

Академия наук
СССР



ОСОБЕННОСТИ
УСЛОВИЙ
СТАНОВЛЕНИЯ
ЭЛЬДЖУРТИНСКОГО
ГРАНИТНОГО
МАССИВА

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР

Ордена Ленина Институт геохимии
и аналитической химии
имени В.И. Вернадского

ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ СТАНОВЛЕНИЯ ЭЛЬДЖУРТИНСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА



Издательство
"Наука"
Москва
1980



0280
545

Особенности угловий становления Эльджуртинского гранитного массива. М.: Наука, 1980.

На основе применения прецизионных методов диагностики структурного состояния и состава полевых шпатов, изучения включений и анализа распределения щелочных элементов между минералами авторы предлагают оценки температур и давлений исходной магмы и магмы в камерах, где завершалась кристаллизация гранитов и липаритов, а также оценки давления и состава постагматических флюидов в консолидированном граните. Книга может быть интересна для геологов, петрографов, минералогов, геохимиков, интересующихся проблемами гранитов. Табл. 22. Ил. 20. Библиогр.: 136.

Авторы:

ХИТАРОВ Н.И., СЕНДЕРОВ Э.Э., БЫЧКОВ А.М.,
УЧАМЕЙШВИЛИ Н.Е., ПОПОВ А.А.

Ответственный редактор

канд. геол.-минерал. наук

Р.Д. ГАВРИЛИН

ПРЕДИСЛОВИЕ

Воссоздание картины физико-химических условий на различных этапах формирования изверженных пород и, в частности, гранитов до сих пор остается актуальной геохимической и петрологической проблемой. Авторы, работая в этом направлении, выбрали в качестве объекта исследований эльджуртинский гранитный массив на Северном Кавказе, привлекавший внимание многих геологов вследствие приуроченности его к известному месторождению Тырнауз. Этот массив — подходящий объект для геохимических работ различного вида благодаря четкости формы и ясному положению в пространстве, резким контактам с вмещающими породами, однородному строению, простому и сравнительно постоянному минеральному составу, крайне малому масштабу проявления наложенных процессов. Кроме того, существует возможность сопоставить результаты изучения эльджуртинского гранита с генетически родственными ему чисто магматическими липаритами, встречающимися в этом районе. Важную информацию для анализа условий становления эльджуртинского гранита может предоставить сопоставление результатов его изучения с данными по другим гранитным массивам, образовавшимся на Кавказе в разное геологическое время.

Все это благоприятствует решению вопросов реконструкции обстановки и соотношения различных стадий формирования гранита. Применение соответствующих методик позволяет получать информацию об эволюции физико-химических параметров становления на протяжении всего периода жизни гранита. К таким методикам относятся развитые за последние годы методы исследования тонких изменений структурного состояния полевых шпатов, обусловленного степенью Si—Al упорядочения в их решетках. По структурному состоянию полевых шпатов можно судить о температурах образования пород, скорости их охлаждения, процессах их изменения или перекристаллизации. Это стало возможным благодаря возросшей информации о фазовых отношениях полевых шпатов и кинетике их структурных превращений. Весьма перспективны при анализе условий становления современные методы исследования расплавных и флюидных включений в минералах.

В ряде случаев информация об условиях формирования пород может быть извлечена из данных по распределению щелочных элементов между биотитами и полевыми шпатами. Некоторые физико-химические и кристаллохимические аспекты, на которых основано при-

менение указанных методов, потребовали в работе специального обсуждения. Для корректной интерпретации результатов исследований оказалось необходимым проанализировать их на основе современных представлений о физической химии гранитных и полевошпатовых систем. Представлялось целесообразным рассмотреть в широком плане возможности использования полевых шпатов в качестве петрогенетических индикаторов.

Настоящая монография – итог полевых и лабораторных исследований, выполненных сотрудниками лаборатории магматогенных процессов Ордена Ленина Института геохимии и аналитической химии АН СССР имени В.И. Вернадского в течение 1973–1977 гг. Авторы выражают глубокую благодарность профессору, доктору геолого-минералогических наук В.В. Ляховичу, плодотворные беседы с которым стимулировали развитие этих исследований, а также весьма признательны всему коллективу геологов Тырныаузского горно-металлургического комбината, особенно А.Ф. Свириденко, С.Д. Джубуеву, А.Я. Сандомирскому за помощь и содействие при проведении полевых работ.

ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОХИМИЯ НЕОИНТРУЗИЙ РАЙОНА ТЫРНЫАУЗА

В восточном окончании Пшекиш-Тырныаузской зоны (Тырныаузский поперечный выступ) [55] развит комплекс неинтрузий третичного и более молодого возраста кислого состава. Наиболее ранними считаются небольшие интрузивные тела так называемых лейкократовых гранитоидов. Среди них выделяют гранит-порфиры и гранит-аплиты, плагиоклазовые и калишпатовые гранит-порфиры. Характерная черта этих пород – высокая степень переработки рудоносными растворами. Следующие по возрасту биотитовые порфировидные граниты слагают самый крупный массив среди молодых интрузий района. Для этих гранитов принято наименование эльджуртинские. Более молодые по сравнению с эльджуртинскими гранитами кислые субэффузивные породы. Это три нека липаритового состава, прорывающие эльджуртинский гранит, жильные тела таких же липаритов и более молодые, чем липариты, жилы криптолипаритов, витроандезитов и витрофиров.

ЭЛЬДЖУРТИНСКИЙ ГРАНИТ

Массив порфировидных гранитов в пределах рудного поля Тырныаузского месторождения привлекал внимание многих исследователей. В последнее время опубликованы две работы, где подводится итог предшествующим исследованиям. История формирования эльджуртинского гранита в связи с историей формирования рудного поля Тырныауз изложена в работе А.В. Пэка и Е.А. Снежко [65]. Последняя сводка по изверженным породам Тырныауза и эльджуртинскому граниту дана в книге В.В. Ляховича [49]. Им проведена оценка всех имеющихся материалов по геологии, петрографии и геохимии.

Форма и структура массива эльджуртинского гранита

Выходы эльджуртинского гранита занимают площадь примерно 10 км^2 . Крутопадающие контакты, сравнительно плоская кровля, значительная протяженность гранита на глубину указывают на штокообразную форму массива (рис. 1). Хотя нижняя граница гранита не обнаружена, по доступным на сегодня материалам В.В. Ляхович оценивает объем гранитного тела не менее 10 км^3 . В западной и юго-западной частях гранитный массив имеет нормальный интрузив-

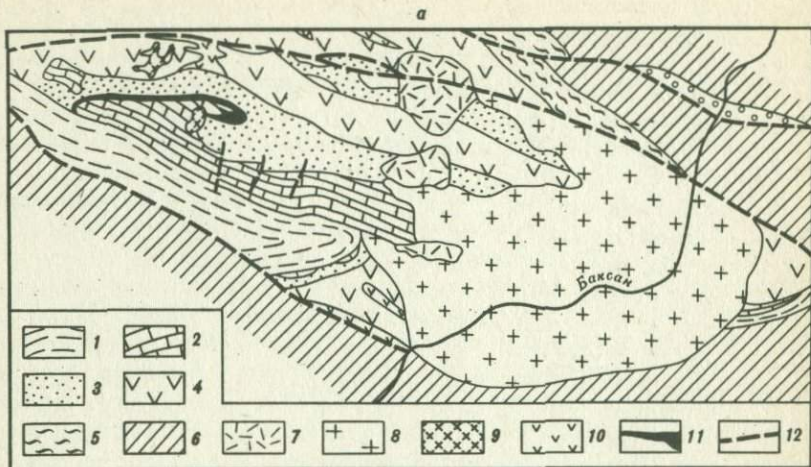


Рис. 1. Геологическое положение эльджуртинского гранита в Тырнауэзском рудном поле по [65]

а - в плане, б - в разрезе; 1 - нижняя юра, песчаники и сланцы мукуланской свиты; 2 - мраморы среднего палеозоя; 3 - биотитовые роговики по песчаникам и сланцам; 4 - вулканогенные породы; 5 - филлиты; 6 - граниты; мигматиты и кристаллические сланцы; 7 - липариты; 8 - эльджуртинские граниты; 9 - лейкократовые гранитоиды; 10 - гипербазиты; 11 - скарновые рудные тела; 12 - тектонические нарушения

ный контакт с песчаниками и конгломератами мукуланской свиты, мраморами и ороговикованными песчано-сланцевыми породами нижнего-среднего карбона. В северо-восточной части, на основании имеющегося геологического материала, В.В. Ляхович предполагает существование нормального интрузивного контакта с эффузивно-осадочными породами, осложненного и частично скрытого последующими движениями по крупному разлому, называемому Центральным сбросом.

Массив эльджуртинского гранита по отношению к вмещающим породам можно определить как дискордантный, секущий слоистость во вмещающих породах. По отношению внутреннего строения к плоскости контактов это массив дисконформный, так как при общей вытянутости его в северо-западном направлении преобладающее направление линий течения, устанавливаемое по ориентировке порфировых кристаллов, шпиров и ксенолитов, ЮЗ-СВ. По ориентировке этих директивных элементов, образующих линии течения, предполагается растекание магмы с СВ на ЮЗ. Наиболее четкая ориентировка линий течения вдоль СВ контакта массива позволяет предполагать, что они на этом участке фиксируют плоскость, вдоль которой поднималась магма. Такой плоскостью могла быть плоскость Центрального сброса.

Так рисуется механизм внедрения гранитной магмы по В.В. Ляховичу. Он отмечает, что особенности геологического положения, сложная тектоника с преобладанием дизъюнктивных дислокаций, тесная пространственная связь гранита с Центральным сбросом, наблюдения, что гранит не только сечет слоистость во вмещающих породах, но в некоторых местах заворачивает ее параллельно контакту, что обусловлено механическим воздействием на прогретые и ставшие податливыми вмещающие породы, — все это свидетельствует о весьма активном внедрении гранитного материала.

На основании изучения трещинной тектоники предполагается, что зона Центрального сброса была ослабленной и использовалась магмой при ее подъеме. Ориентированное в СЗ-ЮВ направлении давление создавало в магме тенденцию к растеканию, и магма реализовала ее на уровне стратиграфического несогласия древних слабо проницаемых консолидированных пород с молодыми палеозойско-мезозойскими. Это привело к образованию сравнительно пологих (20-40°) контактов с породами кровли. Боковые контакты массива различны. В юго-западном интрузивном контакте часто встречаются пегматоидные шпирь и миаролы, указывающие на обогащенность этой части (передовой) формировавшегося массива летучими.

Кроме общепринятой точки зрения, что эльджуртинский гранит внедрялся в виде магматического расплава [17, 49, 64], существует мнение [29] о сугубо метасоматическом происхождении данного гранитного массива. Основанием для этого послужило главным образом совпадение элементов залегания некоторых трещин в эльджуртинском граните и вмещающих породах. Однако о проявлении метасоматических процессов сообщали многие исследователи эльджур-

тинского гранита, причем метасоматизму отводилась различная роль. По-видимому, крайняя точка зрения — метасоматические воззрения Г.Д. Афанасьева [3], полагавшего, что на раннем этапе магматизма происходило внедрение гранодиоритовой (близкой плагиогранитам) интрузии и затем ее преобразование кремний-калиевым метасоматозом в эльджуртинский порфириовидный, правильное — порфиробластовый, гранит.

Выводы Г.Д. Афанасьева в первой части совпадают с ранее высказанным мнением Л.А. Варданянца [17, 20] о существовании первой фазы внедрения гранитоидов более основного состава, чем эльджуртинский гранит. Они были ответственны за метаморфизм вмещающих пород, так как сам эльджуртинский гранит не был способен к такому сильному метаморфическому воздействию, наблюдаемому в окружающих толщах. В различных вариантах эта первоначальная точка зрения, основанная только на степени метаморфизма окружающих пород (Варданянец ошибочно считал, что некоторые ксенолиты — обломки этой интрузии), существует и сейчас.

Не придавая столь большого значения метасоматическому преобразованию гипотетического гранодиорита в эльджуртинский гранит, многие исследователи уверены в многостадийности его формирования, в основном магматическом. Ряд этапов внедрения, включая первую гранодиоритовую фазу, допускает А.В. Пэк [64, 65]. Становление массива собственно эльджуртинского гранита, в его представлении, происходило последовательно, в результате ряда инъекций на фоне развивающихся тектонических движений. В.В. Ляхович [49] также полагает, что внедрение эльджуртинского гранита не было одностадийным. Новое в его исследовании — выявление двух разновидностей эльджуртинского гранита, серой и розовой, отличающихся, как полагает автор, по петрографическим, петрохимическим и геохимическим признакам. Отвергая метасоматическое происхождение этих двух разновидностей, В.В. Ляхович считает серые граниты более ранней фазой внедрения, розовые — более поздней.

Возраст

Возраст эльджуртинского гранита по геологическим данным определяется как посленижеюрский на основании метаморфизма глинистых сланцев нижеюрской мухуланской свиты. На основании структурно-геологических (характерная для неинтрузий Кавказа приуроченность к разлому) и петрографических (петрохимическое сходство и сближенность во времени формирования гранитов и молодых липаритов) данных, а также свежести гранита предполагается его верхнетретичный возраст.

Определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом [11] указывают на плейстоценовый возраст эльджуртинского гранита (1,8 млн. лет по биотиту, 1,9 млн. лет по калиевому полевому шпату).

Глубина формирования

Глубину формирования эльджуртинских порфиroidных гранитов большинство исследователей оценивали на основании структурно-петрографических данных. Обычно для полнокристаллических гранитоидного состава пород глубина формирования определяется в несколько километров от дневной поверхности.

В.В. Ляхович [49] оценивает глубину формирования по ряду признаков. Он отмечает, что загрязнение магмы богатыми глиноземом вмещающими породами обычно ведет к появлению таких минералов, как кордиерит, андалузит, силлиманит, шпинель, гранат, и по количеству подобных "контаминационных" аксессуарных минералов можно судить о глубине эрозионного среза. "В эльджуртинском граните в приконтактных частях массива встречены только ставролит и дистен, и поэтому эльджуртинский гранит может рассматриваться как формировавшийся на незначительной глубине" (с. 146).

Ю.П. Масуренков [50] считает, что глубина становления эльджуртинских гранитов не менее 3-4 тыс. м. Он указывает, что при глубинах порядка 1000 м условия кристаллизации у контактов несомненно отличались от условий в центре и на глубине более 1500 м внутрь интрузии, на самом же деле никаких отличий в наблюдаемом разрезе не отмечается. Эти соображения в сочетании с данными по геоморфологии района приводят Ю.П. Масуренкова к выводу, что становление эльджуртинской интрузии происходило во время, предшествующее плиоцену. В противном случае, как он считает, над кровлей интрузии существовал бы покров вмещающих пород только порядка 1000 м.

Таким образом, следует считать, что верхняя часть магмы эльджуртинской интрузии находилась в 3-4 км от земной поверхности, но, вероятно, не глубже чем на 5 км.

Петрография

Макроскопически породы Эльджуртинского массива представляют собой светло-серые, иногда розоватые порфиroidные биотитовые граниты сравнительно постоянного состава (табл. 1). Порфиroidный облик создают крупные вкрапленники калиевого полевого шпата (до 4-5 см) и плагиоклаза (до 2-3 см); проекции их длинных осей часто вытянуты в ЮЗ-СВ направлении. Зерна полевых шпатов в основной массе по размеру уменьшаются до 1 мм и менее.

В целом эльджуртинские граниты весьма однородны, но местами в них встречаются разновидности, обогащенные биотитом, а также более редкие лейкократовые участки.

При микроскопическом изучении граниты оказываются свежими, почти лишенными признаков вторичных низкотемпературных процессов. Только кое-где, очень редко, можно наблюдать слабую серицитизацию и карбонатизацию ядер плагиоклазов и хлоритизацию биотита. Структура основной массы гиллидоморфнозернистая, но часто встречаются участки микропегматитовой структуры.

Таблица 1

Состав пород эльджуртинского массива

Оксиды	Химический, %*	Нормативный		Количественно-минеральный		Серый гранит
		нормы	%**	минерал	%	
SiO ₂	72,49	<i>ap</i>	0,34	<i>Bi</i>	7,84	69,31
TiO ₂	0,33	<i>il</i>	0,61	<i>Pl</i>	31,56	0,20
Al ₂ O ₃	14,68	<i>mt</i>	0,93	<i>Sap</i>	34,53	14,14
Fe ₂ O ₃	0,69	<i>or</i>	25,04	<i>Q</i>	25,70	0,93
FeO	1,20	<i>ab</i>	29,36	Акцес.	0,37	1,96
MnO	0,04	<i>an</i>	6,12	Σ	100	0,02
MgO	0,65	<i>en</i>	1,61			2,24
CaO	1,40	<i>fs</i>	0,92			3,30
Na ₂ O	3,43	<i>c</i>	2,14			3,23
K ₂ O	4,20	<i>q</i>	32,07			4,58
P ₂ O ₅	0,11					-
H ₂ O	0,17					0,49
П.п.п.	0,62					0,07
Σ	100,01					100,47

* Среднее из девяти анализов.

** Среднее из восьми определений.

Плагиоклазы за редким исключением гилидиоморфны, с ясно выраженной нормальной зональностью: от андезина в ядре до олигоклаза на периферии зерна. Плагиоклазы часто содержат включения биотита, кварца и апатита.

Калиевые полевые шпаты образуют крупные идиоморфные вкрапленники, sdвойникованные по карлсбадскому закону, и ксеноморфные зоны основной массы. Почти всегда это — микро- и криптопертиты, слегка пелитизированные, содержащие большое количество включений.

В крупных выделениях калиевых полевых шпатов много включений других минералов. При этом часто включения минералов располагаются в виде особой зоны в 0,2–0,3 мм от края кристалла. Внешняя часть таких кристаллов ксеноморфна. Л.А. Варданиянц [20] предполагает, что возникновение такой зоны происходило в перерыве кристаллизации магмы, когда уже успевшие выкристаллизоваться мелкие кристаллы других минералов "примерзали" к поверхности крупных. При последующей кристаллизации "примерзшие" зерна оказывались расположенными внутри фенокристалла.

Розовый гранит	Гранит из контакта		Гранит из контакта с известняками (Малый Мукулан)			
	мелано- кратовый	лейкократо- вый	плагноклазовый		аляскитовый	
			1	2	1	2
70,22	64,48	75,42	69,86	60,72	70,41	71,60
0,34	1,11	Сл.	-	Сл.	-	-
14,09	15,67	12,99	13,85	23,74	16,08	14,21
0,11	1,59	0,13	0,80	0,48	0,64	0,79
2,10	3,97	0,34	0,28	0,56	0,27	Сл.
0,03	0,09	0,01	0,06	0,08	0,07	0,07
1,67	1,90	0,25	0,29	0,68	0,22	0,31
3,20	2,65	0,23	5,74	7,45	0,21	0,84
3,25	3,43	2,28	2,00	4,79	2,33	1,69
4,68	3,96	7,58	3,94	1,20	7,88	9,84
-	-	0,09	-	-	-	-
0,67	0,97	0,10	1,58	0,32	0,68	0,44
0,06	-	0,20	1,73	-	-	0,58
100,42	99,89	99,62	100,13	100,2	98,79	100,37

Зерна калиевых полевых шпатов основной массы не превышают 1 мм в диаметре, очень часто образуют с кварцем микропегматитовые сростания. Выделения кварца встречаются в виде и крупных вкрапленников (до 7-8 мм), и очень мелких зерен. Очертания округлые, угасание почти всегда волнистое. Содержат большое количество включений.

Биотит - единственный темноцветный минерал в эльджуртинском граните. Размеры его не превышают 5 мм по удлинению. Плеохроирует от темно-бурого до соломенно-желтого, иногда наблюдается зеленоватый оттенок. Незначительная хлоритизация встречается очень редко. Содержит ряд акцессорных минералов, но плеохроичные дворники весьма редки. Среди акцессорных наиболее распространены апатит, циркон, гранат, монацит, ильменит, реже встречаются флюорит, ортит и др. Акцессорные минералы распределяются довольно равномерно по всему объекту интрузива.

Эльджуртинский гранит содержит в большом количестве включения темно-серых мелкозернистых пород, принимаемых за ксенолиты.

Размеры и количество ксенолитов возрастают в направлении от центральных частей массива к контактам. Иногда в ксенолитах наблюдаются крупные вкрапленники полевых шпатов.

В верхней части интрузивного тела часто встречаются миароловые пустоты самых различных размеров. Стенки крупных пустот выполнены друзами идиоморфных кристаллов калиевого полевого шпата и кварца (до 1 см).

Схизолиты эльджуртинского гранита представлены в основном отдельными секущими его тело маломощными дайками аплитов и гранит-порфиров.

Контакты эльджуртинского гранита с силикатными породами резкие. Непосредственно к контакту прилегает зона лейкократовых крупнозернистых пегматоидного облика гранитов с повышенным содержанием калиевого полевого шпата в виде крупных кристаллов (до 10 см), ориентированных нормально контакту; она достигает нескольких десятков сантиметров. Затем пегматоидная зона сменяется мелкозернистыми лейкократовыми гранитами, постепенно переходящими в нормальные порфировидные эльджуртинские граниты. Мощности всей зоны эндоконтактных изменений не превышает 10 м. Иногда во вмещающих породах встречаются отдельные дайки, представляющие апофизы эльджуртинского гранита. Местами породы даек имеют меланократовый облик вследствие некоторой ассимиляции боковых пород.

От мраморов эльджуртинские граниты отделены небольшой скарновой оторочкой. К контакту тяготеет зона мелкозернистого аплитовидного гранита, обогащенного основным (реже средним) плагиоклазом, постепенно переходящая в нормальные эльджуртинские граниты. Иногда в этом мелкозернистом гранитоиде встречаются пегматоидные образования, содержащие калиевый полевой шпат. Мощности зоны эндоконтактных изменений не превышает нескольких метров. Апофизы эльджуртинского гранита в мраморах имеют лейкократовый облик и характеризуются повышенным содержанием плагиоклаза. Обогащение приконтактных частей гранита и даек плагиоклазами и возрастание их основности свидетельствуют об ассимиляции мраморов расплавом.

Ксенолиты и шпиры

Генезис ксенолитов обсуждали все исследователи массива. Различная степень переработки и, по-видимому, различный первичный состав ксенолитов послужили основанием для отнесения ксенолитов с порфировидной структурой к представителям пород, составляющих более ранние фазы внедрения, чем эльджуртинский гранит [20, 64]. Детальное изучение ксенолитов проводил В.В. Ляхович [46]. Он показал, что ксенолиты — обломки вмещающих пород, через которые двигалась внедрявшаяся магма.

В.В. Ляхович различает ксенолиты в зоне близ контакта, в которой часть ксенолитов не потеряла свой первоначальный облик от-

торженцев боковых пород, и ксенолиты центральной части массива, полностью переработанные. Для первых часто характерны остроугольные очертания, в них наблюдаются все стадии переработки — от сохранившейся слоистости первичной породы до полной гранитизации, что сближает подобные образования со шширами в том же граните. Характерная черта ксенолитов из центра массива — порфировая структура. Порфиновые выделения представлены главным образом полевым шпатом.

На основании изучения минерального и химического состава, геохимических особенностей распределения редких и рассеянных элементов, характера акцессорных минералов В.В. Ляхович полагает, что нет особых оснований считать даже ксенолиты из центральной части массива обломками предшествующей интрузивной фазы. Таким образом, подводится итог всем предшествующим мнениям, и существование предшествующей интрузивной фазы, поскольку вещество ее не найдено, обосновывается лишь наличием зоны метаморфизма, не соответствующей по размерам масштабам эльджуртинского плутона.

В.В. Ляхович [46] считает, что шширы, встречающиеся особенно часто в южной части массива, несомненно сингенетичны эльджуртинскому граниту, и таким образом окончательно решает вопрос о веществе фазы, предшествующей эльджуртинскому граниту.

ЛИПАРИТЫ

В тырнаузском районе более молодые по сравнению с гранитоидами неинтрузий — кислые субэффузивные породы. Среди них выделяются раскристаллизованные липариты и группа стекловатых пород. К первым относятся липариты, липаритовые брекчии и криптолипариты, к стекловатым породам — витроандезиты и витрофиры. На основании того, что состав липаритов близок составу эльджуртинского гранита и промежуток времени между их внедрением был небольшим, большинство исследователей полагают [10, 49, 64], что они — производные одного и того же магматического очага. В петрографическом и химическом отношении липаритам Тырнауза за пределами рудного поля весьма близки породы интрузии Кыртыка, детально изученной Е.Е. Милановским [54].

Радиогеологические данные привели А.М. Борсука [11] к мысли распределить липариты и эльджуртинский гранит в возрастной ряд: липариты р. Кыртык ($2,0 \pm 0,15$ млн. лет), эльджуртинский гранит ($1,9 \pm 0,15$ по полевому шпату, $1,8 \pm 0,15$ млн. лет по биотиту), липариты Тырнауза ($1,8 \pm 0,25$ млн. лет). Тырнаузские липариты образуют три выхода — северный, средний и южный. По данным А.В. Пэка [64], липариты — трубкообразные, несколько сужающиеся книзу с крутыми контактами штоки. Внешне липариты представляют собой светлые желтовато-серые или серые, часто пористые породы с порфиrowыми кристаллами полевого шпата, кварца и биотита. В структурном отношении выделяются более раскристаллизованные липариты, слагающие штоки, и менее раскристаллизованные

Таблица 2

Состав липаритов (в %)

Оксиды	Химический		Нормативный		
	Кыртык	Тырныауз	нормы	Кыртык	Тырныауз
SiO ₂	71,70	69,38	<i>ap</i>	-	0,34
TiO ₂	0,23	0,35	<i>il</i>	0,46	0,76
Al ₂ O ₃	14,44	14,93	<i>mt</i>	2,55	1,39
Fe ₂ O ₃	1,90	0,92	<i>hm</i>	0,08	-
FeO	1,00	1,66	<i>or</i>	23,93	22,26
MnO	0,03	0,04	<i>ab</i>	28,31	23,59
MgO	0,32	1,37	<i>an</i>	10,01	7,51
CaO	2,01	1,64	<i>en</i>	0,30	3,41
Na ₂ O	3,38	2,77	<i>fs</i>	-	1,58
K ₂ O	4,06	3,84	<i>c</i>	0,92	3,47
H ₂ O	1,08	1,29	<i>Q</i>	32,43	32,61
П.п.п.	0,04	1,36			
P ₂ O ₅	-	0,11			
Σ	100,14	99,66			

криптолипариты, слагающие маломощные дайки, новая структурная разновидность - брекчии липаритов в составе некка.

Исключительной свежестью даже по сравнению с незатронутыми рудным процессом липаритами Тырныауза отличаются липариты Кыртыка. Петрографически они не отличаются от липаритов Тырныауза. Химический состав их также близок (табл. 2). Одновременно отмечается сходство химического состава липаритов района Баксана с химическим составом среднего липарита по Дэли [49]. Одновременно в Кыртыкском теле (силлы) наблюдается смоляно-черная стекловатая разновидность липарита того же химического состава. Подобные липариты встречены в низах Чегемской вулканической толщи, а также в некках левого берега Баксана.

В липаритах Тырныаузских штоков такой тип липарита не встречается, однако отмечен в зальбандах липаритовой дайки северного участка Тырныаузского рудного поля. В.В. Ляхович [49] считает эти стекловатые участки самостоятельной фазой внедрения. В липаритах всех перечисленных интрузий вкрапленники представлены пла-

гиоклазом, кварцем, биотитом и санидином. Наибольших размеров (до 3–5 см) достигают вкрапленники санидина, придающие породе характерный порфиновый облик. Порфиновые вкрапленники санидина изучали в разное время С.П. Соловьев [76], Л.А. Варданянц [18, 19], Е.Д. Белянкина [9], А.С. Марфунин [52].

По данным В.В. Ляховича [49], порфиновые вкрапленники имеют состав: санидин $Or_{76}Ab_{24}$, плагиоклаз № 40–46 в центре, № 22–33 по периферии. Биотит с показателем преломления $n_g = 1,668–1,670$ имеет железистость 70–72% и близок по этой характеристике биотиту эльджуртинского гранита.

Более молодые по сравнению с липаритами в районе Тырнауза-стекловатые породы. В.В. Ляхович [49] предполагает малый временной разрыв между липаритами и витроандезитами и витрофирами и считает, что питание липаритовых штоков и стекловатых жил происходило из одного и того же магматического очага. Рассматривая стекловатые породы как закаленную липаритовую магму, Ляхович отмечает их геохимическую общность в отношении распределения рудных и редких элементов и некоторую обогащенность стекловатых пород рудными Mo, Zr, Pb и Cs, F, B.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭЛЬДЖУРТИНСКОГО ГРАНИТА И ЛИПАРИТОВ

Для пород, слагающих эльджуртинский гранит, известны свыше 20 химических анализов. Сводка анализов гранита (табл. 1) приведена по данным В.В. Ляховича [49]. Он отмечает, что по сравнению с мировым гранитом (по Дэли) эльджуртинский гранит обогащен SiO_2 на 2–3%, но содержит меньше CaO и Fe_2O_3 . Однако этот гранит почти не отличается от среднего гранита Большого Кавказа.

Химические анализы серых и розовых эльджуртинских гранитов, которые, по предположению Ляховича, – разные фазы внедрения, близки. Некоторые расхождения наблюдаются в содержании Fe_2O_3 и MgO. На контакте гранита с вмещающими роговинами при ассимиляции отмечается обогащение Al_2O_3 , TiO_2 , MgO, Fe_2O_3 и FeO.

На контакте с известняками состав эндоконтактовых частей гранита существенно изменяется в первую очередь по содержанию SiO_2 и CaO. Однако аляскитовые эндоконтактовые разновидности, различаясь частично по SiO_2 и Al_2O_3 , имеют примерно одинаковый состав независимо от типа вмещающей породы.

Распределение петрогенных элементов по объему массива почти постоянно. Аналогичная картина наблюдается в распределении редких и рудных элементов. Отклонения от средних значений содержаний элементов отмечаются только в зонах повышенной трещиноватости.

В табл. 2 представлены анализы липаритов Тырнаузских неков и Кыргызского лакколита. По своему составу они близки эльджуртинским гранитам, только в них меньше SiO_2 и увеличивается доля окисного железа в ряду гранит – тырнаузские липариты – кыргызские липариты.

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ НЕОИНТРУЗИЙ ТЫРНЫАУЗА

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СТРУКТУРНЫХ МОДИФИКАЦИЙ ЩЕЛОЧНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ ПРИ ПЕТРОГЕНЕЗИСЕ

Широкое распространение полевых шпатов в породах самого разнообразного генезиса делает их привлекательным объектом при петрогенетических работах.

Использование степени упорядоченности полевых шпатов в качестве петрогенетического индикатора стало возможным благодаря внедрению в исследовательскую практику новых прецизионных и одновременно достаточно экспрессных методов диагностики структурного состояния, возрастающей информации о фазовых отношениях полевых шпатов и кинетике их структурных превращений. Ниже предпринята попытка суммировать современные кристаллохимические представления о природе полевых шпатов, рассмотреть факторы, контролирующие образование их структурных модификаций, выявить основные закономерности их появления в различных геохимических процессах.

Распределение Al и Si в щелочных полевых шпатах, номенклатура

В 1960 г. Ф. Лавес [104] рассмотрел теоретические варианты распределения Al и Si по тетраэдрическим позициям, схемы упорядочения и вопросы номенклатуры щелочных полевых шпатов. Основные положения его интерпретации природы главных разновидностей щелочных полевых шпатов остались, по существу, неизменными до настоящего времени. Последняя сводка по этому вопросу имеется в фундаментальной монографии Дж.В. Смита [126].

В моноклинных калиевых полевых шпатах – санидинах и ортоклазах – атомы Al могут располагаться по двум восьмикратным позициям, обозначаемым $8 T_1$ и $8 T_2$. В предельно неупорядоченной модификации – максимально высоком санидине – атомы Al распределены поровну между позициями T_1 и T_2 . Атомная доля $Al/(Al + Si)$ в позиции обозначается t с индексом, соответствующим данной позиции. Так, в максимально высоком санидине $t_1 = t_2 = 0,25$. При упорядочении наблюдается возрастание содержания Al в позициях T_1 . До каких значений атомной доли Al в двух пози-

циях T_1 упорядочивается полевой шпат, оставаясь моноклинным, Лавес точно не указывает, но, судя по его диаграмме, эти значения не превышают 0,8 [104]. По мере возрастания степени упорядоченности моноклинных полевых шпатов Лавес предлагал называть их высоким санидин, промежуточный санидин, низкий санидин. Ортоклазы, по его мнению, на самом деле представляют собой субмикроскопически и субрентгеновски сдвойникованные домены триклинной модификации. Т. Ф. В. Барт [92] и А.С. Марфуниин [52], интерпретации которых близки представлениям Лавеса, предполагают, что упорядочение может привести к почти полному перераспределению Al в T_1 и симметрия при этом будет сохраняться моноклиной.

В триклинных калиевых полевых шпатах – микроклинах – восьмикратные позиции T_1 и T_2 распадаются на четырехкратные по схеме:

$$8T_1 \rightarrow 4T_{1o} + 4T_{1m} \text{ и } 8T_2 \rightarrow 4T_{2o} + 4T_{2m}.$$

3480
Возрастание упорядоченности в этом случае означает увеличение концентрации Al в T_{1o} . Если в моноклинных модификациях позиции T_{1o} и T_{1m} совпадают и концентрации Al в них равны, то в микроклинах содержание Al в T_{1o} больше, чем в T_{1m} . С увеличением разности этих содержаний растет степень отклонения структуры от моноклиной симметрии. Поэтому, отождествляя степень упорядоченности в микроклинах с величиной отклонения структуры от моноклиной симметрии, их можно подразделить на высокий, промежуточный и низкий по степени триклинности. Предельно упорядоченный микроклин называют максимальным. Однако некоторые авторы [52, 105, 126] указывают, что тонкое двойникование может существенно уменьшать истинную триклинность. При этом, если двойникование уравновешено и размер доменов меньше размера разрешающей способности оптического микроскопа или области когерентной дифракции рентгеновских лучей, то при оптическом и рентгенографическом изучении микроклины будут казаться моноклинными.

Д.Б. Стюарт и Т.Л. Райт [131, 136] путем расчета параметров элементарной ячейки изучили свыше 200 образцов полевых шпатов из пород самого различного генезиса. Оказалось, что триклинные КПШ с содержанием Al в позициях $T_{1o} + T_{1m}$ меньше 0,70 в природной обстановке встречены не были, а у моноклинных полевых шпатов обнаружены вариации концентрации Al в $2T_1$ во всем интервале – от 0,50 до 1,00. Поэтому целесообразно принять за границу существования истинно моноклинных модификаций санидинов атомную долю Al в позициях $2T_1$, равную 0,70. Моноклинные разновидности с содержанием Al в $2T_1$ от 0,70 до 1,00, природа которых может быть дискуссионна, если учитывать возможность тонкого двойникования, считают ортоклазами.

Натриевые полевые шпаты – альбиты – остаются триклинными при всех степенях упорядочения. Атомы Al располагаются в них по четырем четырехкратным позициям, обозначаемым, как и в мик-



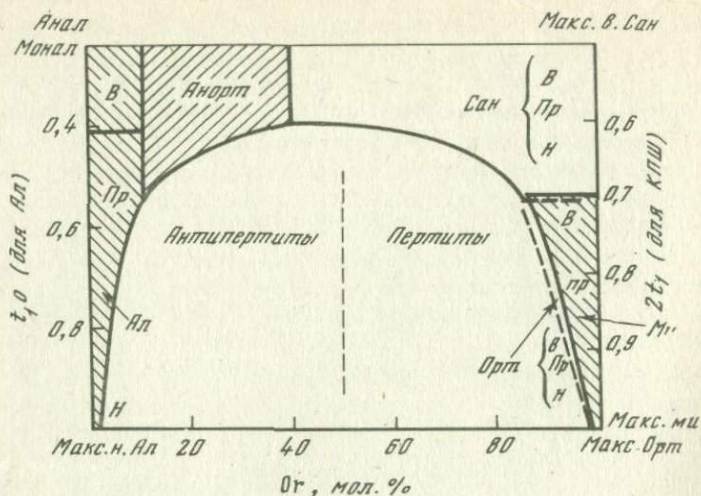


Рис. 2. Номенклатура К, Na-полевых шпатов в зависимости от Si-Al упорядоченности и состава

t - атомная доля Al в соответствующих позициях. Области триклинных полевых шпатов заштрихованы. Область ортоклаза по $t_1(t_{10} + t_{1m})$ совпадает с областью микроклина. Анал - анальбит, Монал - мональбит, Анорт - анортоклаз, Сан - санидин, Макс. в. сан - максимально высокий санидин, Ал - альбит ($t_{1m} = t_{20} = t_{2m}$), Орт - ортоклаз, Макс. н. ал - максимальный низкий альбит, Макс. ми - максимальный микроклин, Макс. орт - максимальный ортоклаз, В - высокий, Пр - промежуточный, Н - низкий, Ми - микроклин ($0,7 \leq t_{10} + t_{1m} < 1,0 < t_{10} - t_{1m} \leq 1,0 \leq t_{20} = t_{2m} < 0,15$)

роклинах, $4T_{10}$, $4T_{1m}$, $4T_{20}$ и $4T_{2m}$. В наиболее неупорядоченной разновидности, анальбите по Ф. Лавесу [104], атомы Al распределены поровну между четырьмя позициями: доля Al в $T_{10} = T_{1m} = T_{20} = T_{2m} = 0,25$. Будучи нагретым до температур около 1000°C , анальбит превращается в моноклинную модификацию, называемую мональбитом [126]. Этот переход не закаливается.

