичного состава пород (Шаров, 1974). Видно, процесс образования массивов гнейсо-гранитов включает как метасоматический этап, так и магматический.

Метасоматический процесс гранитизации амфиболитов с передовым фронтом базификации пород мамской серии сопровождается плавлением с образованием магмогенных гнейсо-гранитов.

Интенсивность палингенеза возрастает от северо-восточных массивов к юго-западным, и на юго-западном фланге Мамской слюдоносной провинции вскрыты палингенные массивы гнейсо-гранитов.

## ПЕГМАТОИДНЫЕ ГРАНИТЫ И ПЕГМАТИТЫ

Слюдоносные пегматиты Мамско-Чуйского района расположены в северо-восточной части Северо-Байкальского пегматитового пояса. На юго-западе в междуречье Большой Чуи и Малой Чуи они сменяются керамическими пегматитами, а на северо-востоке границы слюдоносной провинции замыкаются в бассейне р. Большого Патома (Великославинский, Казаков, Соколов, 1963).

Еще первыми детальными исследованиями в провинции слюдоносных пегматитов установлено их неравномерное распределение в метаморфической толще. М. Ф. Смирновым (1936) было замечено уменьшение количества пегматитового материала в метаморфической толще вкост ее простирания с юго-востока на северо-запад. Связывая пегматиты с гранитами Мамского гранитного поля, он выделяет по относительному содержанию пегматитов в метаморфических породах 3 зоны: юго-восточную зону обильных инъекций, центральную зону нормальных инъекций и северо-западную зону одиночных жил. Среднее содержание пегматитов составляет в каждой зоне соответственно 35—40, 10—15 и 1—2% от общей площади пород, выходящих на дневную поверхность.

В дальнейшем, с изменением взглядов на происхождение пегматитов, эта схема изменялась. Изучая связь пегматитов с гранитами, П. Н. Сучков (1961) выделил в районе специфичную гранит-пегматитовую интрузию, с которой, по его мнению, генетически связаны слюдоносные пегматиты. В соответствии с этим он считает рациональным разделение слюдоносной провинции на две части: зону одиночных жил и инт-

рузию гранит-пегматитов. А. С. Никаноров (1960) в Мамском районе выделил две разновозрастные группы пегматитов, являющиеся производными двух различных интрузий: плагиоклазовые пегматиты группы I — производные интрузии гранодиоритов или плагиогранитов и плагиомикроклиновые пегматиты группы II — производные интрузии гранитов Мамского комплекса. Ю. М. Соколов (Великославинский и др., 1963), считая главным фактором в распределении пегматитов тектоническую структуру метаморфических пород, выделяет две зоны: слабого насыщения (со средним объемом пегматитового материала 1—15%), находящуюся на северо-западе, где складчатые структуры представлены узкими сжатыми изоклинальными складками, и обильного насыщения с объемом пегматитового материала более 40%, эта зона приурочена к приосевой части Мамского синклиналия, где складчатые структуры представлены в основном брахиантиклиналями.

А. Г. Бушев (1974) в районе распространения слюдоносных пегматитов выделил гранитоиды трех интрузивных фаз мамско-оронского интрузивного комплекса, первая из которых представлена в основном гнейсо-гранитами, вторая — пегматоидными плагиогранитами и третья — пегматоидными гранитами, слюдоносными пегматитами.

При детальными работами по картированию пегматитов М. А. Завалишин и В. Н. Чесноков (1960) показали неравномерность распределения их не только вкрест, но и по простиранию метаморфической толщи. Особенности распространения пегматитов они связывают с развитием зон гранитизации и тектоническими структурами метаморфической толщи. Установив наличие блоковой структуры мамской кристаллической толщи, эти исследователи, как уже указывалось, выделяют три тектонические зоны вкрест простирания толщи (Завалишин, Чесноков, 1971): Северо-Западную, Центральную и Юго-Восточную. Северо-Западная и Юго-Восточная зоны характеризуются низким содержанием пегматитового материала в метаморфической толще, в Центральной, включающей зоны обильных и нормальных инъекций, наблюдается высокая концентрация пегматитового материала.

По простиранию метаморфической толщи выделены три структурных блока — Витимский, Мамский и Чуйский. Первый и третий из них отличаются высоким количеством пегматитов в метаморфической толще, в Мамском блоке содержание пегматитов гораздо ниже. Распределение пегматитов контролируется складчатостью северо-восточного простирания, а также поперечными перегибами вдоль границ структурных блоков. Максимальная их концентрация отмечается в ядрах линейных прямых антиклиналей и в крыльях линейных опрокинутых складок.

Соответственно распространение пегматоидных гранитов (мелкозернистых пегматитов, по М. А. Завалишину и В. И. Чеснокову) также контролируется тектонической структурой мамской кристаллической толщи. Их крупные массивы расположены в Центральной зоне Чуйского и Витимского структурных блоков.

Проведенное нами детальное изучение пегматоидных гранитов Мамского района показало, что они образовались в результате единого процесса гранитизации метаморфической толщи, включая метаморфическую дифференциацию гнейсов и сланцев, метасоматоз и палингенез. Одновременно было установлено, что данные граниты являются гетерогенными образованиями. По условиям залегания, минеральному и химическому составу, генетическим особенностям среди них необходимо выделять: 1) пегматоидные граниты метаморфического происхождения и 2) магматические пегматоидные граниты палингениого происхождения (Макагон и др., 1969).

Пегматоидные граниты метаморфического происхождения сформировались в результате процессов метаморфической дифференциации гнейсов и сланцев и метасоматической гранитизации метаморфических пород. Процесс гранитизации можно подразделить на два этапа: 1) кремне-натрового метасоматоза и 2) калиевого метасоматоза. Последний проявляется только в плагногранитах, образовавшихся в результате предшествующих процессов метаморфической дифференциации и кремне-натрового метасоматоза, и развит слабо. Магматические пегматоидные граниты образовались при кристаллизации расплава, возникшего

при палингенезе метаморфических пород или, как полагает В. Н. Чесноков (1973), пегматоидных гранитов метаморфического происхождения.

### ПЕГМАТОИДНЫЕ ГРАНИТЫ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Метаморфические пегматоидные граниты широко распространены в участках метаморфической толщи с высокой концентрацией пегматитового материала в Центральной структурной зоне. Они залегают в различных метаморфических породах: в биотитовых, гранат-биотитовых, дистен-гранат-двуслюдяных гнейсах и сланцах, в известково-силикатных породах и амфиболитах. В гнейсах и сланцах рассматриваемые пегматиты образуют линзовидные и пластообразные согласные тела различного размера (мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров). Если вмещающие породы представлены пере-  
слаиванием пород различной жесткости (биотитовый гнейс и известково-силикатная порода), то пегматоидные граниты образуют сложные тела с согласными и полого секущими контактами в гнейсах и сланцах и

с секущими — в более жестких породах. Наблюдаются тела гранитов, участвующие в формировании складчатых структур (рис. 2).

Контакты метаморфических пегматоидных гранитов с вмещающими их гнейсами и сланцами могут быть резкими в связи с сегрегацией биотита в экзоконтактовых оторочках или с переходом через мелкие линзы таких же гранитов вблизи контактов крупных тел (рис. 3). При выклинивании соглас-

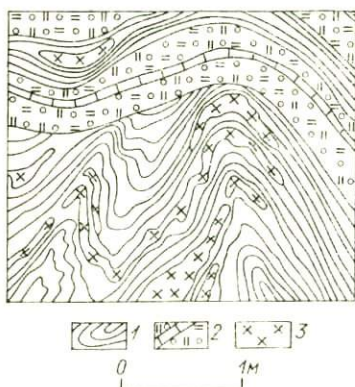


Рис. 2. Формы залегания метаморфических пегматоидных гранитов. 1 — биотитовые гнейсы; 2 — известково-силикатные породы с прослоем мрамора; 3 — метаморфический пегматоидный гранит.

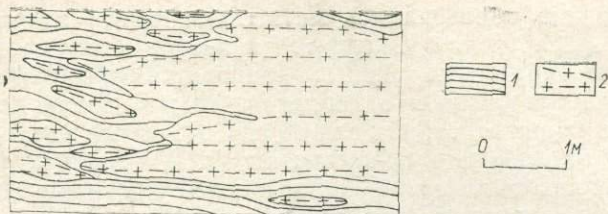


Рис. 3. Многочисленные линзы метаморфического пегматоидного гранита на участке выклинивания его крупного согласного тела.

1 — биотитовый гнейс; 2 — метаморфические пегматоидные граниты.

ных тел и линзовидных жил гранитов особенно отчетливо видны постепенные переходы от них к вмещающим гнейсам и сланцам, наблюдающиеся как по простиранию слоистости метаморфических пород, так и вкрест простирания. Резкие контакты с сегрегацией слюд в экзоконтактовых зонах характерны для мелких линз пегматоидных гранитов. На контактах крупных тел обогащения гнейсов и сланцев темноцветными минералами обычно не наблюдается. В самих пегматоидных гранитах часты реликты гнейсов и сланцев, которые имеют такую же ориентировку сланцеватости, как и вмещающие метаморфические породы.

Распространенность пегматоидных гранитов метаморфического происхождения в различных метаморфических породах не одинакова. Наибольшее количество их отмечается в биотитовых гнейсах, на отдельных участках которых до 80—90% первоначальной мощности метаморфической породы представлено сейчас пегматоидным гранитом (или гранитовидным пегматитом — Тимофеев, 1960). В гранат-биотитовых гнейсах и в дистен-гранат-двуслюдяных гнейсах и сланцах количество гранитов значительно меньше, а в известково-силикатных породах и амфиболитах метаморфические граниты редки.

В сводовой части Центрального антиклинального поднятия широко распространены тела пегматоидных гранитов, залегающие в гранат-биотитовых гнейсах, переслаивающихся с амфиболитами. Изучение взаимоотношений амфиболитов и гнейсов показывает, что

последние образовались метасоматическим путем за счет амфиболитов. Около тел пегматоидных гранитов гранат-биотитовые гнейсы становятся биотитовыми, количество биотита в экзоконтактных зонах постепенно понижается, так что образуются зоны «переходных» от гнейсов к гранитам пород. В этом же участке пегматитового поля наблюдаются секущие контакты пегматоидных гранитов метаморфического происхождения с амфиболитами, причем последние не затронуты интенсивными изменениями.

Минеральный состав метаморфических пегматоидных гранитов прост — они сложены плагиоклазом № 18—35 (56—70%), кварцем (25—40%) и небольшим количеством слюд — биотита и мусковита. Калиевый полевой шпат распространен очень неравномерно. Часто он отсутствует, но в некоторых случаях количество калишпата в пегматоидном граните достигает 10—15%. Иногда калиевый полевой шпат образует цепочки кристаллов и зонки с кварцем, пересекающие полосчатость метаморфических гранитов. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, количество их в породе очень незначительно. Часто сохраняются, особенно вблизи контактов пегматоидных гранитов, реликтовые минералы метаморфических пород: дистен, гранат, турмалин, графит.

Для минерального состава рассматриваемых гранитов наиболее характерно то, что полевые шпаты в них часто представлены только плагиоклазом, который в сумме с кварцем обычно составляет более 95% породы. Количество слюд в гранитах не превышает 5% и только вблизи контактов может возрастать за счет полосовидных скоплений чешуек слюд, являющихся переработанными реликтами метаморфических пород. Преобладание в пегматоидном граните биотита или мусковита зависит от состава вмещающих метаморфических пород. Так, в гранитах, залегающих в гранат-биотитовых сланцах и известково-силикатных породах, биотит резко преобладает над мусковитом, а в гранитах, расположенных в дистен-гранат-двуслюдяных сланцах, наоборот, отчетливо заметно преобладание мусковита. Мусковит по отношению к биотиту — более поздний минерал, он обычно развивается по биотиту, а также по плагиоклазу.

Размер зерен минералов, слагающих эту разновидность гранитов, колеблется от 0,3 до 30 мм. Структура пегматоидных гранитов гипидиоморфно-зернистая. Текстура — обычно полосчатая. Полосчатость обусловлена неравномерным распределением и ориентированным расположением чешуек слюд, а иногда также ориентированными мелкими линзовидными обособлениями кварца. Полосчатость в пегматоидных гранитах совпадает со сланцеватостью метаморфических пород.

В пегматоидных гранитах метаморфического происхождения наблюдаются часто более крупнозернистые участки блоковой и неяснографической структуры. Контакты этих участков обычно очень постепенные, реже довольно резкие. Полевые шпаты в крупнозернистых участках представлены или только плагиоклазом, или плагиоклазом с небольшим количеством калиевого полевого шпата. Чешуйки биотита в этих участках теряют единую ориентировку, наблюдается их сегрегация в таблички и пластинки. Иногда отчетливо видна приуроченность таких участков к зонам калишпатовых магматических пегматоидных гранитов и пегматитов, пересекающих метаморфические граниты.

#### **МАГМАТИЧЕСКИЕ ПЕГМАТОИДНЫЕ ГРАНИТЫ**

Пегматоидные граниты магматического происхождения наиболее широко распространены в так называемой зоне обильного насыщения пегматитами. Они залегают в различных метаморфических породах, в том числе и в мраморах. В выделяемых П. Н. Сучковым (1961) массивах гранит-пегматитов, размеры которых достигают нескольких десятков квадратных километров, эти граниты слагают значительные участки. В сетчатых залежах отдельные жилы полностью сложены магматическими пегматоидными гранитами. Контакты последних с метаморфическими породами резкие, как секущие, так и согласные. В эндоконтактной зоне тел гранитов иногда видно явление закалки — размер зерен минералов здесь значительно меньше, чем в основной массе породы. Наблюдается пересечение метаморфических гранитов гранитами магматического происхождения (рис. 4). Последние перед-

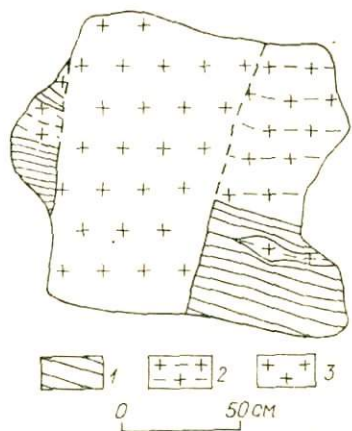


Рис. 4. Пересечение биотитового гнейса (1) и метаморфического гранита (2) пегматондным магматическим гранитом (3).

(1—4%), мусковит (0,5—4%). Акцессорные минералы: гранат, циркон, апатит, сфен, магнетит. Характерно низкое содержание слюд, которое, как и в метаморфических гранитах, не превышает 5%.

Плагиоклаз магматических пегматондных гранитов представлен олигоклазом № 19—30. Изучение триклинности калиевых полевых шпатов этих гранитов показало, что среди них встречаются и ортоклаз, и микроклин. По присутствию той или другой модификации калиевого полевого шпата нами выделены ортоклазовые и микроклиновые пегматондные граниты. Первые из них широко распространены, они образуют крупные массивы. Для микроклиновых гранитов более характерны жильные формы тел. Среди них встречаются жилы, в породах которых вместо биотита содержатся гранат и мусковит. Плагиоклаз таких гранит-аплитов более кислый (19—22% An).

Структура гранитов магматического происхождения гипидиоморфно-зернистая, иногда порфиробластовая. Текстура их массивная (рис. 5).

Магматические пегматондные граниты пересекаются зонами пегматитов различных структурных разновидностей (рис. 6). Контакты зон резкие, без изме-

ко содержат ксенолиты в различной степени переработанных метаморфических пород. В большинстве случаев их сланцеватость в ксенолитах ориентирована так же, как во вмещающих гнейсах и сланцах, однако встречаются повернутые ксенолиты последних (Мораховский, 1966).

Минеральный состав магматических пегматондных гранитов: плагиоклаз (38—54%), калиевый полевой шпат (19—32%), кварц (27—32%), биотит

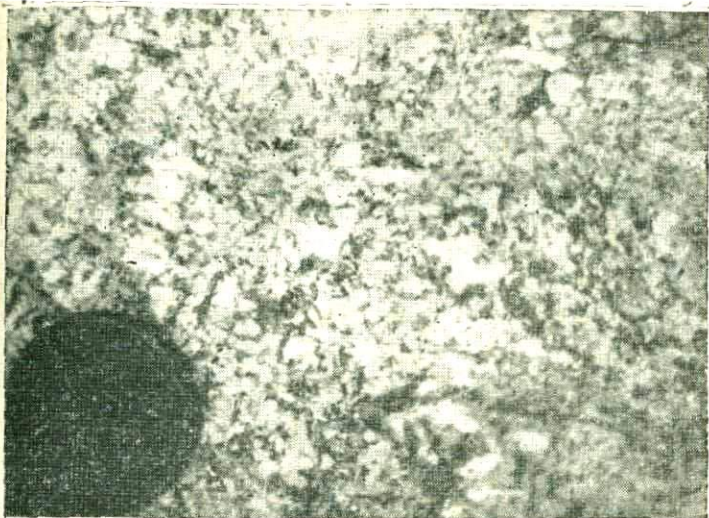


Рис. 5. Неизмененный пегматоидный гранит магматического происхождения.

нения вмещающих гранитов или с проявлением в них тех же процессов изменения, что и в секущих пегматитовых зонах. Количество пегматитов в гранитах определяется интенсивностью тектонических деформаций, способствовавших образованию трещиноватости в различных участках гранитов. Изучение расположения жил слюдоносных пегматитов в массивах магматических пегматоидных гранитов (Сучков, 1961) показало, что такие жилы, располагаясь в трещинах, приконтактных частях тел, образуют зоны определенного направления.

В магматических пегматоидных гранитах широко развит процесс послемагматического заме-

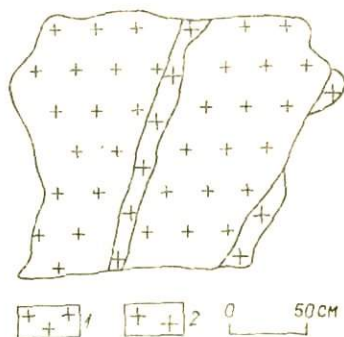
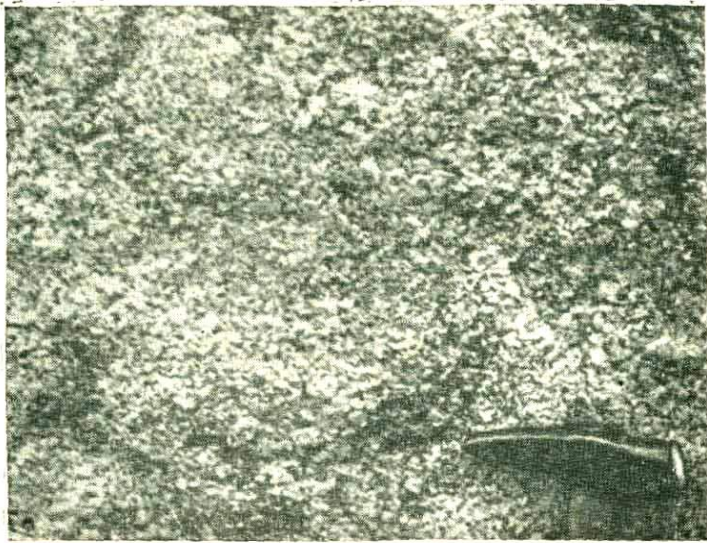


Рис. 6. Жила мелкоблокового пегматита (2) в магматическом пегматоидном граните (1).



*Рис. 7.* Магматический пегматоидный гранит с интенсивным проявлением процесса послемагматического замещения.

щения. Из выделенных стадий этого процесса в пегматитах (Шмакин, 1963) в изученных гранитах наблюдаются ранняя щелочная и кислотная стадии, однако последняя проявлена не полностью и представлена только кварц-мусковитовым замещением (рис. 7).

Щелочная стадия послемагматического замещения гранитов выражена их интенсивной микроклинизацией. Микроклин развивается по плагиоклазу, так что количество его в породе достигает 45%, а содержание плагиоклаза ( $Ap_{22-27}$ ) понижается до 23%. Количество кварца в микроклинизированных пегматоидных гранитах составляет 20—25%, биотита — 3—4, мусковита — менее 1%. Акцессорные минералы: циркон, сфен, апатит, монацит. Микроклинизированные пегматоидные граниты встречаются довольно редко. Обычно щелочная стадия замещения сменяется кислотной, и в микроклинизированных гранитах развивается кварц-мусковитовое замещение. Степень проявления последнего различна. При наиболее интенсивном кварц-мусковитовом замещении граниты со-

держат микроклин (15—21%), плагиоклаз ( $Ap_{25-31}$ ) (30—34%), кварц (29—31%), мусковит (14—21%), биотит (0,6—1,3%). Акцессорные минералы апатит, монацит, циркон, гранат, магнетит. Наиболее характерно широкое распространение апатита, количество которого в отдельных случаях достигает 0,6%.

Интенсивное кварц-мусковитовое замещение типично для пегматоидных гранитов, образующих крупные тела жильного типа, протягивающиеся иногда на 1—2 км и более при мощности в несколько десятков и сотен метров в пределах Центрального антиклинального поднятия и по его границам. Облик этих пород, обусловленный частыми столбчатыми кристаллами мусковита, очень своеобразен. Телам этих гранитов свойственны секущие интрузивные контакты. В них наблюдаются как секущие зоны апографических пегматитов плагиоклаз-микроклинового состава с пластинами биотита, так и шлировые обособления блокового пегматита плагиоклаз-микроклинового состава с биотитом или без него. В центральной части таких шлировых пегматитов наблюдаются кварцевые блоки. Иногда в пегматоидных гранитах встречаются зоны пегматитов с промышленным мусковитом, представляющие собой перекристаллизованные и метасоматически измененные пегматоидные граниты. Тела этих пегматоидных гранитов изучались на месторождениях Б. Северное, Луговка, Комсомольско-Молодежное, Согдиондон, Чуя.

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПЕГМАТИТОВ

Не останавливаясь детально на вопросах распределения пегматитов в метаморфической толще, морфологии пегматитовых тел, их строения и состава, которые рассмотрены в работах Н. В. Петровской (1941), Г. Г. Родионова (1959, 1965), Ю. М. Соколова (Великославинский и др., 1963; Соколов, 1971), П. Н. Сучкова (1961), М. А. Завалишина и В. Н. Чеснокова (1960, 1971), Б. М. Шмакина и В. М. Макрыгиной (1969) и других исследователей, рассмотрим генетическую классификацию пегматитов.

Исследователями мамских пегматитов в зависимости от их взглядов на происхождение и формирование пегматитов выделялись различные генетические и структурные разновидности последних.

Еще П. Н. Марков (1937) в одной из первых работ по мамским пегматитам отмечал в них две фазы кристаллизации, первая из которых соответствует образованию мелкокристаллических пегматитов, вторая — формированию крупнокристаллических пегматитов. Затем И. В. Петровской (1941) в соответствии с представлениями А. Е. Ферсмана выделены дографическая, графическая, эпиграфическая (переходная) и пегматоидная фазы кристаллизации из расплава, при которых образуются пегматиты соответственно мелкозернистой, графической и переходной структур, и также пегматоидная разновидность пегматитов.

За пегматоидной фазой кристаллизации из расплава, согласно И. В. Петровской, следует пневматолитовая фаза, когда происходит интенсивное кварц-мусковитовое замещение пегматитов, а также альбитизация и образование кварц-турмалинового комплекса. Закрывающая пегматитовый процесс гидротермальная фаза проявлена весьма незначительно.

В более поздних исследованиях Ю. П. Ивевсена (1955) и В. А. Дворкина-Самарского (1961) также выделяются пегматиты первичных структур, образующиеся на магматическом этапе, и вторичные структурные разновидности, соответствующие флюидно-гидротермальному этапу формирования пегматитов. Г. Г. Родионовым (1959, 1965) была предложена классификация пегматитов, в которой он выделяет пегматиты первичного образования, возникшие при кристаллизации расплава, и пегматиты вторичного образования, формирующиеся при замещении пегматитов первого типа. К первым относятся пегматиты мелкозернистой, графической и пегматоидной структур, ко вторым — пегматиты микроклинового, кварц-мусковитового, кварцевого и альбитового замещения. Процессы замещения являются аутометасоматическими и происходят после образования графических пегматитов. В отличие от И. В. Петровской, Г. Г. Родионов считает, что микроклиновое, кварц-мусковитовое и кварцевое замещение одновременны с формированием пег-

матоидных разновидностей пегматитов из расплава. Альбитовое замещение развивается после кристаллизации расплава.

Одновременно с представлениями о пегматитах Мамского района как образованиях, формирующихся в основном путем кристаллизации из расплава, существует точка зрения на эти породы, признающая широкое развитие в них процессов перекристаллизации и послемагматического замещения. Еще в 1937 г. Д. С. Коржинским указывалось, что кристаллизация из расплава в пегматитах Мамского района заканчивается образованием графических их разновидностей. Более поздние структурные разновидности формировались в процессе перекристаллизации и автотасоматического замещения образовавшихся из расплава пегматитов.

По представлениям некоторых исследователей, пегматиты в Мамском районе формировались путем перекристаллизации или гранитов (Никитин, 1955, 1965), или гранит-пегматитов (Сучков, 1961), или пегматитов гранитовой и аплитовой структур, кристаллизующихся из расплава (Соколов, 1960). Ю. М. Соколов выделяет первичные и вторичные структурные разновидности пегматитов. К первичным относятся пегматиты, возникшие при магматической кристаллизации (гранитная и аплитовая структурная разновидности) и при метабластезе и (или) метаморфической дифференциации (бластометаморфическая структурная разновидность). К группе вторичных принадлежат разновидности, образовавшиеся в процессе собирательной перекристаллизации и кварцевого автотасоматоза (графическая, пятнисто-сегрегационная, петельчато-сегрегационная и блоковая), а также кварц-мусковитовый замещающий комплекс.

Работы М. А. Завалишина и В. Н. Чеснокова (1960) по региональному изучению пегматитов Мамского района привели их к выводу о наличии в этом районе двух типов пегматитов: 1) образовавшихся при метаморфизме толщи осадочных пород плагиоклазовых пегматитов и 2) метасоматических пегматитов, формировавшихся при калиевом метасоматозе метаморфических пегматитов и вмещающих их пород. И. К. Карпов (1965), определив температуры образо-



Рис. 8. Согласный контакт метаморфического пегматита (1) с гранат-биотитовым гнейсом (2).

зания пегматитов близкими к температурам метаморфизма вмещающих пород, считает все пегматиты Мамского района метаморфическими образованиями.

Исследования, проведенные сотрудниками Института геохимии СО АН СССР, показали, что пегматиты Мамского района являются гетерогенными образованиями (Шмакин, Куфтырева, 1964; Макагон, Шмакин, 1964). В процессе их изучения были выделены следующие генетические типы пегматитов (Шмакин, Куфтырева, 1964; Шмакин, Макрыгина, 1969): I — пегматиты метаморфического происхождения, II — первично-магматические и III — послемагматические пегматиты. Каждый из выделенных типов пегматитов характеризуется своими особенностями распределения в метаморфической толще, форм залегания, минерального и химического состава, генезиса.

Пегматиты первых двух типов подразделяются на первичные и измененные процессами послемагматиче-

ского замещения. Рассмотрим особенности выделенных типов пегматитов.

1. Пегматиты метаморфического происхождения. Они подразделяются на неизменные метаморфические пегматиты и замещенные пегматиты.

Неизменные пегматиты метаморфического происхождения (рис. 8) образовались путем обособления лейкократовой части гнейсов и сланцев при метаморфической дифференциации. Ю. М. Соколов считает их синкинематическими образованиями (Великославинский и др., 1963). Эти пегматиты наиболее широко распространены в зоне обильного насыщения метаморфической толщи пегматитовым материалом. Они концентрируются в замках мелких и крупных складок, заполняя полости отслоения. Главные минералы этих пегматитов — плагиоклаз, кварц и в незначительном количестве слюды.

Измененные метаморфические пегматиты характеризуются развитием крупнокристаллических (крупноблоковых) структур, а также кварц-мусковитового комплекса (рис. 9). Ю. М. Соколовым (Великославинский и др., 1963) эти пегматиты относятся к метасоматическим образованиям. Они состоят из плагиоклаза (№ 17—25), кварца, мусковита и биотита; типичные акцессорные минералы — апатит и ортит.

При детальном исследовании тел, сложенных такими пегматитами, установлено, что они пересекаются жилами микроклинсодержащих пегматитов магматического происхождения (жилы 289 Мочикита, 83 Колотовского, 9—10 Могучинского, 89 Согдиондонского месторождений), а крупнокристаллические структуры замещения в метаморфических гранитах приурочены к контактам магматических пегматитов.

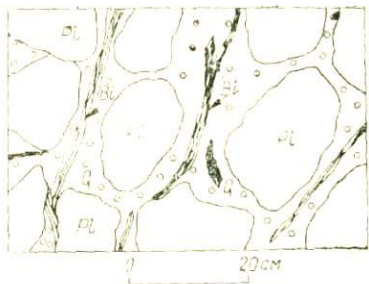


Рис. 9. Метаморфический пегматит крупноблоковой структуры с кварц-мусковитовым замещением.

Pl — блоки плагиоклаза, В1 — пластины биотита, Q — участки кварц-мусковитового комплекса.

Интенсивное кварц-мусковитовое замещение полевого шпата и мусковитизация биотитовых пластин и лейст типичны для крупноблоковых пегматитов. Участки кварцевого замещения встречаются редко, располагаясь внутри зон кварц-мусковитового комплекса.

Переход от неизмененных пегматондных гранитов к крупноблоковым обычно постепенный, в переходной зоне распространен неяснографический плагиоклазовый пегматит. В некоторых случаях наблюдаются резкие контакты блоковых пегматитов с пегматондными гранитами при очень слабом развитии неяснографических пегматитов.

Таким образом, основные процессы изменения метаморфических пегматондных гранитов — их перекристаллизация и кварц-мусковитовое замещение плагиоклаза с одновременным развитием мусковита по биотиту. Изменение гранитов связано с жилами магматических пегматитов.

II. Пегматиты магматического происхождения. Как и в метаморфических пегматитах, выделяются неизмененные магматические пегматиты и пегматиты с интенсивным проявлением процессов послемагматического замещения.

Неизмененные пегматиты магматического происхождения включают мелкозернистые и графические пегматиты.

Крупные жилы неизмененных пегматитов в центральных частях сложены графическим пегматитом с блоками микроклина, изредка с небольшими зонками бесслюдного пегматонда. Д. С. Коржинский (1937) показал, что графический пегматит образовался при эвтектической кристаллизации богатого калием расплава. Б. М. Шмакин и В. А. Макрыгина (1969) считают, что блоки микроклина в графическом пегматите могли образоваться в результате кристаллизации избыточного по сравнению с эвтектикой компонента. Жилы пегматитов рассматриваемого типа распространены в различных метаморфических породах: кварцитах, гнейсах и сланцах, мраморах и амфиболитах, занимая часто секущее положение. Изменения в экзоконтактовых зонах пегматитовых жил обычно отсутствуют или незначительны. В составе этих пегматитов калишпат преобладает над плагиоклазом, со-

державшим здесь 15—18% анортита, из слюд типичен биотит. Жилы таких пегматитов, встречаясь в любых метаморфических породах, пересекают их и залегающие в них метаморфические пегматиты (рис. 10).

Измененные послемагматическими процессами первично - магматические пегматиты распространены в районе довольно широко. На значительное развитие в слюдоносных пегматитах структур замещения указывалось еще в первых работах по пегматитам Мамского района (Вендланд, 1932; Петровская, 1937, 1941; Коржинский, 1937). В последующих работах абсолютным большинством исследователей отмечались процессы замещения в пегматитах Мамского района, с некоторыми стадиями которых связано образование зон промышленного ослюденения. Анализ равновесных ассоциаций, проведенный Б. М. Шмакиным, позволил выделить несколько последовательных стадий метасоматического изменения пегматитов, характеризующихся определенной температурой и щелочностью послемагматических растворов, производящих замещение. По минеральным ассоциациям, фиксирующим прежде всего изменение щелочности, были выделены ранняя щелочная, кислотная и поздняя щелочная стадии метасоматоза. Кислотная стадия подразделена на фазу возрастающей и фазу максимальной кислотности (Шмакин, 1963; Шмакин, Макрыгина, 1969).

Каждой стадии соответствует определенная зона в пегматитовых жилах. В ранней щелочной стадии образуется зона апографического и блокового микроклинового пегматита. Кислотная стадия характеризуется образованием кварц-мусковитового комплекса (фаза повышенной кислотности растворов) и кварце-

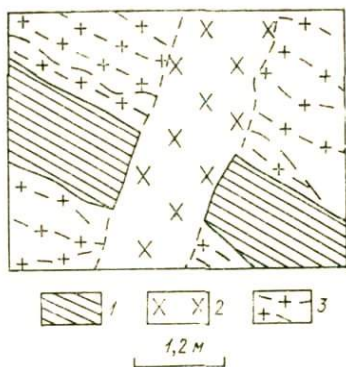


Рис. 10. Пересечение биотитового гнейса (1) и метаморфического пегматита (3) графическим пегматитом магматического происхождения (2).

вых зон (фаза максимальной кислотности). В поздней щелочной стадии происходит альбитизация пегматитов и образуются зоны растворения и выноса кварца. Стадии послемагматического замещения пегматитов и соответствующие им зоны в пегматитовых телах приведены ниже.

Стадия послемагматического замещения	Зона пегматита
Ранняя щелочная	Апографическая и блоковая микроклиновые
Возрастания кислотности	Кварц-мусковитового замещения
Нового повышения щелочности	Кварцевого замещения Альбитизации и растворения кварца

III. **Послемагматические пегматиты** представлены жилами, сложенными кварц-мусковитовым агрегатом с блоками плагиноклаза и обычным для кварц-мусковитового комплекса обилием аксессуарных минералов (апатит, турмалин, ортит). Видимая связь этих жил с пегматитами отсутствует, но сходство их с кварц-мусковитовым комплексом апофизов крупных пегматитовых тел свидетельствует об обратном.

Послемагматические кварц-мусковит-плагиноклазовые жилы являются жилами выполнения с типичными для них структурами перпендикулярного к контактам роста минералов. Они образуются в результате деятельности растворов кислотной стадии замещения пегматитов в метаморфических породах. Например, жилы 99 месторождений Малого Северного и 2—2<sup>а</sup> Слюдянки.

Основная черта геохимической эволюции пегматитового процесса состоит в изменении роли щелочей на различных его этапах (Гинзбург, 1960). Это относится в первую очередь к послемагматическому этапу. В магматическом этапе обычно выделяются кальциево-натриевая и калиевая фазы, однако в жилах мусковитовых пегматитов Мамского слюдоносного района они не обособлены, представляя нормальную последовательность кристаллизации пегматитового расплава (Шмакин, Макрыгина, 1969).

Ранняя щелочная стадия постмагматического этапа характеризуется высоким потенциалом калия.

В этой стадии наблюдается как перекристаллизация и замещение графического микроклинового пегматита апографическим, так и замещение плагиоклаза микроклином с апографическими вростками кварца. Последующее возрастание кислотности послемагматических растворов сопровождается постепенным уменьшением роли щелочей в минералообразовании. Сначала калий сменяется натрием при замещении микроклина олигоклазом, а затем происходит гидролиз полевых шпатов, при котором наблюдается вынос калия и натрия и образование пластинчатого мусковита кварц-мусковитового комплекса и по лейстам биотита.

Дальнейшее возрастание кислотности растворов приводит к замещению минералов, содержащих щелочи, кварцем и выносу всех щелочных элементов. В этом процессе образуется мусковит, имеющий обычно клиновидную форму, а также кварцевые зоны.

Новое повышение щелочности происходит при пониженных температурах, и основная роль в этой стадии принадлежит натрию. Альбит развивается за счет кварца, микроклина и олигоклаза ранних минеральных ассоциаций. С зонами альбитизации обычно находятся в пространственной связи зоны растворения кварца с друзами этого минерала (Шмакин, 1963). Закономерный характер эволюции растворов на послемагматическом этапе подтверждается единой последовательностью процессов минералообразования в пегматитах на всей площади их распространения в Мамском слюдоносном районе.

Как видно из табл. 9, химический состав пегматитов изменяется в соответствии с указанными особенностями процессов их формирования. Незамещенные метаморфические и магматические пегматиты резко различаются по содержанию  $K_2O$ . Крупноблоковые плагиоклазовые пегматиты, образовавшиеся при послемагматическом изменении метаморфических пегматитов, характеризуются возрастанием количества  $K_2O$  относительно неизмененных их аналогов. В магматических пегматитах на послемагматическом этапе сначала наблюдается увеличение содержания  $K_2O$  в апографических зонах, а затем его последовательное уменьшение в зонах кварц-мусковитового и кварцевого замещения. Изменение содержания ряда других

Химический состав разновидностей пегматитов и их золь (Штакін, Мікоялца, 1959), вес. %

Группа, разновидность	Зона	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O + П.л.п.	Сумма
<i>Плагиоклазовые пегматиты</i>													
Мелкозернистые	Пегматит в целом	70,09	0,05	19,14	0,39	0,62	0,01	0,61	2,72	4,90	1,33	0,40	100,26
	Графическая	72,17	0,08	17,67	0,05	0,70	0,01	0,32	3,38	4,86	0,84	0,50	100,58
Крупноблоковые	Неяснографическая и блоковая	67,10	—	17,80	2,90 (общее)		—	1,10	2,20	4,80	2,50	1,60	100,00
<i>Плагиоклаз-микроклиновые пегматиты</i>													
Незамещенные	Аплитовая	70,37	0,10	17,96	0,05	0,70	0,04	0,42	1,03	4,25	4,69	0,81	100,42
	Гипидноморфно-зернистая	70,17	0,08	17,75	0,08	0,90	0,03	0,42	1,24	2,14	6,40	1,34	100,55
Замещенные	Контаминации	65,95	0,31	18,88	0,16	0,60	0,01	0,42	3,45	4,81	5,26	0,65	100,08
	Блоково-апографическая	69,10	—	17,00	2,30 (общее)		—	0,90	0,60	1,60	8,50	—	100,00
	Кварц-мусковитового замещения	66,30	—	20,10	2,00 (общее)		—	0,50	1,60	3,10	4,80	1,60	100,00
	Кварцевого замещения	77,90	—	13,90	1,10 (общее)		—	0,20	0,60	1,40	3,80	1,10	100,00

окислов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ) в различных зонах пегматитовых жил также закономерно и подчеркивает петрохимические особенности процесса формирования пегматитов.

Поведение элементов-примесей в минералах пегматитов подтверждает полученную при изучении внутреннего строения пегматитовых жил последовательность смены стадий минералообразования. Б. М. Шмакиным (1965) показано, что индикаторные отношения редких элементов изменяются в соответствии с изменением кислотности послемагматических растворов, которое сходно с эволюцией кислотности-щелочности процессов в большинстве гидротермальных месторождений, связанных с гранитами (Коржинский, 1956).

Таким образом, полностью подтверждается тезис А. И. Гинзбурга (1960) о том, что геохимическая эволюция пегматитового процесса является естественным продолжением эволюции интрузивных комплексов. Главный фактор геохимической эволюции мусковитовых пегматитов — снижение температуры и давления в процессе их формирования.

В качестве наиболее чувствительных геохимических индикаторов процессов минералообразования мусковитовых пегматитов изученного района предложены отношения  $\text{K}:\text{Rb}$ ,  $\text{Li}:\text{Rb}$  и  $\text{Na}:\text{K}$  в мусковитах,  $\text{Li}:\text{K}$ ,  $\text{Li}:\text{Rb}$ ,  $\text{K}:\text{Rb}$  и  $\text{Ba}:\text{Rb}$  в микроклинах,  $\text{K}:\text{Rb}$ ,  $\text{Rb}:\text{Cs}$  и  $\text{Na}:\text{K}$  в биотитах,  $\text{Y}:\text{Ce}$  и  $\Sigma\text{Y}:\Sigma\text{Ce}$  в апатитах (Шмакин, Макрыгина, 1969; Шмакин, 1971).

## **МИНЕРАЛЫ ПЕГМАТОИДНЫХ ГРАНИТОВ И ПЕГМАТИТОВ**

Минеральный состав пегматоидных гранитов и пегматитов Мамского слюдоносного района прост. Главные минералы — плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит и мусковит. Из аксессуарных наиболее распространены гранат, апатит, турмалин, ортит, циркон.

Рассмотрим особенности главных минералов, слагающих как пегматоидные граниты, так и пегматиты.

### **ПЛАГИОКЛАЗ**

Данные об особенностях плагиоклаза и его составе в различных пегматитах Мамского района приводятся в работах, касающихся минералогии этих пород (Вендланд, 1932; Петровская, 1941; Тимофеев, 1960; Сучков, 1961; Великославинский и др., 1963; Шмакин, 1965; и др.). Остановимся на характеристике плагиоклаза пегматоидных гранитов.

Плагиоклаз в метаморфических гранитах — обычно единственный представитель полевых шпатов, в магматических он часто преобладает над калишпатом. Форма зерен этого минерала таблитчатая. Для него не характерно развитие антипертитов, но в магматических гранитах очень широко распространены мирмекиты. Последние имеют различную форму и размеры, занимая часть зерна плагиоклаза, соприкасающуюся с калиевым полевым шпатом, или все зерно полностью. П. Н. Сучков (1961), исходя из особенностей мирмекитов в плагиоклазах пегматитов, считает их разновидностью микрографических сростаний.

Двойникование плагиоклазов происходит по альбитовому или сложным законам. Изучение структурного состояния плагиоклазов из пегматоидных гранитов показало, что структура плагиоклазов как метаморфических, так и магматических гранитов является упорядоченной.

Определения состава плагиоклазов из метаморфических и магматических пегматоидных гранитов показывают, что плагиоклаз в них содержит 18—35% анортитовой составляющей (рис. 11), причем не отмечается существенной разницы в составе плагиоклазов из метаморфических и магматических пегматоидных гранитов. Иногда наблюдается развитие по указанному выше плагиоклазу более кислого олигоклаза и альбита. Плагиоклазы с более высоким содержанием анортита встречаются только около контактов с известково-силикатными породами и, видимо, являются реликтами этих вмещающих пород.

Согласно данным Н. В. Петровской (1941), количество анортитовой составляющей в плагиоклазах мелкозернистых пегматитов дографической фазы равно 17—32%. П. Н. Сучков указывает, что в гранит-пегматитах распространены плагиоклазы № 23—32. И. Н. Тимофеев при изучении особенностей процесса формирования гранитовидных пегматитов в метаморфических породах различного состава также отмечает, что плагиоклазы этих пегматитов содержат обычно 20—33% анортита и только в пегматитах, залегающих среди известково-силикатных пород, плагиоклаз представлен андезином № 36—40.

