

Р. М. МАНВЕЛИДЗЕ

**ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ
КАЛИШПАТОВ ГРАНИТОИДОВ
Г Р У З И И**

«МЕЦНИЕРЕБА»

1983

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. И. ДЖАНЕЛИДZE
Труды, новая серия, вып. 81

Р. М. МАНВЕЛИДZE

**ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ
КАЛИШПАТОВ ГРАНИТОИДОВ ГРУЗИИ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1983

552 (С 41)

26. 303 (2 Г)

552 (47. 922)

М 23

На основании анализа новых минералого-петрографических данных в работе рассматриваются факторы, влияющие на формирование различных структурно-оптических типов калишпата и в конечном счете определяющие наблюдаемые закономерности геологического распределения типов этого важнейшего породообразующего минерала в гранитоидах Грузии.

Проведенный анализ позволяет принципиально по-новому оценить значение калишпатов в решении ряда проблематичных вопросов петрологии и геологии гранитоидов Грузии.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

М 20803 18-83
М 607(06)-83.

© Издательство "Мецниереба",

1983

ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга представляет собой сводку многолетней работы автора по изучению полевых шпатов гранитоидов Грузии с точки зрения явлений упорядочения.

Исключительно важное теоретическое и практическое значение изучения вопросов упорядочения в породообразующих минералах, —и, в особенности, в кали-натровых полевых шпатах — неоднократно подчеркивалось различными авторами как у нас, в СССР, так и зарубежом.

Начиная с 60-х гг. вслед за обобщающей и программной работой по полевым шпатам А.С.Марфунина (1962), в Советском Союзе широкий размах получают исследования этого направления.

Планомерное и систематическое изучение вопросов упорядочения полевых шпатов гранитоидных пород в Грузии впервые было начато автором настоящей работы в 1962 году. Основные выводы по калишпатам разных гранитоидных образований Грузии автором публиковались в отдельных статьях (Манвелидзе 1966, 1968^{1,2,3}; 1969, 1974, 1978). В отдельных опубликованных статьях относительно небольшого объема, естественно, невозможно было в полной мере обсудить все те сложные вопросы, которые органически связаны с выяснением геолого-петрографического значения калишпатов гранитоидов Грузии в целом. В предлагаемой работе для решения этой задачи производится суммарный анализ закономерностей геологического распределения структурно-оптических типов калишпата во всех главных возрастных и генетических типах гранитоидов Грузии; к этому анализу, наряду с ранее опубликованными материалами, автором привлечен и целый ряд ранее неопубликованных данных. В связи с решением поставленной задачи, в предлагаемой работе автором обсуждается ряд проблематичных вопросов, которые еще в начале 60-х годов были выдвинуты (Гамкредидзе и др. 1964) в число важнейших задач геологии Грузии.

Настоящая работа автором в основном выполнялась в отделе минералогии Геологического института АН СССР. Автор с глубоким уважением и с любовью вспоминает бывшего руководителя этого отдела, ныне покойного, доктора геол.-мин.наук, профессора Г.В.Гвахария — чуткого человека и прекрасного минералога. Автор искренне благодарен доктору геол.-мин.наук, проф.А.С.Марфунину, за ценные советы, поддержку и предоставленную возможность провести часть трудоемкой лабораторной работы (выделение из гранитоидов мономинеральных фракций калишпатов, изготовление гониометрически ориентированных шлифов, рентгенографические и спектро-химические анализы калишпатов) в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР (ИГЕМ).

ВВЕДЕНИЕ

Задачи, связанные с определением геолого-петрографического значения калишпатов гранитоидов Грузии

Настоящая работа, по своей специфике, органически взаимосвязана с обсуждением ряда геологических, петрографических и минералогических вопросов, изучением которых на протяжении длительного времени занимались многие исследователи. Состоянием изученности этих вопросов определялись цель и задачи работы.

В основу существующих представлений о геолого-петрографическом значении калишпатов гранитоидов Кавказа и в частности Грузии легли геолого-петрографические и минералогические исследования крупного советского ученого акад. Д.С.Белянкина (1914, 1915_{I,2,3}, 1918_{I,2,3}, 1919, 1924, 1925, 1927, 1937, 1939, 1944). Благодаря его трудам по гранитоидам Кавказа, еще в первых десятилетиях нашего столетия, возникла сама идея о важном геолого-петрографическом значении калишпатов. Было доказано наличие определенной закономерности в геологическом распределении калишпатов, с различными значениями $-2V$, изменяющимися вне зависимости от химического состава этого минерала. Именно на Кавказе Д.С.Белянкиным впервые от древних (палеозойских) были выделены более молодые (мезозойские и кайнозойские) гранитоидные образования, названные им "неоинтрузиями". Как на одну из наиболее характерных петрографических особенностей, отличающих разновозрастные гранитоиды Кавказа, Д.С.Белянкин указывал на различный характер калишпатов. В частности, Д.С.Белянкин характерным петрографическим признаком древних гранитоидов считал принадлежность их калишпатов к "микроклину", а для гранитоидов "неоинтрузий" - к "анортотлазу" (существенно калиевому полевому шпату с относительно малыми отрицательными углами оптических осей). Важное значение для минералогии полевых шпатов имело установление непрерывности переходов между калишпатами с различными $-2V$ и оптической ориентировкой, вне зависимости от их химического состава.

Идеи Д.С.Белянкина нашли свое отражение в трудах и других исследователей гранитоидов Кавказа и Закавказья (Вардьянц 1931, 1937, 1938; Смирнов, Заридзе, 1936; Смирнов, Татришвили, Казахашвили, 1937, 1938; Соловьев, 1940; Афанасьев, 1951_{I,2}; Белянкина, 1953; Петров, 1955 и др.). Установленная на Кавказе закономерность геологического распределения "микроклина" и "анортотлаза", в разновозрастных гранитоидах, нашла свое подтверждение и на примаре других геологических районов СССР.

В результате работ первой половины нашего столетия сформировались твердо укоренившиеся представления, на основании которых термин "микроклиновый гранит" обычно употреблялся как синоним "древнего гранита", а термин "анортотлазовый гранит" - как синоним "моло-

дого гранита ("неогранита")". Считалось, что присутствие "анортоклаза" в породе, почти окончательно решает вопрос о принадлежности данной породы к "неоинтрузиям". В свое время этот критерий сыграл очень большую теоретическую и практическую роль для возрастного расчленения гранитоидов Грузии. Даже при отсутствии геологических данных, лишь на основании "анортоклазового" характера калишпата от древних ("микроклиновых") гранитоидов всегда уверенно выделялись "неограниты". Правильность принятия такого возрастного расчленения гранитоидов, нередко, лишь позже подтверждалась убедительными геологическими фактами. Ярким и характерным конкретным примером в этом отношении является открытие и изучение "неоинтрузий" (Смирнов, Заридзе, 1936; Заридзе, 1938_{1,2}; Смирнов, Татришвили, Казахашвили, 1937, 1938) в пределах Дзирульского кристаллического массива (обнаженной части Грузинской глыбы).

Выделение "неоинтрузий" от древних гранитоидов имело очень большое теоретическое и практическое значение: во-первых, с этим связана правильная интерпретация геологической истории развития того или иного геологического региона; во-вторых, с "неоинтрузиями", нередко связаны значительные промышленные месторождения. И в этом важном деле, можно сказать, решающую роль играло то обстоятельство, что калишпаты древних и молодых гранитоидов Грузии определенным образом отличались друг от друга. Этот факт, разумеется, ясно свидетельствовал о большом геологическом значении калишпатов, однако к тому времени, по объективным причинам, их геологическая значимость все же не могла быть выявлена в полной мере. Это обусловилось тем, что несмотря на огромное значение проведенных работ, — давших ощутимые теоретические и практические результаты, — даже в 50-е годы пока еще твердо не были установлены истинные причины, приводившие к различию калишпатов.

Исследователями гранитоидов Кавказа отрицалось влияние фактора температуры на наблюдаемые различия калишпатов. Главным действующим фактором принималось геологическое время, но допускалось также влияние глубинности и тектонических условий формирования пород. Сущность представлений этого периода наиболее четко изложена В.П.Петровым в своей обобщающей работе по неоинтрузиям Кавказа. В частности он писал: "Итак, не температура, а какая-то другая, пока не ясная причина приводит к появлению различий в полевых шпатах. Различия эти в известной мере близки к тем, которые имеются между кайнотипными эффузивными и их палеотипными разностями, поскольку, чем древнее порода, тем сильнее она сказывается и тем больше входящий в состав породы калиевый полевой шпат приближается к типичному микроклину. В пределах одной и той же породы (и даже одного и того же крупного кристалла) это изменение действует различно (поскольку различна величина $-2V$); кроме того, ее действие различно в разных районах. Для каждого данного участка земной коры эмпирическое правило, что в состав более молодых пород входит калиевый полевой шпат с меньшим углом оптиче-

ких осей, чем в полевых шпатах более древних пород, вполне справедливо; но отнюдь нельзя сравнивать породы, залегающие в разных геологических условиях... Можно предположить, что причиной, оказывающейся на изменение - 2 V калиевых полевых шпатов являются тектонические условия" (Петров, 1955, стр.20). Согласно А.С.Марфунину (1962), данную формулировку следует рассматривать как выражение credo школы акад. Д.С.Белянкина о геолого-петрографическом значении калишпатов.

