

Введение

С осени, 3 октября 1975 года, начал работать в минералогической лаборатории. Руководитель лаборатории — Кумеев Сергей Сергеевич. Лаборатория находилась в то время на территории бывшей 4 школы по ул. Революционной (ныне И. Илишкина). Занимались мы рентгеновской съемкой полевых шпатов и определением параметров элементарных ячеек. Проводилась съемка глинистых пород и фазовый анализ более 30 наименований глинистых минералов. Штат у нас был 10–12 человек, которые занимались подготовкой проб к анализам: отбором проб под биноклем (микроскопом), подготовкой ориентированных и неориентированных глинистых фракций, разного вида расчетам (расчет параметров ячеек, определение фазового состава и т. д.). Много занимались статистическими выводами, строили разного вида графики, по которым в дальнейшем были выведены некоторые зависимости, например, такие как данные «Х» (связанные параметры) с данными параметров ячеек (границы и углы). Все вышеперечисленные результаты были использованы в докторской диссертации Кумеева С. С. и кандидатской диссертации автора этих строк [19].

В 80-е годы лаборатория переехала в подвал на ул. Губаревича. А в последнее время лаборатория находилась в третьем корпусе КГУ.

Аппаратура в то время у нас была УРС — 50, которая работала почти до конца 80-х годов прошлого века. Расчеты велись на ЭВМ старшего поколения («Минск», «Наири»).

За все время работы лаборатория занималась, как было сказано выше, анализами полевых шпатов. Это такие регионы России и бывшего союза, как Алтай, Саяны, Мурманский блок, Карелия, Прибалтика, Казахстан. Занимались также крупными геологическими массивами, например, Украинский массив, вся территория Кавказа, Кузнецкий Алатау, Енисейский кряж, Прибайкалье, Приморье, Курило-Камчатский пояс, Альпы и т. д. Работали по территории Германии, Венгрии, Чехословакии, Болгарии, Испании, Португалии, Италии, Франции, Китая, Кореи, Вьетнама, Индии и т. д. Минералогическая лаборатория одной из первых получила анализы проб полевых шпатов с Луны, Кольской сверхглубокой скважины (КСГ-3, образцы Минца М. В., Винаградовой Н. П.), Антарктиды, Австралии. По данным только Кольской сверхглубокой скважины результаты наших опытов были использованы при написании всесоюзного отчета по КСГ-3, написания разного вида диссертаций (Виноградова Н. П. — кандидатская диссертация (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), Котов А. Б. — докторская диссертация (ИГГД, Санкт-Петербург), использовались данные при написании статей, на разного уровня конференциях, совещаниях и т. д. Сам метод «связанных параметров», понятие энтропии упорядоченности, распределения Ор-составляющих (содержания) полевых шпатов, методика их определения также использовались при написании разного типа работ (Наумов М. В. — кандидатская диссертация, ВСЕГЕ, Санкт-Петербург, 1993 — импактные породы) и отчетов, как геологических

организаций, так и институтов, занимающихся вопросами типоморфизма, гранитизации и т. д.). Кроме практических вопросов по полевым шпатам, лаборатория занималась методами определения параметров ячеек, которые могут изменяться при разных температурах и давлениях. Это очень продолжительные по времени опыты, которые велись лабораторией, как в Калмыкии, так и в Ленинграде, Москве и др. городах. По этим данным построены разного типа кривые, определены более точные параметры ячеек полевых шпатов (например, альбита, анортоклаза). Разработаны новые методы определения состава полевых шпатов (предложена система определения полевых шпатов не по шести рефлексам, а больше). Впервые уделялось внимание данным «маленьких» рефлексов, расположенных на дальних углах (36–66 градусов). Учитывалось влияние кварца на содержание полевошпатовых составляющих (влияние пиков кварца и полевого шпата, особенно близкорасположенных). Результаты многих анализов параллельно проводились в крупных геологических центрах (ЛГУ, ВСЕГИ, институт силикатов (Москва)).

Лаборатория тесно работала с такими научными центрами, как ВСЕГЕИ, Институт геохронологии и докембрия РАН РФ, ВИМС, поисковыми экспедициями на Алтае, Урале, Саянах, Казахстана и т. д.). Совместно с этими организациями написано много работ, как в местных изданиях, так и в центральных. Результаты работ также были представлены на конференциях, совещаниях, в отчетах организаций).

Было сделано много анализов полевых шпатов Закавказья, результаты которых докладывались на всесоюзных минералогических совещаниях.

Минералогическая лаборатория также много времени уделяла работе с другими минералами. С одним из важнейших парообразующих минералов, как кварц. Например, были сделаны рентгеновские анализы пород кварца из КСГ-3, Урала [39].

Так как лаборатория находилась в Калмыкии, она много внимания уделяла определению фазового состава глинистых пород Калмыкии, Астраханской области. При строительстве канала Волго-Чограй наша лаборатория сделала много анализов, взятых с трассы канала. Результаты по которым можно было судить и о минеральном составе русла и побережья канала (были опубликованы в отчетах и на совещаниях посвященных строительству канала).

При открытии Астраханского газоконденсатного месторождения лаборатория выполняла фазовый анализ горных пород полученных в результате бурения (это данные более чем по 30 скважинам). Также занималась определением фазового состава горных пород из скважин, пробуренных на территории Калмыкии (Плодовитенское, Олейниковское месторождение, месторождения на территории Черноземельского, Каспийского (Лаганского), Ики-Бурульского и других районов РК, описанием геолого-геофизических процессов, происходя-

щих на глубинах, участвовала в разного вида совещаниях и при выполнении квартальных, годовых геолого-геофизических отчетов.

Были сделаны анализы бишофита, определения уран — содержания в горных породах, фосфат — содержания по территории республики Калмыкия. Занимались бишофитовым сырьем из Украины, Красноярского края и других регионов бывшего Союза.

В 1986 году лаборатория одной из первых в СССР приобрела рентгеноспектральный аппарат ДРОН-3М, который в то время работал непосредственно под руководством МИНИ ЭВМ (ИСКРА-1256), которая после проведения рентгеновского анализа сразу определяла параметры кристаллической решетки, определяла фазовый состав пород.