По В. Н. Мораховскому (1964), плагиоклаз гранит-пегматитов в среднем содержит 25—29% анортита с колебанием от 16 до 33%. П. Н. Сучков, И. В. Давиденко и Е. Н. Калугин (1968) при изучении особенностей состава плагиоклаза приводят пределы его ко-

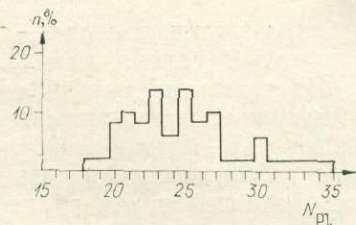


Рис. 11. Диаграмма частотности  $n$  плагиоклазов различного состава в пегматоидных гранитах. Число замеров — 60,  $N_{РЛ}$  — номера плагиоклазов.

лебания в этих породах — от 21 до 33% анортитовой молекулы с максимумом 25—28%.

Плагиоклазы графических, неяснографических и апографических пегматитов, как показано исследованиями А. П. Сучкова, И. В. Давиденко и Е. Н. Калугина (1968), более кислые, содержание анортитовой составляющей в них равно 10—18%, а в пегматоидных зонах понижается до 5%. Альбитом является также плагиоклаз пертитовых вростков в калиевых полевых шпатах этих пегматитов и зон альбитизации.

Таким образом, понижение содержания анортита в плагиоклазе наблюдается в основном в пегматитах, формирующихся в процессе послемагматического замещения и перекристаллизации магматических пегматитов.

Взаимоотношения плагиоклаза и калишпата в пегматоидных гранитах часто указывают на замещение первого вторым. Обычно наблюдаются также замещение плагиоклаза мусковитом или серицитом и образование оторочек более кислого плагиоклаза, особенно около границ с калишпатом.

### **КАЛИЕВЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ**

При изучении минералов пегматоидных гранитов и пегматитов Мамского района нами было уделено особое внимание наличию различных модификаций калиевых полевых шпатов в этих породах, поскольку структурные особенности калиевых полевых шпатов, наряду с их геохимическими особенностями, имеют важное значение для выяснения процессов образования и изменения гранитов и пегматитов.

Калишпат в неизмененных пегматоидных гранитах образует зерна до 2 см в диаметре, иногда присутствуют порфиновые вкрапления более крупных размеров. Изучение под микроскопом показывает, что калишпат сдвойникован в различной степени, встречаются его зерна как с четкой решетчатой структурой (рис. 12), так и без двойников (рис. 13). Пертиты распространены слабо и часто отсутствуют вообще. В пегматоидных гранитах, где развиты процессы пос-

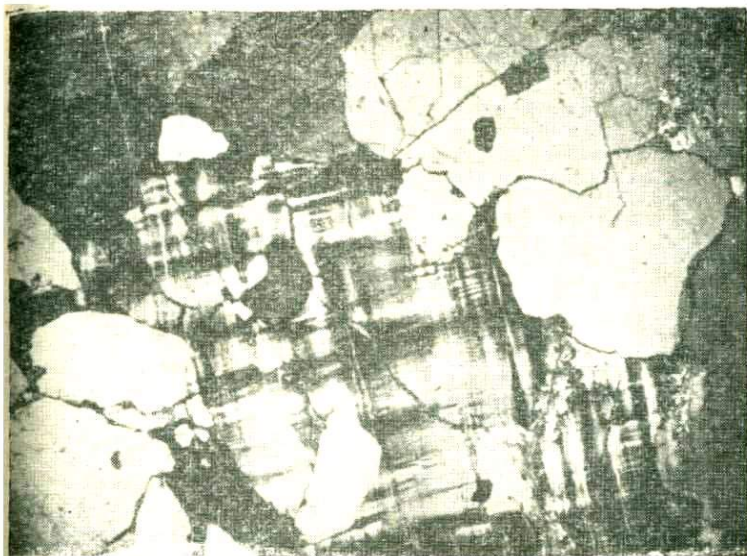


Рис. 12. Калевый полевой шпат с четкой двойниковой решеткой (микроклин) в магматическом пегматоидном граните.



Рис. 13. Калевый полевой шпат без двойниковой решетки (ортоклаз) в магматическом пегматоидном граните.

Рентгеновская триклинность ( $\Delta\rho$ ) калишпатов из пегматоидных гранитов и пегматитов Мамского района

Порода	Количество образцов	Пределы колебания $\Delta\rho$	Среднее значение $\Delta\rho$
<i>Пегматоидные граниты</i>			
Ортотлазовые . . . . .	16	0,00—0,38	0,17
Микроклиновые . . . . .	10	0,60—0,91	0,70
Измененные послемагматическими процессами . . . . .	14	0,37—0,95	0,68
<i>Пегматиты</i>			
Недифференцированные тела без проявления метасоматоза . . . . .	11	0,00—0,81	0,32
Зональные тела (от контактов к центральной части):			
Зона мелкозернистой структуры . . . . .	5	0,65—0,95	0,83
Зона графической структуры . . . . .	13	0,54—0,95	0,81
Зона апографической структуры с проявлением кварц-мусковитового замещения . . . . .	11	0,47—0,98	0,79
Пегматоидная (зона кварцевого замещения) . . . . .	15	0,77—1,00	0,93

лемагматического замещения, калишпат обнаруживает четкую двойниковую решетку.

При изучении структурных особенностей калишпатов были отобраны их образцы из пегматоидных гранитов и пегматитовых тел, образованных различными структурными разновидностями пегматитов. Последние подразделялись на недифференцированные жилы, сложенные графическими и среднезернистыми пегматитами, в которых не проявлены процессы послемагматического замещения, и жилы с зональным сложением. В этих жилах калишпаты отбирались из зон 1) мелкозернистых пегматитов, 2) графических пегматитов, 3) апографических пегматитов с кварц-мусковитовым комплексом, 4) пегматоидных. Под микроскопом калишпаты во всех указанных зонах характеризуются четкой двойниковой решеткой.

Определение модификаций калиевых полевых шпатов проводилось по методике, предложенной Гольдсмитом и Лавесом (1956) и примененной при исследовании полевых шпатов А. С. Марфуниным (1962), Б. М. Шмакиным и Г. Г. Афонинной (1967) и другими исследователями. Была определена степень рентгеновской триклинности ( $\Delta\rho$ ), а также измерены углы оптических осей.

Как видно из табл. 10, среди калишпатов неизменных пегматоидных гранитов встречаются как ортоклаз, так и микроклин. Таким образом, среди этих пород можно выделить две группы: ортоклазовых и микроклиновых пегматитов. На участках проявления послемагматического замещения в пегматоидных гранитах калишпат представлен микроклином.

Наиболее разнообразные значения  $\Delta\rho$  наблюдаются в группе недифференцированных жильных пегматитов, где встречаются и ортоклаз, и микроклин. В зональных пегматитовых телах, испытавших послемагматические преобразования, калишпат представлен только микроклином. Средние значения триклинности в калишпатах трех внешних зон почти одинаковы — около 0,80 (табл. 10). В случае проявления процессов кварцевого замещения в центральной пегматоидной зоне фиксируется обычно максимальный микроклин.

Как правило, центральные зоны содержат калишпат с более высокой степенью триклинности, чем в краевых зонах (табл. 11). Однако в некоторых жилах (жила 92 Комсомольско-Молодежного месторождения) наблюдается обратное явление — калишпат апографической зоны менее упорядочен по сравнению с калишпатом графического пегматита. Во многих жилах значения  $\Delta\rho$  для калишпатов всех зон близки и с учетом точности метода ( $\pm 0,05$ ) могут быть названы одинаковыми.

Присутствие моноклинной модификации калиевого полевого шпата в пегматитах Мамского района было установлено еще в самом начале изучения их минералогии (Вендланд, 1932), однако этому факту не уделялось должного внимания. Начиная с первого крупного исследования по минералогии пегматитов Мамаы, выполненного Н. В. Петровской (1941), и кончая недавними работами по геологии, минералогии и гео-

Таблица 11

Рентгеновская триклинность ( $\Delta\rho$ ) калишпатов в пределах отдельных зональных пегматитовых тел

Номер образца	Месторождение, номер жилы	Зона	$\Delta\rho$
<i>Жилы в пегматоидных гранитах</i>			
8018	Большое Северное, 65	Пегматоидный гранит	0,1
8019		Графическая	0,73
8020	Большое Северное, 5	Апографическая	0,90
7035		Пегматоидный гранит	0,31
7034		Апографическая	0,62
7033	Грековское, 92	Пегматоидная	1,00
7088		Пегматоидный гранит	0,1
7086		Графическая	0,68
7085		Апографическая	0,47
<i>Жилы в метаморфических породах</i>			
7361	Слюдянское, 48	Среднезернистая	0,86
7356		Графическая	0,80
7358		Апографическая	0,82
7564	Чуйское, 305	Графическая	0,77
7566		Апографическая	0,98
7567	Согдиондонское, 97	Пегматоидная	0,96
7732		Графическая	0,81
7733		Апографическая	0,94
7593		Графическая	0,87
7589	Чуйское, 96	Пегматоидная	0,98
7627/7		Графическая	0,95
7627/8	Чуйское, 15	Пегматоидная	0,99
7631		Графическая	0,87
7630		Апографическая	0,88
7629	Чуйское, слюдопроявление без номера	Пегматоидная	0,91
7694/1		Мелкозернистая	0,87
7694/2		Графическая	0,86

химии пегматитов Мамского района (Великославинский и др., 1963; Шмакин, Макрыгина, 1969), калишпаты пегматитов именовались микроклинами. Теперь ясно, что этот термин можно применять, да и то с оговорками, лишь для калишпатов зональных пегматитовых тел (Макагон, Шмакин, 1970). Более строгим следует признать термин «калиевый полевой шпат». Для классификации пегматитов по составу полевых шпатов необходимо пользоваться такими названиями, как калишпатовые, калишпат-плагноклазовые, плагноклаз-калишпатовые.

Таблица 12

Рентгеновская триклинность ( $\Delta\rho$ ), угол оптических осей и содержание бария в образцах калишпатов из пегматоидных гранитов и пегматитов Мамского района

Номер образца	$\Delta\rho$	$-2V^\circ$	Ва, вес. %	Номер образца	$\Delta\rho$	$-2V^\circ$	Ва, вес. %
<i>Пегматоидные граниты</i>				<i>Пегматиты</i>			
Без проявления метасоматоза				Не дифференцированные тела без наложения метасоматоза			
6358	0,00	70	2,65	7807	0,10	70	1,18
7096	0,07	66	2,33	7726	0,30		1,26
7087	0,10	—	1,20	7708	0,18		1,80
7608	0,38	72	1,10	7215	0,81		0,89
7412a	0,00	75	Не опр.	Зональные тела			
8029	0,25	77	»	Первичные структуры			
7688	0,35	69	1,00	7085	0,47	87	0,37
7811	0,38	—	0,96	7086	0,68	82	0,32
С наложением метасоматоза				1444	0,54	80	0,59
7200	0,48	82	0,35	7732	0,84		0,34
7060	0,58	83	0,70	7733	0,96		0,35
7103	0,59	83	0,32	7545	0,92		0,50
7555	0,79	84	0,26	Вторичные (метасоматические) структуры			
7683	0,88	—	0,71	7560	0,95	—	0,055
7183	0,47	80	0,70	1702a	0,98	84	0,017
				1702b	0,88	82	0,030
				1731	0,96	86	0,022
				1446	0,92	85	0,033
				1583	0,77	82	0,010

В изученных образцах калишпатов были определены углы оптических осей (табл. 12). Оказалось, что в калишпатах с низкой триклинностью угол оптических осей ( $-2V$ ) составляет 66—77°. Калишпаты с триклинностью, соответствующей промежуточному и максимальному микроклину, характеризуются углом оптических осей —80—88°. Оптические исследования многочисленных образцов калишпатов из Мамских пегматитов, проведенные В. А. Дворкиным-Самарским (1961), показали, что угол оптических осей калишпа-

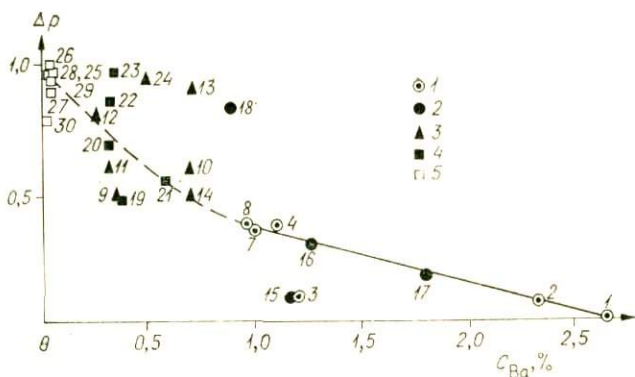


Рис. 14. Рентгеновская триклинность ( $\Delta\rho$ ) и содержание бария в образцах калишпата из пегматоидных гранитов и пегматитов Мамского района.

1 — пегматоидные граниты без проявления метасоматоза; 2 — недифференцированные пегматиты; 3 — пегматоидные граниты с наличием метасоматических процессов; 4 — первичные структуры зональных пегматитовых тел; 5 — вторичные структуры тех же тел. (Номера образцов взяты из табл. 12).

тов в гранит-пегматитах (пегматоидных гранитах) равен —  $72-79^\circ$ , в графических и неяснографических пегматитах —  $78-85^\circ$ , в пегматоидных структурах —  $84-89^\circ$ .

При сравнении этих данных с нашими определениями триклинности калишпатов из тех же пегматитов устанавливается прямая зависимость между рентгеновской триклинностью и углом оптических осей.

Для выяснения причин разной триклинности калишпатов из пегматоидных гранитов и различных пегматитов исследованные образцы были проанализированы на барий (см. табл. 12). Прежде всего необходимо отметить большой интервал изменения концентраций этого элемента. В калишпатах ортоклазовых пегматоидных гранитов и недифференцированных пегматитов содержание Ва наиболее высоко:  $0,9-3,6\%$ .

В микроклинах пегматоидных гранитов количество Ва снижается до  $0,1-0,7\%$ . Примерно такие же концентрации бария отмечаются в микроклинах первичных структурных разновидностей зональных пегматитовых тел, а также в пегматитах, подвергшихся микроклинизации и кварц-мусковитовому замещению.

При кварцевом замещении микроклин содержит всего 0,010—0,055% Ba, т. е. количество элемента-примеси снижается более чем на порядок.

Приуроченность низких значений содержаний бария к наиболее упорядоченным калишпатам очевидна с первого взгляда. Однако более внимательное рассмотрение соотношений  $\Delta\rho$  и концентраций Ba (рис. 14) показывает, что при разных уровнях содержания элемента-примеси наблюдается различная картина этих соотношений. Микроклины из участков кварцевого замещения зональных тел, имея примерно одинаковые содержания Ba, изменяют величину  $\Delta\rho$  от 0,77 до 0,98. Точки, соответствующие калишпатам первичных структур зональных тел и зон изменения в пегматоидных гранитах, образуют «облако» в поле координат  $C_{Ba} - \Delta\rho$  и не позволяют судить о какой-либо зависимости. Наиболее четкая картина связи между содержаниями бария и степенью триклинности наблюдается для ортоклазов гранитов и недифференцированных пегматитов. За исключением двух образцов с триклинностью 0,1, точки хорошо ложатся вдоль линии обратной пропорциональной зависимости между  $C_{Ba}$  и  $\Delta\rho$ .

Принято считать, что упорядочение кристаллической решетки калишпата и переход ортоклаза в микроклин происходят в процессе «старения» породы. Этим обусловлено преимущественное присутствие микроклина в древних изверженных породах. Однако детальное изучение калишпатов докембрийских гранитоидов Финляндии (Магто, 1964) показало, как и в нашем случае, широкое распространение в них моноклинного калишпата. Следовательно, моноклинная модификация этого минерала в силу ряда причин может сохраниться в метастабильном состоянии. Высокие содержания бария в ортоклазах — одна из этих причин. Как известно, содержание бария в калишпате является функцией температуры.

Высокая температура образования калишпатов гранитов и пегматитов обуславливала возможность вхождения в их разупорядоченную кристаллическую решетку большого количества бария (Тейлор, Хейер, 1963; Лебедев, 1967). В ортоклазах пегматоидных гранитов содержание этого элемента максимально.

Исследования структуры, состава и термолюминесценции калишпатов показали, что барий в структуру ортоклазов входит изоморфно к калию в основном по схеме  $BaAl \rightarrow KSi$  (Афонина и др., 1972; Макагон и др., 1972). При таком изоморфизме наличие бария в кристаллической решетке калишпатов препятствует упорядочению их структуры в процессе «старения» пород. Калишпаты пегматоидных гранитов первоначально имели нулевую степень триклинности, но она сохранилась лишь при наличии в них 2,3—3,6% Ва.

В калишпатах гранитов и пегматитов, содержащих до 1% Ва, четкой корреляции степени триклинности с количеством бария не наблюдается. При таких содержаниях барий входит в кристаллическую решетку калишпата по схеме  $Ba \rightarrow 2K$  (Афонина и др., 1972) и не оказывает тормозящего влияния на структуру калишпатов, подвергающихся интенсивным упорядочивающим воздействиям. Наличие двух типов изоморфизма при вхождении различных количеств Ва в кристаллическую решетку калишпата подтверждается данными термолюминесценции (Макагон и др., 1972).

Калишпаты микроклиновых пегматоидных гранитов, а также из мелкозернистых оторочек и графических зон зональных жил пегматитов кристаллизовались, видимо, в моноклинной сингонии из расплава. Однако сейчас это уже микроклины, и только в отдельных случаях удастся фиксировать в них меньшую степень триклинности, чем в калишпатах послемагматических зон. Следовательно, при отсутствии «консервирующего» влияния ионов бария (или других элементов-примесей) судить о первичном структурном состоянии калишпатов трудно. Характерно, что при одном и том же содержании Ва калишпаты послемагматических зон могут иметь разные значения  $\Delta p$  (см. рис. 14, две серии точек — при  $C_{Ba}$ , равных 1) 0,01—0,06% и 2) 0,3—0,4%). Можно предполагать, что минимальные значения  $\Delta p$  ближе к начальным состояниям кристаллической решетки, которая затем подвергалась дальнейшему упорядочению.

Таким образом, различные условия образования отражаются как на содержаниях бария в решетке калишпата, так и на структурном состоянии кристаллизующегося минерала.

## КВАРЦ

Кварц в пегматоидных гранитах составляет 27—40% и вместе с полевыми шпатами слагает основную массу породы. Часто встречаются пойкилитовые включения кварца в полевых шпатах и мирмекитовые вроски в плагиоклазе по границе зерен последнего с калишпатом. В гранитах, измененных послемагматическими процессами, кварц с мусковитом на стадии кварц-мусковитового замещения развиваются по полевым шпатам, иногда образуя симплектитовые сростания. Для кварца пегматоидных гранитов характерно волнистое и облачное угасание, зерна его часто гранулированы.

Проведено изучение двойникования в кварце из пегматоидных гранитов, а также из пегматитов различных структурных разновидностей (методика Г. П. Барсанова и Э. Я. Гурьевой, 1963). Двойники инверсии, характерные для высокотемпературного кварца, не встречены. Видимо, кварц пегматитов Мамского района кристаллизовался в основном в виде низкотемпературной модификации. Однако в кварце магматических пегматоидных гранитов и графических пегматитов встречены газово-жидкие включения дигипирамидального облика, приводимые Ю. А. Долговым в одной из его работ (1965) в качестве типичных для высокотемпературной модификации кварца включений.

## СЛЮДЫ

Биотит — широко распространенный минерал в пегматоидных гранитах и пегматитах различного происхождения. Однако количество его в этих породах обычно не превышает 5%. Встречается он в виде чешуек, псевдогексагональных табличек. Цвет его по *Ng* — коричневый, по *Np* — бледно-желтый и только при залегании гранитов в «ортопородах» с зеленым биотитом этот минерал в пегматоидном граните метаморфического происхождения также плеохроирует в зеленых цветах — от темно-зеленого по *Ng* до желто-зеленого по *Np*. Биотит часто замещается мусковитом и в меньшей степени хлоритом.

Одна из наиболее важных констант биотита — его показатель преломления  $N_g$ . Как известно, оптические свойства биотита, в частности показатели преломления, определяются особенностями химического состава этого минерала. В. С. Соболевым (1950) указаны элементы в составе биотита, влияющие на показатель его преломления. Наиболее важным фактором является общая железистость

$$\frac{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \cdot 100 \text{ мол. \%}.$$

Полученные нами данные показывают, что зависимость между показателем преломления и общей железистостью химически проанализированных биотитов из пегматитов (Макагон, Шмакин, 1964), а также из метаморфических пород, пегматоидных гранитов Мамского района характеризуется кривой, предложенной В. С. Соболевым для биотитов из гранитов (табл. 13, рис. 15). Наибольшее различие в определении общей железистости по химическому анализу и показателю преломления не превышает  $\pm 5\%$ . Поэтому именно эта

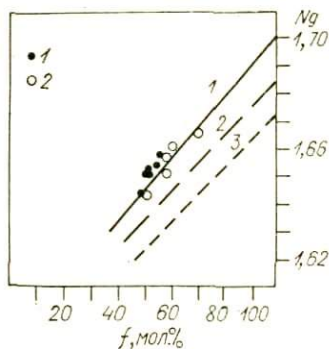


Рис. 15. Диаграмма для определения общей железистости  $f$  биотитов по показателям преломления  $N_g$  в гранитах (кривая 1), в обычных пегматитах (кривая 2) и в пегматитах, богатых фтором (кривая 3) (Соболев, 1950).

1 — биотиты из метаморфических пород Мамского района, 2 — из пегматоидных гранитов.

кривая использовалась нами для оптического определения общей железистости биотитов из различных пород.

Для сравнения с железистостью биотитов из пегматоидных гранитов была определена железистость биотитов из метаморфических пород и пегматитов. Общая железистость биотитов из метаморфических пород колеблется от 35 до 64 мол. % (рис. 16), причем из 63 образцов 74 % имеют общую железистость, равную 40—55%. Средняя ее величина 50%. В пегматоидных гранитах метаморфического происхождения общая железистость ко-

Сравнение общей железистости биотитов, рассчитанной по данным химических анализов образцов и определенной по показателю преломления

Окисел	6814	7389	7702	7416	7722	119	151	2247	2464	6552	9414
SiO <sub>2</sub>	35,36	35,56	35,83	35,82	36,12	37,12	36,93	36,75	36,79	36,69	36,58
TiO <sub>2</sub>	2,99	3,56	2,79	2,84	3,28	2,11	1,82	2,0	2,40	2,58	2,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,48	16,06	16,35	16,40	15,80	17,40	17,89	18,46	17,79	17,68	18,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,40	2,48	5,72	3,32	2,55	4,04	5,13	2,07	2,47	2,86	2,89
FeO	19,96	19,88	18,92	16,56	19,76	15,75	16,43	15,88	16,60	17,26	16,30
MgO	8,87	8,82	5,73	10,94	8,62	10,19	9,02	10,95	10,63	9,47	9,97
MnO	0,30	0,19	0,18	0,13	0,14	0,13	0,19	0,22	0,08	0,13	0,06
CaO	0,35	0,14	0,18	0,14	0,28	0,11	0,02	0,36	0,14	0,11	0,05
Na <sub>2</sub> O	0,23	0,24	0,25	0,20	0,24	0,20	0,20	0,25	0,27	0,23	0,27
K <sub>2</sub> O	9,03	9,27	9,09	9,27	9,51	8,93	8,94	9,22	9,02	8,92	8,91
H <sub>2</sub> O	3,43	3,92	5,30	3,89	3,93	0,38	0,48	0,22	0,20	0,26	0,14
F	0,49	0,25	0,25	0,25	0,07	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
П. п. л.	—	—	—	—	—	3,40	»	»	3,35	3,69	3,50
Σ	99,68	100,26	100,48	99,65	100,27	99,45	—	—	99,60	99,63	99,64
$\frac{FeO+2Fe_2O_3}{FeO+2Fe_2O_3+MgO}$	58	60	70	51	58	52	57	48	50	54	51
мол. %											
<i>N<sub>g</sub></i>	1,650	1,660	1,665	1,643	1,656	1,650	1,657	1,643	1,650	1,653	1,651
Кривая 1, рис. 15	54	62	68	48	60	54	60	48	54	57	55

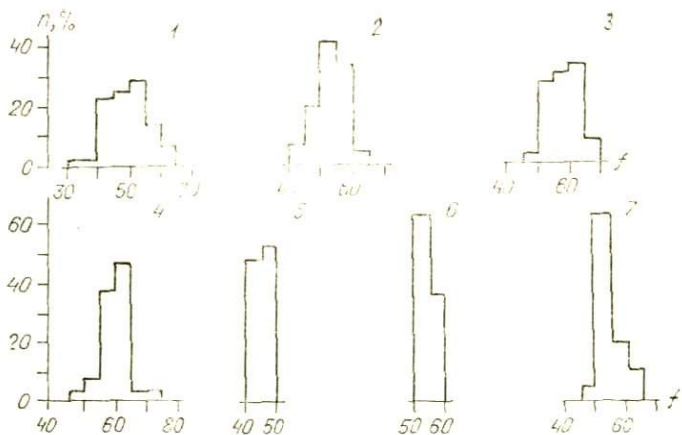


Рис. 16. Диаграммы частотности  $n$  общей железистости  $f$  биотитов из метаморфических пород, пегматоидных гранитов и пегматитов Мамского района.

1 — метаморфические породы (63 замера); 2 — пегматоидные граниты метаморфического происхождения (52 замера); 3 — пегматоидные граниты магматического (36 замера); 4 — жилы магматических пегматитов графической структуры (21 замер); 5 — жилы метаморфических пегматитов блоковой структуры с интенсивным кварц-мусковитовым замещением (31 замер); 6 — магматические пегматоидные граниты с интенсивным развитием процесса послемагматического замещения (26 замера); 7 — апографические пегматиты с промышленным кварц-мусковитовым замещением (43 замера).

леблется в меньших пределах — от 44 до 65%, общее среднее ее значение из 52 образцов — 54%. Хотя средняя величина общей железистости в этих гранитах выше, чем в метаморфических породах, сравнение биотитов из гнейсов и сланцев и залегающих в них метаморфических гранитов показывает, что увеличения общей железистости в последних часто не наблюдается. Вероятно, повышение ее среднего значения обусловлено тем, что биотит из биотитовых, гранат-биотитовых, дистен-гранат-биотитовых гнейсов и сланцев, за счет которых образовались рассматриваемые граниты, имеет высокую общую железистость.

Биотиты магматических пегматоидных гранитов характеризуются более высокой общей железистостью, чем рассмотренные породы. Средняя общая железистость их равна 59 мол.%, с колебанием от 50 до 68%, при этом биотиты ортоклазовых и микроклиновых гранитов не отличаются. Биотиты графических и средне-

зернистых пегматитов, не содержащих кварц-мусковитового комплекса, имеют близкую к указанной выше общую железистость со средним значением 61 мол. % (см. рис. 16).

Процесс кварц-мусковитового замещения как в метаморфических, так и в магматических гранитах приводит к понижению общей железистости биотитов (см. рис. 16). Интервал ее колебания в измененных пегматитах очень узок.

Таким образом, наблюдается единый процесс изменения в составе биотитов как из пегматоидных гранитов, так и из пегматитов. Понижение общей железистости биотита из зон кварц-мусковитового, а также кварцевого замещения (Макагон, Шмакин, 1964) свидетельствует о том, что с повышением кислотности растворов, изменяющих пегматиты в послемагматический этап их формирования, железо выносится в большей степени, чем магний. Этот вывод соответствует имеющимся в литературе данным о возрастании железистости биотитов с увеличением щелочности среды их образования (Коржинский, 1956; Дмитриев и др., 1962). Изучение содержания окисного и закисного железа в биотитах гранитов и метаморфических пород показало, что при формировании метаморфических гранитов окисное железо имеет тенденцию к увеличению в биотите этих гранитов (Макагон, Ширяева, 1969).

Помимо исследования зависимости между общей железистостью биотитов и показателем преломления была изучена связь последнего с содержанием фтора. Оказалось, что между этими величинами устанавливается сильная обратная корреляционная связь. Коэффициент корреляции показателя преломления  $N_g$  с содержанием фтора для биотита метаморфических гранитов и пегматитов  $r = -0,61 \pm 0,20$ , для биотита магматических гранитов и пегматитов  $r = -0,80 \pm 0,11$  (Макагон, Ширяева, 1969). Таким образом, биотиты различного происхождения отличаются по оптическим свойствам и химическому составу.

Мусковит в пегматоидных гранитах является вторичным минералом. Он развивается как по биотиту, так и по полевым шпатам. Для метаморфических гранитов характерны чешуйчатый и таблитчатый му-

Химический состав мусковита (вес. %) из пегматоидных гранитов и метаморфических пород

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	6307	7173	6308	7174	6756	6358	6814	7612	7683	7103
SiO <sub>2</sub>	44,45	45,19	44,99	45,42	45,47	45,36	44,96	44,84	44,66	44,58
TiO <sub>2</sub>	0,86	1,05	0,84	0,63	0,65	0,94	0,52	0,15	0,57	1,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,33	32,50	32,86	33,52	32,98	32,65	33,38	33,51	33,57	32,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,07	1,05	1,05	1,38	0,85	0,80	2,09	1,20	1,20	1,83
FeO	0,90	1,26	1,26	0,90	1,44	1,44	1,26	1,35	1,26	1,26
MnO	0,06	0,05	0,06	0,04	0,06	0,06	0,07	0,07	0,04	0,06
MgO	1,46	1,09	1,32	1,09	1,25	1,32	1,18	1,03	1,44	1,16
CaO	0,35	0,28	0,34	0,31	0,26	0,31	0,29	0,24	0,34	0,27
Na <sub>2</sub> O	1,25	1,13	1,08	1,20	1,01	0,96	1,09	0,70	0,96	0,92
K <sub>2</sub> O	9,80	10,02	10,03	9,46	10,13	10,15	10,25	10,40	10,13	10,82
F	0,09	0,04	0,11	0,09	0,04	0,17	0,14	0,18	0,06	0,04
H <sub>2</sub> O <sub>общ.</sub>	4,80	5,50	5,36	5,76	5,39	5,49	4,42	5,76	5,71	5,50
Σ с поправкой на F	99,41	99,15	99,26	99,77	99,52	99,59	99,59	99,37	99,92	99,74

П р и м е ч а н и е. Мусковит обр. 1, 2 — из метаморфических пород, 3—5 — из метаморфических гранитов, 6—7 — из магматических гранитов, 8 — из аплитовидных гранитов, 9 и 10 — из зон интенсивного послемагматического изменения гранитов.

сковит. В магматических гранитах при кварц-мусковитовом замещении полевых шпатов обычно развивается мусковит столбчатой (бочковидной) формы. В наиболее интенсивно измененных в стадию кварц-мусковитового замещения пегматоидных гранитах содержится до 15—20% этого минерала.

Изучение двупреломления и углов оптических осей мусковита из различных пегматитов (Петровская, 1941) показало, что двупреломление чешуйчатого и таблитчатого мусковита мелкозернистых пегматитов составляет 0,0322—0,334, а угол оптических осей равен 32,5—37°. Обе эти константы у мусковита мелкозернистых пегматитов обычно ниже, чем у мусковита из зон кварц-мусковитового замещения, пегматоида и зон альбитизации в промышленных пегматитовых телах.

Как видно из табл. 14, состав мусковита из метаморфических пород и гранитов очень близок. Его отличительной чертой является высокое содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  и низкое — F. Резко выделяется по составу только мусковит из жил аплитовидных гранитов, который характеризуется низким содержанием  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и наиболее высоким — F. Близость состава мусковита в различных гранитах указывает на единство процесса его образования в разных породах, хотя в обр. 1—6 мусковит образуется при замещении биотита, а в обр. 9, 10 — при гидролизе полевых шпатов.

В пегматитовых жилах наиболее важны три генерации мусковита: трещинный мусковит, развивающийся по биотиту, мусковит кварц-мусковитового комплекса и мусковит пегматоидных зон. Особенности образования мусковита этих генераций указывались при описании пегматитов (гл. III). Сравнивая химический состав мусковита промышленных пегматитовых жил (Белянкина и др., 1958) и гранитов, можно сказать, что промышленный мусковит отличается от мусковита гранитов в первую очередь низким содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{TiO}_2$  и высоким — F.

## ГРАНАТ

Гранат — один из наиболее широко распространенных аксессуарных минералов в пегматоидных гранитах и пегматитах Мамского района. Содержание

Химический состав гранатов из пегматоидных гранитов

Номер образца	Гранит	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Σ
7417	Метаморфический	38,16	0,15	19,19	0,45	30,14	3,33	2,00	6,37	99,79
7722	»	37,18	0,20	19,02	0,40	26,62	3,18	1,60	11,37	99,57
6814	Магматический	38,32	0,07	19,53	0,45	29,00	4,51	5,40	2,79	100,07
7389	»	37,68	0,11	19,87	0,14	31,69	4,13	3,20	3,00	99,82
7702	»	37,16	0,07	19,36	0,50	32,97	3,76	3,00	3,19	100,01
7631	»	37,74	0,07	19,36	0,31	32,80	3,22	3,10	3,00	99,60

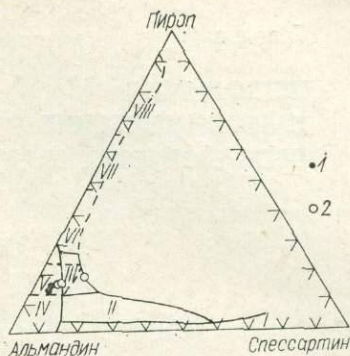
его в магматических гранитах иногда достигает 1—2%. Состав этого минерала является чутким индикатором условий образования, поэтому на особенностях его остановимся подробнее.

Ю. М. Соколов (Великославинский и др., 1963) выделяет четыре генерации граната в пегматитах Мамы: 1) магматической кристаллизации, 2) метаморфической дифференциации, 3) перекристаллизации и 4) метасоматический гранат. Форма гранатов первых трех типов эвгедральная, метасоматический гранат дает обычно скелетные, угнетенные и ксеноморфные формы роста кристаллов. В пегматоидных гранитах встречаются гранаты первых двух генераций.

Как показано Ю. М. Соколовым (Соколов, 1960; Великославинский и др., 1963), существует связь между химическим составом гранатов в пегматитах и степенью метаморфизма вмещающих пород. По составу гранатов устанавливается изофациальность между определенными типами пегматитов и метаморфических пород. Гранаты керамических и слабослюдоносных пегматитов, расположенных сре-

Рис. 17. Диаграмма составов пиральспитового ряда (Велико-славинский и др., 1963).

Поля гранатов: I — редкометалльных пегматитов специфической минерализации, II — слюдоносных пегматитов, III — бесплодных пегматитов, IV — метаморфических пород эпидот-амфиболитовой фации, V — метаморфических пород амфиболитовой фации, VI — метаморфических пород гранулитовой фации, VII — кислых чарнокитов, VIII — кимберлитов. 1 — гранаты из гранитов метаморфического происхождения; 2 — гранаты из магматических пегматоидных гранитов (1 и 2 по данным автора).



ди пород альмандин-силлиманитовой субфации амфиболитовой фации, близки по составу к гранатам метаморфических пород амфиболитовой и гранулитовой фаций. В слюдоносных пегматитах, залегающих среди пород ставролит-дистеновой субфации амфиболитовой фации метаморфизма, гранаты не отличаются по содержанию пиропового компонента от гранатов эпидот-амфиболитовой фации.

Выполнены химические анализы гранатов из пегматоидных гранитов различного происхождения (табл. 15). На диаграмме альмандин — пироп — спессартин (рис. 17) гранаты из гранитов метаморфического происхождения ложатся в поле V — гранатов метаморфических пород амфиболитовой фации, подчеркивая их реликтовый характер. Гранаты магматических пегматоидных гранитов располагаются в поле III — гранатов из бесплодных пегматитов, изофациальных метаморфическим породам альмандин-силлиманитовой субфации амфиболитовой фации, или в непосредственной близости от него. Они отчетливо обособляются от гранатов слюдоносных пегматитов, подтверждая более высокую температуру формирования магматических пегматоидных гранитов.

**ПЕТРОХИМИЯ  
И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ  
ПЕГМАТОИДНЫХ ГРАНИТОВ**

Петрохимия и геохимические особенности пегматоидных гранитов до нашего исследования детально не изучались. Отдельные данные по петрохимии гранит-пегматитов и гранитовидных пегматитов приведены в работах П. Н. Сучкова (1961), В. Н. Мораховского (1966), Ю. М. Соколова (Великославинский и др., 1963), И. Н. Тимофеева (1960), а также Г. Г. Родионова, А. Г. Бушева и Е. Н. Калугина (Родионов и др., 1972; Бушев, 1975, 1974).

Геохимические исследования ограничивались количественными данными по содержаниям некоторых редких элементов в гранит-пегматитах (Сучков, 1961; Мораховский, 1966). В. Н. Мораховский, отмечая на основании этих данных, что элементы-примеси входят в гранит-пегматиты, граниты и аплитовидные породы в одинаковых количествах, а гнейсы отличаются повышенными содержаниями Ni, Co, Cr, V, Zr, Zp, использует такое распределение редких элементов в указанных породах как один из критериев того, что гранит-пегматиты не могли образоваться из гнейсов. Однако приводимый им фактический материал без рассмотрения особенностей поведения редких элементов в процессе формирования пегматитов и их распределения в минералах изучаемых пород не может служить достаточным основанием для сделанного вывода.

Нами рассмотрены особенности изменения химического состава пород в процессах образования пегматоидных гранитов метаморфического и магматического происхождения, а также при послемагматическом их изменении (Макагон, 1970а). Изучено рас-

пределение в пегматоидных гранитах следующих редких элементов: лития, рубидия, цезия, бария, стронция, бериллия, таллия, цинка, иттрия, церия, лантана и неодима. Полученный фактический материал использован для выявления особенностей поведения указанных элементов в процессах формирования пегматоидных гранитов различных генетических типов и их геохимической характеристики.

### ПЕТРОХИМИЯ ПЕГМАТОИДНЫХ ГРАНИТОВ

Изучение химизма пегматоидных гранитов показывает, что химический состав этих пород отражает их генетические особенности.

При сравнении химических анализов метаморфических пород и залегающих в них гранитов метаморфического происхождения (см. табл. 3; табл. 16) отчетливо видно, что процесс образования последних на этапе метаморфической дифференциации и кремненатрового метасоматоза сопровождается значительным понижением содержания FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, MnO, K<sub>2</sub>O и увеличением Na<sub>2</sub>O и SiO<sub>2</sub>. Следовательно, образование этих гранитов — процесс существенного избирательного накопления последних двух окислов.

Магматические пегматоидные граниты отличаются от метаморфических гораздо более высоким общим содержанием щелочей и особенно калия. При пересчете химических анализов гранитов по методу А. Н. Заварицкого (см. табл. 16) все пегматоидные граниты относятся ко второму классу пород (пересыщенные SiO<sub>2</sub>). Метаморфические граниты соответствуют третьей (умеренно богатые щелочами породы) и четвертой (бедные щелочами) группам этого класса пород, магматические граниты обычно входят во вторую группу (богатые щелочами породы).

Расчет коэффициента агапайтности  $(K_a = \frac{K_2O + Na_2O + Li_2O}{Al_2O_3} \text{ мол. \%})$  также показывает, что магматические граниты характеризуются более высокой его величиной. Сравнимые типы пегма-

## Химический состав пегматоидных гранитов и их

Номер пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	F <sub>2</sub> O	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
<i>Метаморфические</i>											
6295	71,11	0,40	19,35	0,49	0,42	0,42	0,01	2,27	4,45	1,25	0,03
7053	72,34	0,14	15,80	0,11	0,86	0,57	Сл.	3,15	5,40	0,92	0,04
6626	68,67	0,25	20,35	0,18	0,70	0,61	0,01	3,03	5,50	0,93	0,06
7184	78,34	Сл.	14,44	0,25	1,34	0,66	Сл.	2,88	4,82	1,13	0,09
6603	71,51	0,32	17,91	0,40	0,42	0,61	0,01	2,41	4,29	1,73	0,04
6308	75,52	0,17	14,27	0,62	0,82	0,77	Сл.	2,87	4,67	1,93	0,07
7174	73,48	0,36	15,29	0,14	1,00	0,17	»	3,64	4,59	1,93	0,07

*Магматические*

## Неизме

6082	72,92	0,11	14,61	0,17	0,66	0,36	Сл.	1,56	5,68	3,31	0,02
6215	72,19	0,19	16,95	0,19	0,14	0,51	»	1,58	4,15	3,75	0,03
6358	71,14	0,39	17,95	0,20	0,28	0,42	»	1,38	3,45	4,51	0,03
7096	73,10	0,30	13,93	0,15	1,08	0,34	»	2,24	3,73	5,53	0,21
7530	72,90	0,24	14,10	0,14	1,52	0,53	0,10	2,10	4,49	4,21	0,14
6814	72,50	0,20	17,34	0,05	0,42	0,61	0,02	2,90	4,21	1,54	0,05
7407	74,0	0,04	13,76	0,29	1,04	0,24	Сл.	1,87	3,99	4,58	0,09
7583	74,32	0,10	13,93	0,23	0,84	0,15	»	2,48	4,81	3,58	0,07

## С проявлением процессов по-

## Микрокли-

7060	69,76	0,25	14,61	0,05	1,63	0,65	Сл.	1,53	2,64	7,91	0,09
7081	70,36	0,24	14,78	0,85	1,48	0,53	»	2,01	3,04	6,98	0,05
7200	71,04	0,23	14,44	0,33	1,12	0,52	»	1,02	3,08	7,00	0,03

## Микроклинизации и кварц-

7103	70,74	0,30	14,95	0,12	1,36	0,21	Сл.	2,19	2,23	6,62	0,44
7555	69,34	0,24	16,14	0,43	1,44	0,31	»	2,20	2,62	6,57	0,38
7683	71,24	0,24	15,04	0,24	1,00	0,38	»	1,54	2,38	6,62	0,33
7183	71,06	0,39	14,60	0,09	0,98	0,57	»	1,74	1,68	6,28	0,36
7070	72,54	0,33	14,78	0,41	0,74	0,41	»	1,35	2,24	5,37	0,09

титов образуют обособленные группы в поле кремнеземистость (вес. % SiO<sub>2</sub>) — коэффициент аплантности (рис. 18).