При упорядочении альбита происходит концентрирование Al в позиции T_{10} . По мере возрастания степени упорядоченности Ф. Лавес [104] выделяет следующие разновидности альбитов: анальбит (максимально разупорядоченный) высокий, промежуточный и низкий. В идеальном максимально упорядоченном (низком) альбите весь Al находится в позиции T_{10} .

Неупорядоченные щелочные полевые шпаты образуют непрерывный ряд твердых растворов, конечные члены которого - моноклинный санидин и триклинный анальбит. Инверсия моноклинной симметрии в триклинную происходит, по Ф. Лавесу [42], при составе $Or_{37}Ab_{63}$, по Г. Доннэй и Дж. Х. Доннею [26] - при составе чуть более натриевом, чем $Or_{35}Ab_{65}$, по Ф. М. Орвилю [115] - при

составе $Or_{42}Ab_{58}$. Действительный состав, при котором происходит превращение, близок, по-видимому, к $Or_{40}Ab_{60}$. Триклинные щелочные полевые шпаты с составами от $Or_{40}Ab_{60}$ до $Or_{10}Ab_{90}$ принято называть анортоклазами. При нагревании анортоклазы приобретают моноклинную симметрию, чем богаче анортоклаз ортоклазовым компонентом, тем ниже температура инверсии. При последующем охлаждении анортоклазы вновь становятся триклинными.

Анортоклазы в природе встречаются в породах эффузивного облика и всегда существенно неупорядочены.

Адулярами обычно называют калиевые полевые шпаты гидротермального происхождения и специфического габитуса [126]. Степень упорядоченности их структуры может значительно колебаться, и этот термин не несет какой-либо информации о структурном состоянии полевого шпата.

Схема упорядочения Al-Si в кислых плагиоклазах аналогична в общем схеме упорядочения альбита.

Номенклатура структурных разновидностей щелочных полевых шпатов (рис. 2) строится с учетом состава в отношении главных компонентов и структурного состояния, под которым понимается конкретный способ распределения Al по тетраэдрическим позициям. Надежная информация о степени Si-Al упорядочения может быть в настоящее время получена лишь из рентгенографических данных. Поэтому мы отказываемся от номенклатуры, основанной на измерении различных оптических свойств. Морфология, степень распада, примеси других компонентов и другие признаки могут служить лишь дополнительными характеристиками.

Представленная номенклатура в принципе совпадает с номенклатурами Ф. Лавеса [41, 42], А.С. Марфунина [52], Дж.В. Смита [126]. Ограничения структурных модификаций приняты с учетом изложенных выше соображений.

Условия стабильности структурных форм щелочных полевых шпатов

Физико-химические параметры, при которых устойчивы различные структурные модификации полевых шпатов, в известной степени прояснились лишь в самые последние годы. Однако до сих пор многое здесь остается не ясным. Причина состоит в чрезвычайной медленности превращений порядок-беспорядок, ставящей при экспериментальном изучении этих превращений очень серьезные затруднения. Поэтому до сих пор существуют противоречивые оценки условий стабильности полиморфов полевых шпатов, характера фазовых отношений при их превращениях, влияния состава на стабильность различных структурных форм. Не имеет смысла приводить всю дискуссионную ситуацию, касающуюся этого вопроса. Читателя, интересующегося деталями, можно отослать к специальным работам [71, 72]. Здесь же мы суммируем основные выводы этих работ, принципиаль-

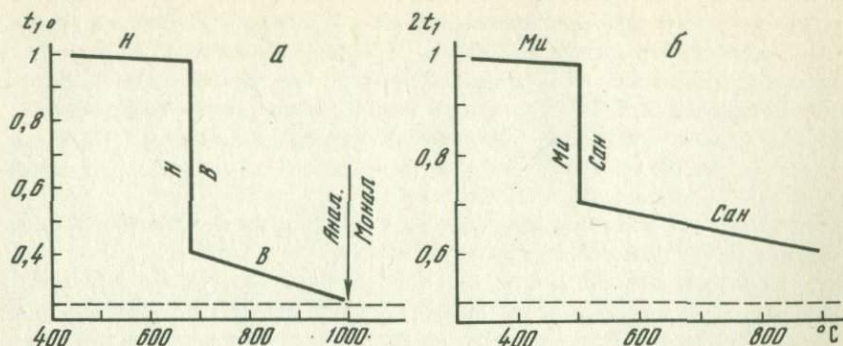


Рис. 3. Кривые стабильности структурных модификаций альбита (а) и КПШ (б)

Н - низкий, В - высокий, Анал - анальбит, Монал - мональбит, Ми - микроклин, Сан - санидин

ные для представлений о превращениях порядок-беспорядок Si-Al в полевых шпатах.

При давлениях порядка 1000 атм область стабильности низкого альбита ограничивается температурами $680 \pm 40^\circ\text{C}$, а максимально го микроклина $500 \pm 50^\circ\text{C}$. В температурном интервале, определяемом ошибками, с которыми указаны приведенные пределы, происходит существенное разупорядочение названных низких модификаций полевых шпатов. Выше этих температур устойчивы триклинные высокие альбиты (в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) и моноклинные санидины (в системе KAlSi_3O_8) (рис. 3, а, б).

Какой характер имеют превращения в пределах этих интервалов, не вполне ясно, но очевидно, что на сравнительно узком температурном отрезке полевошпатовые структуры претерпевают радикальные изменения. Имеются основания полагать, что здесь происходят скачки, отвечающие фазовым переходам 1-го рода.

Выше температуры вероятных "скачков" структурное состояние, т.е. степень порядка, меняется с температурой непрерывно. Так, выше приблизительно 700°C последовательно становятся устойчивыми все более неупорядоченные высокие альбиты, пока около 1000°C не достигается практически полная степень беспорядка, отвечающая анальбиту. Анальбит, как уже отмечалось, обратимо и без закалки переходит в мональбит. Аналогичным образом выше 550°C последовательно становятся устойчивыми с ростом температуры низкие, промежуточные и высокие санидины.

Влияние общего давления на эти превращения ничтожно мало, поскольку объемный эффект незначителен. Расчеты показывают, что наклон превращения низкий-высокий альбит составляет 0,003 град/атм [71], а микроклин-низкий санидин $\sim 0,002$ град/атм [72].

Из рассмотренных отношений, установленных экспериментально, вытекают важные петрологические следствия.

Упорядоченный КПШ не может непосредственно образоваться магматическим путем, так как область его устойчивости лежит ниже температур плавления пород. Условия солидуса гранитных систем пересекают границу устойчивости низкого альбита только при давлениях $1,5 \cdot 10^3$ атм. При более низких давлениях упорядоченный альбит также не мог бы быть первичным минералом при кристаллизации магмы.

Таким образом, по крайней мере упорядоченный КПШ – микроклин – всегда является минералом, связанным с постмагматической историей гранитных пород. В большинстве случаев это должно быть верно и для альбитов.

Ортоклаз, как и промежуточный альбит, не имеет истинного поля стабильности. Вероятно, он метастабильно образуется в поле микроклина, также при температурах ниже, по крайней мере, 550°C . Таким образом, и ортоклаз вряд ли образуется как первичный минерал в условиях выплавления гранитных магм, вопреки представлениям Д.Б. Стюарта и Т.Л. Райта [131].

Непрерывная зависимость степени порядка высоких альбитов и санидинов от температуры дает основание говорить о принципиальной возможности использования этой зависимости для геотермометрии пород, формирующихся в условиях, когда действие вторичных процессов или медленное охлаждение не искажает первоначальной степени Si–Al порядка. Такие условия можно ожидать для эффузивных пород (липаритов, пантеллеритов и т.д.). Для этого необходимо накопление экспериментальных данных о зависимости равновесной степени порядка от температуры для полевых шпатов разного состава.

Первые результаты исследования влияния состава подтверждают, что вхождение альбитового компонента в КПШ и ортоклазового – в альбит приводит к разупорядочению Si–Al в каркасе полевого шпата, одно и то же структурное состояние достигается в смешанном полевоом шпате при более низкой температуре, чем в чистой разновидности. Ситуация аналогична тому, как при добавке второго компонента понижается температура плавления чистого вещества. Точно так же добавка альбитового компонента понижает температуру инверсии триклинный–моноклинный КПШ. При этом, если это переход первого рода, непрерывность должна нарушаться здесь и в отношении составов сосуществующих моноклинного и триклинного КПШ.

Кинетические факторы, контролирующие превращения полевых шпатов

Структурные превращения полевых шпатов протекают с очень низкой скоростью, поэтому большое значение приобретают кинетические факторы, благоприятствующие достижению упорядоченного состояния. Очевидно, чем больше временной отрезок, в течение которого может происходить превращение полевых шпатов, тем упорядочен-

нее они оказываются к концу процесса. В эффузивных и гипабиссальных породах степень упорядоченности полевых шпатов, как правило, меньше по сравнению с породами, сформировавшимися на больших глубинах, так как в этом случае основной контролирующей фактор — скорость охлаждения породы. Геологическое время образования существенного значения не имеет. Однако необходимо иметь в виду, что чем древнее порода, тем большей становится вероятность изменения состава и структурного состояния полевых шпатов поздними процессами, совсем не связанными с ее образованием.

Скорость структурных превращений полевых шпатов резко возрастает при наличии сосуществующего водного флюида, катализирующего перераспределение Al и Si. По весьма приближенным оценкам, скорость упорядочения увеличивается прямо пропорционально корню квадратному из давления воды [110]. Существенное влияние на скорость структурных превращений полевых шпатов при температурах ниже 550°C оказывает щелочность минералообразующей среды. Расчеты показывают, что при 300 и 350°C возрастание pH на единицу приводит примерно к 10-кратному увеличению скорости упорядочения альбита [87]. С повышением температуры эффект действия щелочного раствора падает и при 550°C практически не ощущается. Оценка времени, необходимого для упорядочения альбита при низких температурах (350°C) в нейтральных средах, привела к значениям в десятки и даже сотни тысяч лет. Аналогичное влияние щелочности на упорядочение было установлено и в случае КПШ [70]. Однако в примерно равных условиях скорость упорядочения альбита на два порядка выше, чем КПШ. Более медленная скорость превращений КПШ предопределяет широкое распространение их неупорядоченных разновидностей в природных объектах.

Геологические наблюдения привели недавно Парсона [116] к заключению, что присутствие водного флюида — решающий фактор, от которого зависит скорость превращений полевых шпатов,

Вхождение Ca в альбит также приводит к затормаживанию упорядочения [98]. Полевые шпаты с высокими содержаниями Rb, Cs, Ba, Fe и других примесных элементов встречаются редко, притом в пегматитах особого типа. В широко распространенных породах примеси этих элементов в полевых шпатах незначительны и вряд ли оказывают заметное влияние на упорядочение.

Определенное влияние на упорядочение имеет размер полевошпатовых частиц [107], но этот вопрос изучен еще недостаточно и связан с изучением механизма упорядочения.

Образование структурных разновидностей полевых шпатов в природе

Каждый вид горной породы формируется только в свойственной ему физико-химической обстановке, следовательно, сочетание определенных факторов, контролирующих структурное состояние, приводит к образованию характерных для данного вида породы полевых шпатов.

Из магматических расплавов любого состава щелочные полевые шпаты могут кристаллизоваться только в виде неупорядоченных разновидностей: санидинов и анортоклазов. Исключение составляет конечный натриевый член полевошпатового твердого раствора альбит, который может кристаллизоваться упорядоченным из гранитного расплава при $P_{H_2O} > 1,5 \cdot 10^3$ атм. Но магматический альбит встречается крайне редко. Вполне достоверно магматическая природа альбита установлена только в онгонитах [36].

Структурное состояние полевых шпатов магматических пород контролируется их кинетическими особенностями остывания. В эффузивных породах, которым свойственны самые высокие температуры образования и скорости остывания, полевые шпаты представлены наименее упорядоченными разновидностями. Однако неизвестны случаи нахождения предельно неупорядоченных модификаций, например, высокого санидина в таких породах. В эффузивах обычно встречаются промежуточные санидины и анортоклазы. Следовательно, скорость упорядочения при таких температурах оказывается достаточной для того, чтобы, даже если первоначально образовались крайне неупорядоченные полевые шпаты, они превратились бы затем в фазы с более низким структурным состоянием. Если упорядоченные разновидности (ортоклазы и микроклины) встречаются в вулканических породах, то они, несомненно, являются продуктами наложенных преобразований. Ряд исследователей [95, 133] описали примеры таких превращений первичных санидинов вулканитов в микроклины и ортоклазы.

Гранитоиды малых глубин (субвулканические гранитоиды), широко встречающиеся в геосинклинальных областях, обычно имеют признаки связи с эффузивными образованиями. В случае наличия такой связи гранитоиды рассматриваются как составная часть единой вулканогенной интрузивной формации. Они часто представлены небольшими интрузивными телами (лаколитами, штоками, дайками), сложенными порфиоровыми породами. Скорость остывания субвулканических интрузивов заметно меньше, а роль постмагматических процессов выше, чем у вулканитов. Тем не менее действие этих факторов оказывается недостаточно для существенного упорядочения полевошпатовых структур. Поэтому щелочные полевые шпаты гранитоидов малых глубин представлены неупорядоченными разновидностями со структурным состоянием, варьирующим от промежуточных санидинов до промежуточных ортоклазов. Это наглядно показано авторами на примере изучения полевых шпатов неинтрузий Северного Кавказа [14] и подтверждается данными других исследователей в иных районах.

Исключение составляют топазсодержащие кварцевые кераторафиты (онгониты) — субвулканические аналоги литий-фтористых редкометалльных гранитов [36], в которых найдены упорядоченные модификации — низкий альбит и промежуточный микроклин. Из термометрических исследований включений в топазах онгонитов и из экспериментальных работ в системе онгонит — H_2O —HF известно, что

кристаллизация онгонитового расплава могла происходить и при температурах менее 600°C , т.е. существенно ниже температуры инверсии низкий - высокий альбит.

Отсюда следует, что вполне возможно образование упорядоченного альбита из онгонитового расплава. Однако такие температуры для калиевых полевых шпатов соответствуют области устойчивости неупорядоченных разновидностей санидинов. Образование промежуточных микроклинов могло происходить в результате упорядочения санидинов; при этом процесс превращения, вероятно, протекал при сильном катализирующем действии фторсодержащих флюидов. Действительно, в некоторых крупных телах онгонитов обнаружены полевые шпаты, относящиеся по структурному состоянию к промежуточным санидинам. Упорядочением полевых шпатов под действием выделившихся флюидов могут быть объяснены также находки максимального микроклина и низкого альбита в гипабиссальных субсолевых гранитах [95].

Крупные интрузивные тела, приближающиеся по размерам к батолитам, и сами батолиты обычно формируются в условиях средних и больших глубин. Остывания таких больших масс породы занимают продолжительный промежуток времени. За такой период полевые шпаты успевают существенно упорядочиться, поэтому структурные разновидности от промежуточных ортоклазов до максимальных микроклинов характерны для этих массивов.

В гранитоидах, при формировании которых заметную роль играли метасоматические процессы, полевые шпаты обычно представлены существенно упорядоченными промежуточными и максимальными микроклинами [14, 69].

Для наиболее распространенных пегматитов температуры образования ранних геофаз довольно высоки ($570-800^{\circ}\text{C}$) [5]. Следовательно, КПШ, образующиеся в этот период, кристаллизовались в виде санидинов. Однако в пегматитах наиболее распространенные разновидности КПШ - микроклины, реже встречаются ортоклазы и никогда не были описаны санидины. Образование модификаций с низким структурным состоянием, очевидно, объясняется упорядочением первоначально образованных санидинов в присутствии катализирующих перераспределение Al и Si водных флюидов.

Ряд исследователей [15, 81] отмечает, что хотя КПШ гранитов и их пегматоидных и аляскитовых обособлений - одного типа, структурное состояние КПШ последних всегда более упорядоченное.

Альбит в пегматитах обычно представлен упорядоченной модификацией. Это обусловлено тем, что альбит кристаллизуется не из остаточного магматического расплава, а образуется в стадию альбитизации пегматитов, происходящую при температурах $450-500^{\circ}\text{C}$ и ниже (по данным изучения включений) [89], т.е. в области стабильности низкого альбита. Кристаллизации упорядоченного альбита могла способствовать также щелочная минералообразующая среда. В водных вытяжках [21] было установлено, что альбитизирующие

растворы содержали в основном карбонаты и хлориды натрия и характеризовались рН 8,4–9,2.

Калиевый полевой шпат широко распространен в регионально метаморфизованных, в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, породах. В более низкотемпературных фациях он встречается сравнительно редко, так как вследствие сочетания T и P_{H_2O} вытесняется иным калийсодержащим минералом – мусковитом. В гранулитовой фации КППШ обычно представлен ортоклазом, а в других более низкотемпературных – микроклином [52, 53].

"Превращение" микроклина в ортоклаз наблюдается в пределах P – T условий амфиболитовой фации по мере приближения к верхней границе этой фации. Соответствие между структурным состоянием КППШ и ступенью изменения породы хорошо прослеживается в зональных метаморфических комплексах. К. Хейер [101] исследовал полевые шпаты в метаморфической серии округа Орсдален (Норвегия), где изменения проявлены от условий фации зеленых сланцев до условий гранулитовой фации. В породах гранулитовой фации встречаются ортоклазы, а в породах амфиболитовой фации и фациях более низких ступеней изменения – микроклины.

Аналогичное изучение степени упорядоченности КППШ из метаморфических пород западной части Высокого Тауэрна (Альпы) провели Р. Раазе и Г. Мортиани [118]. Они показали, что в породах фации зеленых сланцев находятся существенно упорядоченные, близкие максимальному микроклины, а в породах амфиболитовой фации – полевые шпаты от промежуточных микроклинов до промежуточных ортоклазов.

В породах гранулитовой фации описан также микроклин, который, как полагают [53], образовался из первичного ортоклаза в результате регрессивных явлений. Однако даже температурные условия эпидот–амфиболитовой фации (от 520–525°C до 620–670°C в зависимости от давления) [25] соответствуют параметрам стабильности санидинов. Поэтому ортоклаз в гранулитовой фации – продукт упорядочения санидина. Различия в структурном состоянии КППШ пород низких и высоких ступеней метаморфизма обусловлены разным парциальным давлением воды в метаморфических процессах и, следовательно, различными скоростями превращений на регрессивной стадии формирования пород. Скорость упорядочения КППШ в более водонасыщенной эпидот–амфиболитовой фации ($P_{H_2O} : P_{общ} \approx 0,8$) и в других низкотемпературных фациях выше, чем в амфиболитовой ($P_{H_2O} : P_{общ} \approx 0,6–0,8$) и особенно в гранулитовой ($P_{H_2O} : P_{общ} \approx 0,2–0,4$) фациях, так как ускорение структурных превращений происходит интенсивнее с ростом давления воды.

В отличие от КППШ альбит, как правило, встречается в породах низкотемпературных фаций – эпидот–амфиболитовой и др. В амфиболитовой фации он обычно заменяется более основными плагиоклазами, а для гранулитовой фации альбит вообще не характерен.

Температура инверсии низкий – высокий альбит оценивается в $680 \pm 40^\circ\text{C}$, т.е. превышает верхнюю границу эпидот–амфиболитовой фации. Поэтому в метаморфических породах обычен низкий альбит. Однако описаны единичные находки неупорядоченных промежуточных альбитов в зеленых сланцах. Наличие неупорядоченных модификаций альбита может быть объяснено метастабильной кристаллизацией высокого альбита и неблагоприятными кинетическими условиями для структурных превращений [71].

Низкотемпературному региональному метаморфизму и эпигенезу сопутствуют низкотемпературные метасоматические процессы, которые обычно называют либо по ведущему метасоматическому минералу (альбитизация, адуляризация, цеолитизация и т.д.) либо по типу образованной породы (спилитизация, пропилитизация, березитизация и т.д.). Температурные условия этого вида метасоматизма соответствуют областям стабильности упорядоченных модификаций, которые обычно встречаются в таких метасоматитах. Однако при низких температурах вследствие малых скоростей структурных превращений полевые шпаты склонны кристаллизоваться в виде неупорядоченных разновидностей. При последующем упорядочении метастабильно образованных неупорядоченных кристаллов большое значение приобретает рН растворов, так как при низких температурах (ниже 400°C) скорости упорядочения высоки только в щелочных средах.

Упорядочение альбита в присутствии растворов, рН которых близок к нейтральному, проблематично, так как для этого требуются десятки и сотни тысяч лет [87]. Для калиевых полевых шпатов это время возрастает приблизительно на два порядка [70]. Действительно, высокие и промежуточные альбиты и неупорядоченные КПШ не так уж редки в низкотемпературных метасоматитах.

Аутигенные полевые шпаты образуются в процессе формирования осадка, его диагенеза и эпигенеза. Кристаллизация аутигенных полевых шпатов происходит из слабощелочных растворов, и сам процесс весьма длителен; возможно, он близок равновесному, т.е. скорость роста кристаллов была меньше скорости упорядочения на поверхности кристаллов. Поэтому аутигенные полевые шпаты, как правило, существенно упорядоченные. Авторам известен только один случай описания неупорядоченных аутигенных альбитов [93].

Интересные наблюдения сделал М.Т. Хельд [100], изучавший песчаники в Западной Вергинии. Он установил, что на обломочном ортоклазе растет аутигенный ортоклаз, а на обломочном микроклине могут нарастать как аутигенные микроклины, так и аутигенные ортоклазы. Это показывает, какое значение имеет структурное состояние полевого шпата, служащего затравкой. Аутигенный моноклинный калиевый полевой шпат обычно кристаллизуется в виде ромбоэдрических кристаллов, близких по форме адулярам. Аутигенные кристаллы микроклинов образуют четверные двойники. Такую необычную морфологию аутигенных микроклинов И. Баскин [93] объясняет первичной кристаллизацией триклинной модификации.

Изложенные соображения позволяют сделать ряд выводов относительно физико-химических условий образования структурных модификаций полевых шпатов при петрогенезисе.

1. Для полевых шпатов магматических пород главные факторы, контролирующие структурное состояние, — скорость остывания пород и давление водной фазы. Состав последней не имеет существенного значения вследствие высокой температуры.

2. При упорядочении полевых шпатов высоких ступеней метаморфизма (гранулитовой и амфиболитовой) ведущая роль принадлежит содержанию и давлению летучих компонентов, прежде всего воды. Влияние состава водного флюида мало вследствие высоких температур.

3. В породах фаций низкотемпературного метаморфизма (цеолитовой, зеленых сланцев), гидротермальных и аутигенных образованиях упорядочение может осуществляться полностью только в щелочных условиях. Щелочная среда может создаваться в результате гидролиза солей слабых кислот.

4. Альбит обладает самой высокой скоростью упорядочения и встречается почти всегда полностью упорядоченным. Вхождение Са и К в структуру замедляет его превращения, поэтому неупорядоченные плагиоклазы и калиевые полевые шпаты широко распространены в природе.

В общем следует указать, что на основании данных о степени упорядоченности можно сопоставлять температуры образования пород, скорости их охлаждения, судить о процессах их изменения или перекристаллизации. По мере накопления физико-химических данных об условиях упорядочения появится возможность и выявления абсолютных значений P , T породообразования по структурному состоянию полевых шпатов, т.е. использования их для целей геотермо- и геохронометрии.

Однако необходимым условием в этих исследованиях должно быть применение чувствительных и надежных методов диагностики распределения Al, Si по структурным позициям в полевом шпате.

МЕТОДЫ ДИАГНОСТИКИ СТРУКТУРНОГО СОСТОЯНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Ниже рассмотрены наиболее широко применяемые рентгенографические и оптические методы диагностики структурного состояния щелочных полевых шпатов.

Метод уточнения параметров элементарной ячейки

Атомы Al и Si обладают примерно одинаковой способностью к рассеиванию рентгеновских лучей. Поэтому в работах по определению и уточнению структур щелочных полевых шпатов содержание Al в позициях оценивалось путем сравнения средних длин связей

Таблица 3

Параметры элементарной ячейки конечных членов полевошпатовых

Полевой шпат	$a, \text{Å}; a^*, \text{Å}^{-1}$	$b, \text{Å}; b^*, \text{Å}^{-1}$	$c, \text{Å}; c^*, \text{Å}^{-1}$	$\alpha^\circ; \alpha^{*\circ}$	$\beta^\circ; \beta^{*\circ}$
Высокий санидин	8,610 0,12924	13,033 0,07673	7,174 0,15511	90,000 90,000	116,017 63,983
Максимальный микроклин	8,597 0,12944	12,964 0,07720	7,222 0,15397	90,637 90,419	115,933 64,071
Альбит	8,134 0,13752	12,781 0,07847	7,160 0,15654	94,317 86,340	116,617 63,475
Анальбит	8,160 0,13690	12,871 0,07789	7,110 0,15742	93,517 85,949	116,400 63,529

$T-O$ в тетраэдрах. Тетраэдр AlO_4 несколько больше тетраэдра SiO_4 ; средняя длина связи $Al-O = 1,757 \pm 0,005 \text{ Å}$; средняя длина связи $Si-O = 1,605 \pm 0,001 \text{ Å}$; с небольшими допущениями может быть принято, что длина связи $T-O$ линейно зависит от содержания Al в позиции.

Сначала Ф.М. Орвиль [115], затем Т.Л. Райт и Д.Б. Стюарт [136] показали, что состав и структурное состояние щелочных полевошпатов могут быть охарактеризованы также значениями параметров элементарной ячейки. Оказалось, что параметр a очень чувствителен к колебаниям состава полевошпата и, напротив, остается почти постоянным с изменением степени упорядоченности. Параметры b и c при фиксированном составе существенно зависят от степени упорядоченности. Угловые параметры обратной решетки a^*, γ^* показывают степень триклинности структуры.

Д.Б. Стюарт и П.Х. Риббе [130] дали структурное объяснение вариациям параметров э.я. полевошпатов с упорядочением. Они заметили, что вдоль направления b в одной элементарной ячейке встречаются шесть взаимосвязанных тетраэдров: $T_{2o} \rightarrow T_{1o} \rightarrow T_{2m} \rightarrow T_{2o} \rightarrow T_{1m} \rightarrow T_{2m}$, вдоль направления c — три: $T_{1o} \rightarrow T_{2o} \rightarrow T_{1m}$. В полностью неупорядоченном полевошпате, где в каждой позиции находится $0,25 Al$, в тетраэдрах вдоль оси b содержится $1,50 Al$, вдоль оси c — $0,75 Al$. При упорядочении наблюдается миграция Al в позиции T_{1o} из остальных трех в триклинной решетке или в позиции $T_1(T_{1o} + T_{1m})$ из узлов T_2 в моноклинном КПШ. Следовательно, в максимально упорядоченных модификациях э.я. в тетраэдрах вдоль осей b и c содержится уже $1,00 Al$. Таким образом, уменьшение концентрации Al ($-0,50$) в тетраэдрах вдоль оси b вызывает уменьшение длин связи $T-O$ и соответственно самой оси (параметра) b ; наоборот, увеличение концентрации Al в тетраэдрах вдоль оси c ($+0,25 Al$) приводит к увеличению оси (параметра) c .

ных твердых растворов

$\gamma^\circ; \gamma^{*\circ}$	$V, \text{Å}^3; V^*, \text{Å}^{-3}$	$2\theta CuK\alpha_1$			
		$\bar{2}01$	$131-\bar{1}\bar{3}1$	060	$\bar{2}04$
90,000	723,45	20,948	0,0	41,540	50,886
90,000	0,001382				
87,683	723,24	20,981	-0,791	41,808	50,521
92,267	0,001383				
87,667	663,57	22,060	1,118	42,525	51,134
90,449	0,001507				
90,250	667,19	21,993	1,994	42,198	51,469
87,972	0,001499				

Суммарное содержание Al в четырех разных тетраэдрах вдоль оси a постоянно и равно $1,00$ для полевошпатов с различной степенью упорядоченности, поэтому параметр a почти не изменяется при перераспределении атомов Al по позициям.

Степень упорядоченности полевошпата на диаграмме с координатами b и c Стюарт и Риббе предложили выражать величиной $\Delta(bc)$. Этой величине отвечает концентрация Al в позициях $T_{1o} + T_{1m}$: $\Delta(bc) = t_{1o} + t_{1m}$. Для серии анальбит-высокий санидин $\Delta(bc) = 0,50$, для серии альбит-максимальный микроклин $\Delta(bc) = 1,00$.

Для характеристики структурного состояния моноклинных калиевых полевошпатов — санидинов и ортоклазов — достаточно одной величины $\Delta(bc)$, так как позиции T_{1o} и T_{1m} , T_{2o} и T_{2m} эквивалентны и содержания Al в них равны. Для оценки структурного состояния триклинных полевошпатов дополнительно привлекают соотношение углов обратной решетки a^* и γ^* . На диаграмме, где координаты a^* и γ^* , определяется степень триклинности, выражаемая значением $\Delta(a^*\gamma^*)$, которое связано с разностью содержаний Al между позициями T_{1o} и T_{1m} : $\Delta(a^*\gamma^*) = t_{1o} - t_{1m}$. Для серии анальбит-моноклинный калиевый полевошпат $\Delta(a^*\gamma^*) = 0,00$, для серии альбит-максимальный микроклин $\Delta(a^*\gamma^*) = 1,00$.

Параметры элементарной ячейки конечных членов полевошпатовых твердых растворов представлены в табл. 3.

Значения $\Delta(bc)$ и $\Delta(a^*\gamma^*)$ изучаемых образцов могут быть найдены графически из этих диаграмм или вычислены по уточненным уравнениям В.К. Лафа [131]:

$$\begin{aligned} \Delta(bc) &= t_{1o} + t_{1m} = \\ &= (c - 0,45132b - 1,22032)/(1,6095 - 0,11252b), \\ \Delta(a^*\gamma^*) &= t_{1o} - t_{1m} = \\ &= (a^* - 1,99754\gamma^* + 89,77811)/(0,24614\gamma^* - 26,8196). \end{aligned}$$

Аналитические выражения В.К. Лафа для оценки погрешностей $\Delta(bc)$ и $\Delta(a^*y^*)$ громоздки, поэтому погрешности легче определять графически как 1/2 разности их максимального ($b - \Delta b, c + \Delta c; a^* - \Delta a^*, y^* + \Delta y^*$) и минимального ($b + \Delta b, c - \Delta c; a^* + \Delta a^*, y^* - \Delta y^*$) значений на $b-c, a^*-y^*$ диаграммах.

Содержания Al в позициях вычисляются из выражений:

$$t_{1o} = [\Delta(bc) + \Delta(a^*y^*)]/2, \quad t_{1m} = [\Delta(bc) - \Delta(a^*y^*)]/2,$$

$$t_{2o} = t_{2m} = [1 - \Delta(bc)]/2.$$

На $b-c$ диаграмму нанесены линии равных значений параметра a . При графическом определении $\Delta(bc)$ может возникнуть ситуация, когда полученное при уточнении значение параметра a не совпадает со значением a на $b-c$ диаграмме. Если разность $\Delta a = a_{\text{набл}} - a_{\text{выч}}$, где $a_{\text{выч}}$ находится из $b-c$ диаграммы, превышает $0,05 \text{ \AA}$, то полевой шпат считается "напряженным" (аномальным) [131]. Особенно часто "напряженные" полевые шпаты встречаются среди крипто- и микропертитов, в которых напряжения обусловлены взаимодействием между выделившимися ламелями и матрицей, а также среди искусственных образцов. Повышенные концентрации изоморфных примесей также искажают параметр a .

Состав полевого шпата может быть определен по значениям параметра a или объема элементарной ячейки с точностью 2-3 мол. % [115], в случае "напряженных" образцов - только по объему. Для повышения точности определения состава необходимо учитывать структурное состояние.

Простые рентгенографические приемы

Вариации параметров э.я. полевых шпатов при упорядочении или изменении состава отражаются в закономерном смещении рефлексов на порошкограммах. Для некоторых рефлексов оно оказывается значительным. Методы изучения, основывающиеся на этом явлении, благодаря своей простоте и экспрессности получили широкое распространение.

Т.Л. Райт [135] нашел, что положение максимума 060 связано со значением параметра b , максимума 204 - со значением параметра c , максимума 201 - со значением параметра a линейными зависимостями. Он предложил четырехугольную диаграмму, вершинами которой служат $2\theta_{060}$ и $2\theta_{204}$ высокого санидина и максимального микроклина, анальбита и низкого альбита. Эта диаграмма подобна $b-c$ диаграмме и может быть использована для оценки содержания Al по позициям $T_{1o} + T_{1m}$. По $2\theta_{201}$ определяют состав щелочного полевого шпата [30, 135]. При этом для повышения точности определения состава необходимо учитывать структурное состояние.

На $2\theta_{204} - 2\theta_{060}$ диаграмму нанесены линии равных значений $2\theta_{201}$. Полевые шпаты, для которых $2\theta_{201}$ измеренное минус 2θ вычисленное из $2\theta_{204} - 2\theta_{060}$ диаграммы превышает 0,12 $2\theta_{\text{SiK}_\alpha}$, считаются напряженными [131].

Этот способ изучения полевых шпатов получил название метода "трех пиков" Райта. Вариантами метода "трех пиков" являются приемы оценки степени упорядоченности, основанные на определении углового расстояния $2\theta_{204} - 2\theta_{060}$ [4, 30, 77, 119, 121] которое мало зависит от состава полевого шпата. В ряде калиевых шпатов угловое расстояние $2\theta_{204} - 2\theta_{060}$ меняется, как следует из табл. 3, от 9,346 (высокий санидин) до 8,713 (максимальный микроклин), в ряду натриевых полевых шпатов $2\theta_{204} - 2\theta_{060}$ от 9,271 (анальбит) до 8,619 (альбит). Использование сходного метода И.И. Борга и Д.К. Смита [96], заключающегося в измерении углового расстояния $2\theta_{040} - 2\theta_{002}$, нецелесообразно вследствие малой амплитуды изменения углового расстояния между соответствующими рефлексами ($< \Delta 0,25 \text{ } 2\theta$).

Структурное состояние альбитов традиционно принято характеризовать угловым расстоянием $2\theta_{131} - 2\theta_{1\bar{3}1}$. Оно линейно зависит от параметров э.я. [108] и варьирует от 1,118 (низкий альбит) до 1,994 (анальбит) (табл. 3).

Степень отклонения структуры от моноклинной симметрии в субрентгеновски несдвойникованных полевых шпатах и соответственно разность содержаний Al между позициями T_{10} и T_{1m} устанавливаются по величине расщепления пиков 131 и $1\bar{3}1$, 130 и $1\bar{3}0$, 111 и $1\bar{1}1$. Ю.Р. Гольдсмит и Ф. Лавес [23] ввели понятие степень триклинности, которая количественно выражается формулой $\Delta p = 12,5 (d_{131} - d_{1\bar{3}1})$. В моноклинном полево шпате эта величина равна нулю, а в максимальном микроклине 1,0. Однако Дж. В. Смит [126] указывает, что использовать пики 130 и $1\bar{3}0$ лучше, чем 131 и $1\bar{3}1$, поскольку пик $\bar{2}22$ накладывается на 131, и измерение истинного положения последнего становится невозможным. Ранее величину $\Delta(130) = 7,8x (d_{130} - d_{1\bar{3}0})$ Р. Габсер и Ф. Лавес [99] предложили называть "степенью микроклинности".

Возможность существования субрентгеновского двойникования обуславливает неопределенность связи степени триклинности или "степени микроклинности" с действительной разностью содержаний Al между T_{10} и T_{1m} . Так, полностью упорядоченный полевой шпат с неуравновешенным двойникованием может иметь "степень триклинности" такую же, как частично упорядоченный, но не сдвойникованный. Вероятность двойникования велика при малых отклонениях структуры от моноклинной симметрии. Несмотря на это, измерение степени триклинности оказывается полезным и широко применяется исследователями для характеристики полевых шпатов.

Оптические методы

Определение оптических констант, в первую очередь угла оптических осей ($2V$) и углов погасания, щелочных полевых шпатов в ориентированных сечениях на федоровском столике – наиболее доступный метод изучения в обычной петрографической практике. Применение специальной методики исследования в толстых шлифах, разработанной А.С. Марфуниным [52], значительно повышает точность получения констант. Недооценка этой методики может привести к недоразумениям, как это, например, случилось при изучении калиевых полевых шпатов кавказских неинтрузий.

Угол оптических осей – чувствительная константа к изменению степени упорядоченности. Для высокого санидина $2V_{11}(010) \approx -63^\circ$, для максимального микроклина $2V(10) \approx -84^\circ$, для высокого альбита $2V \approx -47^\circ$, для низкого альбита $2V \approx -103^\circ$ [129]. Некоторые исследователи [52, 79] брали значения $2V$ за основу построения своих классификационных схем щелочных полевых шпатов. Недавно Д.Б. Стюарт [129] показал корреляцию между параметрами э.я. b, c и углом оптических осей. Им предложена $b-c$ диаграмма с нанесенными на нее линиями равных значений $2V$. Таким образом, стало возможным оценивать распределение Al по позициям T_1 и T_2 в полевом шпате известного состава с помощью угла оптических осей. При этом надо иметь в виду, что в субмикроскопический сдвойникованных полевых шпатах, а также в крипто- и микропертитах могут быть определены участки искаженные $2V$.

Угол $2V$ – функция распределения Al между позициями T_1 и T_2 . Угол погасания на (001) показывает степень отклонения структуры от моноклинной симметрии. Следовательно, он в какой-то мере может характеризовать разницу в содержании Al между позициями T_{1o} и T_{1m} . Для максимального микроклина, например, на сечении (001), угол погасания достигает 18° , при этом, очевидно, весь Al находится в позициях T_{1o} . Однако серьезной проблемой остается возможность существования субмикроскопического двойникования в полевых шпатах. Вероятность двойникования значительно возрастает в образцах, находящихся на стадии инверсии моноклинной структуры в триклинную. Поэтому углы погасания могут оказаться сильно заниженными по сравнению с истинными.