А в 1987 году совместно с тогдашним Ленинградским заводом «Буревестник» была разработана рентгеноспектральная аппаратура, работающая также с МИНИ ЭВМ. Бала разработана программа по расчету ПДК по 80 химическим элементам (от водорода до урана). На основании этой аппаратуры были подписаны договоры по составлению паспортов предприятий, в которые вносилась информация по ПДК и давались рекомендации по снижению предельно допустимых норм химических элементов и их соединений.

В 1988 году лаборатория перешла в статус межвузовской научно-исследовательской лаборатории «Минералогия породобразующих силикатов».

За весь период работы в лаборатории был собран большой литературный материал по полевым шпатам. Бала переведена на русский язык основная иностранная литература. Ежегодно подписывались на центральные научные журналы, сборники. Следили за вновь проявившей литературой [17, 41].

Одним из достижений лаборатории можно считать результаты более 16000 анализов полевых шпатов из разных регионов бывшего СССР и зарубежья. Все эти результаты были переведены в единую методику интерпретации. Использовались также данные многих авторов из литературных источников. По этим результатам была создана база данных по 19 параметрам полевых шпатов, которая используется для сравнительного анализа [17, 19, 38, 39, 41–49].

Впервые были использованы термины «энтропии» и «упорядоченность» и их определения [46–48].

За весь период деятельности лаборатории было написано сотрудниками более 300 научных трудов, 5 монографий и защищено несколько диссертаций. Было отредактировано более 20 геологических сборников, которые издавались как в Калмыкии, так и в СССР. Более половина работ издано в центральных изданиях (Доклады АН, Записки минералогического общества, журнал Геология и Геофизика, работы совещаний, конференции, годовые отчеты и т. д.).

Работники лаборатории объехали значительную часть бывшего Советского Союза, были в Прибалтике, Украине, Белоруссии, Казахстане, Киргизии. Работали в таких научных центрах, как Ленинградский

государственный университет, Свердловский горный университет, Московский геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, институт им. Губкина (Москва), ВСЕГИ (Санкт-Петербург), институт геологии и геохронологии докембрия РАН РФ (Санкт-Петербург), институт геологии РАН Уральское отделение (г. Сыктывкар) и др.

С работой лаборатории тесно были связаны ведущие геологоразведочные экспедиции на Урале, Кольском полуострове, Алдане, Саянах, в Западном Казахстане, Памирские экспедиции и др.

В Калмыкии лаборатория имела тесные связи с Астраханской геофизической экспедицией, трестом «Калмнефтеразведка» и с его непосредственными экспедициями (Калмыцкая, Аршанская, Каспийская). Наши сотрудники часто выезжали в эти экспедиции, где вели отбор керн для дальнейшего фазового анализа проб. Работали с учеными соседних регионов (Дагестан, Ставрополь, Краснодар, Ростов, Ингушетия, Чеченская республика, и др.). Занимались исследованием полевых шпатов в гранитах Закавказья и Кавказа, петрографией Калмыцкого и Астраханского Прикаспия.

Члены лаборатории были в составе комиссии по рентгенографии минерального сырья и по созданию банка данных по минералам. Также они являлись действительными членами минералогического общества СССР (Кумеев С. С.) и России (Сангаджиев М. М.). Кумеев С. С. являлся членом экспертного совета при экологическом штабе охраны окружающей среды Республики Калмыкия. Является консультантом по вопросам геолого-минералогического сырья в Калмыкии.

Ученые лаборатории участвовали в международных совещаниях по рентгенографии минерального сырья (Кумеев С. С., Сангаджиев М. М.). Были участниками геологического съезда Урала и Сибири, Республики Коми, участвовали на юбилейном съезде геологов России, посвященном 300-летию геологии России. (Сангаджиев М. М.).

В данное время сотрудники лаборатории участвуют в рецензировании и проверке работ предприятий, участвующих в конкурсах — аукционах на право пользования недрами по Республики Калмыкия, проводят занятия по общей и региональной геологии и гидрогеологии, занимаются вопросами географии, экологии и т. д.

В конце хотел бы сказать о сотрудниках лаборатории. Если бы не сплоченный состав лаборатории, руководимой доктором геолого-минералогических наук, профессором Кумеевым Сергеем Сергеевичем, то не было тех достижений, до которых дошла сама лаборатория. Это, во-первых, работники первого поколения (70–80 годы) Антаканова Л. Б., Богаева Н. Н., Болдырев В. С., Джамбинов В. Я., Манджиев Э. Л., Манжикова М. С., Очиров В. О., Улюмджиева В. И., занимавшиеся непосредственно съемкой, расшифровкой рентгенограмм и ремонтом рентгеноспектрального аппарата УРС-50М, отбором проб. Во-вторых, второе поколение (конец 80 — начало 90-х) Учуров Г. А., Мантыев А. Ч., Усикова Л. В. Кроме выше перечисленных можно отметить хорошую работу в лаборатории следующих сотрудников: Бадмаева Л. Н., Темяшева А. Д., Бодниева Л. Ю., Горяева М. Б., Дорджиева Л. М., Бембинова

И. Н., Доржинова Т. С., сестры Очаевы Ольга и Света, Сосаев В. Б., Чепурнова Г. М. и многие другие. Многие уходили служить в ряды Советской Армии, поступали в высшие учебные заведения, возвращались обратно работать в лабораторию. Некоторые после окончания учебных заведений работали по специализации. За почти — что более сорокалетний период многие сотрудники стали ведущими специалистами в своих отраслях работы, часть сотрудников осталась работать в университете, занимая разные должности. Некоторых нет сейчас с нами, пусть память о них останется в наших сердцах.

Очень тесно лаборатория работала с сотрудниками Калмгосуниверситета, особенно с вычислительным центром, в котором проводились расчеты параметров ячеек разных типов полевых шпатов.

Сам автор начал работать техником, после службы в СА и окончания высшего учебного заведения работал инженером, младшим научным сотрудником, ведущим научным сотрудником, защитил кандидатскую диссертацию по теме, связанной с работой лаборатории.