Химические анализы пегматоидных гранитов были пересчитаны на виртуальные составы, которые нанесены на диаграмму кислый плагиоклаз — ортоклаз —

## петрохимические характеристики (по А. Н. Заварицкому)

F	П.п.п.	γ	a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	n	Q
<i>граниты</i>												
0,11	0,52	100,79	11,1	2,7	8,5	77,7	9,2	7,7	—	83,1	83,7	30,5
0,01	0,50	99,82	13,0	43,8	2,2	81,0	43,8	43,7	—	12,5	89,7	32,2
0,19	0,30	100,78	13,0	3,6	8,0	75,5	9,9	12,4	—	77,7	89,9	21,3
0,02	0,26	99,21	11,9	3,5	2,6	82,0	57,9	42,1	—	0	86,5	36,7
0,17	0,90	100,72	12,7	2,8	6,5	78,0	12,1	15,2	—	72,7	71,1	27,8
0,01	0,72	100,35	12,9	2,8	3,0	81,3	41,3	41,3	17,4	—	79,7	34,0
0,01	Сл.	100,70	12,5	3,7	2,0	81,8	55,2	13,8	31,0	—	78,7	34,9

*граниты*

## ненные

0,01	0,58	99,80	16,5	1,2	2,0	80,3	36,7	30,0	30,3	—	73,6	26,4
0,14	0,48	100,30	14,2	1,9	4,2	79,7	6,3	18,8	—	74,9	62,6	29,1
0,10	0,52	100,37	13,6	1,6	7,3	77,5	5,3	9,0	—	85,7	53,8	26,2
0,01	Сл.	100,61	15,5	1,2	3,1	80,2	36,2	17,0	46,8	—	50,8	28,2
Сл.	»	100,47	15,4	1,3	3,7	79,6	44,7	23,2	32,1	—	61,4	27,1
0,03	0,46	100,33	11,0	3,5	6,0	79,5	8,8	16,5	—	74,7	81,0	33,5
0,02	Сл.	99,60	14,9	1,4	2,6	81,1	55,0	15,0	30,0	—	57,0	31,0
Сл.	»	100,51	15,0	1,4	2,7	80,9	31,7	9,8	58,5	—	67,0	30,4

## лемагматического замещения

## низации

0,07	0,95	100,05	17,0	1,1	3,6	78,3	47,2	30,2	22,6	—	33,9	21,5
0,01	0,32	100,65	16,4	1,4	4,0	78,2	55,0	21,7	23,3	—	39,8	22,2
0,04	0,52	99,34	16,7	1,1	2,3	79,9	57,6	39,4	3,0	—	40,3	25,3

## мусковитового замещения

0,05	0,86	100,05	14,5	2,7	2,0	80,8	70,0	16,7	—	13,3	34,0	28,6
0,05	0,82	100,52	15,3	2,7	3,2	78,8	55,3	14,9	—	29,8	37,5	24,3
0,04	0,98	99,99	14,7	1,9	3,0	80,4	35,6	20,0	—	44,4	36,2	29,5
0,09	1,65	99,41	12,8	2,1	4,4	80,7	23,1	21,5	—	55,4	28,9	33,7
0,02	1,60	99,86	12,4	1,6	5,5	80,5	19,5	12,2	—	68,3	68,7	34,9

кварц. Каждый тип гранитов образует обособленное поле, отражающее особенности его химизма и происхождения (рис. 19). Поле I соответствует метаморфическим гранитам и характеризуется составом, близким к двойной эвтектике кварц — кислый плагиоклаз. Поле II, представляющее магматические

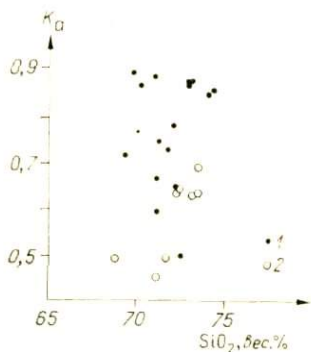


Рис. 18. Положение магматических (1) и метаморфических (2) пегматоидных гранитов на диаграмме коэффициент агпайности ( $K_a$ ) — кремнеземистость ( $SiO_2$ ).

комплексом, отличается от поля III повышенным количеством кварца и пониженным ортоклаза. В то же время количество ортоклаза в гранитах, виртуальный состав которых соответствует полю IV, отчетливо выше, чем в нормальных магматических гранитах, что указывает на проявление процесса микроклинизации в этих гранитах в стадии послемагматического замещения, предшествовавшей кварц-мусковитовому замещению. Таким образом, на диаграмме плагиоклаз — ортоклаз — кварц фиксируются процессы не только

пегматоидные граниты, определяется соотношениями плагиоклаза, ортоклаза и кварца, близкими к тройному минимуму системы альбит — ортоклаз — кварц.

Поля III и IV образованы пегматоидными гранитами, измененными в процессе послемагматического замещения. Поле III характеризуется повышенным относительно поля II содержанием ортоклаза и пониженным — кварца и отражает процесс микроклинизации магматических гранитов. Поле IV, образуемое гранитами с кварц-мусковитовым



Рис. 19. Положение пегматоидных гранитов различного происхождения на тройной диаграмме альбит (Ab) — ортоклаз (Or) — кварц Q.

Граниты: I — метаморфического генезиса; II — магматические неизмененные; III — микроклинизированные; IV — с проявлением процесса микроклинизации и кварц-мусковитового замещения.

образования различных пегматоидных гранитов, но и их послемагматического замещения.

Для пегматоидных гранитов как метаморфического, так и магматического происхождения характерны низкие содержания окислов железа и магния, что соответствует малому количеству биотита в этих породах. Эта особенность пегматоидных гранитов подчеркивается низким значением характеристики  $b$  при пересчете их химических анализов по методу А. Н. Заварницкого (см. табл. 16).

Изучение корреляционных связей между элементами пегматоидных гранитов (Сучков, Давиденко, Калугин, 1968) показывает, что по силе связи пар большинства химических элементов изучаемые породы близки к гранитам Центрального Казахстана и Алтае-Саянской области. Отмечается связь Na и Ca ( $r = +0,58$ ). Это обусловлено тем, что большая часть Na и весь Ca находятся в одном минерале этих пород — плагиоклазе.

Одной из наиболее характерных особенностей химического состава пегматоидных гранитов Мамского слюдоносного района является низкое содержание в них  $\text{SiO}_2$ . Оно соответствует количеству кремнезема в гранитах, образующихся в условиях высокого давления воды (Штейнберг, Ферштатер, 1968). Следовательно, низкое содержание  $\text{SiO}_2$  в пегматоидных гранитах непосредственно обусловлено образованием последних в зоне метаморфизма высоких давлений.

## **ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕГМАТОИДНЫХ ГРАНИТОВ**

### **Редкие щелочные элементы**

Согласно данным А. П. Виноградова (1962), среднее содержание лития в кислых изверженных породах составляет 40 г/т, рубидия — 200 г/т, цезия — 5 г/т.

В распределении лития по минералам гранитоидов главным фактором является его изоморфизм с магни-

ем и двухвалентным железом, определяющийся их кристаллохимическим сходством, которое заключается в преимущественно ионном типе связи этих элементов с кислородом и в близости их ионных радиусов ( $r_i$  лития по Гольдшмидту равен  $0,78 \text{ \AA}$ , магния —  $0,78$ , двухвалентного железа —  $0,83 \text{ \AA}$ ). Степень изоморфизма лития с магнием в значительной степени зависит от кристаллической решетки минерала (Таусон, 1961). Литий в гранитоидах связан с магнием биотита, так как здесь он свободнее входит в кристаллическую решетку минерала путем гетеровалентного изоморфизма  $\text{LiAl} \rightarrow 2\text{Mg}$  или при одновременном замещении магния на литий и кислорода на гидроксильную группу  $\text{LiOH} \rightarrow \text{MgO}$  с компенсацией зарядов. К тому же магний в слюдах имеет более сильную ионную связь с кислородом, чем в роговой обманке и пироксенах, а литий также предпочитает ионный тип связи при вхождении в кристаллическую решетку минералов. Этими кристаллохимическими особенностями лития и обусловлен тот факт, что минералом-концентратором и носителем этого элемента в гранитоидах является биотит. В процессе магматической дифференциации литий накапливается в наиболее поздних дифференциатах (Таусон, 1961; Слепнев и др., 1964).

В распределении рубидия по минералам гранитоидов главную роль играет его изоморфизм с калием, обусловленный близостью их химических и кристаллохимических свойств. Носителями рубидия в гранитоидах являются калиевый полевой шпат и биотит. Однако в последнем наблюдается концентрирование рубидия по сравнению с калиевым полевым шпатом. Это объясняется особенностями кристаллической решетки указанных минералов (Таусон, 1961). Ион рубидия ( $r_i=1,49$ ), будучи крупнее иона калия ( $r_i=1,33$ ), предпочтительнее входит в структуру биотита, где калий находится в двенадцатиричной координации, чем в калиевые полевые шпаты, где координационное число иона калия равно 10. В процессе магматической дифференциации рубидий накапливается в поздних продуктах кристаллизации (Таусон, 1961; Слепнев и др., 1964).

Таблица 17

Содержание калия (%), лития и рубидия (г/т) в метаморфических пегматондных гранитах, залегающих в различных метаморфических породах

Номер пробы	Вмещающие породы	K	Li	Rb	K:Rb
6295	Биотитовые гнейсы с мусковитом	1,00	13	26	385
6308	То же	1,02	17	26	392
7393	»	1,03	42	33	312
6603	»	1,47	40	50	294
6756	»	1,97	32	56	352
7396	»	0,53	20	14	379
7053	Гранат-биотитовые гнейсы	0,76	28	35	217
7127	То же	1,10	19	50	294
7184	»	0,94	19	75	219
7717	»	1,05	24	41	256
7724	»	0,62	10	22	282
7174	Дистен-гранат-двуслюдяные	0,92	14	24	383
7416	То же	0,75	9	20	375
7681	Гранат-двуслюдяные сланцы	1,19	16	36	331
7705	То же	1,25	14	38	329
7781	»	1,27	13	39	326
6626	Известково-силикатные породы	0,88	27	19	463
7740	То же	1,82	40	60	303
Среднее . . . . .		1,09	22	35	330

Распределение цезия по минералам гранитоидов обусловлено близостью его по химическим и кристаллохимическим свойствам к калию и рубидию. Большой размер иона цезия ( $r_i = 1,65 \text{ \AA}$ ), как и рубидия, служит причиной предпочтительного вхождения цезия в слюды по сравнению с калиевыми полевыми шпатами. Концентратором цезия в гранитоидах является биотит, где цезий содержится в количестве от нескольких тысячных до первых десятых долей процента (Беус, Фабрикова, 1961). Основная масса цезия рассеивается в калиевых полевых шпатах гранитоидов. Cs, как и Rb, накапливается на поздних стадиях магматического процесса (Солодов и др., 1964).

Рассмотрим особенности распределения лития, рубидия и цезия в пегматондных гранитах различного происхождения.

## Содержание калия (%), лития, рубидия и

Номер пробы	Плагиоклаз			Калиевый полевой шпат				
	K	Li	Rb	K	Li	Rb	Cs	K/Rb
								Rb
1	2	3	4	5	6	7	8	9

## Метаморфические

6308	0,52	3	4	—	—	—	—	—
7396	0,23	22	1	—	—	—	—	—
6603	0,50	7	3	—	—	—	—	—
7174	0,43	5	1	—	—	—	—	—
7053	0,40	14	3	—	—	—	—	—
7705	0,85	8	8	—	—	—	—	—
7724	0,52	4	1	—	—	—	—	—
7323	He опр.	He опр.	He опр.	—	—	—	—	—
6756	0,58	10	6	—	—	—	—	—

## Магматические

## Ортокла

6358	0,51	6	9	10,50	5	260	He опр.	404
7096	He опр.	He опр.	He опр.	12,50	10	250	»	500
7530	0,75	18	6	11,50	30	450	»	256
7688	He опр.	He опр.	He опр.	10,60	8	270	6	393
7811	»	»	»	10,60	10	260	8	408
7576	»	»	»	11,10	He опр.	510	20	220
Сред- нее . . .	0,63	12	8	11,13	10	333	11	364

## Микрокли

7407	0,60	45	22	11,50	19	620	24 He	185
7583	0,52	12	2	10,75	18	400	опр.	269

## цезия (г/т) в минералах пегматоидных гранитов

Биотит					Мусковит				
K	Li	Rb	Cs	K/Rb	K	Li	Rb	Cs	K/Rb
				Rb					Rb
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19

## граниты

7,70	175	456	He опр.	169	8,65	21	220	He опр.	393
He опр.	He опр.	He опр.	»	—	—	—	—	—	—
8,00	436	464	»	172	8,70	105	220	1 He опр.	395
7,08	175	492	13 He опр.	144	8,90	28	280	»	318
8,30	334	432	»	192	—	—	—	»	—
7,90	240	790	»	100	8,70	62	370	»	235
8,30	150	480	»	173	—	—	—	—	—
He опр.	He опр.	He опр.	»	—	9,02	182	185	2	485
»	»	»	»	—	9,25	193	460	1	201

## граниты

## зовые

7,50	400	536	18 He опр.	140	8,20	98	270	1	304
7,81	259	444	»	176	—	—	—	—	—
7,15	550	910	»	178	—	—	—	—	—
7,30	320	690	16 He опр.	106	—	—	—	—	—
8,10	300	610	»	133	—	—	—	—	—
7,35	1000	1100	110	67	—	—	—	—	—
7,85	472	715	48	116	8,20	98	270	1	304

## новые

7,50	1000	1400	150 He опр.	54	—	—	—	—	—
7,20	740	920	»	78	—	—	—	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9
7612	0,90	27	36	11,60	24	550	22	211
6814	He	He	He	11,20	9	510	He	216
7337	опр.	опр.	опр.	10,90	25	430	опр.	253
	»	»	»				20	
Сред- нее...	0,67	31	20	11,17	19	502	22	227

Граниты с проявлением процессов

Микрокл

7060	0,58	15	10	10,95	7	425	He	257
7200	0,67	20	15	11,80	7	450	опр.	251
Сред- нее...	0,62	17	18	11,12	7	487	»	254

Микроклинизации и кварц-

7103	3,47	12	7	11,20	5	360	He	311
7183	He	He	He	11,45	7	310	опр.	370
7070	опр.	опр.	опр.	10,95	6	365	»	304
	»	»	»				»	
7683	0,60	13	26	11,60	10	390	10	329
8014	0,65	10	19	11,70	7	330	10	355
7555	0,61	8	8	12,00	7	560	He	214
							опр.	
Сред- нее...	0,57	10	15	11,48	7	393	10	314

Примечание: Прочерк в графах этой и других таблиц означает

Редкие щелочные элементы в метаморфических пегматондных гранитах. Содержание лития в пегматондных гранитах метаморфического происхождения колеблется от 9 до 40 г/т, составляя в среднем 22 г/т (табл. 17), что значительно ниже среднего содержания лития в кислых изверженных породах. Значительные колебания концентраций лития в отдельных пробах обусловлены главным образом неоднородностью метаморфических пород, за счет которых образовались изучаемые граниты. Об-

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
—	—	—	—	—	9,20	250	1100	28	77
7,91	575	790	71	100	8,35	139	760	18	110
—	—	—	—	—	8,70	270	600	20	145
7,57	771	1037	110	77	8,75	216	820	22	111

послемагматического замещения  
инизации

7,68	372	682	He	—	—	—	—	—	—
8,90	482	744	опр.	—	—	—	—	—	—
			22	—	—	—	—	—	—
8,29	427	713	22	—	—	—	—	—	—

мусковитового замещения

7,25	290	724	14	100	8,65	70	355	He	244
8,10	320	600	14	135	6,90	116	385	опр.	179
He	He	He	He	—	8,50	100	340	2	250
опр.	опр.	опр.	опр.					He	
7,20	400	870	14	83	9,05	120	470	опр.	193
6,90	400	630	15	100	9,10	80	400	8	228
			He						
7,15	830	930	опр.	77	8,95	220	470	8	190
7,32	460	763	14	99	8,53	114	403	5	214

отсутствие минерала не опр. — содержание элемента не определялось

ращает на себя внимание постоянство низких содержания лития в гранитах, залегающих среди дистен-гранат-двуслюдяных гнейсов и сланцев. На эту особенность распространения лития в метаморфических гранитах влияет их минеральный состав. Как и в кислых изверженных породах, в метаморфических гранитах концентратом лития является биотит, в котором содержится 150—436 г/т этого элемента. В мусковите литий концентрируется в гораздо меньшей степени, количество его в этом минерале составляет 21—193 г/т

(табл. 18). Поскольку содержание биотита в гранитах, залегающих среди дистен-гранат-двуслюдяных гнейсов и сланцев, значительно ниже, чем в гранитах, залегающих во всех других метаморфических породах, то в них определены самые низкие количества лития, составляющие в среднем 13 г/т.

Содержание лития в плагиоклазах метаморфических гранитов низко, оно составляет 3—25 г/т. Однако поскольку количество биотита и мусковита в гранитах очень незначительно, в плагиоклазе содержится иногда до половины всего лития породы.

Содержание рубидия в метаморфических гранитах так же, как и лития, значительно ниже средней концентрации этого элемента в кислых изверженных породах. Оно составляет в среднем 35 г/т, изменяясь в отдельных пробах от 14 до 75 г/т (табл. 18). Такое низкое содержание рубидия обусловлено незначительным количеством калиевых минералов в этих гранитах. Концентраторами рубидия здесь являются слюды. Биотит содержит 410—790 г/т рубидия, мусковит — 220—370 г/т. Концентрация рубидия в плагиоклазе очень низка — от следов до 7 г/т. Поэтому, несмотря на незначительное количество слюд в пегматондных гранитах метаморфического происхождения, в этих минералах находится основная часть рубидия породы.

Отношение  $K:Rb$  в метаморфических гранитах высоко, так как значительная часть калия этих гранитов находится в плагиоклазах, где содержание рубидия очень низко. Структура плагиоклаза, куда калий входит изоморфно к меньшему по величине иону натрия, не благоприятствует вхождению рубидия в этот минерал. Следовательно, рубидий в метаморфических пегматитах связан не со всем калием породы, а только с калием, находящимся в слюдах. Отношение  $K:Rb$  в слюдах значительно ниже, чем в гранитах, и составляет в биотите 100—192, в мусковите 201—485.

При сравнении отношения  $K:Rb$  в метаморфических породах и гранитах отчетливо заметно повышение его в последних. Причем граниты, вмещающими породами для которых являются гранат-биотитовые гнейсы и сланцы, характеризуются низким отношением  $K:Rb$ . Оно здесь равно 254. Для гранитов, залегающих в

дистен-гранат-двуслюдяных и гранат-двуслюдяных сланцах, отмечено значительно более высокое отношение  $K:Rb$ , достигающее 349. Причина такого различия уже объяснялась при сравнении содержаний лития в метаморфических гранитах, залегающих среди различных по составу гнейсов и сланцев. Первая из указанных групп гранитов содержит в своем составе обычно большее количество биотита, чем мусковита, в то время как во второй, наоборот, мусковит резко преобладает над биотитом. Поскольку концентрация рубидия в мусковите значительно ниже, а отношение  $K:Rb$  выше, чем в биотите, то и в гранитах, залегающих среди дистен-гранат-двуслюдяных и гранат-двуслюдяных сланцев, отношение  $K:Rb$  значительно выше. Важно отметить, что в такой же пропорции находятся отношения  $K:Rb$  в гнейсах и сланцах, среди которых залегают сравниваемые граниты.

Цезий в метаморфических пегматитах содержится в количестве, не достигающем предела чувствительности метода его определения (1 г/т). Как было нами показано ранее (Макагон, Шмакин, 1964), концентратом цезия в метаморфических породах и слюдяносных пегматитах Мамского района является биотит. В биотите метаморфических гранитов содержится до 13 г/т цезия; мусковит тех же гранитов концентрирует до 3 г/т этого элемента. Отношение  $Rb:Cs$  для биотита обычно выше 48.

Сравнение содержаний лития, рубидия и цезия в метаморфических породах и залегающих в них гранитах метаморфического происхождения показывает, что количество этих элементов в гранитах значительно ниже, чем в метаморфических породах. Этот вывод подтверждается и данными анализов конкретных пар проб пегматондных гранитов и вмещающих их гнейсов и сланцев (табл. 19). Следовательно, образование гранитов сопровождается понижением в них количества редких щелочных элементов. Такое поведение этих элементов в процессе образования гранитов объясняется тем, что минералами-концентраторами и носителями лития, рубидия и цезия в гнейсах и сланцах метаморфической толщи и в гранитах метаморфического происхождения являются слюды, содержание которых в гранитах очень незначительно.

В самих слюдах содержание рубидия и, вероятно, цезия при переходе их из метаморфических пород в граниты изменяется очень слабо, количество лития в биотите последних при этом заметно увеличивается (табл. 19).

Таким образом, в образующихся в результате метаморфической дифференциации и натрового метасоматоза гранитах низки содержания редких щелочных элементов, концентраторами которых выступают слюды. Носителями этих элементов служат те же минералы, только в случае лития плагиоклаз иногда является носителем до 50% количества его в породе.

Магматические пегматоидные граниты. Содержание лития в ортоклазовых магматических гранитах составляет 27 г/т, в микроклиновых — 41 г/т (табл. 20). Однако различия между концентрациями лития в отдельных пробах внутри групп рассматриваемых пород гораздо более значительны. В группе ортоклазовых гранитов выделяются высокими содержаниями лития пробы 7530, 7576, 7535, 7608, взятые на участке Мочикит. Этот факт отражает, видимо, общую тенденцию к более высоким содержаниям редких щелочных элементов в указанном районе. Некоторые различия между пробами определяются разными содержаниями в пегматоидных гранитах биотита, являющегося концентратором и носителем лития в этих породах. Содержание лития в биотитах магматических гранитов равно 259—1000 г/т. Оно значительно выше (см. табл. 18), чем в биотитах метаморфических пород и гранитов метаморфического происхождения. На эту же закономерность распределения лития в рассматриваемом минерале указано нами при изучении биотитов из промышленных жил пегматитов (Макагон, Шмакин, 1964).

Изучение корреляционных связей между железистостью и содержанием лития в биотитах метаморфических и магматических гранитов показывает, что наблюдается прямая корреляция при сравнении различных генетических типов гранитов: и железистость, и количество лития возрастают в магматических гранитах по сравнению с метаморфическими. Корреляции между этими величинами внутри генетических групп

## Содержание редких щелочных элементов (г/т) в метаморфических породах и залегающих в них пегматоидных гранитах метаморфического происхождения

Номер пробы	Характеристика породы	Порода			Биотит		
		Li	Rb	Cs	Li	Rb	Cs
6307	Биотитовый гнейс	42	91	2	173	410	Не опр.
6308	Гранит	17	26	<1	175	456	»
7321	Биотитовый гнейс	51	83	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»
7323	Гранит	26	12	»	»	»	»
7173	Дистен-гранат-двуслюдяной сланец	49	235	4	150	536	19
7174	Гранит	14	24	<1	175	492	13
7185	Гранат-биотитовый гнейс	42	95	5	215	470	10
7184	Гранит	19	75	<1	297	548	13
7720	Гранат-биотитовый гнейс	132	307	5	Не опр.	Не опр.	Не опр.
7724	Гранит	10	22	<1	»	»	»
7129	Гранат-биотитовый гнейс	55	96	Не опр.	150	480	»
7127	Гранит	19	50	»	247	620	»

Таблица 20

Содержание калия (вес. %), лития, рубидия и цезия (г/т) в магматических пегматоидных гранитах

Номер пробы	K	Li	Rb	Cs	K·Rb
1	2	3	4	5	6

*Неизменные граниты*

## Ортоклазовые

6082	2,55	16	46	He опр.	554
6215	3,08	13	69	»	446
6358	3,80	18	90	»	299
7096	3,90	18	95	»	411
7530	2,82	35	144	2	200
7535	3,40	52	121	3	281
7576	3,32	87	190	8	135
7608	3,57	34	141	2	253
7688	4,10	20	107	1	383
7811	5,00	26	160	8	312
7674	3,87	26	136	1	284

Среднее ... 3,68 | 27 | 118 | 4 | 323

## Микроклиновые

6814	1,28	41	57	He опр.	225
7337	3,93	44	143	»	274
7407	3,34	44	172	6	194
7500	2,31	57	70	1	330
7583	2,15	25	88	He опр.	244
7612	4,75	27	213	7	223
7692	2,31	57	105	He опр.	220
7695	3,80	48	200	4	190
7631	2,72	He опр.	143	5	190
7702	2,15	21	60	6	358

Среднее ... 2,68 | 41 | 125 | 5 | 245

*Граниты с проявлением процессов послемагматического замещения*

## Микроклинизации

7060	5,86	24	188	He опр.	312
7061	6,25	18	204	»	306
7081	5,17	30	192	»	269
7200	5,81	25	175	»	332

Среднее ... 5,77 | 24 | 190 | » | 305

1	2	3	4	5	6
Микроклинизации и кварц-мусковитового замещения					
7729	5,32	27	184	Не опр.	289
7103	4,71	23	200	»	236
7070	4,47	35	177	»	253
7555	4,80	62	210	»	228
7183	5,22	30	226	»	231
7683	4,37	34	200	»	219
7150	4,72	17	195	»	247
7684	4,70	40	160	»	294
7581	5,00	25	155	»	322
7139	5,62	22	175	»	321
8014	4,60	26	155	»	297
7769	4,55	32	137	»	332
Среднее ...	4,84	31	181	»	272

гранитов не наблюдается. Этот факт указывает на то что в биотите гранитов нет кристаллохимической связи лития только с железом или только с магнием. Корреляция между железистостью биотита и содержанием в нем лития, наблюдающаяся при сравнении минерала различных генетических типов гранитов, является следствием одинаковой геохимической истории лития и железа в этих гранитах.

Концентрация лития в мусковите значительно ниже, чем в биотите. Она равна 98—270 г/т, следовательно, мусковит также служит концентратором лития в этих породах. Содержание лития в калиевых полевых шпатах составляет 5—10 г/т, и только в пробах ортоклаза, взятых на участке Мочикит Чуйского месторождения, оно достигает 83 г/т. В плагиоклазе концентрация лития низка, она колеблется в анализированных пробах от 4 до 45 г/т. Обычно количество лития в плагиоклазе несколько выше, чем в калиевых полевых шпатах. Предпочтительному вхождению лития в плагиоклаз способствуют кристаллическая структура последнего и высокое содержание натрия, который может изоморфно замещаться литием, в отличие от калия, изоморфизм лития с которым невозможен или очень незначителен. Сравнение содержаний лития в биотитах и других мине-

ралах из ортоклазовых и микроклиновых гранитов (см. табл. 18) подтверждает вывод об отчетливом обогащении литнем микроклиновых гранитов по сравнению с ортоклазовыми их аналогами.

Средние содержания рубидия в ортоклазовых и микроклиновых магматических пегматондных гранитах близки. Они равны соответственно 125 и 114 г/т (см. табл. 20). В ортоклазовых гранитах, пробы которых были взяты на участке Мочикит Чуйского месторождения, отмечаются повышенные содержания рубидия, что подчеркивалось уже для лития в этих пробах. Такое же повышение содержаний рубидия относительно средних его количеств характерно и для минералов, выделенных из этих проб.

Из табл. 18 видно, что концентраторами рубидия в магматических гранитах являются слюды. Содержание его в биотите составляет 395—1400 г/т, в мусковите — 270—1100 г/т. Однако главным носителем этого элемента становятся калиевые полевые шпаты, количество рубидия в которых меньше, чем в слюдах, но их содержание в гранитах значительно выше, чем слюд. Содержание рубидия в калиевых полевых шпатах равно 260—550 г/т, на них приходится до 90% рубидия породы. Концентрация рубидия в плагиоклазе низка (1—15 г/т), и в балансе этого элемента указанный минерал никакого значения не имеет.

Отношение  $K:Rb$  понижается от ортоклазовых гранитов к микроклиновым (см. табл. 20), указывая на обогащение последних рубидием относительно калия. Повышение концентрации рубидия характерно и для биотита, калишпата и мусковита микроклиновых гранитов сравнительно с минералами ортоклазовых гранитов (см. табл. 18). Интересно, что количество рубидия в мусковите микроклиновых гранитов выше, чем в биотите ортоклазовых гранитов. Эти данные фиксируют обогащение рубидием микроклиновых гранитов.

Аналитических данных по цезию для магматических пегматондных гранитов значительно меньше, чем для рубидия и лития. Поэтому можно лишь в общих чертах говорить о его распределении в этих породах. Количество цезия в магматических гранитах колеблется от следов до 12 г/т. Концентратором цезия

здесь является биотит, в котором содержание этого элемента достигает 150 г/т. Однако носителем цезия выступает калиевый полевой шпат, концентрирующий до 24 г/т этого элемента. В мусковите наблюдается до 28 г/т цезия. Судя по данным о содержании цезия в минералах ортоклазовых и микроклиновых гранитов (см. табл. 18), можно говорить, что цезий в магматических пегматоидных гранитах ведет себя подобно рубидию.

Измененные послемагматическими процессами пегматоидные граниты. Как указывалось выше, в пегматоидных гранитах магматического происхождения интенсивно развиты послемагматические процессы замещения. В первой, более высокотемпературной стадии замещения происходит микроклинизация гранитов, во второй — низкотемпературной — их кварц-мусковитовое замещение. Граниты, в которых проявлена микроклинизация, характеризуются пониженным количеством лития, составляющим 24 г/т (см. табл. 20). Концентрация рубидия в них резко возрастает, достигая 190 г/т. Данных по цезию нет.

При сравнении минералов микроклиновых магматических и измененных в процессе микроклинизации гранитов наблюдается понижение во вторых количества и лития, и рубидия. Однако изменение их количеств в породах противоположны. Это обусловлено тем, что если концентратом и лития, и рубидия в микроклинизированных гранитах является биотит, то минералом-носителем лития остается биотит, а рубидий породы содержится в микроклине, количество которого в микроклинизированных гранитах достигает 45%. Поэтому содержание рубидия в последних значительно возрастает.

При последующем кварц-мусковитовом замещении количество лития в граните несколько возрастает, достигая в среднем 31 г/т, содержание рубидия остается постоянным. Концентратом лития в этих гранитах по-прежнему является биотит, он содержит 290—830 г/т этого элемента. Носителем лития становится мусковит, количество которого в пегматите достигает иногда 20%. Интересно отметить, что проба 7555, взятая на участке Мочикит, как и пробы магма-

тических неизменных гранитов, отличается более высоким содержанием лития и в породе, и в минералах.

Рубидий в гранитах с интенсивно развитым кварц-мусковитовым замещением концентрируется в биотите и мусковите (см. табл. 18). Количество рубидия в биотите этих гранитов близко к его концентрации в биотите микроклинизированных гранитов. В микроклине содержание рубидия значительно понижается по сравнению с микроклинизированными гранитами, составляя в среднем 351 г/т (без аномальной пробы 7555). Мусковит включает 355—470 г/т рубидия. При интенсивном развитии кварц-мусковитового комплекса значительная часть рубидия, освобождающаяся при разрушении микроклина, входит в образующийся мусковит. Таким образом, в этих гранитах носителями рубидия являются микроклин и мусковит, последний в наиболее сильно замещенных гранитах содержит более 50% рубидия породы.

Отношение  $K:Rb$  возрастает в микроклинизированных гранитах до 305 (см. табл. 20) и затем понижается в стадии кварц-мусковитового замещения до 249. Следовательно, при интенсивном привносе калия в стадию микроклинизации количество рубидия в породе возрастает медленнее, чем калия. Последующее кварц-мусковитовое замещение, сопровождающееся выносом из породы калия, не приводит к изменению содержания в ней рубидия. Последний только переходит из разрушающегося микроклина в образующийся мусковит. Таким образом, подвижность рубидия в процессах послемагматического изменения магматических пегматондных гранитов значительно ниже, чем калия.

В результате изучения особенностей распределения редких щелочных элементов в пегматондных гранитах различного происхождения можно сделать следующие выводы.

1. В гранитах метаморфического происхождения очень низки содержания лития, рубидия и цезия. Это обусловлено тем, что образующиеся в процессе метаморфической дифференциации граниты содержат незначительное количество слюд — концентраторов и носителей редких щелочных элементов в этих породах.

2. Магматические граниты характеризуются более высокими содержаниями редких щелочных элементов. Поведение лития и рубидия в этих породах различно. Литий накапливается в микроклиновых гранитах по сравнению с ортоклазовыми гранитами. Его концентратом и носителем является биотит. Количество рубидия в гранитах обеих групп одинаково. Однако величина отношения  $K:Rb$  понижается в микроклиновых гранитах, показывая накопление рубидия относительно калия в последних по сравнению с ортоклазовыми гранитами. Концентратом рубидия служит биотит, носителем — калиевый полевой шпат.

3. Процесс микроклинизации магматических пегматоидных гранитов сопровождается понижением в них концентрации лития и повышением количества рубидия. При последующем кварц-мусковитовом замещении гранитов содержание лития в них увеличивается, а рубидия — не изменяется.

Отношение  $K:Rb$  в микроклинизированных гранитах является наиболее высоким и понижается затем при кварц-мусковитовом замещении этих гранитов. Оно указывает на меньшую подвижность рубидия по сравнению с калием в процессах послемагматического замещения.

### **Барий и стронций**

Среднее содержание бария в кислых изверженных породах составляет 830 г/т (Виноградов, 1962). В распределении этого элемента по минералам гранитоидов главную роль играет его кристаллохимическое родство с калием. Двухвалентный ион бария близок по размеру к одновалентному иону калия. Это благоприятствует вхождению бария в калиевые полевые шпаты. Будучи двухвалентным, ион бария по принципу энергетической экономии захватывается наиболее высокотемпературными минералами, содержащими калий (Тейлор, Хейер, 1963).

Среднее содержание стронция в кислых изверженных породах составляет 300 г/т (Виноградов, 1962). Этот элемент по своим химическим и кристаллохи-

мическим свойствам близок к кальцию, но также проявляет кристаллохимическое родство с калием. Стронций концентрируется как в плагиноклазах, так и в калиевых полевых шпатах гранитоидов. Его содержание в гранитоидах уменьшается с уменьшением количества кальция в них (Turekian, Kulp, 1956). В калиевых полевых шпатах концентрация стронция понижается с увеличением степени магматической дифференциации (Тейлор, Хейер, 1963).

Изучение геохимических особенностей бария и стронция в пегматоидных гранитах показывает, что содержания указанных элементов в различных генетических типах этих пород варьируют в широких пределах (Макагон, Костюкова, 1973).

Метаморфические пегматоидные граниты. Как видно из табл. 21, концентрации бария и стронция в метаморфических гранитах изменяются в зависимости от вмещающих их метаморфических пород. В гранитах, залегающих среди известково-силикатных пород и биотитовых гнейсов, содержание бария ниже, а стронция значительно выше, чем в гранитах, вмещающими породами для которых являются гранат-биотитовые гнейсы и дистен-гранат-двуслюдяные сланцы. Величины отношений  $Ba:K$  и  $Ba:Sr$  возрастают от первых гранитов ко вторым, а  $Sr:Ca$  — несколько уменьшается.

Минералами-концентраторами бария в метаморфических гранитах служат слюды, причем биотит в большей степени, чем мусковит (см. табл. 23). В слюдах содержится 50—80% бария породы, остальная его часть приходится на плагиноклаз. Стронций в этих гранитах концентрируется в плагиноклазе, который содержит более 95% стронция породы.

Сравнение метаморфических пород и залегающих в них метаморфических гранитов показывает, что последние значительно беднее барием и богаче стронцием (табл. 22). Отношения  $Ba:K$  и  $Sr:Ca$  возрастают, а  $Ba:Sr$  значительно уменьшается в гранитах по сравнению с вмещающими их метаморфическими породами. Обогащение гранитов стронцием и понижение в них количества бария обусловлены главным образом тем, что в гранитах гораздо выше содержание плагиноклаза, являющегося концентратором стронция,

## Содержание калия, кальция, бария и стронция (%) в метаморфических пегматоидных гранитах, залегающих в различных вмещающих породах

Номер пробы	Вмещающие породы	K	Ca	Ba	Sr	$\frac{Ba \cdot 100}{K}$	$\frac{Ba}{Sr}$	$\frac{Sr \cdot 100}{Ca}$
6308	Биотитовые гнейсы с мусковитом	1,02	2,01	0,032	0,096	3,1	0,33	4,8
6603	То же	1,47	1,72	0,050	0,063	3,4	0,80	3,7
7393	»	1,03	Не опр.	0,069	0,140	6,7	0,49	—
7323	»	0,74	2,23	0,040	0,060	5,4	0,82	2,7
7675	»	1,15	Не опр.	0,059	0,037	5,1	1,59	—
7053	Гранат-биотитовые гнейсы	0,76	2,25	0,070	0,049	9,2	1,44	3,1
7127	То же	1,10	Не опр.	0,066	0,070	6,1	0,94	—
7184	»	0,94	2,02	0,063	0,076	6,7	0,83	3,7
7717	»	1,05	Не опр.	0,025	0,052	2,4	0,48	—
7724	»	0,62	2,40	0,055	0,046	8,9	1,22	1,9
7174	Дистен-гранат-двуслюдяные и гранат-двуслюдяные сланцы	0,92	2,55	0,070	0,041	7,6	1,71	1,6
7681	То же	1,19	Не опр.	0,090	0,033	7,6	2,73	—
7705	»	1,25	1,93	0,090	0,030	7,2	3,00	1,6
7781	»	1,27	Не опр.	0,150	0,037	11,8	1,05	—
7416	»	0,75	»	0,050	0,030	6,7	1,52	—
6626	Известково-силикатная порода	0,88	2,16	0,025	0,120	2,8	0,21	6,5

Содержание калия, кальция, бария и стронция (%) в метаморфических породах и залегающих в них пегматоидных гранитах метаморфического происхождения

Номер пробы	Порода	K	Ca	Ba	Sr	$\frac{Ba \cdot 100}{K}$	$\frac{Ba}{Sr}$	$\frac{Sr \cdot 100}{Ca}$
6307	Биотитовый гнейс с мусковитом	4,01	1,34	0,049	0,021	1,2	2,3	1,6
6308	Гранит	1,02	2,01	0,032	0,096	3,1	0,3	4,8
7321	Биотитовый гнейс с мусковитом	Не опр.	Не опр.	0,074	0,023	—	3,2	—
7323	Гранит	0,74	2,23	0,049	0,060	6,6	0,8	2,7
7185	Гранат-биотитовый гнейс	2,91	2,72	0,180	0,040	6,2	4,5	1,5
7184	Гранит	0,94	2,02	0,063	0,076	6,7	0,8	3,8
7720	Гранат-биотитовый сланец	5,07	2,30	0,300	0,034	5,9	8,8	1,4
7724	Гранит	0,62	2,40	0,055	0,046	8,9	1,2	1,9
7173	Дистен-гранат-двуслюдяной сланец	4,55	1,27	0,150	0,013	2,9	11,5	1,0
7174	Гранит	0,92	2,55	0,070	0,040	7,6	1,7	1,6

а количество слюд, в которых концентрируется барий, незначительно.

Магматические пегматоидные граниты. Среди магматических пегматоидных гранитов по содержанию бария и стронция отчетливо выделяются группы ортоклазовых и микроклиновых гранитов (см. табл. 24). Первая из них характеризуется высокими концентрациями бария и стронция, значительно превышающими их кларки для кислых изверженных пород. Средние содержания указанных элементов в этих гранитах составляют соответственно 0,55 и 0,082%. Граниты второй группы, калишпат которых представлен промежуточным и максимальным микроклином, содержат гораздо меньше этих элементов — бария 0,072% и стронция 0,039%.

В гранитах обеих групп наблюдается отчетливое концентрирование бария в калиевом полевоом шпате, что подтверждается и наиболее высоким отношением Ва:К в этом минерале (табл. 23). В ортоклазах содержится 0,96—3,63% бария, в микроклинах — 0,18—0,74%. В плагиоклазе содержание бария низкое, отдельные более высокие цифры (обр. 7096), возможно, обусловлены незначительной примесью ортоклаза. Соотношение содержаний бария в калиевом полевоом шпате и плагиоклазе в ортоклазовых гранитах близко к 40, в микроклиновых оно понижается, доходя в отдельных пробах до 6—9. Содержание бария в калишпатах также значительно выше, чем в слюдах. Из слюд несколько более высокие концентрации этого элемента отмечаются в биотите, отношение Ва:К также показывает на концентрирование бария относительно калия в этом минерале по сравнению с мусковитом. Как и в калишпате, в слюдах наблюдается значительное понижение концентраций бария от ортоклазовых гранитов к микроклиновым.