В целом по своей информативности и точности оптические методы исследования уступают рентгенографическим.

МЕТОДЫ ДИАГНОСТИКИ СТРУКТУРНОГО СОСТОЯНИЯ ПЛАГИОКЛАЗОВ

В отличие от твердого раствора щелочных полевых шпатов с постоянным $Al:Si = 1:3$ в твердом растворе плагиоклазов $Al:Si$ меняется от 1:3 (альбит) до 1:1 (анортит). Поэтому при определении структурного состояния плагиоклазов необходима информация о составе изучаемых образцов.

Рентгенографические методы

Разработками простых рентгенографических методик определения степени упорядоченности и состава плагиоклазов занимались многие исследователи [24, 123, 124]. При изучении плагиоклазов возникают следующие затруднения: а) увеличение анортитовой составляющей в твердом растворе уменьшает интервал вариации рентгенографических характеристик, и для битовнитовых составов уже трудно отличать предельно упорядоченные разновидности от предельно неупорядоченных; б) в ряду упорядоченных кислых плагиоклазов существуют разрывы смесимости; в) необходимо как можно точнее определить состав плагиоклаза какими-нибудь другими методами (например, оптическими), поскольку упорядочение и рост основности вызывают аналогичные изменения рентгенографических характеристик.

Из параметров э.я. угол γ^* наиболее чувствителен к изменению степени упорядоченности плагиоклазов. Дж. Р. Смит и Х.С. Йодер [124] вместо определения угла γ^* предложили измерять угловые расстояния $2\Theta_{131} - 2\Theta_{220}$, $2\Theta_{131} - 2\Theta_{1\bar{3}1}$, Дж.В. Смит и П. Гей [127] использовали функцию гамма $\Gamma = 2\Theta_{131} + 2\Theta_{220} - 4\Theta_{1\bar{3}1}$ для олигоклаз-лабрадоровых составов, функцию бета $\beta = 2\Theta_{111} - 2\Theta_{\bar{2}01}$ - для более основных, угловые расстояния $2\Theta_{131} - 2\Theta_{1\bar{3}1}$ и $2\Theta_{111} - 2\Theta_{1\bar{1}1}$ - для альбитов и олигоклазов (до $Ab_{80}An_{20}$). Могут быть использованы и другие зависимости.

Наибольшее распространение в качестве индикатора структурного состояния получило угловое расстояние $2\Theta_{131} - 2\Theta_{1\bar{3}1}$.

Д.Б. Слеммонс [123] для характеристики степени упорядоченности промежуточных плагиоклазов ввел понятие "индекс упорядоченности" (промежуточности). На диаграмме $\Delta 2\Theta_{131} - 1\bar{3}1$ - состав кривым предельно упорядоченных плагиоклазов Слеммонс приписал и.у. = 100, кривым предельно неупорядоченных - и.у. = 0, а область между ними разбил дополнительно девятью кривыми, из которых каждая означала изменение индекса на 10 единиц. Таким образом, для образцов с известным химическим составом и.у. легко определяется графически.

"Индекс упорядоченности" - качественная мера, так как не известна связь этой величины с действительным распределением Al по позициям. Поэтому некоторые исследователи [91, 126] ставят под сомнение целесообразность введения этого понятия. Однако, по-видимому, "индекс упорядоченности" удобно использовать при сравнительной характеристике природных образцов.

И.Е. Каменцев и Э.И. Блюмштейн [34] вместо и.у. предлагают использовать индекс структурной упорядоченности $s(\Delta Al) = \Delta Al / \Delta Al' \times 100$, где ΔAl - разность содержаний Al в позициях T_{10} и T_{1m} в наблюдаемом образце данного состава, $\Delta Al'$ - максимально возможная разность для полностью упорядоченного структурного состояния. ΔAl и $\Delta Al'$ вычисляются по уравнениям:

$$\Delta Al = 1,857 - 0,925 \cdot \Delta 2\Theta_{131} - 1\bar{3}1 + 0,00264 An\%,$$

$$\Delta Al' = 1 - An\%/100.$$

Для оценки содержания Al в позиции T_{10} указанные авторы приводят следующее уравнение регрессии:

$$t_{10} = 1,643 - 0,694 \cdot \Delta 2\theta_{131-1\bar{3}1} + 0,00448An\%.$$

Зная суммарное содержание Al (по химическому составу) и предполагая, что в остальных трех позициях находится одинаковое его количество, можно определить содержания во всех четырех позициях. Однако отметим, что такие оценки верны только в первом приближении. Для обычных петрографических работ, по-видимому, достаточно одного "индекса упорядоченности".

Оптические методы

Из оптических констант наиболее чувствителен к изменению степени упорядоченности плагиоклазов угол оптических осей $2V$. Д.Б.Слемонс [123] предлагает структурное состояние плагиоклазов также характеризовать "индексом упорядоченности" по $2V$. Однако для составов более основных, чем $An_{40}Ab_{60}$, этот метод уже не пригоден, так как различие между крайними значениями мало; кроме того, необходимо, чтобы предварительно был известен состав плагиоклаза.

Хорошие результаты дает оценка структурного состояния методом определения полной оптической ориентировки по А.С. Марфунину [52]. Этот метод позволяет одновременно определять состав плагиоклаза и охарактеризовать структурное состояние "индексом упорядоченности" (от 0 до 1). Попутно может быть определен также угол оптических осей, и тогда можно сопоставить полученные "индексы упорядоченности".

Природные плагиоклазы обычно зональны. Метод определения оптической ориентировки обладает преимуществом перед всеми другими методами, так как с его помощью можно исследовать весьма ограниченные участки кристаллов плагиоклазов, где состав можно считать постоянным. Однако таким способом изучают плагиоклазы, содержащие не более 60% анортитового компонента.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ В НАСТОЯЩЕЙ РАБОТЕ

Таким образом, существенно полная информация о структурном состоянии, а попутно и о составе щелочного шпата, может быть получена из данных по параметрам элементарной ячейки их кристаллов. Очевидно, чем выше точность определения параметров, тем выше точность и надежность полученных на их основе данных. Для повышения этой точности необходимо вовлечь в расчет параметров максимально возможное число дифракционных максимумов, получаемых при исследовании щелочного полевого шпата методом порошка, для чего приходится производить трудоемкие вычислительные операции, выполнение которых возможно только с помощью ЭВМ. В

нашей работе параметры элементарных ячеек рассчитывались по методу наименьших квадратов с последующим итерационным уточнением. Программа для расчета параметров кристаллов низших сингоний на ЭВМ Мир-2 была разработана в ГЕОХИ АН СССР [22].

Рентгенографическое исследование проводилось на дифрактометре УРС-50 ИМ со сцинтилляционным счетчиком и одноканальным дифференциальным дискриминатором импульсов (стойки ССД). Использовалось CuK_α излучение с Ni фильтром при напряжении 35 кВ и токе 10 мА. Сканирование образцов велось в интервале $21-51^\circ$ по 2θ со скоростью $1/2$ град/мин. Одному градусу по 2θ соответствовало на дифрактограмме 20 мм.

Каждый образец снимался 4 раза, из них 2 раза в направлении от малых значений 2θ к большим и 2 раза - в обратном, причем каждый раз препарат для съемки готовился заново. На каждой дифрактограмме оказалось возможным измерить 17-22 надежно индифицированных максимума. Отражения, расположенные до 31° по 2θ , измерялись на высоте $2/3$ от фона, и при расчете параметров по этим отражениям использовалось значение длины волны CuK_α ($\lambda = 1,54178 \text{ \AA}$), а отражения, расположенные после 31° по 2θ , измерялись на высоте $9/10$ от фона, и при расчете использовалось значение длины волны $\text{CuK}_{\alpha 1}$ ($\lambda = 1,54056 \text{ \AA}$). Положение пиков корректировалось по отражениям внутреннего стандарта, в качестве которого был выбран Si ($\lambda = 5,4306 \text{ \AA}$). Среднеквадратичное отклонение 2θ от среднего значения для хорошо выраженных интенсивных максимумов составляло $\pm 0,02^\circ 2\theta$.

Содержание Al в тетраэдрических позициях определялось по уточненным $b-c$ и $\alpha^*-\gamma^*$ диаграммам [131].

Для дополнительной характеристики структурного состояния мы также использовали угловое расстояние $2\theta_{204} - 2\theta_{060} - 7^\circ$, что является модифицированием метода "трех пиков" Райта [135].

Состав полевых шпатов определялся по значению объема элементарной ячейки [115].

Поскольку КПШ эльдзуртинского и других гранитов представляет собой микро- и криптопертиты, перед рентгенографическим исследованием они были подвергнуты термической обработке с целью гомогенизации. Гомогенизация необходима по двум причинам: во-первых, гомогенизовав полевой шпат мы получаем возможность определить достаточно точно его валовый состав по объему э.я., параметру a или, наконец, по положению максимума $\bar{2}01$; во-вторых, когда содержание альбитовой составляющей оказывается существенным, отражения альбитовой фазы распада могут накладываться на отражения калиевой и искажать дифракционную картину последней; при этом погрешности определения параметров э.я. возрастают. Отжиг проводился в трубчатой печи в алундовых тиглях, куда помещались кусочки образца. Температура обработки коле-

балась от 900 до 1000°C, время – от 20 до 30 час. После этого образцы исследовались дифрактометрически.

Полученные дифрактограммы обычно показывали полную гомогенизацию образцов. Те из них, в которых все еще наблюдались рефлексы плагиоклазовой фазы, были подвергнуты дополнительному отжигу в течение 20 час при той же температуре. После рентгенографического исследования, как правило, вновь обнаруживались отражения плагиоклазовой фазы примерно той же интенсивности. Следовательно, выбранные условия отжига были вполне достаточны, чтобы вызвать гомогенизацию КПШ эльдзуртинских гранитов, а наблюдаемые после этого рефлексы, очевидно, принадлежат включениям плагиоклаза во вкрапленниках или просто примеси из-за неполного разделения плагиоклазов и КПШ. Таким образом, мы получаем информацию о полевошпате на стадии после завершения кристаллизации, но до начала распада твердого полевошпатового раствора. Д.Б. Стюарт и Т.Л. Райт [131] отмечают, что микро- и криптопертиты – обычно "аномальные" полевые шпаты, т.е. такие, у которых $a_{\text{набл}} - a_{\text{выч}} > 0,05 \text{ \AA}$.

Изучение плагиоклазов проводилось оптически и рентгенографически. На федоровском столике определялись оптическая ориентировка и угол оптических осей на блок-кристаллах сдвойникованных по альбитовому, карлсбадскому и альбит-карлсбадскому законам. Структурное состояние плагиоклазов характеризовалось "индексом упорядоченности" А.С. Марфунина [52], находимому по положению двойниковой оси на стереограмме, и "индексом упорядоченности" Д.Б. Слеммонса [123], оцениваемому по углу $2V$. При рентгенографическом исследовании структурное состояние плагиоклазов также характеризовалось "индексом упорядоченности", устанавливаемым из диаграмм Слеммонса $\Delta 2\theta_{131-1\bar{3}1}$ – состав.

При таком подходе угловое состояние $\Delta 2\theta_{131-1\bar{3}1}$ находится довольно просто из дифрактограмм, но при определении состава плагиоклазов имеются существенные затруднения, связанные с резко выраженной зональностью. Поэтому в образец, приготовленный для сканирования, попадают плагиоклазовые фазы, существенно различающиеся по составу; при этом также неизвестны их количественные соотношения. Дифракционная картина в таком случае будет суммарным отражением совокупности этих фаз. Это предопределяет невысокую точность не только используемого, но любого другого рентгенографического метода диагностики структурного состояния плагиоклазов.

Средний состав плагиоклазов определялся по показателю преломления $n_{\text{ср}} = (n'_g + n'_p) / 2$, где за n'_g и n'_p принимались максимальный и минимальный показатель преломления для нескольких зерен, находящихся в иммерсионном препарате. Погрешности такого определения довольно значительны. Соответственно и точность определения "индекса упорядоченности" также низкая.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ ЭЛЬДЖУРТИНСКОГО МАССИВА И НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ КАВКАЗСКИХ ГРАНИТОИДОВ

Предыдущие исследования полевых шпатов эльджуртинского гранита

Один из первых исследователей эльджуртинского гранита И.Н. Ситковский [73], принимая его выходы в долине Баксана за докембрийский батолит, определил калиевый полевой шпат как решетчатый микроклин. Выходы того же эльджуртинского гранита на северном склоне хребта Уллу-Тырныуз он отнес к неогинтрузии и описал в ней одновременно ортоклазы и микроклины, причем как решетчатые, так и без решетки.

Л.А. Варданыц [18, 19] дал детальное микроскопическое описание калиевого полевого шпата в эльджуртинском граните. Он установил, что это преимущественно микро- и криптопертит, в котором ширина пертитовых сростков достигает 0,01–0,02 мм. Полевой шпат имеет иногда тонкополосчатое строение, обусловленное, по-видимому, наличием удлинённых вростков плагиоклаза. Краткая оптическая характеристика сводится к следующему: минерал триклинный; $n_g - n_p = 0,005-0,006$; $2V$ колеблется от 38 до 72°; вариационный максимум на гистограмме лежит в интервале 45–52°. Пересчет химических анализов гранита показал, что K_2O/Na_2O в полевом шпате составляет 4:1. Исходя из оценок состава щелочного полевого шпата и оптических характеристик, Л.А. Варданыц отнес его к существенно калиевому анортоклазу.

Первые химические анализы калиевых полевых шпатов, а также их дебаеграммы получил С.П. Соловьев [75]. По результатам химических анализов было установлено, что состав может быть выражен формулой $Or_{68}Ab_{30}An_2$ или $Or_{68}Pl$ (№ 6)₃₂. На основании этих данных С.П. Соловьев также определял калиевые полевые шпаты как калиевые анортоклазы.

Следует отметить, что указанные авторы исследовали только вкрапленники калиевого полевого шпата. Характеристика калиевых полевых шпатов как вкрапленников, так и кристаллов из друзовых пустот и пегматоидных участков гранита дана А.С. Марфуниным [52]. Он впервые изучал калиевые полевые шпаты эльджуртинского гранита в связи с явлениями порядка-беспорядка в распределении Al и Si в структурах полевых шпатов. Он подтвердил, что все калиевые полевые шпаты представляют собой блок-кристаллы микро- и криптопертита, состоящие из почти чистого калиевого полевого шпата и альбита, близкого к неупорядоченному высокому альбиту. Состав вкрапленников $Or_{66,2}Ab_{30,8}An_{2,6}Cs(Ba)_{0,4}$, $-2V$ от 40 до 60°. Калиевые полевые шпаты пегматоидных разновидностей имеют состав $Or_{67,3}Ab_{31,4}An_{1,3}$, $-2V \approx 40^\circ$.

Кристаллы калиевого полевого шпата из друзовых пустот зональные: в ядре кристалла состав $-Or_{75,4}Ab_{24,6}$, $-2V = 56^\circ$, на краю кристалла состав $Or_{82,5}Ab_{17,5}$, $-2V = 43^\circ$. А.С. Марфу-

нин указывает, что калиевые полевые шпаты в большинстве случаев моноклинны и только некоторые из них обнаруживают якобы небольшое отклонение от моноклинности (рентгеновская триклинность $\Delta\rho \approx 0,1$).

Заметим, что точность определения триклинности хуже 0,1. Согласно А.С. Марфунину, калиевые полевые шпаты эльджуртинского гранита – высокие ортоклазы ($-2V \approx 49-53^\circ$), иногда переходящие в низкие санидины ($-2V \approx 37-40^\circ$) или триклинные высокие ортоклазы ($-2V \approx 50^\circ$). Понятие триклинный высокий ортоклаз неудачно, на наш взгляд, так как из него не ясно, какой степени упорядочения Al и Si отвечают соответствующие полевые шпаты по сравнению с низкими или промежуточными санидинами.

Вопрос о полевых шпатах Эльджуртинского гранитного массива тесно связан с другим более общим вопросом о распределении модификаций КПШ в гранитоидах Кавказа. Последний представляет не только минералогический интерес, но имеет и большое генетическое значение, так как тип полевого шпата определяется условиями становления гранитных массивов.

Изучение геологического распределения разновидностей калиевых полевых шпатов в гранитоидах Кавказа с целью выявления возможности использования свойств полевых шпатов для расчленения разновозрастных интрузий началось работами Д.С. Белякина [7, 8] в 10–20-е годы нынешнего столетия. Белякин показал, что в палеозойских и более древних гранитных породах калиевые полевые шпаты представлены микроклинами и ортоклазами с большими углами оптических осей. В гранитоидах мезо–кайнозойского возраста, названных неинтрузиями, наблюдались калиевые полевые шпаты с малыми углами оптических осей, близкими санидиновым, но триклинной оптической ориентировки.

Оптические характеристики этих полевых шпатов напоминали разновидность, названную Г. Розенбушем в 1885 г. анортоклазом. Однако если Розенбуш определял анортоклазы как существенно натриевые полевые шпаты с отношением $Or : Pl$ от 2:3 до 1:6, то полевой шпат кавказских неинтрузий был существенно калиевым с отношением $Or : Pl \approx 4:1$. Предложение Белякина называть такие полевые шпаты санидинами встретило серьезные возражения части петрографов, поскольку считалось, что они якобы триклинны, а санидины – исключительно моноклинные минералы [43]. Поэтому такие полевые шпаты стали называть калиевыми анортоклазами. Позднее Л.А. Варданыц [18, 19], С.П. Соловьев [75], В.П. Петров [62] уточнили оптические и химические характеристики анортоклазов и высказали предположение, что их образование связано с быстрым охлаждением давших неинтрузии расплавов.

Внимание к полевым шпатам кавказских гранитов усилилось с открытием явлений порядка–беспорядка в распределении Al и Si по тетраэдрическим группировкам алюмо–кремнекислородного каркаса полевых шпатов. Одновременно с исследованиями Г.Д. Афанасьева

и его сотрудников [2, 3] резко возросла геолого-петрографическая изученность гранитных пород на Северном Кавказе.

Опираясь на результаты работ Г.Д. Афанасьева, А.С. Марфунина [52] составил сводку данных оптического и рентгенографического изучения степени упорядоченности калиевых полевых шпатов кавказских гранитоидов. Он подтвердил выводы Д.С. Белянкина о различиях калиевых полевых шпатов древних гранитов и неинтрузий, причем эти различия обусловлены колебаниями степени упорядоченности Al, Si в их структуре.

Существенно неупорядоченные, высокие-промежуточные ортоклазы (по классификации Марфунина) — полевые шпаты неинтрузий. А.С. Марфунин также убедительно доказал и наглядно объяснил ошибочность предположения об их ясно выраженной триклинной оптической ориентировке. В верхнепалеозойских гранитах распространены упорядоченные разновидности от максимального микроклина до ортоклаза в зависимости от условий становления массивов. В нижнепалеозойских гранитах калиевые полевые шпаты встречаются редко и представлены преимущественно промежуточными и максимальными микроклинами.

Кристаллохимические представления о полевых шпатах к настоящему времени расширились, а методы диагностики стали современнее и надежнее. Поэтому возникает необходимость уточнения структурного состояния полевых шпатов кавказских гранитоидов. Кроме того, особенности распределения полевых шпатов необходимо увязать с условиями формирования массивов.

Описание образцов эльджуртинских гранитов

Для настоящего исследования были отобраны КПШ крупных вкрапленников, из основной массы гранита, из эндоконтактных пегматоидного облика участков массива, из друзовых пустот, ксенолитов, из апофиз, из измененного гранита, а также из мигматитов, обрамляющих Эльджуртинский массив с юга.

Разделение КПШ вкрапленников и основной массы проводилось следующим образом. Образцы гранита распиливали на пластинки толщиной 2–3 мм, из них выламывали все кристаллы полевых шпатов, превышающие 5 мм по удлинению. Оставшуюся часть дробили и из нее выделяли фракции 0,15 и 0,25 мм. Из полученного измельченного материала (фракции 0,15 и 0,25) биотит удаляли электромагнитной сепарацией. Кварц от полевых шпатов отделяли флотированием. Калиевые полевые шпаты и плагиоклазы разделяли в тяжелых жидкостях.

Измененным гранитом авторы называют образец, найденный в сыпи гранита по балке Эльджурта. Вторичные изменения в нем, как установлено при микроскопическом изучении, выражаются в несколько большей разрушенности ядер плагиоклазов. Учитывая, что вторичные процессы в эльджуртинском граните развиты крайне ограниченно, мы отобрали также вкрапленники из этого образца.

Помимо изучения полевых шпатов из различных типов пород, встречающихся в Эльджуртинском массиве, мы попытались определить характер изменения степени упорядоченности и состав в вертикальном и горизонтальном сечениях. Для этой цели были отобраны образцы из керна двух вертикальных скважин и гранитов, слагающих левый борт долины Баксана (обр. 48, 50, 52, 114, 56, 108). Образцы с номерами, начинающимися с 104-1, относятся к скважине № 104 протяженностью ~800 м, с номерами, начинающимися с 600-1, - к скважине № 600 протяженностью ~1500 м.

Из мигматитов, обрамляющих массив с юга, по мере удаления от контакта с эльджуртинским гранитом были выделены полевые шпаты, чтобы по изменению их структурного состояния оценить контактовые воздействия массива на вмещающие породы. Мигматиты относятся к породам макерской серии, метаморфизованным в условиях амфиболитовой фации.

Результаты

Рассчитанные параметры э.я. КПШ эльджуртинского гранита и другие рентгенографические характеристики приведены в табл. 4, составы и оценки атомных долей Al в позициях T_1 и T_2 - в табл. 5. Как следует из таблиц, все вкрапленники (36 образцов) по своему структурному состоянию могут быть охарактеризованы как промежуточные переходящие в низкие санидины. Границы вариаций значе-

Таблица 4

Рентгенографические характеристики калиевых полевых шпа

Образец	$a, \text{Å}$	$b, \text{Å}$	$c, \text{Å}$	β°	$V, \text{Å}^3$
1	2	3	4	5	6
КПШ вкрапленников					
600-1	8,468 $\pm 0,003$	12,986 $\pm 0,006$	7,181 $\pm 0,002$	116,04 $\pm 0,01$	709,47
600-2Б	8,464 $\pm 0,003$	12,996 $\pm 0,005$	7,179 $\pm 0,002$	116,06 $\pm 0,01$	709,43
600-3	8,488 $\pm 0,003$	13,005 $\pm 0,005$	7,180 $\pm 0,002$	116,05 $\pm 0,01$	712,12
600-4	8,482 $\pm 0,003$	12,999 $\pm 0,006$	7,182 $\pm 0,002$	116,07 $\pm 0,01$	711,33
600-5	8,476 $\pm 0,003$	12,995 $\pm 0,006$	7,180 $\pm 0,002$	116,04 $\pm 0,01$	710,48
600-6	8,473 $\pm 0,003$	12,996 $\pm 0,006$	7,177 $\pm 0,002$	116,04 $\pm 0,01$	710,19
600-7	8,488 $\pm 0,003$	12,986 $\pm 0,005$	7,183 $\pm 0,002$	116,05 $\pm 0,10$	710,77

ний $2t_1$ сравнительно узки: большинство значений попадают в интервал 0,60–0,70; среднее $2t_1 = 0,649 \pm 0,036$. Пределы изменения составов также весьма ограничены и колеблются в основном от $Or_{67}(Ab+An)_{33}$ до $Or_{73}(Ab+An)_{27}$; средний состав $Or_{70,5 \pm 2,9}(Ab+An)_{29,5 \pm 2,9}$.

Обращает внимание то, что составы, определенные рентгенографическим путем (по объему э.я.), имеют завышенное значение содержания альбитового компонента примерно на 3–5% по сравнению с составами, известными из их химических анализов [52]. Это связано, вероятно, с двумя причинами: 1) в образцах, использованных в химических анализах, могли содержаться включения плагиоклаза; поэтому содержания альбитовой составляющей, возможно, оказались завышенными; 2) исследованные образцы не представляли собой гомогенные кристаллы из-за неполной гомогенизации исходного материала; либо при закалке, которая, очевидно, не может быть мгновенной, часть альбита вновь выделялась в виде самостоятельной фазы. Напомним, что "почувствовать" рентгенографически полевошпатовую фазу, составляющую менее 5% смеси различных полевых шпатов, практически невозможно.

Свойства большинства полевых шпатов основной массы (17 образцов) варьируют еще в меньших интервалах: $2t_1 = 0,64-0,70$, среднее $2t_1 = 0,669 \pm 0,019$; состав от $Or_{69}(Ab+An)_{31}$ до $Or_{74}(Ab+An)_{26}$, средний состав $Or_{70,9 \pm 1,9}(Ab+An)_{29,1 \pm 1,9}$.

тов эльджуртинского гранитного массива

$\Delta a, \text{Å}$	$2\theta_{201}$	$2\theta_{060}$	$2\theta_{204}$	Измеренные/использованные рефлексы	Примечание
7	8	9	10	11	12
		КПШ вкрапленников			Скв. 600, Н, м
+0,01	21,24	41,70	50,85	22/18	2008
-0,03	21,28	41,66	50,84	23/20	1902
-0,04	21,21	41,63	50,82	26/22	1812
-0,04	21,23	41,66	50,82	22/18	1699
-0,01	21,26	41,05	50,63	23/18	1612
-0,01	21,25	41,65	50,84	26/20	1505
$\pm 0,02$	21,26	41,69	50,80	22/19	1401

Таблица 4 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
600-8	8,483 ±0,003	12,999 ±0,005	7,183 ±0,002	116,05 +0,01	711,69
600-9	8,466 ±0,004	12,992 ±0,007	7,174 ±0,002	116,05 +0,02	708,96
600-10	8,455 ±0,003	12,983 ±0,006	7,180 ±0,002	116,10 +0,01	707,86
600-11	8,484 ±0,003	12,999 +0,005	7,180 ±0,002	116,05 +0,01	711,49
600-12	8,483 ±0,002	13,005 ±0,004	7,181 +0,002	116,05 +0,01	712,17
600-13	8,490 ±0,002	12,992 ±0,005	7,184 ±0,002	166,07 +0,01	111,82
600-14	8,490 ±0,003	13,009 +0,005	7,180 +0,002	116,03 +0,01	712,53
600-15	8,471 +0,003	12,995 ±0,005	7,180 ±0,002	116,03 +0,01	710,26
600-16	8,488 ±0,002	12,994 ±0,005	7,182 ±0,002	116,05 +0,01	711,63
104-1	8,478 +0,003	12,997 +0,006	7,179 ±0,002	116,03 +0,01	710,81
104-2	8,492 ±0,003	13,005 ±0,006	7,178 ±0,002	116,02 +0,01	712,49
104-3	8,483 ±0,003	12,994 ±0,006	7,182 ±0,002	116,09 +0,001	711,00
104-4	8,484 ±0,003	13,011 ±0,006	7,174 ±0,002	116,01 +0,01	711,75
104-5A	8,490 ±0,002	13,004 ±0,005	7,182 ±0,002	116,06 ±0,01	712,30
104-6	8,485 ±0,003	13,006 ±0,006	7,177 ±0,002	116,03 ±0,01	711,70
104-7A	8,465 ±0,003	12,983 ±0,006	7,180 ±0,002	116,03 +0,01	709,06
104-8	8,484 ±0,003	13,005 ±0,005	7,174 ±0,002	116,06 +0,01	711,03
48	8,474 ±0,005	12,989 +0,009	7,186 +0,003	115,99 ±0,02	710,91
52	8,489 ±0,003	12,991 ±0,006	7,184 ±0,002	116,02 +0,01	711,96
50	8,517 +0,004	13,000 ±0,007	7,189 ±0,002	116,01 ±0,02	715,36
114	8,484 +0,002	12,989 ±0,005	7,184 +0,002	116,03 +0,01	711,30
56	8,486 ±0,003	12,995 ±0,005	7,181 ±0,002	116,02 +0,01	711,62
58	8,482 ±0,003	12,991 ±0,006	7,183 ±0,002	116,03 +0,01	712,00
108	8,506 ±0,008	12,995 ±0,006	7,184 ±0,002	116,00 +0,01	713,75
103A	8,476 ±0,003	12,993 ±0,006	7,181 ±0,002	116,03 +0,01	710,62

7	8	9	10	11	12
-0,04	21,26	41,64	50,80	23/18	1296
+0,02	21,26	41,68	50,87	22/17	1198
+0,01	21,29	41,70	50,82	22/17	1100
-0,02	21,21	41,65	50,82	22/18	998
-0,05	21,22	41,62	50,82	23/21	897
0,00	21,22	41,68	50,80	22/17	799
-0,06	21,21	41,62	50,83	21/21*	607
-0,02	21,26	41,67	50,82	34/22	596
0,00	21,24	41,68	50,82	19/16	517
					Скв. 104, Н, м
-0,01	21,22	41,66	50,83	23/18	1164
-0,03	21,23	41,64	50,84	23/21	1100
-0,02	21,24	41,61	50,67	13/18	1026
-0,04	21,22	41,68	50,81	23/18	944
-0,05	21,22	41,64	50,81	24/19	856
-0,04	21,34	41,63	50,85	23/23	772
+0,02	21,26	41,71	50,83	22/17	534
-0,01	21,23	41,62	50,88	22/18	414
-0,03	21,22	41,70	50,79	22/17	Разрез по левому бор-
0,00	21,20	41,68	50,80	21/77	ту р. Бак-
-0,04	21,17	41,66	50,76	19/15	сана
0,00	21,22	41,70	50,80	22/20	
0,00	21,24	41,66	50,82	22/21	
0,00	21,20	41,69	50,81	21/16	
0,00	21,17	41,67	50,80	22/20	
-0,01	21,23	41,69	50,82	22/17	

Таблица 4 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
103Б	8,480 ±0,004	12,990 ±0,007	7,183 ±0,002	116,01 ±0,02	711,11
104	8,475 ±0,003	12,990 ±0,006	7,180 ±0,002	116,02 ±0,01	710,26
95	8,485 ±0,003	12,988 ±0,006	7,185 ±0,002	116,05 ±0,01	711,37
96А	8,490 ±0,003	12,990 ±0,005	7,186 ±0,002	116,02 ±0,01	712,18
КПШ основной массы					
600-1	8,490 ±0,003	13,000 ±0,006	7,186 ±0,002	116,04 ±0,01	711,80
600-10	8,489 ±0,003	12,995 ±0,005	7,186 ±0,02	116,04 0,01	712,25
600-12	8,475 ±0,005	12,992 ±0,009	7,185 ±0,003	116,01 ±0,02	710,99
600-13	8,458 ±0,006	12,990 ±0,010	7,184 ±0,003	115,97 ±0,03	709,66
600-14	8,477 ±0,003	12,993 ±0,006	7,187 ±0,002	116,01 ±0,01	711,38
600-15	8,487 ±0,004	12,998 ±0,007	7,185 ±0,002	116,06 ±0,02	712,08
104-1	8,499 ±0,005	13,005 ±0,010	7,183 ±0,003	116,07 ±0,03	713,19
104-4	8,476 ±0,004	13,000 ±0,008	7,184 ±0,003	116,04 ±0,02	711,31
104-6	8,480 0,005	12,990 ±0,009	7,184 ±0,003	116,09 ±0,02	710,77
104-7А	8,497 ±0,002	12,992 ±0,021	7,186 ±0,002	116,06 ±0,02	712,61
104-8	8,483 ±0,005	12,993 ±0,008	7,183 ±0,003	116,04 ±0,02	711,41
40	8,484 ±0,002	12,994 ±0,022	7,184 ±0,002	116,04 ±0,02	711,57
52	8,476 ±0,003	12,992 ±0,006	7,184 ±0,002	116,05 ±0,01	710,77
56	8,482 ±0,006	12,994 ±0,011	7,178 ±0,004	116,03 ±0,03	710,88
12	8,490 ±0,004	12,999 ±0,007	7,184 ±0,002	116,04 ±0,02	712,32
96Б	8,495 ±0,002	12,988 ±0,083	7,179 ±0,002	116,09 ±0,02	711,35
103Б	8,474 ±0,002	12,994 ±0,004	7,182 ±0,002	116,05 ±0,02	710,40
96Д	8,479 ±0,003	12,994 ±0,006	7,187 ±0,002	116,01 ±0,02	711,65
102Б	8,497 ±0,003	12,989 ±0,005	7,186 ±0,002	116,03 ±0,01	712,62
103В	8,468 ±0,003	12,984 ±0,005	7,184 ±0,002	116,09 ±0,01	709,46
КПШ измененного гранита					
91АШ1	8,494 ±0,004	12,990 ±0,007	7,189 ±0,002	116,04 ±0,02	712,77

7	8	9	10	11	12
0,00	21,23	41,70	50,81	17/15	
0,00	21,24	41,89	50,83	22/17	
0,00	21,23	41,68	50,80	23/18	
-0,01	21,21	41,69	50,78	23/21	
КПШ основной массы					
-0,07	21,24	41,66	50,78	21/77*	
-0,03	21,23	41,67	50,73	20/16	
-0,03	21,20	41,70	50,80	23/16	
-0,03	21,24	41,70	50,80	22/17	
-0,04	21,24	41,67	50,78	22/18	
-0,04	21,20	41,67	50,79	25/20	
-0,05	21,16	41,64	50,81	23/18*	
-0,06	21,23	41,64	50,80	21/16	
-0,01	21,25	41,68	50,80	22/17	
-0,01	21,24	41,69	50,79	20/16	
-0,02	21,21	41,68	50,80	22/17	
-0,03	21,26	41,57	50,80	21/16	
-0,02	21,36	41,69	50,80	22/18	
+0,01	21,22	41,70	50,85	24/19	
-0,04	21,20	41,66	50,80	21/16	
+0,05	21,22	41,71	50,84	20/16	
-0,03	21,24	41,68	50,83	22/17	
-0,05	21,22	41,67	50,78	17/14	
8,00	21,23	41,68	50,78	17/16	
+0,01	21,27	41,71	50,80	19/16	
КПШ измененного гранита					
-0,08	21,19	41,69	50,76	20/16	

Таблица 4 (окончание)

1	2	3	4	5	1
91AK1	8,506 ±0,004	12,995 ±0,008	7,192 ±0,003	115,98 ±0,02	714,63
91AШ2	8,479 ±0,002	12,991 ±0,003	7,186 ±0,001	116,05 ±0,01	711,12
91AK2	8,510 ±0,005	12,988 ±0,008	7,190 ±0,003	116,07 ±0,01	713,87
КПШ друзовых пустот					
100Ш1	8,496 ±0,008	12,998 ±0,015	7,183 ±0,005	116,18 ±0,04	711,92
100К1	8,507 ±0,003	13,001 ±0,005	7,186 ±0,002	116,04 ±0,01	714,09
КПШ апофиз					
75	8,482 ±0,004	13,001 ±0,007	7,180 ±0,002	116,04 ±0,02	711,42
123	8,444 ±0,007	12,980 ±0,013	7,179 ±0,004	116,07 ±0,03	706,78
КПШ ксенолитов					
K1	8,492 ±0,002	12,992 ±0,003	7,180 ±0,001	116,05 ±0,02	711,67
K2	8,484 ±0,002	12,996 ±0,003	7,180 ±0,001	116,06 ±0,02	711,15
КПШ мигматитов					
M1	8,509 ±0,004	12,999 ±0,003	7,180 ±0,001	116,11 ±0,07	713,12
M2	8,515 ±0,002	13,002 ±0,002	7,182 ±0,001	116,01 ±0,02	714,62
M3	8,518 ±0,004	12,998 ±0,003	7,177 ±0,001	115,95 ±0,02	714,98

* Аномальный ("напряженный") образец.

** Расстояние от контакта, метры.

На диаграмме состав - структурное состояние (рис. 4) показаны области изменений свойств КПШ вкрапленников и основной массы для 15 штучных образцов эльджуртинского гранита. На этой диаграмме видно, что хотя поле КПШ основной массы и совпадает примерно на 2/3 своей площади с полем КПШ вкрапленников, но все же включает более упорядоченные и более богатые ортоклазовой составляющей полевые шпаты. Для КПШ вкрапленников из этих 15 образцов гранита среднее $2t_1 = 0,644 \pm 0,042$, средний состав $Or_{69,9 \pm 2,8} (Ab+An)_{30,1 \pm 2,8}$; для КПШ основной массы $2t_1 = 0,671 \pm 0,018$, средний состав $Or_{70,9 \pm 1,8} (Ab+An)_{29,1 \pm 1,8}$. КПШ вкрапленников и КПШ основной массы различаются по степени упорядоченности на 95% уровне вероятности (критерий Стьюдента $t = 2,27$) и различаются по составу на 70% уровне вероятности (критерий Стьюдента $t = 1,14$).