Заметим, что существующие неясности имели свои объективные причины; одна из них заключалась в самой минералогической природе калишпатов.

К началу 50-ых годов достаточно хорошо были изучены вопросы химизма и пространственного структурного строения полевых шпатов, вообще, и калишпатов в частности (Taylor, 1938; Taylor, Darbyshire, Strynz, 1934; Чао, Харгривс, Тейлор, 1940; Коул, Серум, Кеннард, 1949; Лавес, 1950; Хелд, 1950; Боуэн, Таттл, 1950; Белов, 1953 и др.). Однако необъяснимыми оставались внутренние причины непрерывного изменения физических свойств калишпатов при постоянном их химическом составе. Калишпаты по-прежнему оставались "довольно темной пока областью" (Белянкин, 1952) и "наиболее сложными и малоизученными, чем плагиоклазы" (Бетехтин, 1950). Запутанной и крайне несовершенной признавалась "классическая" классификация этих минералов (Белянкин, 1925, 1927, 1944; Спенсер, 1937, 1938; Афанасьев, 1951; Лавес, 1952_{1,2} и др.). Несовершенной была также методика диагностики разновидностей калишпатов, производимая по углу оптических осей и оптической ориентировки, измеряемых ортоскопическим методом Федорова". Данный метод не обладал достаточной точностью для определения указанных констант, особенно для определения оптической ориентировки калишпатов. На это обстоятельство обращали внимание многие исследователи (Соловьев, 1940; Варданянц, 1947; Заварицкий, 1953; Елисеев, 1956 и др.). Наиболее четкую и обоснованную оценку неточности этого метода, в случае определения калишпатов, дал А.С.Марфунин (1962), подчеркивая, что "... полученные при этом данные недостаточно точны для использования их при анализе зависимости оптических свойств от различных факторов". Особенно неточными А.С.Марфунин считает определения оптической ориентировки.

Совершенно очевидно, что если полностью не была расшифрована сама минералогическая природа калишпатов, а петрографическая методика их диагностики была недостаточно точной, то - невозможно было и выяснение истинного геолого-петрографического значения этих важнейших минералов.

Сложную фазовую природу кали-натровых полевых шпатов (и, вообще, всей группы полевых шпатов), представляющих собой твердые растворы щелочного ряда тройной системы полевых шпатов (рис.1), удалось окончательно расшифровать только в 50-60 годах (Лавес, 1952_{1,2}, 1954, 1960; Донней, Донней, 1952; Гольдсмит, Лавес 1954_{1,2}; Mac Kenzie,

1954; Smith, Mac Kenzie, 1955; Bailey, Taylor, 1955; Марфунин, 1956, 1957, 1959_{1,2}, 1960_{1,2,3}, 1961, 1962; Megaw, 1959; Брун и др. 1959; Barth, 1956, 1959; Kuellmer, 1960; Джонс, Тейлор, 1961 и др.). Благодаря работам этого периода, с применением новейших точных методов исследования, в частности было установлено, что кали-натровые полевые шпаты представляют собой "упорядочивающиеся твердые растворы". Это позволило раскрыть загадку изменчивости физических свойств калишпатов при их постоянном химическом составе; — оказалось, что указанные изменения происходят в результате процессов упорядочения (или разупорядочения) их структуры. В тетраэдрических группах кристаллической структуры отмеченных минералов ионы Si и Al могут располагаться по различным системам точек. В зависимости от этого изменяется степень порядка этих минералов от максимально упорядоченного до максимально неупорядоченного структурного типа; между крайними структурными типами наблюдается непрерывный ряд в различной степени упорядоченных структурных типов.

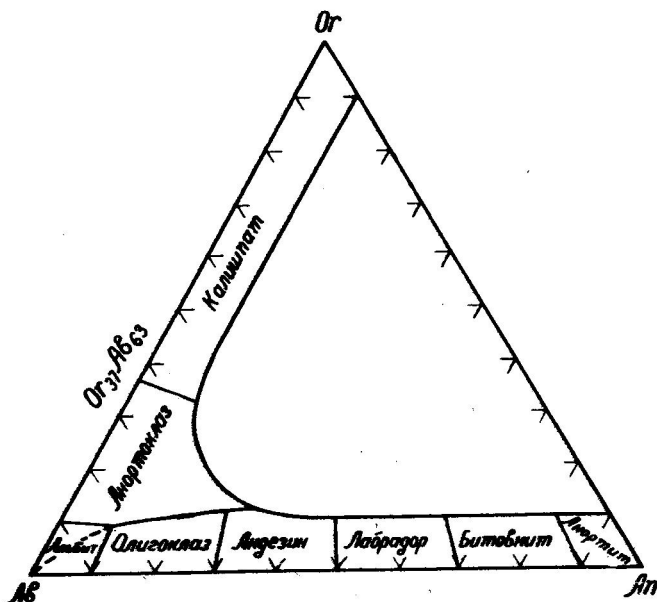


Рис. I Твердые растворы в полевых шпатах (по Диру, Хауи и Зусману, 1966).

О степени развития процессов упорядочения, а также о развитии других тесно взаимосвязанных с этим процессом явлений (распад гомогенного твердого раствора, развитие триклинности и полисинтетического двойникования) можно судить на основании исследования калишпатов рентгенографическим и оптическим методами (Боуэн, Таттл, 1950; Гольдсмит, Лавес, 1954_{1,2}; Smith, Mac Kenzie, 1955; Kuellmer, 1960; Марфунин, 1959, 1960_{1,3}, 1962). Для оптической диагностики кали-натровых полевых шпатов, вместо обычного ортоскопического ме-

тогда, был предложен метод коноскопирования на федоровском столике гониометрически ориентированных образцов (Марфунин, 1962).

На основании экспериментальных данных о характере зависимости между температурой кристаллизации и степени распределения альбита между равновесно сосуществующими кали-натровым полевым шпатом и плагиоклазом Т.Ф.Бартом (1962) был предложен двухполюсовый геологический термометр, затем усовершенствованный И.Д.Рябчиковым (1965) (рис.2). Этот термометр успешно применяется для определения температу-

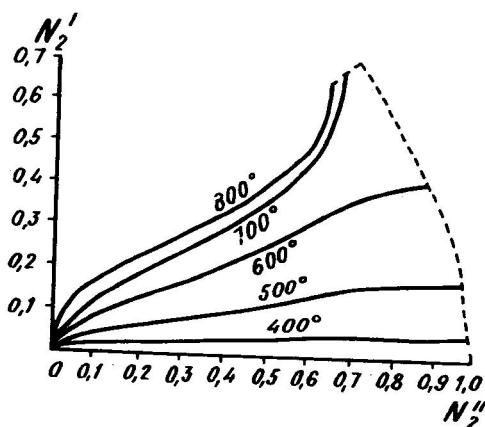


Рис.2. Изотермы распределения Ab между равновесно сосуществующими полевыми шпатами (по Рябчикову, 1965).

- N_2' — мольная доля Ab в плагиоклазе;
 N_2'' — мольная доля Ab в калишпате.

туры формирования относительно низкотемпературных природных полевых шпатов. В связи с развитием процессов, стремящихся к установлению химического равновесия (в соответствии с меняющейся температурой), для высокотемпературных природных полевых шпатов определение температуры кристаллизации по двухполюсовому термометру, естественно, будет давать заниженные результаты. Тем не менее, характер распределения альбита между равновесно сосуществующими калишпатом и плагиоклазом может дать ценную информацию об относительных температурных условиях формирования полевых шпатов в различных гранитоидах. В этом аспекте и используется нами двухполюсовый геологический термометр при обсуждении температурных условий формирования изученных калишпатов.

В соответствии с новыми данными о минералогической природе полевых шпатов, существенные коррективы были внесены (Barth, 1959; Laves, 1960; Марфунин, 1962; Дир, Хаун, Зусман, 1966; Брегг, Кларингбул, 1967) в запутанную классификацию калишпатов. Для этой цели А.С.Марфунин (1962) ввел понятие о "структурно-оптическом типе калишпатов" (рис.3) (в соответствии с этой номенклатурой классифицируются изученные калишпаты в настоящей работе). Выяснилось, что при определении общих закономерностей геологического распределения калишпатов в различных гранитоидных породах недопустимо опираться на данные лишь о распространении "микроклина", "ортоклаза" или "анортоклаза"; требовалось сравнивать между собой весь комплекс различных типов калишпата тех или иных пород.