Стронций в магматических гранитах концентрируется в плагиоклазе и калишпате, причем в обоих полевых шпатах ортоклазовых гранитов он содержится в одинаковом количестве (табл. 23), а в гранитах второй группы микроклин концентрирует стронций в большей степени, чем плагиоклаз, хотя последний рядом исследователей считается лучшим концентратом этого элемента, чем калиевые полевые шпаты

## Содержание бария и стронция (%) в минералах

Номер пробы	Плагиноклаз		Калиевый полевой шпат			Ba · 100 K	Ba Rb	Ba Sr
	Ba	Sr	K	Ba	Sr			

## Метаморфические

6307	0,016	0,15	—	—	—	—	—	—
7173	0,018	0,088	—	—	—	—	—	—
7185	0,014	0,072	—	—	—	—	—	—

## Пегматоидные граниты

6308	0,017	0,120	—	—	—	—	—	—
7174	0,020	0,079	—	—	—	—	—	—
7705	0,047	0,074	—	—	—	—	—	—
7184	0,050	0,115	—	—	—	—	—	—
7053	0,035	0,090	—	—	—	—	—	—
7724	0,042	0,096	—	—	—	—	—	—

## Неизменные магматические

## Ортокла

6358	0,064	0,100	10,50	2,65	0,120	25,2	101,9	22,1
7096	0,120	0,115	10,90	2,33	0,110	21,4	93,2	21,2
7580	0,042	0,086	11,50	1,45	0,072	12,6	32,2	20,1
	He	He	He					
7087	опр.	опр.	опр.	1,20	0,060	—	—	20,0
7688	»	»	»	1,00	0,076	—	—	13,2
7811	»	»	»	0,96	0,060	—	—	16,0

## Микрокли

7583	0,012	0,060	11,60	0,48	0,066	4,1	12,0	7,3
6814	0,018	0,085	11,10	0,74	0,120	6,7	14,8	6,2
			He					
7407	0,049	0,022	опр.	0,37	0,035	—	—	10,6
7612	0,025	0,013	11,40	0,22	0,024	1,9	4,0	9,2
			He					
7337	0,028	0,018	опр.	0,18	0,032	—	—	5,6

## Магматические пегматоидные граниты с проявлением

## Микрокли

7060	0,010	0,047	10,95	0,70	0,050	6,4	16,7	14,0
7200	0,042	0,047	11,30	0,35	0,043	3,1	7,8	8,1

## Микроклиннизации и кварц-

7555	0,007	0,046	12,00	0,26	0,062	2,2	4,6	4,2
7103	0,021	0,054	11,20	0,32	0,070	2,8	8,9	4,6
	He	He						
7183	опр.	опр.	11,45	0,70	0,050	6,1	22,6	14,0

## метаморфических пород и пегматоидных гранитов

Биотит				Мусковит			
K	Ba	Sr	Ba · 100 K	K	Ba	Sr	Ba · 100 K

## породы

7,58	0,55	0,0078	7,3	8,65	0,60	0,012	6,9
7,80	0,39	0,013	5,0	8,70	0,17	0,012	2,0
7,55	0,66	0,005	8,7	—	—	—	—

## метаморфического происхождения

7,70	0,38	0,006	4,9	8,65	0,81	0,016	8,0
7,08	0,56	0,003	7,9	8,60	0,52	0,006	6,0
7,90	0,54	0,001	6,8	8,70	0,72	0,010	8,3
7,80	0,29	0,001	3,7	—	—	—	—
8,30	0,58	0,011	7,0	—	—	—	—
8,30	He опр.	He опр.	—	—	—	—	—

## пегматоидные граниты

## з о в ы е

7,50	0,96	0,009	12,8	8,20	0,85	0,018	10,4
7,81	0,92	0,004	11,8	—	—	—	—
7,50	0,55	0,001	7,3	—	—	—	—
He опр.	He опр.	He опр.	—	—	—	—	—
»	»	»	—	—	—	—	—
»	»	»	—	—	—	—	—

## н о в ы е

7,20	0,10	0,008	1,4	—	—	—	—
7,91	0,24	0,010	3,0	8,30	0,093	0,006	1,1
8,02	0,16	0,001	2,0	—	—	—	—
—	—	—	—	8,50	0,017	0,001	0,2
—	—	—	—	8,65	0,013	0,001	0,2

## процессов послемагматического замещения

## н и з а ц и и

7,68	0,16	0,011	2,0	—	—	—	—
8,90	0,23	0,011	2,6	—	—	—	—

## мусковитового замещения

7,15	0,17	0,011	2,4	8,95	0,060	0,012	0,7
7,25	0,22	0,0096	3,0	8,65	0,100	0,012	1,2
8,10	He опр.	He опр.	—	8,50	0,100	0,010	1,2

(Hall, 1967; Sen, 1960). Содержание стронция в слюдах — в мусковите и особенно в биотите, — значительно ниже, чем в полевых шпатах.

Наши данные по соотношению содержаний стронция в калишпатах и плагиоклазе близки к цифрам, приводимым К. С. Хейером и С. Р. Тейлором (Heier, Taylor, 1959), но не согласуются с выводом Т. Ф. Барта (1962) о возрастании отношения  $\frac{\text{Sr в калишпате}}{\text{Sr в плагиоклазе}}$

с увеличением температуры образования гранитных пород, так как последнее очень трудно предположить для пегматоидных гранитов в той последовательности, в какой возрастает указанное отношение. Скорее наоборот, ортоклазовые граниты первой группы являются наиболее высокотемпературными, а микроклиновые граниты — низкотемпературными образованиями. Наш фактический материал не соответствует также данным И. Офтедаля по пегматитам Норвегии (Ofteidal, 1961), согласно которым отношение

$\frac{\text{Sr в плагиоклазе}}{\text{Sr в микроклине}}$  близко к отношению  $\frac{\text{Ba в микроклине}}{\text{Ba в плагиоклазе}}$

Отношения элементов Ba:K, Ba:Rb, Ba—Sr и Sr:Ca в пегматоидных гранитах магматического происхождения понижаются от первой группы ко второй (табл. 24). Понижение отношений Ba:K, Ba:Rb и Ba:Sr свойственно и калиевым полевым шпатам тех же гранитов (см. табл. 23). Особенно важно отметить характер поведения последних двух отношений, поскольку С. Р. Тейлор и К. С. Хейер (1963) считают такое изменение Ba:Rb в калишпатах геохимическим индикатором процесса магматической дифференциации. Они предполагают, что барий и рубидий образуют в калиевом полевым шпате связи почти одинакового ионного характера, но барий, обладающий двойным зарядом, захватывается по принципу энергетической экономии в более ранние продукты дифференциации магмы, а рубидий, имеющий больший, чем у калия, размер иона, обогащает ее поздние фракции. Понижение отношения Ba:Sr в калишпатах также считается этими исследователями следствием магматической дифференциации в процессе формирования гранитоидов.

Таким образом, наблюдаемые различия между калишпатами магматических пегматитов, возможно,

Таблица 24

Содержание калия, кальция, бария и стронция (%) в пегматитовых гранитах магматического происхождения

Номер пробы	К	Са	Ba	Sr	Ba·100	Ba	Ba	Sr·100
					К	Rb	Sr	Ca
1	2	3	4	5	6	7	8	9

## Неизменные пегматитовые граниты

## Ортоклазовые граниты

6215	3,08	1,13	0,59	0,095	19,1	85,5	6,2	8,4
6358	3,80	0,99	1,00	0,072	26,3	78,7	13,9	7,3
7096	3,90	1,59	0,63	0,080	17,5	71,6	8,5	5,0
		He						
7674	3,87	опр.	0,52	0,060	13,4	38,2	8,7	—
7535	3,40	»	0,80	0,096	23,5	66,1	8,3	—
7530	2,82	1,50	0,49	0,080	17,4	34,8	6,1	5,3
		He						
7576	3,32	опр.	0,67	0,110	20,2	35,8	6,1	—
7608	3,57	»	0,29	0,076	8,1	20,6	3,8	—
6082	2,55	1,11	0,32	0,091	12,5	69,6	3,5	8,2
		He						
7688	4,10	опр.	0,30	0,070	7,3	28,0	4,3	—
7811	5,00	»	0,33	0,075	6,6	21,9	4,4	—

Среднее 3,58 | 1,26 | 0,55 | 0,082 | 15,6 | 50,6 | 6,7 | 6,8

## Микроклиновые граниты

6814	1,28	2,07	0,069	0,045	5,4	12,1	1,5	2,2
7407	3,34	1,34	0,080	0,017	2,4	4,6	4,4	1,3
7583	2,15	1,75	0,130	0,032	6,0	14,8	4,1	1,8
		He						
7500	2,31	опр.	0,094	0,078	4,1	13,4	1,2	—
7702	2,15	»	0,096	0,036	7,4	16,0	2,7	—
6725	2,16	»	0,070	0,080	3,2	9,5	0,9	—
7692	2,31	1,30	0,011	0,011	0,5	1,0	1,0	0,9
7619	4,75	1,40	0,056	0,022	1,2	2,6	2,5	1,6
		He						
7337	3,93	опр.	0,037	0,030	0,9	2,6	1,2	—

Среднее 2,71 | 1,57 | 0,072 | 0,039 | 3,5 | 8,5 | 2,2 | 1,6

Пегматитовые граниты с проявлением процессов послемагматического замещения

## Микроклиннизация

7060	5,86	1,09	0,27	0,045	4,6	14,4	6,0	4,1
7200	5,81	0,73	0,21	0,035	3,4	11,4	5,7	4,8
7081	5,17	1,44	0,17	0,028	3,3	8,9	6,1	2,0

Среднее 5,61 | 1,09 | 0,22 | 0,036 | 3,8 | 11,6 | 5,9 | 3,6

1	2	3	4	5	6	7	8	9
		He						
7729	5,32	опр.	0,330	0,045	6,2	17,9	7,3	—
7581	5,00	»	0,190	0,032	3,8	12,3	5,9	—
7070	4,47	0,97	0,080	0,022	1,8	4,3	3,6	2,2
7103	4,71	1,56	0,080	0,030	1,7	4,0	2,7	1,9
7555	4,80	1,57	0,067	0,025	1,4	3,2	2,2	1,6
7183	5,22	1,24	0,160	0,031	3,1	7,1	5,2	2,5
7683	4,37	1,10	0,140	0,030	3,2	7,0	4,7	2,7
		He						
7150	4,72	опр.	0,087	0,015	1,8	4,5	5,8	—
7684	4,70	»	0,100	0,023	2,1	6,3	4,3	—
8014	4,70	»	0,240	0,048	5,1	15,0	5,0	—

Среднее 4,80 | 1,29 | 0,147 | 0,030 | 3,0 | 8,1 | 4,7 | 2,2

обусловлены дифференциацией палингенной магмы в процессе формирования пегматоидных гранитов. Однако понижение отношения Sr:Ca в пегматоидных гранитах от первой группы ко второй необычно для процесса магматической дифференциации. Как правило, Sr:Ca возрастает в более поздних продуктах кристаллизации магмы (Могаровский, Мельниченко, 1967; Турекьян, Калп, 1959).

Минералом-носителем бария в пегматоидных гранитах магматического происхождения является калиевый полевой шпат, в нем находится 90—95% бария породы. Большая часть стронция этих гранитов находится в плагиоклазе, поскольку количество последнего в породе обычно выше, чем калишпата. Содержание стронция в слюдах низкое, и они практически не влияют на количество стронция в породе.

Измененные послемагматическими процессами граниты. Поведение бария и стронция в процессах послемагматического замещения пегматоидных гранитов различно. Микроклинизация гранитов сопровождается привнесом бария (см. табл. 24). Это обусловлено увеличением количества микроклина, замещающего плагиоклаз. Концентрации бария в самом микроклине остаются на том же уровне. Содержание стронция в гранитах при микроклинизации

существенно не изменяется, поскольку он распределен почти равномерно между плагиоклазом и микроклином. Однако концентрации его в полевых шпатах здесь несколько ниже, чем в полевых шпатах незамещенных гранитов. Вынос кальция в процессе замещения плагиоклаза микроклином сопровождается сменой элемента-«хозяина» и минерала-носителя стронция. Если в магматических незамещенных гранитах главным минералом-носителем стронция является плагиоклаз, в структуру которого стронций входит изоморфно к кальцию, то в микроклинизированных гранитах большая часть стронция породы входит в микроклин изоморфно с калием. В связи с этим в замещенных гранитах возрастает отношение  $Sr : Ca$ . Отношение  $Ba : Sr$  в них также выше, чем в магматических гранитах второй группы, а  $Ba : Rb$  и  $Ba : K$  в сравниваемых гранитах одинаковы.

В процессе кварц-мусковитового замещения наблюдается вынос и бария, и стронция, так что в наиболее интенсивно замещенных гранитах содержание этих элементов минимально. Понижение концентрации бария в гранитах с кварц-мусковитовым агрегатом происходит в основном вследствие разрушения большого количества калишпата. Существенного понижения содержания бария в самом микроклине не наблюдается. Стронций в этих гранитах концентрируется в большей степени в микроклине, чем в плагиоклазе. Содержание его в последнем остается на том же уровне, что и в плагиоклазе микроклинизированных гранитов, а в микроклине оно несколько выше. Как и для бария, понижение концентрации стронция в гранитах с интенсивным кварц-мусковитовым замещением связано с уменьшением в них количества полевых шпатов.

Отношения  $Ba : K$ ,  $Ba : Sr$ ,  $Ba : Rb$  и  $Sr : Ca$  в этих гранитах понижаются тем сильнее, чем интенсивнее проявлен процесс кварц-мусковитового замещения. Они показывают, что при кварц-мусковитовом замещении полевых шпатов барий выносится в большей степени, чем калий и стронций. Количество кальция в породе остается постоянным.

Как и в гранитах, не затронутых послемагматическим замещением, концентратом и носителем бария

в гранитах с кварц-мусковитовым агрегатом является микроклин. В нем содержится 70—90% бария породы, остальные 10—25% приходятся в основном на мусковит. Концентраторами и носителями стронция в этих гранитах являются оба полевых шпата, в которых находится более 90% стронция породы.

Таким образом, можно отметить следующие особенности поведения бария и стронция в процессах образования пегматоидных гранитов.

1. В процессе образования из различных гнейсов и сланцев метаморфических гранитов происходит обогащение последних стронцием и обеднение барием.

2. Содержание бария и стронция в метаморфических гранитах изменяется в зависимости от состава вмещающих метаморфических пород. Концентраторами и носителями бария в этих гранитах являются слюды, а стронция — плагиоклаз.

3. В пегматоидных гранитах магматического происхождения по содержанию бария и стронция выделяются две группы. В первой из них, включающей ортоклазовые граниты, содержание бария и стронция максимально и значительно превышает их кларки для кислых изверженных пород. В микроклиновых гранитах, относящихся ко второй группе, количество стронция и особенно бария значительно ниже. Отношения  $Ba : K$ ,  $Ba : Rb$  и  $Ba : Sr$  в гранитах и калиевых полевых шпатах понижаются от 1-й группы ко 2-й.

4. Минералом-концентратором и носителем бария в магматических пегматоидных гранитах служит калиевый полевой шпат. Стронций концентрируется в обоих полевых шпатах. В них содержится более 90% стронция породы.

5. В процессе послемагматического замещения пегматоидных гранитов микроклинизация сопровождается привнесением бария при постоянном количестве стронция; последующее кварц-мусковитовое замещение приводит к выносу и стронция, и бария, причем последнего в большей степени. Изменение концентраций бария и стронция в процессах послемагматического замещения гранитов обусловлено в основном изменением количества полевых шпатов в этих породах. Содержание элементов в минералах изменяется незначительно.

6. В гранитах, подвергшихся процессам послемагматического замещения, барий концентрируется в микроклине, а стронций — в обоих полевых шпатах. Минералы-концентраторы этих элементов являются и их носителями.

## Бериллий

Среднее содержание бериллия в кислых изверженных породах, согласно данным А. П. Виноградова (1962), составляет 3,8 г/т. Распределение его в минералах гранитоидов определяется следующими его кристаллохимическими свойствами. У иона бериллия наименьший радиус среди металлов — 0,34 А. Координация его по отношению к кислороду равна 4, и в природе бериллий образует с кислородом компактные тетраэдры  $[\text{BeO}_4]^{6-}$ , которые имеют структурную аналогию с кремнекислородными тетраэдрами  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  с близкими параметрами. Наблюдается также сходство между бериллиево- и алюминиево-кислородными тетраэдрическими группами. В результате анализа материала о нахождении примеси бериллия в различных минералах А. А. Беус (1964) предлагает следующие схемы изоморфизма для полевых шпатов и слюд:

1) гетеровалентный изоморфизм кремния и бериллия в полевых шпатах с участием высоковалентных катионов:



2) гетеровалентный изоморфизм кремния и бериллия в слюдах с участием фтора и гидроксила:



Из полевых шпатов бериллий в большей степени концентрируется плагиоклазом, из слюд — мусковитом. Носителями его в гранитоидах являются полевые шпаты. В ходе магматической дифференциации бериллий обогащает наиболее поздние продукты кристаллизации (Беус, 1960, 1964).

## Содержание бериллия в метаморфических пегматоидных гранитах

Номер пробы	Вмещающая метаморфическая порода	Be, г/т
6308	Биотитовые гнейсы с мусковитом	1,5
6603	» » »	1,3
7393	» » »	1,3
7323	» » »	2,4
6295	» » »	1,3
6756	» » »	1,7
7053	Гранат-биотитовые гнейсы	1,7
7127	» » »	2,1
7184	» » »	1,7
7717	» » »	4,3
7724	» » »	1,7
7174	Дистен-гранат-двуслюдяные и гранат-двуслюдяные гнейсы и сланцы	2,0
7416	» » »	2,7
7681	» » »	2,0
7705	То же	2,1
7781	» » »	1,3
6626	Известково-силикатная порода	2,3
7740	» » »	2,0
Среднее . . . . .		2,0

Распределение бериллия в пегматоидных гранитах различных генетических типов имеет ряд особенностей, выясняющихся при сравнении этих пород.

Метаморфические граниты. Среднее содержание бериллия в метаморфических пегматоидных гранитах составляет 2 г/т (табл. 25), что значительно ниже его кларка в кислых изверженных породах. Как видно из табл. 26, концентратом бериллия в этих породах является плагиоклаз, в котором изучаемый элемент содержится в количестве 1,9—3,3 г/т. Содержание бериллия в слюдах очень низкое: в мусковите — 0,3—0,4 г/т, а в биотите — меньше 0,2 г/т. Следовательно, плагиоклаз служит и носителем бериллия в метаморфических гранитах.

Сравнение средних содержаний этого элемента в метаморфических породах и гранитах метаморфического происхождения показывает, что при своем образовании граниты обогащаются бериллием (табл. 27).

## Содержание бериллия (г/т) в минералах метаморфических пород и пегматоидных гранитов

Номер пробы	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Биотит	Мусковит
<i>Метаморфические породы</i>				
6307	1,9	—	<0,2	0,5
7173	8,7	—	<0,2	1,1
<i>Граниты метаморфического происхождения</i>				
6308	1,9	—	<0,2	0,3
7053	2,2	—	<0,2	—
7174	2,9	—	<0,2	0,4
7184	2,0	—	<0,2	—
7705	3,3	—	<0,2	0,4
7724	2,4	—	<0,2	—
<i>Магматические граниты</i>				
<i>Ортоклазовые</i>				
6358	1,5	0,2	<0,2	0,7
7096	1,7	0,2	Не опр.	—
7530	1,6	0,4	<0,2	—
<i>Микроклиновые</i>				
6814	5,8	0,5	<0,2	—
7583	2,0	0,3	<0,2	—
<i>Граниты с проявлением процессов послемагматического замещения</i>				
7060	5,0	Не опр.	<0,2	—
7200	5,2	0,1	<0,2	—
7103	5,5	0,2	<0,2	0,9
7555	4,8	0,1	<0,2	1,3

Его концентратом и носителем в метаморфических породах, как и в гранитах, является плагиоклаз (Куртырева и др., 1966; см. табл. 26). Поэтому увеличение количества изучаемого элемента в метаморфических гранитах объясняется повышением содержания этого минерала в последних. Однако в конкретных случаях иногда наблюдается уменьшение количества бериллия в гранитах по сравнению с метаморфическими породами, в которых они залегают (табл. 27). Так, в пробах 7173 и 7174 такое поведение бериллия обус-

Содержание бериллия в метаморфических породах и залегающих в них пегматоидных гранитах метаморфического происхождения

Номер пробы	Порода	Be, г/т
6307	Биотитовый гнейс	1,2
6308	Гранит	1,5
7321	Биотитовый гнейс	1,4
7323	Гранит	2,4
7016	Биотитовый гнейс	1,0
7008	Гранит	3,0
7129	Гранат-биотитовый гнейс	1,5
7127	Гранит	2,1
7185	Гранат-биотитовый гнейс	2,1
7184	Гранит	1,7
7720	Гранат-биотитовый гнейс	1,6
7724	Гранит	1,7
7173	Дистен-гранат-двуслюдяной сланец	2,2
7174	Гранит	2,0

ловлено резким понижением его содержания в плагиоклазе гранита (проба 7174) сравнительно с плагиоклазом дистен-гранат-двуслюдяного сланца.

Магматические граниты. В магматических гранитах ортоклазовой группы количество бериллия самое низкое для пегматоидных гранитов — всего 1,3 г/т (табл. 28). В микроклиновых гранитах концентрация бериллия значительно выше, здесь среднее содержание его, составляя 3,5 г/т, приближается к кларку элемента для кислых изверженных пород.

Изучение распределения бериллия по минералам магматических гранитов показывает, что плагиоклаз,

## Содержание бериллия в пегматоидных гранитах магматического происхождения

Номер пробы	Ве, г/т	Номер пробы	Ве, г/т
<i>Неизменные пегматоидные граниты</i>		<i>Пегматоидные граниты с проявлением процессов послемагматического замещения</i>	
<i>Ортоклазовые</i>		<i>Микроклинизации</i>	
6082	1,0	7060	2,0
6215	0,7	7061	2,1
6358	0,8	7081	2,7
7096	1,2	7200	1,6
7530	1,2		
7576	2,0		
7608	1,1		
7674	2,2		
7688	1,4		
7811	1,2		
7535	1,1		
Среднее . . . 1,3		Среднее . . . 2,1	
<i>Микроклиновые</i>		<i>Микроклинизации и кварц-мусковитового замещения</i>	
		7729	1,8
6814	3,6	7581	2,0
7407	5,0	7070	2,3
7500	2,0	7103	2,0
7337	5,0	7555	2,0
7583	1,4	7183	1,3
7612	4,0	7683	1,4
7692	2,4	7150	3,4
7702	1,9	7684	2,2
Среднее . . . 3,2		Среднее . . . 2,1	

как и в метаморфических гранитах, является концентратом и носителем изучаемого элемента (см. табл. 26). В этом минерале содержится 1,5—6,1 г/т бериллия, причем в плагиоклазе микроклинового гранита его количество значительно выше, чем в плагиоклазе из ортоклазовых гранитов.

Измененные послемагматическими процессами граниты. В процессе микроклинизации содержание бериллия в породе сравнительно с неизменными микроклиновыми гранитами значи-

тельно снижается, составляя в среднем 2,1 г/т (см. табл. 28). Последующее кварц-мусковитовое замещение не изменяет концентрации указанного элемента. Изучение распределения бериллия по минералам показывает, что его концентратом и носителем в измененных гранитах остается плагиоклаз, содержание элемента в котором остается на том же уровне, что и в неизмененных микроклиновых гранитах. Следовательно, понижение концентрации бериллия при развитии процесса микроклинизации обусловлено уменьшением в породе количества плагиоклаза при постоянном содержании элемента в минерале. Дальнейшее кварц-мусковитовое замещение изменяет количество этого минерала в породе незначительно.

Таким образом, отмечаются следующие особенности в поведении бериллия в процессах формирования пегматоидных гранитов.

1. В гранитах, образующихся в процессе метаморфической дифференциации, происходит некоторое накопление этого элемента по сравнению с метаморфическими породами.

2. Среди магматических гранитов микроклиновые разновидности этих пород отличаются резко повышенным содержанием бериллия сравнительно с ортоклазовыми гранитами.

3. При микроклинизации гранитов содержание бериллия в них понижается, последующее кварц-мусковитовое замещение не изменяет концентрации этого элемента в породе.

4. Концентратом и носителем бериллия во всех разновидностях гранитов является плагиоклаз.

## **Свинец**

Среднее содержание свинца в кислых изверженных породах, по данным А. П. Виноградова (1962), составляет 20 г/т. На распределение свинца по минералам гранитоидов влияет главным образом кристаллохимическое родство этого элемента с кальцем, вследствие чего свинец входит в кальцевые минералы, хотя изоморфизм его с кальцем ограничен. Согласно данным Л. В. Таусона (1961), возможности изомор-

физма свинца с калием в биотите и калиевом полевом шпате одинаковы, о чем свидетельствует постоянство отношения  $Pb_{ат} : K_{ат}$  в этих минералах. В плагиоклазе свинец не входит изоморфно в решетку минерала, а рассеян в виде самородного Pb и PbS.

С. Р. Тейлор и К. С. Хейер указывают, что свинец входит примерно в равных количествах в калиевые полевые шпаты и в плагиоклазы (Тейлор, Хейер, 1963) или даже последние концентрируют несколько большее количество этого элемента (Heier, 1960). В процессе магматической дифференциации происходит накопление свинца в наиболее кислых продуктах дифференциации (Wedepohl, 1956; Таусон, 1961), в которых наблюдается также его концентрирование относительно калия (Таусон, 1961).

Пегматоидные граниты различного генезиса, как видно из табл. 29 и 32, отчетливо различаются по содержаниям свинца.

Метаморфические граниты. Граниты метаморфического происхождения содержат наиболее низкие концентрации свинца — в среднем 13 г/т (табл. 29). Изучение распределения свинца по минералам метаморфических гранитов показывает, что содержания его в плагиоклазе и биотите из этих пород близки, хотя в отдельных случаях наблюдается незначительное концентрирование элемента в биотите, который содержит от 11,5 до 32 г/т свинца (табл. 30). Количество свинца, содержащееся в мусковите, несколько ниже, чем в биотите и плагиоклазе. Носителем свинца в метаморфических гранитах является плагиоклаз, поскольку количество слюд в гранитах составляет обычно менее 5%.

Сравнение средних содержаний свинца в метаморфических породах и гранитах метаморфического происхождения указывает на незначительное обогащение свинцом этих гранитов, хотя иногда содержания элемента в сравниваемых породах очень близки. Такое поведение свинца в процессе метаморфической дифференциации соответствует изменению минерального состава при образовании гранитов из гнейсов и сланцев. Поскольку увеличение содержания плагиоклаза в образующихся гранитах сопровождается понижением в них количества биотита, то суммарное количество

## Содержание свинца (г/т) в метаморфических пегматоидных гранитах

Номер пробы	Вещающие породы	Pb	K:Pb
6308	Биотитовые гнейсы	16,0	638
6295	» »	9,3	1075
6603	» »	8,1	1815
6756	» »	6,3	3127
7323	» »	22,0	336
7393	» »	17,0	606
7396	» »	14,8	358
7053	Гранат-биотитовые гнейсы	7,2	1056
7127	» »	12,3	1200
7146	» »	15,0	573
7184	» »	10,7	879
7717	» »	19,0	553
7724	» »	12,0	517
7174	Дистен-гранат-двуслюдяные и гра-	12,5	736
7416	нат-двуслюдяные сланцы	9,6	781
7681	То же	15,0	793
7705	»	15,0	833
7781	»	10,0	1270
6626	Известково-силикатные породы	12,7	693
7740	» »	32,0	569
Среднее . . . . .		13,0	856

этих минералов в гранитах возрастает незначительно или даже остается постоянным. Изменение содержания свинца в минералах при переходе от гнейсов и сланцев к гранитам также незначительно (табл. 31). При очень близких содержаниях свинца в биотите и плагиоклазе изменение минерального состава, сопровождающее образование метаморфических гранитов, приводит к незначительному накоплению свинца в последних или не отражается на его количестве в породе.

Изменение отношения K:Pb в гранитах по сравнению с изменением в метаморфических породах свидетельствует о перераспределении свинца в процессе метаморфической дифференциации. Если в метамор-

## Содержание свинца (г/т) в минералах пегматоидных гранитов

Номер пробы	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Биотит	Мусковит
<i>Граниты метаморфического происхождения</i>				
6308	30	—	25	10
7053	10	—	12	—
7174	16	—	27	12
7184	22	—	15	—
7705	17,5	—	32	8
7724	10	—	11,5	—
<i>Магматические граниты</i>				
<i>Ортоклазовые</i>				
6358	29	40	28	7,6
7688	27	70	32	—
7530	29	80	36	—
7811	16	83	17	—
7096	Не опр.	50	Не опр.	—
<i>Микроклиновые</i>				
6814	17,5	92	17	8,0
7583	48,0	90	63	—
7407	23,0	110	20	—
7337	45,0	150	—	3,0
7612	50,0	180	—	3,0
<i>Граниты с проявлением процессов послемагматического замещения</i>				
7060	29,0	85	23	—
7200	Не опр.	80	29	—
7103	19,0	70	9,5	9,0
7183	Не опр.	95	50	10,0
7555	63,0	95	40	11,5
7683	40,0	215	80	4,0
8014	Не опр.	160	Не опр.	Не опр.

фических породах значительная часть свинца приходится на слюды (высокое отношение К:Рb), то в гранитах, как уже указывалось, его носителем является плагиоклаз (отношение К:Рb понижается).

Магматические граниты. Как видно из табл. 29 и 32, концентрация свинца в магматических гранитах значительно выше, чем в метаморфических. Ортоклазовые разновидности содержат в среднем

Содержание свинца (г/т) в метаморфических породах и залегающих в них пегматоидных гранитах метаморфического происхождения

Номер пробы	Характеристика породы	Порода	Плагиоклаз	Биотит	Мусковит	К:Рb в породе
6307	Биотитовый гнейс	10,0	26	20	10	4010
6308	Гранит	16,0	30	25	10	638
7185	Гранат-биотитовый гнейс	9,0	14	14	—	3233
7184	Гранит	10,7	22	15	—	879
7173	Дистен-гранат-двуслюдяной сланец	12,0	18	28	22	3792
7174	Гранит	14,5	16	27	12	736
7129	Гранат-биотитовый гнейс	6,8	Не опр.	Не опр.	Не опр.	4162
7127	Гранит	12,3	»	»	»	1200
7016	Биотитовый гнейс	6,0	»	»	»	—
7008	Гранит	14,0	»	»	»	1171
7720	Гранат-биотитовый гнейс	15	»	»	»	3380
7724	Гранит	14	»	»	»	517
7321	Биотитовый гнейс	14	»	»	»	—
7323	Гранит	22	»	»	»	336

## Содержание свинца в пегматоидных гранитах магматического происхождения

Номер пробы	Pb, г/т	$\frac{K}{Pb}$	Номер пробы	Pb, г/т	$\frac{K}{Pb}$
<i>Неизменные граниты</i>			<i>Граниты с проявлением процессов послемагматического замещения</i>		
<i>Ортоклазовые</i>			<i>Микроклинизации</i>		
6082	30	850	7060	38,0	1606
6215	16	1225	7061	48,0	1302
6358	14,1	2652	7081	43,2	1197
7096	20,0	1696	7200	42,0	1383
7530	31,5	1763			
7535	30	1133			
7608	27,5	1298			
7688	25	1640			
7811	11	2272			
Среднее . . . 24   1614			Среднее . . . 42,8   1372		
<i>Микроклиновые</i>			<i>Микроклинизации и кварц-мусковитового замещения</i>		
6814	18	901	7729	60,0	887
7407	33	1193	7103	25,0	1884
7337	48	818	7070	17,0	2629
7500	16,0	514	7555	67,0	716
7583	35	617	7183	18,2	2868
7612	40	1187	7683	31,0	1410
7692	35	660	7150	34,0	1415
7695	45	844	7684	27,5	1709
7702	30	750	7581	40,0	1250
			7139	26,2	2145
			8014	38,0	1215
			7769	40,0	1162
Среднее . . . 33   830			Среднее . . . 35,4   1607		

24 г/т этого элемента, что близко к его кларку для кислых изверженных пород. В микроклиновых гранитах количество свинца возрастает до 33 г/т.

При изучении распределения свинца по минералам магматических гранитов отчетливо проявляется роль калиевого полевого шпата как концентратора этого элемента. Содержание свинца в калиевом полевоом шпате составляет 40—200 г/т (см. табл. 30), что значительно превышает концентрацию его в плагиоклазе и биотите, в которых свинец находится в близких количествах, составляющих соответственно

16—50 и 12—63 г/т. При сравнении содержаний рассматриваемого элемента в калишпатах из ортоклазовых и микроклиновых гранитов отчетливо заметно повышение их в микроклине по отношению к ортоклазу. Мусковит содержит свинец в очень малых количествах — 3—8 г/т.

Главным носителем свинца является обычно калиевый полевой шпат и только в отдельных случаях (проба 6814), когда содержание этого минерала в граните низкое, существенная часть свинца породы находится в плагиоклазе (до 50%). Биотит и мусковит никакого значения в балансе свинца в магматических гранитах не имеют.

Отношение  $K:Pb$  в магматических гранитах сильно понижается от ортоклазовых их разновидностей к микроклиновым. Оно указывает на резкое концентрирование свинца по отношению к калию в микроклиновых гранитах сравнительно с ортоклазовыми.

Измененные после магматическими процессами граниты. Процессы послемагматического замещения приводят к значительным изменениям концентраций свинца в гранитах. Микроклинизация последних сопровождается привнесением свинца, так что его количество в породах возрастает в среднем до 43 г/т (см. табл. 32). Увеличение содержания свинца в микроклинизированных гранитах (см. табл. 30) не сопровождается возрастанием концентрации этого элемента в самом микроклине, в породе увеличивается только количество этого минерала, являющегося здесь концентратором и носителем свинца.

Отношение  $K:Pb$  в микроклинизированных гранитах, как и в микроклине, несколько возрастает по сравнению с группой микроклиновых неизмененных гранитов, указывая на уменьшение концентрации свинца по сравнению с калием в процессе микроклинизации.

Последующее кварц-мусковитовое замещение гранитов приводит к разрушению микроклина и образованию за его счет мусковита. Понижение содержания микроклина в породе сопровождается уменьшением концентрации свинца в ней до 35,4 г/т, хотя количество свинца в самом микроклине, а также в плагиоклазе и слюдах несколько возрастает. Отноше-

ние К:РЬ в гранитах, подвергшихся интенсивному кварц-мусковитовому замещению, резко возрастает (см. табл. 32) по сравнению с микроклинизированными гранитами, что указывает на более интенсивный вынос свинца по сравнению с калием в процессе кварц-мусковитового замещения. Указанная закономерность в поведении свинца по отношению к калию отражается в минеральном составе замещенных гранитов. Калий при разрушении микроклина в значительном количестве входит в образующийся мусковит, а свинец, содержание которого в мусковите неизмеримо ниже, чем в калишпатах, выносится из породы.

Носителями свинца в гранитах, подвергшихся интенсивному кварц-мусковитовому замещению, являются полевые шпаты. Чем сильнее замещение, тем больше свинца породы приходится на плагиоклаз.

Укажем на следующие особенности поведения свинца при образовании пегматоидных гранитов.

1. Свинец в процессе образования метаморфических гранитов накапливается в них по сравнению с метаморфическими породами. Носителем свинца в этих пегматитах является плагиоклаз.

2. В магматических гранитах количество свинца выше в микроклиновых их разновидностях, в которых особенно отчетливо проявляется концентрирование свинца относительно калия. Концентратором и носителем свинца в магматических гранитах обычно является калиевый полевой шпат.

3. В процессах послемагматического замещения свинец следует за калием. Однако при микроклинизации увеличение его концентрации менее значительно, а при кварц-мусковитовом замещении этот элемент выносится в большей мере, чем калий.

## **Таллий**

Среднее содержание таллия в кислых изверженных породах составляет около 2 г/т (Виноградов, 1962). Распределение его в гранитоидах определяется тем, что таллий, будучи в зависимости от условий литофильным или халькофильным элементом,

проявляет в магматическом процессе свои литофильные свойства. Его одновалентный положительный ион наиболее близок по химическим и кристаллохимическим свойствам к калию и рубидию. Поэтому таллий входит изоморфно к калию в минералы последнего: калиевый полевой шпат и слюды. Концентратором таллия в гранитоидах служит биотит (Таусон, Бузаев, 1957; Одиакдзе, 1960; Злобин, Лебедев, 1960), содержание этого элемента в мусковите и калиевых полевых шпатах несколько ниже (Таусон, 1957; Одиакдзе, 1960; Иванов, 1964).носителем его в большей части гранитоидов является калиевый полевой шпат, в котором содержится от 60 до 90% таллия породы (Таусон, 1961). Таллий накапливается в наиболее поздних продуктах магматической кристаллизации, причем сильнее, чем калий и рубидий (Таусон, 1961).

Рассмотрим распределение таллия в пегматоидных гранитах различных генетических типов и особенности поведения его в процессах образования этих пород.

**Метаморфические граниты.** Пегматоидные граниты метаморфического происхождения характеризуются самыми низкими содержаниями этого элемента (табл. 33), составляющими в среднем 0,6 г/т с пределами колебаний 0,4—1 г/т. Как видно из табл. 34, концентратором таллия в метаморфических гранитах служит биотит, в котором обнаружено 2,5—13,0 г/т этого элемента. Количество таллия в мусковите этих пегматитов 0,5—2,7 г/т, а в плагиоклазе — 0,6—2,0 г/т. Поскольку содержание биотита в метаморфических гранитах очень низкое, то главным носителем изучаемого элемента является плагиоклаз, в котором находится от 60 до 90% таллия породы.

Образование гранитов в процессе метаморфической дифференциации сопровождается понижением в них концентрации таллия относительно вмещающих метаморфических пород (табл. 35). Такое поведение таллия в указанном процессе связано с тем, что концентратор и носитель таллия в метаморфических породах — биотит. Образование гранитов сопровождается значительным понижением количества биотита

## Содержание таллия в метаморфических пегматоидных гранитах

Номер пробы	Вмещающая порода	Tl, г/т
6308	Биотитовые гнейсы	0,8
6295	» »	0,4
6603	» »	0,4
6756	» »	0,5
7393	» »	0,8
7396	» »	0,9
7053	Гранат-биотитовые гнейсы	0,8
7127	» »	0,7
7146	» »	0,4
7184	» »	0,8
7717	» »	0,6
7724	» »	0,5
7174	Дистен-гранат-двуслюдяные и гранат-двуслюдяные сланцы	0,4
7416	То же	1,0
7681	»	0,5
7705	»	0,5
7781	»	0,5
6626	Известково-силикатные породы	0,8
7740	» »	0,6
Среднее . . .		0,6

в породах, одновременно понижается содержание таллия в этом минерале (см. табл. 35).носителем указанного элемента в образующихся гранитах становится плагиоклаз.

Магматические граниты. В магматических гранитах наблюдается увеличение содержания таллия от ортоклазовой группы (в среднем 0,9 г/т) к микроклиновым гранитам (1,2 г/т) (табл. 36). Концентратором таллия в магматических гранитах является биотит, в нем находится 6,9—13,5 г/т указан-

Таблица 34

Содержание таллия (г/т) в минералах пегматоидных гранитов

Номер пробы	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Блотит	Мусковит
<i>Метаморфические граниты</i>				
6308	0,8	—	4,0	2,7
7184	1,1	—	5,0	—
7053	2,0	—	4,0	—
7705	1,1	—	5,7	2,2
7720	1,3	—	13,0	—
7174	Не опр.	—	2,5	0,5
6835	»	—	7,9	—
6603	»	—	5,5	—
6626	»	—	8,9	—
6756	»	—	12,6	—
<i>Магматические граниты</i>				
<i>Ортоклазовые</i>				
6358	0,6	2,7	8,0	4,0
7096	Не опр.	3,3	Не опр.	—
7530	»	5,0	8,0	—
6082	»	Не опр.	6,9	—
7688	»	3,5	4,0	—
<i>Микроклиновые</i>				
6814	Не опр.	7,4	7,6	4,4
7583	1,2	9,6	13,5	—
6632	Не опр.	Не опр.	8,9	—
7337	»	4,0	—	3,2
<i>Граниты с проявлением процессов послемагматического замещения</i>				
7060	3,4	4,0	7	—
7200	1,9	3,6	10	—
7103	0,8	6,0	7,4	2,5
7183	Не опр.	3,0	4,0	1,5
7555	0,7	10,0	5,3	1,4

ного элемента (см. табл. 34). Содержание таллия в мусковите и калиевом полевоом шпате значительно ниже: мусковит анализируемых проб концентрирует около 4 г/т, а калиевый полевой шпат 2,7—9,6 г/т. Количество таллия в плагиоклазе составляет 0,6—2,3 г/т. Носителем его в магматических гранитах служит калиевый полевой шпат.

Содержание таллия (г/т) в метаморфических породах и залегающих в них пегматоидных гранитах метаморфического происхождения

Номер пробы	Характеристика породы	Порода	Плагиоклаз	Биотит	Мусковит
6307	Биотитовый гнейс	2,0	0,7	5,5	2,3
6308	Гранит	0,8	0,8	4,0	2,7
7185	Гранат-биотитовый гнейс	2,1	1,3	11,5	—
7184	Гранит	0,8	1,1	5,0	—
7173	Дистен-гранат-двуслюдяной сланец	1,1	Не опр.	4,7	1,0
7174	Гранит	0,5	»	2,5	0,5
7129	Гранат-биотитовый гнейс	1,2	»	Не опр.	—
7127	Гранит	0,7	»	»	—
7016	Биотитовый гнейс	0,9	»	»	—
7008	Гранит	0,6	»	»	—
7720	Гранат-биотитовый гнейс	1,9	»	»	—
7724	Гранит	0,6	»	1,3	—

Величина  $K:Ti$  в микроклиновых гранитах и их минералах понижается, что указывает на накопление таллия по сравнению с калнем в этой группе магматических гранитов. Отношение  $Rb:Ti$  уменьшается в последних до 95, что очень близко к 100—величине данного отношения, указываемой Д. М. Шоу (Schaw, 1952) для неизмененных гранитов. Таким образом, количество таллия в микроклиновых гранитах возрастает и относительно рубидия, а изменение всех трех указанных элементов относительно друг друга в микроклиновых гранитах сравнительно с их ортоклазовыми аналогами следует в таком порядке:  $Ti > Rb > K$ .

Измененные послемагматическими процессами граниты. Поведение таллия на разных стадиях послемагматического замещения различно. Микроклинизация гранитов сопровождается увеличением в них содержания таллия (см. табл. 36),

Таблица 36

## Содержание таллия в магматических пегматоидных гранитах

Номер пробы	Тl, г/т	К		Rb		Номер пробы	Тl, г/т	К		Rb	
		Тl·10 <sup>2</sup>	Тl	Тl	Тl			Тl·10 <sup>2</sup>	Тl	Тl	Тl
<i>Неизменные граниты</i>						<i>Граниты с проявлением процессов послемагматического замещения</i>					
<i>Ортоклазовые</i>						<i>Микроклиннизации</i>					
6082	1,2	213	38								
6215	0,6	513	115								
6358	0,9	422	141			7060	1,2	489	157		
7096	0,9	433	106			7061	1,6	396	128		
7530	0,7	403	214			7081	1,3	398	148		
7576	1,0	332	190			7200	1,4	415	125		
7535	1,1	309	110								
7608	0,7	513	214								
7688	1,2	342	89								
7811	1,0	500	160								
Среднее 0,9   398   137						Среднее 1,4   424   140					
<i>[ Микроклиновые</i>						<i>и кварц-мусковитового замещения</i>					
6814	0,8	160	71			7729	0,6	887	307		
7407	1,5	223	115			7103	1,0	471	200		
7337	1,8	218	79			7070	1,2	373	148		
7500	0,8	289	88			7555	1,1	436	191		
7583	1,4	154	63			7183	1,5	348	151		
7612	1,4	339	152			7683	1,1	397	182		
7692	1,0	231	105			7150	1,1	430	177		
7695	1,4	271	143			7684	1,0	470	160		
7702	1,0	215	60			7581	2,0	250	77		
7631	1,4	194	102			7139	0,9	624	194		
Среднее 1,2   229   98						Среднее 1,1   496   183					

однако в меньшей степени, чем рубидия. Более высокие концентрации таллия в микроклиннизированных гранитах связаны с большим содержанием в указанных породах микроклина, являющегося его носителем, хотя в самом микроклинне понижается количество таллия относительно калишпата неизменных микроклиновых гранитов (см. табл. 34). Отношения К:Тl и Rb:Тl при микроклиннизации повышаются, указывая на меньший привнос таллия по сравнению с калием и рубидием. Следовательно, при микроклиннизации эти три элемента привносятся в следующем порядке:  $K > Rb > Tl$ .