Лаборатория тесно работала с такими учеными, как Минц М. В., Каменев Е. Н., Каменцев И. Е., Верхало-Узкий В. Н., Роненсон Б. М., Витязев В. В., Даценко В. М., Гродницкий Л. Л., Шемякин В. М., Ильенок С. С., Седова И. С., Центрер И. Я. и многими другими.

Ниже представленная работа является итогом многолетней работы минералогической лаборатории руководимая профессором, доктором геолога — минералогических наук Кумеевым Сергей Сергеевичем.

В Калмыцком государственном университете (КГУ), в лаборатории «Минералогия породобразующих силикатов» было собрано большое количество рентгеновских данных по полевым шпатам различных регионов бывшего СССР и мира [10–15, 18–23, 28, 29, 32–34, 51–54, 57–102]. Кроме того, были систематизированы литературные данные по полевым шпатам [5, 17, 38, 39, 41–49]. Теоретические и практические аспекты были описаны в работах [1–4, 6–9, 24, 27, 35–37, 40, 52, 55, 56, 59, 67, 71, 95], где показаны теория, структура полевых шпатов и методы расчета и определения параметров элементарной ячейки.

В работе выявлены типоморфные особенности полевых шпатов, данные которых получены на протяжении нескольких десятилетий рентгеноструктурных исследований этих минералов. По объему фактического материала — более 15 тыс. рентгенограмм полевых шпатов главных типов горных пород Балтийского, Алданского, Украинского щитов, Алтае-Саянской, Уральской, Памирской, Карпатской, Кавказской складчатых областей и т. д. Полученная кристаллохимическая информация, систематизировалась на основе современных компьютерных технологий в оригинальном Банке Данных [25, 26, 30, 31, 50, 74, 78].

Монография посвящена анализу распределения структурных модификаций полевых шпатов в главных типах горных пород. На огромном фактическом материале убедительно показано, что полевые

шпаты любого типа горных пород обладают типоморфными кристаллохимическими особенностями — являются чуткими индикаторами генетических процессов. Особое внимание уделяется результатам рентгеноструктурного изучения ортоклазов, микроклинов и плагиоклазов полиформационных гранитоидов и гнейсов — главных носителей полевых шпатов в земной коре. Проведенные исследования показали, что полевые шпаты этих образований полифазны, гетерогенны и обладают специфическими особенностями структурного состояния кристаллической решетки, свидетельствующими как о различных термодинамических условиях формирования гранитоидов и гнейсов, так и о сложной и разнообразной истории их преобразования. Здесь также показано, что для калиевых полевых шпатов Орсо содержание, отражающее химический состав среды минералообразования, является важнейшей типоморфной характеристикой и должно рассматриваться совместно с их структурной упорядоченностью. Это позволяет использовать в качестве генетического признака «структурно-фазовый тип» калиевых полевых шпатов, изменение которого может быть легко диагностировано в последовательно сформировавшихся породах любого геологического массива [38, 39, 42–44, 47, 48].

Основные выводы могут использоваться не только для типизации, корреляции, расчленения «немых» стратиграфических толщ при геологическом картировании, но и в глубинном геолого-геофизическом моделировании различных структур земной коры, служить одним из поисковых признаков на тот или иной вид полезных ископаемых.

Вторая глава посвящена типоморфизму полевых шпатов главных типов горных пород конкретных регионов России. В ней на примере Балтийского и Алданского щитов, Уральской и других складчатых областей показано, что наиболее древние породы фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ (диафторированные биотит-плагиоклазовые, гранат-биотит-плагиоклазовые и другие гнейсы и амфиболиты) содержат полифазные последовательно сменяющие друг друга моноклинные и триклинные модификации калиевых полевых шпатов и плагиоклазов с аналогичными кристаллохимическими параметрами. Именно в этих полиметаморфических образованиях проявлена статистически выраженная дискретность структурных состояний плагиоклазов и калиевых полевых шпатов на фоне последовательно развитых петрографических разновидностей пород. Причем существенное значение имеет не только абсолютная величина, но и динамика изменения упорядоченности кристаллической структуры минералов. Приведенные типоморфные особенности полевых шпатов могут быть использованы при изучении закономерностей эволюции этих мегаструктур.

Глава 1

Состав и упорядоченность полевых шпатов различных типов горных пород

1.1 Моноклинные калишпаты

Состав. В *мигматитах* (таблица 1.1) основная часть (65 %) значений Or находится в интервале 83–92 % с центром тяжести 87,5 % Or ; 20 % проб соответствует значению 96 % Or и 11 %–79 % Or . Весьма узок интервал Or -содержания ортоклазов в *гнейсах* — 87–93 % Or , хотя там располагается 79 % проб. В *чарнокитах* и *эндербитах* максимум значений (74 %) проб соответствуют интервалу 88–94 % Or с центром тяжести 91 % Or , но здесь значимым (16 % проб) является интервал 95–100 % Or . Более широки вариации в *пегматитах* (87–98 % Or), где сосредоточены 83 % проб и центр тяжести пика соответствует 92,5 % Or . Ортоклазы *сиенитов* имеют центр тяжести максимума на 89 % Or , который суммирует 87 % проб. Рассмотренные отдельно *рисчорриты* также имеют основной максимум на значении 90 % Or . В *фенитах* из эндо- и экзоконтактов щелочных массивов интервалы значений Or -содержания несколько шире, чем в сиенитах, но можно выделить два равноценных максимума с центрами 84 и 94 % Or , где сосредоточено 94 % проб. В *метасоматитах* (включая апограниты и биотит-полевошпатовые породы) распространены ортоклазы с самым различным Or -содержанием. То же характерно для *осадочных* горных пород. В *трахитах* и *туфах* также можно выделить несколько максимумов, причем основная часть значений приходится на интервалы 70–75 % Or , 60–62 % Or и менее 60 % Or .