Благодаря накопленным многочисленным новым данным в 60-х годах стало совершенно очевидным, что в результате суммарного воздействия

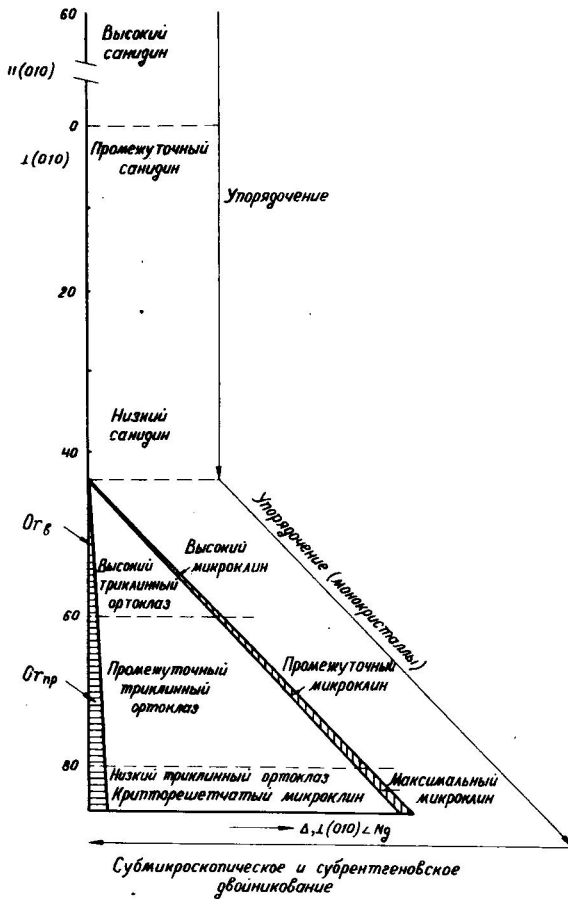


Рис. 3. Структурно-оптические типы кальцитов (по Марфунину, 1962).

различных факторов, — в зависимости от характера их сочетания, — одинаковые структурные типы кальцита могут возникнуть вследствие диаметрально противоположных природных процессов. Так, например: а) с одной стороны максимально упорядоченный кальцит может образоваться либо в результате определенных первоначальных условий, либо — может возникнуть за счет неупорядоченного кальцита в результате процессов упорядочения в твердом состоянии; б) с другой стороны, максимально неупорядоченный структурный тип кальцита может возникнуть в результате первоначальных условий формирования (и в силу определенных обстоятельств сохранится в природе) но, он может образоваться в природе также и за счет упорядоченного структурного типа кальцита, в результате процессов разупорядочения в твердом состоянии. То же самое можно сказать о любом промежуточном структурном типе кальцита.

Возможность формирования одних и тех же структурных типов кальцита совершенно различным способом, естественно, может привести к многообразным проявлениям закономерностей геологического распределе-

ния структурно-оптических типов этого минерала в различных геологических регионах. Последнее обстоятельство, в свою очередь, определяло то, что, в отдельных конкретных случаях, для объяснения наблюдаемых закономерностей, разные исследователи предпочтительную роль отдавали совершенно различным причинам или факторам (геологическое время, глубина залегания, тектонические условия формирования, принадлежность к различным геологическим областям, химический состав калишпатовых пород, химический состав самих калишпатов, температура, давление, скорость кристаллизации, способ кристаллизации, влияние катализаторов, процессы превращения в твердом состоянии и т.д.). В конечном счете, естественно, это приводило к неоднозначным оценкам геолого-петрографического значения калишпатов.

На основании изложенного совершенно ясно, что оценка геолого-петрографического значения калишпатов требует дифференцированного подхода для каждого отдельного конкретного геологического региона. При этом, необходим тщательный и объективный анализ всех проявлений закономерностей геологического распределения калишпатов в гранитоидах данного региона; иной подход, безусловно, может привести только лишь к выводам одностороннего характера.

Результаты проведенных региональных и экспериментальных исследований в настоящее время уже не оставляют никакого сомнения относительно того, что в любом случае, для оценки истинного геолого-петрографического значения калишпатов, наряду с геологическими особенностями гранитоидов (геологический возраст, глубинность формирования, принадлежность к различным геотектоническим областям, геологическая история после завершения становления гранитоидов и т.д.), необходимо учитывать так же и генетические особенности этих пород. Данное обстоятельство так же относится к кругу тех причин, которые определяют сложность решения задачи выяснения истинного геолого-петрографического значения калишпатов гранитоидов того или иного геологического региона. Так как, хорошо известно, что для многих геологических регионов вопросы происхождения гранитоидов и их генетического расчленения — очень часто сами не имеют однозначного решения и являются дискуссионными; это в полной мере относится, в частности, к гранитоидному комплексу Грузии.

На протяжении длительной истории геологического и петрографического исследования гранитоидов Грузии не все вопросы их геологического положения и петрологии были выяснены и решены с одинаковой степенью достоверности. Об этом ясно свидетельствует тот факт, что по целому ряду важнейших вопросов петрологии и геологического положения различных гранитоидных образований Грузии высказывались далеко неоднозначные представления. Это прежде всего относится к вопросам происхождения и генетического расчленения гранитоидов.

"Гранитная дискуссия Грузии", фактически берет свое начало еще с 30-х годов, но, начиная с 50-х годов, вопрос о генезисе гранитоидов становится одним из наиболее важных и остродискуссионных вопросов геологии Грузии (Кузнецова, 1931; Смирнов, Казахашвили, Татри-

швили, 1937, 1938; Топурия, 1938; Смирнов, Заридзе, 1936; Заридзе, 1938_{1,2}, 1949, 1952, 1955, 1958, 1960, 1961; Белянкин, Петров, 1936, 1945; Заридзе, Татришвили, 1947, 1951, 1952_{1,2}, 1953, 1959_{1,2}, 1964; Чихелидзе, 1948; Киласония, 1950, 1952, 1959, 1961, 1964; Одиладзе, 1960, 1969; Гамкрелидзе и др. 1964; Шенгелия, 1965; Рубинштейн, 1967; Манвелидзе, 1966, 1968_{1,2,3}, 1969, 1970 и др.). Главнейшим "геологическим полигоном", для рассмотрения данных дискуссионных проблем, был Дзирульский массив (обнаженная часть Грузинской Глыбы) — один из интереснейших и ключевых геологических регионов Грузии, который в основном складывается различными гранитоидными образованиями.

"Гранитная дискуссия Грузии", конечно, не представляет собой какое-то частное, отвлеченное явление. Она относится к сфере всеобщей дискуссии о "проблеме гранита", т.е. к сфере одной из важнейших проблем геологической науки, над разрешением которой у нас и за рубежом на протяжении многих десятилетий работало немалое количество выдающихся петрографов мира. В сложной цепи этих дискуссий одно из центральных мест занимал вопрос о генезисе калишпатов, так как решение данного вопроса фактически тождественно выяснению вопроса о генезисе самой гранитоидной породы. Причем наибольший интерес у петрографов всегда вызывал вопрос о происхождении крупных образований калишпата.

Относительно генезиса калишпата вообще и в частности — их крупных образований, как у нас так и за рубежом высказывались самые разнообразные представления. Согласно "классической" теории, крупные образования калишпата во всех случаях рассматривались как продукты, возникшие относительно в раннемагматической стадии кристаллизации породы в ходе магматической дифференциации; в противоположность этому многие исследователи считали, что крупные образования калишпата формируются исключительно метасоматическим путем в последнюю стадию становления породы.

В первой половине нашего столетия у нас наиболее признанной была магматическая ("классическая") точка зрения. Однако широкое распространение порфиробластовых гранитоидов в различных геологических регионах СССР — в том числе на Кавказе и Закавказье — послужило основанием гораздо большего признания метасоматической точки зрения; причем, как подчеркивал С.Д. Туровский (1954, стр.99), "этой точкой зрения некоторые исследователи иногда увлекались совершенно необоснованно".

Многочисленные детальные работы последних лет со всей очевидностью показывают, что крупные образования калишпата в различных гранитоидах могут быть как "первичными" (магматическими), так и "вторичными" (метасоматическими). Согласно В.А. Хомичеву (1966), существующие разногласия относительно происхождения крупных кристаллов калишпата в гранитоидных породах были обусловлены тем, что к возникновению сходных конечных продуктов могут привести самые различные явления. Каждая из существующих разнообразных точек зрения приложи-

ма к каким-то конкретным условиям и выведена из них, но вряд ли может быть универсальной и объяснить все без исключения порфировидные структуры различных гранитоидов.

Обычно принято считать, что к началу 60-х годов "гранитная дискуссия" подошла к концу. Обсуждая результаты этой дискуссии, в своей обобщающей работе о "проблеме гранита" один из выдающихся петрографов мира К. Менерт констатировал: "Наиболее важным, общепризнанным итогом является то, что все теории, очевидно, содержат зерно истины и, что следовательно, существуют различные пути образования гранитов, которые реализуются в природе в зависимости от тех или иных местных условий". (Менерт, 1963, стр. 124). Однако, как показывает практика, диаметрально противоположные взгляды о происхождении гранитоидов — и, даже, об итогах "закончившейся гранитной дискуссии" высказываются и после этого периода (Петров, 1963, 1969; Петров, Еремеев, Белянкина, 1971; Заридзе, Татришвили, 1974); причем, для нас важно то, что эти противоречивые взгляды, порой высказываются авторами, которые очень хорошо знакомы с гранитоидами Кавказа и Закавказья (в силу активного участия в геолого-петрографическом изучении этих пород). Этот факт является лишним доказательством того, что проблема генезиса различных гранитоидных образований Грузии (следовательно и проблема генезиса калишпатов в этих породах) не потеряла свою актуальность.

Для задач настоящей работы весьма значителен факт признания большинством петрографов теоретической возможности существования в природе различных путей образования гранитов и их калишпатов. Однако для задач настоящей работы главным является не указанный факт, а выяснение вопросов генезиса конкретных гранитоидных образований Грузии и их калишпатов; об этих же вопросах — в существующих литературных источниках по гранитоидам Грузии — различными авторами высказывались самые различные точки зрения, — нередко, диаметрально противоположные.