В процессе кварц-мусковитового замещения происходит вынос таллия, его концентрация понижается от 1,4 в микроклинизированных гранитах до 1,1 в гранитах с кварц-мусковитовым агрегатом. Концентратором его в последних также является биотит, носителями — микроклин и мусковит.

Из отношений  $K:Tl$  и  $Rb:Tl$  следует, что таллий выносится в процессе кварц-мусковитового замещения несколько интенсивнее, чем калий, при неизменном содержании рубидия. Н. Т. Воскресенская (1959), отмечая более сильный вынос таллия по сравнению с рубидием в гидротермальных процессах (серцитизация, альбитизация), объясняет различие в поведении этих двух элементов тем, что у таллия связь с кислородом более ковалентна, чем у рубидия, и таллий должен легче покидать решетку калиевых минералов, чем рубидий. Сопоставление поведения калия, рубидия и таллия показывает, что эти элементы при кварц-мусковитовом замещении выносятся в следующем относительном порядке:  $Tl > K > Rb$ .

Таким образом, особенности поведения таллия в процессах формирования пегматоидных гранитов следующие.

1. В образующихся при метаморфической дифференциации гранитах количество таллия понижается относительно вмещающих гнейсов и сланцев. Концентратором его в этих гранитах является биотит, главным носителем — плагиоклаз.

2. Среди магматических гранитов их микроклиновые разновидности отличаются более высоким содержанием таллия, причем в них происходит не только абсолютное накопление этого элемента, но и его накопление относительно калия и рубидия. Как и в метаморфических гранитах, таллий здесь концентрируется в биотите, но его носителем являются калиевые полевые шпаты.

3. В процессе микроклинизации наблюдается принос таллия, однако в меньшей степени, чем калия и рубидия. Последующее кварц-мусковитовое замещение сопровождается выносом таллия в большей мере, чем калия, при постоянном количестве рубидия.

## Цинк

Среднее содержание цинка в кислых изверженных породах составляет 60 г/т (Виноградов, 1962). Особенности распределения цинка в гранитоидах и формы нахождения его в минералах, а также поведение в процессах магматической дифференциации детально изучены Л. В. Таусоном (1961). Цинк близок по кристаллохимическим свойствам к магнию и двухвалентному железу и входит изоморфно в их минералы. Однако поскольку координационное число цинка обычно равно 4 и только в гидратах достигает 6, изоморфизм цинка с магнием и железом наблюдается в их минералах, содержащих группу (ОН), — в роговой обманке и биотите, и то только при высоких температурах. При понижении температуры цинк становится рассеянным в структуре этих минералов в атомарном виде или в виде сульфида, и двойное выщелачивание приводит к удалению 70—80% количества этого элемента в указанных минералах. Таким образом, концентраторами и носителями цинка в гранитоидах являются биотит и роговая обманка, а при отсутствии последней только биотит.

В процессе магматической дифференциации цинк обогащает гранитоиды главной фазы, следуя за железом и магнием; в наиболее кислых продуктах дифференциации содержание цинка значительно понижается. В метаморфических породах амфиболитовой фации метаморфизма, как указывается К. Х. Ведеполем (1965), биотит и роговая обманка также являются концентраторами и носителями цинка.

Рассмотрим особенности поведения цинка в процессах формирования пегматоидных гранитов.

Метаморфические граниты. Среднее содержание цинка в метаморфических гранитах составляет 38,4 г/т (табл. 37). Концентратором и носителем его в этих породах является биотит, в котором находится 870—2200 г/т этого элемента (табл. 38). Количество цинка в мусковите гораздо ниже, чем в биотите, — 50—55 г/т. В полевом шпате концентрация рассматриваемого элемента обычно ниже предела его определения (10 г/т).

## Содержание цинка в метаморфических пегматоидных гранитах

Номер пробы	Вмещающие породы	Zn, г/т
6308	Биотитовые гнейсы	36,0
6295	» »	35,3
6603	» »	27,0
6756	» »	31,5
7393	» »	32,5
7323	» »	29,0
7396	» »	48,0
7053	Гранат-биотитовые гнейсы	36,4
7127	» »	40,0
7146	» »	40,0
7184	» »	42,0
7717	» »	60,0
7724	» »	55,0
7174	Дистен-гранат-двуслюдяные и гранат-двуслюдяные сланцы	31,5
7416	То же	20,0
7681	»	44,0
7705	»	32,0
7781	»	32,0
6626	Известково-силикатные породы	51,0
7740	» »	36,0
Среднее . . .		38,4

В процессе метаморфической дифференциации содержания цинка в образующихся гранитах понижаются, что подтверждается цифрами содержаний этого элемента в гнейсах и сланцах метаморфической толщи и в гранитах, а также конкретными примерами (табл. 39). Такое поведение цинка обусловлено гораздо более низкими концентрациями биотита в метаморфических гранитах по сравнению с вмещающими породами. Однако понижение концентраций элемента в гранитах не столь значительно, как следовало бы ожидать

## Содержание цинка (г/т) в минералах пегматейдчых гранитов

Номер пробы	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Биотит	Мусковит	Номер пробы	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Биотит	Мусковит
<i>Метаморфические граниты</i>					<i>Микроклиновые</i>				
6308	10	—	1000	55	6814	15	10	1600	61
7174	10	—	1750	50	7407	12	10	1000	—
7184	10	—	870	—	7612	12	10	—	75
7053	10	—	2150	—	7337	15	10	—	25
7705	10	—	2200	50	Граниты с проявлением процессов постмагматического замещения				
7724	10	—	1250	—					
<i>Магматические граниты</i>									
<i>Ортоклазовые</i>									
6082	10	10	2100	—	7060	10	10	1000	—
6358	10	10	3400	50	7200	10	10	1820	—
7530	10	10	2000	—	7103	12	10	2000	45
7688	12	10	2200	—	7183	10	10	1380	59
7811	15	10	1000	—	7555	15	10	2700	80
					7683	12	10	800	40

из соотношений содержаний биотита в сравниваемых породах. Определение содержаний цинка в биотитах гнейсов и сланцев и гранитов показало, что одновременно с понижением концентрации цинка в образующихся при метаморфической дифференциации гранитах происходит его накопление в биотите последних в среднем в 1,5 раза (см. табл. 39). Вероятно, такое перераспределение цинка в биотите метаморфических пород и гранитов связано с особенностями формы его нахождения в этом минерале (см. выше).

**Магматические граниты.** Содержание цинка в магматических пегматондных гранитах более чем в 2 раза ниже его кларка для кислых изверженных пород: в ортоклазовых и микроклиновых разновидностях оно почти одинаково, однако внутри групп наблюдаются значительные изменения.

Носителем и концентратором цинка в этих гранитах является биотит, содержащий 1000—3400 г/т этого элемента. В гранитах микроклиновой группы, в которых отсутствует биотит, содержания цинка очень

## Содержание цинка (г/т) в метаморфических породах и залегающих в них гранитах метаморфического происхождения

Номер пробы	Характеристика породы	Порода	Биотит
6307	Биотитовый гнейс	70	730
6308	Гранит	36	1000
7173	Дистен-гранат-двуслюдяной нец	70	1310
7174	Гранит	32	1750
7185	Гранат-биотитовый гнейс	81	630
7184	Гранит	42	870
7321	Биотитовый гнейс	43	Не опр.
7323	Гранит	29	»
7129	Гранат-биотитовый гнейс	76	»
7127	Гранит	40	»
7016	Биотитовый гнейс	56	»
7008	Гранит	43	»
7720	Гранат-биотитовый гнейс	100	»
7724	Гранит	52	»
6834	Биотитовый гнейс	75	450
6835	Гранит	30	1000

низки. Здесь он рассеивается в полевых шпатах, мусковите и гранате. В последнем возможно концентрирование цинка. По данным А. Е. и К. Г. Энгелей (Engel, Engel, 1960) в альмандине метаморфических пород находится в среднем 190 г/т рассматриваемого элемента.

Измененные послемагматическими процессами граниты. Количество цинка в гранитах, подвергшихся процессам послемагматического замещения, не изменяется (табл. 40). В минералах также не наблюдается резких измене-

## Содержание цинка в магматических пегматоидных гранитах

Номер пробы	Zn, г/т	Номер пробы	Zn, г/т
<i>Неизменные граниты</i>		<i>Граниты с проявлением процессов послемагматического замещения</i>	
<i>Ортоклазовые</i>		<i>Микроклинизации</i>	
6082	18,7	7060	31,5
6215	24,5	7061	20,0
6358	30,0	7081	30,0
7096	23,0	7200	29,0
7530	36,1		
7535	24,0		
7576	20,0		
7608	31,0		
7688	20,0		
7811	40,0		
Среднее...	26,7	Среднее...	27,6
<i>Микроклиновые</i>		<i>Микроклинизации и кварц-мусковитового замещения</i>	
6814	31,0	7729	33,0
7407	24,0	7103	30,0
7337	25,5	7070	27,0
7500	45,0	7555	45,0
7583	20,0	7183	29,0
7612	20,0	7683	32,0
7692	40,0	7150	25,5
7695	15,0	7684	37,0
7702	30,0	7581	35,0
Среднее...	27,8	7139	22,0
		8014	20,0
		7769	20,0
		Среднее...	29,6

ний его содержания. Концентратором этого элемента, как и во всех других гранитах, является биотит (см. табл. 38), который в микроклинизированных гранитах также его единственный носитель. В гранитах, претерпевших кварц-мусковитовое замещение, цинк находится в биотите и мусковите, в котором содержится 40—80 г/т этого элемента.

Из сказанного выше можно сделать следующие выводы об особенностях распределения цинка в пегматоидных гранитах и его поведении в процессах образования этих гранитов.

1. При метаморфической дифференциации количество цинка в образующихся гранитах ниже, чем во вмещающих метаморфических породах. Это обусловлено низким содержанием в гранитах биотита, являющегося концентратором и носителем рассматриваемого элемента. В самом биотите гранитов наблюдается накопление цинка по сравнению с биотитом метаморфических пород.

2. Магматические граниты характеризуются одинаковым количеством цинка в различных группах. В процессах послемагматического замещения гранитов концентрация цинка остается неизменной.

### **Редкоземельные элементы (р. з. э.) и иттрий**

Рассмотрим поведение в процессах формирования различных пегматоидных гранитах иттрия и р. з. э.: церия, лантана и неодима. Средние содержания церия в кислых изверженных породах — 100 г/т, лантана — 60, неодима — 46 и иттрия — 34 г/т. Согласно Е. И. Семенову (1964), р. з. э. и иттрий образуют в гранитоидах собственные акцессорные минералы или рассеиваются в минералах, где главными элементами могут быть Ca, Sr, Mn, Fe, Sc, Th, U, Zr, Hf, K и Na. Особую роль в рассеянии редких земель играют минералы кальция, часто являющиеся породообразующими. Минералы K, Ba, Sr могут принимать лантановиды с крупными ионными радиусами, а в минералах Mn, Fe, U, Zr концентрируются р. з. э. с малыми ионными радиусами.

В процессе магматической кристаллизации р. з. э. и иттрий накапливаются в поздних продуктах дифференциации магмы, одновременно с этим в составе редкоземельных элементов существенно возрастает роль иттриевых р. з. э., так что отношение  $\Sigma TR_{Ce} : \Sigma TR_{Y}$  значительно понижается в ряду гранитоиды главной фазы — лейкократовые граниты — жильные граниты — аплиты (Леонова, Балашов, 1963; Таусон, 1967). С. Д. Туровский (Туровский и др., 1968) также отмечает постепенное снижение этого отношения от ранее кристаллизующихся минералов к поздним.

Таблица 41

Содержание церия, лантана, неодима и иттрия (г/т) в метаморфических пегматоидных гранитах

Номер пробы	Вмещающие граниты породы	Ce	La	Nd	Y	Ce+La
						+Nd Y
6295	Биотитовые гнейсы	29	1,8	20	4,0	12,7
6308	» »	36	6,6	15	3,6	16,0
6603	» »	40	7,5	16	6,0	10,6
6756	» »	80	15,0	28	6,4	19,3
7393	» »	41	2,1	15	3,0	19,7
7396	» »	25	3,6	17	3,6	12,7
7323	» »	30	4,0	10	2,4	18,3
7053	Гранат-биотитовые гнейсы	40	3,0	20	3,2	19,6
7127	» »	100	13,0	18	6,0	21,8
7146	» »	37	2,0	13	3,5	14,9
7184	» »	20	4,3	19	5,0	10,6
7717	» »	24	6,5	He	1,2	—
7724	» »	29	5,2	»	0,8	—
7174	Дистен-гранат-двуслюдяные	28	7,5	10	1,9	21,3
7416	и гранат-двуслюдяные	18	3,0	17	3,1	12,2
7681	сланцы	20	5,9	10	2,2	16,3
7705	То же	32	7,7	10	2,5	19,8
7781	»	28	7,3	10	2,6	17,4
6626	Известково-силикатные по-	40	9,0	30	8,4	9,3
7740	роды	30	5,0	He	1,3	—
		опр.				

Среднее . . . | 37 | 6,0 | 16 | 3,5 | 13,9

Рассмотрим особенности поведения р.з.э. и иттрия в процессах формирования пегматоидных гранитов.

Метаморфические граниты. Средние содержания церия, лантана, неодима и иттрия в метаморфических гранитах очень низки: соответственно 37; 6,1; 16 и 3,6 г/т. Наиболее высокие содержания имеют церий и неодим (табл. 41).

Согласно данным по концентрациям р.з.э. и иттрия в минералах метаморфических гранитов, кон-

центраторами их из главных минералов являются слюды, особенно биотит, в котором обнаружено (г/т): Ce 30—86, La 17—30, Nd 10—20 и Y 3,3—4,9 (табл. 42). Таким образом, в биотите цериевые р. з. э. резко преобладают над иттрием, то же самое можно сказать и о распределении этих элементов в других минералах метаморфических гранитов хотя содержания их в этих минералах (особенно церия и неодима в плагиоклазе и неодима в мусковите) часто находятся вблизи или ниже предела определения.

Из сравнения таблиц следует, что большая часть р. з. э. метаморфических гранитов находится в акцессорных минералах: цирконе, апатите, низким количеством которых обусловлены столь малые концентрации р. з. э. в этих гранитах. В процессе метаморфической дифференциации, как видно из табл. 42, р. з. э. и иттрий резко понижают свои концентрации в образующихся гранитах, что обусловлено значительным понижением количества биотита и акцессорных минералов в гранитах по сравнению с метаморфическими породами.

Магматические граниты. Для магматических пегматоидных гранитов также характерны низкие содержания р. з. э. и иттрия, значительно уступающие по величине их кларкам для кислых изверженных пород. Тем не менее отчетливо проявляется накопление всех рассматриваемых элементов в микроклиновых разновидностях по сравнению с их ортоклазовыми аналогами. Содержание церия возрастает в среднем от 28 до 50 г/т, лантана — от 2,8 до 14,0, неодима — от 9 до 16 и иттрия от 3,7 до 14,4 г/т. Наряду с общим возрастанием содержания всех анализированных элементов в микроклиновых гранитах наблюдается резкое концентрирование иттрия относительно суммы церия, лантана и неодима, так что величина  $(Ce+La+Nd):Y$  в этих гранитах значительно ниже, чем в ортоклазовых разновидностях (табл. 44).

Изучение распределения р. з. э. и иттрия по минералам магматических гранитов показывает, что, как и в метаморфических гранитах, самые высокие концентрации этих элементов характерны для биотитов.

Содержание церия, лантана, неодима и иттрия (г/т) в минералах метаморфических пород и пегматоидных гранитов

Номер пробы	Плагиоклаз				Калиевый полевой шпат				Биотит				Мусковит			
	Ce	La	Nd	Y	Ca	La	Nd	Y	Ce	La	Nd	Y	Ce	La	Nd	Y
<i>Метаморфические породы</i>																
6307	30	20	10	1,5	—	—	—	—	63	30	15	2,5	43	13	10	1,0
7173	30	22	15	1,7	—	—	—	—	70	34	20	3,7	88	38	20	2,1
7185	30	8,3	10	1,2	—	—	—	—	43	19	10	8,7	—	—	—	—
<i>Метаморфические граниты</i>																
6308	30	9	10	1,0	—	—	—	—	86	25	15	3,8	45	10	10	1,0
7174	30	5	10	1,4	—	—	—	—	30	17	14	4,5	30	18	10	1,0
7184	30	4,7	10	1,5	—	—	—	—	80	30	20	3,3	—	—	—	—
7705	30	11	10	1,0	—	—	—	—	75	22	10	4,5	—	He	опр.	—
7724	35	5	10	1,0	—	—	—	—	57	25	15	4,9	—	—	—	—
6626	30	16	10	1,0	—	—	—	—	—	He	опр.	—	—	—	—	—
7053	31	5	10	1,0	—	—	—	—	75	—	He	опр.	—	—	—	—
<i>Магматические граниты</i>																
6358	30	5	10	1,0	30	13	10	1,0	62	21	16	3,7	30	10	10	1,0
7583	30	11	10	1,0	30	14	10	1,0	67	24	10	6,0	—	—	—	—
7530	30	11	10	1,5	—	He	опр.	—	—	He	опр.	—	—	—	—	—
7096	30	14	10	1,3	—	»	—	—	—	»	—	—	—	—	—	—
7200	66	5	19	1,0	30	5	10	1,0	91	35	26	He	опр.	—	—	—
7555	30	21	10	3,7	—	He	опр.	—	120	41	28	17,5	58	30	10	6,8

Таблица 43

Содержание церия, лантана, неодима и иттрия (г/т) в метаморфических породах и залегающих в них гранитах метаморфического происхождения

Номер пробы	Порода	Ce	La	Nd	Y	Ce+La +Nd
						Y
6307	Биотитовый гнейс	92	46	39	12,0	14,7
6308	Гранит	36	6,6	15	3,6	16,0
7321	Биотитовый гнейс	63	28	15	8,1	13,1
7323	Гранит	30	4	10	2,4	18,3
7173	Дистен-гранат-двуслюдяной сланец	125	63	53	39,0	6,2
7174	Гранит	28	7,5	10	1,9	21,3
7129	Гранат-биотитовый гнейс	160	56	48	23,0	11,5
7127	Гранит	100	13	18	6,0	21,8
7719	Гранат-биотитовый гнейс	84	17	31	25	5,3
7724	Гранит	29	5,2	He опр.	0,8	>42
7017	Биотитовый гнейс	80	33	»	30,0	—
7008	Гранит	33	16	22	7,5	9,5

В полевых шпатах церий, неодим, а в калишпатах также иттрий содержатся в количествах, близких или ниже предела их определения, поэтому о них можно только сказать, что в плагиоклазе находится несколько больше иттрия, чем в калишпате (см. табл. 42). Редкие земли и иттрий концентрируются в акцессорных минералах магматических гранитов: цирконе, апатите и гранате. Для последнего характерно концентрирование иттрия (0,3%; Семенов, 1964). В гранатах из слюдоносных пегматитовых жил Мамского района найдено 0,26% иттрия и р. з. э. (Ширяева, 1971). Поскольку ко-

Таблица 44

Содержание церия, лантана, неодима и иттрия (г/т) в магматических пегматоидных гранитах

Номер пробы	Ce	La	Nd	Y	Ce+La+Nd
					Y
1	2	3	4	5	6

*Неизмененные граниты*

## Ортоклазовые

6082	27	1,8	10	5,0	7,8
6215	31	2,3	8	4,0	10,3
6358	30	3,2	11	4,7	9,4
7096	51	1,9	5	2,6	22,3
7530	30	5,0	Не опр.	2,3	—
7608	30	5,1	10	1,6	28,2
7535	27	2,7	8	4,5	8,2
7688	29	3,6	12	2,7	16,5

Среднее . . . 32 | 3,2 | 9 | 3,4 | 12,5

## Микроклиновые

6814	73	6,0	19	9,0	10,9
7407	38	7,0	13	8,0	7,3
7337	40	15,0	10	17,0	3,5
7500	41	14,0	14	Не опр.	—
7612	56	27,0	27	36,0	3,1

Среднее . . . 49 | 14,0 | 16 | 17 | 6,2

*Граниты с проявлением процессов послемагматического замещения*

## Микроклинизации

7060	110	61,0	46	6,2	35,0
7061	130	54,0	38	5,1	43,5
7081	50	13,0	14	4,5	17,1
7200	160	37,0	37	6,6	35,4

Среднее . . . 112 | 41,0 | 34 | 5,6 | 32,8

1	2	3	4	5	6
Микроклинизации и кварц-мусковитового замещения					
7729	69	45,0	26	4,2	33,3
7103	130	50,0	42	12,0	18,5
7070	220	100,0	82	11,0	36,5
7555	66	30,0	22	16,0	9,3
7183	150	55,0	60	23,0	11,5
7683	57	36,0	25	10,0	11,9
7150	70	19,0	20	10,0	10,9
7139	100	38,0	29	10,0	16,7
7684	110	72,0	64	25,0	9,9
Среднее . . .	108	49	41	13,5	17,6

личество аксессуарных минералов в пегматоидных гранитах очень мало, а концентрации р.з.э. и иттрия в главных минералах невелики, то и содержание этих элементов в изучаемых породах очень низкое, гораздо ниже их кларков для кислых изверженных пород.

Измененные послемагматическими процессами граниты. Микроклинизация гранитов сопровождается значительным привнесением церия, лантана и неодима, поэтому их концентрация поднимается соответственно до 112,41 и 34 г/т. Количество иттрия в породе остается низким. Отношение  $(Ce+La+Nd):Y$  резко возрастает. Поскольку цериевые редкие земли более щелочные по сравнению с иттрием, это отношение отражает повышение щелочности среды минералообразования в процессе микроклинизации гранитов. Концентраторами и носителями рассматриваемых элементов являются аксессуарные минералы: циркон, апатит, монацит.

Последующее кварц-мусковитовое замещение гранитов сопровождается значительным привнесением иттрия, так что его концентрация возрастает в 2,5 раза по сравнению с микроклинизированными гранитами, достигая 13,5 г/т. Количество церия, лантана и неодима при кварц-мусковитовом замещении изменяется незначительно, причем сумма их несколько возрастает. Отношение  $(Ce+La+Nd):Y$  в процессе кварц-мусковитового замещения резко понижается, фиксируя

увеличение кислотности среды минералообразования в этом процессе. Подобное же поведение иттриевых и цериевых р.з.э. отмечалось В. И. Коваленко и другими (1966) при увеличении кислотности минеральных парагенезисов в переходе от рибекитизированных к альбитизированным апогранитам. На понижение отношения цериевых р.з.э. к иттриевым при увеличении кислотности среды минералообразования указывал Б. М. Шмакин, рассматривая распределение р.з.э. в апатитах слюдоносных пегматитовых жил Мамского района (Шмакин, Макрыгина, 1969).

Концентраторами редких земель и иттрия в гранитах, претерпевших кварц-мусковитовое замещение, являются монацит и апатит. Апатит зон кварц-мусковитового замещения в слюдоносных жилах содержит 0,48% р.з.э. и иттрия (Шмакин, Ширяева, 1968). Поскольку количество этого минерала в гранитах, претерпевших кварц-мусковитовое замещение, довольно значительно (до 0,5—1%), то он, видимо, — главный носитель р.з.э. в этих породах.

Таким образом, можно сделать следующие выводы о поведении р.з.э. и иттрия в процессах формирования гранитов.

1. В процессе метаморфической дифференциации понижаются концентрации р.з.э. и иттрия в образующихся гранитах. Такое поведение этих элементов обусловлено тем, что носителями их в метаморфических породах являются акцессорные минералы и биотит, количество которых в метаморфических гранитах резко понижается.

2. Магматические пегматоидные граниты также характеризуются низкими концентрациями р.з.э. и иттрия. При общем повышении содержания этих элементов от ортоклазовых гранитов к микроклиновым наблюдается концентрирование в последних иттрия относительно суммы цериевых р.з.э. Концентраторами и носителями рассматриваемых элементов являются акцессорные минералы: циркон, апатит, гранат.

3. В процессах послемагматического замещения наблюдается дифференцированное поведение цериевых земель и иттрия. Микроклинизация сопровождается значительным привнесением цериевых р.з.э. в граниты, последующее кварц-мусковитовое замещение

приводит к повышению концентрации иттрия. Изменение отношения  $(Ce+La+Nd):Y$  фиксирует изменение условий щелочности-кислотности среды минералообразования, понижаясь с возрастанием кислотности образующихся минеральных парагенезисов.

**ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ  
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССАХ  
ОБРАЗОВАНИЯ ПЕГМАТОИДНЫХ ГРАНИТОВ**

В результате изучения фактического материала по распределению редких элементов в пегматоидных гранитах различных генетических типов выявлены следующие геохимические особенности процессов формирования этих пород.

Метаморфическая дифференциация сопровождается значительным понижением содержания редких щелочей, таллия, бария, редкоземельных элементов, иттрия, цинка и увеличением количества стронция, бериллия, свинца в образующихся пегматоидных гранитах. Такое поведение указанных элементов определяется минеральным составом метаморфических пород и гранитов. Как указывалось выше, метаморфическая дифференциация гнейсов и сланцев привела к обособлению наиболее легко отделяющейся лейкократовой части, состоящей из плагиноклаза и кварца в анхизвтектическом соотношении. Образующиеся породы характеризуются незначительным количеством слюд и почти полным отсутствием аксессуарных минералов (не считая реликтовых дистена, граната, графита и т. д.), являющихся концентраторами и носителями указанных элементов, содержания которых в гранитах становятся гораздо ниже, чем в метаморфических породах. Бериллий и стронций, наоборот, содержатся в основном в плагиноклазе метаморфических пород, и с увеличением его количества в образующихся гранитах концентрация этих элементов в гранитах возрастает. Свинец, находясь и в биотите, и в плагиноклазе метаморфических пород в близких количествах, концентрируется в гранитах незначительно по сравнению с гнейсами и сланцами. Величины  $K:Rb$ ,  $Ba:K$ ,  $Sr:Ca$  и  $(Ce+La+Nd):Y$  возрастают в гранитах от-

носителем метаморфических пород, а  $K:Tl$ ,  $Rb:Tl$ ,  $Ba:Sr$ ,  $K:Rb$  понижаются.

Среди неизменных магматических пегматоидных гранитов нами выделены ортоклазовая и микроклиновья группы. Изучение содержаний редких элементов и их распределения в различных гранитах показывает их закономерное изменение от ортоклазовых разновидностей к микроклиновым.

Как уже указывалось, поведение редких элементов в процессе магматической дифференциации следующее:

1) литий накапливается в поздних продуктах дифференциации;

2) рубидий возрастает в абсолютном количестве относительно калия, а таллий — относительно обоих этих элементов (величины  $K:Rb$ ,  $K:Tl$  и  $Rb:Tl$  понижаются от ранних интрузивных фаз к поздним);

3) свинец, возрастая количественно, концентрируется по отношению к калию;

4) содержания бария и стронция понижаются, как и отношения  $Ba:K$ ,  $Ba:Rb$  и  $Ba:Sr$ , а отношение  $Sr:Ca$  сначала понижается, увеличиваясь затем только в наиболее кислых продуктах дифференциации, когда количество кальция в породе составляет менее 1%;

5) р. з. э. и иттрий накапливаются, причем наблюдается концентрирование иттриевых р. з. э. относительно цериевых;

6) содержание бериллия возрастает, а цинка — понижается.

При сравнении содержаний редких элементов в гнейсо-гранитах (см. табл. 8) и в магматических пегматоидных гранитах очевидно, что последние не могли образоваться в процессе дифференциации магмы, из которой возникли гнейсо-граниты. Изменение отношений  $K:Rb$ ,  $Ba:Rb$ ,  $(Ce+La+Nd):Y$  от гнейсо-гранитов к магматическим пегматоидным гранитам ортоклазовой группы не согласуется с их изменением в процессе дифференциации магмы. Таким образом, геохимические данные подтверждают вывод об отсутствии генетической связи между гнейсо-гранитами и пегматоидными гранитами и, следовательно, гнейсо-граниты не являются «материнскими» гранитами для

мусковитовых пегматитов, как это принималось некоторыми исследователями (Архангельская, 1964).

Сравнение особенностей поведения редких элементов в процессе магматической дифференциации и содержаний этих элементов в микроклиновых и ортоклазовых гранитах показывает, что изменение концентраций редких элементов и их индикаторных отношений от ортоклазовых гранитов к микроклиновым соответствует поведению этих элементов в процессе магматической дифференциации. Исключение из этой закономерности — понижение абсолютного содержания рубидия и цинка в рассматриваемой последовательности. Однако в случае Rb это обусловлено меньшим содержанием калия в анализируемых микроклиновых гранитах. В минералах этих гранитов наблюдается повышение содержаний рубидия, а отношение K:Rb и в гранитах, и в минералах понижается, соответствуя изменению его в процессе магматической дифференциации. Концентрации цинка в ортоклазовых и микроклиновых гранитах одинаково низкие, что связано с низким и неравномерным содержанием в породах биотита — концентратора и носителя этого элемента.

Таким образом, изменение содержаний редких элементов и их индикаторных отношений от ортоклазовых гранитов к микроклиновым указывает на проявление процесса магматической дифференциации в формировании этих пород. Важно, что сделанный нами вывод подтверждается поведением элементов, концентрирующихся и в калиевых минералах — слюдах и калишпате (Li, Rb, Ba, Sr, Pb, Tl), и в плагноклазе (Be, Sr), и в аксессуарных минералах (р. з. э. и Y). Ортоклазовые граниты образуются при наиболее высокой температуре, с понижением которой происходит формирование микроклиновых гранитов.

Фракционирование в процессе кристаллизации пегматитов отмечали С. Р. Тейлор и К. С. Хейер (1963) при изучении геохимии рубидия, цезия, таллия, свинца, стронция и бария в калиевых полевых шпатах из различных пород Южной Норвегии. В нашей работе, как уже указывалось, проявление магматической дифференциации в процессе формирования пегматидных гранитов подтверждается более широким кругом элементов, концентраторами и носителями кото-

## Содержание калия и редких элементов в пегматитах и минералах из

Номер пробы	Анализируемый материал	K	Ba	Sr	Li	Rb	Cs			
		%			г/т					
7694	Пегматит	3,12	0,20	0,039	21	109	4			
7361	»	4,68	0,12	0,024	46	266	He			
7833	»	3,75	0,05	0,010	29	170	опр. 20			
Среднее . . .		3,85	0,12	0,024	32	182	12			
8009	Микроклин	11,10	0,26	0,035	20	350	8			
7361	»	10,80	0,31	0,051	16	380	8			
7833	»	11,00	0,15	0,033	12	400	22			
Среднее . . .		10,96	0,24	0,040	26	377	12			
8009	Биотит	8,20	He	He	920	900	44			
7361		опр.	опр.	760				1100	56	
7833		»	»							680
Среднее . . .		7,90	—		—	759	1033			

рых являются не только калиевые полевые шпаты, но и слюды, плагиоклаз, аксессуарные минералы.

Содержание редких элементов или их отношения в пегматитах и минералах из мелкозернистых зон промышленных пегматитовых жил (табл. 45) близки к таковым в микроклинных пегматоидных гранитах. Согласно этим данным и приведенному фактическому материалу, формирование мелкозернистых зон промышленных пегматитовых жил и микроклинных гранитов, по-видимому, происходило в близких физико-химических условиях.

Поведение редких элементов в процессе послемагматического замещения пегматоидных гранитов определяется кристаллохимическими и геохимическими особенностями этих элементов, а также условиями среды минералообразования. В процессе послемагма-

## мелкозернистой зоны слюдоносных зональных пегматитовых тел

Be	Pb	Tl	Zn	K	Ba-100 K	Ba Rb	Ba Sr	Rb Cs	Rb Tl	K Pb							
				Rb													
2,2	22	0,6	16	286	6,4	18,3	5,1	27,2	182	1412							
3,4	44	1,2	40	176	2,6	4,5	5,0	—	222	1063							
He опр.	48	0,9	16	221	1,3	3,0	5,0	8,5	189	781							
2,8   38   0,9   24   230   3,4   8,6   5,0   17,8   198   1085																	
He опр.	350 80	He опр.	He опр.	317 284	2,3 2,9	7,4 8,2	7,4 6,0	43,7 47,5	— 105	317 1350							
»		He опр.	»								275	1,4	3,8	4,5	18,2	—	1157
»		»	»								»	292	2,2	6,5	6,0	36,4	105
»	12	5,5	320	89	—	—	—	20,5	164	6830							
»	9	3,7	440	73	—	—	—	19,6	297	9000							
»	4	7,0	500	68	—	—	—	5,5	157	18750							
»   8   5,4   420   77   —   —   —   15,2   206   11530																	

тического замещения пегматитов выделяются три стадии (Шмакин, 1963): ранняя щелочная, стадия возрастания кислотности и поздняя щелочная (см. гл. III). В пегматоидных гранитах наблюдаются первые две стадии замещения, причем на второй стадии происходит только кварц-мусковитовое замещение. Кислотности растворов, необходимой для кварцевого замещения, не достигается.

Изменение условий щелочности-кислотности среды минералообразования при послемагматическом замещении, как установлено Б. М. Шмакиным в работах по распределению редких элементов в минералах из пегматитов, претерпевших различную степень изменения (Шмакин, 1963; Шмакин, Макрыгина, 1969), — один из определяющих факторов поведения редких элементов на различных стадиях замещения.

Изучая содержание редких элементов в измененных пегматоидных гранитах, получаем дополнительный фактический материал, позволяющий судить о поведении редких элементов в процессе послемагматического замещения пегматитов.

Так, литий в процессе микроклиннизации пегматитов понижает концентрацию, а последующее кварц-мусковитовое замещение приводит к накоплению этого элемента в измененных породах, причем происходит смена его минерала-носителя. Если в неизмененных послемагматическими процессами и микроклиннизированными гранитах носителем лития является биотит, то в гранитах, претерпевших кварц-мусковитовое замещение, основная часть лития находится в мусковите.

Рубидий, значительно накапливаясь при микроклиннизации, следует за калием, количество которого в измененных породах резко возрастает. Однако величина  $K:Rb$  повышается в микроклиннизированных гранитах, что свидетельствует о значительном понижении концентрации рубидия относительно калия. Кварц-мусковитовое замещение не приводит к изменению содержания рубидия в породе, хотя количество калия в пегматите понижается. Значительная часть рубидия, освобождаясь при разрушении микроклина, переходит в мусковит. Только дальнейшее повышение кислотности растворов, приводящее к формированию зон окварцевания в слюдоносных пегматитовых жилах, сопровождается выносом большого количества рубидия из породы (Шмакин, Макрыгина, 1969). Таким образом, подвижность рубидия на обеих стадиях послемагматического замещения ниже, чем калия. Видимо, главную роль в геохимии рубидия в послемагматическом процессе играет его кристаллохимическое отличие от калия — значительно больший размер его иона, в связи с чем подвижность рубидия понижается.

Поведение таллия определяется, с одной стороны, близостью его кристаллохимических свойств со свойствами калия и рубидия, с другой — его геохимическими особенностями. Благодаря первому, количество таллия в микроклиннизированных гранитах возрастает, однако в гораздо меньшей степени, чем рубидия и калия, о чем говорят отношения  $K:Tl$ ,  $Rb:Tl$ . При кварц-

мусковитовом замещении таллий выносятся в большей степени, чем калий, при постоянном, как уже указывалось, количестве рубидия.

Свинец в процессе послемагматического замещения также следует за калием. Как и в случае таллия, его накопление в микроклинизированных гранитах сопровождается понижением его концентрации относительно калия, а кварц-мусковитовое замещение приводит к еще более резкому понижению его концентрации в сравнении с калием и увеличению отношения  $K:Pb$ . Если при микроклинизации фактором понижения количества свинца относительно калия является увеличение щелочности среды минералообразования, то кварц-мусковитовое замещение приводит к более интенсивному выносу свинца в связи с тем, что образующийся мусковит принимает очень малое количество свинца, освобождающегося при разрушении микроклина. Кристаллохимический фактор в данном случае оказывается решающим в поведении элемента.

Содержание бериллия, понижаясь при микроклинизации, когда в породе значительно уменьшается количество плагиоклаза — концентратора и носителя этого элемента, остается постоянным в процессе кварц-мусковитового замещения, поскольку содержание плагиоклаза по сравнению с микроклинизированными гранитами не изменяется.

Барий и стронций ведут себя различно в процессе послемагматического замещения. Микроклинизация гранитов сопровождается значительным привнесением бария при постоянном количестве стронция, что объясняется большой близостью бария к калию, а стронция к калию и кальцию. Если первый, следуя за калием, накапливается при микроклинизации, то второй в этом процессе только меняет элемента-хозяина; при разрушении плагиоклаза, где стронций был изоморфным с кальцием, этот элемент входит в микроклин изоморфно к калию.

Кварц-мусковитовое замещение приводит к выносу и стронция, и бария, причем последний выносится более интенсивно. Таким образом, содержания бария, следующего за калием, изменяются в послемагматическом процессе более резко, чем стронция, входящего в минералы как калия, так и кальция. Отношение  $Ba:Sr$

изменяется в прямой зависимости от щелочности среды минералообразования.

Наиболее сильно условия щелочности-кислотности среды минералообразования влияют на поведение р. з. э. и иттрия в процессе послемагматического замещения. Микроклинизация гранитов на ранней щелочной стадии приводит к резкому увеличению в породе количества цериевых р. з. э., более щелочных по отношению к иттрию. Кварц-мусковитовое замещение, происходящее при повышении кислотности минералообразующих растворов, сопровождается выпадением из растворов иттрия и накоплением его в измененных гранитах. Следовательно, отношение  $(Ce+La+Nd):Y$  может служить индикатором условий щелочности-кислотности при минералообразовании в процессах послемагматического замещения гранитов.

Таким образом, поведение редких элементов в процессах послемагматического замещения определяется кристаллохимическими и геохимическими особенностями самих элементов, свойствами кристаллических решеток замещаемых и замещающих минералов и физико-химическими условиями минералообразующей среды.

**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ  
ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТОИДНЫХ  
ГРАНИТОВ И ПЕГМАТИТОВ**

**ТЕМПЕРАТУРА**

Наиболее важные физико-химические параметры, определяющие процесс формирования пегматитов,— температура и давление. Их изучение представляет собой одну из главных задач исследования пегматитов. В работах, посвященных физико-химическим условиям формирования пегматитов Мамского района, основное внимание уделялось обычно температуре (Петровская, 1941; Родионов, Давиденко, 1964; Шмакин, 1963), пегматитовый процесс делился на ряд стадий или этапов в порядке понижения температуры системы. При исследованиях слюдоносных пегматитов, посвященных изучению температур их формирования, обычно определялись температуры отдельных стадий процесса. Так, А. С. Никаноров, используя геотермометр Т. Барта, определил температуру образования пегматондной структуры пегматитов равной 460—520° (Никаноров, Михайлов, 1964б). Им же были использованы газово-жидкие включения и мусковит-парагонитовый геотермометр для изучения температур мусковитообразования (Никаноров, Михайлов, 1964а, 1967). Геотермометр Т. Барта был использован И. В. Давиденко (1966) при определении температуры образования пегматондных зон, а затем Г. Г. Родионовым и другими (1972) для определения температуры образования графических и блоковых пегматитов.

Исключение составляют исследования И. К. Карпова (1965), который использовал различные геотермометры для выявления полного интервала температур формирования пегматитов Мамского района. В соответствии с принятой этим автором гипотезой о метаморфическом происхождении пегматитов, температура

образования пегматитов согласуется им с температурой метаморфизма вмещающих пород. Хотя непосредственно для пегматитов различными геотермометрами были определены температуры, близкие к  $550^{\circ}$ . И. К. Карпов, учитывая предполагаемую температуру метаморфизма вмещающих пегматиты пород, считает, что пегматиты образуются в интервале от  $475$  до  $650^{\circ}$ .

Автор настоящей работы, учитывая данные, полученные при использовании различных геотермометров, поставил перед собой задачу — установить наиболее вероятные температуры образования и изменения гранитов и пегматитов (Макагон, 1968; Макагон, Макрыгина, 1973). Применяемые в работе геотермометры основаны на различных принципах фиксирования температуры формирования минералов и пород. Все они могут быть разделены на три группы: термометрия по газовой-жидким включениям в минералах; геохимические геотермометры, основанные на зависимости коэффициента распределения элементов в сосуществующих минералах от температуры образования последних или на изменении содержания изоморфных примесей в минералах с изменением температуры их образования; минеральные геотермометры, основанные на изучении фазовых переходов в минералах.

### **Термометрия по газовой-жидким включениям**

Температура образования минералов по содержащимся в них газовой-жидким включениям определяется двумя методами: методом гомогенизации, декрепитации и примыкающим к нему термовакуумным методом. Эти методы разработаны и широко применяются при исследовании гидротермальных месторождений, а также камерных пегматитов (Ермаков, 1950, 1965; Долгов, 1965; Базаров, 1965). В последнее время метод гомогенизации успешно используется при изучении различных магматических образований (Соболев и др., Бакуменко, 1972). Начаты исследования газовой-жидких включений в минералах метаморфических пород (Соболев, Базарова, 1963; Долгов и др., 1967; Соболев и др., 1972) и одновременно — искусственно получен-

ных минералах с целью проверки точности методов, на основании которых определены поправки к температурам гомогенизации и декрепитации в зависимости от давления (Наумов и др., 1966). Получена хорошая сходимость температур гомогенизации стекловатых включений с температурой кристаллизации минералов из расплава (Бакуменко и др., 1967).

Детальное изучение газовой-жидких включений в минералах камерных пегматитов (Соболев и др., 1964) показало, что образование минералов в них начинается при температурах выше  $720^{\circ}$  и происходит в интервале, составляющем  $300-400^{\circ}$ . Температура кристаллизации графических зон в редкометалльных пегматитах достигает  $1000^{\circ}$  (Базаров, Моторина, 1969) и затем понижается в процессе формирования этих пегматитов до  $250-300^{\circ}$ .