7	8	9	10	11	12
-0,04	21,16	41,67	50,75	22,18	
-0,3	21,24	41,73	50,79	22/17	
-0,01	21,18	41,70	50,76	20/16	
КПШ друзовых пустот					
-0,02	21,19	41,66	50,80	20/17	
-8,04	21,17	41,66	50,78	20/19	
КПШ апофиз					
-0,04	21,22	41,66	50,82	22/17	
+0,01	21,31	41,72	50,84	18/14	
КПШ ксенолитов					
+0,02	21,22	41,68	50,83	24/23	
-0,01	21,24	41,66	50,84	24/24	
КПШ мигматитов					
0,00	21,18	41,66	50,84	17/13	40**
-0,01	21,15	41,64	50,82	25/25	250**
+0,04	21,17	50,85	19/19	19/19	1000**

Таблица 5

Оценка составов, содержаний Al в тетраэдрических позициях и углового расстояния $2\theta_{204} - 2\theta_{060} - 7^\circ$ калиевых полевых шпатов Эльджуртинского гранитного массива

Образец	Состав	$\frac{t_1^o + t_1^m}{2t_1}$	$\frac{t_2^o + t_2^m}{2t_2}$	$2\theta_{204} - 2\theta_{060} - 7^\circ$
1	2	3	4	5

КПШ вкрапленников

600-1	$Or_{67}(Ab+An)_{33}$	$0,68 \pm 0,03$	$0,32 \pm 0,03$	2,13
600-25	$Or_{67}(Ab+An)_{33}$	$0,63 \pm 0,03$	$0,37 \pm 0,03$	2,18
600-3	$Or_{72}(Ab+An)_{28}$	$0,62 \pm 0,03$	$0,38 \pm 0,03$	2,19

Таблица 5 (продолжение)

1	2	3	4	5
600-4	$Or_{71}(Ab+An)_{29}$	0,65±0,03	0,35±0,03	2,16
600-5	$Or_{69}(Ab+An)_{31}$	0,64±0,03	0,36±0,03	2,18
600-6	$Or_{68}(Ab+An)_{32}$	0,62±0,03	0,38±0,03	2,19
600-7	$Or_{70}(Ab+An)_{30}$	0,68±0,03	0,32±0,03	2,11
600-8	$Or_{72}(Ab+An)_{28}$	0,65±0,03	0,35±0,03	2,16
600-9	$Or_{66}(Ab+An)_{34}$	0,61±0,03	0,39±0,03	2,19
600-10	$Or_{63}(Ab+An)_{37}$	0,68±0,03	0,32±0,03	2,12
600-11	$Or_{71}(Ab+An)_{29}$	0,63±0,03	0,37±0,03	2,17
600-12	$Or_{73}(Ab+An)_{27}$	0,62±0,02	0,38±0,02	2,20
600-13	$Or_{72}(Ab+An)_{28}$	0,68±0,03	0,32±0,03	2,12
600-14	$Or_{73}(Ab+An)_{27}$	0,61±0,03	0,39±0,03	2,21
600-15	$Or_{68}(Ab+An)_{32}$	0,64±0,03	0,36±0,03	2,15
600-16	$Or_{71}(Ab+An)_{29}$	0,66±0,03	0,34±0,03	2,14
104-1	$Or_{70}(Ab+An)_{30}$	0,63±0,03	0,37±0,03	2,17
104-2	$Or_{73}(Ab+An)_{27}$	0,60±0,03	0,40±0,03	2,20
104-3	$Or_{70}(Ab+An)_{30}$	0,66±0,03	0,34±0,03	2,13
104-4	$Or_{72}(Ab+An)_{28}$	0,56±0,03	0,44±0,03	2,26
104-5A	$Or_{73}(Ab+An)_{27}$	0,63±0,03	0,37±0,03	2,17
104-6	$Or_{72}(Ab+An)_{28}$	0,60±0,03	0,40±0,03	2,22
104-7A	$Or_{66}(Ab+An)_{34}$	0,67±0,03	0,33±0,03	2,12
104-8	$Or_{70}(Ab+An)_{30}$	0,58±0,03	0,42±0,03	2,24
48	$Or_{70}(Ab+An)_{30}$	0,70±0,05	0,30±0,05	2,09
52	$Or_{72}(Ab+An)_{28}$	0,68±0,03	0,32±0,03	2,12
50	$Or_{79}(Ab+An)_{21}$	0,63±0,03	0,31±0,03	2,10
114	$Or_{71}(Ab+An)_{29}$	0,68±0,03	0,32±0,03	2,10
56	$Or_{71}(Ab+An)_{29}$	0,65±0,03	0,35±0,03	2,16
58	$Or_{72}(Ab+An)_{28}$	0,67±0,03	0,33±0,03	2,12
108	$Or_{76}(Ab+An)_{24}$	0,67±0,03	0,33±0,03	2,13
103A	$Or_{69}(Ab+An)_{31}$	0,66±0,03	0,34±0,03	2,13
103Б	$Or_{70}(Ab+An)_{30}$	0,68±0,03	0,32±0,03	2,11
104	$Or_{68}(Ab+An)_{32}$	0,66±0,03	0,34±0,03	2,14
95	$Or_{70}(Ab+An)_{30}$	0,70±0,03	0,30±0,03	2,12
96A	$Or_{72}(Ab+An)_{28}$	0,70±0,03	0,30±0,03	2,09
КПШ основной массы				
600-1	$Or_{72}(Ab+An)_{28}$	0,67±0,03	0,33±0,03	2,12

Таблица 5 (окончание)

1	2	3	4	5
600-10	$Or_{73}(Ab+An)_{27}$	0,68±0,03	0,32±0,03	2,11
600-12	$Or_{70}(Ab+An)_{30}$	0,68±0,04	0,32±0,04	2,10
600-13	$Or_{67}(Ab+An)_{33}$	0,68±0,05	0,32±0,05	2,10
600-14	$Or_{71}(Ab+An)_{29}$	0,70±0,03	0,30±0,03	2,11
600-15	$Or_{72}(Ab+An)_{28}$	0,67±0,03	0,33±0,03	2,12
104-1	$Or_{74}(Ab+An)_{26}$	0,64±0,05	0,36±0,05	2,17
104-4	$Or_{70}(Ab+An)_{20}$	0,66±0,04	0,34±0,04	2,16
104-6	$Or_{69}(Ab+An)_{31}$	0,68±0,04	0,32±0,04	2,12
104-7A	$Or_{74}(Ab+An)_{26}$	0,69±0,06	0,31±0,06	2,10
104-8	$Or_{71}(Ab+An)_{29}$	0,67±0,04	0,33±0,04	2,12
48	$Or_{71}(Ab+An)_{29}$	0,67±0,04	0,33±0,04	2,13
52	$Or_{70}(Ab+An)_{30}$	0,68±0,03	0,32±0,03	2,11
56	$Or_{70}(Ab+An)_{30}$	0,63±0,05	0,37±0,05	2,15
12	$Or_{73}(Ab+An)_{27}$	0,66±0,03	0,34±0,03	2,14
96Б	$Or_{70}(Ab+An)_{30}$	0,65±0,07	0,35±0,07	2,13
103Б	$Or_{69}(Ab+An)_{31}$	0,66±0,07	0,34±0,07	2,15
КПШ эндоконтактовой пегматойдной зоны				
96Д	$Or_{71}(Ab+An)_{29}$	0,69±0,03	0,31±0,03	2,11
102Б	$Or_{74}(Ab+An)_{26}$	0,70±0,03	0,30±0,03	2,10
103В	$Or_{67}(Ab+An)_{33}$	0,70±0,03	0,30±0,03	2,09
КПШ измененного гранита				
91АЦ1	$Or_{74}(Ab+An)_{26}$	0,72±0,03	0,38±0,03	2,07
91АК1	$Or_{78}(Ab+An)_{22}$	0,72±0,04	0,28±0,04	2,08
91АЦ2	$Or_{70}(Ab+An)_{30}$	0,69±0,01	0,31±0,01	2,06
91АК2	$Or_{76}(Ab+An)_{24}$	0,73±0,04	0,27±0,04	2,06
КПШ друзовых пустот				
100Д1	$Or_{72}(Ab+An)_{28}$	0,66±0,07	0,34±0,07	2,14
100К1	$Or_{77}(Ab+An)_{23}$	0,67±0,03	0,33±0,03	2,12
КПШ апофиз				
75	$Or_{70}(Ab+An)_{30}$	0,63±0,04	0,37±0,04	2,16
123	$Or_{61}(Ab+An)_{39}$	0,68±0,07	0,32±0,07	2,12
КПШ ксенолитов				
К1	$Or_{71}(Ab+An)_{29}$	0,65±0,02	0,35±0,02	2,15
К2	$Or_{70}(Ab+An)_{30}$	0,64±0,02	0,36±0,02	2,18
КПШ мигматитов				
М1	$Or_{74}(Ab+An)_{26}$	0,63±0,02	0,37±0,02	2,18
М2	$Or_{72}(Ab+An)_{28}$	0,64±0,01	0,36±0,01	2,18
М3	$Or_{77}(Ab+An)_{23}$	0,63±0,02	0,38±0,02	2,20

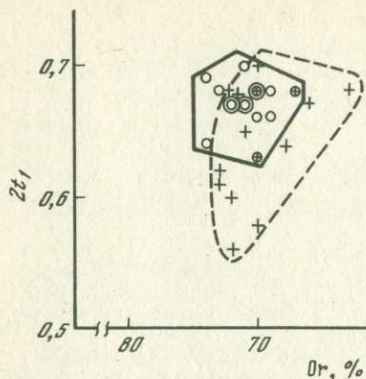


Рис. 4. Соотношение состава и структурного состояния КФСШ вкрапленников (кресты) и основной массы (кружки) эльджуртинского гранита

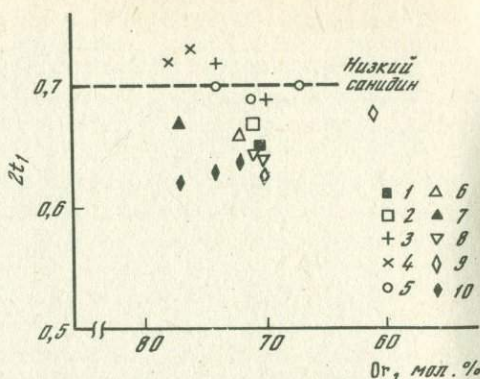


Рис. 5. Соотношение состава и структурного состояния КФСШ эльджуртинского гранита

1 - КФСШ вкрапленников (средний), 2 - КФСШ основной массы (средний), 3 - ядро КФСШ измененного гранита, 4 - край КФСШ измененного гранита, 5 - КФСШ из эндоконтактовых пегматоидных участков массива, 6 - ядро КФСШ из друзовых пустот, 7 - край КФСШ в ксенолитах, 8 - КФСШ апофиз, 9 - КФСШ мигматитов

Близки вкрапленникам по составу и структурному состоянию полевые шпаты из ксенолитов в граните и апофиз гранита во вмещающих породах (рис. 5).

Степень упорядоченности КФСШ из друзовых пустот примерно такая же, как и у КФСШ основной массы, но состав более калиевый. Отметим также, что наши результаты подтверждают данные А.С.Марфунина [52] о наличии зональности по составу в таких образцах: ядра содержат больше альбитового компонента $Or_{72}(Ab+An)_{28}$, чем краевые части кристаллов $Or_{77}(Ab+An)_{23}$.

Более упорядочены ($2t_1 = 0,70$) полевые шпаты из пегматоидных эндоконтактовых зон. По своему структурному состоянию они относятся к низким санидинам.

Самыми упорядоченными и самыми калиевыми оказались полевые шпаты измененного гранита. По степени упорядоченности они являются высокими ортоклазами ($2t_1 = 0,72$), состав их колеблется от $Or_{70}(Ab+An)_{30}$ в ядрах до $Or_{78}(Ab+An)_{22}$ на краю вкрапленников. Интересно, что обнаружить зональность по составу во вкрапленниках обычного гранита не удалось.

В обрамляющих гранит на ЮВ мигматитах полевые шпаты более калиевые, чем полевые шпаты Эльджуртинского массива: $Or_{72-77}(Ab+An)_{23+28}$ и по структурному состоянию могут быть отнесены к промежуточным санидинам ($2t_1 = 0,62-0,64$).

**Состав К-полевого шпата
эльджуртинского гранита по данным микрозонда**

Микрозондовая методика использовалась для изучения распределения элементов в кристалле-вкрапленике. Характер изменения этого распределения показывает картину строения вкрапленика, позволяет установить зональность и относительные размеры зон и т.д. Были изучены три образца вкраплеников (601, 613, 104-8), взятых из различных участков интрузии, причем удаленность одного образца от другого составляла около километра.

В качестве эталона был подготовлен образец санидина из неоинтрузии р. Кыртык. По усредненным данным различных методов анализа ("мокрый" силикатный анализ, аналитик Н.С. Классова, рентгено-флюоресцентный на установке "Филипс", аналитик И.Д. Шевалеевский), состав санидина "Кыртык", следующий (в %): SiO_2 64,9, TiO_2 0,03, Al_2O_3 18,2, Fe_2O_3 0,18, MgO 0,04, CaO 0,30, Na_2O 3,03, K_2O 11,6, потери при прокаливании 1,09%; сумма 99,37%.

При съемке одновременно записывалось содержание трех компонентов: K_2O , Na_2O и CaO . Изменение содержаний по разрезам оценивалось главным образом по K_2O и Na_2O , так как содержания CaO малы (0,3-0,5%) и использовались только для различения вкраплений плагиоклаза от вкраплений карбонатов или другого минерала.

Образец 104-8 (рис. 6). Представлен частью крупного вкрапленика калиевого полевого шпата, заключенного в основной массе породы. Изучены два разреза во взаимно перпендикулярных направлениях, охватывающие все оптически различимые зоны кристалла; длина пройденных разрезов 4-6 мм. В пределах этого расстояния наблюдается заметное изменение состава, наиболее четко проявленное по изменению содержания K_2O . Содержания K_2O колеблются

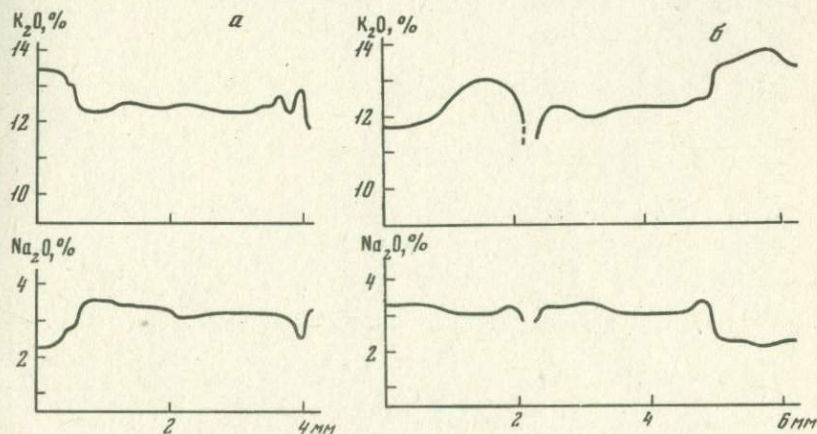


Рис. 6. Распределение в вкрапленике (обр. 104-8) K_2O и Na_2O вдоль двух (а и б) перпендикулярных сечений вкрапленика; а - путь 1, б - путь 2

Таблица 6

Распределение калия и натрия по разрезам во вкрапленниках полевого шпата

Длина участка, мм	K ₂ O		Na ₂ O	
	Размах записи, импульсы	вес. %	Размах записи, импульсы	вес. %
1	2	3	4	5

Обр. 104-8, путь а

0,45	680-800	13,5	80-120	2,3
0,15	680-750	13,1	100-130	2,8
0,60	650-700	12,3	140-170	3,6
0,30	670-710	12,6	140-160	3,5
0,60	660-700	12,4	130-160	3,4
0,20	670-710	12,6	120-140	3,1
0,30	670-700	12,5	120-150	3,2
0,75	650-690	12,3	130-150	3,3
0,30	660-710	12,5	120-160	3,3
0,15	690-710	12,8	120-150	3,2
0,15	650-700	12,3	120-140	3,1
0,15	700-720	13,0	100-120	2,6
0,15	-	11,9	130-160	3,4

Путь б

0,3	620-660	11,7	-	3,3
0,6	620-680	11,9	-	3,3
0,3	650-720	12,5	-	3,1
0,6	680-750	13,1	-	13,1
0,3	670-730	12,8	-	3,3
0,3	680-750	11,3	-	2,8
0,6	650-700	12,3	-	3,3
0,45	630-680	12,0	-	3,4
1,35	650-700	12,3	-	3,1
0,3	670-700	12,5	-	3,4
	700-760	13,4	-	2,3
1,05	720-790	13,8	-	2,2
0,3	700-770	13,4	-	2,3

Обр. 601

0,15	680-720	12,8	110-130	2,8
0,75	610-670	11,7	180-140	3,7
	670-720	12,7	90-130	2,6
0,15	-	-	-	-

Таблица 6 (окончание)

1	2	3	4	5
Обр. 601				
0,60	670-720	12,7	90-130	2,6
1,35	650-690	12,3	120-140	3,05
0,65	610-670	11,7	110-150	3,3
1,50	650-700	12,3	130-150	3,3
0,15	-	-	210	5,0
1,2	660-720	12,6	110-150	3,1
1,5	-	-	355	8,3
	-	-	345	8,1
Обр. 613				
0,42	580-650	11,3	-	-
0,30	640-690	12,2	-	-
0,54	600-650	11,4	120-140	3,3
0,60	660-700	12,4	-	-
0,60	530-560	9,4	-	-
0,30	-	-	-	-
-	680-730	12,9	-	3,1
1,80	680-690	11,8	140-170	3,3
0,78	630-670	11,9	140-150	3,6
0,30	670-720	12,7	110-150	3,1
0,30	630-670	11,9	130-150	3,3
0,30	660-720	12,6	110-130	2,8
-	-	-	-	-
-	650-670	12,3	120-150	3,2
-	-	-	-	-
-	590-630	11,1	140-160	3,5

от 11 до 14%, т.е. в пределах вкрапленника изменение содержания K_2O достигает 3%.

Пройденный микрозондом путь *a* можно подразделить на ряд участков с различным уровнем содержания калия. Всего на разрезе (путь *a*) было выделено 13 участков и для них выведены средние по K_2O и Na_2O . Соответствующая запись содержаний K_2O и Na_2O дана на рис. 6, а вычисленные для каждого участка содержания - в табл. 6.

Сопоставление графиков и микроскопические наблюдения показывают, что наиболее высокие содержания K_2O (и пониженные Na_2O) наблюдаются за пределами вкрапленника калиевого полевого шпата и, следовательно, относятся к зернам калиевого полевого шпата основной массы. Это вполне соответствует характеру записи содер-

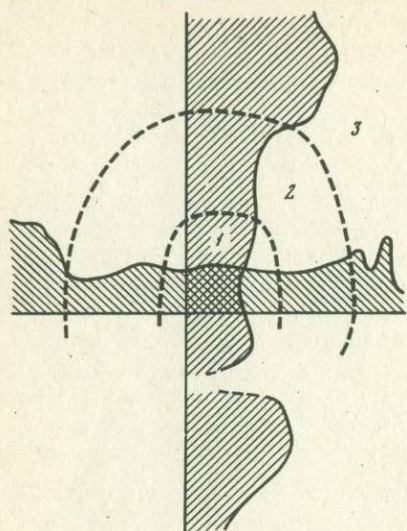


Рис. 7

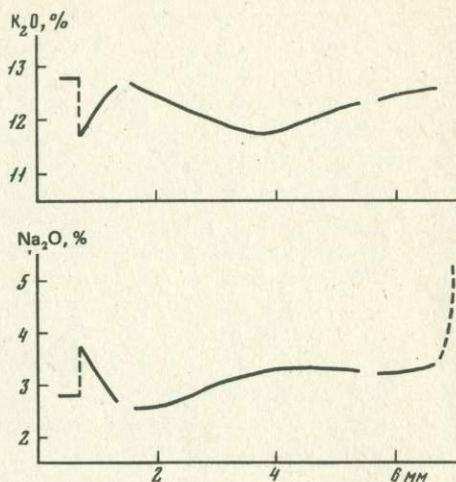


Рис. 8

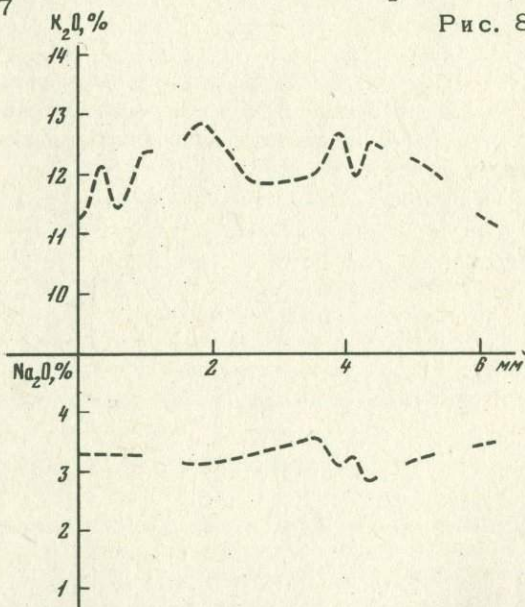


Рис. 7. Схема зонального строения вкрапленника (обр. 104-8) по данным микрозонда

1 - ядро, 2 - однородная часть кристалла, 3 - край кристалла и переход к основной массе породы; ломаная линия - изменение содержания K_2O по выделенным направлениям (рис. 6, а и б)

Рис. 8. Распределение K_2O и Na_2O в вкрапленнике (обр. 601)

Рис. 9. То же, что на рис. 8 (обр. 613)

жаний K_2O , Na_2O (и CaO): наблюдаются резкие спады записи всех элементов (кварц) и повышение CaO и Na_2O (плаггиоклаз).

По направлению разреза (путь *a*) отмечается еще одна особенность: переход от основной массы гранита к периферии вкрапленника не сопровождается изменением содержания K_2O и Na_2O ; т.е. в пределах собственно порфиrowого выделения состав краевой зоны калиевого полевого шпата не отличается существенным образом от состава полевого шпата вне вкрапленника (путь *a*). К середине порфиrowого выделения наблюдается довольно резкое снижение содержания K_2O и увеличение содержания Na_2O . Эта зона вкрапленника характеризуется сравнительно ровным содержанием щелочных элементов, без заметных колебаний состава. В шлифе она выглядит вполне однородной, в ней нет включений других минеральных фаз. Зона прослеживается по двум взаимно перпендикулярным разрезам, а по разрезу (путь *b*) прослеживается дважды - в начале и в середине разреза. С учетом морфологии кристалла эта однородная часть может быть оконтурена и отделена от вещества края вкрапленника и его ядра. Примерное положение этих трех частей вкрапленника дано на схеме рис. 7.

Образец 601 (рис. 8). Исследован вкрапленник меньшего размера, чем предыдущий. Разрез располагается по касательной к центральной части вкрапленника, и данные по распределению содержаний K_2O и Na_2O вполне укладываются в схему, обнаруженную при исследовании вкрапленника 104-8, но без центрального ядра. По морфологии кристалла, характеру записи содержания этот участок соответствует зоне 2 образца 104-8 (рис. 7).

Образец 613. Данные по обр. 613 даны на рис. 9 и в табл. 6. Сечение вкрапленника 613 показывает также неоднородное строение. Наиболее ровная запись содержаний K_2O и Na_2O отвечает ядру вкрапленника. С обеих сторон ядро окаймляется зоной несколько повышающихся значений K_2O . Более внешние участки вкрапленника характеризуются неоднородным строением с заметными по размеру зернами плаггиоклаза, что соответственно, отражается в записи содержаний. Эти участки представляют собой, по существу, двуминеральный агрегат.

Щелочные полевые шпаты других кавказских гранитоидов

Были исследованы также полевые шпаты нескольких известных массивов верхнепалеозойского возраста и неинтрузий. Верхнепалеозойские гранитоиды представлены образцами Даховского, Кти-Тебердинского, Кассарского и Садонского массивов, неинтрузии - образцами гранитоидов Тырнаузского рудно-магматического узла, Кыртыкского и Теплинского массивов.

Даховский массив большинство исследователей относят к так называемым красным или северным гранитам и гранодиоритам, встречающимся в виде горстообразных поднятий. Формирование Да-

Таблица 7

Рентгенографические характеристики полевых шпатов

Образец	Массив (образец)	a, Å	b, Å	c, Å	α°	β°	γ°
1	Липариты Кыргызского лакколита (вкрапленник)	8,484 $\pm 0,003$	13,012 $\pm 0,005$	7,174 $\pm 0,002$	90	116,01 $\pm 0,001$	90
2		8,489 $\pm 0,002$	13,013 $\pm 0,005$	7,176 $\pm 0,002$	90	116,05 $\pm 0,01$	90
3	Липариты Тырнауза (вкрапленник)	8,489 $\pm 0,003$	13,008 $\pm 0,005$	7,177 $\pm 0,002$	90	116,04 $\pm 0,1$	90
4		8,489 $\pm 0,002$	13,010 $\pm 0,005$	7,178 $\pm 0,002$	90	116,05 $\pm 0,01$	90
5	Лейкократовые гранит-порфиры Тырнауза (вкрапленник)	8,490 $\pm 0,002$	13,003 $\pm 0,005$	7,184 $\pm 0,002$	90	116,06 $\pm 0,01$	90
6		8,491 $\pm 0,004$	13,011 $\pm 0,008$	7,188 $\pm 0,03$	90	116,02 $\pm 0,02$	90
7	Гранодиориты, г. Тепли (валовый)	8,466 $\pm 0,009$	12,980 $\pm 0,016$	7,183 $\pm 0,006$	90	115,94 $\pm 0,05$	90
8		8,481 $\pm 0,007$	12,976 $\pm 0,012$	7,189 $\pm 0,004$	90	115,99 $\pm 0,03$	90
9	Двуслюдяные граниты Кти-Теберды (вкрапленник)	8,564 $\pm 0,012$	12,967 $\pm 0,023$	7,211 $\pm 0,008$	90,48 $\pm 0,15$	116,05 $\pm 0,07$	88,50 $\pm 0,14$
10		8,770 $\pm 0,028$	12,951 $\pm 0,053$	7,208 $\pm 0,018$	89,58 $\pm 0,36$	116,36 $\pm 0,16$	89,98 $\pm 0,36$
11	Гранодиориты Даховского массива (валовый)	8,786 $\pm 0,026$	12,948 $\pm 0,048$	7,213 $\pm 0,016$	89,67 $\pm 0,29$	116,52 $\pm 0,14$	89,71 $\pm 0,28$
12	Аляскиты Даховского массива (валовый)	8,541 $\pm 0,013$	12,960 $\pm 0,017$	7,207 $\pm 0,06$	90,71 $\pm 0,10$	116,05 $\pm 0,05$	87,84 $\pm 0,10$
13	Кассарские граниты (валовый)	8,526 $\pm 0,013$	12,959 $\pm 0,016$	7,212 $\pm 0,006$	90,69 $\pm 0,10$	116,04 $\pm 0,05$	87,89 $\pm 0,09$
14	Садонские граниты (валовый)	8,544 $\pm 0,011$	12,966 $\pm 0,014$	7,206 $\pm 0,005$	90,67 $\pm 0,08$	116,06 $\pm 0,04$	87,92 $\pm 0,08$

* Аномальный ("напряженный") образец.

ховского массива происходило в две главные стадии: гранодиоритовую и аляскитовую. Во время первой образовалось основное тело гранодиоритов (проба А), во вторую гранодиориты интродуцировались обильными жилами аляскитовых гранитов (проба В). Кти-Тебердинская интрузия – представитель серых двуслюдяных гранитов; неко-

гранитоидов Северо-Западного Кавказа

α°	γ°	V, Å ³	$\Delta a, \text{Å}$	2 θ			Измеренные/использованные рефлексы
				201	060	204	
90	90	711,65	-0,05	21,21	41,61	50,87	23/23
90	90	712,20	-0,06	21,22	41,60	50,86	23/21*
90	90	712,13	-0,04	21,2	41,62	50,85	22/22
90	90	712,15	-0,05	21,22	41,62	50,85	22/22
90	90	712,41	-0,05	21,20	41,64	50,80	21/17
90	90	713,62	-0,12	21,18	41,62	50,77	17/13
90	90	709,77	+0,02	21,20	41,75	50,81	22/18
90	90	711,19	+0,02	21,19	41,74	50,76	19/16
90,19 $\pm 0,09$	91,43 $\pm 0,08$	719,16	+0,01	21,08	41,79	50,63	20/17
90,48 $\pm 0,22$	90,24 $\pm 0,21$	733,58	+0,31	21,10	41,80	50,67	20/17*
90,51 $\pm 0,18$	90,49 $\pm 0,17$	734,21	+0,31	21,06	41,80	50,66	20/77*
90,27 $\pm 0,06$	92,06 $\pm 0,05$	716,23	+0,05	21,15	41,83	50,62	20/17
90,26 $\pm 0,06$	92,00 $\pm 0,05$	715,44	$\pm 0,01$	21,16	41,84	50,60	20/17
90,27 $\pm 0,05$	91,98 $\pm 0,04$	716,14	$\pm 0,07$	21,12	41,84	50,64	20/17

торые разновидности которых известны как граниты уллукамского типа, и образует довольно однородное тело значительных размеров [2, 3]. Кассарские граниты – совокупность сильно метаморфизованных пород (биотитовых плагиогнейсов, интродуцированных спессартинами и плагиоаляскитами), которые в результате калишпатизации

Таблица 8

Характеристика структурного состояния полевых шпатов гра

Образец	Состав	t_{1o}	t_{1m}
1	$Or_{71}(Ab+An)_{29}$	0,28±0,01	0,28±0,01
2	$Or_{72}(Ab+An)_{28}$	0,29±0,01	0,29±0,01
3	$Or_{72}(Ab+An)_{28}$	0,30±0,01	0,30±0,01
4	$Or_{72}(Ab+An)_{28}$	0,30±0,01	0,30±0,01
5	$Or_{73}(Ab+An)_{27}$	0,23±0,01	0,32±0,01
6	$Or_{76}(Ab+An)_{24}$	0,34±0,02	0,34±0,02
7	$Or_{68}(Ab+An)_{32}$	0,35±0,04	0,35±0,04
8	$Or_{70}(Ab+An)_{30}$	0,38±0,03	0,38±0,03
9	$Or_{89}(Ab+An)_{11}$	0,80±0,06	0,12±0,06
10*	$Or_{86}(Ab+An)_{14}$	0,47±0,15	0,47±0,15
11*	$Or_{90}(Ab+An)_{10}$	0,55±0,13	0,43±0,13
12	$Or_{82}(Ab+An)_{18}$	0,92±0,04	0,00±0,04
13	$Or_{80}(Ab+An)_{20}$	0,93±0,04	0,01±0,04
14	$Or_{82}(Ab+An)_{18}$	0,91±0,04	0,01±0,04

*Состав определялся по положению (20) максимума $\bar{2}01$ [115].

превращены в крупнопорфиробластовые гранитоиды [2, 3]. При формировании Садонских крупнозернистых гранитов, по-видимому, важную роль играли процессы калиевого метасоматоза по более ранним гранодиоритам в верхнем палеозое или, возможно, в мезозое [3].

Комплекс молодых гранитоидов Тырнауза (эльджуртинские граниты, о которых шла речь в предыдущем разделе, лейкократовые гранит-порфиры и липариты) характеризует неинтрузии. Близки тырнаузским липариты Кыргыцкого лакколита [54]. К типичным неинтрузиям относятся также выходы гранодиоритов в районе г. Тепли. Предполагают, что указанные выходы — апофизы более крупного интрузивного тела, батолита, находящегося на глубине [16].

Результаты расчета параметров э.я. КПШ кавказских гранитоидов приведены в табл. 7. Оценки содержаний Al в каждой из четырех позиций, величины рентгеновской триклинности, углового расстояния $2\theta_{204} - 2\theta_{060} - 7^\circ$ и составов помещены в табл. 8.

Из $b-c$ диаграммы (рис. 10, а) следует, что полевые шпаты верхнепалеозойских гранитоидов занимают область микроклинов и

нитоидов Северо-Западного Кавказа

$t_{2o} = t_{2m}$	$2\theta_{204} - 2\theta_{060} - 7^\circ$	ΔP	Полевой шпат
0,22±0,01	2,26	0	Промежуточные са-
0,21±0,01	2,26	0	нидины
0,20±0,01	2,23	0	
0,20±0,01	2,23	0	
0,18±0,01	2,16	0	
0,16±0,02	2,15	0	
0,15±0,04	2,06	0	Низкие санидины —
0,12±0,03	2,02	0	высокие ортоклазы
0,04±0,06	1,84	0,5	Высокие-промежу-
0,03±0,12	1,87	0,3	точные микроклины
0,01±0,12	1,86	0,4	
0,04±0,04	1,79	0,8	Промежуточные,
0,03±0,04	1,76	0,8	близкие к максималь-
0,04±0,04	1,80	0,8	ному микроклины

ортоклазов, а неинтрузии — область санидинов. Из-за больших погрешностей определения параметров полевых шпатов верхнепалеозойских гранитов не удастся сравнить их между собой, в то время как для образцов неинтрузий мы наблюдали возрастание степени упорядоченности в ряду: кыргыцкие липариты, тырнаузские липариты, тырнаузские лейкократовые гранит-порфиры, эльджуртинские порфировидные граниты, теплинские гранодиориты. Однако на $a^* - \gamma^*$ диаграмме (рис. 10, б) полевые шпаты верхнепалеозойских гранитов значительно отличаются друг от друга. Различия состоят в содержании Al между позициями T_{1o} и T_{1m} и, следовательно, в степени триклинности решетки. Калиевые полевые шпаты Кассарского, Садонского массивов и аляскитов Даховского массива характеризуются значительной триклинностью, приближающейся к величине триклинности максимального микроклина. Образцы основного тела гранодиоритов Даховского массива, а также Кти-Тебердинского массива обладают слабой или промежуточной триклинностью.

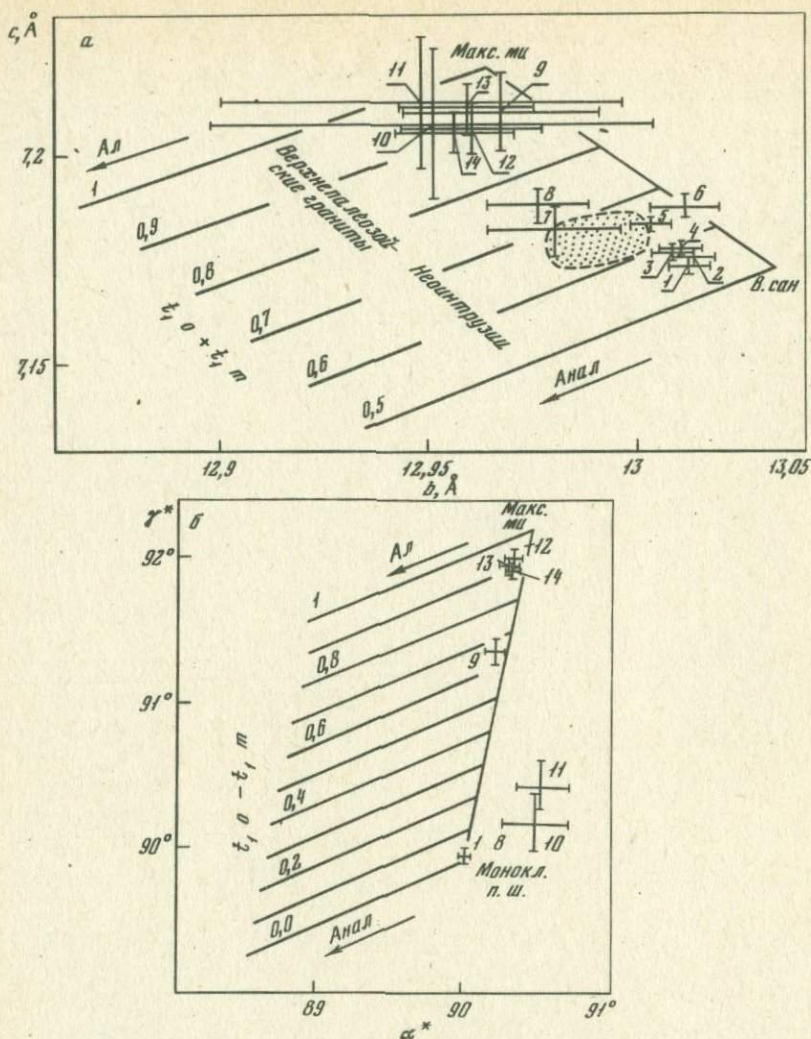


Рис. 10. Калиевые полевые шпаты кавказских гранитов на $b-c$ (а) и $\alpha^*-\gamma^*$ (б) диаграммах. Номера образцов соответствуют номерам табл. 7

Ал - альбит, Макс. ми - максимальный микроклин, В. сан - высокий санидин, Анал - анальбит, Монокл. п. ш. - моноклинный полевой шпат

ПЛАГИОКЛАЗЫ ЭЛЬДЖУРТИНСКОГО ГРАНИТА

Плагиоклазы эльджуртинского гранита изучены достаточно полно оптическими методами. В.В. Ляхович [47] сообщил о вариациях составов плагиоклазов в пределах № 18-25, А.В. Пэк [64] привел данные об изменениях состава от № 36 в ядре до № 20 на пери-

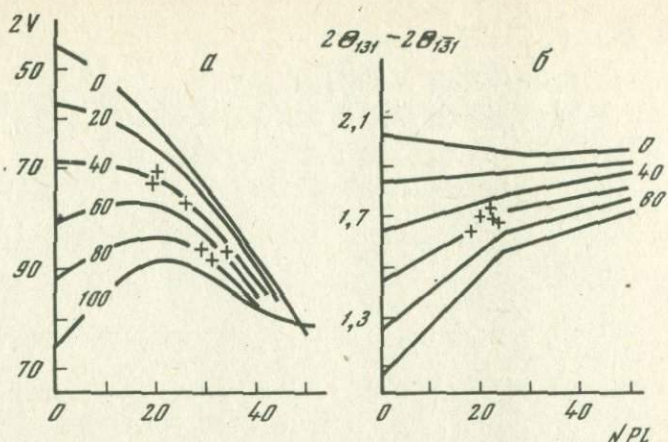


Рис. 11. Плагинклязы эльджуртинского гранита

a - на диаграмме $2V$ -состав, *b* - на диаграмме $2\theta_{131}-2\theta_{\bar{1}31}$ -состав. Кривые отвечают одинаковым индексам упорядоченности $131-\bar{1}31$

только в случае, когда наблюдались два выхода оптических осей; его значения колебались в пределах 30-80. Характеристика некоторых плагинклязов приведена в табл. 9, *a*. На рис. 11, *a* хорошо видно, что $2V$ плагинклязов эльджуртинского гранита занимают область олигоклязов и андезинов с промежуточным структурным состоянием.