Ознакомление с многочисленными существующими литературными источниками (с опубликованными и неопубликованными) привело к заключению, что при обсуждении генетических особенностей изучаемых калишпатов нам необходимо было учитывать, по крайней мере три различные точки зрения относительно интерпретации вопросов генезиса гранитоидного комплекса Грузии. Не говоря уж о том, что даже во мнениях тех исследователей, которые, в общем, придерживаются какой-то одной из трех основных точек зрения, по отдельным вопросам формирования гранитоидов можно заметить определенные расхождения. Кроме того, можно привести примеры, показывающие что противоречивые представления о генезисе гранитоидов, а также критериях их диагностики, иногда, высказываются даже одними и теми же исследователями.

Согласно одной из них все гранитоиды Грузии представляют собой магматические образования. Эта точка зрения, была единственной и общепринятой в начальном периоде планомерного и систематического

геологического изучения территории Груз. ССР, — вплоть до начала 30-х годов. Данная точка зрения в дальнейшем потеряла свою общепризнанность, но это совершенно не значит, что она утратила так-же и своего значения. Так как некоторые исследователи (Петров, Еремеев, Белянкина, 1971 и др.) продолжали отрицать возможность существования в природе метасоматических гранитоидов.

Другая точка зрения, которая, наряду с магматическими гранитами, подразумевает существование также и метасоматических гранитов, в Грузии начала развиваться с 30-х годов. Причем и с позиции этой точки зрения признается ведущая роль магматизма в формировании различных генетических типов гранитов.

В самом начале этого периода Е.В.Кузнецовой высказывается предположение (Кузнецова, 1931) о возможной принадлежности к комплексу древних кристаллических сланцев полосчатых гранитоидов Дзирульского массива (обнаженной части Грузинской Глыбы).

В середине 30-х годов в Дзирульском массиве впервые устанавливается (Смирнов, Татришвили, Казахашвили, 1937, 1938; Топурия, 1938) широкое развитие процессов микроклинизации. В других геологических регионах Кавказа и Закавказья аналогичные явления были описаны позже (Афанасьев, 1949, 1950, 1951, 1953, 1955, 1958; Заридзе, 1955, 1961; Заридзе, Татришвили, 1958, 1959, 1974 и др.).

Г.М.Смирнов, Н.Ф.Татришвили, Т.Г.Казахашвили (1937, 1938) и П.А.Топурия (1938) пришли к заключению, что кварцевые диориты Дзирульского массива (которых они считали более древними палеозойскими магматическими образованиями, чем калишпатовых гранитов) под воздействием гранитной магмы (давшей палеозойские граниты "Рквийской фазы") подверглись интенсивному процессу гранитизации, что в основном выразилось в микроклинизации этих пород (кв.диоритов). Авторами подчеркивается широкое распространение "микроклинизированных кварцевых диоритов", как в восточной (Смирнов, Татришвили, Казахашвили, 1937, 1938), так и в западной (Топурия, 1938) части Дзирульского массива. Авторами подчеркивается, что главной генетической особенностью "микроклинизированных кв.диоритов" является то, что калишпат в данных породах полностью является "чуждым", "привнесенным" элементом. Явления инъекционного метаморфизма отмечались и в кристаллических сланцах Дзирульского массива, однако авторы не придавали этому большого значения.

Указанные работы, как и некоторые другие (Твалчредидзе, 1927, 1941; Кузнецова, 1931; Смирнов, Заридзе, 1936; Заридзе, 1938₂; Чихелидзе, 1948), заслуживают большого внимания своим стремлением к точной констатации фактов и к их объективному объяснению. Однако некоторые из этих фактов не получили соответствующих объяснений, а со временем оказались вне поля зрения исследователей. Этих петрографических фактов подробнее мы коснемся в дальнейшем, при характеристике изученных нами гранитов.

Впервые к заключению, что инъекционный метаморфизм пород древнего метаморфического комплекса (кристаллических сланцев и филлитов) имеет

региональный характер и полосчатые текстуры палеозойских гранитоидов Дзирульского массива, как правило, представляют собой реликты текстур древних сланцев пришел С.С.Чихелидзе (1948). Вместе с тем он допускал, что слабо проявленные гнейсовидные текстуры некоторых палеозойских гранитоидов массива могли возникнуть вследствие динамометаморфизма. Как и предыдущие исследователи, С.С.Чихелидзе источником процессов микроклинизации считал гранитную магму, давшую палеозойские магматические граниты Дзирульского массива.

Таким образом, в 30-40-е годы на примере гранитоидного комплекса Дзирульского массива, было положено начало новой точке зрения, согласно которой в гранитоидном комплексе Грузии, по способу формирования калишпатов, следовало рассматривать два различных генетических типа гранитов: магматический и инъекционный (возникший в результате развития процессов гранитизации).

Еще одна точка зрения, категорически исключающая возможность существования в гранитоидном комплексе Грузии истинных магматических гранитов и генетическую связь гранитизирующих растворов с каким-либо магматическим гранитным расплавом, начинает развиваться в Грузии с 50-х годов. Основоположниками ее были Г.М.Заридзе и Н.Ф.Татришвили.

До этого периода Г.М.Заридзе твердо стоял за магматическую точку зрения происхождения гранитоидных пород (Заридзе, 1938, 1949 и др.). Однако начиная с 50-х годов он довольно резко меняет свои прежние убеждения и совместно с Н.Ф.Татришвили начинает постепенно развивать новую точку зрения о метасоматическом происхождении всех гранитоидов (Заридзе, 1952, 1955, 1958, 1960, 1961 и др.; Заридзе, Татришвили, 1951, 1952_{1,2}, 1953, 1958, 1959_{1,2}, 1964, 1974 и др.). По их мнению (Заридзе, Татришвили, 1959₂, Заридзе 1961), все гранитоиды Грузии возникли в результате процесса метасоматической гранитизации. Процесс метасоматической гранитизации длительный и многостадийный процесс. В результате последовательного развития силициевого (окварцевание), натриевого (альбитизация) и калиевого (микроклинизация) метасоматоза происходят глубокие преобразования различных древних пород (в основном различных сланцев, а иногда и магматических пород основного состава) и за их счет возникают разнообразные гранитоидные породы. Гранитизирующие растворы поступают из глубоких недр Земли и не имеют никакой связи с гранитной магмой. Образование различных пегматитовых жил Г.М.Заридзе и Н.Ф.Татришвили рассматривают "как продолжающийся, но затухающий процесс метасоматической гранитизации".

Отрицая генетическую связь гранитизирующих "лейкократовых растворов" с гранитной магмой, авторы все-таки не могут полностью отрицать факт существования в природе гранитов, кристаллизующихся из магматического гранитного расплава. Однако они считают (Заридзе, Татришвили, 1959), что такой магматический расплав может возникнуть "... при далеко зашедшем процессе метасоматической гранитизации". Позже авторами этот процесс был назван "метасоматическим анатексисом" (Заридзе, Татришвили, 1974).

С конца 50-х годов точка зрения о метасоматическом происхождении всех гранитоидов в Грузии получает широкое распространение, о чем свидетельствует хотя бы тот факт, что именно она легла в основу характеристики гранитоидов Грузии в десятом томе "Геология СССР" (1964), пока единственную обобщающую сводку геологического строения Грузинской ССР.

Существующие разногласия поставили перед нами дополнительные задачи, связанные с выяснением генетических особенностей изучаемых гранитоидов. В результате собственных исследований, а также анализа литературных данных о геолого-петрографических особенностях различных гранитоидных образований Грузии мы пришли к заключению, что одной из серьезных причин неоднородности существующих представлений является то, что далеко не всегда учитывались в полной мере структурные различия гранитоидов Грузии и, кроме того, в одних случаях недооценивалась, а в других переоценивалась роль метасоматических процессов в формировании гранитоидных пород.

Наблюдаемые в природе факты свидетельствуют о том, что процесс метасоматоза играет важнейшую роль в формировании различных гранитоидных образований, но не дает основания при любом его проявлении относить гранитоидную породу (да и любую другую) к метасоматическим образованиям. Метасоматические процессы обуславливают не только возникновение гранитов в результате преобразования "негранитоидных" пород (осадочных, метаморфических и т.д.), но и играют важнейшую роль в окончательном становлении магматических гранитов (Заварицкий, 1955; Коржинский, 1955; Афанасьев, 1951, 1953; Менерт, 1963 и др.).

Мы полностью разделяем точку зрения К.Менерта (1963), согласно которой, состав и структуру магматических гранитов следует рассматривать как результат развития магмы в два главных этапа: магматическая кристаллизация породообразующих минералов, происходящая при высокой температуре — примерно 1100 — 600°C; постмагматическая (т.е. метасоматическая) кристаллизация породообразующих минералов, происходящая при значительно низкой температуре, чем 600°C (вплоть до стадии полного охлаждения); состав и структура метасоматических гранитов полностью формируются в условиях, соответствующих постмагматической стадии становления магматических гранитов и происходит при значительно более низкой температуре, чем 600°C.

Обсуждая вопросы происхождения магматических гранитов, К.Менерт отмечал, что при неуклонном падении температуры непосредственно после главной магматической стадии образования гранитов имеет место стадия перекристаллизации в пегматитово-гидротермальных условиях, после чего порода приобретает свой современный облик. Эту фазу развития проходили все граниты (независимо от их генезиса), если они достаточно долго находились в низкотемпературных условиях. Значительные отклонения от теоретической схемы Боуэна-Розенбуша о последовательности магматической кристаллизации, которые наблюдаются в гранитах, обусловлены преобразованиями, происходящими в ходе постмагматической стадии.