Упорядоченность. В таблице 1.2 показаны центры тяжести максимумов Nu , наиболее отчетливо выделяющиеся в ортоклазах различных типов горных пород. Самой распространенной оказывается группа промежуточных ортоклазов, и главные центры тяжести совпадают у мигматитов, гнейсов, пегматитов и фенитов ($Nu=1,725$). Несколько меньшие значения у главных пиков чарнокитов и метасоматитов ($Nu=1,70$), но здесь в области промежуточных ортоклазов выделяется и второй максимум, который присущ и пегматитам. В каждом типе пород встречаются низкие ортоклазы ($Nu<1,6$), составляя 10–20 % проб. Санидины ($Nu>1,85$) также характерны для многих пород, но обычно они соответствуют пограничной области промежуточный — высокий ортоклаз. Наиболее значимо санидины представлены в гнейсах, более в чарнокитах и сиенитах, причем в чарнокитах центры пиков несколько смещены в сторону увеличения значений Nu , а в сиенитах — уменьшения Nu при схожей дифференциации в распределении этих центров.

Таблица 1.1 — Распределение Or-составляющей в моноклинных калишпатах различных горных пород (указаны интервалы значений максимумов и% анализов в интервале)

Класс	Наименование	Кол-во	Интервалы значений% Or и частота встречаемости (в%)					
			1	2	3	4	5	6
11-20, 175	Мигматиты	227	<76 (2)	76-82 (11)	83-92 (65)	93-99 (22)		
21-30	Гнейсы	130	<87 (13)	87-97 (79)	90-100 (8)			
31,32	Эндербит и чарнокиты	158	<88 (10)	88-94 (74)	95-100 (16)			
41-50	Пегматит	500	<80 (2)	80-86 (9)	87-98 (83)	99-100 (6)		
51, 54, 56, 176	Метасоматиты	45		75 (3)	80 (9)	82 (19)	87-100 (31+18+20)	
71-73, 76, 77	Сиениты	421	<82 (9)	82-96 (87)	>96 (4)			
172-176	Фениты	173	<80 (5)	80-88 (45)	89-98 (49)	>98 (1)		
176	Порода би-п/ш	28	<79 (7)	79-80 (15)	81-83 (22)	84 (4)	85-90 (48)	> 90 (4)
093, 086	Трахит, туф	28	<60 (21)	60-62 (29)	70-75 (14)	83-84 (14)	85-90 (22)	
191	Осадочная порода	38	<87 (17)	87-88 (26)	89 (3)	90-94 (43)	>95 (11)	
201, 207	Рисоррит и лявочоррит	41		80-85 (12)	86-93 (73)	96-100 (15)		

Таблица 1.2 — Распределение Ну в моноклиновых калишпатах различных горных пород

Класс	Наименование	Кол-во	Интервалы значений Ну (энтропия упорядоченности) и частота встречаемости (в%)				
			1	2	3	4	5
11-20, 175	Мигматиты	227	<1,6 (5)	1,6-2,0 (95)			
21-30	Гнейсы	130		1,6-2,0 (100)			
31, 32	Эндербит и чарнокиты	158	<1,7 (8)	1,7-2,0 (92)			
41-50	Пегматит	500	<1,6 (3)	1,6-2,0 (97)			
51, 54, 56	Апогранит и метасоматиты	17	<1,7 (18)	1,7-1,9 (76)	>1,9 (6)		
71-73, 76, 77	Сиениты	421	<1,7 (8)	1,7-1,9 (89)	>1,9 (3)		
172-176	Фениты	201	<1,6 (6)	1,6-1,9 (93)	1,9 (1)		
176	Порода би-п/ш	28		1,6-1,76 (79)	1,8-1,88 (18)	>1,88 (3)	
086	Трахит	16	<1,74 (12)	1,74-1,88 (44)	1,96-2,0 (44)		
093	Туф	12	<1,96 (8)	1,96-2,0 (92)			
191	Осадочная порода	38	<1,56 (3)	1,56-1,60 (21)	1,68-1,8 (29)	1,84-1,96 (39)	>1,96 (8)
201	Рисчоррит	22	<1,66 (5)	1,66-1,74 (32)	1,75-1,82 (36)	1,84-1,88 (18)	>1,88 (9)
207	Лявочоррит	19	<1,72 (26)	1,72-1,76 (31)	1,8-1,84 (26)	>1,84 (17)	

Если попытаться сопоставить упорядоченность отдельных классов пород с общей петрографической группой пород, то окажется, что, например, в биотитовых мигматитах центры максимумов соответствуют трем центрам группы. В гранат содержащих мигматитах преобладает центр $Nu=1,85$; в гранатовых гнейсах, по сравнению с гнейсами в целом, сохраняется пик низкого ортоклаза, а пик промежуточного ортоклаза от значения $Nu=1,725$ сдвигается к значению $Nu=1,78$, пик же санидина отвечает полному разупорядочению: $Nu=1,99$. Входящий в чарнокиты класс чарнокит — мигматитов на 60 % сложен санидинам ($Nu=1,88-2,0$).

Что касается ортоклазов из пегматитов, то здесь главный максимум ($Nu=1,725$) соответствует пегматоидам, а также редкометалльным и редкоземельным (с драгоценными камнями) пегматитам, причем в последних отчетливо проявлен пик низкого ортоклаза. В десилицированных пегматитах главная область значений Nu от 1,72 до 1,86, при этом низкие ортоклазы здесь отсутствуют. Совершенно неопределенная картина наблюдается в гранитных пегматитах, где встречены моноклинные калишпаты всего диапазона значений Nu от 1,52 до 2,0, причем 10 % проб соответствует максимально высокой энтропии.

Три главных пика Nu (1,67; 1,76; 1,86) ортоклазов сиенитов повторяются в нефелин-биотитовых разностях (миаскитах), но в нефелиновых мигматитах присутствуют лишь два первых; в биотитовых сиенитах отмечены лишь низкие и промежуточные ортоклазы, без каких-либо концентраций значений. Отметим, что в рихторритах главный пик $Nu=1,78$ и второй $Nu=1,68$, который соответствует энтропии ортоклазов. В группе фенитов ортоклазы амфиболовых и пироксеновых разностей имеют главный фенитовый пик ($Nu=1,725$), хотя в пироксеновых значимо распространены низкие ортоклазы.

В гранитах рапакиви ортоклазы слагают овоиды. Главная область значений $Nu=1,60-1,74$, и это соответствует пограничному интервалу низкий — промежуточный ортоклаз.