В минералах слюдоносных пегматитов термометрические исследования газовой-жидких включений не получили широкого распространения. Немногочисленные работы в этой области касаются лишь отдельных стадий послемагматического замещения пегматитов. Е. Е. Костылева и В. А. Лабунцов (1958) определили температуру декрепитации для кварца кварц-мусковитового комплекса равной  $400^{\circ}$ . А. С. Никаноровым и И. И. Михайловым (1964а) изучены включения в мусковите и кварце кварц-мусковитового комплекса, пегматоидных зон и кварц-мусковит-альбитовой ассоциации. Методом декрепитации кварца найдены температуры образования мусковита, которые без поправок на давление равны  $340-400^{\circ}$  — для кварц-мусковитового комплекса,  $350-370^{\circ}$  — для пегматоидных зон и  $150-190^{\circ}$  — для кварц-мусковит-альбитового агрегата. Б. Е. Карский и Б. И. Зорин (1968) получили температуру гомогенизации включений в мусковите, развивающемся по биотиту, —  $265^{\circ}$  и в мусковите поздних зон альбитизации —  $190^{\circ}$ . Во всех этих исследованиях двухфазовые включения в минералах принимались за обычные газовой-жидкие. И. К. Вовком и Д. К. Возняком (1967) изучены сложные включения с углекислотой в альбите из поздних зон альбитизации. Температура гомогенизации этих включений  $360-365^{\circ}$ .

В мамских слюдоносных пегматитах и пегматоидных гранитах нами были исследованы включения

в кварце, калиевом полевоом шпате, плагиноклазе, мусковите, гранате, апатите, берилле и альбите. Если минерал встречался в нескольких генерациях, изучалась каждая из них.

Прежде всего, необходимо отметить, что поиски стекловатых включений или раскристаллизованных включений расплава, наблюдавшихся в минералах камерных пегматитов (Базаров, 1965; Бакуменко, 1966) и непосредственно свидетельствующих о магматическом происхождении пород, не дали положительного результата\*. Были обнаружены следующие группы включений:

1) жидкие включения с углекислотой: а) однофазовые ( $\text{Ж}_{\text{CO}_2}$ ), б) двухфазовые ( $\text{Ж}_{\text{CO}_2} + \text{Ж}_p$ ), в) трехфазовые и многофазовые ( $\text{Ж}_p + \text{Ж}_{\text{CO}_2} + \text{Г}_{\text{CO}_2} + \text{Г}$ );

2) газовой-жидкие двухфазовые включения ( $\text{Ж}_p + \text{Г}$ );

3) газовые включения ( $\text{Г}$ ).

Двухфазовые газовой-жидкие включения без углекислоты встречены только в аксессуарном берилле, а газовые — в кристаллах кварца из поздних зон растворения полевых шпатов. Наиболее широко распространены жидкие включения с углекислотой (1-я группа) (рис. 20), обнаруженные во всех исследованных минералах. В кварце, микроклине и плагиноклазе пегматитов мелкозернистой графической и апографической структур, а также зон кварц-мусковитового и кварцевого замещения наблюдались включения 1-й группы, относимые к первичным и первично-вторичным включениям. В гранате, апатите, аксессуарном берилле, альбите, мусковите и в кристаллах кварца из зон растворения полевых шпатов были найдены явно первичные включения. Вторичные двухфазовые включения широко распространены во всех минералах.

Для включений в минералах пегматоидных гранитов и слюдоносных пегматитов Мамского района, как следует из классификации, характерно наличие жидкой углекислоты, образующей однофазовые включения или отдельную фазу в двух- и многофазовых

---

\* Б. И. Зорин на Всесоюзном совещании по геологии и генезису мусковитовых пегматитов (Ленинград, 1973) сообщил о первой находке стекловатых включений в кварце графического пегматита из слюдоносных жил.

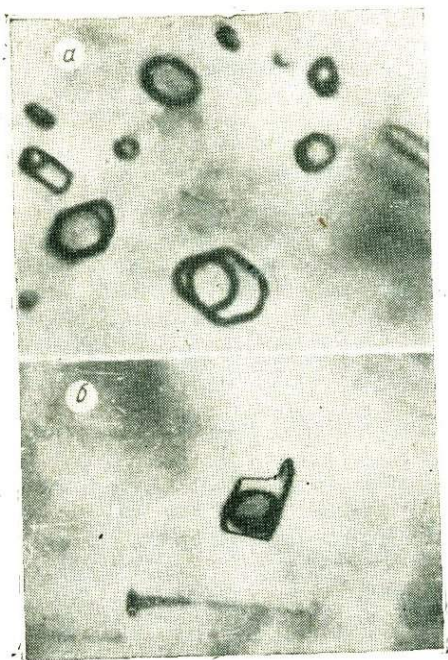


Рис. 20. Включения с двумя жидкими фазами: водным раствором и жидкой углекислотой.

*a* — в мусковите; *b* — в калиевом полевоом шпате.

включениях (рис. 21). Двухфазовые включения содержат не водный раствор и газовую фазу, а водный раствор и жидкую углекислоту, присутствие которой установлено криометрическими исследованиями и подтверждено данными отдельных анализов индивидуальных включений. Эта особенность двухфазовых включений не учитывалась в большей части предыдущих исследований.

Термометрические исследования двухфазовых включений в минералах

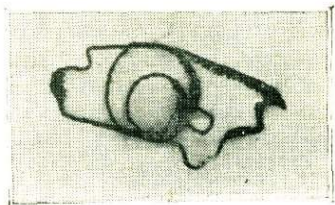


Рис. 21. Многофазовые включения в альбите.

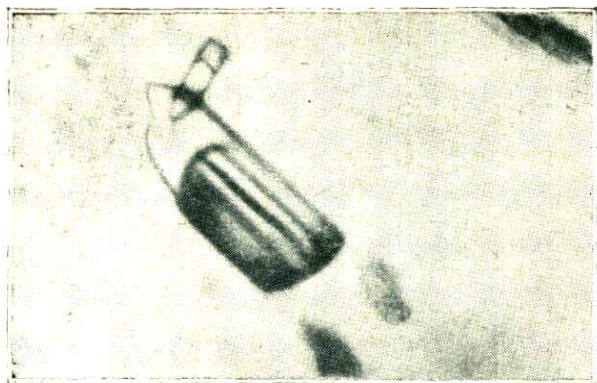


Рис. 22. Включение с жидкой углекислотой в кварце.

из пегматондных гранитов и различных структурных зон пегматитовых тел показали, что температуры, при которых наблюдается гомогенизация жидких фаз во включениях, одинаковы или близки для минералов из гранитов и различных структурных зон пегматитовых тел. Так, включения в кварце (рис. 22) и калиевом полевом шпате (см. рис. 20, б) пегматондных гранитов гомогенизируются при температуре  $260\text{--}380^\circ$ . Такие же температуры характерны для включений в кварце из графической и апографической структурных зон пегматитовых тел, а также из кварцевых ядер, участков кварц-мусковитового замещения и в кристаллах кварца из зон растворения полевых шпатов. Жидкие включения в гранате из мелкозернистых пегматитов, в гранате и апатите из зон кварцевого и кварц-мусковитового замещения гомогенизируются при температуре  $260\text{--}340^\circ$ . В берилле при  $280\text{--}360^\circ$  гомогенизируются двухфазовые жидкие и трехфазовые жидкие включения. Наряду с этими включениями желтый берилл содержит двухфазовые включения, температура гомогенизации которых  $390\text{--}400^\circ$ . Криометрические исследования показали, что это газо-жидкие двухфазовые включения с низким содержанием углекислоты. В альбите из поздних зон альбитизации и в кристаллах кварца из зон растворения полевых шпатов двухфазовые включения гомогенизируются при  $260\text{--}360^\circ$ .

Частичная гомогенизация трехфазовых включений, состоящих из водного раствора, жидкой углекислоты и газовой фазы, происходит всегда в фазу жидкой углекислоты при температуре, не достигающей 31°C (критическая точка углекислоты). Полная их гомогенизация достигается редко и наступает при температурах, близких к таковым для двухфазовых жидких включений. Многофазовые включения с твердыми фазами гомогенизируются при тех же температурах, если твердая фаза растворяется раньше гомогенизации жидких фаз или одновременно с ней. Полной гомогенизации включений, в которых твердая фаза сохранялась после гомогенизации жидких фаз, достичь не удалось.

Преобладающее количество двух- и многофазовых включений гомогенизируется в фазу водного раствора. При резком преобладании жидкой углекислоты во включениях наблюдается гомогенизация в фазу жидкой углекислоты, что подтверждает возможность растворения воды в жидкой углекислоте.

Таким образом, термометрические исследования включений показали, что гомогенизация первичных и первично-вторичных двухфазовых включений в минералах пегматитов происходит при температурах 260—380° независимо от того, из каких структурных разновидностей пегматитов взяты эти минералы. Данные термометрии двухфазовых жидких включений в минералах слюдоносных пегматитов Мамского района не представляется возможным использовать для прямого определения температур образования минералов и структурных разновидностей пегматитов в связи со специфичностью поведения жидкостей в этих включениях.

Согласно экспериментальным работам С. Такеноучи и Дж. Кеннеди (Takenouchi, Kennedy, 1964, 1965) по бинарной системе  $H_2O - CO_2$  и тройной —  $NaCl - H_2O - CO_2$ , температура 265° является критической для бинарной системы  $H_2O - CO_2$ . При наличии водного раствора  $NaCl$  в системе критическая температура, как и давление, резко возрастает. Следовательно, интервал 260—380°, полученный при термометрии жидких включений из минералов слюдоносных пегматитов, определяется различной концентрацией солей в вод-

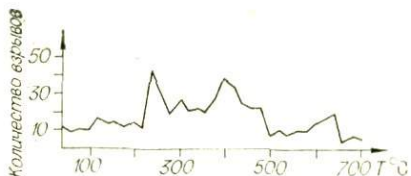


Рис. 23. Термограмма кварца из магматического пегматондного гранита, полученная термовакуумным методом.

ном растворе. С. Такеноччи и Дж. Кеннеди также подчеркивают, что в природных растворах при их движении к земной поверхности вода и углекислота остаются в гомогенной фазе до температур ниже критической температуры воды, независимо от содержания  $\text{CO}_2$ . Верхний предел температур гомогенизации жидкой углекислоты и водного раствора ( $370\text{--}380^\circ$ ) свидетельствует только о том, что эти две жидкости при температуре превышающей  $370\text{--}380^\circ$ , всегда находятся в гомогенной фазе. С другой стороны, в соответствии с полученными нами данными, все структурные зоны пегматитов формировались при температурах, превышающих температуру критической точки воды. Такой вывод подтверждается и наличием в многофазовых включениях твердых фаз, сохраняющихся иногда после гомогенизации двух жидкостей. Однако полной гомогенизации таких включений достичь не удалось, поскольку включения взрывались при увеличении температуры после гомогенизации жидкостей. Данные о температуре гомогенизации единичных газовой-жидких включений ( $400^\circ$ ), встреченных в берилле, также согласуются со сделанным выводом.

Дополнительно был изучен кварц пегматитов термовакуумным методом, результаты которого близки к описанным Е. Е. Костылевой и В. А. Лабунцовым (1958). На термограммах помимо низкотемпературных пиков проявлен пик растрескивания, соответствующий  $640^\circ$  (рис. 23), однако в изученных образцах не найдено включений, температура гомогенизации которых превышала бы  $380^\circ$ . Наличие высокотемпературных пиков обусловлено, возможно, неполным вскрытием включений при температуре, соответствующей пикам  $350\text{--}400^\circ$ , а также гомогенизированными не взорвавшимися включениями при температурах, превышающих температуру гомогенизации. Последнее наблюдалось автором при визуальном изучении включений.

## Геохимические методы измерения температур

Имеются две группы геохимических методов измерения температур. Геотермометры первой группы основаны на зависимости коэффициента распределения петрогенных элементов между двумя сосуществующими минералами от температуры их образования. Из геотермометров этой группы нами использованы двухполевошпатовый и биотит-гранатовый. Геохимические методы второй группы основаны на различной способности элементов к изоморфному вхождению в минералы в зависимости от температуры образования последних. К этой группе относятся определения температуры по содержанию скандия в биотите, натрия в мусковите, бария в калиевом полево шпате.

Двуполевошпатовый геотермометр был предложен и позже усовершенствован Т. Ф. Бартом (1962). В основе метода лежит зависимость коэффициента распределения натрия (альбитовой молекулы) между сосуществующими калиевым полевым шпатом и анортитом от температуры их кристаллизации. Экспериментальные исследования Ж. Вюара и Г. Сабатье (Wyart, Sabatier, 1958), Ф. Орвилла (Orville, 1960, 1963), Дж. Т. Ийямы и других (Iiyama e. a., 1963) подтвердили основное положение Т. Барта. Одновременно Х. Винклер (Winkler, Platen, 1958) и Г. Штеуль (Steuhl, 1962) установили, что температуры, определенные по графику Т. Барта, значительно отличаются от температур, при которых получены те же коэффициенты распределения натрия между калишпатом и плагиноклазом в экспериментах по метаморфизму и анатексису гнейсов и глинистых осадков. Отношение мольных долей альбитового компонента в сосуществующих полевых шпатах зависит от химизма среды (Iiyama, 1963; Winkler, Platen, 1958), а также сильно варьирует с изменением состава плагиноклаза (Wyart, Sabatier, 1962). Учитывая это, И. Д. Рябчиков (1965а, б) усовершенствовал двуполевошпатовый геотермометр, проведя термодинамическую обработку экспериментальных данных. Построенный им график зависимости распределения альбита между полевыми шпатами от температуры их равновесия (рис. 24)

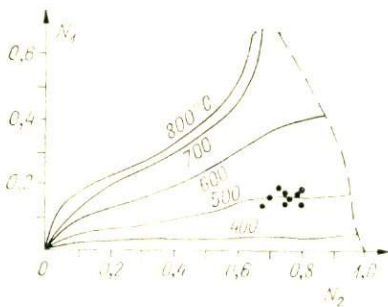


Рис. 24. Двуполевошпатовый термометр (И. Д. Рябчиков, 1965а, б). Точками отмечено положение пегматоидных гранитов.  $N_1$  и  $N_2$  — содержание альбита соответственно в калишпате и плагиоклазе.

удовлетворяет данным Х. Винклера, а также Ж. Виара и Г. Сабатье.

В литературе часто используется геотермометр Т. Барта в его первоначальном виде (Гуров, Марченко, 1967; Лопатин, Герасимов, 1968). Однако после анализа экспериментального материала совершенно очевидно, что двуполевошпатовый геотермометр

без учета величины  $P_{H_2O}$  (см. ниже) может быть использован только в усовершенствованном виде с определением температур по графику И. Д. Рябчикова. Применяя этот геотермометр, необходимо учитывать, что двуполевошпатовый геотермометр дает не температуры кристаллизации пород, а минимальные температуры, при которых полевые шпаты находились в равновесии. Эти температуры могут отличаться от температур кристаллизации породы в связи с действием таких факторов, как скорость охлаждения породы (Барт, 1962), размеры минеральных зерен, присутствие межпоровых флюидов (Рябчиков, 1965б; Orville, 1963; Wyart, Sabatier, 1958).

Проанализированы образцы сосуществующих калишпатов и плагиоклазов из 1) пегматоидных гранитов и 2) различных зон зональных промышленных жил (табл. 46). Определенные по графику И. Д. Рябчикова температуры для пегматоидных гранитов, в которых не наблюдается интенсивного послемагматического изменения, составляют  $490-510^\circ$ , а для пегматоидных гранитов с интенсивными процессами послемагматического замещения —  $460-510^\circ\text{C}$ . В зональных телах пегматитов температура примерно одинакова для различных зон — от мелкозернистой до пегматоидной. Она составляет  $490-520^\circ$  и близка к температуре, определенной по полевым шпатам незамещенных пегматоидных гранитов.

Температуры, определенные по двуполевошпатовому геотермометру с применением графика И. Д. Рябчикова

Номер пробы	Содержание Аб, мол. %		Т, °С	Номер пробы	Содержание Аб, мол. %		Т, °С
	Калиевый полевой шпат	Плагио-оклаз			Калиевый полевой шпат	Плагио-оклаз	
<i>Неизменные пегматоидные граниты магматического происхождения</i>				<i>Зональные слюдоносные жилы</i>			
				<i>Зона мелкозернистых пегматитов</i>			
6358	16,7	73	500	7361	20,7	77	520
7096	15,0	77	490	7694	17,3	69	505
6082	16,0	74	500	7833	17,3	71	505
7077	16,3	69	500	8006	13,8	78	490
7087	14,3	76	490	8009	17,3	71	505
7142	18,5	72	510				
7306	13,8	68	485	<i>Зона пегматитов графической структуры</i>			
7530	18,5	78	510	Среднее*	17,5	75	505
7688	17,3	78	505	<i>Зона кварц-мусковитового замещения</i>			
<i>Граниты, измененные послемагматическими процессами</i>				Среднее*	15,7	78	490
7060	11,8	76	470	<i>Зона пегматоида</i>			
7081	17,9	78	510	Среднее*	17,9	78	510
7200	13,2	78	480				
7103	10,5	70	460				
7183	11,2	72	465				
7070	10,5	75	460				
7555	11,7	78	480				

\* По данным Б. М. Шакина (1965).

Следует подчеркнуть, что двуполевошпатовый геотермометр в используемом виде рассчитан для  $P_{H_2O}$  0,5—2 кбар, при которых проводились экспериментальные исследования Х. Винклера, Ж. Виара и Г. Сабатье. Экспериментальное исследование влияния давления воды на равновесие между полевыми шпатами показало, что при  $P_{H_2O}$ , равном 5 кбар, равновесные отношения в полевых шпатах резко отличаются от таковых при  $P_{H_2O}$ , равном 2 кбар (Йодер и др., 1963).

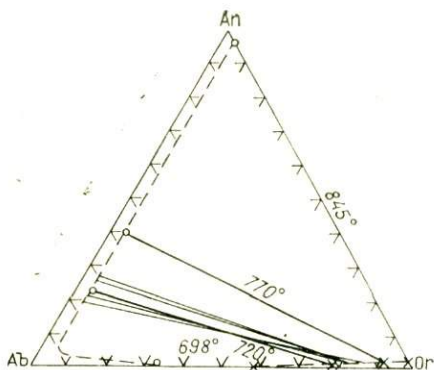


Рис. 25. Соединительные линии для сосуществующих при различных температурах полевых шпатов, определенные по экспериментальным данным для  $P_{H_2O} = 5$  кбар (Йодер и др., 1963). Сосуществующие полевые шпаты из магматических пегматоидных гранитов характеризуются температурами, близкими к  $720^\circ$  (соединены тонкими линиями).

При этом коэффициент распределения альбита между анортитом и калишпатом изменяется в обратном порядке; понижается с повышением температуры. Б. Г. Лутц (1967), приняв  $P_{H_2O}$  за  $P_{общ}$ , построил график зависимости констант равновесия от температуры и давления. Как будет показано ниже,  $P_{H_2O}$  при образовании магматических гранитов имело значение, близкое к 3—5 кбар. Оценивая температуру по данным табл. 46 и диаграмме Х. С. Йодера и других (1963), получаем температуру, близкую к  $720^\circ$  (рис. 25).

Таким образом, двуполевошпатовый геотермометр в том виде, как он представлен И. Д. Рябчиковым, является минимальным для пегматоидных гранитов Мамского района в связи с более высоким  $P_{H_2O}$ , при котором эти граниты формировались. Температура, полученная по диаграмме Х. С. Йодера и других, вероятно, наиболее близка к истинной температуре формирования пегматоидных гранитов.

Т. Барг (Barth, 1961) указывает на возможность использования в целях геотермометрии коэффициентов распределения между полевыми шпатами не только натрия, но и кальция, бария, стронция. Им даны диаграммы зависимости коэффициентов распределения этих элементов между полевыми шпатами от температуры. Однако использование их для определения температуры формирования пегматоидных гранитов и пегматитов Мамского района показало, что предложенные геотермометры нуждаются в значительной доработке.

Так Т. Барт указывает на прямую зависимость между отношением  $\frac{\text{Sr в калишпате}}{\text{Sr в плагиоклазе}}$  и температурой. В предлагаемом им геотермометре это отношение равно 1 при 430°C. Для гранитов и пегматитов Мамского района характерно, что отношение  $\frac{\text{Sr}}{\text{Sr в плагиоклазе}}$  равно 1 уже в наиболее высокотемпературных пегматондных гранитах и повышается в более низкотемпературных образованиях. На неприменимость этого геотермометра указывается также в работе А. Холла (Hall, 1967). Вероятно, такое распределение стронция в полевых шпатах гранитов и пегматитов Мамского района также связано с влиянием  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ . Подчеркнем, что необходимы осторожность в использовании двуполевошпатового геотермометра и обязательный учет величины  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ , при которой формировалась порода.

**Гранат-биотитовый геотермометр.** При изучении распределения элементов в минералах метаморфических пород Р. Кретц (Kretz, 1964) и М. Фрост (Frost, 1962) установили, что коэффициенты распределения Mg, Fe и Mn в сосуществующих биотитах, гранатах и других темноцветных минералах являются функцией температуры и давления и могут служить индикатором степени метаморфизма. М. Фрост определил интервал изменения коэффициента распределения магния между гранатом и биотитом (роговой обманкой) в пределах температур амфиболитовой фации метаморфизма. В продолжение этих исследований Л. Л. Перчук (1967) предложил биотит-гранатовый геотермометр.

Градуировка биотит-гранатового геотермометра выполнена по амфибол-гранатовому геотермометру. Выяснено, что влияние давления на изменение температуры невелико: 15—20° для наиболее глубоких парагенезисов (давление 10 кбар). При использовании биотит-гранатового геотермометра Л. Л. Перчуком получены следующие температуры равновесий для гнейсов, сланцев и роговиков из различных районов мира, °С:

кварц-силлиманитовые гнейсы, часто с ортоклазом, гипстереном и кордиеритом . . . . . 780—660,

кварц-мусковитовые гнейсы и сланцы без ставролита . . . . .	670—500,
ставролитовые сланцы . . . . .	625—480,
пелитовые сланцы с хлоритом и альби- том . . . . .	430—360.

Нами выполнены пять полных химических анализов ассоциирующихся биотитов и гранатов из пегматоидных гранитов Мамского района: два — из метаморфических и три — из магматических (табл. 47). Определенная по биотит-гранатовому геотермометру температура для первых составляет 570—650°, для вторых — 660—700° (рис. 26). Одновременно по химическим анализам из работы И. К. Карпова (1965) была рассчитана температура равновесия биотит — гранат в гранат-биотитовых и гранат-двуслюдяных гнейсах и сланцах. Она равна 490—610°. Сравнение данных табл. 47 показывает, что температура биотит-гранатового равновесия в метаморфических гранитах близка к температуре равновесия этих минералов в гнейсах и сланцах, этим подтверждается близость физико-химических условий формирования обеих групп пород.

Магматические пегматоидные граниты формировались при более высоких температурах, соответствующих интервалу температур гранат-биотитового равновесия кварц-силлиманитовых гнейсов с ортоклазом и кордиеритом по схеме Л. Л. Перчука. Определенные по гранат-биотитовому геотермометру температуры формирования пегматоидных гранитов можно считать наиболее достоверными, так как этот геотермометр избавлен от некоторых недостатков двуполевошпатового геотермометра. Как уже указывалось, влияние давления на распределение элементов между гранатом и биотитом невелико. Используемые в этом геотермометре элементы значительно менее подвижны при процессах послемагматического замещения, чем натрий полевых шпатов, и их распределение между гранатом и биотитом соответствует в большей степени температурам начальных стадий формирования пегматоидных гранитов.

Скандиевый геотермометр предложен в 1943 г. И. Офтедалем (изложено по И. Ингерсону, 1958), установившим, что содержание скандия в био-

## Химические анализы сосуществующих биотитов и гранатов из метаморфических пород и пегматоидных гранитов и определенные по гранат-биотитовому геотермометру температуры

№ п/п	Номер пробы	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	F	П. п. п.	Σ	T, °C
1	2464	Биотит	36,79	2,40	17,79	2,47	16,60	0,08	10,63	0,14	9,02	0,27	—	—	3,35	99,60	490
		Гранат	38,04	0,54	22,13	1,64	27,68	1,20	1,80	7,50	—	—	—	—	—	100,61	
2	6552	Биотит	36,69	2,58	17,68	2,86	17,26	0,13	9,47	0,11	8,92	0,23	—	—	3,69	99,62	560
		Гранат	38,12	—	21,50	2,45	29,24	0,98	2,62	5,24	—	—	—	—	—	100,35	
3	119	Биотит	37,12	2,11	17,40	4,04	15,75	0,13	10,19	0,18	8,93	0,20	—	—	3,40	99,45	590
		Гранат	40,55	—	16,08	5,00	20,35	2,16	2,56	9,22	—	—	—	—	2,42	98,46	
4	9414	Биотит	36,58	2,76	18,35	2,89	16,30	0,06	9,97	0,05	8,91	0,27	—	—	3,50	99,78	610
		Гранат	40,04	0,44	19,26	2,34	28,87	1,06	3,36	3,57	—	—	—	—	—	99,12	
5	2491	Биотит	38,44	1,95	19,50	5,15	13,17	0,35	10,73	0,38	8,10	0,26	—	—	—	99,73	500
		Гранат	36,40	—	20,26	9,20	14,92	10,62	2,27	5,82	—	—	1,70	—	—	99,49	
6	7416	Биотит	35,82	2,84	16,40	3,32	16,56	0,13	10,94	0,14	9,27	0,20	3,89	0,25	—	99,65	570
		Гранат	38,16	0,15	19,19	0,45	30,14	2,00	3,33	6,37	—	—	—	—	—	99,79	
7	7722	Биотит	36,12	3,28	15,80	2,55	19,76	0,14	8,62	0,28	9,51	0,24	3,93	0,07	—	100,27	650
		Гранат	37,18	0,20	19,02	0,40	26,62	1,60	3,18	11,37	—	—	—	—	—	99,57	
8	6814	Биотит	35,36	2,99	16,48	2,40	19,96	0,30	8,87	0,35	9,03	0,23	3,43	0,49	—	99,68	670
		Гранат	38,32	0,07	19,53	0,45	29,00	5,40	4,51	2,79	—	—	—	—	—	100,07	
9	7339	Биотит	35,56	3,56	16,06	2,48	19,88	0,19	8,82	0,14	9,27	0,24	3,92	0,25	—	100,26	660
		Гранат	37,68	0,11	19,87	0,14	31,69	3,20	4,13	3,00	—	—	—	—	—	99,82	
10	7702	Биотит	35,83	2,79	16,35	5,72	18,92	0,18	5,73	0,18	9,09	0,25	5,30	0,25	—	100,48	700
		Гранат	37,16	0,07	19,36	0,50	32,97	3,00	3,76	3,19	—	—	—	—	—	100,01	

Примечание. Анализы биотитов и гранатов из метаморфических пород (№ 1—5) заимствованы у И. К. Карпова (1965), анализы минералов из метаморфических гранитов (№ 6—7) и гранитов магматического происхождения (№ 8—10) выполнены в лабораториях Института геохимии СО АН СССР.

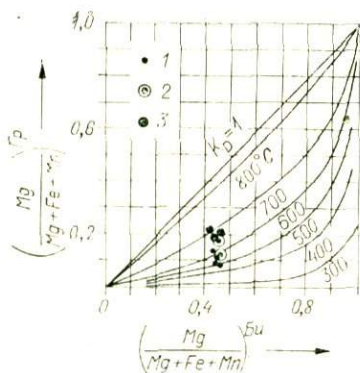


Рис. 26. Биотит-гранатовый геотермометр (Перчук, 1967).

1 — метаморфические породы Мамского района; 2 — граниты метаморфического происхождения; 3 — магматические граниты.

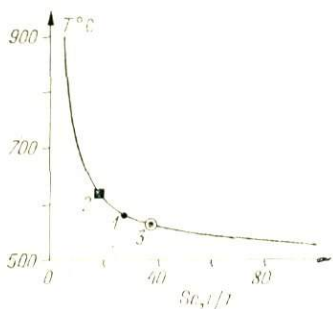


Рис. 27. Температуры формирования пород Мамского района, определенные по содержанию скандия в биотите.

1 — метаморфические породы; 2 — пегматоидные граниты метаморфического происхождения; 3 — магматические пегматоидные граниты.

тите — при отсутствии в породе богатого скандием минерала — возрастает от основных к кислым изверженным породам, регионально метаморфизованным породам и пегматитам, т. е. в порядке понижения температуры образования. И. Ингерсон приводит график (рис. 27), показывающий температуры образования, вероятные для биотитов с различным содержанием скандия. Он широко используется в настоящее время (Крылова, Васильева, 1966; Лобач-Жученко, Крылов, 1966; Дагелайский, Крылова, 1973). Однако экспериментальной основы этот метод определения температур не имеет. Градуировка геотермометра проведена весьма приблизительно, опорными точками для графика послужили температуры, считавшиеся характерными для образования вполне определенных типов горных пород.

С другой стороны, еще автор подчеркивал, что содержание скандия в биотитах, образовавшихся при одной температуре в разных петрографических провинциях, возможно будет различным. Это предположение подтвердилось при изучении геохимии скандия. Среднее содержание скандия в биотите из гранитов раз-

Таблица 48

Содержание скандия в биотите метаморфических пород и пегматоидных гранитах Мамского района и температуры, полученные по геотермометру Офтедаля

личных районов нашей страны варьирует в широких пределах — от 0,0003 до 0,0030% (Дудыкина, 1960), причем концентрация этого элемента в пробах из отдельных массивов меняется от первых десятитысячных до сотых долей процента. Эти данные показывают, что к температурам, определенным по скандиевому геотермометру, нужно относиться очень осторожно. Вероятно, можно определять только приблизительный порядок температур образования пород, находить температуры с точностью до 5—10° вряд ли имеет смысл.

Изучение данных, полученных нами по биотитам из пегматоидных гранитов Мамского района, показывает, что в биотите пегматоидных гранитов метаморфического происхождения содержание скандия колеблется от 11 до 24 г/т, составляя в среднем 19 г/т. В биотите пегматоидных гранитов магматического происхождения концентрация скандия значительно выше (19—52 г/т, в среднем — 35 г/т). В метаморфических породах биотит содержит от 15 до 37 г/т скандия. По скандиевому геотермометру получаем

Номер пробы	Sc, г/т	T, °C
<i>Вмещающие метаморфические породы</i>		
6307	18	625
6356	29	575
7129	37	560
7173	17	625
7177	27	580
7185	34	560
7105	29	575
7286	15	635
Среднее	25	580
<i>Пегматоидные граниты метаморфического происхождения</i>		
6295	18	625
6308	12	680
6603	18	625
6756	23	600
7053	24	595
7127	27	625
7174	11	700
7184	21	610
7180	24	695
7287	20	610
7378	17	625
Среднее	19	620
<i>Пегматоидные граниты магматического происхождения</i>		
6082	36	560
6358	46	550
7096	27	585
6814	19	620
7407	52	545
Среднее	36	560

для названных групп пород соответственно 620, 560 и 580°C (табл. 48). Такой интервал температур формирования гнейсов, сланцев и метаморфических гранитов в Мамском районе (около 600°) вполне возможен, однако образование магматических пегматоидных гранитов при температурах, более низких, чем температуры метаморфических образований сомнительно.

Более вероятно в данном случае, что содержание скандия в биотите пегматоидных гранитов определяется, помимо температуры, геохимическими особенностями поведения этого элемента в процессах метаморфической дифференциации и кристаллизации магмы. При метаморфическом образовании пегматитов из гнейсов и сланцев биотит обедняется скандием, как и рядом других элементов группы железа (Cr, Ni), а в процессе магматической дифференциации скандий должен накапливаться в наиболее поздних продуктах кристаллизации (Борисенко, 1964). Соответственно при палингенном образовании магматического материала, сопровождающемся фракционным плавлением биотита, скандий должен обогащать более низкотемпературные порции расплава. Таким образом, данные, полученные по скандиевому геотермометру, могут быть использованы, видимо, только в дополнение к результатам определения температур другими методами.

Парагонит-мусковитовый геотермометр. Х. Эйгстер и Х. Йодер (Eugster, Yoder, 1955) установили, что парагонит и мусковит образуют твердые растворы. Они построили фазовую диаграмму системы парагонит — мусковит и предложили парагонит-мусковитовый геотермометр. Однако прямое определение температур по методу Эйгстера — Йодера имеет ограниченное применение, так как парагонит в природных минеральных ассоциациях встречается редко. Диаграмма парагонит — мусковит была использована для нахождения температуры по содержанию натрия в мусковите. В. И. Чайников (1966) вычислил температуры образования мусковита в различных районах мира: 315—470°. А. С. Никаноров и И. И. Михайлов (1967) определили температуры образования мусковита различного генезиса в Карельском и Мамском слюдоносных районах. Такой метод является косвен-

ным. О температуре здесь можно судить, как о минимальной, если в парагенезисе с мусковитом есть альбит, так как при ассоциации с альбитом следует ожидать фиксированного содержания натрия в мусковите (Попов, 1968). При парагенезисе мусковита с микроклином содержание натрия в мусковите не фиксировано, оно может быть сколько угодно ниже предельного для данной температуры, а вычисленная температура — ниже минимальной.

Температуры, определенные А. С. Никаноровым и И. И. Михайловым по диаграмме парагонит — мусковит, должны быть минимальными для слюд, находящихся в ассоциации с альбитом (плагноклазом): для «трещинного» мусковита —  $510\text{--}530^\circ$ , мусковита пегматондных зон и кварц-мусковитового комплекса —  $385\text{--}510^\circ$ , мусковит-кварц-альбитовой ассоциации —  $290\text{--}330^\circ$ . Необходимо учесть, что содержание натрия в мусковите зависит не только от температуры образования последнего, но и от других факторов.

Так, А. А. Попов (1968) отмечает гораздо бóльшую зависимость количества натрия в мусковите от содержания его в растворе, из которого образуется минерал, чем от температуры. На концентрацию натрия в мусковите также оказывают влияние условия щелочности-кислотности среды минералообразования. Согласно данным по содержанию натрия в мусковите из слюдоносных пегматитов Мамского района (табл. 49), натрий предпочтительнее входит в мусковит пегматондных зон, образующийся в условиях высокой кислотности минералообразующей среды (Шмакин, 1965). К тому же необходимо принять во внимание результаты А. А. Попова, по которым изоморфизм калия и натрия в мусковите и парагоните значительно более широк, чем это следует из диаграммы Х. Эйгстера и Йодера. Приводимые А. А. Поповым предельные концентрации натрия в мусковите вообще не достигаются в слюдоносных пегматитах, и по составленной им диаграмме системы парагонит — мусковит невозможно находить температуры образования мусковита.

Таким образом, учитывая, помимо температуры, влияние других факторов на содержание натрия в мусковите, можно, используя диаграмму Х. Эйгстера и Х. Йодера, определить только общий интервал тем-

## Температуры образования мусковитов, определенные по диаграмме парагонит — мусковит

Номер пробы	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Парагонит, мол. %	T, °C
	вес. %			
<i>«Трещинный» мусковит</i>				
1966	9,54	0,93	12,8	500
<i>Мусковит кварц-мусковитового комплекса</i>				
1625	10,20	0,88	11,5	480
1633	9,78	0,90	12,1	490
1717	9,60	0,78	10,9	470
1801	9,90	0,77	10,5	460
1839	10,74	0,69	8,8	420
1862	9,78	0,81	11,1	470
1882	9,84	0,73	10,1	450
1949	10,08	0,54	7,4	390
1961	9,54	0,92	12,6	500
1881	9,66	0,74	11,1	470
1735	9,60	0,74	11,2	470
<i>Мусковит пегматондных зон</i>				
1715	9,60	0,95	12,9	510
1634	9,78	0,90	12,1	490
1693	9,78	1,02	13,5	510
1705	10,02	0,86	11,4	480
1654	9,18	0,73	11,6	480
<i>Мусковит зон альбитизации</i>				
Среднее из 4 проб (Шмакин, 1965)	8,97	0,97	14,0	520

ператур, при которых происходили процессы послемагматического изменения пегматитов и образования в них мусковита. Согласно данным, полученным А. С. Никаноровым и И. И. Михайловым, а также нашим определениям, интервал температур, при которых образуется мусковит в участках кварц-мусковитового замещения и пегматондных зонах, составляет 420—530°.

Связь состава гранатов с температу-

рой их образования. Химический состав гранатов из метаморфических пород, как указывалось выше, является индикатором степени метаморфизма этих пород и широко используется для суждения о температуре их образования. Ю. М. Соколов (Великославинский и др., 1963) предложил диаграмму составов гранатов пиральспитового ряда из различных метаморфических и изверженных пород. Согласно приведенным нами данным, гранаты из магматических пегматондных гранитов района тяготеют в своем распространении к полю гранатов керамических пегматитов, изофациальных с алмадин-силлиманитовой субфацией амфиболитовой фации метаморфизма гнейсов и сланцев.

Гранаты из различных структурных зон промышленных пегматитовых жил образуют, по данным Ю. М. Соколова, группу гранатов слюдоносных пегматитов, изофациальных со ставролит-дистеновой субфацией амфиболитовой фации. Гранаты из пегматондных гранитов метаморфического происхождения располагаются на диаграмме, составленной Ю. М. Соколовым, в поле метаморфических пород амфиболитовой фации метаморфизма, что подчеркивает, видимо, их метаморфическую природу. Изучение химического состава гранатов из пегматондных гранитов магматического происхождения свидетельствует о более высокой температуре их образования в сравнении с гранатами из слюдоносных жил, отражающими температуры послемагматических процессов.

Зависимость содержания бария в калишпатах от температуры их образования. В процессе магматической дифференциации происходит обогащение барием калишпатов ранних высокотемпературных продуктов кристаллизации (Тейлор, Хейер, 1963). Эту закономерность отмечала Г. П. Сафронова (1966) для пегматитов Карелии. В. Н. Лопатин и Б. Г. Герасимов (1968) на примере гранитоидов Анабарского щита также показали отчетливое увеличение концентрации бария в калишпатах с повышением температуры их образования. Высокие концентрации бария, отмечаемые в калишпатах наших пегматондных гранитов магматического происхождения (см. гл. V), свидетельствуют прежде всего об относительно высокой температуре образования их по сравнению с пег-

матитами слюдоносных жил, где калиевые полевые шпаты содержат гораздо меньше бария.

Общим недостатком геохимических методов определения температуры, основанных на зависимости концентрации элементов, изоморфно входящих в минералы, от температуры образования последних, является то, что при их использовании учитывается только один фактор — температура. Однако на количество изоморфной примеси в минерале также влияют давление и другие факторы, поэтому содержание изоморфной примеси в минерале может быть использовано только для ориентировочного определения температуры его образования.

Наиболее перспективны геохимические термометры, основанные на зависимости коэффициента распределения элементов между сосуществующими минералами от температуры равновесия последних, когда фактор концентрации элементов в минералообразующей среде или исключается, или влияет незначительно. Рассмотренные нами полевошпатовый и гранат-биотитовый геотермометры показывают близкие температуры образования пегматондных гранитов. Для первичного формирования пегматондных гранитов магматического происхождения наиболее вероятен интервал  $660\text{—}720^\circ$ . Образование метаморфических пегматондных гранитов происходило в пределах температур метаморфизма амфиболитовой фации ( $550\text{—}650^\circ$ ).

### **Фазовые переходы в минералах**

Хотя при изучении фазовых переходов в минералах определяется только одна точка на температурной линии процесса, оно очень важно для целей геотермометрии. Рассмотрим следующие модификационные переходы: 1)  $\alpha\text{—}\beta$ -переход в кварце; 2) превращение ортоклаза в микроклин и 3) тройную точку и фазовые переходы в системе  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ .

$\alpha\text{—}\beta$ -переход в кварце. Г. П. Барсанов и Э. Я. Гурьева (1963) разработали методику определения  $\alpha\text{—}\beta$ -перехода в кварце пегматитов по дофинейским двойникам инверсии. Они установили, что кристаллизация высокотемпературного кварца прекра-

щается обычно в конце геофазы С по А. Е. Ферсману, т. е. с окончанием кристаллизации графических пегматитов.

При изучении двойников в кварце из гранитов и пегматитов Мамского района установлено, что кварц этих пород формировался в виде низкотемпературной модификации. В отличие от камерных пегматитов, в кварце слюдоносных пегматитов не встречается так называемой «сотовой» трещиноватости, свидетельствующей об  $\alpha$ — $\beta$ -переходе (Долгов, 1957; Барсанов, Гурьева, 1963). Однако отсутствие признаков  $\alpha$ — $\beta$ -перехода в кварце гранитов и пегматитов Мамского района — еще не критерий низкой температуры их образования, поскольку температура инверсии  $\alpha$ -кварца в  $\beta$ -кварц значительно изменяется в зависимости от давления. Если при давлении 1 атм она равна  $573 \pm 2^\circ$ , то с увеличением давления до 10 кбар температура инверсии возрастает до  $800^\circ$  (Дэна и др., 1966). Поскольку процесс образования пегматоидных гранитов и слюдоносных пегматитов происходил в условиях высоких давлений, то кварц мог формироваться в виде низкотемпературной модификации при температурах, превышающих  $600^\circ\text{C}$ .

Преобразование ортоклаза — микроклин. Р. Ю. Гольдсмит и Ф. Лавес (1956) установили, что в условиях гидротермального синтеза микроклин, становясь неупорядоченным при повышении температуры, переходит при  $525^\circ\text{C}$  в санидин. Т. Барт (Barth, 1959) считает, что микроклин начинает разупорядочиваться при температуре  $300^\circ$  и становится полностью неупорядоченным при  $500^\circ$ . А. С. Марфунин (1962), касаясь вопроса о переходе ортоклаза — микроклин, указывает, что интервал  $525$ — $600^\circ$  не может считаться строго установленной температурой этого перехода, так как ортоклаз кристаллизуется метастабильно и при более низкой температуре в поле устойчивости микроклина.

Тем не менее в последнее время накопился довольно большой эмпирический материал, по которому можно оценивать область температур перехода ортоклаза в микроклин. Так, Б. Г. Лопатин и В. Н. Герасимов (1968) оценивают температуру образования неупорядоченных моноклинных ортоклазов равной

650°, промежуточных триклинных ортоклазов 600°, промежуточных микроклинов 550° и почти максимально упорядоченных микроклинов 500°. И. С. Седова и Н. В. Котов (1967) верхний предел температуры перехода ортоклаза в микроклин определяют равным 600°. Ниже этой температуры ортоклаз встречается как метастабильная модификация калишпата.

При изучении калишпатов из пегматоидных гранитов и пегматитов Мамского района установлено, что среди них встречается как микроклин, так и ортоклаз (Шмакин, Афонина, 1967). Последний широко распространен в массивах пегматоидных гранитов, а также в недифференцированных жилах графических и среднезернистых пегматитов в некоторых участках пегматитового поля. Пегматиты зональных жил, обычно с промышленным ослюдением, имеют в своем составе промежуточный или максимальный микроклин (см. табл. 10). Установлено, что ортоклаз содержит высокие концентрации бария (1—3,6%), который, войдя в неупорядоченную структуру ортоклаза, препятствует ее упорядочению, являясь своеобразным фактором «консервации» первичного состояния кристаллической решетки (Афонина, Шмакин, 1970). В случаях, когда количество бария недостаточно для торможения процесса упорядочения, ортоклаз превращается в промежуточный, а иногда и максимальный микроклин. Поскольку температура, определенная по двуполевошпатовому термометру, для максимального микроклина пегматоидных зон равна 510°, следует считать, что переход ортоклаза в микроклин происходил при температурах, превышающих 500°. Наличие ортоклаза в пегматоидных гранитах и некоторых разновидностях пегматитов указывает на температуру их образования, превышающую 600°.