Рентгенографическое изучение подтвердило выводы оптического изучения о промежуточном структурном состоянии плагинклязов. Индекс упорядоченности варьируют в интервале 50-60 (табл. 9, *b*, рис. 11, *b*). Выше отмечалось, что индекс упорядоченности существенно зависит от точности определения состава плагинкляза. Точность определения состава в нашем случае невысока из-за резко зонального строения плагинклязов эльджуртинского гранита. Однако найденные значения углового расстояния $\Delta 2\theta_{131-\bar{1}31}$ будут соответствовать индексам упорядоченности промежуточных плагинклязов даже для образцов, содержащих 40% анортита, т.е. для наиболее основных плагинклязов гранита (рис. 11, *b*).

**РАСПЛАВНЫЕ И ФЛЮИДНЫЕ
МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ
МОЛОДЫХ И КИСЛЫХ ИНТРУЗИЙ
ТЫРНЫАУЗА И ЛИПАРИТОВ
КЫРТЫКА**

Один из путей реконструкции условий образования природных минералов и их ассоциаций — изучение газово-жидких и расплавных включений, т.е. остатков минералообразующей среды, захваченных кристаллами в процессе их роста. Многочисленные исследования законсервированных минералообразующих сред (включений) в минералах, особенно интенсивно развивающиеся в течение последних трех десятилетий, дали ценную информацию о физико-химических условиях образования гидротермальных месторождений. Более десяти лет назад были начаты исследования расплавных включений в магматогенных минералах, доказавшие правомерность использования включений расплавов для воссоздания условий кристаллизации высокотемпературных минералов и горных пород.

Данные исследования включений в кварце гранитоидных пород подтверждают вывод о том, что гранитоиды формировались в два этапа: магматический и постмагматический [6]. Такой вывод можно сделать на основании присутствия в кварце гранитов, как включений расплава, так и флюидных: газовых и газово-жидких. Включения расплава в кварце из гранитов раскристаллизованы. Их гомогенизация происходит в интервале температур 1220–620°C; самые высокие температуры характерны для вкрапленников [5, 6, 37, 66, 74]. Среди флюидных включений наиболее интересны включения высококонцентрированных растворов, представленные многофазовыми (кристалло-флюидными) включениями. Иногда твердые фазы заполняют включение на 80–90%. Гомогенизация таких включений осуществляется при относительно высоких температурах (до 600–720°C).

Исследование включений в кварце эльджуртинского гранита впервые провел еще в 50-е годы В.Ф. Лесняк [44]. Он обнаружил расплавные включения, которые не претерпевали никаких изменений при нагреве до 630°C. Температуры гомогенизации флюидных включений находились в интервале 510–350°C. Более обстоятельно этот вопрос исследовали В.Б. Наумов и Н.Е. Учамейшвили [57]. Для выяснения взаимоотношений эльджуртинского гранита с другими гранитоидными породами Тырныаузского района (липаритами, лейкократовыми гранитами, витрофирами и др.) и реконструкции температурных условий их образования проведено исследование включений расплава в минералах из этих пород.

Для исследования включений готовились полированные пластинки толщиной 0,3–1,0 мм, которые просматривались под микроскопом

при увеличении в 300 и более раз. Термометрическое изучение включений проводилось до 800°C в термокамере конструкции В.А. Калюжного [33] с точностью $\pm 5^\circ\text{C}$. До более высоких температур препараты нагревали в печи с платиновым нагревателем, используя метод закалки [56] с точностью $\pm 10^\circ\text{C}$. Применение этого метода позволяет наблюдать фазовые изменения в самых мелких включениях.

ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ ЭЛЬДЖУРТИНСКОГО ГРАНИТА

Для изучения включений в минералах эльджуртинского гранита материал был отобран по вертикальным разрезам (скважины 600 и 104), горным выработкам (штольни 6-12), центральным и апикальным участкам массива.

В кварце, полевом шпате и апатите присутствуют включения расплава, что свидетельствует об их магматическом происхождении. Наряду с расплавленными включениями кварц и полевые шпаты содержат флюидные включения: газовые и газовой-жидкие. Среди последних можно выделить включения высококонцентрированных растворов — многофазовые (кристалло-флюидные) и двухфазовые.

В удлиненных кристаллах акцессорного апатита, образующего включения размерами до 0,1 мм в основных породообразующих минералах эльджуртинского гранита, присутствуют двухфазовые включения расплава (стекло+газ) (рис. 12, а, б, вкл.). Эти включения, размерами 4-12 мкм, расположены по удлинению минерала-хозяина, что подтверждает их первичность.

Кварц в эльджуртинском граните присутствует в основной массе и образует относительно крупные (до 0,5 см) порфировидные выделения округлой формы — вкрапленники. Зерна кварца как основной массы, так и вкрапленников содержат обильные флюидные и расплавленные включения; последние в различной степени раскристаллизованы (рис. 12, в, г). Некоторые включения достигают значительных размеров — до 30-50 мкм. Во многих случаях в них присутствует газовый пузырек.

Кроме расплавленных, в кварце отмечаются флюидные включения. Они всегда значительно преобладают над включениями расплава и, можно сказать, пропитывают кристаллы кварца. Среди флюидных включений выделяются три группы: газовые, кристалло-флюидные (включения высококонцентрированных растворов) и двухфазовые газовой-жидкие.

Газовые включения имеют округлую форму. Среди них выделяются включения сухих газов и газовые, состоящие из газовой и жидкой фаз. Объем последней обычно не превышает 5-10%. Газовые включения в большем или меньшем количестве практически всегда присутствуют в кварце эльджуртинского гранита. Содержание их увеличивается в образцах из апикальных частей массива и пегматидных участках. Включения высококонцентрированных растворов (рассолов), кроме жидкой и газовой фаз, содержат твердую фазу,

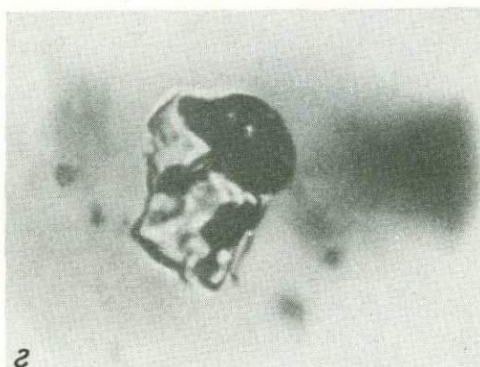


Рис. 12. Включение расплава в минералах эльджуртинского гранита
a - апатит, $T = 850^{\circ}\text{C}$ (8 час.), ув. 1200; *б* - апатит, $T = 1080^{\circ}\text{C}$ (5 час.); *в* - кварц, ув. 1500, $T = 20^{\circ}\text{C}$, *г* - кварц, ув. 1500, $T = 760^{\circ}\text{C}$

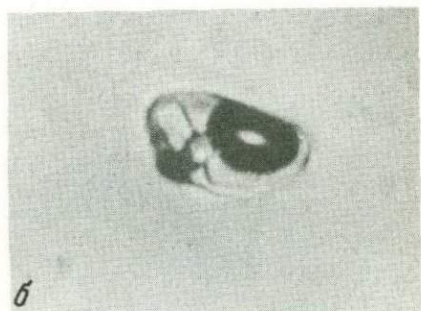
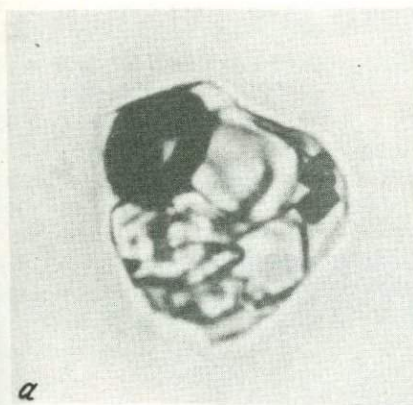


Рис. 13. Флюидные включения в кварце эльджуртинского гранита
a - ув. 1000, $T = 20^{\circ}\text{C}$ ($T_{\text{ГОМОГ}} = 625^{\circ}\text{C}$); *б* - ув. 1000, $T = 20^{\circ}\text{C}$ ($T_{\text{ГОМОГ}} = 555^{\circ}\text{C}$)

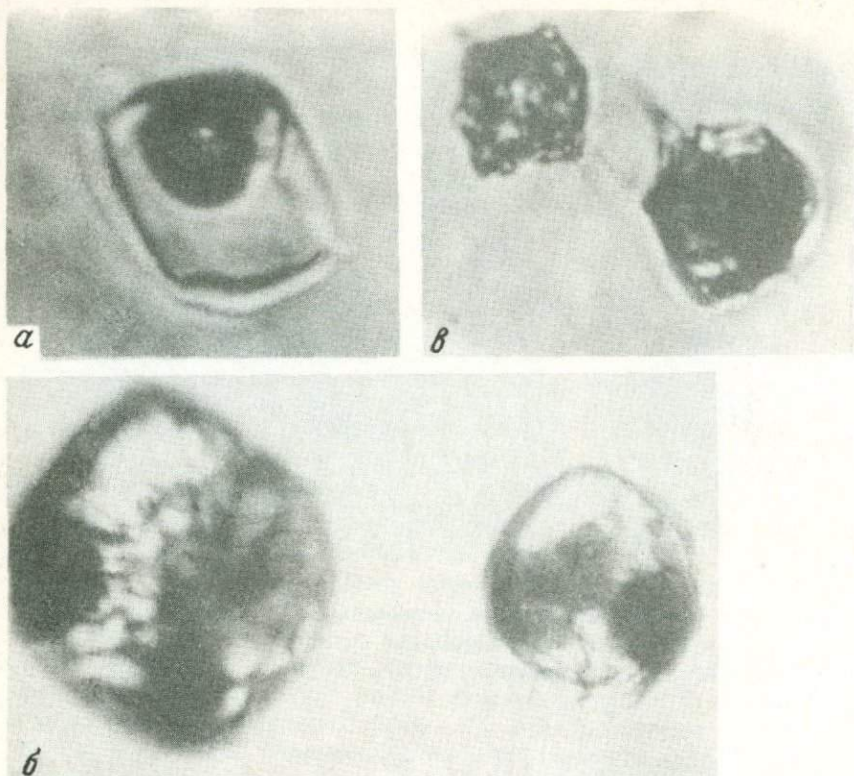


Рис. 14. Включения расплавов в минералах из липаритов Кыртыкского массива

a - кварц, ув. 500, $T = 20^{\circ}\text{C}$ ($T_{\text{Гомог}} = 1225^{\circ}\text{C}$); *б* - кварц, из зоны контакта с вмещающей породой, ув. 500, $T = 20^{\circ}\text{C}$, ($T_{\text{Гомог}} = 780^{\circ}\text{C}$); *в* - разгерметизированные включения расплава в кварце, ув. 500, $T = 20^{\circ}\text{C}$

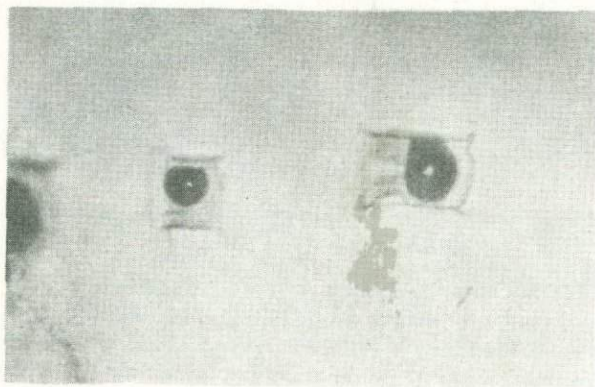


Рис. 15. Включения расплава в вкрапленниках санидина Кыртыкского массива; ув. 1000, $T = 20^{\circ}\text{C}$

Таблица 10

Типы включений в кварце эльджуртинского гранита

Тип включения			$T_{\text{гомог}}, ^\circ\text{C}$
Расплавные	I	Расплавные раскристаллизованные	850-730
флюидные	II	Сухих газов	-
		Газово-жидкие (Г + Ж 5-10%)	420-280 (в газовую фазу)
	III	Включения рассолов (многофазовые жидкие: Ж + Г + Т 1-9)	750-330 (в жидкую фазу)
		Жидкие двухфазовые	350-130

представленную минералами-узниками. Среди них отмечаются как изотропные, так и анизотропные минералы. Степень заполнения включения кристаллами-узниками различна: в одних случаях всего один кубический кристалл - галит, в других - от двух до девяти кристаллов. Иногда твердые фазы заполняют объем вакуоли на 80-90%. В некоторых случаях такие включения напоминают полностью раскристаллизованные включения расплава. Отличить их от последних бывает иногда весьма трудно, и выявить тип включения можно только при нагревании в процессе гомогенизации включений.

Включения водных флюидов в кварце из эльджуртинского гранита показаны на рис. 13, а, б, вкл. Для этих включений в некоторых случаях устанавливается вторичность, поскольку они отчетливо залечивают трещинки. Во многих случаях вторичность не устанавливается. Наиболее часто включения рассолов располагаются по всему объему кристалла кварца неравномерно. Иногда в кристалле кварца выделяется участок с расплавными включениями, а по всему полю наблюдаются лишь флюидные включения. Все это дает основание предположить, что часть кристалла кварца могла быть перекристаллизована.

В табл. 10 приведены типы включений, наблюдаемых в кварце эльджуртинского гранита, и температуры их гомогенизации, о которых сказано ниже.

Изучение включений показало относительное однообразие кварца из разных участков по характеру включений. Однако можно выделить зоны, где преобладает кварц с определенным типом включений. Так, например, наблюдаются образцы с преобладанием двухфазовых и трехфазовых включений (с галитом) в кварце, т.е. относительно низкотемпературных вторичных газово-жидких включений. Эти образцы взяты из зон повышенной трещиноватости и повышенных

концентраций рудных элементов. Для некоторых образцов отмечается преобладание многофазовых включений водных флюидов. Все это указывает на локальные колебания относительной роли разных процессов в формировании кварца эльджуртинского гранита.

Термометрия

Температуры гомогенизации расплавных включений в минералах эльджуртинского гранита приведены в табл. 11. Полная гомогенизация двухфазовых включений расплава в апатите наступает при 1050–1160°C.

В кварце расплавные включения гомогенизируются в интервале 850–730°C. Плавление твердых фаз начиналось при 650–670°C. При температуре около 700°C включение представлено двумя фазами – стеклом и газом. В крупных включениях при плавлении твердых фаз наблюдается по нескольку газовых пузырьков. Для полной гомогенизации мелких (< 20 мкм) включений в расплав достаточно выдержки 1–1,5 часа. Относительно крупные включения (> 20 мкм) при нагревании до температур α - β перехода кварца (~580°C) взрываются. Наиболее высокие температуры гомогенизации (850–800°C) наблюдаются у включений расплава со слабой степенью раскристаллизации. Гомогенизация полностью раскристаллизованных включений осуществляется при относительно более низких температурах (790–750°C). В табл. 12 приведены температуры гомогенизации включений водных флюидов в кварце.

Температуры гомогенизации многофазовых включений высококонцентрированных растворов (рассолов) находятся в интервале 730–330°C. Как и в случае расплавных включений, относительно крупные включения рассолов взрываются при температуре, отвечающей

Таблица 11

Температуры гомогенизации включений расплава в эльджуртинском кварце

Состав включений	T' гомогенизации, °C	Число включений
Стекло+газ+кристаллическая фаза	850	8
	845	2
	830	6
	825	3
	810	5
	800	5
	750	13
Полностью раскристаллизованные включения	750	5
	740	5
	730	7

Таблица 12

Температуры гомогенизации включений рассолов
в кварце эльджуртинского гранита

Номер включения	$T, ^\circ\text{C}$		
	исчезновения газовой фазы T_1	растворения последнего уз- ника, T_3	$T = T_3 - T_1$
1	400	750	350
2	332	740	408
3	340	720	380
4	390	650	260
5	334	625	291
6	320	565	235
7	272	555	283
8	325	555	230
9	290	550	260
10	320	510	230
11	336	550	214
12	340	545	205
13	290	530	240
14	336	530	154
15	370	530	160
16	340	505	165
17	342	460	118
18	370	430	60
19	320	420	100
20	350	341	-
21	333	300	-

α - β переходу кварца. При нагревании многофазовых флюидных включений твердые фазы растворяются в водном растворе. В том случае, когда твердая фаза представлена только одним минералом (кристаллом галита), она растворяется до исчезновения газовой фазы. Если в включении несколько кристаллов-узников, то газовая фаза исчезает до полного растворения твердых фаз.

Отметим, что температура гомогенизации включений рассолов в кварце тем выше, чем больший объем включения занят твердыми фазами. Включения с объемом твердых фаз до 90% гомогенизируются при 720–750 $^\circ\text{C}$, т.е. при температурах гомогенизации расплавленных раскристаллизованных включений. Все двухфазовые жидкие включения гомогенизируются в жидкую фазу при 350–130 $^\circ\text{C}$. Гомогенизация газовых (двухфазовых) включений осуществляется в

газовую фазу при температурах от 420 до 280°C. По данным визуального и термометрического исследования включений в кварце эльджуртинского гранита включения расплава и рассолов можно расположить в непрерывный последовательный ряд. Сходство температур гомогенизации расплавных полностью раскристаллизованных включений и включений высококонцентрированных растворов с большим объемом твердых фаз, а также закономерное постепенное снижение температур гомогенизации с уменьшением объема твердой фазы во включениях дают основание говорить о непрерывном переходе от условий образования расплавных включений к условиям образования включений водных флюидов.

Состав включений

Поскольку включения расплава и рассолов в кварце эльджуртинского гранита генетически взаимосвязаны и представляют собой реликты минералообразующей среды на разных этапах становления гранитной интрузии, представляет значительный интерес определение состава этих включений.

Имеются основания полагать, что состав расплавных включений в минералах эльджуртинского гранита, характеризующих магматический этап его становления, близок к среднему составу гранита [85]. Поэтому для оценки состава расплавных включений можно воспользоваться данными о химическом составе средних валовых проб эльджуртинского гранита (см. табл. 1). Информацию об условиях постмагматического этапа становления гранита дают флюидные включения.

Таблица 13

Состав растворов жидких включений в кварце и санидине из

Минерал	Т декрипитации минерала, °С	Cl ⁻		Na ⁺	
		мг-экв	мг*	мг-экв	мг
Кварц	300	0,030	1,06	0,015	0,35
	500	0,024	0,85	0,005	0,12
	800	0,030	1,06	0,022	0,52
	300	0,045	1,59	1,031	0,72
	800	0,040	1,42	0,017	0,40
	400	0,037	1,33	0,013	0,030
	400	0,060	2,13	0,03	0,76
	900	0,050	1,77	0,02	0,49
	500	0,080	2,84	0,06	1,50
	900	0,050	1,72	0,03	0,66
Санидин	400	0,054	1,92	0,026	0,60
	900	0,020	0,71	0,007	0,18

Водные вытяжки проведены после декрипитации минерала.

* На 100 г образца.

Во всех мономинеральных пробах эльджуртинского гранита обнаружена углекислота, которую определяли кондуктометрическим методом [38]. Содержания CO_2 в включениях в минералах эльджуртинского гранита находятся в пределах 0,01–0,02%.

Состав включений водных флюидов определяли методом водной вытяжки. Для приготовления ее кварц тщательно отбирали и измельчали до фракции 0,25–0,5 мм. Затем отобранную пробу промывали дистиллированной водой двойной перегонки и высушивали. Приготовленную таким образом пробу подвергали декрипитации при разных температурах [59], несколько превышающих температуры гомогенизации разных типов флюидных включений: 250° (двухфазовых газовой-жидких), 400° (с одним-двумя минералами-узниками), 500, 600, 800° (концентрированных включений рассолов). После каждого нагревания готовилась водная вытяжка с отношением $T:Ж = 1:2$. Результаты анализов этих вытяжек приведены в табл. 13. Растворение пробы проводили в конической кварцевой колбе, помещенной в вертикальную печь, и присоединяли к установке прямого определения H_2O [80]. После каждого нагревания определяли H_2O , что давало возможность оценить концентрацию солевых компонентов растворов включений.

Растворимость кварца и микропримесей учитывалась с помощью трехкратных водных вытяжек [82]. Как видно из табл. 13, концентрации растворов включений находятся в интервале от 35 до 116 г/л. Последние по сравнению с визуальными оценками концентраций солей во включениях рассолов (не менее 50–70%) сильно занижены. Однако для всех проанализированных проб кварца полу-

эльджуртинского гранита

K^+		Ca^{2+}		K^+/Na^+	H_2O , %	Концентрация солей, г/л
мг-экв	мг	мг-экв	мг			
0,003	0,13	0,001	0,03	0,20	0,023	68,2
0,002	0,08	0,007	0,14	0,40	0,012	99,5
0,006	0,25	0,007	0,14	0,28	0,017	116,0
0,006	0,24	Не опр.		0,20	0,05	51,0
0,005	0,20	0,004	0,08	0,29	0,08	26,2
0,003	0,12	Не опр.		0,23	0,05	35,5
0,012	0,50	0,004	0,09	0,40	0,03	115,2
0,013	0,53	0,003	0,64	0,065	0,05	68,9
0,013	0,53	0,004	0,09	0,21	0,06	82,6
0,15	0,60	Не опр.		0,50	0,03	99,3
0,005	0,21	Сл.		0,25	0,05	54,6
0,004	0,18	"		0,57	0,02	63,5

Таблица 14

Состав растворов жидких включений в кварце эльджуртинского

Образец	Cl ⁻		HCO ₃ ⁻		Na ⁺	
	мг-экв	мг/100 г.п.	мг-экв	мг/100 г.п.	мг-экв	мг/100 г.п.
601	0,04	1,56	Нет		0,026	0,60
610	0,12	4,68	"		0,08	1,84
612	0,20	7,37	Сл.		0,08	1,84
614	0,10	3,90	0,05	3,05	0,10	2,20
104-6	0,22	7,37	Сл.		0,14	3,20
104-7	0,14	4,97	0,08	4,88	0,25	5,70
114	0,41	14,55	Нет		0,26	6,00
113	0,20	7,37	Сл.		0,08	1,95
604	0,25	8,87	Нет		0,17	4,00
615	0,15	5,32	"		0,08	1,80

Водные вытяжки проведены после растирания минерала.

чена четкая закономерность: отношение K^+/Na^+ уменьшается от высокотемпературных проб к низкотемпературным.

Для более точной оценки концентрации основных компонентов включений были отобраны образцы гранита с вкрапленниками кварца, содержащими газовой-жидкие включения с резким преобладанием одного типа. Удалось отобрать вкрапленники кварца, содержащие лишь двухфазовые и трехфазовые жидкие включения (обр. 601, 610), образцы с преобладанием многофазовых включений с объемом твердых фаз около 50% и более и незначительными в процентном отношении двухфазовыми жидкими включениями (обр. 104-6, 114, 604, 615). Образцы 612, 614, 104-7 и 113 содержали включения различных типов. Водные вытяжки из этих образцов, полученные после растирания кварца (табл. 14), характеризуют валовый состав флюидных включений.

Сопоставление всех полученных результатов исследования включений в кварце эльджуртинского гранита показало, что наиболее "высокотемпературные" включения, т.е. флюидные, полная гомогенизация которых происходит при температуре от 730 до 500°C, — высокоминерализованные растворы. Объем твердых фаз заполняет до 50-90% включения. Наряду с Cl⁻ присутствуют кремнекислота и глинозем, образующие вместе с Na⁺, K⁺ и Ca²⁺ твердые фазы, видимые в включениях: галоиды и алюмосиликаты. Концентрации растворов таких включений весьма высокие — от 50% и выше; K^+/Na^+ находится в пределах 0,5-0,7. Наибольшее количество таких включений наблюдается в образцах 114, 604 и 615.

Чем ниже температура гомогенизации включений, тем меньше объем твердых фаз в включении. В включениях водных флюидов, гомогенизирующихся при температурах ниже 500°, среди твердых

гранита

K ⁺		Ca ²⁺		K ⁺ /Na ⁺	H ₂ O, %	Концентрация солей, г/л
мг-экв	мг/100 г.п.	мг-экв	мг/100 г.п.			
0,013	0,50	0,008	0,16	0,5	0,06	47,0
0,02	0,78	0,02	0,40	0,25	0,10	77,0
0,02	1,05	Сл.		0,25	0,08	135,0
0,04	1,80	Сл.		0,40	0,09	124,0
0,10	3,80	Нет		0,70	0,04	360,0
0,09	3,56	"		0,36	0,14	142,0
0,10	4,02	0,01	0,25	0,40	0,06	413,0
0,03	1,35	0,01	0,30	0,35	0,05	226,0
0,05	2,10	0,02	0,40	0,30	0,05	307,0
0,027	1,05	Нет		0,34	0,05	163,0

фаз присутствуют изотропные кристаллы, которые на основании характерных кристаллографических форм мы относим к галиту и сильвину. Растворы в основном хлоридные, концентрации их порядка 400-500 г/л; $K^+/Na^+ = 0,3-0,4$.

Концентрации растворов жидких двухфазовых включений, оцениваемые по водным вытяжкам из вкрапленников кварца, находились в пределах 40-100 г/л; $K^+/Na^+ = 0,2$. Отметим, что растворы практически не содержали HCO_3^- . Концентрации Ca^{2+} по сравнению с Na^+ и K^+ также были незначительны. Повышенные содержания HCO_3^- наблюдались тогда, когда пробы кварца отбирались из зон повышенной трещиноватости породы, т.е. когда доля вторичных включений преобладала. Повышенные содержания Ca^{2+} отмечены в пробах из апикальных участков эльджуртинского гранита.

Таким образом, основными компонентами флюидных включений в кварце эльджуртинского гранита (кристалло-флюидных и жидких двухфазовых) являются Cl^- , Na^+ и K^+ .

Первоначально, после отделения от силикатной части магмы, хлоридный рассол содержал значительные количества кремнезема и глинозема. Можно полагать, что отделение хлоридного рассола произошло при температуре, близкой к температуре гомогенизации именно этих включений ($\sim 720^\circ$). С понижением температуры доля SiO_2 и Al_2O_3 постепенно уменьшается.

С понижением температур гомогенизации включений и концентрации их растворов наблюдается изменение величины отношения K^+/Na^+ . Последнее уменьшается от высокотемпературных включений к "низкотемпературным": от 0,8 (расплавные включения) - 0,7 (солевые расплавы) до 0,4 (включения рассолов) - 0,2 (двух-

фазовые жидкие включения). Изменение состава растворов свидетельствует о том, что процесс становления эльджуртинского гранита не закончился на магматическом этапе, а продолжался и в постмагматическое время.

ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД ТЫРНЫАУЗСКОГО РАЙОНА

В первой главе приведено описание пород неогранитного интрузивного ряда, которые вместе с эльджуртинским гранитом вскрываются в районе Тырнауэзского рудного поля, и рассмотрены взаимоотношения этих пород с эльджуртинским гранитом.

Кыргызский массив липаритов – весьма интересный объект для сравнения данных, полученных о тырнауэзских гранитоидах. В кварце, апатите и полевом шпате присутствуют расплавные включения, достигающие крупных размеров – до 200 мкм (в кварце). Газово-жидкие включения, свидетельствующие о постмагматических процессах, в минералах этих липаритов практически отсутствуют.

В кварце кыргызских липаритов содержатся многочисленные первичные включения расплава часто с хорошей огранкой в виде гексагональной бипирамиды (негативный кристалл) (рис. 14, а, вкл.). Включения двухфазовые: стекло+газ. Раскристаллизованные включения расплава в кварце наблюдаются лишь в зоне контакта с вмещающей юрской песчано-глинистой толщей (рис. 14, б). Плавление твердых фаз в таких включениях начинается при 550–650°C.

Температура полной гомогенизации двухфазовых расплавных включений в кварце находится в пределах от 1250 до 900°C, раскристаллизованных 750–800°C (табл. 11). Отметим, что при разгерметизации двухфазовых включений начинается раскристаллизация стекла. Такие разгерметизированные и частично раскристаллизованные включения часто наблюдаются в зернах кварца (рис. 14, в). В этом случае раскристаллизация стекла вызвана, по-видимому, потерей летучих компонентов.

При определении газовой составляющей двухфазовых включений расплава в кварце кыргызского липарита, проведенного И. А. Шугуровой в Институте геологии и геофизики СО АН СССР, обнаружены H₂O и CO₂.

В удлиненных кристаллах акцессорного апатита наблюдаются расплавные включения вытянутой формы (негативный кристалл). Двухфазовые включения в апатите (стекло+газ) гомогенизируются при температуре 1250–1050°C (табл. 15). Во вкрапленниках полевого шпата также присутствуют включения расплава. В отличие от кварца наряду с двухфазовыми включениями расплава (рис. 15, вкл.) присутствуют частично или полностью раскристаллизованные включения. Поскольку КПШ начинает плавиться при температуре ~1100°C, точно установить температуру гомогенизации трудно, однако проведенные измерения температур гомогенизации таких включений позволяют установить, что эти температуры близки температурам гомогенизации включений в кварце.

Таблица 15

Температуры гомогенизации включений расплавов в минералах неинтрузивных пород Тырныауза и Кыртыка

Порода	Минерал	Состав включений	Температура гомогенизации, $\pm 10^{\circ}\text{C}$
Липариты (Кыртыкский массив)	Апатит	Стекло+газ	1250-1050
	Кварц	Стекло+газ	1250-900
	Кварц зоны контакта с вмещающей породой	Полностью раскристаллизованные включения	800-760
	Плагноклаз *	Стекло+газ	1250
Лейкократовые граниты (Тырныауз)	Санидин	Стекло + кристаллическая фаза	1250-1180
	Кварц	Полностью раскристаллизованные включения	1150-1050
	Кварц	Стекло+газ+кристаллическая фаза	880-790
Витрофиры (Тырныауз)	Апатит	Стекло + газ	1160-1120
	Кварц	Стекло + газ + кристаллическая фаза	830-750
Липариты (Тырныауз)	Апатиты	Стекло + газ	1150-1050
	Кварц	Стекло + газ + кристаллическая фаза	950-760

В отличие от кыртыкских липаритов, в кварце из неков липаритов тырныаузского рудного поля включения расплава частично раскристаллизованы. Отличительная особенность этих липаритов – весьма низкая температура начала плавления включений: 450°C .

При закалке крупных включений, нагретых до 600°C , обнаружена вместе с газовой фазой жидкая фаза, т.е. в включении в процессе плавления стекла при $450-600^{\circ}\text{C}$ образовались при закалке газовые включения, в которых жидкая фаза составляла примерно 5-10% от объема включений [57]. Температура гомогенизации таких включений $315-305^{\circ}\text{C}$ (в газовую фазу). По объему газовых пузырьков (20-30%) приблизительно было подсчитано весовое количество воды, которое составляло 0,5-1,0 вес. %. Полная гомогенизация включений расплава в кварце Тырныаузских липаритов находится в пределах $950-760^{\circ}\text{C}$ (табл. 15).

Сравнение результатов исследования температур гомогенизации включений расплава в минералах из липаритов Кыртыкского массива и Тырныаузского района показывает, что у этих пород мог быть единый глубинный источник, поскольку температуры гомогенизации расплавных включений в апатите из различных липаритов близки. Однако условия становления липаритов Тырныауза отличались от условий для Кыртыкского массива, о чем свидетельствуют различия включений расплава и особенностей их гомогенизации.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ МЕЖДУ БИОТИТАМИ И ПОЛЕВЫМИ ШПАТАМИ ЭЛЬДЖУРТИНСКОГО ГРАНИТА

К настоящему времени накоплен большой геохимический материал по зависимости распределения щелочей и редких щелочных элементов в минеральных фазах от условий их образования. Некоторые зависимости подтверждаются экспериментальными данными. На основе определений содержаний калия, натрия, рубидия, лития и цезия в минералах эльджуртинского гранита нами сделана попытка оценить некоторые параметры становления гранита.

ХАРАКТЕРИСТИКА К-Na СООТНОШЕНИЯ БИОТИТОВ

Различия в соотношении щелочей, калия и натрия в биотите могут представлять определенный интерес. Как первый этап работы мы построили график-гистограмму по соотношению натрия и калия в биотитах по данным опубликованных работ (рис. 16). Действительно, по отношению $K/(K-Na)$ (атомн.) биотиты из гранитов и лейкократовых гранитоидов различаются, причем как по данным И.П. Парадашвили [61], так и по данным А.А. Курдюкова [40] биотиты лейкократовых гранитоидов богаче натрием. Представленные на диаграмме 18 отношений — в значительной мере случайные. Кроме того, здесь, вероятно, присутствует ошибка определения, и, поскольку анализ такого материала может привести к неправильным выводам, мы продолжили работу по анализу соотношения щелочей в биотите. К этому следует также добавить геологическое поурядка: в приконтактных зонах эльджуртинского гранита существуют своеобразные "пегматоидные" зоны, в лейкократовых гранитоидах происходит процесс плагиоклатизации.

Для выделения биотита был обработан каменный материал из двух разрезов по Эльджуртинскому массиву (в горизонтальном и вертикальном направлениях), из ряда контактов гранитов с различными вмещающими породами на разных уровнях, из жил этого же гранита во вмещающих породах и лейкократового гранитоида (тело "Паук"). Всего исследовалось 26 образцов, из каждого образца выделялись две фракции биотита — 0,15 и 0,25 мм; после разложения значительная часть растворов делилась и анализировалась отдельно. Анализ проводился методом фотометрии пламени.

Данные анализа и отношения $K/(K+Na)$ приведены в табл. 16, где помещены образцы из центральной части эльджуртинского гранита, и в табл. 17, где представлены приконтактные образцы, жильные и лейкократовые гранитоиды.

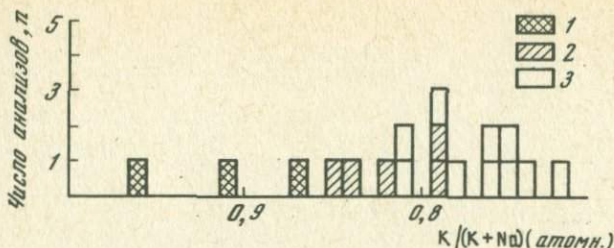


Рис. 16. Соотношение калия и натрия в биотитах гранитоидов Тырнауза по данным опубликованных анализов

1 - по данным Курдюкова и Курдюковой [40], 2 - по данным Парадзавили [61], 3 - по данным этих же авторов для приконтактных участков эльджуртинского гранита и лейкократовых гранитоидов

В ряде случаев погрешность определения щелочей в анализе превышает 5%. Принимая с запасом 10% относительных, мы склонны считать более высокие отклонения результатом неоднородности анализированного материала. В самом деле, как наши данные, так и пересчеты данных других авторов [40, 61] показывают, что в образцах из тех же обнажений составы биотитов сильно варьируют. Например, образец 19 из работы [61], взятый из скважины № 600 на глубине 1000 м, соответствует нашему образцу 612 (1100 м), а отличия в отношении $K/(K+Na)$ достигают 0,04 мольных доли, т.е. практически выходят за пределы разброса значений отношений для всей скважины по нашим данным (наши данные для этого образца 0,96, 0,95, 0,95, 0,95; в работе [40] 0,91).

По-видимому, для выяснения методических вопросов обработки проб удобнее использовать статистический подход, при котором могут быть сглажены отдельные колебания в аналитических данных. Для построения графиков-гистограмм были взяты 14 образцов из обычных гранитов Эльджуртинского массива и 12 образцов из контактов и других разностей. Этому числу образцов соответствовало в каждом случае около 40 определений калия и натрия. Такое количество в первом приближении достаточно для статистической обработки.

На рис. 17 показано соотношение $K/(K+Na)$ в биотитах из гранитов по вертикальному и горизонтальному разрезам Эльджуртинского массива. Вертикальный разрез представлен образцами из керн структурных скважин № 600 и 104. Первый образец (601) взят недалеко от прикровлевой части массива и частично может характеризовать апикальную зону интрузии. Остальные образцы довольно близки по своему петрографическому облику, отличаются степенью порфириовидности гранита, иногда изменением окраски полевого шпата от белой до розовой.