Ортоклазы были отмечены и в сиено-диоритах, и их область значений $Nu=1,80-1,94$, в среднем $Nu=1,87$.

Наиболее высокое структурное состояние отмечено в моноклиновых калишпатах трахитов и туфов, причем если у первых два равновеликих максимума $Nu=1,81$ и $Nu=1,98$, то в туфах главные значения $Nu=1,96-2,0$, и в этом интервале 90 % проб.

В осадочных горных породах встречены моноклинные калишпаты всего диапазона значений Nu , что лишний раз свидетельствует о первичной природе упорядочения, приобретенного в период кристаллизации магматических пород, развитых в области сноса.

1.2 Триклинные калишпаты

Состав (таблица 1.3). Распределение Ор-составляющей в микроклинах неоднородно в различных породах. В мигматитах главный пик соответствует 91 % Ор, но здесь значительно и очень высокое

Or-содержание (около 99 % Or). В гнейсах главный пик значений приходится на 93 % Or. Весьма однородны по составу микроклины пегматитов, где 85 % проб варьируют в интервале 89–99 % Or, имея центр при 94 % Or. Бимодальное распределение характеризует апограниты и метасоматиты: 91 и 96 % Or. Наиболее дифференцированными по составу оказываются сиениты, фениты и чарнокиты, причем наибольшая концентрация значений у сиенитов и фенитов в области 90–91 % Or, а у чарнокитов диапазон более широкий: 87–99 % Or. В осадочных породах отмечаются микроклины с высоким Or-содержанием. Низкое Or-содержание (менее 75 % Or) значимо отмечается в гнейсах, пегматитах и метасоматитах.

Упорядоченность (таблица 1.4). Структурное состояние микроклинов из мигматитов, гнейсов, апогранитов и осадочных пород можно оценить как преимущественно низкое (до 0,6 Ну), причем в мигматитах и апогранитах отмечены и максимальные микроклины. Промежуточные микроклины здесь составляют около 20 % проб. В то же время они преобладают в чарнокитах, пегматитах, сиенитах и фенитах, но в щелочных породах велика составляющая высоких разностей. То же характерно и для осадочных пород, и для гнейсов.

В минералогически неохарактеризованных мигматитах главные пики концентраций значений Ну соответствуют низким (около 70 % проб) и промежуточным микроклинам. В мигматит-гранитах максимальные и низкие микроклины составляют около половины и столько же промежуточных. В биотитовых мигматитах доля низких модификаций сохраняется, а в промежуточных составляет уже 30 % и кроме этого появляются высокие микроклины (всего 18 %). В гранатовых мигматитах максимальные и низкие микроклины встречаются в 34 % проб, количество промежуточных сохраняется, но высокие микроклины являются преобладающей группой (37 % проб), т. е. присутствие в мигматитах граната и биотита фиксирует существенное разупорядочение микроклинов.

В минералогически неохарактеризованных гнейсах низкие микроклины преобладают следующим образом: в подчиненном количестве распространены промежуточные, но более трети проб являются высокими микроклинами и промежуточными — высокими. В гранитовых гнейсах низкие микроклины представлены в 54 % случаев, около трети микроклинов промежуточные, и достаточно значимо присутствуют высокие. Микроклины биотитовых гнейсов в 50 % случаев являются низкими, и лишь отдельные пробы соответствуют промежуточным.

В чарнокитах распространены промежуточные и низкие микроклины, но в каждом четвертом случае это промежуточно-высокие модификации. Среди микроклинов амфиболитов довольно четко обозначены три равнозначные структурные группы — низкие, промежуточные и высокие.

Таблица 1.3 — Распределение Ор-составляющей в микроклинах различных горных пород

Класс	Наименование	Кол-во	Интервалы значений % Ор и частота встречаемости в интервале, (%)							
			1	2	3	4	5	6	7	
11-20, 175	Мигматиты	280	< 79 (4)	79-86 (8)	86-96 (60)	97-100 (28)				
21-30	Гнейсы	184	< 86 (8)	86-89 (16)	89-97 (68)	> 97 (8)				
31,32	Чарнокиты	52		82-86 (11)	87-91(25)	91-95 (37)	95-100 (27)			
41-50	Пегматиты	843	< 83 (9)	83-100 (91)						
51, 54, 56	Апограниты и метасоматиты	140	< 88 (8)	88-93 (39)	93-98 (44)	99-100 (9)				
71-73, 76, 77	Сиениты	168	< 78 (5)	78-83 (13)	83-86 (8)	86-90 (26)	90-94 (27)	94-97 (14)	> 97 (7)	
172-176	Фениты	97		75-79 (8)	82-88 (16)	88-94 (54)	94-97 (17)	> 97 (5)		
191	Осад. породы	39	< 91 (5)	91-94 (54)	95 (13)	96-97 (26)	> 97 (2)			

Таблица 1.4 — Распределение Ну в микроклинах различных горных пород

Класс	Наименование	Кол-во	Интервалы значений Ну (энтропии упорядоченности) и частота встречаемости в интервале, (%)						
			1	2	3	4	5	6	7
11-20, 175	Мигматиты	280		0,0-0,2 (11)	0,3-0,8 (65)	0,9-1,2 (17)	>1,2 (7)		
21-30	Гнейсы	184		0,0-0,2 (5)	0,2-0,8 (60)	0,8-1,1 (12)	1,1-1,5 (6)	1,5-1,7 (17)	
31,32	Чарнокиты	52		0,0-0,2 (4)	0,3-0,6 (35)	0,7 -1,0 (37)	1,0-1,4 (8)	>1,4 (16)	
41-50	Пегматиты	843	0,0-0,2 (6)	0,3-0,6 (52)	0,6-1,2 (32)	> 1,2 (10)			
51, 54, 56	Апограниты и метасомати- ты	140		0,0-0,2 (12)	0,2-0,6 (55)	0,6-1,1 (25)	> 1,2 (8)		
71-73, 76, 77	Сиениты	168	0,0 (6)	0,3-0,9 (44)	0,9-1,5 (44)	> 1,5 (6)			
172-176	Фениты	97	0,0 (4)	0,3-0,7 (27)	0,7-1,2 (44)	> 1,2 (25)			
191	Осад. порода	39	<0,5 (10)	0,5-0,6 (43)	0,7-0,9 (18)	> 1,2 (29)			