### **Тройная точка и фазовые переходы в системе $Al_2SiO_5$**

Изучение границ полей устойчивости андалузита, силлиманита и кинанита и положения тройной точки в системе имеет большое значение для термобарометрии метаморфического процесса. В последнее вре-

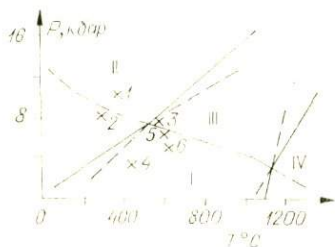


Рис. 28. Диаграмма фазовых равновесий в системе  $P-T$  (Карпов, 1967).

Сплошные линии — фазовые границы, штриховые — продолжения фазовых границ в метастабильной области. I — андалузит, II — кyanит, III — силлиманит, IV — муллит + кварц. Крестики — положение тройной точки равновесия по оценкам различных исследователей: 1 — Хитарова и др. (1963); 2 — Белл (1963); 3 — Винклер (1965); 4 — Ньютон (1969), 5 — Альтхаус (1967); 6 — Перчук (1967).

мя и в нашей стране, и за рубежом опубликовано большое количество работ, посвященных экспериментальному определению и термодинамическому расчету положения тройной точки в этой системе и физико-химических условий существования каждой модификации.

На диаграмме фазовых равновесий в системе  $P-T$  (рис. 28) фазовые границы приведены соответственно термодинамическому расчету И. К. Карпова с нанесением координат тройной точки по данным других исследователей. Наблюдается значительный разброс в положении тройной точки, однако координаты ее по данным разных исследователей довольно близки:

	$P$ , бар	$T$ , °C
Н. Winkler, 1965	7500	570
Е. Althaus, 1967	6500	595
И. К. Карпов, 1967	7250	530
Л. Л. Перчук, 1967	5000	620

Из модификаций  $Al_2SiO_5$  в гнейсах и сланцах, а также в метаморфических гранитах и пегматитах Мамского слюдоносного района широко распространены только кyanит. Силлиманит встречается на юго-западном фланге слюдоносной провинции, где мусковитовые пегматиты сменяются керамическими, а андалузит описан лишь в зонах контактового метаморфизма интрузий конкудеро-мамаканского комплекса за пределами слюдоносного района (Великославинский и др., 1963). Следовательно, минералообразование в метаморфических породах, гранитах и пегматитах метаморфического генезиса происходило в основном в физико-химических условиях поля устойчивости кyanита. Поскольку наблюдается переход кyanита в

силлиманит на юго-западной окраине района, а андалузит в метаморфических породах отсутствует, следует полагать, что физико-химические условия формирования метаморфических пород близки к условиям фазового перехода кианит — силлиманит. Значит, температура образования гранитов метаморфического происхождения превышает температуру тройной точки системы  $Al_2SiO_5$  ( $530-620^\circ$ , среднее значение  $590^\circ$ ), по крайней мере в зоне перехода дистена в силлиманит. Таким образом, фазовые превращения в калиевых полевых шпатах и в системе  $Al_2SiO_5$  свидетельствуют о температурах образования гранитов, превышающих  $600^\circ$ .

В результате использования описанных выше геотермометров нами получены многочисленные значения температур, характеризующие процессы формирования и изменения пегматоидных гранитов и пегматитов. Температура образования гранитов метаморфического происхождения, определенная по гранат-биотитовому геотермометру, совпадает с температурой формирования вмещающих их метаморфических пород Мамского района и составляет  $550-650^\circ C$ . Данные, полученные по скандиевому геотермометру (метод Офтедаля), а также наблюдения по фазовым переходам в системе  $Al_2SiO_5$  согласуются с данными гранат-биотитового геотермометра.

Пегматоидные граниты магматического происхождения характеризуются более высокими температурами образования, найденными по гранат-биотитовому геотермометру:  $650-700^\circ C$ . Близкие температуры определены по двуполевошпатовому геотермометру с использованием диаграммы Х. Йодера, Стюарта и Смита. На высокую температуру их формирования указывают также широкое распространение моноклинной модификации калишпата — ортоклаза и значительные содержания в последнем бария.

Наиболее низкие температуры получены по данным изучения жидких включений в минералах пегматитов и по двуполевошпатовому геотермометру с использованием диаграммы И. Д. Рябчикова. Эти геотермометры являются «минимальными». Термометрические исследования жидких включений показали, что температуры образования пегматитов и процессов

их изменения превышали 370°. Однако в связи со специфичностью жидких включений в минералах пегматоидных гранитов и пегматитов района их нельзя использовать для непосредственного определения температур формирования и различных стадий изменения этих пород. Низкие температуры, найденные по двухполюсчатому геотермометру, вероятно, обусловлены, помимо прочих факторов, недоучетом высокого давления, при котором образовались граниты и пегматиты.

Изучение полученных данных подтверждает вывод о наличии метаморфического, магматического и послемагматического этапов в формировании пегматоидных гранитов и пегматитов Мамского района, сделанный на основе их геологического и минералого-петрографического изучения.

### **ДАВЛЕНИЕ**

Наряду с температурой, давление — один из определяющих факторов процесса формирования гранитов и пегматитов. А. И. Гинзбург и Г. Г. Родионов (1960) установили, что предложенный А. Е. Ферсманом (1940) единый эволюционный ряд развития пегматитов никогда не наблюдается в пределах одного и того же пегматитового поля и что пегматиты разных типов формируются в земной коре на различных глубинах. Они предложили следующую классификацию пегматитов.

I. Пегматиты больших глубин, формирующиеся на глубинах более 6 км, объединяющие редкоземельные и слюдяные пегматиты (позже А. И. Гинзбургом (1964) этот тип был подразделен на две формации — весьма больших глубин и больших глубин).

II. Пегматиты средних глубин, формирующиеся на глубине 4—6 км и объединяющие редкометалльные (тантал-бериллий-литиевые) пегматиты.

III. Пегматиты малых глубин — хрусталеносные пегматиты, формирующиеся на глубине менее 4 км (4—1,5 км — Гинзбург, 1964).

А. И. Гинзбург указывает, что влияние внешнего давления на ход развития пегматитового процесса не ограничивается только глубинностью, большое значение имеет изменение давления в процессе формирова-

ния пегматитовых тел. Роль давления в формировании камерных пегматитов детально освещена в работах Ю. А. Долгова (1963, 1967, 1968). Он показал, что давление значительно понижается от ранних стадий формирования пегматитовых тел к поздним.

Мамские мусковитовые пегматиты по классификации А. И. Гинзбурга и Г. Г. Родионова относятся к пегматитам больших глубин и, следовательно, высоких внешних давлений. И. К. Карпов (1965) общее давление, при котором формировались эти пегматиты, оценивает в 10—12 кбар. При определении такой величины давления И. К. Карпов исходит из условий метаморфизма вмещающих пегматиты пород. Учитывая постоянство минеральных ассоциаций в метаморфических породах, он полагает, что изменение давления во всем объеме толщи было незначительным.

Нами для определения давления при образовании пегматондных гранитов, пегматитов и метаморфических пород использована совершенно иная методика. В основу ее положены данные, полученные при изучении жидких включений в минералах. Еще в 1958 г. П. В. Клевцов и Г. Г. Леммлейн для определения давления при образовании кристаллов кварца одного из месторождений Южного Урала использовали газожидкие включения с малым содержанием  $\text{CO}_2$  и включения углекислоты. Найдя температуру гомогенизации первых и вторых включений, эти исследователи по диаграмме  $P-V-T$  для углекислоты, составленной Ф. Г. Смитом (Smith, 1954), установили давление, равнявшееся в их случае 2000—2500 атм.

Для определения давления при формировании пород Мамского района нами исследованы минералы из метаморфических пород гранитов и пегматитов различного происхождения. Первоначально, совместно с Ю. А. Долговым и В. С. Соболевым (Долгов, Макагон, Соболев, 1967), были изучены жидкие включения в дистене из гнейсов и метаморфических пегматондных гранитов и пегматитов. Исследование дистена имеет особенно важное значение, так как этот минерал используется в качестве индикатора высоких давлений, и всякое уточнение физико-химических параметров его образования важно для интерпретации экспериментальных данных и для определения усло-

вий формирования пород, в которых он встречается.

Включения в дистене расположены по плоскостям спайности, реже по залеченным трещинам под углом к спайности. В большинстве они плоские или трубчатые, часто имеют отрицательную форму кристаллов дистена. Среди включений выделены три группы: 1) двухфазовые жидкие ( $\text{Ж}_{\text{CO}_2} + \text{Ж}_{\text{раств}}$ ) с различным соотношением двух жидкостей; количество углекислоты изменяется от 15 до 100%; характерное отношение водного раствора к углекислоте 60 : 40; 2) однофазовые включения жидкой углекислоты (без газового пузыря); 3) многофазовые включения ( $\text{Ж}_{\text{CO}_2} + \text{Ж}_{\text{раств}} + \text{T}_{\text{соль}}$ ), иногда в этих включениях наблюдалась непрозрачная твердая фаза.

Многофазовые включения были исследованы В. С. Соболевым и Т. Ю. Базаровой (1963) с целью определения температур их гомогенизации. Твердая фаза растворялась при температуре 575° (полная гомогенизация).

Для определения давления наибольший интерес представляют двухфазовые и однофазовые включения с углекислотой. Двухфазовые включения гомогенизировались при температуре 240—280°. Все включения были первично-вторичными. Водно-углекислая смесь захватывалась при высоких значениях температуры и давления, при постоянном удельном объеме. Различные соотношения водной и углекислотной фаз приводили к гомогенизации в первую или вторую фазу без изменения агрегатного состояния вещества. Наряду с этим были встречены включения, гомогенизация которых происходила путем уменьшения кривизны мениска, утоньшения границ раздела фаз и ее исчезновения (рис. 29). Такая гомогенизация подобна третьему виду гомогенизации, по П. П. Ермакову (1950), с критической точкой.

Наблюдаемые при гомогенизации водно-углекислотных включений явления хорошо объясняются диаграммой системы  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ , изученной С. Такеоучи и Дж.Кеннеди (Takeouchi, Kennedy, 1964). Из этой системы следует, что изотермическим значениям соответствуют два раствора с различной концентрацией  $\text{CO}_2$ . Так, при содержании  $\text{CO}_2$  20 мол. % точка на изотерме 260° соответствует давлению 2500 атм. Го-

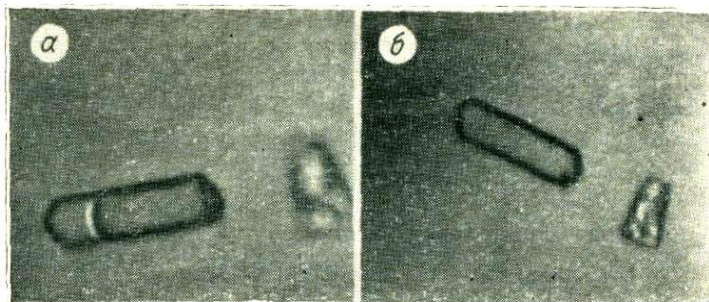


Рис. 29. Жидкое двухфазовое включение в дистене при обычной температуре (а) и при температуре гомогенизации (260°) (б).

могенизация такого включения будет осуществляться в водную фазу. При этом же давлении на второй изотерме 260° есть точка, для которой концентрация  $\text{CO}_2$  равна 60 мол. %. Гомогенизация включения здесь будет в углекислотную фазу. Температурам 240—280° соответствуют давления 2500—3200 атм. Однако необходимо отметить, что полученные температуры и давления характеризуют только условия гетерогенизации раствора включений. Захват последних происходил при более высоких температурах и давлениях. Как указывают С. Такеноучи и Дж. Кеннеди, водно-углекислотная смесь гетерогенизируется в природных растворах при понижении температур ниже критической точки воды.

Большой интерес для суждения о давлении представляют однофазовые включения. Криометрические исследования их, проведенные на установке конструкции Л. Ш. Базарова (1966) в лаборатории рудообразующих растворов Института геологии и геофизики СО АН СССР, показали, что это включения жидкой углекислоты. При температурах от  $-56$  до  $-57^\circ$  эти включения замерзали. Понижение температуры в криокамере ниже  $0^\circ\text{C}$  приводило к образованию в них газовой фазы. Таким образом, были установлены температуры гетерогенизации однофазовых углекислотных включений, по которым определены плотность и удельный объем углекислоты во включениях. При известных температурных пределах образования мине-

Таблица 50

Температуры гомогенизации и гетерогенизации включений  $\text{CO}_2$  в минералах метаморфических пород и пегматоидных гранитов и удельный объем растворов при средних температурах

Порода	Т, °С			Уд. объем, см <sup>3</sup> /г
	гетерогенизации	гомогенизации	средняя	
<i>Дистен</i>				
Дистен-гранат-двуслюдяной сланец	-25	-14	-19,5	0,96
	-32	-22	-27,0	0,94
Метаморфические граниты	-27	-19	-23,0	0,95
	-28	-19	-23,5	0,95
	-22	-13	-17,5	0,97
<i>Гранат</i>				
Гранат-двуслюдяной сланец	-20	-10	-15	0,98
	-23	-11	-17	0,97
<i>Кварц</i>				
Метаморфические граниты	-19	-11	-15	0,98
	-28	-22	-25	0,95
	-25	-15	-20	0,96
Граниты магматического происхождения	-29	-20	-24,5	0,95
	-22	-12	-17,0	0,97
	-16	-6	-11,0	1,00
	-20	-11	-15,5	0,97
	-18	-7	-12,5	1,00

рахов использование плотности дает возможность определить пределы давлений, как это сделано Э. Реддером (Roedder, 1965) для изверженных оливинсодержащих пород.

Согласно данным табл. 50, удельный объем углекислоты равен 0,94—1,0 см<sup>3</sup>/г. Определение давления во включениях углекислоты по диаграмме  $P-V-T$  для чистой  $\text{CO}_2$  (рис. 30) показывает, что температурам гомогенизации 240—280°, полученным для двухфазовых включений, соответствует давление 2,4—3,2 кбар, т. е. полностью совпадающее со значениями, найденными по двухфазовым включениям.

Как уже отмечалось, и двухфазовые, и однофазовые включения захватывались при более высоких температурах. Исследование жидких включений с угле-

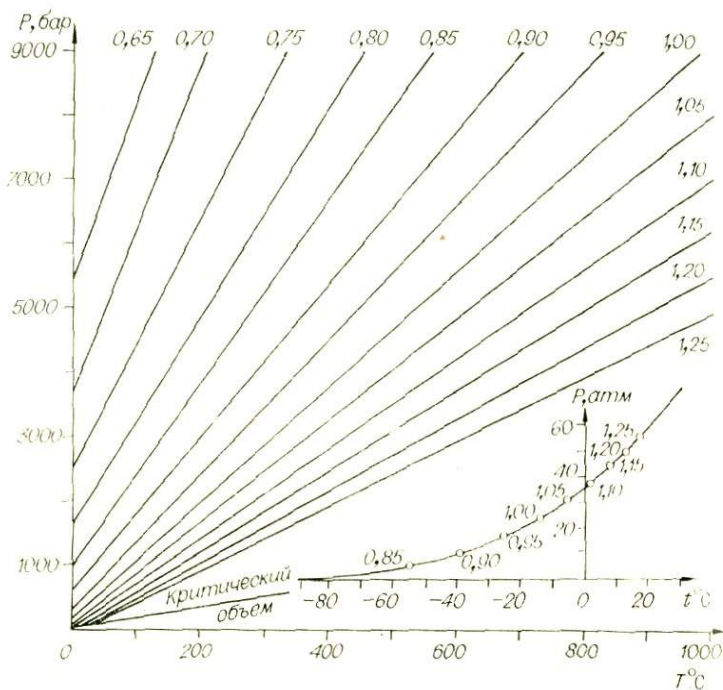


Рис. 30.  $P$ — $T$ — $V$ -диаграмма для чистой углекислоты и диаграмма для определения плотности  $\text{CO}_2$  по температурам гетерогенизации — гомогенизации.

кислотой и твердыми фазами показало, что полная их гомогенизация достигается при температуре  $575^\circ$ . Полученные по другим геотермометрам температуры для метаморфических пород и гранитов метаморфического происхождения  $500$ — $650^\circ$  свидетельствуют о близости указанной температуры к температуре образования кристаллов дистена. Используя данные по плотности углекислоты во включениях из дистена, по диаграмме  $P$ — $V$ — $T$  для чистой  $\text{CO}_2$  определяем давление  $5$ — $7,0$  кбар. Немногочисленные данные по включениям в гранате из метаморфических пород (см. табл. 50) указывают на такие же давления при образовании этого минерала.

Нами были изучены также однофазовые включения углекислоты в кварце пегматоидных гранитов ме-

таморфического происхождения. Криометрические исследования их показали, что температуры гетерогенизации и гомогенизации углекислоты в этих включениях близки к таковым во включениях в дистене и гранате (см. табл. 50).

Как отмечалось ранее, температуры формирования метаморфических гранитов 500—650°. Установленное по включениям углекислоты в кварце пегматоидных гранитов метаморфического происхождения давление при их формировании составляет 5—7 кбар. Таким образом, данные, полученные по дистену, гранату и кварцу метаморфических пород и гранитов метаморфического происхождения, совпадают, составляя 5—7 кбар.

Пегматоидные граниты магматического происхождения образовались в условиях давления, близкого к указанному верхнему его пределу для метаморфических гранитов. Учитывая температуру их образования, равную 650—720°, тем же способом можно определить давление, при котором происходило их формирование: 6,0—8 кбар.

Если учесть, что включения, в которых определялась плотность углекислоты, являются первично-вторичными, то можно полагать, что указанные цифры характеризуют минимальные давления, существовавшие при формировании пегматоидных гранитов.

Экспериментальные исследования (Tuttle, Bowen, 1958; Luth, Jahns, Tuttle, 1964) показали, что химический состав расплава определяется в значительной степени парциальным давлением воды ( $P_{H_2O}$ ). Изменение соотношения компонентов в гранитной системе  $KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8 - H_2O$  очень значительно при повышении  $P_{H_2O}$  от 0,5 до 10 кбар. С увеличением  $P_{H_2O}$  наблюдается возрастание содержания альбита и понижение  $SiO_2$  и ортоклаза. При экспериментальном анатексисе биотитового гнейса (Platen, Höller, 1966) также четко устанавливается различие в составе выплавов при изменении  $P_{H_2O}$  от 2 до 10 кбар, особенно в наиболее низкотемпературных порциях расплавов, где закономерность изменения состава при возрастании  $P_{H_2O}$  аналогична описанной выше.

Следовательно, по составу гранитоидов можно судить о величине  $P_{H_2O}$ , при которой происходило их

формирование. Д. С. Штейнберг и Г. Б. Ферштатер (1968) при изучении химического состава вулканических и плутонических гранитов подчеркивают, что в первых содержание  $\text{SiO}_2$  значительно выше, оно равно 74—76% (количество свободного кремнезема близко к 40%), тогда как в плутонических гранитах, образованных из магмы с высоким  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  (3—5 кбар), содержится 72—73%  $\text{SiO}_2$  (количество свободного кремнезема 30%).

Химические анализы магматических пегматоидных гранитов Мамского района, приведенные ранее, показывают, что содержание  $\text{SiO}_2$  в них составляет 71—74% при количестве кварца 26—31%. Судя по содержанию  $\text{SiO}_2$  в этих пегматоидных гранитах, можно полагать, что  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  в процессе их формирования имело значение, близкое к 3—5 кбар.

#### **ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТОИДНЫХ ГРАНИТОВ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ**

Формирование пегматоидных гранитов происходило в глубинных зонах земной коры, для которых характерна интенсивная переработка метаморфических пород в гранитоидные образования. Механизм и степень этой переработки определялись в основном условиями температуры и давления. Как показано выше, среди пегматоидных гранитов по механизму образования выделяются метаморфические и магматические разновидности.

Зарождение метаморфических пегматоидных гранитов начиналось с обособления наиболее мобильного кварц-плагиоклазового материала гнейсов и сланцев с эвтектическим соотношением указанных минералов. Высокое давление в процессе метаморфизма способствовало образованию кварц-плагиоклазовой эвтектики без калиевого полевого шпата, что резко отличает мобилизаты, образующиеся в метаморфических породах мамской подсерии, от обычных мобилизатов в начальной стадии анатексиса, содержащих калиевый полевой шпат (Менерт, 1971).

Местами локализации пегматоидного гранитного материала становились участки относительного понижения давления — приоткрывающиеся при изгибе пластов полости отслоения или зоны тектонического «затенения» около жестких образований в более пластичных породах, например, зоны «затенения» в гранат-двуслюдяных сланцах около кристаллов граната, где располагаются кварц-плагноклазовые эвтектические обособления.

Таким образом, механическая неоднородность метаморфической толщи способствовала локализации пегматоидных гранитов. В пределах пластов могло происходить перемещение кварц-полевошпатового материала, например, из крыльев складок в их замковые части, где образовывались крупные тела метаморфических пегматоидных гранитов.

Для формирования крупных тел гранитов метаморфического происхождения необходим привнос натрия и кремния. Такой привнос осуществлялся, видимо, вследствие перераспределения элементов в пределах отдельных пластов и поступления их из более глубоких горизонтов. Калневый этап в формировании метаморфических гранитов проявлен слабо. На этом этапе олигоклаз замещался ортоклазом, количество которого в породе не превышает 10—15%. Согласно приведенным данным по температурам и давлению, существовавшим при формировании метаморфических пегматоидных гранитов, образование этих гранитов происходило при условиях, близких к условиям метаморфизма вмещающих пород.

Идентичные взгляды на формирование метаморфических пегматоидных гранитов высказаны в работах М. А. Завалишина и В. Н. Чеснокова (1960) и Ю. М. Соколова (Великославинский и др., 1963; Соколов, 1970).

Вопрос о происхождении магматических гранитов является дискуссионным. Н. В. Петровская, выделяя мелкозернистые пегматиты, относила их к дографической (магматической) фазе пегматитового процесса. П. Н. Сучков (1961) считает гранит-пегматиты (пегматоидные граниты) специфической интрузией и обособляет их от собственно пегматитов. По мнению Д. А. Великославинского и других (1963),

гранитная структурная разновидность (пегматоидные граниты) образовалась путем заполнения полостей разрывных нарушений расплавом, образующимся при палингенезе в более глубоких горизонтах коры.

В. Н. Мораховский (1966) гранит-пегматиты определяет как вторичные породы, возникшие в результате перерождения обычных жильных гранитов. М. А. Завалишин и В. Н. Чесноков (1960) считают, что калишпат всех пегматитов (в том числе и пегматоидных гранитов) имеет метасоматическое происхождение. Таким образом, взгляды на происхождение пегматоидных гранитов разнообразны и весьма противоречивы.

Указанные нами при описании этих гранитов особенности залегания и взаимоотношений с другими породами подчеркивают магматическую природу выделенной разновидности пегматоидных гранитов. Метаморфические граниты образовались в метаморфической толще на месте их залегания или сопровождалась незначительным перемещением гранитного материала. Их формирование происходило в верхнем горизонте гранитизируемой толщи. В более глубокой части метаморфической толщи, при повышении температуры и давления, процесс мобилизации захватывает не только кварц и полевые шпаты метаморфических пород, но и слюды. Как показывают экспериментальные работы Винклера (Winkler, Platen, 1958), фон Платена (Platen, Höller, 1966), Штеуля, (Steuhl, 1962), процесс анатектического выплавления начинается при температурах, не превышающих  $700^{\circ}$ , а при  $P_{H_2O}$ , равном 7 кбар, температура начала плавления составляет  $655^{\circ}$ . Выплавление 70—75% объема всей породы (биотитовый плагногнейс) происходит в интервале  $20—30^{\circ}$ .

Таким образом, учитывая, что температура метаморфизма пород мамской толщи достигает в наиболее высокотемпературной зоне  $650^{\circ}$ , можно считать, что температуры расплавления могут быть достигнуты в нижних горизонтах этой толщи. В. Н. Мораховский (1966) и П. Н. Сучков, Н. В. Давиденко и Е. Н. Калугин (Сучков и др., 1968) считают невозможным образование гранит-пегматитов в результате палингенеза метаморфической толщи, обосновывая такое заключение

различиями химического состава пегматитов и гнейсов. Однако эксперименты по метаморфизму и анатексису биотитовых гнейсов (Steuhl, 1962; Platen, Höllner, 1966) показывают, что выплавляющиеся из биотитовых плагиогнейсов расплавы имеют состав, близкий к составу магматических пегматоидных гранитов.

Температура формирования магматических пегматоидных гранитов, определенная по гранат-биотитовому геотермометру, равна 650—720°. Она близка к температурам, при которых происходит анатектическое выплавление кварц-альбит-ортоклазового расплава из биотитовых плагиогнейсов. Таким образом, приведенное выше возражение против палингенного образования расплава, из которого формируются пегматоидные граниты, не состоятельно.

С другой стороны, образование последних из палингенного расплава подтверждается особенностями состава их минералов. Как показали опыты по экспериментальному плавлению биотитового плагиогнейса, выплавление кварц-альбит-калишпатового расплава сопровождается фракционным переходом в расплав плагиоклаза и биотита. Из плагиоклаза в расплав переходит фракция, обогащенная альбитом, а из биотита — обогащенная железом. Наблюдаемое нами окисление плагиоклазов и значительно более высокая железистость биотита в магматических пегматоидных гранитах по сравнению с метаморфическими породами согласуются с результатами эксперимента.

При рассмотрении условий образования анатектического расплава и формирования магматических пегматоидных гранитов необходимо также учитывать роль углекислоты в этих процессах.

Изучение газовой-жидких включений в минералах метаморфических пород и пегматоидных гранитов показало, что наряду с водой углекислота является одним из главных летучих компонентов анатектических расплавов в условиях метаморфизма дистенового типа. На важную роль этого летучего компонента в процессе формирования мусковитовых пегматитов указывалось ранее (Макагон, Шмакин, 1969, 1971а, б). Однако необходимо более подробно остановиться на механизме влияния  $\text{CO}_2$  на процесс образования пегматоидных гранитов.

Как установлено экспериментальными исследованиями (Wyllie, Tuttle, 1959; Кадик, 1973), растворимость углекислоты в расплаве гораздо ниже, чем растворимость воды. Следовательно, ее высокое парциальное давление в толще метаморфических пород значительно повышает температуру плавления пород относительно систем с  $H_2O$  или с  $H_2O$  и  $F$ , для которых появление расплавов отмечается соответственно уже при температурах  $600-625^\circ$  (Luth, Jahns, Tuttle, 1964) и  $550^\circ$  (Jahns, Burnham, 1958). Именно влиянием  $CO_2$  можно объяснить высокую температуру образования расплава в зонах метаморфизма дистенового типа (более  $650^\circ$ ).

Расплавы, образовавшиеся в очагах палингенеза при метаморфизме дистенового типа, насыщены водой и углекислотой. Наличие последней, как показывают данные А. А. Кадика и О. А. Луканина (1973), приводит к тому, что расплав начинает кипеть при давлениях, гораздо более высоких, чем расплав, не содержащий  $CO_2$ . Следовательно, расплав, образовавшийся в этих условиях, может терять воду и кристаллизоваться уже при небольшом снижении внешнего давления. Внедрение расплава в метаморфическую толщу также сопровождалось обогащением его углекислотой, способствующим отделению воды. Результат этого — незначительное перемещение палингенного расплава от очагов его образования с консолидацией пегматоидных гранитов в верхней зоне толщи, в нижней части которой находились очаги палингенеза.

Таким образом, как метаморфические, так и магматические пегматиты образовались из материала метаморфических пород, переходящего в мобильное состояние при различных физико-химических условиях.

Образующийся в процессе палингенеза расплав проникал в верхние горизонты метаморфической толщи по многочисленным разрывным нарушениям. В процессе его внедрения происходила дифференциация магмы, что обычно наблюдается при интрузии палингенного расплава во вмещающие породы (Менерт, 1971). В результате этого процесса образовались магматические пегматоидные граниты ортоклазовой и микроклиновой групп и пегматитовые жилы.

## ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ МУСКОВИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Как указывалось выше, термодинамические условия процесса формирования мусковитовых пегматитов по существу не были изучены. Применение различных геотермометров позволило установить интервалы температур, при которых происходило минералообразование на различных стадиях этого процесса (Макагон, Шмакин, 1969, 1971а; Макагон, 1971). Методом гетерогенизации включений жидкой углекислоты определены величины давления, характеризующие условия формирования пегматитов (табл. 51). Процесс формирования пегматитов проходил в условиях постепенного понижения температуры от 650 до 370°C и давления от 6 до 1,4 кбар. Понижение температуры и давления от начальных стадий пегматитового процесса к конечным установлено также для камерных и редкометалльных пегматитов (Долгов, 1968; Базаров, Моторина, 1969).

Наши представления о постепенном понижении температуры от внешних зон пегматитовых тел к внутренним не согласуются со взглядами Г. Г. Роднонова и других (1972) на ход пегматитового процесса. Эти исследователи предполагают наличие температурной инверсии между стадией эвтектической кристаллизации и стадией формирования зон блоковых пегматитов, основываясь прежде всего на более высоком содержании натрия во внешней мономинеральной части блоков микроклина по сравнению с внутренними участками, сложенными эвтектическими сростаниями микроклина и кварца.

Однако повышение количества Na в блоковом микроклине в этом случае может быть обусловлено снижением давления в процессе минералообразования. К тому же в блоках микроклина часто наблюдаются пертиты замещения. Следовательно, повышенное количество альбита во внешней мономинеральной части блоков микроклина может быть не связано с инверсией температуры в процессе образования пегматитов.

Высокое давление обусловило полное отсутствие пневматолитового минералообразования в процессах

Температура и давление в процессах образования и изменения мусковитовых пегматитов по данным изучения газозо-жидких включений

Этап минералообразования	Зона, структура пегматитов	Т, °С формирования	Минерал, содержащий включения	Т, °С			Уд. объем, см <sup>3</sup> /г	Р, кбар
				гетерогенизации	гомогенизации	средняя		
Метаморфический		650—500	Гранат	-23—29	-10—13	-18—14	0,99—0,98	6,5—4,9
			Дистен	-27—22	-19—13	-24—18	0,98—0,95	7,1—5,0
Магматический	Грапитная	700—650	Кварц	-25—19	-15—11	-20—15	0,99—0,97	6,8—4,9
			»	-29—16	-20—6	-24—11	1,02—0,95	7,7—5,7
Послемагматический	Графическая	700—650	»	-21—14	-15—7	-17—10	1,02—0,98	6,5—5,7
	Апографическая	550—530	»	-9—5	-5—0	-7,5—2,5	1,06—1,03	4,7—4,1
	Кварц-мусковитовый комплекс	530—420	»	-4+5	+2+10	-1+7,5	1,14—1,08	3,9—2,6
	Кварцевое ядро		»	+1+10	+8+18	+4,5+14	1,21—1,12	3,5—2,5
	Зоны проявления поздней щелочной стадии	420—370	Берилл	+4+12	+12+18	+8+15	1,15—1,22	2,6—2,0
		Альбит	+10+21	+15+25	+12+23	1,37—1,19	2,3—1,4	
		Кварц	+10+20	+14+26	+12+23	1,37—1,19	2,3—1,4	

формирования мусковитовых пегматитов. В этом отношении они существенно отличаются от камерных пегматитов, при образовании которых минералообразующие растворы в температурной области 600—400° имели газовое агрегатное состояние (Долгов, 1968).

Главным летучим компонентом послемагматических растворов, наряду с водой, является углекислота, концентрация которой, судя по газовой-жидким включениям, резко преобладала над концентрацией хлора, фтора и других летучих компонентов.

Как указывалось выше, высокая концентрация углекислоты в расплаве способствует его кипению и отделению воды при высоких давлениях. Так, при содержании в расплаве 5%  $H_2O$  и 0,5%  $CO_2$  кипение и дегидратация магмы наступают при давлении 5—7 тыс. атм (Кадик, Луканин, 1973). Следовательно, кристаллизация палингеной магмы в условиях метаморфизма дистенового типа наступает при незначительном снижении давления и сопровождается отделением большого количества воды. Последнему способствует и то, что метаморфические породы, в которые внедрялся палингенный расплав, всегда обогащены  $CO_2$  относительно магмы (Соболев и др., 1967). В результате этого происходило обогащение расплава углекислотой и его кристаллизация с выделением воды (вместе с  $CO_2$ ). Освобождение из расплава большого количества воды особенно важно для послемагматического этапа, так как под воздействием воды происходил интенсивный гидролиз полевых шпатов пегматитов, приведший к образованию промышленного мусковита (Шмакин, 1969).

Интенсивный гидролиз полевых шпатов наблюдается и во многих телах пегматоидных гранитов. Видимо, он происходил под действием автотасоматических по отношению к гранитам водных растворов, освобождавшихся при кристаллизации расплава. Мусковитизации подвержены и значительные объемы метаморфических пород, вмещающих пегматиты (Шмакин, Макрыгина, 1969).

Таким образом, высокая концентрация углекислоты в палингенном расплаве и высокое давление обусловили отделение значительных объемов воды, под

воздействием которой происходил гидролиз полевых шпатов с образованием мусковита и в пегматитах, и в гранитах, и в метаморфических породах. Именно этим объясняется постоянная приуроченность промышленных мусковитовых пегматитов к метаморфическим сериям высоких давлений (Макагон, Макрыгина, Петров, 1973).

Понижение температуры на этапе послемагматического замещения пегматитов — главная причина возрастания кислотности послемагматических растворов (Макагон, Шмакин, 1971б). Новое повышение щелочности, проявляющееся в значительно меньших масштабах, является, по-видимому, следствием снижения давления и отделения от растворов части летучих компонентов. С возрастанием кислотности послемагматических растворов активность кислорода в них понижается, об этом свидетельствует понижение степени окисленности железа в биотите из зон кварц-мусковитового замещения (Макагон, Ширяева, 1969), наличие пирротина в этих же зонах и графита — в кварцевых ядрах. Параллельное изменение рН и потенциала кислорода согласуется с представлениями Д. С. Коржинского (1963) о роли этих параметров в глубинных процессах.

Высокое давление в процессе формирования пегматоидных гранитов и мусковитовых пегматитов Мамского района обусловило их геохимическую специфику, выражающуюся в повышенных содержаниях Ва, Sr, и Pb, в то время как содержания большинства других элементов-примесей в них понижены (Шмакин, Макагон, 1972). Причины такого поведения редких элементов объяснены Б. М. Шмакиным (1971).

Изучение распределения редких элементов в минералах мусковитовых пегматитов показывает, что наблюдается магматическая дифференциация расплавов в процессе формирования пегматоидных гранитов и пегматитов. Зональность пегматитовых полей, отчетливо фиксируемая в пегматитовых поясах Индии (Шмакин, 1970), проявляется и в условиях Мамского района.

Дифференциация магмы происходила в пределах всего поля распространения пегматоидных гранитов и мусковитовых пегматитов. В результате этого процес-

Содержание элементов-примесей (г/т) в калишпатах из графических зон пегматитовых жил, залегающих на различном расстоянии от пегматоидных гранитов (Согдиондонское месторождение)

Номер жилы	Расстояние до пегматоидных гранитов, км	Количество проб	Rb	Cs	Tl	Ba	Sr	Ba:Rb
Без номера	Около пегматоидных гранитов	2	197	2	1,2	12 800	590	65,0
15	3—4	6	415	6	1,7	4800	500	11,6
117	8—10	6	495	20	3,2	2200	280	4,4

са содержания редких элементов в минералах пегматитов закономерно изменяются в зависимости от расстояния между пегматитовыми жилами и материнскими массивами пегматоидных гранитов (табл. 52).

Распределение редких элементов в минералах пегматитов строго закономерно. Пегматитовая жила без номера сложена графическим пегматитом. Она расположена вблизи массива пегматоидных гранитов (верховье р. Согдиондон). Для минералов этой жилы свойственны высокие содержания Ba и Sr и низкие — Rb, Cs, Tl. Жила 15 (г. Высокий) удалена от пегматоидных гранитов на расстояние 3—4 км. Содержания Ba и Sr в микроклине из этой жилы значительно ниже, а Rb, Cs, Tl — несколько выше, чем в рассмотренной ранее пегматитовой жиле. Жила 117 (г. Новый) находится на северо-западном фланге пегматитового поля и характеризуется наиболее высокими содержаниями в минералах Rb, Cs, Tl, и самыми низкими концентрациями Ba и Sr. Отношение Ba:Rb резко понижается от первой жилы к третьей, что свидетельствует о дифференциации магматического материала в процессе формирования пегматитового поля. Аналогичные данные имеются и для других месторождений Мамского района.

Следовательно, можно говорить не только о минеральной и структурной зональности пегматитового поля (Завалишин, Чесноков, 1971), но и о геохимической зональности, обусловленной различиями в вели-

чинах температуры и давления на разных расстояниях от зоны распространения магматических пегматоидных гранитов.

Геохимические данные подтверждают тезис о том, что мусковитовые пегматиты генетически связаны с интрузиями пегматоидных гранитов и формировались в метаморфической толще из расплавов, отщепляющихся в процессе дифференциации магмы при ее внедрении из очагов палингенеза.

Мамский район — один из наиболее ярких примеров зон регионального метаморфизма высоких давлений. Рассмотренные выше черты минерального состава, петрохимии, геохимии и процессов образования изученных нами пегматоидных гранитов и пегматитов можно считать типичными для таких зон. Пегматоидные граниты и пегматиты в них — метаморфогенные образования; процессы метаморфической дифференциации, метасоматической гранитизации, палингенеза и последующей дифференциации магматического материала, а также послемагматического изменения представляют собой единый ряд преобразований, связанный с изменением температуры. Особенности этих процессов обусловлены характером метаморфизма, важнейшим фактором которого являлось высокое давление.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Пегматоидные граниты и пегматиты Мамской слюдоносной провинции залегают среди ритмически переслаивающихся первично-осадочных пород, метаморфизованных в условиях дистен-альмандиновой субфации амфиболитовой фации дистен-силлиманитового типа метаморфизма. В метаморфических породах широко развиты процессы метаморфической дифференциации и ультраметаморфизма.

Пегматиты исследованного района — гетерогенные образования. Среди них выделяются следующие генетические типы: 1) метаморфический, 2) магматический, 3) гидротермальный (послемагматический). В пегматитах первых двух типов широко развит процесс послемагматического замещения, в котором выделяются 1) ранняя щелочная стадия, выразившаяся в микроклинизации пегматитов, 2) стадия возрастания кислотности (кварц-мусковитовое замещение до максимума, соответствующего кварцевому замещению) и 3) поздняя щелочная стадия — стадия альбитизации, слабо проявленная в слюдоносных пегматитах.

Изученные автором пегматоидные граниты широко распространены в слюдоносном районе. Среди них выделены граниты 1) метаморфического и 2) магматического происхождения. Метаморфические граниты характеризуются обычно согласным залеганием в метаморфических породах и наследованием минерального состава последних. Они образуются в процессе метаморфической дифференциации гнейсов и сланцев в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и кремний-натриевого метасоматоза. Иногда в этих гранитах проявлен калиевый метасоматоз.

Магматические пегматоидные граниты имеют секущие контакты как с метаморфическими породами, так и с гранитами метаморфического происхождения. Они образовались из расплава палингенного происхождения. В этих гранитах широко проявлен процесс послемагматического замещения, в ранней стадии которого происходит микроклинизация гранитов, в более поздней — их кварц-мусковитовое замещение.

Минеральный состав пегматоидных гранитов прост. Метаморфические граниты состоят из плагиоклаза № 18—35, кварца, биотита и иногда мусковита. При проявлении калиевого метасоматоза в этих гранитах наблюдается ортоклаз. Магматические пегматоидные граниты содержат калиевый полевой шпат (ортоклаз или микроклин), плагиоклаз № 18—30, кварц, биотит и иногда мусковит. Среди магматических гранитов выделены в зависимости от присутствия моноклинного или триклинного калиевого полевого шпата ортоклазовые и микроклиновые разновидности. Акцессорные минералы пегматоидных гранитов: гранат, апатит, циркон, турмалин, монацит, сфен, ортит.

Петрохимическое изучение пегматоидных гранитов показывает, что метаморфические граниты по составу соответствуют кварц-плагиоклазовой эвтектике, магматические граниты располагаются на диаграмме альбит — ортоклаз — кварц вблизи тройного минимума.

Физико-химические условия формирования пегматоидных гранитов метаморфического происхождения определяются метаморфизмом осадочных пород. Температура, определенная по гранат-биотитовому геотермометру, составляет 500—650°. Эти цифры совпадают с данными, полученными по содержанию скандия в биотите и по тройной системе  $Al_2SiO_5$ , и соответствуют температуре амфиболитовой фации метаморфизма. Давление, при котором формировались метаморфические граниты, составляло 5—7 кбар.

Пегматоидные граниты магматического происхождения характеризуются более высокими температурами образования. По данным гранат-биотитового геотермометра, последние составляют 650—700°. Близкие к этому значению температуры получены по двуполевошпатовому геотермометру с использованием диаграммы Х. Йодера, Стюарта и Смита. На высокую

температуру формирования магматических пегматоидных гранитов указывают также широкое распространение в них моноклинной модификации калишпата — ортоклаза и значительные содержания в последнем бария.

Наиболее низкие температуры получены по данным изучения жидких включений в минералах пегматитов и по двуполевошпатовому геотермометру с использованием диаграммы И. Д. Рябчикова. Эти геотермометры являются «минимальными».

Определенное по жидким включениям углекислоты давление в процессе формирования магматических пегматоидных гранитов составляет 6—8 кбар.

Пегматоидные граниты Мамского района, образовавшиеся при высоких давлениях в зоне метаморфизма дистен-силлиманитового типа, характеризуются повышенными содержаниями Ва и Sr, в то время как содержания Li, Rb, Cs, Be, Tl, Zn, р. з. э., Y и F в них понижены. Наблюдается резкое различие между гранитами метаморфического и магматического происхождения (Макагон, 1970б).

Процесс метаморфической дифференциации и кремний-натриевого метасоматоза сопровождается значительным понижением содержания редких щелочей, бария, таллия, цинка, р. з. э. и иттрия и увеличением количества стронция, бериллия и свинца в образующихся пегматоидных гранитах.