Следовательно, мы можем заключить: — кроме того, что метасоматические гранитоиды по минеральному составу и текстурным особенностям могут быть вполне аналогичными с магматическими, в последних могут развиваться структуры, характерные для метасоматических гранитоидов. В то же время в метасоматических гранитоидах не могут наблюдаться структуры, возникающие в магматических гранитоидах на первой — высоко-температурной (магматической) — стадии их формирования. Это совершенно естественно, так как структура каждой породы, в том числе и гранита, определяется морфологическими особенностями слагающих их породообразующих минералов. Это же качество минералов, как и все другие (структура, химический состав и т.д.), обуславливается их генезисом (Григорьев, 1961; Жабин, 1966; Чесноков, 1966 и др.). При кристаллизации из расплава, в условиях свободного роста, любой минерал может образоваться в виде четко ограненных, ясно идиоморфных кристаллов и в данном случае критерий "чем идиоморфнее, тем раньше" здесь имеет полную силу (Жабин, 1966). В результате этого, на магматическом этапе формирования соответствующих гранитов, должны возникать ясно и четко выраженные гипидиоморфные соотношения между их различными породообразующими минералами, т.е. должна возникнуть гипидиоморфнозернистая структура этих пород. Аналогичная структура не только не может образоваться в метасоматических гранитах, но может "замаскироваться" даже в магматических гранитах — в постмагматическом этапе формирования и степень "маскировки" будет зависеть от длительности и интенсивности последнего этапа. Это обусловлено тем, что в определенной твердой среде хорошо ограненные идиоморфные кристаллы (метакристаллы) могут образовывать не все, а лишь определенные минералы, в зависимости преимущественно от того, какое место занимают они в кристаллобластовом ряду. Например, в гранитной твердой среде, на постмагматическом этапе формирования магматических генетических типов, а следовательно и в метасоматических гранитоидах, могут возникать хорошо ограненные метакристаллы некоторых акцессорных минералов, которые в кристаллобластовом ряду занимают одни из первых мест (Половинкина, 1966). Однако это не является доказательством того, что в той же твердой среде хорошо ограненные идиоморфные кристаллы могут образовывать все, без исключения, минералы, например, полевые шпаты или кварц, которые в порфиробластовом ряду занимают одни из последних мест. Следовательно, критерий относительного идиоморфизма для определения относительного возраста минералов, правда не всегда имеет однозначный (абсолютный) характер, но в определенных случаях он сохраняет полную силу. Морфологический метод по-прежнему имеет важнейшее значение для определения последовательности кристаллизации в различных горных породах и в том числе гранитоидных.

Таким образом для генетического расчленения гранитоидов их минеральный состав фактически никакой роли не играет, так как породы совершенно различного происхождения могут иметь вполне идентичный минеральный состав. Вместе с тем первостепенная роль принадлежит структур-

ным особенностям. Следовательно положение о том, что "для определения породы важнейшими моментами являются структура и минеральный состав, и притом из этих двух моментов первый является наиболее важным" (Федоров, 1896) — в отношении гранитоидных пород выглядит особенно справедливо.

Наиболее детальный анализ структурных различий гранитоидов разного генезиса в Грузии был произведен Г.М.Смирновым, Н.Ф.Татришвили, Т.Г.Казахашвили (1937, 1938) и П.А.Топурия (1938) еще в 30-х годах. Однако данный анализ характеризуется определенной односторонностью. Причиной является то, что в это время существование магматических гранитов ни у кого не вызывало сомнения, а существование гранитов, возникших в результате процессов гранитизации, требовало доказательства. Поэтому указанные авторы основное внимание уделяли структурным особенностям "микроклинизированных кварцевых диоритов" и отмечали, что в данных породах гипидиоморфнозернистая структура "нарушена"; они говорили о "нарушении", а не об "отсутствии" гипидиоморфнозернистой структуры, так как считали, что сами кварцевые диориты представляют собой магматические образования. Примечательно, что характер морфологических взаимоотношений калишпата с другими породообразующими минералами для них служил одним из главнейших критериев для установления "привнесенного характера калишпата в микроклинизированных кварцевых диоритах". К сожалению в последующих петрографических работах по гранитоидам Грузии идеи этих авторов относительно структурных различий гранитов разного генезиса, не нашли должного развития.

В последующий период было показано (Чихелидзе, 1948; Заридзе, Татришвили, 1959₂; Заридзе, 1961; Заридзе и др., 1959, 1962; Заридзе и др., 1962_{1,2} и др.), что материнскими породами метасоматических гранитов Грузии и Кавказского хребта в основном были породы метаморфического комплекса (в разной степени метаморфизированные различные сланцы). Структура этих гранитоидов во многих литературных источниках определяется как "гипидиоморфнозернистая" (или "гипидиоморфная"); иногда говорится о "нарушении" или "маскировке" гипидиоморфнозернистой структуры. Однако совершенно очевидно, что данные гранитоиды, в силу особенности их генезиса, не могут обладать гипидиоморфнозернистой структурой; в том числе "нарушенной" или "замаскированной" гипидиоморфнозернистой структурой. В указанных метасоматических гранитоидах, разумеется, может наблюдаться гипидиобластовая структура, но ее нельзя отождествлять с гипидиоморфнозернистой структурой магматических пород. Отождествление этих терминов неизбежно ведет также и к отождествлению совершенно различных структур; а это, по существу, ведет к игнорированию одного из важнейших критериев генетического расчленения гранитоидных пород. Это обстоятельство может способствовать только лишь развитию произвольных суждений, но не однозначному объективному решению вопроса генетического расчленения гранитоидов.

Однако вышеизложенное, конечно, не означает, что на основании структурных особенностей, во всех случаях можно однозначно решить вопрос о

З. Р. М. Манвельдзе

генезисе гранитоидной породы. Генетическое расчленение гранитоидов во многих случаях попрежнему остается одной из трудных задач петрографических исследований; при этом, не должно вызывать сомнения, что даже в том случае, когда не наблюдается ясно и четко выраженная гипидиоморфнозернистая структура, большую осторожность и убедительной аргументации требует отрицание магматического генезиса гранита и ее причисление к метасоматическому генетическому типу (без веской аргументации). Выявление новых критериев для удовлетворительного решения вышеуказанных задач безусловно по-прежнему имеет большое научное и практическое значение. Многие регионально-минералогические работы 60-х и 70-х годов совершенно однозначно доказывают, что в определенных случаях, для генетического расчленения гранитоидов успешно могут быть использованы особенности упорядочения калишпатов в различных гранитоидных породах.

На основании проведенных микроскопических наблюдений мы убедились, что различные конкретные гранитоидные образования Грузии заметно отличаются друг от друга по своим структурным особенностям: в одних случаях прослеживаются закономерные гипидиоморфные взаимоотношения между различными породообразующими минералами, в других же случаях — такие закономерности отсутствуют; причем, важнейшим структурным элементом, по которому особенно ясно различаются эти гранитоиды, является морфологическая особенность взаимоотношений калишпата со всеми другими породообразующими минералами. Указанные данные позволяют судить о генетических особенностях калишпатов в различных гранитоидных образованиях Грузии, а это исключительно важно для решения основной задачи настоящей работы. Для наглядности структурных различий изученных нами гранитоидов и характеристики особенностей морфологических взаимоотношений калишпатов с другими породообразующими минералами, в работе приводятся микрофотографии, сделанные автором при микроскопическом исследовании.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТРУКТУРНО-ОПТИЧЕСКИХ ТИПОВ КАЛИШПАТА В ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДАХ ГРУЗИИ

Мощные выходы палеозойских гранитоидных пород наблюдаются в обнаженных частях древних кристаллических субстратов Грузии — в Дзирульском, Храмском и Локском кристаллических массивах. Как уже отмечалось, Дзирульский кристаллический массив представляет собой обнаженную часть Грузинской глыбы, а Храмский и Локский кристаллические массивы — Артвино-Болнисской глыбы (Джанелидзе, 1942, 1953^{т. 2}; Кахадзе, 1947; П.Д. Гамк्रेлидзе, 1949, 1957, 1959, 1964; Адамия, 1968; И.П. Гамк्रेлидзе, 1969 и др.). Палеозойские гранитоиды в пределах Грузии широко распространены так же на Кавказском хребте — в высокогорных районах Абхазии, Сванети и Рачи.

Отдельные группы палеозойских гранитоидов Грузии различаются по целому ряду геолого-петрографических признаков: структурным и текстур-

ным особенностями, по характеру изменчивости минерального и химического состава, по характеру взаимоотношений с породами метаморфического комплекса и т.д. На основании проведенных геолого-петрографических наблюдений мы пришли к заключению, что одним из главных признаков, по которым эти гранитоиды наиболее ярко отличаются друг от друга, это их структурные особенности. В одних гранитоидных образованиях мы наблюдаем с различной степенью четкости выраженную гипидиоморфнозернистую структуру, в других же — не обнаруживаем аналогичную структуру. Этот признак являлся для нас главным критерием при подразделении палеозойских гранитоидов Грузии на магматические и метасоматические генетические типы.