В пегматитах (таблица 1.5) более всего распространены низкие микроклины с двумя максимумами значений Nu , а промежуточные составляют 1/3 часть проб и имеют три интервала концентрации Nu . Микроклины гранитных пегматитов по основной концентрации Nu соответствуют низкой группе. Почти столько же микроклинов локализируются в двух интервалах значений Nu промежуточной группы и равнозначны группе максимальных и высоких микроклинов. Микроклины редкометальных пегматитов, главным образом, низкие и максимальные, лишь 30 % проб являются промежуточными, а высокие разности единичны. В редкоземельных пегматитах, напротив преобладают высокие и близкие к ним микроклины (с $Nu=1,1-1,2$), широко представлены промежуточные разности, низкие составляют всего 16 % проб. В десилицированных пегматитах в порядке убывания распространены: промежуточные микроклины, широкий спектр промежуточно-высоких (без локализации значений Nu) и низкие модификации. Микроклины керамических (блоковых) пегматитов более чем на 2/3 являются низкими и максимальными, а в остальных случаях — промежуточными. Таким образом, наиболее разупорядоченными оказываются микроклины десилицированных и редкоземельных пегматитов, а упорядоченными — редкометальные, слюдоносные и керамические.

Вместе с тем эта характеристика структурного состояния микроклинов весьма обобщена, и некоторые ее тонкости можно проследить на примере отдельных петрографических разностей пород.

В метосоматитах преобладают низкие и максимальные микроклины, но каждая четвертая проба является промежуточной или высокой. В апогранитах более половины микроклинов также низкие, но здесь резко увеличивается группа промежуточных. В аплитах преобладают промежуточные микроклины, далее следуют низкие и максимальные. Микроклины милонитов почти на 80 % являются максимальными и низкими.

Значительные различия наблюдаются в структурном состоянии микроклинов сиенитоидов. В сиенитах (без указания темноцвета) 60 % микроклинов являются промежуточными и 30 % — низкими; в биотитовых сиенитах — 60 % промежуточными и высокими, а 40 % низкими. В нефелиновых сиенитах 3/4 проб концентрируются в трех интервалах промежуточного ряда, но главный интервал 1,0–1,2 Nu . Тот же интервал характеризует и миаскиты, но здесь еще значительна высокая группа, низкая же составляет 23 %. Примерно такое же количественное и поинтервальное распределение упорядоченности микроклинов сохраняется в фенитах, но только в биотитовых фенитах количество высоких модификаций доходит до 33 %.

Таблица 1.5 — Распределение H_u (энтропия упорядоченности) в микроклинах различных горных пород (указаны интервалы значений максимумов и% анализов в интервале)

Класс	Наименование	Кол-во	Интервалы значений H_u (энтропия упорядоченности) и частота встречаемости в интервале (в %)					
			1	2	3	4	5	6
1	2	3	4	5	6	7	8	9
011	Мигматиты	102		0,1-0,2 (32)	0,3-0,5 (37)	0,6-0,8 (21)	> 0,9 (10)	
012	Мигматит-граниты	63	0,0-0,2 (13)	0,3-0,5 (38)	0,6-0,8 (29)	> 0,9 (20)		
013	Мигматиты биотитовые	28	0,0-0,3 (28)	0,4-0,6 (22)	0,7-0,9 (32)	> 1,2 (18)		
017	Мигматиты гранатовые	28	0,0-0,4 (13)	0,5-0,7 (21)	0,7-1,0 (29)	1,2-1,3 (18)	> 1,3 (19)	
021	Гнейсы	63	0,0-0,2 (4)	0,3-0,6 (42)	0,7-1,0 (17)	1,1-1,3 (7)	1,4-1,7 (30)	
025	Гнейсы гранатовые	57	0,1-0,3 (26)	0,4-0,6 (28)	0,7-1,1 (31)	1,5-1,7 (15)		
026	Гнейсы биотитовые	25	0,0 (4)	0,1-0,4 (44)	0,5-0,6 (32)	> 0,6 (20)		
032	Чарнокиты	52	0,0-0,2 (4)	0,3-0,6 (35)	0,7-1,0 (37)	1,0-1,4 (8)	1,4 (16)	
033	Амфиболиты	29	0,0-0,1 (3)	0,2-0,5 (34)	0,6-0,9 (30)	> 1,3 (33)		
041	Пегматиты	68	0,1-0,3 (29)	0,4-0,6 (38)	0,7-0,9 (8)	1,0-1,1 (17)	> 1,1 (8)	
042	Пегматиты гранатовые	167	0,0-0,2 (14)	0,3-0,5 (42)	0,6-0,7 (13)	0,8-1,0 (17)	> 1,3 (14)	
043	Пегматиты редкометалльные	474	0,0-0,2 (16)	0,3-0,5 (48)	0,6-0,8 (22)	0,9-1,1 (7)	> 1,2 (7)	
044	Пегматиты слюдяные	18	0,0-0,3 (28)	0,4-0,6 (36)	> 0,7 (36)			