В горизонтальном разрезе два образца (52 и 56) относятся к центру интрузии. Образец 56 взят ближе к контакту из района

Таблица 16

Соотношение калия, натрия и кальция в биотитах из гранитов центральной части Эльджуртинского массива

Образец	Характеристика образца	Вес. %			Атомн. K/(K+Na)
		K	Na	Ca	
Горизонтальный разрез					
12	Верхняя часть	6,60	0,43	1,54	0,90
	балки Эльджурта,	6,63	0,42	0,99	0,91
	у останца кровли	5,57	0,27	0,81	0,92
48	Правый борт балки	6,52	0,34	0,76	0,92
	Малый Мукулан, в районе контакта	6,75	0,26	0,60	0,94
52	Левый борт р. Бак-	4,77	0,25	0,55	0,92
	сан, между балка-	5,61	0,41	0,59	0,89
	ми Эльджурта и	5,58	0,26	0,91	0,93
	Малый Мукулан	0,55	0,30	1,25	0,92
56	Левый борт р. Бак-	5,86	0,20	0,51	0,95
	сан, самый нижний	6,91	0,21	0,53	0,95
	по долине выход	7,07	0,27	0,47	0,94
	гранита	6,82	0,32	0,43	0,93
Вертикальный разрез					
601	Абс. высота	7,26	0,37	0,79	0,92
	2005 м	7,06	0,38	0,69	0,92
604	Абс. высота	6,15	0,26	0,63	0,93
	1700 м	6,15	0,26	0,63	0,93
612	Абс. высота 900 м	7,07	0,18	0,64	0,96
		6,37	0,19	0,58	0,95
		6,78	0,22	0,88	0,95
		7,24	0,22	0,90	0,95
		5,48	0,15	0,95	0,95
104-4	Абс. высота 945 м	6,35	0,17	0,68	0,96
		7,05	0,29	0,77	0,93
		6,22	0,28	0,95	0,93
		7,05	0,22	0,64	0,95
613	Абс. высота 800 м	6,60	0,16	0,71	0,96
		5,94	0,17	0,73	0,96
		6,11	0,15	0,88	0,96
		6,34	0,26	0,88	0,94
104-6	Абс. высота 770 м	6,50	0,22	0,73	0,94
		6,05	0,14	1,15	0,96
		6,52	0,17	1,12	0,96
		5,83	0,18	0,80	0,95
		5,54	0,17	0,83	0,95
615	Абс. высота 600 м	6,77	0,30	1,14	0,94
		6,82	0,21	-	0,95
		5,75	0,21	0,49	0,94
		6,21	0,17	0,48	0,96
104-7a	Абс. высота 534 м	6,21	0,22	0,75	0,94
		7,89	0,17	0,75	0,97

Аналитик В.И. Лебедев.

Таблица 17

Соотношение калия, натрия и кальция в биотитах из прикон-
тактовых и жильных гранитов и лейкократовых гранитоидов

Обр.	Характеристика образца	Вес. %			K/(K+Na) атомн.
		K	Na	Ca	
Контактовые и близконтактовые граниты					
103б	Эльджуртинский гранит в 1,5 м от контакта с ро- говиками (район Главной штольни)	6,33	0,37	0,38	0,91
		6,26	0,29	0,94	0,92
		6,71	0,32	0,81	0,93
		6,94	0,37	0,84	0,92
103в	Эльджуртинский гранит пегматоид- ный контакт (там же)	6,32	0,74	1,41	0,84
		6,46	0,67	1,30	0,85
92	Эльджуртинский гранит	6,49	0,20	0,78	0,95
		7,47	0,28	0,78	0,93
		5,88	0,38	0,66	0,90
		6,90	0,33	1,43	0,92
93		6,70	0,291	1,17	0,93
		6,70	0,46	-	0,90
		5,55	0,39	-	0,89
		6,10	0,35	-	0,91
		6,90	0,43	0,68	0,90
94		7,46	0,69	0,77	0,87
		5,51	0,19	0,57	0,95
		5,54	0,56	0,65	0,85
		8,15	0,67	1,60	0,88
96а	Эльджуртинский гра- нит, в 1 м от кон- такта	8,15	0,67	1,60	0,88
96б		5,56	0,37	0,70	0,90
		6,66	0,45	0,82	0,90
		5,88	0,34	0,84	0,91
		6,99	0,51	0,98	0,90
96в	Ксенолит гнейса в контакте эльджур- тинского гранита	8,17	0,58	1,74	0,89
		8,72	1,12	1,12	0,82
96г	Пегматоидный эльд- журтинский гранит эндоконтакта	8,00	0,34	1,50	0,93
		7,01	0,35	1,52	0,92
		7,10	0,39	1,62	0,92
		7,60	0,44	1,48	0,91
96с	Гнейс экзоконтакта с хлоритизированным биотитом	4,05	1,92	1,52	
		4,09	1,78	1,60	
б		3,72	1,98	2,10	
		3,79	2,05	2,46	
		4,21	1,79	1,60	
Жилы эльджуртинского гранита					
75	Жильный гранит, порфиroidный, из района балки Малый Мукулан	6,66	0,77	1,53	0,84
		6,42	0,52	1,50	0,87
		7,02	0,54	-	0,88
		6,97	0,62	1,06	0,87

Таблица 17 (окончание)

Обр.	Характеристика образца	Вес. %			K/(K+Na) атомн.
		K	Na	Ca	
Лейкократовые гранитоиды (тело "Паук")					
84	Лейкократовый	6,56	1,35	2,13	0,74
	гранитоид с биотитом	6,68	1,74	0,70	0,70
		7,14	1,79	0,54	0,70
86	Лейкократовый гранитоид с хлоритизированным биотитом	4,44	1,13	0,99	0,70

Аналитик В.И. Лебедев.

Центрального разлома, образец 12 - из прикровлевой части интрузии вблизи останца известняков, образец 48 - из южного контакта эльджуртинского гранита со свитой мигматитов. На гистограмме максимум приходится на область 0,95-0,94, но с учетом того, что некоторые образцы взяты в небольшом удалении от контактов, можно в первом приближении отметить тенденцию к уменьшению отношения для биотитов с приближением к контактам. Это отмечается для образцов 601, 12 и 48. Таким образом, гистограмму можно разделить на две части, в одной из них максимум отношения приходится на 0,95, а для приконтактных образцов сдвигается к 0,94.

На гистограмме (рис. 18) представлены отношения для приконтактных образцов, из жил и лейкократовых гранитоидов. Максимум гистограммы приходится на 0,90, что вполне однозначно указывает на то, что отмеченное на предыдущей гистограмме смещение отношения в биотите с приближением к контакту закономерно. В жильных образцах величина отношения еще больше снижается. Совершенно особняком стоят значения отношения в биотитах из лейкократовых гранитоидов (0,70).

Таким образом, подтверждается намечавшееся различие в соотношении калия и натрия в биотитах Тырнауэзских гранитоидов. Наиболее высокое отношение устанавливается в эльджуртинских порфировидных гранитах центральной части массива. С приближением к зонам контакта (боковой контакт и кровля) отношение начинает уменьшаться. Статистический анализ отношений из гранитов других массивов (по литературным данным) показывает, что отношение порядка 0,95 характерно вообще для биотитов гранитных пород. При статистической обработке литературных данных более низкие значения отношения нами встречены в биотитах из некоторых метаморфических пород, возможно подвергавшихся щелочному метасоматозу.

Снижение отношения в биотитах из контактовых разностей эльджуртинского гранита, по-видимому, обусловлено процессом, припо-

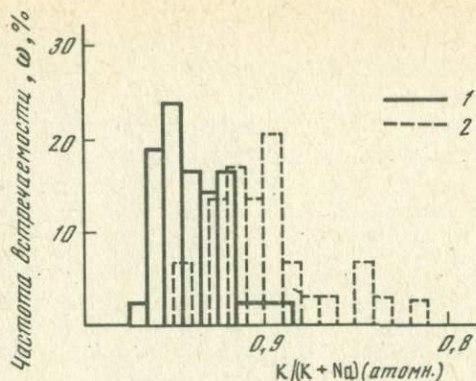


Рис. 17. Соотношение калия и натрия в биотитах из центральной части Эльджуртинского гранитного массива (1) и краевой (2)

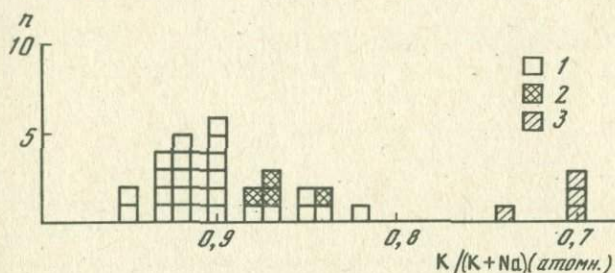


Рис. 18 Соотношение калия и натрия в биотитах из гранита периферии эльджуртинского массива и лейкократовых гранитоидов

1 - из приконтактовых участков, 2 - из жильных гранитов, 3 - из лейкократовых гранитоидов тела "Паук"

дящим к образованию "пегматоидных" зон контактов. Существенную роль во флюиде при этом играл натрий, фиксировавшийся как в калиевом полевоом шпате, так и в биотите, причем отношение $K/(K+Na)$ в биотите уже выходит за значения, характерные для биотитов гранитоидных пород. Составы полевых шпатов "пегматоидных" зон и центральных частей массива остаются довольно близкими, у контактов только возрастает общее количество калия в породе. По-видимому, биотит в данной обстановке более чувствителен к изменению соотношения калия и натрия во флюиде, чем калиевый полевой шпат. Возможно, основное воздействие на состав биотита происходило вследствие изменения состава флюида.

Если воспользоваться аналогией по соотношению калия и натрия в светлых слюдах (мусковит) и флюиде, то следует считать, что при формировании "пегматоидных" зон эльджуртинского гранита мольная доля натрия в калиевом растворе была высокой. По аналогии же со светлыми слюдами такие отношения, как в биотитах из лейкократовых гранитов, являются предельными и возникают при

воздействию существенно натриевых растворов. В светлых слюдах отношение дальше не снижается, а калиевая фаза слюды становится неустойчивой; взамен ее появляется Na-фаза (парагонит).

В темных слюдах этого не происходит (в природных условиях Na-биотиты не встречаются). В подобных ситуациях место Na-биотита обычно занимает Na-роговая обманка. По определению А.А. Курдюкова [40], для лейкократовых гранитоидов характерны глиноземистые биотиты. Возможно, что метасоматический процесс преобразования апофиз эльджуртинского гранита в лейкократовые гранитоиды характеризовался повышенной ролью щелочей и алюминия вследствие снижения роли магния и кремнезема. Это предположение подтверждается обилием плагиоклаза в лейкократовых гранитоидах. Одновременно с повышенной ролью щелочей и глинозема в лейкократовых гранитоидах заметно увеличивается содержание кальция. Его больше и в биотитах.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЩЕЛОЧЕЙ МЕЖДУ МИНЕРАЛАМИ ЭЛЬДЖУРТИНСКОГО ГРАНИТА

Содержание лития, рубидия и цезия в эльджуртинском граните

Редкие щелочные элементы ранее определяли В.В. Ляхович [48, 49] и Г.Л. Одикадзе [60]. Ляхович проводил свои исследования под определенным углом зрения — с целью выявления рудоносности эльджуртинского гранита и основное внимание уделил распределению рудных элементов. Выявленные им закономерности, выраженные при помощи коэффициента накопления (отношение содержаний в ранних и поздних генерациях), характеризуют эльджуртинский гранит как нерудоносный; малые величины коэффициента накопления отмечаются и для редких щелочных элементов.

В дополнение к имеющемуся материалу мы провели ряд определений по отдельным минеральным фазам и для того, чтобы включить в рассмотрение данные других авторов, выполнили некоторые сопоставления. Для баланса редких щелочных элементов по породе и отдельным минералам рассмотрены возможности и ограничения использования метода разделения минералов.

В средней части интрузии, в разрезе по долине р. Баксан, количественно-минеральный состав (в %) следующий [49]: биотит 7,84, плагиоклаз 31,56, калишпат 34,53, кварц 25,70, остальные 0,37%.

В самом общем виде последовательность выделения представляется так. Кристаллизация биотита и близко одновременно с ним — плагиоклаза. Оба эти минерала образуют относительно крупные кристаллы, которые на фоне основной массы гранита можно считать вкрапленниками. Четкие вкрапленники, резко выделяющиеся по величине, образуют калиевый полевой шпат. Его более позднее выделение устанавливается по присутствию в вкрапленниках калиевого полевого шпата биотита и плагиоклаза. Последним минералом, дающим

Таблица 18

Количественно-минеральный состав гранита и способ выделения минеральных фракций

Минерал	Содержание в породе, %	Способ выделения минеральных фракций
Биотит I	5	Как ситовая фракция 0,25 мм
Плагиоклаз вкрапленников	5	Плагиоклаз не разделялся, выделен совместно с плагиоклазом основной массы
Калиевый полевой шпат вкрапленников	10	Ручная отборка
Кварц вкрапленников и основной массы	26	Флотация
Плагиоклаз основной массы	26	Флотацией и в тяжелых жидкостях
Калиевый полевой шпат основной массы	25	То же
Биотит II	3	Как ситовая фракция 0,15 мм

крупные вкрапленники, кристаллизуется кварц. В основной массе присутствуют все перечисленные минералы в составе своих вторых генераций. В отдельных участках можно наблюдать более сложную последовательность выделения, но приведенной выше схемы достаточно для разделения минеральных фракций с учетом их генетических отличий. В табл. 18 даны количества минералов в породе и способы отделения минеральных фракций.

Для подразделения биотита на биотит вкрапленников и основной массы имеются следующие основания: 0,25-фракция биотитов содержит наиболее крупные листочки и кристаллы, и более вероятно, что именно здесь преобладают биотиты-вкрапленники. Во всяком случае присутствие мелкого биотита основной массы, при дроблении пробы становящегося еще мельче, маловероятно. Фракция 0,15 может в некоторой степени обогащаться мелочью от раздробленных вкрапленников биотита; по этой причине данные анализов этой фракции будут менее достоверными. Разделив биотит на I и II, В.В. Ляхович не получил отличий в содержании лития и цезия для этих генераций. По нашим данным такие отличия есть.

В биотите I обнаружено (в г/т): лития 520, рубидия 810, в биотите II лития 535, рубидия 847. Данные по цезию, приведенные Ляховичем, по-видимому, не представительны (170 г/т), так как он же дает среднее содержание для биотитов 72,0 г/т; по нашим определениям 68,2 г/т.

Если для биотитов обогащение более поздней генерации редкими щелочными элементами устанавливается определенно, то для калиевых полевых шпатов это прослеживается не столь четко за исключением рубидия. По нашим данным и данным Ляховича, содержание рубидия в калиевом полевом шпате основной массы выше, чем в калиевом полевом шпате вкрапленников. Устанавливаемое обогащение более поздних кристаллов рубидием не подтверждает возможности выделения серых и розовых разновидностей гранита, выделенных Ляховичем. По его же определениям, более ранний калиевый полевой шпат из серого гранита содержит больше рубидия, чем из розового. Подобные мелкие противоречия, часто значительная неопределенность в решении вопроса, обогащаются ли редкими элементами более поздние кристаллизующиеся фазы, приводят к выводу, что накопление редких элементов к концу процесса, обычное в гранитах, не обязательно для формирования однофазного, по существу, эльджуртинского гранита.

**Распределение редких щелочных элементов
между биотитом и калиевым полевым шпатом**

В шести пробах выполнены анализы на содержание лития, рубидия и цезия в калиевом полевом шпате основной массы и биотите, четыре пробы представляют центральную часть массива, а пробы 1036 и 56 взяты в небольшом удалении от контакта. В данном случае биотит не подразделялся на отдельные фракции (табл. 19).

Таблица 19

Содержание K, Li, Rb, Cs в биотите и КПШ эльджуртинского гранита

Проба	Минерал	K, вес. %	Li	Rb	Cs
			г/т		
610	Биотит	6,29	520	680	65
	КПШ	7,49	15	420	9,8
615	Биотит	6,20	460	670	74
	КПШ	9,00	14	510	12
104-1	Биотит	5,99	470	770	34
	КПШ	8,63	19	550	9,8
104-8	Биотит	6,50	540	900	74
	КПШ	7,39	21	480	11
1036	Биотит	7,04	470	920	73
	КПШ	7,44	18	330	6,2
56	Биотит	6,76	690	1070	130
	КПШ	8,99	24	520	11
Биотит, среднее		6,46	525	835	75
КПШ, среднее		8,16	18,5	468	103

Аналитик Э.И. Тихомирова.

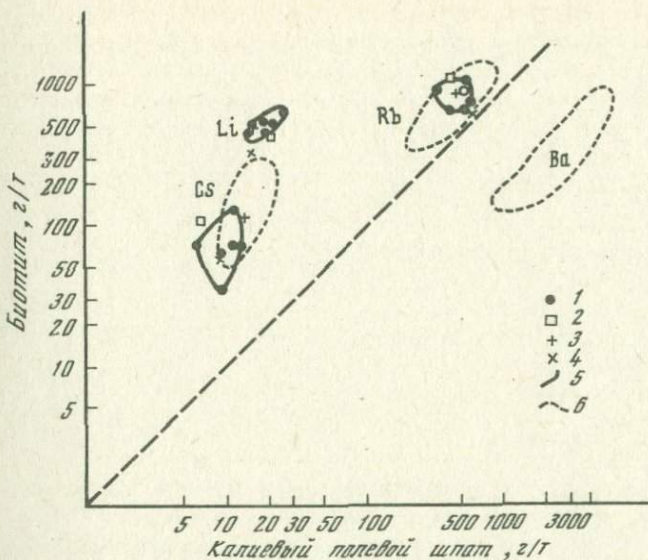


Рис. 19. Распределение рубидия, лития и цезия между биотитом и калиевым полевым шпатом основной массы эльджуртинского гранита

1 - анализы из табл. 19; 2 - среднее в гранитах СССР по [49]; 3 - для серого гранита; 4 - для розового гранита [49]; 5 - поле точек для эльджуртинского гранита; 6 - поле точек ряда гранитоидных пород, исследованных Альбукерком [90]

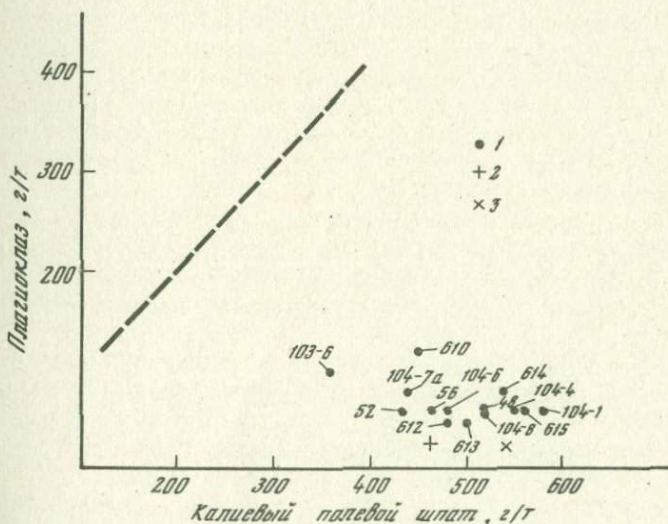


Рис. 20. Распределение рубидия между плагиоклазом и калиевым полевым шпатом эльджуртинского гранита

1 - анализы из табл. 20, 2 - для серого гранита, 3 - для розового гранита [49]

Таблица 20

Содержание Li и Rb в плагиоклазах эльджуртинского гранита (г/т)

Проба	610	612	613	614	615	104-1	104-4
Rb	120	50	50	80	60	60	60
Li	16	26	19	31	26	34	42

Таблица 20 (окончание)

Проба	104-6	104-7а	104-8	48	52	56	1036
Rb	60	80	80	60	60	60	100
Li	34	33	36	28	28	25	36

Аналитик Э.И. Тихомирова.

Данные табл. 19 представлены на графике распределения редких щелочных элементов между биотитом и калиевым полевым шпатом (рис. 19). В дополнение к ним нанесены средние для гранитов СССР данные для серой и розовой разновидностей эльджуртинского гранита [49]. Точки, представляющие соответствующее отношение в гранитах СССР, находятся вблизи границы поля точек для эльджуртинского гранита, но за его пределами: они не обязательно должны совпадать, так как при вычислении этого среднего были привлечены весьма разнообразные породы, имевшие общее название граниты.

Еще более широкую площадь занимают точки анализов Альбукерка [90], изучавшего распределение редких щелочных элементов между минералами гранитоидных пород от диоритов до аляскитов. Поле точек эльджуртинского гранита для рубидиевого отношения полностью размещается внутри поля, данного Альбукерком. Для цезия полного совпадения не наблюдается, за его контурами находится и среднее отношение в гранитах СССР. По-видимому, в этом случае имеются аналитические погрешности.

Все приведенные данные свидетельствуют о преимущественном накоплении в биотите редких щелочей. Если для рубидия степень накопления в биотите по сравнению с калиевым полевым шпатом незначительна, то для цезия она намного выше и особенно высока для лития.

Определения лития и рубидия в плагиоклазах эльджуртинского гранита, выделенных без различия, относятся ли они к вкрапленникам или основной массе, приведены в табл. 20. Соотношение содержаний рубидия и лития в плагиоклазе и калиевом полевым шпате основной массы показано на рис. 20.

Накопление рубидия происходит в калиевом полевым шпате, несмотря на то, что плагиоклаз по времени кристаллизации более ранний. Накопление в плагиоклазе лития по сравнению с калиевым по-

левым шпатом незначительно, и можно считать, что он размещен равномерно между этими двумя фазами. Также равны средние содержания лития в калиевом полевом шпате и в плагиоклазе эльджуртинского гранита.

КОЭФФИЦИЕНТЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

Распределение редких элементов между различными фазами (минералами) гранита позволяет получить петрологическую информацию, особенно если эти данные сопоставить с наблюдениями над гранитами в других районах и экспериментальными данными.

В дополнение к распределению Rb, Cs и Li между биотитом и калиевым полевым шпатом эльджуртинского гранита на рис. 19 нанесены отношения в различных гранитоидах Ва по данным Альбуркера [90]. Поле анализов Ва находится по другую сторону от линии единичного отношения. Сделанный ранее вывод о преимущественном вхождении Li в структуру биотита в отношении Ва имеет обратный характер - Ва концентрируется преимущественно в калиевом полевым шпате.

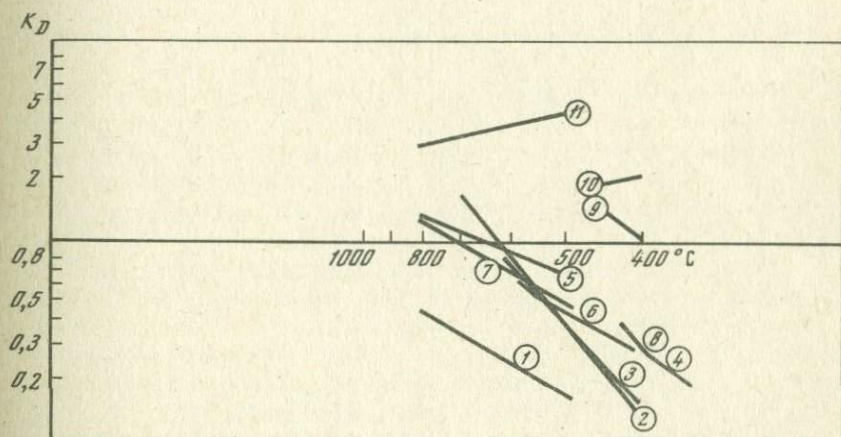


Рис. 21. Экспериментальные данные по распределению калия, рубидия и цезия между фазами

1 - Rb/K, микроклин - раствор, по Бесвику [94]; 2 - Rb/K, микроклин - раствор, по Челишеву [84]; 3 - Rb/K, калиевый полевой шпат - раствор, по Сретенской [78]; 4 - Rb/K биотит - раствор, по Челишеву [84]; 5 - Rb/K, флогопит - раствор, по Бесвику [94]; 6 - Cs/K микроклин - раствор, по Челишеву [84]; 7 - Cs/K, санидин-раствор, по Ейгстеру [67]; 8 - Cs/K, биотит - раствор, по Челишеву [84]; 9 - биотит - микроклин, по Челишеву [84]; 10 - Rb/K, биотит - микроклин, по Челишеву [84]; 11 - Rb/K, флогопит - санидин, по Бесвику [94]

Таблица 21

Температура по коэффициентам сокристаллизации [94]

Образец	С учетом Na в твердом растворе КПШ и биотита			
	K+Na атомн.	Rb, 10^{-4} атомн.	Rb/(K+Na)	K_D
610	0,18	8,0	44,5	
615	0,17	7,8	45,9	
104-1	0,16	9,0	50,0	
104-8	0,18	10,5	58,3	
56	0,18	12,5	69,4	
1036	0,19	10,7	56,3	
610	0,33	6,0	18,2	2,5
615	0,31	4,9	15,8	2,9
104-1	0,33	6,4	19,4	2,6
104-8	0,33	5,6	17,0	3,4
56	0,30	6,1	20,3	3,4
1036	0,33	3,9	11,8	4,7

Таким образом, если для Li и Ba влияние структурной постройки имеет существенное значение, то для Rb и в меньшей степени для Cs влияние структуры минерала-концентратора мало. Следовательно, Rb и в меньшей степени Cs в своем распределении между фазами отражают термодинамические параметры кристаллизации в чистом виде.

Биотит, как и калиевый полевой шпат, — в основном калиевый минерал; часть калия в их может замещаться натрием. Rb и Cs входят изоморфно на их место в структуре. Поскольку концентрация Rb и Cs в биотите и полевоом шпате на два-три порядка ниже концентрации макрокомпонента, предполагается, что в магматическом расплаве их концентрации также были малыми.

Экспериментальные работы по распределению редких щелочей выполняли многие авторы по различным методикам. В основе большинства работ было определение коэффициентов сокристаллизации микрокомпонентов (рубидий, цезий и др.) и макрокомпонента (калий) для твердой фазы (полевой шпат, слюда) и жидкости (расплав, раствор). Мы свели на одной диаграмме опубликованные к настоящему времени результаты (рис. 21). Это данные Эйгстера (см. [67]) по коэффициенту сокристаллизации Cs/K для пары санидин-раствор (расплав) в интервале 500–800°C, данные Н.Г. Сре-тенской [78] по Rb/K для пары калиевой полевой шпат-раствор в интервале температур 400–700°C и данные Н.Ф. Челишева [84] по распределению рубидия, цезия и калия между биотитом и раствором, между микроклином и раствором.

Без учета Na в твердом растворе КПШ и биотита

К атомн.	Rb/K	K_D	T, °C
0,16	50,0		
0,16	48,8		
0,15	60,0		
0,17	61,8		
0,17	73,5		
0,18	59,4		
0,23	26,1	1,92	860
0,19	25,7	1,89	920
0,22	29,0	2,09	800
0,19	29,4	2,10	780
0,23	26,5	2,77	550
0,19	20,5	2,89	540

Из-за отсутствия табличных данных в работе Челищева мы выполнили построение коэффициентов сокристаллизации для изученных им температур, используя тангенс угла наклона кривых распределения. На основании полученных коэффициентов сокристаллизации твердая фаза: раствор построена линия коэффициента сокристаллизации для Cs/K между биотитом и микроклином. По-видимому, построения на основе данных Челищева неудовлетворительны, поскольку линия биотит-микроклин имеет наклон, обратный наклону аналогичной линии для Rb/K.

Противоречивость экспериментальных данных затрудняет использование распределения Cs/K между минералами для целей термометрии (рис. 21). Данные по Rb/K более надежны, если иметь в виду эксперименты Бесвика [94] и не принимать во внимание экспериментальные данные Челищева и близкие к ним данные Сретенской. Бесвик представил диаграмму коэффициентов сокристаллизации Rb/K для пар санидин-раствор и флогопит-раствор и на основании этих данных получена зависимость коэффициента сокристаллизации Rb/K для пары флогопит-санидин. Связь этого коэффициента сокристаллизации с температурой может оказаться, по мнению Бесвика [94], полезной для целей термометрии гранитоидных пород.

Все авторы, рассматривая распределение главного элемента (K) и сопутствующего в системе расплав (раствор) - породообразующий минерал или между породообразующими минералами, сравнивают экспериментальные данные с данными по природным объектам. Однако если для жидкого раствора концентрация элемента относится к мас-

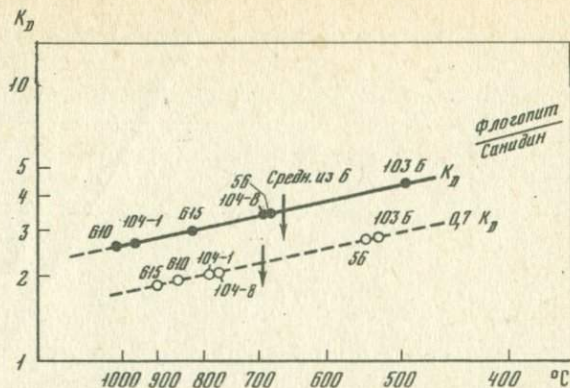


Рис. 22. Оценка температуры кристаллизации эльджуртинского гранита по коэффициенту сокристаллизации Rb/K для пары биотит - калиевый полевой шпат

се раствора, то и в твердом растворе следует придерживаться того же. Проведенное Бесвиком исследование коэффициентов сокристаллизации Rb между санидином и флогопитом относится к чисто калиевым фазам. Для природных объектов, которые часто (а слюды и полевые шпаты - всегда) являются твердыми растворами, необходимо внести некоторые поправки. Калиевый полевой шпат эльджуртинского гранита содержит значительное количество натрия. Колебания состава твердого раствора находятся в пределах от $Or_{63-67}Ab_{37-33}$ (вкрапленники) до $Or_{72-73}Ab_{28-27}$ (основная масса), т.е. в среднем чистый калиевый санидин составляет 0,7 мольной доли эльджуртинского полевого шпата.

Содержанием натрия в биотитах центральной части массива можно пренебречь, так как его доля незначительна. Точно так же нет существенных отличий в содержании калия и натрия в биотитах I и II, и при вычислениях можно пользоваться средним содержанием калия (около 6,5%).

В.Л. Мак-Интайр [111], рассматривавший теорию распределения микрокомпонентов, полагает, что если фаза - твердый раствор двух микрокомпонентов, то коэффициент распределения микрокомпонента в общем случае будет определяться мольной долей микрокомпонента в твердом растворе. Из изучения двух жидких растворов устанавливается, что логарифм коэффициента распределения находится в линейной зависимости от мольной доли одного из конечных членов в смеси. Мак-Интайр считает, что это может быть отнесено и к твердым растворам.

Вывод коэффициента сокристаллизации для пары санидин-флогопит основан на экспериментальных определениях распределения Rb и K между санидином и раствором и флогопитом* и раствором. Коэф-

Таблица 22

Коэффициенты сокристаллизации биотит/КПШ (весовые соотношения)

Образец	Li/K	Rb/K	Cs/K
610	41,0	1,9	7,9
615	46,4	1,9	9,1
104-1	35,7	2,0	4,6
104-8	29,7	2,1	7,6
103Б	27,8	2,9	12,9
56	37,8	2,7	15,8

коэффициент сокристаллизации определяется по формуле:

$$K_D = \frac{\gamma_{\text{флог}}^{C_{\text{Rb}}} \gamma_{\text{р}}^{C_{\text{К}}}}{\gamma_{\text{флог}}^{C_{\text{К}}} \gamma_{\text{р}}^{C_{\text{Rb}}}} \cdot \frac{\gamma_{\text{сан}}^{C_{\text{Rb}}} \gamma_{\text{р}}^{C_{\text{К}}}}{\gamma_{\text{сан}}^{C_{\text{К}}} \gamma_{\text{р}}^{C_{\text{Rb}}}}$$

(γ - коэффициент активности, C - концентрация элемента, флог - флогопит, р - раствор)

или

$$K_D = \frac{\gamma_{\text{флог}}^{C_{\text{Rb}}} \gamma_{\text{сан}}^{C_{\text{К}}}}{\gamma_{\text{флог}}^{C_{\text{К}}} \gamma_{\text{сан}}^{C_{\text{Rb}}}}$$

Исходя из того, что концентрации Rb весьма малы в сандине и в флогопите, можно принять, что коэффициенты активности $\gamma_{\text{флог}}^{\text{Rb}}$ и $\gamma_{\text{сан}}^{\text{Rb}}$ примерно равны единице; за стандартное принимается состояние бесконечно разбавленного раствора.

В отношении калий-натриевого полевого шпата эта зависимость сохраняется, но в каркасе AlSi_3O_8 растворены два компонента: K и Na (Ca тоже, но в очень малом количестве, которым можно пренебречь). Если бы в калий-натриевом полевоом шпате был только один растворенный компонент (например, калий), то коэффициент активности можно было бы принять равным или близким единице. В этой ситуации коэффициент активности калия будет меньше единицы, и его величина в первом приближении будет определяться мольной долей калия в твердом растворе. Такое заключение оправдано приближением с повышением температуры свойств (K, Na) AlSi_3O_8 твердых растворов к идеальным. Средняя мольная доля калия в калий-натриевом полевоом шпате эльджуртинского гранита для вкрапленников составляет 0,65, для основной массы 0,71 (по шести анализам), и, поскольку разница между ними невелика, можно округленно принять, что $\gamma_{\text{сан}}^{\text{К}} = 0,7$.

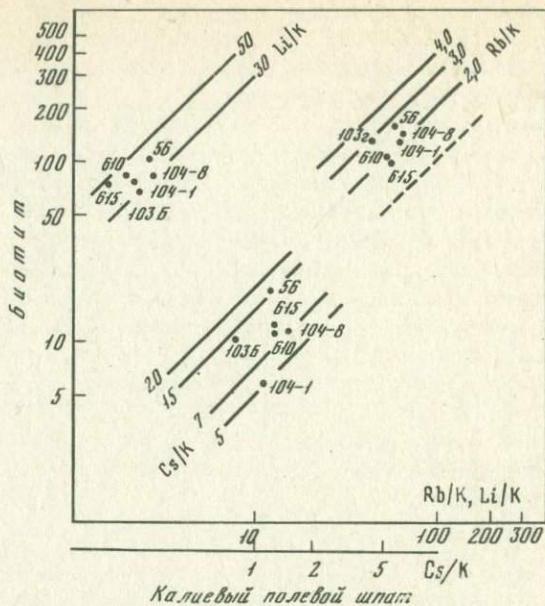


Рис. 23. Коэффициенты сокристаллизации Rb/K, Cs/K, Li/K для пары биотит - калиевый полевой шпат эльджуртинского гранита. По оси ординат - те же отношения для биотита

В соответствии с найденным соотношением, можно внести поправку в экспериментальные данные Бесвика, использовавшего чистые калиевые фазы. Тогда вычисленные Бесвиком значения флогопит/санидин приобретают вид:

500°C	700°C	800°C
$4,13 \times 0,7 = 2,83$	$3,21 \times 0,7 = 2,25$	$2,95 \times 0,72 = 2,01$

По найденным значениям K_D (флог/К-На сан) мы строим новую линию зависимости от $1/T$, пригодную для непосредственной оценки температур образования эльджуртинских санидинов (рис. 22). Данные по коэффициентам сокристаллизации и оценки температур помещены в табл. 21. Из шести образцов по различиям в коэффициентах сокристаллизации образуются две группы. Для образцов из средней части массива (4 образца) интервал температур определяется от 920 до 790°C (среднее 800°C).

Подобный порядок температур вполне реален и близок температурам, устанавливаемым при кристаллизации гранитоидных интрузий. С другой стороны, эта реальность порядка температур указывает на сохранение равновесных условий при вхождении рубидия и калия в структуры породообразующих минералов. По двум другим пробам коэффициенты сокристаллизации указывают на весьма низкие тем-

пературы (550°C), практически нереальные при кристаллизации гранита. Для этих проб, взятых из близкотактовых участков, предполагается существенное нарушение равновесных условий кристаллизации под влиянием последующих процессов.

Коэффициенты сокристаллизации калия с рубидием, цезием и литием для пары биотит-калиевый полевой шпат представлены в табл. 22 и на рис. 23. Из графика видно, что коэффициенты сокристаллизации отдельных проб занимают определенное поле. Поля точек (Rb и Cs) совпадают с полями точек коэффициентов сокристаллизации для порфиоровидных гранитов [90]. По этим данным, коэффициенты сокристаллизации для более основных пород (гранодиориты, монцониты) имеют большую величину и на графике должны находиться левее наших полей точек. Таким образом, отмечается хорошее совпадение коэффициентов сокристаллизации в одинаковых типах пород. В случае Rb и Cs приконтактные пробы (1036 и 56) занимают крайнее левое положение, что, как уже отмечалось для Rb, отражает воздействие иных процессов, а не простую кристаллизацию в центре массива.

УСЛОВИЯ СТАНОВЛЕНИЯ
ЭЛЬДЖУРТИНСКОГО ГРАНИТА

ТЕРМОБАРИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Присутствие расплавных включений в кварцах, санидинах, апатитах эльджуртинского гранита указывает на ошибочность представлений, отвергающих магматический генезис этих пород, например Г.М. Заридзе [29]. В общем это подтверждает взгляды большинства петрографов, работавших в районе Тырнауза, которые принимали во внимание также специфику прототектоники, гипидиоморфнозернистую структуру основной массы гранитов, особенности распределения редких элементов.

Поэтому условия начальных этапов становления эльджуртинского гранита, очевидно, должны быть проанализированы на основе диаграмм плавкости гранитных систем: альбит-анортит-ортоклаз(-вода) и альбит-ортоклаз-кварц(-вода). Из диаграммы первой системы (рис. 24, а) следует, что из магмы эльджуртинского состава плагиоклаз выделяется раньше санидина в широком интервале колебаний давления воды. Вслед за плагиоклазом кристаллизовался санидин, если давление воды не превышало ~ 4 кбар (рис. 24, б). При более высоких значениях P_{H_2O} , что, как следует из дальнейшего рассмотрения, маловероятно, после плагиоклаза должен был бы выделяться кварц. Поэтому кварц следует считать выделяющимся после санидина.

Место биотита в последовательности кристаллизации минералов гранита зависит от содержания в расплаве воды. Если ее меньше 1,2 вес. %, то биотит должен образоваться последним; если воды 1,2-2,5 вес.%, то биотит кристаллизуется раньше кварца; при дальнейшем возрастании содержания воды он начнет кристаллизоваться раньше санидина [106]. Исходя из предположения о бедности исходной эльджуртинской магмы водой, следует принять, что биотит образуется на завершающих этапах магматической кристаллизации, когда в расплаве накопилось достаточно воды.