Различную степень четкости проявления гипидиоморфнозернистой структуры в магматических палеозойских гранитоидах Грузии, видимо, следует объяснять особенностями второго этапа формирования этих гранитоидов и последующей их геологической историей. По этим же причинам можно, конечно, ожидать не только ослабления четкости проявления гипидиоморфнозернистой структуры, но и полное "замаскирование" элементов этой структуры. Таким образом, как будто, исчезает возможность уверенного выделения метасоматических генетических типов гранитоидов; так как, получается, что если присутствие элементов гипидиоморфнозернистой структуры может служить доказательством магматического происхождения гранитоида, то отсутствие элементов этой структуры еще не является показателем метасоматического генезиса данной породы. Однако, в связи с этим, следует подчеркнуть, что наряду с отсутствием гипидиоморфнозернистой структуры, целый ряд других петрографических признаков (особенности текстуры, состава, взаимоотношения с другими породами и т.д.), позволяет совершенно уверенно говорить о наличии и широком распространении в палеозойском гранитоидном комплексе Грузии не только магматических, но и метасоматических генетических типов гранитоидов. Кроме того, эти различные генетические типы гранитоидов, как правило, довольно четко отличаются друг от друга по структурному состоянию содержащихся в них калишпатов.

Гранитоиды Рквийской интрузии

В западной части Центральной зоны поднятия Грузинской глыбы (Дзигульского массива), в глубоких ущельях рек Квирила, Буджа и Шаврана, наблюдаются выходы массивных крупнозернистых порфиоровидных двуслюдяных гранитов. Эти выходы представляют собой обнаженные части гранитного массива, известного в литературе под названием Рквийской интрузии (площадь обнажений около 80 км²).

Отдельные образцы этой интрузии из ущ.р.Квирила, впервые были описаны Д.С.Белянкиным еще в 1914 году. Как самостоятельная геологическая единица Рквийская интрузия впервые была выделена А.А.Твалчтрелидзе и П.А.Топурия в середине 30-х годов, а затем, она детально была исследована П.А.Топурия (1938).

В работах Д.С.Белянкина, А.А.Твалчрелидзе и П.А.Топурия магматическое происхождение гранитов Рквийской интрузии не ставилось даже под самое малейшее сомнение. Однако во многих геолого-географических работах более позднего периода отмеченные граниты причисляются к метасоматическим образованиям, причем, это делается по разному. В одних случаях (Заридзе, Татришвили, 1959₂, 1964; Заридзе, 1961) все двуслюдянные гранитоиды Дзирульского массива описываются как метасоматические образования, а о существовании Рквийской интрузии вообще не упоминается; тем самым, гранитоиды Рквийской интрузии приравниваются с порфиробластовыми двуслюдянными метасоматическими гранитоидами. В других случаях (Киласония, 1952, 1959, 1961, 1964; Рубинштейн, 1967), открыто отрицается самостоятельность Рквийской интрузии и доказывается их идентичность с порфиробластовыми гранитоидами Дзирульского кристаллического массива.

Для решения основных задач, стоящих перед настоящей работой, данный вопрос имеет принципиальное значение. В зависимости от того, какая точка зрения будет принята относительно генезиса Рквийских гранитов — можем получить диаметрально противоположные выводы относительно условий формирования различных структурно-оптических типов калишпатов. На примере Рквийских гранитов решаются некоторые очень важные и принципиальные вопросы:

1) наблюдаются-ли магматические граниты в палеозойском гранитном комплексе Грузии? 2) все ли крупные образования калишпата в гранитах Грузии представляют собой метасоматические образования или наблюдаются и калишпаты, возникшие путем кристаллизации из магматического расплава? 3) чем отличаются калишпаты разного генезиса?

В связи с вышеизложенным необходимо уточнить один вопрос. Говоря о магматических гранитах Рквийской интрузии, мы имеем в виду породы, которые Д.С.Белянкиным (1914) описывались как "квирильские граниты", а П.А.Топурия (1938) — как "граниты центральных частей Рквийской интрузии". В составе Рквийской интрузии П.А.Топурия выделял также "граниты периферических частей" (пород контактового ореола интрузии). Однако при этом автор сам подчеркивал, что данные граниты, невзирая на их очень большое сходство с типичными магматическими гранитами Рквийской интрузии (с "гранитами центральной части"), существенно отличаются от них по своему генезису. В частности П.А.Топурия считал, что "граниты периферических частей" возникли за счет пород кварцево-диоритового состава, в результате интенсивного развития процессов микроклинизации и сопутствующих ей явлений, генетически связанных с магматической деятельностью, давшей типичные магматические граниты Рквийской интрузии.

Для решения задач, стоящих перед настоящей работой важное значение имеет вопрос о глубине образования гранитоидов, в которых изучаются калишпаты. Поэтому, прежде, чем перейти к петрографической характеристике, необходимо коротко коснуться также и вопроса глубинности Рквийской интрузии.

В существующих литературных источниках все предыдущие авторы еди-

подушно считали, что граниты Рквийской интрузии менее глубинные образования, чем все остальные палеозойские гранитоиды Дзирульского массива. Считалось, что граниты Рквийской интрузии гипабиссального (в крайнем случае, мезоабиссального) происхождения, тогда как остальные палеозойские гранитоиды массива обычно принимались за абиссальные образования (Топурия, 1938; Зарядзе, Татришвили, 1947; Чихелидзе, 1948; Оди-кадзе, 1969).

Однако на основании анализа целого ряда фактов, мы пришли к заключению, что такие представления недостаточно обоснованы. Некоторые минералогические критерии, вопреки существующим взглядам, свидетельствуют о большой глубине (абиссальной) формирования гранитов Рквийской интрузии (Манвелидзе, 1970, 1974). Позже это заключение было подтверждено дополнительными данными (Чихелидзе, Хмаладзе, 1977) свидетельствующими, что формирование Рквийской интрузии протекало при высоких значениях летучести воды и ее парциального давления, соответствующего большой глубине (абиссальной).

Главные слагающие минералы гранитов Рквийской интрузии: плагиоклаз, кали-натровый полевой шпат, биотит и мусковит. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, пелитовым веществом и, сравнительно редко, цоизитом, эпидотом и кальцитом. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, рудный минерал и др.

Для гранитов Рквийской интрузии характерна ясно выраженная гипидиоморфнозернистая структура, большая однородность и полное отсутствие план-параллельных (полосчатых) текстур.

В этих гранитах крупные, порфировидные образования калишпата четко обособлены от основной, равномернозернистой массы (рис. 4). Кроме того, порфировидные образования этого минерала, как правило, очень равномерно распределены в основной массе гранита. Размер порфировидного калишпата измеряется сантиметрами, нередко достигая в длину 10 см, тогда как размеры наиболее крупных образований любых минералов основной массы (в том числе и калишпата из этой массы) никогда не превышают нескольких миллиметров (5-6 мм).

Описываемые порфировидные кали-натровые полевые шпаты нередко образуют идеально развитые кристаллы, которые со всех сторон четко ограничены ровными характерными плоскостями кристаллографических граней: $\{010\}$, $\{001\}$, $\{110\}$, $\{1\bar{1}0\}$ и $\{20\bar{1}\}$. Преимущественное развитие плоскостей $\{010\}$ и $\{001\}$ придает порфировидным кали-натровым полевым шпатам вытянутый параллельно оси призматический габитус (рис. 5 а, б; рис. 6б). Среди порфировидных калишпатов описываемых гранитов, широко распространены карлсбадские двойники прорастания, для которых также характерно наличие идиоморфизма высокой степени и вытянутый, призматический, габитус; в данном случае габитус кристаллов определяется преимущественным развитием плоскостей граней $\{010\}$, $\{110\}$ и $\{1\bar{1}0\}$ (рис. 6а).

Согласно целому ряду авторов габитус идиоморфных кристаллов калишпата находится в прямой зависимости от температуры кристаллизации. По А.Е.Ферману (1940), "увеличение температуры ведет к увеличению Р

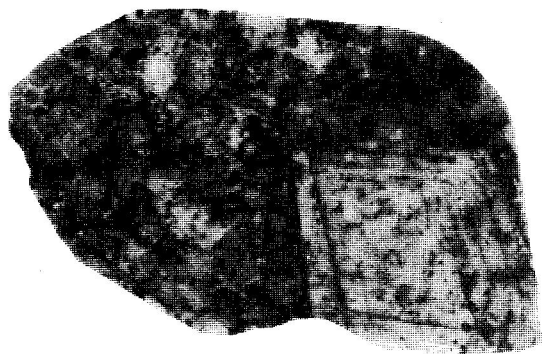


Рис. 4. Полированный штуф
гранита Рквийской интрузии.

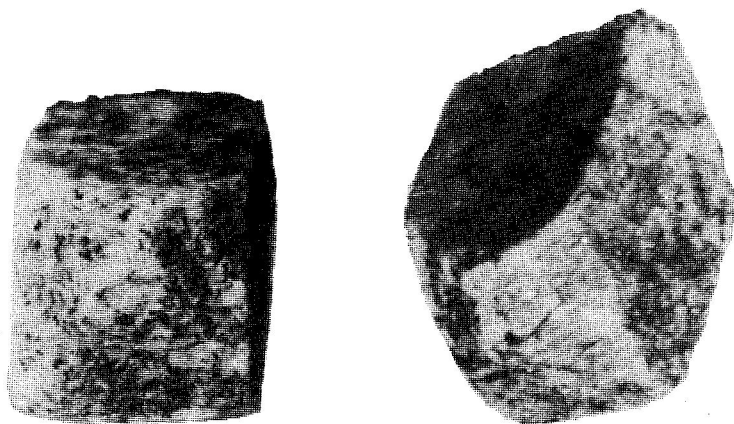


Рис. 5. Габитус порфировидных кристал-
лов калишпата.