Окончание табл. 1.5

1	2	3	4	5	6	7	8	9
045	Пегматиты редкоземельные	44	0,0-0,3 (7)	0,4-0,5 (9)	0,6-0,7 (28)	0,8-1,0 (14)	1,1-1,2 (11)	> 1,3 (31)
046	Пегматиты десилицированные	19	0,0-0,3 (9)	0,4-0,7 (26)	0,8-1,1 (37)	> 1,1 (28)		
048	Пегматиты керамические	33	0,0-0,1 (14)	0,2-0,6 (52)	0,8-1,1 (28)	> 1,1 (6)		
051	Метасоматиты	74	0,0-0,2 (18)	0,3-0,6 (58)	0,7-0,9 (13)	1,2-1,6 (11)		
054	Апограниты	66	0,0-0,2 (6)	0,2-0,6 (52)	0,6-1,1 (38)	> 1,2 (4)		
056	Аплиты	35	0,0-0,1 (14)	0,3-0,5 (34)	0,6-0,8 (43)	> 0,8 (9)		
060	Милониты	38	0,0-0,3 (32)	0,4-0,6 (45)	0,7-0,9 (16)	> 0,9 (7)		
071	Сиениты	27	0,0-0,5 (30)	0,6-0,7 (30)	0,8-1,0 (18)	1,1-1,2 (11)	> 1,2 (11)	
072	Сиениты биотитовые	17	0,0-0,3 (5)	0,4-0,5 (35)	0,6-0,7 (24)	1,0-1,2 (24)	> 1,2 (12)	
075	Сиениты нефелиновые	41	0,0-0,3 (5)	0,4-0,5 (15)	0,6-0,7 (22)	0,8-0,9 (17)	1,0-1,2 (37)	> 1,2 (4)
076	Миаскиты	108	0,0-0,3 (6)	0,4-0,6 (17)	0,7-0,9 (23)	1,0-1,2 (35)	> 1,3 (19)	
172	Фениты биотитовые	28	0,0-0,3 (10)	0,4-0,6 (18)	0,7-0,8 (28)	0,9-1,1 (11)	1,2-1,3 (11)	> 1,4 (22)
173	Фениты пироксеновые	52	0,0-0,2 (5)	0,3-0,5 (22)	0,6-0,9 (35)	1,0-1,1 (18)	> 1,2 (20)	
191	Осадочные породы	39	0,5-0,6 (43)	0,7-0,9 (18)	> 1,2 (29)			

1.3 Плагиоклазы

Состав. Ан-содержание плагиоклазов (таблица 1.6) в большинстве горных пород имеет отчетливо выраженную дискретность. В плагиомигматитах и плагиогранитах свыше 70 % проб сосредоточено в одинаковых интервалах со значением центров тяжести 18 % и 28 % Ан. В плагиогнейсах главный пик соответствует 25 % Ан, чарнокитах — 27 % Ан, в эндербитах — 39 % Ан, в габброидах — 43 % Ан, в диоритах — 28 % Ан. Можно отметить, что во всех перечисленных типах пород встречаются небольшие пики, соответствующие несколько большей основности: 37 % Ан в плагиогранитах и плагиомигматитах, 41 % Ан в плагиогнейсах и диоритах. Особенностью основных пород является присутствие плагиоклазов, отвечающих андезину (30 % Ан), а также присутствие высокоосновных разностей (более 60 % Ан), которые не образуют дискретных концентраций % Ан. Последнее относится к анортозитам и базальтам.

В плагиогранитах, плагиомигматитах, плагиогнейсах, диоритах и чарнокитах присутствуют альбиты и реже олигоклазы.

Полимодалное Ан-распределение отмечается в плагиоклазах мигматитов и гнейсов, где имеются максимумы, причем у гнейсов смещенные на 5–8 % в сторону большей основности следующим образом: у мигматитов главный пик 22 % Ан, у гнейсов — 30 % Ан.

Что касается щелочных пород, то у сиенитов и фенитов плагиоклазы однотипные, т. е. имеются два максимума, соответствующие 1 % и 8–9 % Ан. Те же главные пики и у метасоматитов, но здесь четверть проб имеют максимумы 18 % и 28 % Ан.

В плагиоклазах гранитных, редкометалльных, мусковитовых, редкоземельных и керамических пегматитов Ан-распределение одинаково, т. е. максимум соответствует 2 % Ан. В целом в пегматитах альбиты составляют 74 % проб, олигоклазы — 20 % и, более основные — 6 %. Отметим, что дисилицированные пегматиты, составляющие 21 % всех пегматитов, сложены плагиоклазами широкого диапазона основности от альбитов до битовнитов.

Приведенные характеристики Ан-содержаний в плагиоклазах различных типов горных пород являются в некоторой степени обобщенными, поскольку объединяют более узкие петрографические разности. Приведем более детальное их описание.

В плагиогарнитах (без гранитогнейсов) 33 % плагиоклазов имеет основность менее 18 % Ан, но не образует максимума; главный интервал 24–32 % Ан и значимый 18–22 % Ан. Плагиогранито-гнейсы дают максимумы в интервалах 0–2 % Ан, 4–6 % Ан, 14–16 % Ан, что составляет 63 % проб, а пик 18 % Ан в них не прослеживается, т. е. здесь плагиоклаз более кислый; к тому же плагиоклазы более 16 % Ан (37 % проб) пиков не образуют. Таким образом, процесс гнейсификации плагиогранитов сопровождается снижением основности.

Таблица 1.6 — Характеристика плагиоклазов из различных типов горных пород (% анортита)

Плагиоклаз из:	N	Границы							
		%	%	%	%	%	%	%	%
Плагиогранитов	224	0-2 (4)	3-14 (16)	15-22 (34)	23-32 (39)	33-41 (5)			
Мигматитов	376	0-2 (14)	3-10 (21)	11-16 (14)	18-26 (33)	28-36 (16)			
Плагиомигматитов	344	0-2 (4)	3-12 (4)	14-22 (29)	24-32 (53)	34-40 (10)			
Гнейсов	299	0-2 (14)	3-12 (10)	14-22 (21)	24-36 (38)	38-48 (11)	> 60 (3)		
Плагиогнейсов	224	0-6 (9)	8-14 (8)	16-34 (71)	36-46 (8)	> 60 (3)			
Эндербит + чарнокитов	247	0-6 (6)	8-20 (13)	22-32 (46)	34-44 (30)	> 60 (3)			
Пегматитов	624	0-4 (65)							
Апогранитов и метасоматитов	128	0-2 (45)	4-12 (30)	14-22 (12)	24-34 (13)				
Габбро	201	0-2 (2)	4-22 (3)	24-34 (15)	36-48 (51)	50-60 (8)	> 60 (19)		
Диоритов	250	0-2 (3)	4-18 (7)	20-36 (68)	38-44 (20)				
Сиенитов	463	0-2 (56)	4-14 (37)						
Фенитов	294	0-2 (68)	4-12 (26)						
Андезитов и базальтов	97	28-38 (19)	40-48 (39)	50-60 (3)	> 60 (32)				