Количественные оценки температурных условий на различных этапах кристаллизации эльджуртинского гранита предоставляют данные по гомогенизации расплавных включений в кварце (730-850°C) и апатите (1050-1160°C). Эти данные указывают, что от момента кристаллизации акцессорного минерала - апатита до момента формирования кварца на завершающих этапах магматической стадии гранит проходит длительную историю, начинающуюся не в камере,

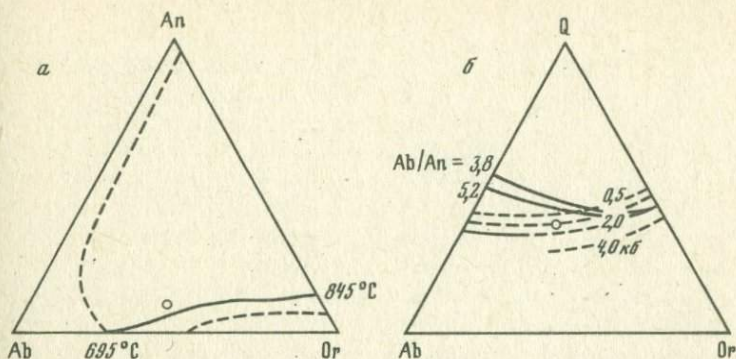


Рис. 24. Положение эльдзуртинского гранита на диаграммах галлогранитных систем

a - альбит-анортит-ортоклаз (-вода) при $P_{H_2O} = 5$ кб; *б* - альбит-ортоклаз-кварц (-вода). Для эльдзуртинского гранита $Ab/An = 4,8$. Числа у кривых - P_{H_2O} на котектике

в которой закончилась его полная консолидация. Едва ли при этом можно каким-то иным способом интерпретировать генезис высокотемпературного апатита. Его игольчатая форма, отсутствие следов коррозии свидетельствуют против захвата апатита из других пород.

В других гранитоидных породах Тырнауэзского района обнаружены апатиты с близкими температурами гомогенизации расплавленных микровключений. В частности, в липаритах Тырнауэза эти температуры 1050-1150°C, а в липаритах Кыртыка 1050-1250°C. Географическая близость массивов этих пород, сходство их петрохимии и наличие апатитов, вероятно, одного высокотемпературного генезиса позволяет с достаточным основанием считать все эти породы продуктами единого магматического очага. Температура магмы в этом очаге была достаточно высокой (~1100°C). Такие очаги в районе Большого Кавказа могут располагаться на глубине порядка нескольких десятков километров. Например, глубина очага лав вулкана Эльбрус по данным петромагнитного изучения 30 км [63].

Попытаемся рассмотреть, какие пути могли привести к образованию из этой исходной магмы гранитных и липаритовых пород. Воспользуемся диаграммой (рис. 25) кристаллизации гранитной системы в присутствии воды в зависимости от температуры и общего давления, предложенной А.А. Кадиком [32]. Эта диаграмма особенно подходит к нашему случаю, поскольку она основана на экспериментах по определению линий солидуса и ликвидуса в условиях насыщения водой, проведенных именно на эльдзуртинском граните [43], а летучим компонентом магмы эльдзуртинских гранитов является практически только H_2O . Экспериментальные линии солидуса и ликвидуса показаны соответственно жирной и штриховой кривыми. Штрихами показано также предположительное положение ликвидуса магмы эльдзуртинского гранита в сухих условиях.

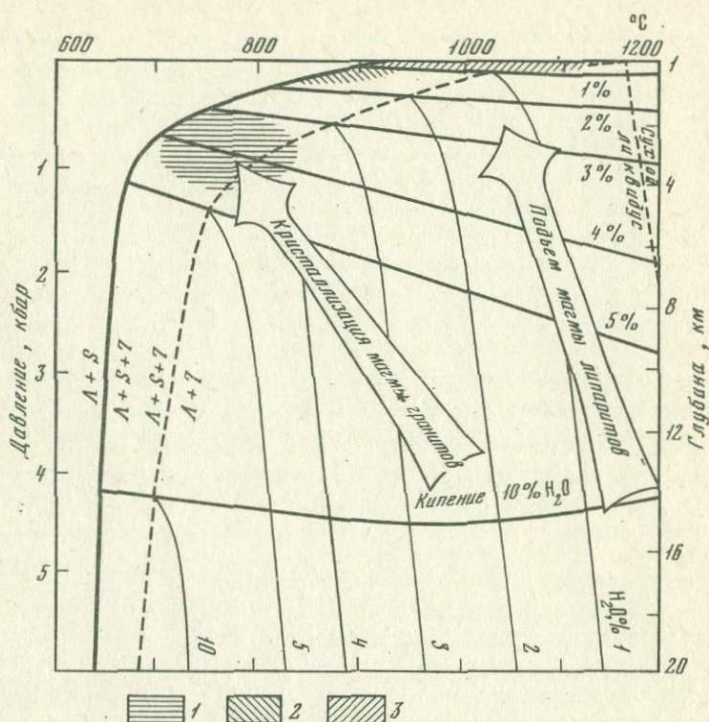


Рис. 25: Эволюция магмы гранитоидов Тырнауэского района

Показаны условия кристаллизации и отделения воды в системе гранит-вода по данным А.А. Кадика [32] при разных содержаниях воды в расплаве; L - расплав, S - кристаллы, V - паровая фаза. Стрелки показывают пути подъема и кристаллизации разных порций кислой магмы предполагаемого единого очага. 1 - условия завершения кристаллизации эльджуртинского гранита в окончательной магматической камере, 2 - условия формирования некков липаритов Тырнауэза, 3 - условия формирования лакколита липаритов Кыртыка; остальные пояснения в тексте

Линия солидуса совпадает с кривой плавления гранитной эвтектики при $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$ (т.е. при насыщении системы водой). Она указывает условия исчезновения последних порций гранитного расплава, который первоначально содержал какое-то количество воды и начало кристаллизации которого определяется условиями ликвидуса, зависящими от этого исходного содержания воды. Эти линии показаны тонкими кривыми. Условия сухого ликвидуса и ликвидуса при насыщении практически вряд ли когда-либо достигаются. Жирными линиями на рис. 25 показаны условия насыщения расплава водой при разных ее содержаниях, т.е. условия кипения.

Основываясь на данных по включениям в апатите, можно полагать, что исходная температура эльджуртинской магмы могла быть

несколько выше 1100°C . В общем это, как видно из рис. 25, отвечает ликвидусу, т.е. началу кристаллизации при содержании воды не более 1% и давлении больше 3 кбар, т.е. при глубинах более 10 км. При относительно медленной интрузии в более верхние горизонты коры происходило охлаждение, вызвавшее кристаллизацию. Накопление кристаллов повышало содержание воды в остающемся расплаве, снижая температуру его кристаллизации и тормозя ее до тех пор, пока в результате движения вверх не происходило дальнейшее остывание.

Магма Эльджуртинского гранита, внедрившаяся в камеру, рассекаемую сегодня долиной р. Баксан, должна была быть заметно остывшей. По данным включений в кварце, температуры приблизительно составили $700\text{--}800^{\circ}\text{C}$. При кристаллизации в камере не произошло сколь-либо существенного термического воздействия на вмещающие породы, вероятно, прогретые к тому времени до близких температур.

Судя по оценке концентрации воды в расплавном включении в кварце эльджуртинского гранита, полученной В.Б. Наумовым [58], эта концентрация была около 3,8 вес.%. Таким образом, если исходную концентрацию принять равной 1%, магма должна была закристаллизоваться примерно на 75%, чтобы достичь такой концентрации. Поэтому внедрившаяся магма могла представлять собой "кашу" из 75% по весу кристаллов (интрателлурические вкрапленники) и 25% расплава. Вкрапленники в процессе эволюции магмы могли перекристаллизоваться и за исключением апатита утратить следы более ранних этапов кристаллизации.

В общем эти оценки температур и концентрации воды хорошо согласуются с данными по глубине формирования эльджуртинского массива 3-4 км (см. главу I) и условиями плавления гранита (рис. 25). Мы видим, что расплав, содержащий около 4% воды, должен окончательно затвердевать около 700°C при содержании воды примерно 4 вес.%. На глубине 3-4 км давление нагрузки составляет также около 1 кбар и парциальное давление воды также 1 кбар. Поэтому расплав должен кипеть, что и показывает наличие миароловых пустот в верхней части массива. Таким образом, кристаллизация гранита завершилась при 700°C при $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар, т.е. в условиях насыщенности расплава водой. Однако доля этого расплава в магме составляла не более 25%. Если объем Эльджуртинского массива $\sim 10 \text{ км}^3$, то такое количество расплава несло до 290 млн. т H_2O .

Использование других термометров в общем приводит к близким оценкам температур кристаллизации минералов гранита.

Зональность плагноклазов затрудняет использование геотермометра Барта. Все же по данным этого термометра возможны следующие оценки: если мы примем средний состав КПШ $\text{Or}_{68}\text{Ab}_{30}\text{An}_2$ (силикатный анализ Соловьева [75]) за равновесный с плагноклазом $\text{Ab}_{70}\text{An}_{30}$, то температура их совместной кристаллизации составит 700°C , если за равновесный с плагноклазом $\text{Ab}_{30}\text{An}_{20}$, то температура понизится до 625°C .

К оценкам температуры равновесия биотита с санидином порядка 800–900°C приводит анализ данных по распределению Rb между этими минералами.

Нижний предел температур образования полевых шпатов, очевидно, определяется поверхностью сольвуса, которая ограничивает область кристаллизации гомогенных фаз. Если воспользоваться данными Ф.М. Орвиля [114] и Р.Ф. Мартина [109], то предельные температуры будут равны приблизительно 600°C для наиболее богатых альбитовой составляющей образцов. Из работы С.А. Морзе [112] известно, что вхождение анортита в твердый раствор щелочных полевых шпатов смещает поверхность сольвуса в сторону более высоких температур примерно на 30°C при увеличении содержания Al на 1 мол.%. В санидинах эльджуртинского гранита содержится 2–3% Al , следовательно, можно принять, что минимально возможная температура их образования 650°C.

Таким образом, данные различных геотермометров находятся в удовлетворительном согласии с оценками температур эльджуртинского гранита по микровключениям и результатами анализа условий его кристаллизации.

Порции магмы, из которых образовались липариты, должны были прорываться в верхние горизонты коры с более высокой скоростью. Они не успевали остывать, сколь-либо существенно кристаллизоваться и накапливать в остающемся расплаве воду по сравнению с ее исходным содержанием. Липариты Тырнауза должны были сформироваться при температурах в среднем ~850°C (по термометрическим данным). Из данных по включениям следует также, что воды в расплаве было 1–0,5 вес.%. При этих температурах на глубине ~0,5–1 км достигались условия: $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,15\text{--}0,3$ кбар, и магма кипела. Кыртыкский липарит сформировался около 1000°C. Если исходное содержание воды в магме было таким, как в Тырнаузском липарите, то для того, чтобы ее кристаллизация началась при более высокой температуре, эта магма должна была потерять часть воды при кипении в близповерхностных условиях.

Относительно окислительно-восстановительных условий кристаллизации гранита можно заметить, что они были, по-видимому, типичными для гранитов. Большинство гранитов, как и эльджуртинский, характеризуются ассоциацией биотит-магнетит. По расчетам И.Д. Рябчикова [68], летучесть кислорода в таких гранитах при температурах 700–800°C более чем на порядок должна превышать летучесть кислорода для буфера кварц-фаялит-магнетит.

Важные выводы по условиям становления интрузивов могут быть сделаны из изучения пространственного изменения какого-либо геохимического свойства. Так, например, по характеру изменения содержаний редких элементов и акцессорных минералов можно судить о распределении рудного вещества в кристаллизующейся магме, по изменению количественных соотношений породообразующих минералов – о степени дифференцированности интрузива, по изменению степени упорядоченности – о его режиме остывания и распределения

летучих и т.д. Наибольший интерес представляет изучение изменений в вертикальных разрезах, так как условия становления массивов в этом случае, как показывает практика, более контрастны, чем в горизонтальных сечениях.

Изучение изменений по вертикали в Эльджуртинском массиве удобно вести по керну скважин 600 и 104. Скважина 600 протяженностью около 1500 м пробурена из горных выработок (устье вблизи кровли); скважина 104, протяженностью около 800 м, пробурена в пойме р. Баксана. Абсолютная отметка устья первой 2013 м, второй 1322 м; следовательно, забои этих скважин находятся примерно на одном уровне.

В.В. Ляхович [48, 49] провел тщательное петролого-геохимическое изучение керна скважины 600 и нашел, что в вертикальном сечении гранит характеризуется довольно постоянным количественно минеральным составом, хотя в верхней части массива наблюдается некоторое повышение содержаний кварца и санидина по сравнению со средним, а в нижней части — плагиоклаза и биотита. Сохранение петрогенных элементов также остается в основном постоянным, но к кровле незначительно возрастает содержание К и Са и уменьшается Na.

Распределение редких элементов и акцессорных минералов крайне неравномерное, без каких-либо выраженных тенденций к накоплению тех или иных минералов и элементов в верхних или нижних частях массива. Резко отличающиеся от средних значений концентрации элементов и минералов обычно приурочены к зонам трещиноватости, поэтому неравномерность могла быть создана в результате нарушения первоначально равномерного распределения растворами, циркулирующими по этим зонам. В горизонтальном сечении наблюдаются те же закономерности, что и в вертикальном. Первичное равномерное распределение редких элементов и акцессорных минералов, как полагает Ляхович, может служить признаком относительной гомогенности гранитного расплава.

Мы провели изучение степени упорядоченности и составов КПШ в вертикальном и горизонтальном сечениях.

Атомная доля Al в позициях T_1 фенокристаллов санидинов эльджуртинского гранита из керна скважин 600 и 104 варьирует в относительно узком интервале значений $2t_1$ — от 0,56 до 0,70, но применяемая методика диагностики на основе расчета параметров э.я. с точностью до нескольких тысячных долей ангстрема достаточно чувствительна, чтобы вполне надежно фиксировать изменения структурного состояния в этих пределах. Однако, как следует из рис. 26, степень упорядоченности в вертикальном разрезе остается примерно постоянной, хотя, казалось бы, мы должны были ожидать постепенного роста упорядоченности санидинов по мере приближения к забою скважины. Не прослеживаются закономерные изменения и в содержании альбитового компонента полевых шпатов (рис. 26). В горизонтальном сечении значения $2t_1$ и составов также колеблются около среднего без каких-либо тенденций. Степень упорядочен-

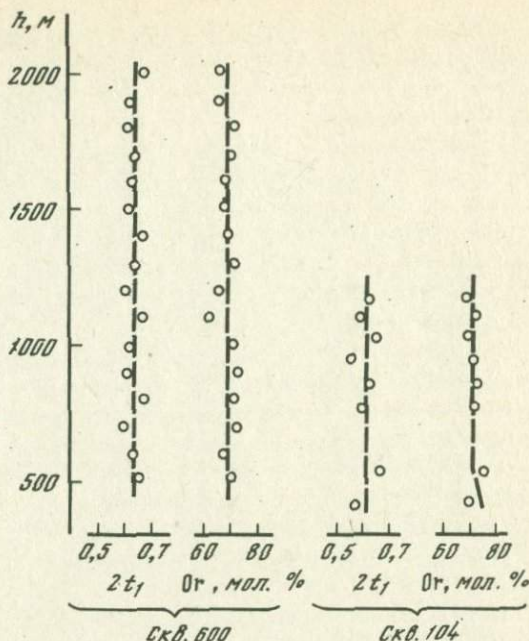


Рис. 26. Вариации $2t_1$ и состава санидинов в вертикальном разрезе Эльджуртинского массива

ности не уменьшается даже в санидинах (обр. 96А и 103А), отобранных в нескольких метрах от контакта в зоне, сложенной более мелкозернистым гранитом (мощность зоны эндоконтактовых изменений не превышает обычно 10 м).

Подобный характер распределения состава и степени упорядоченности полевых шпатов можно интерпретировать только как результат близких условий кристаллизации расплава и последующего остывания породы почти во всем объеме камеры. Значительные колебания в режиме остывания участков массива неизбежно приведут к появлению полевых шпатов различной степени упорядоченности. Такое типичное явление описано в Раумидском гранитном массиве на Памире [13].

Эта однородность исключает возможность стадийного формирования в Эльджуртинском массиве отдельных фаз [49], которые не имеют никаких индивидуальных следов минерального и химического (см. табл. 1) состава за исключением, может быть, оттенков окраски явно вторичного происхождения.

Полевые шпаты из экзоконтактовых сланцев и мигматитов, отстоящих от Эльджуртинского массива на расстояние более 1 км, обнаруживают такое же высокое структурное состояние, и, следовательно, высокотемпературное происхождение, что и полевые шпаты гранита, хотя состав их несколько отличается. В общем это нехарактерно для пород амфиболитовой фации, к которым относятся

вмещающие сланцы. Для них типичны полевые шпаты более низкого структурного состояния; микроклины и ортоклазы (см. главу II). Если допустить, что интрузия внедрялась в относительно остывшие сланцы амфиболитовой фации, то, учитывая ее небольшие размеры, невозможно представить, что приблизительно те же температурные условия, что и в граните, возникли под его воздействием во вмещающих породах на расстоянии в 1 км и больше. Таким образом, образование высокотемпературного полевого шпата во вмещающих породах под воздействием интрузии едва ли могло произойти.

Поэтому высокотемпературные полевые шпаты могли образоваться или до внедрения гранита, или одновременно с ним под влиянием какой-то общей причины, например, прогрева вмещающих пород до температур, близких температуре, при которой завершалась кристаллизация после заполнения камеры под влиянием более мощных глубинных источников тепла.

Изменение под влиянием метаморфизма догранитного этапа перекликается с представлениями А.В. Пэка и Е.А. Снежко [65] и А.А. Курдюкова [39] о факторах, вызвавших изменения вмещающих сланцев. Заметим, однако, что заключения Курдюкова основаны на заниженных температурных оценках гранита ($\sim 600^{\circ}\text{C}$). Допустив такой догранитный генезис санидинов в палеозойских сланцах, придется констатировать, что эти сланцы представляли собой весьма редкий случай развития столь неупорядоченного КПШ.

Если же допустить, что одновременно с внедрением гранита происходило образование высокотемпературного полевого шпата в результате обширного прогрева вмещающих пород, то следует принять, что остывание гранита не должно было быть очень быстрым. Это подтверждает гомогенность условий по всему объему интрузии, но в то же время остывание проходило в течение какого-то отрезка времени, недостаточного для упорядочения полевых шпатов до состояния ортоклаза и микроклина. В общем же генезис санидинов в сланцах требует дальнейшего изучения.

СООТНОШЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКОЙ И ПОСТМАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИЙ В ИСТОРИИ ЭЛЬДЖУРТИНСКОГО ГРАНИТА

Формирование кристаллов полевых шпатов, главных минералов гранита, происходило, таким образом, в интервале меняющихся T и, возможно, P условий, что обусловило отмечаемые особенности состава и структурного состояния их кристаллов. Первые, выделившиеся при более высокой температуре кристаллы санидина должны были быть наиболее калиевыми и характеризоваться существенно неупорядоченной структурой, вероятно близкой структуре высокого санидина. Аналогичным образом и плагиоклазы должны были быть неупорядоченными. С падением температуры кристаллизуются более натриевые, если давление воды не повышается (рис. 27), и более упорядоченные санидины. Самые ранние фазы оказывались неравновесными в новых условиях, поэтому они должны были испытывать соот-

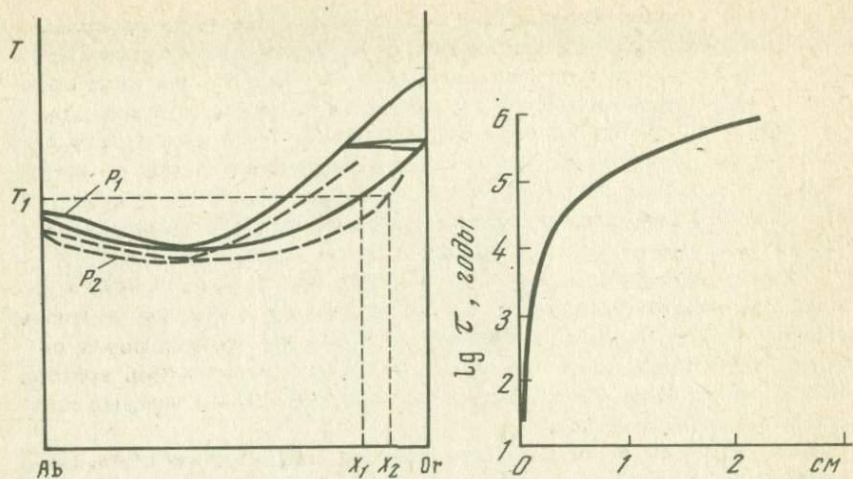


Рис. 27. Схема соотношений линий ликвидуса-солидуса в системе $Ab-Or$ при разных P_{H_2O}

Штриховые линии — смещение этих линий при более высоком P_{H_2O} ($P_1 < P_2$). При одной и той же температуре и более высоком P_{H_2O} кристаллизуется более калиевый щелочной полевошпат

Рис. 28. Время достижения санидинами эльджуртинского гранита ($Ob_{70}Ar_{30}$) равномерного распределения K и Na в зависимости от размера кристаллов при $700^{\circ}C$

ветствующие изменения в составе и степени упорядоченности. Из экспериментальных исследований [72] следует, что скорости упорядочения санидинов при температурах выше $750^{\circ}C$ и давлении воды 2000 атм достаточно высоки, чтобы в опытах продолжительностью не более 2 мес. (правда, для зерен минимального размера) было достигнуто равновесное распределение Al и Si .

Поскольку K/Na отношение в основном объеме вкрапленника остается одинаковым (см. рис. 6), здесь можно говорить о равновесном распределении щелочей в этом объеме. Распределение щелочей отвечает какому-то определенному сочетанию $T-P$ параметров. Попытаемся оценить время, которое должно быть необходимо для восстановления равновесного распределения K и Na по объему вкрапленника при изменении температуры равновесия. Для этого воспользуемся данными по коэффициентам диффузии щелочных ионов в полевошпатах [117].

На рис. 28 приведены оценки времени, необходимого для достижения равновесного распределения K и Na в полевошпате на определенном отрезке, отвечающем величине поперечника зерна. Расчет

проводился по формуле $\lambda = \sqrt{2D\tau}$, где D — коэффициент обменной диффузии, находится из уравнения:

$$D_{Na, K} = \frac{D_{Na}D_K}{N_{Na}D_{Na} + N_KD_K}$$

(N_{Na} , N_K — мольные доли Na и K в полевом шпате, D_{Na} и D_K — коэффициенты диффузии соответственно Na и K, не зависящие от состава; λ — расстояние, на котором достигается равновесное распределение щелочных атомов; τ — время, необходимое для равновесного распределения). При таком подходе допускается небольшое отклонение от равновесного соотношения K/Na в окружающем кристалл расплаве, возникающее в результате изменения температуры расплава. Это отклонение должно вызывать последовательное изменение состава кристалла от его краев к центру по мере восстановления равновесия.

Из приведенного графика вытекает, что равновесное распределение Na и K в полевом шпате состава $Or_{70}Ab_{30}$, радиус зерна которого равен 1 см при $700^{\circ}C$, достигается за $2 \cdot 10^5$ лет. Такое время вполне сопоставимо со временем затвердевания интрузивов, подобных эльджуртинскому по объему [86]. Если бы остывание шло быстрее, то наблюдалось бы непрерывное изменение состава от ядра к центру. В случае же эльджуртинского гранита состав вкрапленника в общем постоянен в основном объеме фенокристалла. Только краевые части и мелкие кристаллы основной массы имеют отличия, которые объяснены ниже.

В плагиоклазах из-за более сложных требований к упорядочению, при котором должна, по-видимому, происходить сопряженная диффузия Na—Ca и Si—Al, зафиксированы в ядрах следы начальных этапов кристаллизации.

Зональность санидинов выражается лишь в более калиевом составе краев вкрапленников и мелких кристаллов основной массы (см. рис. 6). Эти наблюдения следует сопоставить с отмеченными в литературе по полевым шпатам гранитов и других пород различными тенденциями в изменении состава щелочных полевых шпатов при сравнении образцов ранних и поздних фаз внедрения, вкрапленников и мелких зерен основной массы, составов ядра и периферийной части кристаллов. Изменения отражают эволюцию физико-химических условий формирования пород. Мы приведем некоторые примеры описания закономерных изменений составов полевых шпатов и попытаемся дать им физико-химическую интерпретацию.

Одной из первых работ, где затронут этот вопрос, было исследование К.Дж. Гзу [102] зональности в кристалле санидина из дацитовой интрузии. Он установил, что ядро фенокристалла на 17 мол.% богаче ортоклазовым компонентом по сравнению с каемкой. М. Борковская [97] при изучении полевых шпатов гранитового массива в Судетах выявила обратную тенденцию, совпадающую с отмеченной в эльджуртинском граните. По ее данным, полевые шпаты основной

массы гранита содержат более высокие концентрации ортоклазовой составляющей по сравнению с вкрапленниками.

В.С. Антипин [1] изучил изменения состава щелочных полевых шпатов из гранитоидов (свыше 20 массивов) различного генезиса в МНР. Он установил, что независимо от механизма образования щелочных полевых шпатов: кристаллизации из расплава или путем К-метасоматоза, изменения состава имеют тенденцию к более высоким концентрациям ортоклазового компонента в более поздних полевых шпатах. Такая закономерность наблюдается при сравнении как полевых шпатов вкрапленников и основной массы, так и полевых шпатов ранних и более поздних фаз внедрения. Такое же соотношение составов наблюдается и в полевых шпатах мелкозернистых эндоконтактных зон и внутренних участков массива.

И.Е. Каменцев и В.Г. Лазаренков [35] при исследовании полевых шпатов в агпайтовых нефелиновых сиенитах массива Лос также отметили некоторое увеличение содержания ортоклазового компонента при переходе от более ранних к более поздним фазам внедрения расплавов. Т. Иошиаки [31] провел микросондовое исследование вкрапленников щелочных полевых шпатов гранитного комплекса, состоящего из кварцевых диоритов и адалмитов. По его данным, внешняя каемка кристаллов содержит в среднем ортоклазового компонента на 3 мол. % больше по сравнению с центральной частью.

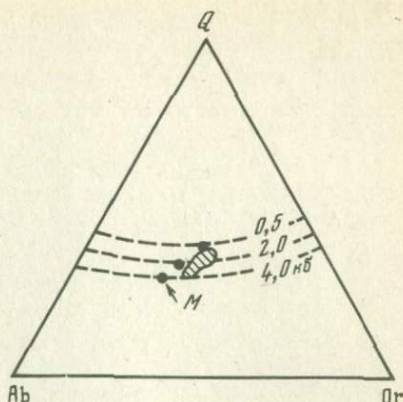
Таким образом, приведенные выше примеры изменения состава полевых шпатов подтверждают тенденцию к обогащению как К, так и Na более поздних кристаллов основной массы и краевых частей крупных вкрапленников по сравнению с их ядрами. То же самое можно сказать относительно полевых шпатов последовательно внедряющихся интрузивных фаз сложных магматических комплексов.

Рассмотрим физико-химические условия, при которых возможно появление зональности в вкрапленниках полевых шпатов и образование более поздних мелких зерен основной массы, отличающихся по составу.

Основные закономерности изменения состава щелочных полевых шпатов в магматическом процессе можно проследить на гаплогранитной системе $Ab-Or-Q-H_2O$, детально изученной О.Ф. Таттлом и Н.Л. Боуэном [132]. Как видно из рис. 29, щелочные полевые шпаты большинства гранитов при фракционной кристаллизации обогащаются альбитовым компонентом в процессе затвердевания расплава, если при этом давление воды сохраняется постоянным или понижается. Если давление воды в процессе кристаллизации расплава повышается, то с понижением температуры при фракционировании выделяются более богатые ортоклазовым компонентом кристаллы. Эти соотношения поясняет также рис. 27.

Таким образом, одно из возможных объяснений образования более калиевых санидинов — осуществление фракционной кристаллизации при повышении давления воды. Однако возможно и другое объяснение, связанное с эффектами на последующей постмагматической стадии становления гранита: проявление этой стадии, несмотря на

Рис. 29. Положение максимума концентраций точек нормативных составов гранитов (заштрихованный контур) относительно тройного минимума (залитые кружки М) ($P_{H_2O} < 4$ кб) или тройной эвтектики ($P_{H_2O} > 4$ кб в системе $Ab-Or-Q-H_2O$)



кажущуюся свежесть гранита, оставило заметные следы, обнаруженные, в частности, при изучении микровключений.

Наличие в кварце флюидных включений различных типов, гомогенизирующихся в интервале температур 750–1300°C (табл. 10), свидетельствует, что с исчезновением последних порций расплава жизнедеятельность процессов, происходящих в теле гранита, совсем не угасла. В течение еще очень длительного времени остывания в нем сохраняли активность автотаморфические растворы, образовавшиеся за счет воды и других компонентов, освободившихся при кристаллизации магмы. Среди этих растворов были высококонцентрированные рассолы, содержащие не менее 50–70 вес.%, вероятно, $NaCl + KCl$.

Температуры существования этих концентрированных рассолов примыкают к температурам завершения кристаллизации силикатных минералов из магмы и составляют максимально 750°C. Оценки давления такого флюида, основанные на значительной экстраполяции PVT -данных к условиям высококонцентрированных рассолов и упрощенном представлении, что они состоят лишь из двух компонентов $NaCl + H_2O$, приводят к значениям 2–3 кбар [58]. Вероятно, эти значения завышают давление флюида, поскольку мы оцениваем литостатическое давление (давление нагрузки) на уровне формирования массива равным примерно 1 кбар, и не вполне ясно, какой механизм мог бы привести к созданию в течение длительного времени избыточного давления – автоклавного эффекта.

Физико-химические отношения при образовании высококонцентрированной хлоридной жидкости при кристаллизации силикатных систем изучены И.Д. Рябчиковым [68]. Очевидно, что образование такой жидкости в условиях солидуса силикатной системы в качестве единственной флюидной фазы было бы возможно, если бы расплав содержал очень большое количество $NaCl$. Так, для образования флюид-рассола с 70% весовой концентрацией $NaCl$ при содержании воды в расплаве 4 вес. % было бы необходимо, чтобы тот же расплав содержал более 9% $NaCl$. Однако, поскольку система $NaCl-H_2O$ в

интересующем нас диапазоне T и P способна к расслаиванию на две фазы: концентрированную жидкость и пар с очень невысокой концентрацией соли [128], образование рассолов может происходить при гораздо меньших относительных содержаниях NaCl . При температуре солидуса должны сосуществовать две флюидные фазы: высококонцентрированная и пар. Используя диаграмму Сурирьяна и Кеннеди, можно полагать, что при 700°C эти две жидкости должны содержать соответственно при 1000 бар 50–60% и 4% NaCl , при 800 бар $\sim 70\%$ и $\sim 2\%$ NaCl . Следовательно, образование высококонцентрированных рассолов (до 70%) вряд ли происходило при давлении выше 1 кбар, так как увеличение давления приводит к росту взаимной растворимости компонентов.

Реликтами паровой фазы могут быть двухфазные газовой-жидкие включения. Их коэффициент заполнения не превышает 10%, а гомонезируются в паровую фазу они при температуре в среднем 360°C . Допуская, что состав их близок чистой воде, такой флюид должен был находиться при 700°C под давлением около 400 бар.

Таким образом, на постмагматическом этапе становления гранита давление воды во флюидных растворах не превышало 1 кбар, а скорее всего было более низким, несколько сот бар, вследствие нарушений герметичности объемов, в которых эти флюиды были заключены. Такое в общем невысокое давление воды обусловило низкие скорости упорядочения полевых шпатов, невысокую интенсивность изменения боковых пород.

С понижением температуры взаимная растворимость концентрированной хлоридной жидкости и паровой фазы увеличивается. Поэтому более низкотемпературные растворы становились менее концентрированными, продолжая участвовать в перекристаллизации (в частности, кварца) вплоть до нескольких сотен градусов.

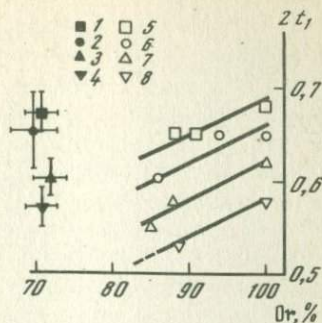
Постмагматические флюиды, сосуществующие с двумя полевыми шпатами (кислым плагиоклазом и K-Na полевым шпатом), должны были также контролировать равновесное перераспределение катионов между ними в субсолидусной области. Здесь уместно обратиться к экспериментальным работам Ф.М. Орвиля [113, 114] по равновесию растворов хлоридов щелочей с двумя щелочными полевыми шпатами. Он показал, что с понижением температуры молярная доля K в растворе уменьшается; например, при 600°C $\text{K}/(\text{K} + \text{Na})$ составляет 0,236, при 500°C – 0,198, при 400°C – 0,163. Поэтому для восстановления равновесия при понижении температуры необходим сброс калия из раствора, что является причиной калиевого метасоматоза.

Постмагматический процесс может действовать подобным образом и в рассматриваемом случае. Он затрагивает относительно более мелкие кристаллы основной массы, каймы фенокристаллов, ответствен за образование зональных кристаллов КПШ в друзовых пустотах, интенсивно проявляется в приконтактных и подвергшихся гидротермальному изменению участках. Формирование ксеноморфной каемки с включениями других минералов у крупных кристаллов

Рис. 30 Равновесная степень порядка санидинов в зависимости от состава и температуры

Положение КПШ липаритов и эльджуртинского гранита:

1 - КПШ основной массы гранита; 2 - КПШ вкрапленников гранита, 3 - КПШ тырнауэских липаритов, 4 - КПШ кыргызских липаритов; 5 - 650°C, 6 - 750°C, 7 - 850°C, 9 - 950°C



санидина также несомненно связано с этим процессом. Подвергнутые изменению участки кристаллов становились богаче калием, а растворы с понижением температуры - натрием. Последнее установлено по включениям.

Геохимия Ba и Pb в меньшей степени связана с гидротермальными условиями, чем Rb. Это также находит отражения в распределении указанных элементов между КПШ вкрапленников и основной массы. В.В. Ляхович [49] указывает на относительное обогащение Rb полевых шпатов основной массы.

Постмагматическая история гранитов нашла отражение в перераспределении Al-Si в структуре полевых шпатов. На рис. 30 точки характеризуют структурное состояние и состав КПШ вкрапленников и основной массы эльджуртинских гранитов, а также вкрапленников КПШ и тырнауэских и кыргызских липаритов. Эти данные сопоставляются с экспериментальными результатами [122] по определению равновесной степени порядка санидинов в зависимости от температуры и их состава. Экспериментальные данные получены в интервале составов $Or_{100} - Or_{85}$. Но их экстраполяция в сторону составов полевых шпатов изученных гранитоидов показывает, что эти полевые шпаты зафиксировали степень порядка более высокую, чем та, которая отвечала завершению их образования из расплава. Это означает, что процесс упорядочения продолжался какое-то время после кристаллизации полевых шпатов в течение постмагматического этапа становления интрузивов.

В главе II отмечено, что скорость упорядочения определяется условиями остывания и режимом летучих, в первую очередь воды. Вероятно, различия между кристаллами вкрапленников и основной массы в структурном состоянии обусловлены разной ролью летучих. Катализирующее воздействие флюидов на перераспределение Al и Si в мелких зернах основной массы, очевидно, было эффективнее, чем в крупных фенокристаллах, поэтому процесс упорядочения первых прошел ощутимо глубже, чем вторых. В участках интенсивного воздействия флюидов (измененного гранита и пегматоидных эндоконтактных зон) наблюдаются наиболее упорядоченные КПШ (высокие ортоклазы - низкие санидины).

Упорядочение в заметной степени проходило и в полевых шпатах липаритов после затвердения их магмы, если полагаться на полученные из исследований включений оценки температур их образования (рис. 30). Поскольку в липаритах не наблюдались флюидные включения, а исходная магма относительно бедна водой, вряд ли летучие играли сколь-либо существенную роль в процессе упорядочения в данном случае. Таким образом, мы наблюдаем здесь процесс упорядочения в близких к сухим условиям.

Вкрапленники санидинов в ксенолите по своему структурному состоянию и составу не отличаются от фенокристаллов санидинов гранита. Нет оснований связывать их происхождение с калиевым метасоматозом. Скорее всего, такие вкрапленники образовались в процессе гранитизации вещества ксенолитов в результате тончайших инъекций расплавленного материала одновременно с кристаллизацией всей массы гранитного расплава, вероятно, в интрателлурических условиях.

Полевые шпаты из апофиз, отобранные на удалении нескольких метров от контакта, также оказались близкими как по составу, так и по степени упорядоченности вкрапленникам гранита. Поэтому, вероятно, нет существенных отличий и в их истории.

Гомогенность условий в магматической камере и в теле охлаждающегося гранита, отмеченная в разделе "Термобарические условия кристаллизации", также подтверждает отсутствие внешних воздействий на него в процессе формирования - привноса или выноса каких-то компонентов, т.е. наряду с другими геологическими признаками также то, что постмагматическая деятельность в граните связана не с наложенными процессами, а с автотоморфизмом под влиянием растворов, отделившихся от магмы в процессе кристаллизации.

Специфика постмагматических растворов проявилась лишь в узкой эндоконтактной зоне, шириной не более нескольких десятков метров. Об этом свидетельствуют, например, данные по составам биотитов.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПО СТРУКТУРНОМУ СОСТОЯНИЮ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ НЕКОТОРЫХ КАВКАЗСКИХ ГРАНИТОИДОВ

Целесообразно определить место эльджуртинских гранитов по их главным минералам, щелочным полевым шпатам среди других кавказских гранитоидов.