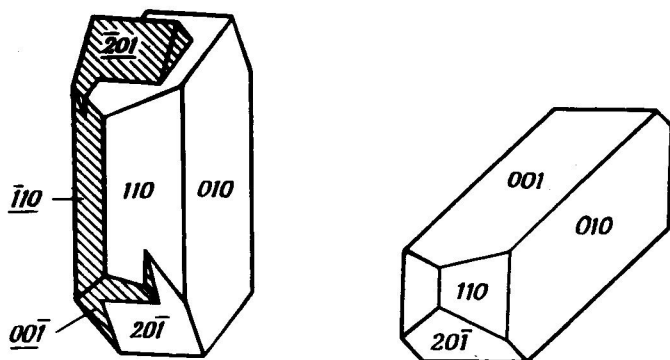


Рис. 6. Схематические зарисовки порфи-
ровидных кристаллов калишпата.

(001), некоторому усилению M (010) и (201), т.е. к облику параллелепипеда или пластинки по M. Обратное: понижение температуры ведет к усилению призмы и образованию псевдоромбоэдра". Эта закономерность подтверждается данными и других исследователей (Туровский, 1954 и др.).

Таким образом, уже на основании габитуса идиоморфных порфирированных кристаллов калишпата гранитов Рквийской интрузии можно предположить, что эти кристаллы представляют собой высокотемпературные образования. Следует отметить, что такое допущение находится в полном соответствии с данными двуполюсчатой термометрии и с особенностями структурного состояния калишпатов гранитов Рквийской интрузии.

При макроскопическом изучении порфирированных кристаллов калишпата, извлеченных из гранитов Рквийской интрузии, обнаруживается, что на них со всех сторон плоскостью (001) прилеплено множество мелких чешуек слюды. При этом, ориентация пластинок слюды на поверхности кристалла кали-натрового полевого шпата определяется геометрическими особенностями этих кристаллов, а не определенными кристаллографическими направлениями. Устанавливается, что чешуйки слюды в большинстве случаев ориентированно располагаются и внутри этих кристаллов. В ориентированных шлифах порфирированных калишпатов, изготовленных перпендикулярно (010) и (001), идиоморфные кристаллы биотита располагаются ориентированно в двух направлениях: (001) слюды, как правило, параллельны (001) или (010) порфирированного кали-натрового полевого шпата (рис.7). В других сечениях порфирированных кали-натровых полевых шпатов также обнаруживается ориентированное расположение пластинок параллельно соответствующим граням. Макроскопическими и микроскопическими наблюдениями установлено, что идиоморфные кристаллы биотита в порфирированных кристаллах калишпата располагаются ориентированно по зонам роста калишпата.

Под микроскопом обнаруживается, что в порфирированных кали-натровых полевых шпатах гранитов Рквийской интрузии, наряду с чешуйками биотита, наблюдается множество мелких идиоморфных кристаллов плагиоклаза (рис.8), которые, аналогично биотиту, нередко также располагаются ориентированно — параллельно зонам роста порфирированного кали-натрового полевого шпата. При этом включения плагиоклаза обычно сильно серицитизированы (рис.9) и, как по этому признаку, так и по своей конфигурации, соответствуют центральным зонам зональных кристаллов плагиоклаза из основной массы; идентичны они и по составу, на что указывает аналогичность показателей преломления.

Между включениями плагиоклаза и слюды, наблюдающимися в порфирированных образованиях калишпата, прослеживается ясно выраженное типичное соотношение. В частности, можно наблюдать явно выраженный ксеноморфизм плагиоклаза по отношению идиоморфных кристаллов слюды.

В порфирированных выделениях кали-натрового полевого шпата описываемых гранитов, под микроскопом, всегда обнаруживается довольно интенсивно развитая пертитизация.

Как известно, при высокой температуре неупорядоченные щелочные полевые шпаты образуют непрерывный ряд твердых растворов, конечными чле-



Рис.7. Закономерно ориентированные идиоморфные включения слюды в порфиридовидном калишпате.



Рис.8. Идиоморфные включения плагиоклаза, ориентированно расположенные в порфиридовидном калишпате (Ник.+,увел. 3,7x10).



Рис.9. Включения интенсивно серицитизированных идиоморфных кристаллов плагиоклаза в порфиридовидном калишпате (Ник+,увел. 3,7x8).

нами которого являются моноклинный санидин и триклинный альбит. При достаточно медленном охлаждении гомогенный твердый раствор кали-натровых полевых шпатов распадается и определенная часть альбита обособляется в отдельную фазу в виде пертита (Боуэн, Татл, 1950; Донней, Донней, 1952 и др.). Этот процесс распада несколько опережает начало процесса упорядочения калишпата (Марфунин, 1962 и др.). Однако пертиты могут образоваться и при одновременной кристаллизации калишпата и альбита (Хелд, 1950 и др.), а также при метасоматическом замещении плагиоклаза калишпатам (Robertson, 1959; Заридзе, Татришвили, 1959^{1,2}; Иваницкий, 1967 и др.). Различные генетические типы пертитов характеризуются различными морфологическими особенностями (Болдырев, 1934; Дир, Хаум, Зусман, 1966 и др.), что дает возможность судить об их происхождении.

Пертитовые полосы порфирированных калишпатов Рквийских гранитов образуют закономерно расположенные, прерывистые узкие и несколько извилистые линии, относящиеся к тонковолокнистому типу пертитов и должно быть полностью возникли в результате распада гомогенного твердого раствора.

В порфирированных калишпатах гранитов Рквийской интрузии сплошная микроклиновья решетка, как правило, не наблюдается. При наличии решетки, она, обычно, проявляется лишь на отдельных участках и при этом выражена не очень резко. Микроскопическими наблюдениями установлена определенная приуроченность решетчатого двойникования к участкам с тонкой трещиноватостью (рис.10), что можно рассматривать, как один из фактов, подтверждающих зависимость процессов упорядочения в твердом состоянии от катализаторного влияния воды и других летучих компонентов (Донней, Виар, Сабатье, 1959 и др.).

Основная масса двуслюдянных порфирированных гранитов Рквийской интрузии характеризуется четко выраженной гипидиоморфнозернистой структурой (рис.11). Чешуйки слюды в этой массе нередко ясно идиоморфны по отношению ко всем другим породообразующим минералам и расположены среди других породообразующих минералов совершенно беспорядочно. Нет закономерности и в ориентации кристаллов плагиоклаза или любых других минералов.

Состав плагиоклаза в основной массе Рквийских гранитов меняется в довольно широких пределах; встречаются зерна андезинового (№ 35), олигоклазового и альбит-олигоклазового состава. В основной массе плагиоклаз нередко бывает зональным (рис.12). Центральные зоны - андезинового состава, а периферические более кислого - олигоклазового или альбит-олигоклазового ряда. Кристаллы плагиоклаза в основной массе обладают гораздо более высокой степенью идиоморфизма, чем кали-натровый полевой шпат или же кварц. При этом наиболее высокая степень идиоморфизма характерна для плагиоклаза основного состава, который безусловно формировался раньше олигоклаза и олигоклаз-альбита; последние, как правило, аллотриоморфны. Это особенно хорошо прослеживается на зональных кристаллах плагиоклаза (зональность всегда прямая). Централь-



Рис.10. Частичное развитие микроклиновой решетки в порфиroidном калишпате (Ник +, увел. 9x8).

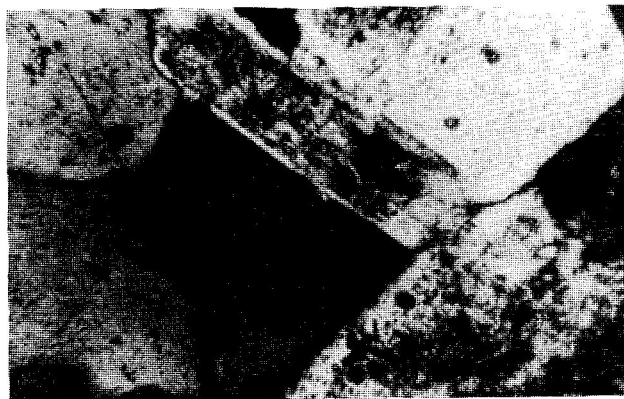


Рис.11. Гипидиоморфные кристаллы плагиоклаза и кварца основной массы гранитов (Ник.+, увел. 9x8).

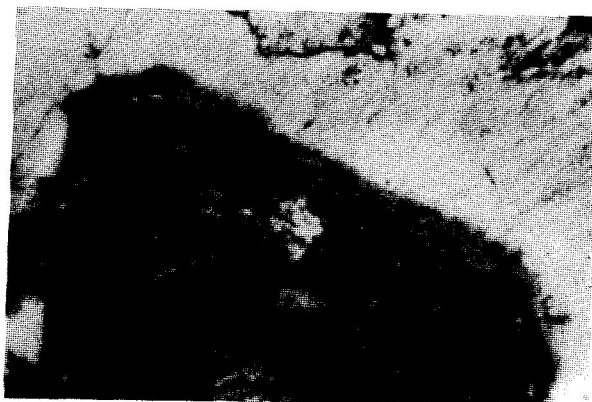


Рис.12. Идиоморфный зональный кристалл плагиоклаза основной массы гранита (Ник.+, увел. 9x8).