Среди магматических пегматоидных гранитов нами выделены группы ортоклазовых и микроклиновых гранитов. Изучение изменения содержаний редких элементов и индикаторных отношений от ортоклазовых гранитов к микроклиновым свидетельствует о проявлении процесса магматической дифференциации в формировании этих пород. Сделанный нами вывод подтверждается поведением редких элементов, концентрирующихся в калиевых минералах — слюдах и калишпатах (Li, Rb, Ba, Sr, Pr, Tl), в плагиоклазе (Be, Sr) и в аксессуарных минералах (р. з. э. и Y).

Поведение редких элементов в процессе послемагматического замещения определяется условиями щелочности-кислотности среды минералообразования, а также кристаллохимическими и геохимическими особенностями этих элементов.

Сравнение содержаний редких элементов и их индикаторных отношений в пегматоидных гранитах и мелкозернистых пегматитах из зональных слюдоносных жил показывает, что последние близки к микроклиновым пегматоидным гранитам и являются продуктами магматической дифференциации расплава, из которого сформировались пегматоидные граниты магматического происхождения.

Исследование геохимических данных, полученных по гнейсо-гранитам мамско-оронского интрузивного комплекса и пегматоидным гранитам Мамского района, противоречит представлению о пегматоидных гранитах как второй фазе мамско-оронского комплекса. Генетическая связь пегматоидных гранитов с гнейсогранитами указанного комплекса отсутствует.

Хотя поставленные перед автором задачи имеют теоретический характер, необходимо отметить, что некоторые факты и выводы, полученные в настоящей работе, могут быть использованы непосредственно в практике геологосъемочных и поисково-разведочных работ в Мамском районе.

Из сказанного следует, что магматические пегматоидные граниты — самостоятельная интрузия. Согласно данным по распределению редких элементов в магматических гранитах, эволюция магматического материала происходила в процессе их становления.

В связи с этим при поисково-съемочных работах основное внимание должно быть обращено на тектоническое строение пегматитового поля и его особенности, контролирующее распределение пегматитового вещества в метаморфической толще, пути передвижения магмы и послемагматических растворов.

Единство процессов послемагматического замещения в слюдоносных промышленных жилах пегматитов и пегматоидных гранитах, установленное при изучении последних, позволяет использовать закономерности изменения концентраций редких элементов в замещенных на послемагматическом этапе пегматоидных гранитах для характеристики процессов послемагматического замещения в жилах пегматитов с промышленным ослюдением. Это особенно важно при оценке слюдоносности пегматитовых жил при поисково-разведочном бурении, когда пегматит в керне

может оказаться без кристаллов мусковита. Для решения этой задачи может быть использован полученный автором фактический материал по структурным, химическим и геохимическим особенностям минералов пегматитов (триклинность калишпатов, концентрация в них бария и других редких элементов, содержание Mn и Mg в гранатах, изменение общей железистости биотита и т. д.).

Для поисково-разведочного бурения важны наши данные о резком геохимическом различии между мелкозернистыми пегматитами промышленных тел и ортоклазовыми пегматоидными гранитами, широко распространенными в районе. Мелкозернистые пегматиты промышленных тел характеризуются гораздо более высокими содержаниями Rb, Cs, Be, Pb, лантаноидов и Y (лантаноиды и Y — по данным В. А. Макрыгиной и Б. М. Шмакина, 1968), но значительно меньшими концентрациями бария и стронция и отношениями  $K : Rb$ ,  $Ba : K$ ,  $Ba : Rb$ ,  $Ba : Sr$  и  $K : Pb$ , чем ортоклазовые пегматоидные граниты.

Большое значение для познания процесса формирования промышленного ослюденения имеют данные о высоком содержании углекислоты в жидких включениях минералов слюдоносных пегматитов. Они, во-первых, указывают на высокую концентрацию этого летучего компонента в растворах, под воздействием которых формируются пегматиты с промышленным ослюденением, во-вторых, находятся в соответствии с эмпирическими выводами о приуроченности промышленных пегматитовых жил к тем пачкам гнейсов и сланцев, которые содержат прослой карбонатных пород. Видимо, высокая концентрация углекислоты в растворах, под действием которых происходило образование промышленного мусковита, — один из важных факторов этого процесса. В связи с этим роль углекислоты в процессе слюдообразования необходимо проверить при искусственном выращивании этого минерала.

## ЛИТЕРАТУРА

- Архангельская В. В. Особенности условий образования и состава пегматитоносных гранитоидов СССР.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 22. М., «Недра», 1964, с. 11—59.
- Афоница Г. Г., Макагон В. М., Серебренников А. И., Шмакин Б. М. Рентгеноструктурное изучение барийсодержащих калиевых полевых шпатов.— В кн.: Материалы V Междувед. совещ. по рентгенографии минерального сырья. Киев, 1972, с. 75—76.
- Афоница Г. Г., Шмакин Б. М. О тормозящем влиянии ионов бария на процессы упорядочения калиевого полевого шпата.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 195, № 4, с. 929—931.
- Базаров Л. Ш. Геологические и физико-химические условия формирования кварц-флюоритоносных пегматитов. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1965. 29 с.
- Базаров Л. Ш. Установка для замораживания включений в минералах.— В кн.: Материалы по генетич. и эксперимент. минералогии. Т. 4. Новосибирск, «Наука», 1966, с. 231—235.
- Базаров Л. Ш., Моторина И. В. Физико-химические условия формирования редкометалльных натро-литиевых пегматитов.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 1, с. 194—198.
- Бакуменко И. Т. Петрологические аспекты изучения включений расплавов в минералах.— В кн.: Петрология. М., «Наука», 1972, с. 128—135.
- Бакуменко И. Т. Закономерные кварц-полевошпатовые срастания в пегматитах и их генезис. М., «Наука», 1966. 172 с.
- Бакуменко И. Т., Коляго С. С., Соболев В. С. Проблема интерпретации термометрических исследований стекловатых включений в минералах и первые результаты проверки на искусственных включениях.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 5, с. 1127—1130.
- Барсанов Г. П., Гурьева Э. Я. О различии природного кварца, претерпевшего  $\alpha$ — $\beta$ -превращения.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 153, № 4, с. 909—912.
- Барт Т. Ф. Изменение палеотемператур гранитных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962. 20 с.
- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960. 330 с.

- Беус А. А. Бериллий.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. М., «Наука», 1964, с. 94—132.
- Беус А. А., Фабрикова Е. А. Распределение цезия в гранитах СССР.— «Геохимия», 1961, № 10, с. 875—880.
- Борисенко Л. Ф. Скандий.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. М., «Наука», 1964, с. 162—192.
- Бушев А. Г. Связь мусковитовых пегматитов с гранитоидами.— В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. М., «Наука», 1975.
- Бушев А. Г. Гранитоиды Мамско-оронского комплекса и связь их с пегматитами.— В кн.: Слюдяные пегматиты. М., «Недра», 1974, с. 7—15.
- Ведеполь К. Х. Геохимический обзор распределения цинка.— В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965, с. 204—210.
- Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Лобач-Жученко С. Б., Мануйлова М. М. Геология северо-восточной части Северо-Байкальского нагорья.— В кн.: Труды лаборатории геологии докембрия. Вып. 7. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1957, с. 120—230.
- Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М.—Л., Изд-во, АН СССР, 1963. 227 с.
- Великославинский Д. А., Соколов Ю. М. О связи генезиса и минерализации пегматитов Мамского района с региональным метаморфизмом.— ЗВМО», вторая серия, 1960, ч. 89, с. 208—213.
- Вендланд К. Н. Микроскопическое исследование пегматитов Мамского района. М., 1932. 34 с. (Труды ВГРО, вып. 21).
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.
- Вовк П. К., Возняк Д. К. Сложные включения  $CO_2$  в кристаллах альбита.— «Геология и геохимия горючих ископаемых», 1967, вып. 9, с. 82—87.
- Воскресенская Н. Т. К геохимии таллия и рубидия в изверженных породах.— «Геохимия», 1959, № 6, с. 495—504.
- Геологические факторы контроля слюдоносных пегматитов. М., «Недра», 1971. 336 с.
- Гинзбург А. И. О влиянии внешнего давления на ход пегматитового процесса.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 22. М., 1964. 133 с.
- Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов.— «Геология рудных месторождений», 1960, № 1, с. 45—54.
- Гольдсмит Ю. Р., Лавес Ф. Соотношения устойчивости микроклина и санидина.— В кн.: Полевые шпаты. Т. 2. М., ИЛ, 1956, с. 204—230.
- Гуров Е. П., Марченко Е. Я. К изучению палеотемператур образования гранитоидов Коростеньского плутона.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 1, с. 83—87.
- Давиденко И. В. К практике измерения палеотемператур гранитоидов по методу Т. Барта.— «Геохимия», 1966, № 5, с. 546—555.

- Дагелайский В. Б., Крылова М. Д. Скандий в биотите как геотермометр.— «Геохимия», 1973, № 1, с. 67—73.
- Дворкин-Самарский В. А. О закономерностях изменения угла  $2V$  полевых шпатов пегматитов. Улан-Удэ, 1961. 72 с.
- Дмитриев Л. В., Котина Р. П., Моисеева Р. П. Особенности изменения состава биотита и условия его стабильности в гранитоидах разного петрохимического типа на примере Каибского массива (Ц. Казахстан).— «Геохимия», 1962, № 3, с. 220—235.
- Долгов Ю. А. Включения сетчатых кварцев в пегматитах Волыни и данные термозвукового анализа.— «Труды ВНИИП», 1957, т. 1, вып. 2, с. 145—149.
- Долгов Ю. А. Термодинамические особенности генезиса камерных пегматитов.— В кн.: Материалы по генетич. и эксперим. минералогии. Т. 1. Новосибирск, «Наука», 1963, с. 113—165.
- Долгов Ю. А. Вопросы генезиса пегматитов по материалам изучения флюидов в минералах.— В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М., «Недра», 1965, с. 207—214.
- Долгов Ю. А. Давления и температуры в процессе формирования камерных пегматитов.— «Докл. АН СССР», 1967, с. 1171—1174.
- Долгов Ю. А. Термодинамические особенности формирования гранитных камерных пегматитов. Автореф. докт. дис. М., 1968. 64 с.
- Долгов Ю. А., Макагон В. М., Соболев В. С. Жидкие включения в дистене метаморфических пород и пегматитов Мамского района.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 2, с. 444—447.
- Другов Г. И., Карпов И. К. О зональном характере проявления кварц-мусковитового замещения в центральной части мамского пегматитового поля.— В кн.: Материалы конф. молодых науч. сотрудников ВСФ СО АН СССР. Иркутск, 1965, с. 12—14.
- Дудыкина А. С. К геохимии скандия.— «Труды ИГЕМ», М., Изд-во АН СССР, 1960, вып. 46, с. 3—54.
- Дэна Дж., Дэна Э. С., Фрондель К. Система минералогии. Т. III. Минералы кремнезема. М., «Мир», 1966. 460 с.
- Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьков. ун-та, 1950. 460 с.
- Ермаков Н. П. Термометрия глубинных процессов рудообразования.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965, с. 7—23.
- Завалишин М. А., Львова Н. А. Стратиграфия и геологическое строение северо-восточной части Мамского района. 1954. 72 с. (Труды Гипронисслуда, вып. 1 (13)).
- Завалишин М. А., Чесноков В. Н. Некоторые особенности формирования и размещения пегматитовых жил в Мамском районе.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Вост. Сибири. Вып. VI. Иркутск, 1960, с. 64—78.
- Завалишин М. А., Чесноков В. Н. Минеральная зональность Мамского пегматитового поля и ее природа.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сиб. платформы. М., «Недра», 1971, с. 13—18.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.

- Залуцкий В. В., Александров А. Л., Сезько А. И. О распределении калия, натрия, рубидия и лития в гранитоидах и сленитах Байкало-Патомского нагорья.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1966, с. 124—128.
- Злобин Б. И., Лебедев В. И. Геохимические связи Li, Na, K, Rb и Tl в щелочной магме и их некоторое петрогенетическое значение.— «Геохимия», 1960, № 2, с. 87—103.
- Зорин Б. И., Карский Б. Е., Фортунатов С. П. Исследования структурных разновидностей Мамских слюдоносных пегматитов методом декрепитации.— «Известия вузов. Геология и разведка», 1974, № 3, с. 43—51.
- Иванов В. В. Таллий.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. М., «Наука», 1964, с. 497—530.
- Ивенсен Ю. П. Структурно-парагенетические различия пегматитов Мамского района и некоторые вопросы генезиса гранитных пегматитов.— «Труды ЯФ АН СССР. Сер. геол.», 1955, сб. II, с. 37—62.
- Ингерсон Э. Методы и проблемы геологической термометрии.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., ИЛ, 1958, с. 309—374.
- Иодер Х. С., Стюарт Д. Б., Смит Дж. Р. Тройные полевые шпаты.— В кн.: 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 кислотного состава при их движении к поверхности Земли. Автореф. докт. дис. 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.
- Карпов И. К. Физико-химические условия минеральных равновесий в пегматитах Мамского поля. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1965. 21 с.
- Карпов И. К. Термодинамический расчет  $P$ — $T$ -диаграммы полиморфных модификаций  $Al_2SiO_5$  и муллита.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 174, № 2, с. 436—438.
- Карский Б. Е., Зорин Б. И. Газово-жидкие включения в мусковите из пегматитов Мамского района.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. II. М., «Наука», 1968, с. 246—247.
- Каширин К. Ф., Макагон В. М., Шмакин Б. М. Геохимические особенности гранитоидов Мамско-Витимской слюдоносной провинции.— Тез. докл. Первого Сибирского петрограф. совещ. М., «Недра», 1966. 45 с.
- Коваленко В. И., Знаменская А. С., Афонин В. П., Павлинский Г. В., Маков В. М. Поведение редкоземельных элементов и иттрия в метасоматически измененных щелочных гранитах Огнитского комплекса (Вост. Саян).— «Геохимия», 1966, № 5, с. 525—537.
- Клевцов П. В., Леммлейн Г. Г. Определение условий образования кварца с Ю. Урала по жидким включениям  $CO_2$  и водного

- раствора солей.— «ЗВМО», вторая серия, 1958, ч. 87, вып. 2, с. 159—165.
- Коржинский Д. С.** Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири.— В кн.: Слюды СССР. Л.—М., ОНТИ — НКТП СССР, 1937, с. 93—144.
- Коржинский Д. С.** Зависимость активности компонентов от кислотности растворов и последовательность реакций при послемагматических процессах.— «Геохимия», 1956, № 7, с. 3—10.
- Коржинский Д. С.** Гипотеза опережающей волны кислотности в постмагматических процессах. Проблемы постмагматического рудообразования (докл. конф.). Т. 1. Прага, 1963, с. 429—433.
- Костылева Е. Е., Лабунцов В. А.** Изучение растрескивания кварца и универсальный усилитель-регистратор растрескивания.— «Труды ВНИИП», 1958, т. II, вып. 2, с. 19—31.
- Крылов И. Н.** Процессы гранитообразования в архее Юго-Западного Прибайкалья.— В кн.: Магматич. и метаморфич. образования Сибири. М., «Недра», 1966, с. 89—90.
- Крылова М. Д., Васильева С. Н.** О температурах формирования жильного материала мигматитов докембрия.— В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М.—Л., «Наука», 1966, с. 156—168.
- Куфтырева В. А., Опочанская Л. Д., Петров Л. Л.** Распределение бериллия в контактовых ореолах мусковитовых пегматитов.— «Геохимия», 1966, № 4, с. 473—479.
- Лебедев В. И.** Магматический процесс кристаллизации в свете кристаллохимии и геоэнергетики.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 11, с. 87—97.
- Леонова Л. Л., Балашов Ю. А.** Распределение урана, тория и редкоземельных элементов в гранитоидах Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань).— «Геохимия», 1963, № 11, с. 1008—1015.
- Лобач-Жученко С. Б.** О регрессивном метаморфизме пород кварцито-гнейсовой свиты мамской серии.— «Труды Лаб. геол. докембрия», М.—Л., 1957, вып. 7, с. 246—267.
- Лобач-Жученко С. Б., Крылов И. Н.** Об использовании минералов для термометрии пород докембрия.— «Геохимия», 1966, № 2, с. 230—235.
- Лопатин Б. Г., Герасимов В. Н.** О структурно-оптических типах калиевых полевых шпатов из гранитоидов Анабарского щита.— «ЗВМО», 1968, ч. 97, вып. 1, с. 99—104.
- Лутц Б. Г.** К вопросу о термометрировании и барометрировании геологических процессов по сосуществующим парам минералов.— В кн.: Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М., «Наука», 1967, с. 190—199.
- Макагон В. М.** Жидкие включения в минералах слюдосных пегматитов Мамского района.— В кн.: Тез. III Всесоюз. совещ. по минералог. термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М., 1968, с. 135—136.
- Макагон В. М.** Особенности распределения редких элементов в гранитовидных пегматитах Мамского района.— В кн.: Ежегодник-1969 Ин-та геохимии. Иркутск, 1970а, с. 101—104.
- Макагон В. М.** Геолого-геохимические особенности метаморфиче-

ских и магматических гранитовидных пегматитов Мамского слюдоносного района.— В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1970б, с. 31—32.

- Макагон В. М.** О температурах образования и послемагматического изменения слюдоносных пегматитов Мамского района (по данным различных геотермометров).— В кн.: Геохимия пегматитов Вост. Сибири. М., «Наука», 1971, с. 48—71.
- Макагон В. М., Костюкова Е. С.** Распределение бария и стронция в гранитовидных пегматитах Мамского слюдоносного района.— В кн.: Барий и стронций в эндогенных процессах. М., «Наука», 1973, с. 130—141.
- Макагон В. М., Макрыгина В. А.** Жидкие включения в минералах метаморфических пород и метаморфогенных жил.— В кн.: Тез. докл. IV Регионального совещ. по термобарогеохимии процессов минералообразования. Изд-во Ростов. ун-та, 1973, с. 237—239.
- Макагон В. М., Макрыгина В. А., Петров Б. В.** Режим летучих при метаморфизме — главная причина образования мусковитовых пегматитов.— В кн.: Геология и генезис мусковитовых пегматитов. Тез. докл. Всесоюз. теоретич. конф. Л., 1973, с. 97—98.
- Макагон В. М., Серебренников А. И., Афонина Г. Г.** Связь термолюминесценции барийсодержащих калиевых полевых шпатов с их составом и структурой.— В кн.: Ежегодник-1971 Ин-та геохимии. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 134—138.
- Макагон В. М., Ширяева В. А.** О содержаниях железа, фтора и лития в биотитах из мусковитовых пегматитов Мамского района.— «Геология и геофизика», 1969, № 9, с. 55—60.
- Макагон В. М., Шамакин Б. М.** Распределение редких щелочей в биотитах мамских слюдоносных пегматитов.— «Геохимия», 1964, № 4, с. 332—339.
- Макагон В. М., Шамакин Б. М.** Физико-химические параметры процессов образования и изменения мусковитовых пегматитов Мамского района.— В кн.: Ежегодник-1968 Ин-та геохимии. Иркутск, 1969, с. 142—146.
- Макагон В. М., Шамакин Б. М.** Триклинность калиевых полевых шпатов из мусковитовых пегматитов и содержание в них бария.— «ЗВМО», 1970, ч. 99, № 4, с. 442—449.
- Макагон В. М., Шамакин Б. М.** Эволюция температуры, давления и химизма среды в процессах формирования мусковитовых пегматитов.— В кн.: Ежегодник-1970 Ин-та геохимии. Иркутск, 1971а, с. 142—147.
- Макагон В. М., Шамакин Б. М.** Физико-химические условия процессов формирования мусковитовых пегматитов.— Тез. докл. I Междунар. геохим. конгр. М., 1971б, с. 676—677.
- Макагон В. М., Шамакин Б. М., Каширин К. Ф.** Особенности геохимии гранитовидных пегматитов и гнейсо-гранитов Мамского района.— «Геология и геофизика», 1969, № 2, с. 34—41.
- Макрыгина В. А.** Контактные ореолы мусковитовых пегматитов Мамского района. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1966. 22 с.
- Макрыгина В. А., Шамакин Б. М.** Применение геохимических методов при поисках скрытых месторождений мусковита.— В кн.:

- Проблемы геохимии и космологии. М., «Наука», 1968, с. 199—203.
- Марков П. Н.** Слюдоносные месторождения Мамского пегматитового поля.— В кн.: Слюды СССР. М.—Л., ОНТИ, 1937, с. 199—204.
- Марфуни А. С.** Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., Изд-во АН СССР, 1962. 275 с.
- Менерт К.** Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971. 327 с.
- Могаровский В. В., Мельниченко А. К.** Геохимия стронция в верхнепалеозойских гранитоидах Южного Гиссара (Таджикистан).— «Геохимия», 1967, № 9, с. 1090—1098.
- Мораховский В. Н.** Вещественный состав и внутреннее строение гранит-пегматитовых тел Мамско-Чуйской слюдоносной провинции.— «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1964, т. XLVII, вып. 2, с. 71—81.
- Мораховский В. Н.** Слюдоносные гранит-пегматиты Мамско-Чуйского района. Автореф. канд. дис. Л., 1966. 22 с.
- Наумов В. Б., Балицкий В. С., Хегчиков Л. Н.** О соотношении температур образования, гомогенизации и декрепитации газовой-жидких включений.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 171, № 1, с. 183—185.
- Неелов А. Н.** Стратиграфия, структура и метаморфизм докембрия среднего течения рр. Мамы и Большой Чуи.— «Труды Лаб. геол. докембрия», 1957, вып. 7, с. 268—308.
- Никаноров А. С.** Слюдоносные пегматиты зоны обильных инъекций Чуйского района.— В кн.: Материалы ВСЕГЕИ. Новая сер. Вып. 29. Л., 1960, с. 83—99.
- Никаноров А. С., Михайлов И. И.** О температурах образования крупнокристаллического мусковита в слюдоносных пегматитах.— «ЗВМО», 1964а, ч. 93, вып. 3, с. 273—280.
- Никаноров А. С., Михайлов И. И.** Температуры образования пегматитных структур в слюдоносных и керамических пегматитах.— «Геохимия», 1964б, № 11, с. 1146—1151.
- Никаноров А. С., Михайлов И. И.** О температурах образования мусковита.— «ЗВМО», 1967, ч. 96, вып. 2, с. 162—169.
- Никитин В. Д.** К теории генезиса пегматитов.— «Зап. Ленингр. горн. ин-та», Л., 1955, т. XXX, вып. 2, с. 44—117.
- Никитин В. Д.** Генезис слюдоносных зон в телах гиганто-мigmatитов.— В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М., «Недра», 1965, с. 110—120.
- Обручев В. А.** О метаморфизме горных пород Олекмо-Витимской горной страны и его причинах.— «Геол. вестн.», 1917, т. III, № 1—6, с. 58—73.
- Одикадзе Г. Л.** О содержании Li, Rb, Cs и Tl в некоторых интрузивных породах и минералах Шрошинского пегматитового поля.— «Труды Кавказск. ин-та мин. сырья», 1960, вып. 2, с. 69—78.
- Перчук Л. Л.** Биотит-гранатовый геотермометр.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 2, с. 411—414.
- Петровская Н. В.** Гиганто-мigmatитовый тип пегматитов Мамско-Витимского слюдоносного района. Свердловск — Москва, ОНТИ — НКТП СССР, 1937. 72 с.

- Петровская Н. В.** Пегматиты Мамско-Витимского слюдоносного района.— В кн.: Пегматиты СССР. Т. 3. 1941, с. 83—190.
- Попов А. А.** Составы мусковитов и парагонитов, синтезированных при температурах 350—500°.— «Геохимия», 1968, № 2, с. 131—144.
- Преображенский П. И.** Маршруты в юго-западной части Северо-Байкальского нагорья.— В кн.: Геол. исслед. золотоносных областей Сибири. Ленский район, вып. 9, 1913, с. 99—123.
- Родионов Г. Г.** Типы слюдоносных пегматитовых тел и их промышленная оценка. М., Госгеолтехиздат, 1959, 84 с.
- Родионов Г. Г.** О типах пегматитов и некоторых особенностях пегматитообразования.— В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М., «Недра», 1965, с. 222—235.
- Родионов Г. Г., Давиденко И. В.** Некоторые геохимические особенности процессов образования пегматитов разных формаций.— В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 22. М., «Недра», 1964, с. 115—128.
- Родионов Г. Г., Калугин Е. Н., Баландина Л. И., Петрова Н. С.** О природе и соотношениях графических и блоковых пегматитов.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 8, с. 28—37.
- Рябчиков И. Д.** Новая диаграмма для двуполевошпатового геологического термометра, построенная при помощи термодинамической обработки экспериментальных данных.— «Докл АН СССР», 1965а, т. 165, № 3, с. 672—675.
- Рябчиков И. Д.** Усовершенствование полевошпатового геологического термометра.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965б, с. 49—60.
- Сафронова Г. П.** Геохимические критерии в изучении генезиса слюдоносных пегматитов Северной Карелии.— «Геохимия», 1966, № 11, с. 1340—1348.
- Седова И. С., Котов Н. В.** Структурное состояние калиевых полевых шпатов в гранитоидах различных генетических типов.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 8, с. 49—65.
- Семененко Н. П.** Геология и петрография Мамской кристаллической полосы. Киев, Изд-во АН УССР, 1948. 390 с.
- Семсенов Е. И.** Лантаноиды.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. М., «Наука», 1964, с. 210—283.
- Слепнев Ю. С., Солодов Н. А., Бойко Т. Ф.** Литий.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. М., «Наука», 1964, с. 19—50.
- Смирнов М. Ф.** Геологический очерк Мамско-Витимского слюдоносного района по материалам треста «Союзслюда» за 1934—1936 гг. М., ОНТИ, 1936. 136 с.
- Соболев В. С.** Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— «Минерал. сб. Львов. геол. о-ва», 1950, № 4, с. 3—19.
- Соболев В. С., Базарова Т. Ю.** О температуре кристаллизации дистена в пегматитах.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 153, № 4, с. 920—922.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В.** Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глу-

- бинным строением земной коры и верхней мантии.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967, с. 170—182.
- Соболев В. С., Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш., Бакуменко И. Т., Щербакова З. В.** Высокотемпературные включения в минералах пегматитов и гранитов.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 157, № 2, с. 349—352.
- Соколов Ю. М.** Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л., «Наука», 1970. 190 с.
- Соколов Ю. М.** К вопросу о перекристаллизации слюдоносных пегматитов Мамского района (Чуйское месторождение мусковита).— «Труды Лаб. геол. докембрия». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960, вып. 9, с. 298—305.
- Солодов Н. А., Слепнев Ю. С., Бойко Т. Ф.** Цезий.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. М., «Наука», 1964, с. 74—93.
- Сучков П. Н.** К вопросу о слюдоносности мамских пегматитовых полей.— В кн.: Минеральное сырье, вып. 2. М., «Недра», 1961, с. 47—67.
- Сучков П. Н., Давиденко И. В., Калугин Е. Н.** К вопросу о составе гранит-пегматитов р. Мамы.— «Сов. геология», 1968, № 11, с. 81—95.
- Таевский В. М., Яковлев В. А., Таевская З. К. и др.** О результатах работ Мамско-Витимской партии за 1953—1956 гг. Ежегодник по результатам МГ и ОН СССР за 1956 г., вып. 4. М., Госгеолтехиздат, 1958. 25 с.
- Таевский В. М., Таевская З. К.** Новые данные о стратиграфии Мамской кристаллической полосы.— «Материалы по геологии и полезные ископаемые Иркутской обл.», 1961, вып. 1 (XXVIII), с. 7—39.
- Таусон Л. В.** Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961. 231 с.
- Таусон Л. В.** Факторы геохимической истории редких элементов в гранитном магматическом процессе.— «Геохимия», 1967, № 11, с. 1310—1319.
- Таусон Л. В., Бузаев Н. Н.** Геохимия таллия в гранитоидах Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань).— «Геохимия», 1957, № 7, с. 600—605.
- Тейлор С. Р., Хейер К. С.** Петрологическое значение изменения содержания элементов-примесей в щелочных полевых шпатах.— В кн.: Труды XXI сессии МГК, вып. 2. Тектоника и петрография. М., Изд-во иностр. лит., 1963, с. 227—248.
- Тимофеев И. Н.** Особенности переработки вмещающих пород на ранних этапах пегматитового процесса.— В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 7. М., «Недра», 1960, с. 57—74.
- Турекьян К. К., Калп Дж.** Геохимия стронция.— В кн.: Геохимия редких элементов. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 69—156.
- Туровский С. Д., Усманов У. У., Николаева А. В.** Распределение редких земель в ряду последовательно кристаллизующихся минералов.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 178, № 5, с. 1179—1181.
- Ферсман А. Е.** Пегматиты. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1940, 712 с.
- Флаасс А. С.** Некоторые особенности структурного развития Мам-

ско-Бодайбинской серии.— «Геотектоника», 1971, № 6, с. 58—64.

- Чайников В. И.** Температуры образования мусковитов гранитных пегматитов.— В кн.: Геохимия и минералогия магматогенных образований. Владивосток, 1966, с. 64—66.
- Чесноков В. Н.** Принципы и методика подсчета геологических и прогнозных запасов мусковита. М., ОНТИ — ВИЭМС, 1968. 15 с.
- Чесноков В. Н.** Условия формирования мамских пегматитов.— В кн.: Геология и генезис мусковитовых пегматитов. Краткие тез. докл. Всесоюз. теоретич. конф. Л., 1973, с. 63—64.
- Шаров В. Н.** Геология и петрология гнейсо-мигматитов Северо-Байкальской мусковитовой провинции. Автореф. канд. дис. Иркутск. 19 с.
- Ширяева В. А.** О факторах распределения редкоземельных элементов в аксессуарных минералах мусковитовых пегматитов.— В кн.: Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1971, с. 102—111.
- Шмакин Б. М.** Волна кислотности послемагматических растворов в слюдоносных пегматитах.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 152, № 4, с. 979—982.
- Шмакин Б. М.** Геохимические особенности процессов формирования слюдоносных пегматитов Мамского района.— В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М., «Недра», 1965, с. 121—132.
- Шмакин Б. М.** О барневом ортоклазе из Южной Якутии и значение бария как элемента-индикатора.— «Известия вузов. Геология и разведка», 1967, № 12, с. 39—42.
- Шмакин Б. М.** Генетические связи мусковитовых пегматитов и процессов мусковитизации с материнскими гранитами.— В кн.: Материалы IV Всесоюз. петрограф. совещ. Баку, 1969.
- 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 Индии.— «Известия 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., Афонина Г. Г.** О методике рентгеновского определения триклинности калиевых полевых шпатов для решения вопросов генезиса горных пород.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 173, № 2, с. 417—420.
- Шмакин Б. М., Кириллов А. И., Рыбакова М. М.** К геохимии щелочных металлов в слюдоносных пегматитах.— В кн.: Геохимия рудных элементов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964, с. 85—98.
- Шмакин Б. М., Куфтырева В. А.** Стадийность метасоматических процессов в слюдоносных пегматитах и вмещающих их породах и критерии определения кислотности — щелочности послемагматических растворов.— В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М., «Наука», 1964, с. 173—181.

- Шмакин Б. М., Макрыгина В. А.** Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов. (Мамско-Витимская провинция). М., «Наука», 1969. 279 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.
- Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б.** Об особенностях химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций.—«Докл. АН СССР», т. 182, 1968, № 4, с. 918—921.
- Althaus E.** The triple point andalusite — sillimanite — kyanite: an experimental and petrologic study.—“Contribs. Miner. and Petrol.”, 1967, v. 16, N 1.
- Barth T.** The interrelation of the structural variants of the potash feldspars.—“Z. Kristallogr.”, 1959, v. 112, N 1, p. 263—274.
- Barth T. F. W.** The feldspar lattices as solvents of foreign ions.—“Cursillos y Conf. Investig. Lucas Mallada”, 1961, v. 8, p. 3—7.
- Engel A. E. J., Engel C. G.** Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1960, v. 71, N 1, p. 1—57.
- Eugster H. P., Yoder H. S.** The joint muscovite — paragonite.—“Carnegie Inst. of Washington”, 1955, Year Book 54.
- Frost M. J.** Metamorphic grade and iron-magnesium distribution between coexisting garnet-biotite and garnet-hornblende.—“Geol. Mag.”, 1962, v. 99, N 5, p. 427—438.
- Hall A.** The distribution of some major and trace elements in feldspars from Rosses and Ardara granite complexes, Donegal, Ireland.—“Geochim. et Cosmochim. Acta”, 1967, v. 31, N 5, p. 835—847.
- Heier K. S.** Petrology and geochemistry of high — grade, metamorphic and igneous rocks on Langou, northern Norway.—“Norg. Geol. Unders.”, 1960, v. 207.
- Hier K. S., Taylor S. R.** Distribution of Ca, Sr and Ba in Southern Norwegian pre-Cambrian alkali feldspars.—“Geochim. et Cosmochim. Acta”, 1959, v. 17, N 3—4, p. 286—304.
- Hietanen A.** On the facies in various types of metamorphism.—“J. Geol.”, 1967, v. 75, N 2, p. 187—214.
- Jahns R. H., Burnham C. W.** Experimental studies of pegmatite genesis.—Melting and crystallization of granite and pegmatite.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1958, v. 69, N 12, p. 1544—1545.
- Kretz R.** Analysis of equilibrium in garnet-biotite-sillimanite gneisses from Quebec.—“J. Petrol.”, 1964, v. 5, N 1, p. 1—20.
- Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F.** The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars.—“J. Geophys. Res.”, 1964, v. 69, N 4, p. 759—773.
- Marmo V.** On the occurrence of potash feldspars of inferior triclinicity within the precambrian rocks in Finland.—“Bull. Commis. Geol. de Finlande”, 1964, N 212, p. 51—78.
- Miyashiro A.** Evolution of metamorphic belts.—“J. Petrol.”, 1961, v. 2, N 3, p. 273—311.
- Oftedal I.** Remarks on the variable contents of Ba and Sr in micro-

- cline from a single pegmatite body.—“Norsk. geol. tidsskr.”, 1961, v. 41, N 2—4, p. 271—272.
- Orville P. M.** Alkali feldspar-alkali chloride hydrothermal ion exchange.—“Garnegie Inst. of Washington, 1960, Year Book 59, p. 104—108.
- Orville P. M.** Alkali ion exchange between vapour and feldspar phases.—“Amer. J. Sci.”, 1963, v. 261, N 3, p. 201—237.
- Platen H., Höller H.** Experimentelle Anatexis des Steiner Plattengneiss von der Koralpe, Steiermark, bei 2, 4, 7 und 10 kbar H<sub>2</sub>O — Druck.—“Neues Jahrb. für Miner. Abhandl.”, 1966, Bd 106, H. 1, S. 106—130.
- Roedder E.** Liquid CO<sub>2</sub> inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts.—“Amer. Miner.”, 1965, v. 50, N 10, p. 1746—1782.
- Sen S. K.** Some aspects of the distribution of barium, strontium, iron and titanium in plagioclase feldspars.—“J. Geol.”, 1960, v. 63, N 6, p. 638—665.
- Shaw D. M.** The geochemistry of tellurium.—“Geochim. et Cosmochim. Acta”, 1952, v. 2, N 2, p. 118—154.
- Smith F. G.** Composition of vine-forming fluids from inclusion data.—“Econ. Geology”, 1954, v. 49, N 2, p. 205—210.
- Steuhl H. H.** Die experimentelle Metamorphose uns Anatexis eines Parabiotitgneisses aus dem Schwarzwald.—“Chem. Erde”, 1962, Bd 21, H. 3—4, S. 413—419.
- Takenouchi S., Kennedy G. C.** The binary system H<sub>2</sub>O — CO<sub>2</sub> at high temperatures and pressures.—“Amer. J. Sci.”, 1964, v. 262, N 9, p. 1055—1074.
- Takenouchi S., Kennedy G. C.** The solubility of carbon dioxide in NaCl—solutions at high temperatures and pressures.—“Amer. J. Sci.”, 1965, v. 263, N 5, p. 445—454.
- Touret J.** Le facies granulite en Norvege Meridionale II. Les inclusions fluides.—“Lithos”, 1971, v. 4, N 4, p. 423—436.
- Turekian K. K., Kulp J. L.** The geochemistry of strontium.—“Geochim. et Cosmochim. Acta”, v. 10, N 3, 1956.
- Tuttle O. F., Bowen N. L.** Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> — KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> — SiO<sub>2</sub> — H<sub>2</sub>O.—“Geol. Soc. Amer. Mem.”, 1958, v. 74, p. 153.
- Wedepohl K. H.** Untersuchungen zur Geochimie des Bleis.—“Geochim. et Cosmochim. Acta”, 1956, v. 10, N 1—2, p. 69—148.
- Winkler H. G. F., Platen H.** Experimentelle Gesteinsmetamorphose.—“Geochim. et Cosmochim. Acta”, 1958, v. 15, N 1, p. 91—112.
- Winkler H. G. F.** Die Genese der metamorphen Gesteinen, Berlin, Springer, 1965.
- Wyart J., Sabatier G.** Mobilite des ions silicium et aluminium dans les cristaux de feldspath.—“Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr.”, 1958, t. 81, N 7—9, p. 223—226.
- Wyart J., Sabatier G.** Sur le probleme del equilibre des feldspaths alcalins et des plagioclases.—“C. r. Acad. Sci.”, 1962, t. 255, N 14, p. 1551—1556.
- Wyllie P. J., Tuttle O. F.** Effect of carbon dioxide on the melting of granite and feldspars.—“Amer. J. Sci.”, 1959, v. 257, N 9, p. 648—655.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Глава I. Геологическое строение района . . . . .	6
Глава II. Гнейсо-граниты мамско-оронского комплекса	21
Глава III. Пегматоидные граниты и пегматиты . . . . .	29
Пегматоидные граниты метаморфического происхождения . . . . .	32
Магматические пегматоидные граниты . . . . .	35
Генетические типы пегматитов . . . . .	39
Глава IV. Минералы пегматоидных гранитов и пегматитов . . . . .	50
Плагиоклаз . . . . .	—
Калиевые полевые шпаты . . . . .	52
Кварц . . . . .	61
Слюды . . . . .	—
Гранат . . . . .	67
Глава V. Петрохимия и геохимические особенности пегматоидных гранитов . . . . .	70
Петрохимия пегматоидных гранитов . . . . .	71
Геохимические особенности пегматоидных гранитов . . . . .	75
Редкие щелочные элементы . . . . .	—
Барий и стронций . . . . .	91
Бериллий . . . . .	103
Свинец . . . . .	108
Таллий . . . . .	115
Цинк . . . . .	122
Редкоземельные элементы (р. з. э.) и иттрий . . . . .	127
Особенности поведения редких элементов в процессах образования пегматоидных гранитов . . . . .	135

Глава VI. Физико-химические условия формирования пегматоидных гранитов и пегматитов . . .	143
Температура . . . . .	—
Термометрия по газовой-жидким включениям . . . . .	144
Геохимические методы измерения температур . . . . .	151
Фазовые переходы в минералах . . . . .	164
Тройная точка и фазовые переходы в системе $Al_2SiO_5$ . . . . .	166
Давление . . . . .	169
Особенности процессов формирования пегматоидных гранитов различных генетических типов . . . . .	176
Термодинамические условия процессов формирования мусковитовых пегматитов . . . . .	181
Заключение . . . . .	187
Литература . . . . .	192

*Владимир Митрофанович Макагон*

**ПЕГМАТОИДНЫЕ ГРАНИТЫ ЗОН  
РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА  
ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ**

Ответственный редактор  
*Борис Матвеевич Шмакин*

Редактор *С. А. Садко*  
Художественный редактор *Т. Ф. Каминина*  
Художник *М. М. Погребинский*  
Технический редактор *И. М. Бурлаченко*  
Корректоры *Л. Л. Тычкина, А. В. Ноллетова*

---

Сдано в набор 15 марта 1977 г. Подписано в печать 3 августа 1977 г.  
МН 01553. Формат 84×108<sup>1</sup>/<sub>32</sub>. Бумага машиномелованная, 6,5 печ. л., 10,9 усл.-  
печ. л., + 1 вкл., 10,6 уч.-изд. л. Тираж 950 экз. Заказ № 465. Цена 1 р. 10 к.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99,  
Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Стани-  
славского, 25.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117464, Москва В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга—почтой» Центральной конторы «Академкнига», 197110, Ленинград П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга—почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

### Адреса магазинов «Академкнига»:

- 480391 **Алма-Ата**, ул. Фурманова, 91/97;
- 370005 **Баку**, ул. Джапаридзе, 13;
- 320005 **Днепропетровск**, проспект Гагарина, 24;
- 734001 **Душанбе**, проспект Ленина, 95;
- 375009 **Ереван**, ул. Туманяна, 31;
- 664033 **Иркутск**, ул. Лермонтова, 303;
- 252030 **Киев**, ул. Ленина, 42;
- 277012 **Кишинев**, ул. Пушкина, 31;
- 443002 **Куйбышев**, проспект Ленина, 2;
- 192104 **Ленинград** Д-120, Литейный проспект, 57;
- 191164 **Ленинград**, Менделеевская линия, 1;
- 199004 **Ленинград**, 9 линия, 16;
- 103009 **Москва**, ул. Горького, 8;
- 117312 **Москва**, ул. Вавилова, 55/7;
- 630076 **Новосибирск**, Красный проспект, 51;
- 630090 **Новосибирск**, Академгородок, Морской проспект, 22;
- 620015 **Свердловск**, ул. Мамина-Сибиряка, 137;
- 700029 **Ташкент**, ул. Ленина, 73;
- 700100 **Ташкент**, ул. Шота Руставели, 43;
- 634050 **Томск**, наб. реки Ушайки, 18;
- 450075 **Уфа**, проспект Октября, 129;
- 720001 **Фрунзе**, бульвар Дзержинского, 42;
- 310003 **Харьков**, Уфимский пер., 4/6.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовит к выпуску следующие книги:

- Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений**
- Сутурин А. Н.** Геохимия гипербазитов Восточного Саяна
- Козлов В. Д., Свадковская Л. Н., Карпов И. К.** Слюды магматитов Забайкалья
- Трошин Ю. П.** Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья
- Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке**
- Афонина Г. Г., Макагон В. М., Шмакин Б. М.** Барий- и рубидийсодержащие калиевые полевые шпаты
- Китаев Н. А.** Геология и геохимия гидротермальных золоторудных месторождений Восточного Забайкалья
- Санин Б. П., Зорина Л. Д.** Геология и геохимия Кличкинского рудного узла и прогноз оруденения

*Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука»*

Цена 1 р. 10 к.

2278