Наши данные подтверждают выводы Д.С. Белянкина [8] о различиях полевых шпатов неинтрузий и более древних гранитоидов на Северо-Западном Кавказе. Для неинтрузий (в том числе Эльджуртинского массива) характерны существенно неупорядоченные моноклинные разновидности полевых шпатов - промежуточные санидины; в верхнепалеозойских гранитах распространены упорядоченные полевые шпаты - микроклины и ортоклазы. Причины этого явления следует искать в особенностях физико-химических условий образования неинтрузий и верхнепалеозойских гранитов.

Кристаллизация полевых шпатов из гранитных расплавов ($> 650^{\circ}\text{C}$) приводит к образованию неупорядоченных высокотемпературных разновидностей — санидинов [72]. Последующие превращения полевых шпатов в более упорядоченные модификации будут происходить в твердом состоянии и зависеть от скорости охлаждения и давления летучих компонентов (воды).

В свете высказанных в предыдущем параграфе соображений о возможном режиме становления эльджуртинских гранитов мы вынуждены заключить, что низкие скорости упорядочения их КПШ обусловлены в первую очередь невысоким давлением постмагматических растворов. Несмотря на сравнительно небольшой объем массива, его охлаждение могло и не быть очень быстрым вследствие региональной прогретости окружающих пород.

Однако в общем режим охлаждения неинтрузий, образующих небольшие тела (штоки, лакколиты, дайки), кристаллизующиеся в габиссальных условиях, характеризуется высокими скоростями остывания. Там, где роль летучих (как, например, в липаритах) незначительна, различия в степени упорядочения полевых шпатов могут быть связаны с различиями в остывании на разных глубинах. Образование пород на небольших глубинах может сказываться на структурном состоянии полевых шпатов не из-за условий остывания, но из-за высоких скоростей потери флюидов и их низкого давления.

Закономерное изменение степени упорядоченности полевых шпатов Тырнауэского рудно-магматического узла связано с совокупностью действий указанных факторов.

В санидинах более глубинных эльджуртинских гранитов и лейкократовых гранит-порфиров наблюдается большая упорядоченность по сравнению с санидинами липаритов, формирование которых происходило на меньших глубинах. Однако большая неупорядоченность санидинов липаритов может быть также объяснена, как уже отмечалось, более высокой температурой их кристаллизации и меньшей активностью флюидов по сравнению с условиями становления эльджуртинского гранита и гранит-порфиров.

Выходы гранодиоритов в районе г. Тепли, также относимых к неинтрузиям, считают апофизами очень крупного интрузивного тела, возможно батолита. В этом случае при внедрении больших масс расплавленного материала вмещающие породы должны были прогреться до значительных температур на широкой площади. Поэтому скорости остывания самого массива и его апофиз, вероятно, были медленными, и это явилось одним из благоприятных обстоятельств для достижения более упорядоченного состояния полевых шпатов. Их в этих апофизах можно определить как низкие санидины — высокие ортоклазы. О режиме летучих сказать пока что-либо определенное трудно.

Верхнепалеозойские граниты формировались в иных физико-химических условиях, более благоприятных для протекания процессов упорядочения. Поэтому полевые шпаты в них характеризуются значительной степенью упорядоченности.

Согласно экспериментальным данным [23, 72], триклинные калиевые полевые шпаты, микроклины стабильны при температурах до 500°C, т.е. существенно меньших температур солидусов гранитных систем. Поэтому наблюдаемое структурное состояние полевых шпатов в гранитах интрузивного облика может быть только результатом упорядочения, протекавшего после образования кристаллов.

Необходимое условие структурных превращений – наличие летучих компонентов, прежде всего воды, которые катализируют перераспределение Al и Si в решетке. Величина активности воды может влиять на степень упорядочения. Представляется вероятным, что большая активность летучих в аляскитах Даховского массива способствовала достижению более низких структурных состояний полевых шпатов по сравнению с полевыми шпатами гранодиоритов Даховского массива и двуслюдяных гранитов Кти-Тебердинского массива. Высокоупорядочены, близки максимальному микроклину полевые шпаты, образование которых происходило в результате калиевого метасоматоза, как, например, в Кассарском и Садонском массивах.

Таким образом, можно констатировать, что к наблюдаемому структурному состоянию полевые шпаты верхнепалеозойских гранитов пришли в результате вторичного упорядочения, степень которого определялась режимом летучих компонентов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Применение прецизионных методов диагностики структурного состояния и состава полевых шпатов, исследование микровключений в минералах, некоторых особенностей распределения щелочных элементов и физико-химический анализ полученных данных позволяют сделать ряд выводов об условиях становления гранитоидов Тырныаузского района.

Магма эльджуртинских гранитов, липаритов Тырныауза и липаритов Кыртыка должна была иметь общий глубинный источник. Разные порции магмы различными путями двигались в верхние горизонты коры. Исходная магма была, по-видимому, достаточно сухой и не содержала более 1 вес.% воды. Ее температура была, вероятно, не менее 1100°C . Та ее часть, которая в конце концов закристаллизовалась в эльджуртинский гранит, продвигалась к поверхности достаточно медленно, чтобы остывать и кристаллизоваться по пути своего движения. Вследствие этого в расплаве возрастало количество воды, а магма к моменту внедрения в камеру, занимаемую сегодня эльджуртинским гранитом, представляла собой "кашу", в значительной мере состоящую из интрателлурических вкрапленников породообразующих и акцессорных минералов.

Содержание воды в расплаве к этому моменту увеличилось до 4 вес.%. Давление воды должно было составить около 1 кбар, и на глубине около 3 км, в верхней части магматической камеры, достигались условия насыщения водой, т.е. $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$. Вследствие этого магма кипела, образуя сохранившиеся в виде миароловых пустот пузыри. Температура завершения магматического этапа около 700°C .

Порции магмы, быстро прорывавшиеся к поверхности, не успевали значительно остывать, в сколь-либо заметной степени кристаллизоваться и накапливать воду в расплаве. Из них сформировались тела липаритов. Это быстрое продвижение могло по времени своего осуществления и предшествовать внедрению магмы собственно гранитов, и следовать за ним. В частности, магма липаритов Тырныауза поднималась после консолидации эльджуртинских гранитов. Формирование некков липаритов Тырныауза произошло при температурах в среднем около 900°C , при давлении H_2O около 0,3 кбар, содержании воды в расплаве 0,5–1 вес. %, на глубине около 1 км. Липариты Кыртыка сформировались при температурах около 1000°C и выше, на еще меньших глубинах и при еще меньших давлениях воды. Часть воды даже бедного ею исходного расплава при этом могла быть потеряна при вскипании на незначительных глубинах.

Примененные методы исследования позволили выявить существенную роль постмагматических процессов в собственно эльджуртинских гранитах, скрытую при их макроскопическом и микроскопическом наблюдении. При температуре солидуса гранита в равновесии с кристаллами и расплавом существовали две флюидные фазы: концентрированный хлоридный расплав (с концентрацией хлоридов до 70 вес. %) и существенно водный пар. Эти две флюидные фазы какое-то время существовали параллельно на постмагматическом этапе после исчезновения расплава.

Однако с понижением температуры взаимная смесимость этих двух фаз возрастает. Поэтому при более низких температурах в качестве единой флюидной фазы выступают менее концентрированные (по сравнению с хлоридным рассолом) растворы. Их действие, судя по включениям в кварце, продолжалось вплоть до остывания пород при температуре немногим более 100°C. Давление флюидных растворов не превышало 1 кбар, и, вероятно, составляло несколько сотен атмосфер.

Постмагматические растворы способствовали упорядочению в полевых шпатах, которое было особенно эффективным в более мелких кристаллах основной массы по сравнению с крупными кристаллами вкрапленников. Упорядочение было заметно также в эндоконтактных зонах гранита. Тем не менее по структурному состоянию все щелочные полевые шпаты эльджуртинского гранита, как вкрапленников, так и основной массы, а также полевые шпаты липаритов следует относить к санидинам, т.е. существенно неупорядоченным моноклиным полевым шпатам. Проведенное в работе детальное исследование щелочных полевых шпатов тырныаузских гранитоидов должно положить конец разногласиям при их номенклатуре и указывает, в частности, на неправомерность использования для них названия анортоклаза.

Плагиоклазы эльджуртинских гранитов относятся к промежуточным по степени порядка олигоклаз-андезинам.

Помимо воздействия на степень Al-Si порядка щелочных полевых шпатов постмагматические растворы произвели некоторое изменение их состава, вызвав, в частности, калиевый автометасоматоз. Он также эффективнее проявился в более мелких кристаллах основной массы и краевых частях вкрапленников. Обнаруженные в эльджуртинских гранитах соотношения полевых шпатов вкрапленников и основной массы по степени Al-Si упорядоченности и по составу, по-видимому, общие для многих гранитов.

Растворы также изменили состав биотитов в эндоконтактной зоне.

Постоянство состава и одинаковое структурное состояние щелочных полевых шпатов по почти полуторакилометровому вертикальному разрезу и в горизонтальном сечении массива подтверждают однородность физико-химических условий в теле гранита. Это свидетельствует против существования нескольких фаз внедрения. Данные по полевым шпатам экзоконтактных сланцев указывают на вероятную

прогретость боковых пород на значительном расстоянии, очевидно, не связанную с термическим воздействием гранита. Вместе с результатами по однородности условий в разрезах массива на основании этих данных можно полагать, что его остывание не было таким уж быстрым. Поэтому относительно существенная неупорядоченность полевых шпатов гранита может быть обусловлена низким давлением воды постмагматических флюидов.

Граниты и липариты Тырнауэзского района как комагматические породы далеко не исчерпывают всех проявлений магматических и гидротермальных процессов, связанных с вспышкой геологической активности в рассмотренном районе. Так же как процессы образования рудных месторождений, формирование эльджуртинского массива — следствие региональной активности глубинных процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипин В.С. Полевые шпаты мезозойских гранитоидов различных геохимических типов (МНР) и их петрогенетическое значение. - В кн.: Геохимия и петрология метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1975, с. 82-102.
2. Афанасьев Г.Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. - Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Серия петрогр., 1950, вып. 69, № 38. 244 с.
3. Афанасьев Г.Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. - Тр. ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 30. 139 с.
4. Афонина Г.Г., Шамакин Б.М., Макагон В.М. Экспрессный метод определения упорядоченности моноклинных и триклинных калиевых полевых шпатов. - Докл. АН СССР, 1976, 231, № 2, с. 449-452.
5. Базарова Т.Ю., Бакуменко И.Т., Панина Л.И. Включения расплава в минералах вулканических и субвулканических пород. - В кн.: Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплава. Новосибирск: Наука, 1975, с. 55-89.
6. Бакуменко И.Т., Базаров Л.М., Моторина И.В. и др. Включения в минералах гранитоидов. - В кн.: Генетические исследования в минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 68-74.
7. Белянкин Д.С. Неоинтрузия Центрального Кавказа в истоках р. Фиэгдона. 1919. - В кн.: Акад. Д.С.Белянкин. Избр. труды. М.: Изд-во АН СССР, 1958, т. 2, с. 584-590.
8. Белянкин Д.С. Об аноктоклазе в кавказитах. 1927. - В кн.: Акад. Д.С.Белянкин. Избр. труды. М.: Изд-во АН СССР, 1958, т. 2, с. 100-106.
9. Белянкина Е.Д. Химико-минералогическое исследование калинатровых полевых шпатов Кавказа и Закавказья. - Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Серия петрогр. (№ 43) 1953, вып. 147, с. 185-222.
10. Борсук А.М. Образование гранитоидной вулканоплутонической формации и время отделения потенциальнорудоносных флюидов. - Изв. АН СССР. Серия геол., 1975, № 2, с. 29-48.
11. Борсук А.М., Аракелянц М.М., Шанин Л.Л. Этапы кайнозойского гранитоидного магматизма и молибденового рудогенеза на Северном Кавказе по геологическим радиологическим данным. - Изв. АН СССР. Серия геол., 1972, № 2, с. 135-138.
12. Боуэн И.Л., Таттл О.Ф. Система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$. - В кн.: Полевые шпаты. М.: ИЛ, 1952, с. 134-164.
13. Бычков Л.М., Волков В.Н., Гаврилин Р.Д. Изменение степени упорядоченности фенокристаллов К-На полевых шпатов в вертикальном разрезе верхней части гранитного интрузива. - Геохимия, 1977, № 3, с: 394-400.
14. Бычков А.М., Сендеров Э.Э., Гаранин А.В. О структурном состоянии калиевых полевых шпатов гранитоидов Северо-Западного Кавказа. - Изв. АН СССР. Серия геол., 1977, № 10, с. 137-146.

15. Валу́й Г.А. Эволюция состава и структурного состояния полевых шпатов в процессе кристаллизации малоглубинных гранитоидов. - ЭВМО. Серия 2, 1974, ч. 103, вып. 5, с. 524-534.
16. Варданянц Л.А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. - Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 25, 108.
17. Варданянц Л.А. Характеристика неинтрузий Главного Кавказа. - Прол. сов. геол., 1937, № 7, с. 519-531.
18. Варданянц Л.А. Оптико-минералогическая характеристика анортоклазов неинтрузий Большого Кавказа. - ЗВМО. Серия 2, 1937, ч. 66, вып. 3, с. 441-4567.
19. Варданянц Л.А. Об эволюции санидинов и анортоклазов Центрального Кавказа. - Сов.геол., 1938, № 11, с. 118-119.
20. Варданянц Л.А. Молодые интрузивные породы Тырнауза. - Сов. геол., 1940, № 2/3, с. 43-53.
21. Вовк П.К., Возняк Д.К. Сложные включения CO_2 в кристаллах альбита. - Геология и геохимия горючих ископаемых, 1967, вып. 9, с. 82-87.
22. Гаранин А.В., Бычков А.М., Тобелко К.И., Сендеров Э.Э. Комплекс программ для уточнения параметров элементарной ячейки кристаллов любых сингоний. - Геохимия, 1976, № 5, с. 772-777.
23. Гольдшмит Ю.Р., Лавес Ф. Соотношения устойчивости микроклина и санидина. 1954. - В кн.: Полевые шпаты-2, М.: ИЛ, 1956, с. 204-230.
24. Гудиер Дж., Даффин В.Дж. Идентификация и определение состава и термической модификации плагиоклазов рентгенографическим методом порошка. 1954. - В кн.: Полевые шпаты-2. М.: ИЛ, 1956, с. 87-107.
25. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. Новосибирск: Наука, 1972. 286 с.
26. Доннэй Г., Доннэй Дж.Х. Изменение симметрии в серии высокотемпературных щелочных полевых шпатов. 1952. - В кн.: Полевые шпаты-2. М.: ИЛ, 1956, с. 111-130.
27. Доннэй Г., Виар Ж., Сабатье Г. Структурный механизм термических и концентрационных превращений в силикатах. 1959. - В кн.: Физика минералов. М.: Мир, 1964, с. 31-38.
28. Долгов Ю.А., Томиленко А.А., Чупин В.П. Включения солевых расплавов-рассолов в кварце анатектитов западной части Алданского щита. - В кн.: Термобарогеохимическая и генетическая минералогия. Новосибирск, 1975, с. 5-15.
29. Заридзе Г.М., Парадашвили И.И. Трещинная тектоника и генезис эльджуртинских порфиroidных гранитов и гранитоидов Тырнауза. - Изв. АН АзССР. Серия геол.-геогр. наук, 1958, № 5, с. 73-84.
30. Зырянов В.Н. Определение составов щелочных полевых шпатов по отражению $\bar{2}01$. - ЗВМО. Серия 2, 1974, ч. 103, вып. 5, с. 535-543.
31. Иошиаки Т. Зональная структура щелочных полевых шпатов гранитного комплекса Ибараги. - РЖ. Геология, 1978, № 3, В323.
32. Кадик А.А. Вода и углекислота в магматических процессах. - В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М.: Наука, 1975, с. 5-32.
33. Калужный В.А. Усовершенствованная микротермокамера для анализа жидких включений. - Тр. ВНИИП, 1958, 2, вып. 2, с. 43-47.
34. Каменцев И.Е., Блюмштейн Э.И. Рентгеновское определение состава и Al-Si упорядоченности плагиоклазов. - В кн.: Кристаллохимия и структура минералов. Л.: Наука, 1974, с. 94-101.
35. Каменцев И.Е., Лазаренко В.Г. Рентгеновское и оптическое исследование калинатовых полевых шпатов фельдшпатоидных сиенитов мас-

- сива Люс. - В кн.: Физика минералов и проблемы типоморфизма. Л.: Изд-во ЛГИ, 1976, с. 65-75.
36. Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты. М.: Наука, 1976. 124 с.
 37. Косалс Я.А. Температурные условия кристаллизации гранитоидной магмы и ее редкометальная рудоносность. - 4-е Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Тез. докл. Владивосток, 1978, т. I, с. 75.
 38. Крюков П.А., Ренгартен Е.В. Микрометод определения углерода в металлах. - Ж. аналит. химии, 1955, 10, вып. 1, с. 51-55.
 39. Курдюков А.К. О температуре формирования эльджуртинского гранитного массива (Северный Кавказ). - Геол. рудн. месторожд., 1973, № 2, с. 2-79.
 40. Курдюков А.А., Курдюкова З.И. Некоторые особенности состава биотитов Тырнауза (Сев. Кавказ). - Изв. Сев.-Кавк. науч. центра высш. школы. Серия естеств. наук, 1974, № 1, с. 17-21.
 41. Лавес Ф. Фазовые отношения щелочных полевых шпатов: I. Вводные замечания. 1952. - В кн.: Полевые шпаты-2. М.: ИЛ, 1956, с. 152-172.
 42. Лавес Ф. Фазовые отношения щелочных полевых шпатов: II. Отношения стабильных и ложноравновесных фаз в щелочнополевошпатовой системе. 1952. - В кн.: Полевые шпаты-2. М.: ИЛ, 1956, с. 173-203.
 43. Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Начало плавления гранита и электропроводность его расплава в зависимости от высоких давлений паров воды. - Геохимия, 1964, № 3, с. 195-201.
 44. Лесняк В.Ф. О некоторых генетических особенностях гранитоидов одного из районов Северного Кавказа, установленных по включениям минералообразующей среды. - Учен. зап. Львовск. гос. ун-та. Серия геол., 1955, 35, вып. 8, с. 162-169.
 45. Лодочников В.Н. Кавказит не санидиновый, а анортоклазовый гранит. - Тр. Ленингр. о-ва естеств., 1927, 57, вып. 1, с. 131-142.
 46. Ляхович В.В. Об одном случае ассимиляции обломков гранитной магмой. - Изв. АН СССР. Серия геол., 1952, № 1, с. 132-144.
 47. Ляхович В.В. Об одной особенности контакта гранита с роговиками (Северный Кавказ). - В кн.: Вопросы петрологии и минералогии, т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 103-112.
 48. Ляхович В.В. О характере распределения редких элементов в вертикальном разрезе гранитного массива. - Докл. АН СССР, 147, № 4, с. 927-930.
 49. Ляхович В.В. Связь оруденения с магматизмом (Тырнауз). М.: Наука, 1976. 424 с.
 50. Масуренков Ю.П. Кайнозойский вулканизм эльбрусской вулканической области. - Тр. ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 51. 132 с.
 51. Марфунин А.С. Аналогия "высокотемпературной" и переходной оптики плагиоклазов с санидин-анортоклазовой оптикой калиевых полевых шпатов. - Изв. АН СССР. Серия геол., 1957, № 9, с. 86-89.
 52. Марфунин А.С. Полевые шпаты - фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. - Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 78. 275 с.
 53. Миширо А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 535 с.
 54. Милановский Е.Е. Плиоценовый лакколит в бассейне р. Кыртык. - Вестн. МГУ, 1957, № 3, с. 157-172.
 55. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.

56. Наумов В.Б. Термометрическое исследование включений расплава во вкрапленниках кварцевых порфиров. - *Геохимия*, 1969, № 4, с. 494-498.
57. Наумов В.Б., Учамейшвили Н.Е. Термометрическое исследование включений в минералах магматических пород Тырныаузского района (Северный Кавказ). - *Геохимия*, 1977, № 4, с. 525-531.
58. Наумов В.Б. Определение концентрации и давления летучих компонентов в магматических расплавах по включениям в минералах. - *Геохимия*, 1979, № 7, с. 997-1007.
59. Никаноров А.С., Михайлов И.И., Москалюк А.А., Лазаревич Н.С. О методе дифференциации водных вытяжек при изучении составов минералообразующих сред. - *Геохимия*, 1966, № 10, с. 1266-1267.
60. Одикадзе Г.Л. Некоторые особенности распределения редких и рудных элементов в Эльджуртинском интрузивном массиве Кабардино-Балкарской АССР. - *Геохимия*, 1968, № 10, с. 1211-1217.
61. Парадашвили И.И. Биотиты молодых гранитоидов Тырныауза (Северный Кавказ). - Тр. 15-й научно-техн. конф. проф.-преп. состава и научных работников проблемных и отраслевых лабораторий. Секц. геол. Тбилиси, 1970, вып. 6, с. 186-193.
62. Петров В.П. Современное состояние вопроса о неинтрузиях Кавказа и о зависимости оптических свойств минералов от их залегания. - Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Серия петрогр., 1955, вып. 165, № 47, с. 7-30.
63. Печерский Д.М., Попов А.А., Шаронова З.В. Петромагнитная характеристика четвертичных лав вулкана Эльбрус. - *Изв. АН СССР. Серия геол.*, 1980, № 7.
64. Пэк А.В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырныауз. - Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 56, 168 с.
65. Пэк А.В., Снежко Е.А. К вопросу об истории формирования Тырныаузского месторождения и рудного поля. - *Изв. АН СССР. Серия геол.*, 1975, № 1, с. 41-51.
66. Рейф Ф.Г. Жидкая фаза в раскристаллизованных включениях маловодных гранитных расплавов. - 6-е Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Тез. докл. Владивосток, 1978, т. I, с. 73.
67. Рябчиков И.Д. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М.: Наука, 1965. 119 с.
68. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
69. Седова И.С., Котов Н.В. Структурное состояние калиевых полевых шпатов различных генетических типов. - *Изв. АН СССР. Серия геол.*, 1967, № 8, с. 48-65.
70. Сендеров Э.Э., Яськин Г.М., Бычков А.М. Влияние щелочного раствора на упорядочения Si-Al в калиевом полевом шпате. - *Геохимия*, 1975, № 12, с. 1816-1825.
71. Сендеров Э.Э., Шекина Т.И. О стабильности структурных форм албита и условиях образования их в природе. - *Геохимия*, 1976, № 2, с. 159-175.
72. Сендеров Э.Э., Яськин Г.М. О стабильности моноклинных калиевых полевых шпатов. - *Геохимия*, 1976, № 7, с. 1038-1054.
73. Ситковский И.Н. Полиметаллическое месторождение Тырныауз в бассейне р. Баксана. - *ЗВМО*, 1934, ч. 63, вып. 1, с. 179-229.
74. Скрябин В.Ю. Некоторые особенности условий и механизма формирования гипабиссальных гранитных интрузивов. - 4-е Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии: Тез. докл. Владивосток, 1978, т. I, с. 71.

75. Соловьев С.П. Щелочные полевые шпаты древних и молодых интрузий Кабардино-Балкарии и некоторые вопросы, с ними связанные. - ЗВМО, 1940, ч. 69, вып. 2/3, с. 206-217.
76. Соловьев С.П. Молодые интрузии и контактовый метаморфизм рудоносного района Тырныауз. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 160 с.
77. Соседко Т.А. Рентгеновский экспресс-метод определения степени упорядоченности калиевых полевых шпатов. - В кн.: Кристаллохимия и структура минералов. Л.: Наука, 1974, с. 115-118.
78. Сретенская Н.Г. Экспериментальное исследование распределения рубидия, таллия и свинца в системе калиевый полевой шпат-вода. - В кн.: Эксперим. исслед. в области минералогии и геохимии редких элементов. М.: Наука, 1967, с. 39-46.
79. Таттл О.Ф. Оптические исследования щелочных полевых шпатов. 1952- В кн.: Полевые шпаты-2. М.: ИЛ, 1956, с. 342-357.
80. Хитаров И.И., Лебедев Е.Б., Ренгартен Е.В., Лебедева Р.В. Сравнительная характеристика воды в базальтовом и гранитном расплавах. - Геохимия, 1959, № 5, с. 387-396.
81. Хитаров Н.И., Бычков А.М., Сендеров Э.Э., Попов А.А. О калиевых полевых шпатах эльдзуртинского гранита. - В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976, с. 216-224.
82. Хитаров Д.Н. Некоторые методические вопросы определения химического состава газовой-жидких включений в минералах с помощью водных вытяжек. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1968, т. 2, с. 76-80.
83. Хрушев Н.А. Тырныауз (скарновое вольфрамо-молибденовое месторождение на Северном Кавказе). - Сов. геол., 1958, № 2, с. 51-72.
84. Челишев Н.Ф. Экспериментальное изучение распределения микроколичеств редких щелочных металлов между калиевыми минералами гранитов и водными растворами при повышенных температурах и давлениях. - Докл. АН СССР, 1967, 175, № 5, с. 1140-1142.
85. Чепуров А.И., Бакуменко И.Т., Базарова Т.Ю. Химизм силикатных и газовой фаз расплавленных включений. - В кн.: Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск: Наука, 1975, с. 151-166.
86. Шарапов В.Н., Голубев В.С. Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск: Наука, 1976. 237 с.
87. Шекина Т.И., Сендеров Э.Э., Бычков А.М., Тобелко К.И. Кинетика упорядочения альбита в щелочных гидротермальных растворах. - Геохимия, 1973, № 1, с. 35-44.
88. Шекина Т.И., Гаранин А.В., Сендеров Э.Э. Структурное состояние синтетических альбитов. - ЗВМО. Серия 2, 1975, ч. 104, вып. 1, с. 79-84.
89. Щерба Г.Г. Грейзеновые месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 378-442.
90. Albuquerque C.A.R. Partition of trace elements in coexisting biotite, muscovite and potassium feldspar of granitic rocks, Northern Portugal. - Chem. Geol., 1975, 16, N 2, p. 89-108.
91. Vambauer H.U., Corlett M., Ederhard E., Viswanathan K. Diagrams for determination of plagioclase using X-ray powder methods. - Schweiz. miner. und petrogr. Mitt., 1967, 47, 1, Thema feldspate, p. 333-349.
92. Barth T.F.W. The interrelations of structural variants of the potash feldspars. - Ztschr. Kristallogr., 1959, 112, M. v. Laue-Festschrift-1, S. 126-274.
93. Baskin Y. A study of authigenic feldspars. - J. Geol., 1964, 64, p. 132-155.
94. Beswick A.E. An experimental study of alkali metal distributions in feldspars and micas. - Geochim. et cosmochim. acta, 1973, 37, N 2, p. 183-208.

95. Bonin B., Martin R.F. Coexisting alkali feldspars in felsic members of Cauro-Bastelica ring complex, Corsica. — *Lithos*, 1974, 7, N 1, p. 23–28.
96. Borg I.Y., Smith D.K. Calculated powder patterns: Part II. Six potassium feldspars and barium feldspars. — *Amer. Miner.*, 1969, 54, N 1/2, p. 163–181.
97. Borkowska M. Etude des feldspaths potassiques du massif granitique de Karkonosze (Sudetes, Pologne). — *Bull. Soc. franc. minér. et cristallogr.*, 1963, 86, N 1/2, p. 109–114.
98. Elberhard E. Zur Synthese der Plagioclase. — *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.*, 1967, 47, 1. Thema Feldspate, p. 388–398.
99. Gubser R., Laves F. On X-ray properties of "adularia", (K, Na) $AlSi_3O_8$. — *Schweiz. miner. and petrogr. Mitt.*, 1967, 47, p. 177–188.
100. Heald M.T. Authigenesis in West Virginia sandstones. — *J. Geol.*, 1950, 58, N 6, p. 624–633.
101. Heier K. Phase relations of potash feldspars in metamorphism. — *J. Geol.*, 1957, 65, N 5, p. 468–479.
102. Hsu K.J. A study of optic properties and petrologic significance of zoned sanidines. — *Amer. J. Sci.*, 1954, 252, N 7, p. 441–443.
103. Kroll H. The structures of heat-treated plagioclases An_{28} , An_{52} , An_{69} and the estimation of Al, Si order from lattice parameters. — *Phys. and Chem. Miner.*, 1978, 3, N 2, p. 76–77.
104. Laves F. Al/Si Verteilungen, Phasen Transformationen und Namen der Alkalifeldspate. — *Ztschr. Kristallogr.*, 1960, 113, M.v. Laue-Festschrift-2, S. 265–296.
105. Laves F., Goldsmith J.R. Polymorphism, order, disorder, diffusion and confusion in feldspars. — In: *Cursillos y Conferencias, Inst. "Lucas Mallada"*, 1961, 8, p. 71–80.
106. Maaloe S., Wyllie P.J. Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water undersaturated conditions. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1975, 52, N 3, p. 175–191.
107. Mackenzie W.S. The crystalline modification of $NaAlSi_3O_8$. — *Amer. J. Sci.*, 1957, 255, N 7, p. 481–516.
108. Martin R.F. Cell parameters and infra-red absorption of synthetic high to low albites. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1970, 26, N 1, p. 62–74.
109. Martin R.F. The alkali feldspar solves: the case for first-order break on the K-limb. — *Bull. Soc. franc. minér. et cristallogr.*, 1974, 27, N 2/5, p. 346–355.
110. McConnell J.D.C., McKie D. The kinetics of ordering process in triclinic $NaAlSi_3O_8$. — *Miner. Mag.*, 1960, 32, N 249, p. 438–454.
111. McIntire W.L. Trace element partition coefficients — a review of theory and applications to geology. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1963, 27, N 12, p. 1209–1264.
112. Morse S.A. Feldspars. — *Carnegie Inst. Wash. Year-b.*, 1968, 67, p. 120–126.
113. Orville P.M. Alkali metasomatism and feldspar. — *Norsk geol. tidsskr.*, 1962, 42, 2 (feldspar vol.), p. 283–316.
114. Orville P.M. Alkali ion exchange between vapor and feldspar phase. — *Amer. J. Sci.*, 1963, 261, N 3, 201–237.
115. Orville P.M. Unit cell parameters of the microcline — low albite and sanidine — high albite solid solution series. — *Amer. Miner.*, 1967, 52, N 1/2, p. 52–86.
116. Parsons I. Feldspars and fluids in cooling plutons. — *Miner. Mag.*, 1978, 72, N 321, p. 1–17.
117. Petrovic R. Diffusion of alkali ions in alkali feldspars. — In: *The Feldspars Proc. NATO Advanced Study Inst. Manchester*, 1974, p. 174–182.
118. Raase P., Morteani G. The potassic feldspar in metamorphic rocks from the western Hohe Tauern area, Eastern Alps. — *Geol. Rdsch.*, 1976, 65, N 2, p. 422–436.

119. Ragland P.C. Composition and structural state of the potassic phases in perphites as related to petrogenesis of a granitic pluton. — *Lithos*, 1970, 3, N 2, p. 167–189.
120. Ribbe P.H., Gibbs G.V. Statistical analysis and discussion of mean Al/Si. — O bond distances and the aluminium content of tetrahedra in feldspars. — *Amer. Miner.*, 1969, 54, N 1/2, p. 85–94.
121. Senderov E.E. Experimental study of silicon and aluminum ordering phenomena in aluminosilicates. — *Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr.*, 1974, 97, N 2/5, p. 393–402.
122. Senderov E.E., Bychkov A.M. Applications of physical — chemical data on alkali feldspar order — disorder to petrogenetic problems. — *Phys. Chem. Minér.*, 1978, 3, N 3, p. 305–306.
123. Slemmons D.B. Observation on order — disorder relations of natural plagioclase. I. A method of evaluating order — disorder. — *Norsk geol. tidsskr.*, 1962, 42, 2(feldspar vol.), p. 533–554.
124. Smith J.R., Yoder H.S. Variations in X-ray powder diffraction patterns of plagioclase feldspars. — *Amer. Miner.*, 1956, 41, N 7/8, p. 632–647.
125. Smith J.V. The powder patterns and lattice parameters of plagioclase feldspars. I. The soda-rich plagioclases. — *Miner. Mag.*, 1956, 36, N 232, p. 47–68.
126. Smith J.V. Feldspar minerals. B.: Springer-Verl., 1974, vol. 1, 627 p.
127. Smith J.V., Gay P. The powder patterns and lattice parameters of plagioclase feldspars. — *Miner. Mag.*, 1958, 31, N 240, p. 744–762.
128. Sourirajan S., Kennedy G. The system H₂O–NaCl at elevated temperatures and pressures. — *Amer. J. Sci.*, 1962, 260, N 2, p. 115–141.
129. Stewart D.B. Optical axial angle and extinction angles related by cell parameters to Al/Si order and composition. — In: *The Feldspars Proc. NATO Advanced Study Inst. Manchester*, 1974, p. 145–162.
130. Stewart D.B., Ribbe P.H. Structural explanation for variations in cell parameters of alkali feldspars with Al/Si ordering. — *Amer. J. Sci.*, 1969, 267A, Schairer vol., p. 444–462.
131. Stewart D.B., Wright T.L. Al/Si order and symmetry of natural alkali feldspars, and relationship of strained cell parameters to bulk composition. — *Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr.*, 1974, 97, N 2/5, p. 356–377.
132. Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin granites in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈ — KAlSi₃O₈ — SiO₂ — H₂O. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1958, 74, 153 p.
133. Wones D.R., Tattlock D.B., Limbach D. Coexisting orthoclase and microcline in altered volcanic rocks, West Humboldt Range, Perching County, Nevada. — *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.*, 1967, 47, 1. Thema Feldspate, s. 169–176.
134. Wright T.L. The microcline — orthoclase transition with contact aureole of the Eldorado Stock, Colorado. — *Amer. Miner.*, 1967, 52, N 1/2, p. 117–136.
135. Wright T.L. X-ray and optical study of alkali feldspar. II. An X-ray method for determining the composition and structural state from measurement of 20 values for three reflections. — *Amer. Miner.*, 1968, 53, N 1/2, p. 88–104.
136. Wright T.L., Stewart D.B. X-ray and optical study of alkali feldspar. 1. Determination of composition and structural state from refined unit cell parameters and 2V. — *Amer. Miner.*, 1968, 53, N 1/2, p. 38–87.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
-----------------------	---

Глава I

ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ НЕОИНТРУЗИИ РАЙОНА ТЫРНЫАУЗА	5
--	---

Эльджуртинский гранит	5
Форма и структура массива эльджуртинского гранита	5
Возраст	8
Глубина формирования	9
Петрография	9
Ксенолиты и шпирсы	12
Липариты	13
Петрохимические особенности эльджуртинского гранита и липаритов	15

Глава II

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ НЕОИНТРУЗИИ ТЫРНЫАУЗА	16
---	----

Физико-химические условия образования структурных модификаций щелочных полевых шпатов при петрогенезисе	16
Распределение Al и Si в щелочных полевых шпатах, номенклатура	16
Условия стабильности структурных форм щелочных полевых шпатов	19
Кинетические факторы, контролирующие превращения полевых шпатов	21
Образование структурных разновидностей полевых шпатов в природе	22
Методы диагностики структурного состояния щелочных полевых шпатов	27
Метод уточнения параметров элементарной ячейки	27
Простые рентгенографические приемы	30
Оптические методы	32
Методы диагностики структурного состояния плагиоклазов	32
Рентгенографические методы	33
Оптические методы	34
Методы изучения полевых шпатов, использованные в настоящей работе	34
Результаты изучения щелочных полевых шпатов Эльджуртинского мас- сива и некоторых других кавказских гранитоидов	37
Предыдущие исследования полевых шпатов эльджуртинского гранита	37
Описание образцов эльджуртинских гранитов	39
Результаты	40
Состав K-полевого шпата эльджуртинского гранита по данным микронзонда	51
Щелочные полевые шпаты других кавказских гранитоидов	55
Плагиоклазы эльджуртинского гранита	60

Глава III

РАСПЛАВНЫЕ И ФЛЮИДНЫЕ МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ МОЛОДЫХ И КИСЛЫХ ИНТРУЗИИ ТЫРНЫАУЗА И ЛИПАРИТОВ КЫРТЫКА	63
--	----

Включения в минералах эльджуртинского гранита	64
Термометрия	66
Состав включений	68
Включения в минералах гранитоидных пород Тырнауэского района . .	72

Глава IV

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ МЕЖДУ БИОТИТАМИ И ПОЛЕВЫМИ ШПАТАМИ ЭЛЬДЖУРТИНСКОГО ГРАНИТА	74
Характеристика К-На соотношения биотитов	74
Распределение редких щелочей между минералами эльджуртинского гранита	80
Содержание лития, рубидия и цезия в эльджуртинском граните . .	80
Распределение редких щелочных элементов между биотитом и калиевым полевым шпатом	82
Коэффициенты распределения	85

Глава V

УСЛОВИЯ СТАНОВЛЕНИЯ ЭЛЬДЖУРТИНСКОГО ГРАНИТА	92
Термобарические условия кристаллизации	92
Соотношение магматической и постмагматической стадий в истории эльджуртинского гранита	99
Сопоставление по структурному состоянию полевых шпатов некоторых кавказских гранитоидов	106
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	109
ЛИТЕРАТУРА	112

ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ СТАНОВЛЕНИЯ ЭЛЬДЖУРТИНСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА

Утверждено к печати Институтом геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского

Редактор издательства *А.И. Жилина*, Художественный редактор *С.А. Литвак*
Технический редактор *Н.М. Бурова*

ИБ № 17224

Подписано к печати 12.09.80. Т — 15846. Формат 60 x 90 1/16
Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Усл.печ.л. 7,5 + 0,1 вкл. Уч.-изд.л. 8,2
Тираж 600 экз. Тип. зак. 1589 Цена 1р. 20к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 20 к.

3480