Таблица 1.7 — Основность плагиоклазов из петрографических разновидностей различных горных пород

Класс	Наименование	Кол-во	Интервалы значений % Анортита и частота встречаемости в интервале, (в %)						
			Суммарное количество	1	2	3	4	5	6
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
101	Плагиограниты	132		< 18 (33)	18-22 (21)	24-32 (41)	> 32 (5)		
103	Плагиограниты биотитовые	92	<16 (63)	0-2 (21)	4-6 (14)	14-16 (28)	> 16 (37)		
011	Мигматиты	138	<16 (52)	0-2 (14)	4-8 (16)	10-16 (22)	18-24 (27)	26-32 (25)	> 32 (6)
012	Мигматито-граниты	72	<16 (73)	0-2 (19)	4-12 (42)	14-16 (12)	20-22 (14)	> 22 (13)	
013	Мигматиты биотитовые	70	<16 (48)	0-2 (22)	4-8 (16)	10-14 (13)	16-22 (23)	24-32 (25)	> 32 (2)
014	Мигматиты двуслюдяные	36		<12 (12)	12-16 (12)	18-28 (69)	> 28 (7)		
017	Мигматиты гранатсодерж.	30		<16 (12)	16-20 (16)	22-26 (23)	28-34 (47)	> 34 (2)	
018	Мигматит биотит-амфиболовые	30	<16 (57)	2-6 (20)	8-10 (24)	14 (10)	18-22 (25)	24-28 (17)	
111	Плагиомигматиты	77	<16 (24)	0-6 (12)	8-16 (12)	18-22 (19)	24-32 (41)	> 32 (16)	
113	Пл.-мигматит биотитовые	122		< 14 (7)	14-18 (10)	20-32 (73)	34-36 (7)	> 36 (3)	
115	Пл.-мигматит амфиболовые	31		< 10 (6)	10-18 (21)	24-34 (70)	> 34 (3)		

Продолжение табл. 1.7

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
117	Пл.-мигматит гранатосодерж.	46		< 16 (6)	16-22 (13)	24-32 (50)	34-40 (29)	> 40 (2)	
118	Пл.-мигматит биотит амфибол.	68		< 16 (3)	16-20 (21)	22-32 (68)	36-38 (6)	> 38 (2)	
021	Гнейсы	64	< 16 (36)	0-8 (21)	10-14 (15)	16-24 (30)	26-32 (27)	> 32 (2)	
025	Гнейсы гранатовые	70	< 16 (35)	0-6 (31)	10-14 (4)	18-22 (17)	24-30 (30)	> 30 (18)	
026	Гнейсы биотитовые	61	< 16 (40)	0-6 (28)	8-12 (12)	16-24 (39)	26-32 (18)	> 32 (3)	
030	Гнейсы катаклазированные	36	< 16 (64)	0-6 (36)	8-12 (28)	16-22 (28)	> 22 (8)		
121	Плагиогнейсы	78		< 16 (11)	20-24 (21)	26-34 (60)	> 34 (8)		
124	Плагиогнейсы гранат-биотит.	55	< 16 (9)	2-12 (9)	16-18 (7)	20-34 (67)	> 34 (21)		
126	Плагиогнесы биотитовые	60		< 16 (10)	16-22 (27)	24-34 (53)	> 34 (6)		
129	Плагиогнейсы мусковитовые	31	< 16 (54)	0-6 (32)	8-12 (22)	16-20 (22)	22-24 (12)	> 24 (12)	
031	Эндербиты	88		< 24 (5)	24-26 (12)	28-36 (44)	38-40 (21)	> 40 (18)	
032	Чарнокиты	159	< 14 (13)	0-6 (9)	8-12 (4)	14-20 (13)	22-34 (55)	36-38 (10)	> 38 (9)
039	Чарнокит-мигматиты	39	< 14 (32)	0-2 (21)	6-10 (11)	14-22 (16)	24-32(26) 34-36(18)	> 36 (8)	
033	Амфиболиты	241	< 16 (17)	0-6 (8)	8-14 (9)	16-20 (10)	22-26(15) 28-38(46)	> 38 (13)	

Продолжение табл. 1.7

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
040	Амфиболиты катаклазирован.	29	< 18 (34)	0-6 (26)	12-18 (8)	26-32 (27)	38-40 (11)	> 40 (28)	
024	Кристаллосланец (пироксен.)	104		<16 (4)	16-18 (5)	22-26 (14)	28-34 (38)	38-48 (32)	> 48 (8)
060	Милониты	55	< 10 (62)	0-2 (38)	4-6 (24)	10-16 (14)	20-30 (20)	> 30 (4)	
152	Сланец зеленокаменный	30		0-6 (33)	10-20 (19)	22-28 (34)	> 32 (16)		
041	Пегматиты	67		0-6 (55)	10-18 (22)	20-24 (11)	> 24 (10)		
042	Пегматит гранитный	138		0-6 (82)	8-16 (18)				
043	Пегматит редкометальный	186		0-6 (89)	8-16 (11)	> 24 (8)			
044	Пегматит слюдоносный	94		0-6 (48)	8-10 (4)	12-24 (40)	> 24 (8)		
045	Пегматит редкоземельный	41		0-6 (92)	16-18 (8)				
046	Пегматит десилицированный	131		0-6 (27)	8-12 (6)	14-18 (15)	20-28 (23)	30-38 (14)	> 38 (13)
048	Пегматит керамический	34		0-6 (94)	> 6 (6)				
051	Метасоматиты	60		0-2 (52)	4-8 (18)	10-12 (7)	18-22 (9)	26-34 (14)	
054	Апограниты	31		0-4 (97)	> 4 (3)				
056	Аплиты	37		< 6 (8)	6-8 (19)	10-12 (25)	16-20 (21)	24-28 (22)	> 28 (5)
061	Габбро	89		0-2 (4)	20-24 (5)	28-32 (4)	34-38 (12)	40-50 (34)	> 50 (41)

Конец ознакомительного фрагмента.

Приобрести книгу можно

в интернет-магазине

«Электронный универс»

e-Univers.ru