ное ядро этих кристаллов идиоморфно, а наиболее периферические (краевые) зоны олигоклазового или альбит-олигоклазового состава бывают аллотриоморфны. При этом, примечательно, что по своему габитусу включения плагиоклаза в порфириовидных калишпатах совершенно идентичны с центральными ядрами зональных плагиоклазов.

Наличие описанных зональных кристаллов плагиоклаза нами рассматривается как один из аргументов магматического генезиса Рквийских гранитов (Манвелдзе, 1968, 1970). Однако, против этого возражали сторонники метасоматической точки зрения всех гранитоидов Грузии. Основанием для таких возражений служила работа Д.М.Шенгелия и Д.Н.Кепховели "О северо-кавказских зональных плагиоклазах метаморфического происхождения", в которой авторы констатировали, что "представления некоторых петрологов об исключительно магматическом происхождении зональных плагиоклазов и пород их содержащих подлежат пересмотру" (Шенгелия, Кепховели, 1968, стр.28).

Для исключения в дальнейшем всякого рода недоразумений необходимо отметить:

- во-первых зональные плагиоклазы, описанные Д.М.Шенгелия и Д.Н.Кепховели (1968) по характеру зональности очень резко отличаются от магматических зональных плагиоклазов Рквийских гранитов;

- во-вторых, несколько позже, после опубликования указанной работы (Шенгелия, Кепховели, 1968), один из ее авторов сам принимал зональность плагиоклаза за показатель палингенового (т.е. магматического) происхождения гранитоидов Северного Кавказа (Шенгелия, 1972).

Калишпат в основной массе гранитов Рквийской интрузии, как правило, лишен идиоморфизма и образует аллотропоморфные зерна. Этим он резко отличается от порфириовидных образований кали-натрового полевого шпата описываемых гранитов. П.А.Топурия в 30-х годах отмечал, что "... в основной массе калишпат совершенно не обладает и намеком на идиоморфизм". Однако, как показали наши наблюдения, это не совсем так. В редких случаях можно видеть, что кали-натровый полевой шпат, ксеноморфный в отношении плагиоклаза основной массы, ясно идиоморфен в отношении кварца (рис.13). Этот кристалл калишпата заслуживает внимания и с другой точки зрения. В частности (см. рис.13) микроклиновая решетка в данном калишпате проявлена лишь в той периферической части кристалла, которая граничит с более поздним выделением кварца, переполненного пузырьками газовой-жидких включений. В тех же частях, которые соприкасаются с более ранним плагиоклазом, а также в центральной части данного кристалла калишпата, микроклиновая решетка отсутствует. Иными словами микроклиновая решетка (следовательно и максимальная упорядоченность) развита лишь в той части кристалла калишпата, которая оставалась открытой для непосредственного воздействия остаточных магматических растворов, обогащенных летучими компонентами. В тех же частях данного кристалла калишпата, которые были закрыты для такого рода воздействия катализаторов, микроклиновая решетка не наблюдается (см.рис.13). На основании рассмотренных фактов, по нашему мнению, логично по-



Рис. 13. Гипидиоморфные кристаллы полисинтетически двойникового плагиоклаза и калишпата с частично развитой микроклиновой решеткой в основной массе гранитов (Ник.+, увел.3,7x8).

ставить вопрос — не является ли обязательным условием возможности упорядочения неупорядоченных калишпатов в твердом состоянии воздействие катализаторов? Вышеотмеченные факты, безусловно, склоняют к положительному ответу на этот вопрос.

Кварц основной массы гранитов Рквийской интрузии, в отличие от всех других породообразующих минералов, всегда резко аллотриеморфен и никогда не проявляет хотя бы малейших признаков гипидиоморфности. Он иногда обнаруживает слабо развитое волнистое погасание. Отдельные зерна кварца очень часто в большом количестве содержат пузырьки газово-жидких включений.

Кристаллизуясь в межзерновом пространстве ранее образованных минералов (слюда, плагиоклаз), калишпат и кварц иногда их просто обтекают, не вступая с ними в реакцию, или же лишь очень слабо резорбируют их. В таких случаях контуры соприкасающихся с ними минералов не искажаются; следовательно, сохраняются гипидиоморфные соотношения между различными минеральными образованиями.

Однако такие взаимоотношения сохраняются не всегда. Как показали проведенные наблюдения, калишпат в основной массе очень часто сильно резорбирует, корродирует и замещает как плагиоклаз, так и слоду (рис. 14 и 15).

При замещении плагиоклаза калишпатом контуры контактов становятся сильно извилистыми, зигзагообразными — неправильными. Таким образом, в данном случае не наблюдается сохранение или тем более возникновение гипидиоморфнозернистой структуры.

При замещении плагиоклаза калишпатом часто образует в нем заливы; при этом плагиоклаз иногда расчленяется на отдельные участки различной величины и неправильной формы, которые в виде включений остаются в массе калишпата (см. рис. 14).

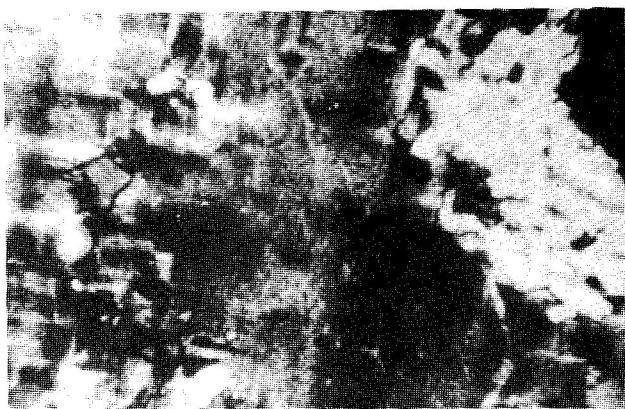


Рис. 14. Корродированный останец плагиоклаза в калишпате основной массы гранитов (Ник.+, увел. 5,5x8).

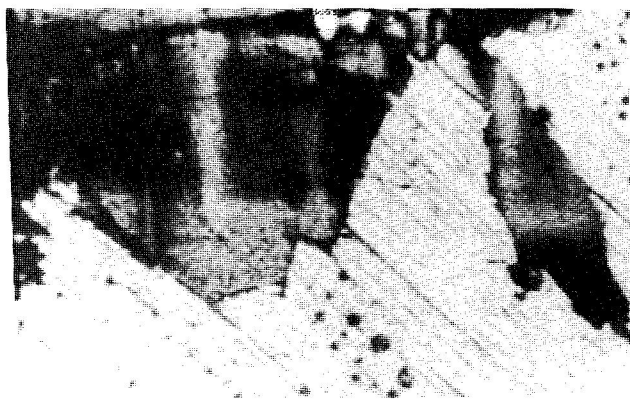


Рис. 15. Морфологические взаимоотношения калишпата и слюды (мусковита) в основной массе гранитов (Ник.+, увел. 9x8).

Следует отметить, что калишпат основной массы обычно содержит **очень** мало включений посторонних минералов или же вообще лишен их. При **этом**, обращает на себя внимание тот факт, что включения плагиоклаза и **слюды** в калишпатах основной массы, в отличие от включений этих же минералов в калишпате порфировидных вкрапленников, всегда имеют **неправильные** очертания и, как правило, сильно корродированы; кроме того, в **данном** случае, в их пространственной ориентации никогда не намечается **какой-либо** закономерности.

В калишпатах основной массы пертитизация, как правило, не бывает **столь** интенсивно проявленной, как в калишпатах порфировидных вкрапленников. Пертитовые полосы нередко довольно широкие и располагаются **параллельно** фронту замещения плагиоклаза кали-натровым полевым шпатом (рис. 16). Характер пертитизации и взаимоотношения с останцами замещен-

ного плагноклаза позволяют предположить, что некоторая часть пертитов калишпатов основной массы является продуктом замещения, а не распада.



Рис. 16. Пертиты замещения в калишпате основной массы гранитов (Ник.+, увел. 9×10).

Для калишпатов основной массы описываемых гранитов довольно часто характерно наличие ясно и четко выраженной микроклиновой решетки. В некоторых случаях микроклиновая решетка полностью покрывает аллотриоморфные зерна калишпата, иногда же проявляется лишь на отдельных участках минерала; при этом иногда в развитии микроклиновой решетки наблюдается определенная закономерность. Это явление, как уже отмечалось, хорошо прослеживается в вышеупомянутом гипидиоморфном зерне калишпата основной массы (см. рис. 13).

Наряду с решетчатыми кристаллами калишпата, в основной массе гранитов Рквийской интрузии встречаются и полностью нерешетчатые кристаллы этого минерала; однако, как показывают микроскопические наблюдения, в основной массе описываемых гранитов решетчатые зерна калишпата заметно преобладают над полностью нерешетчатыми.

Коноскопическое определение оптических констант, а также результаты рентгенографических данных показали, что порфиоровидные калишпаты и калишпаты основной массы гранитов Рквийской интрузии, как правило, различаются и по структурному состоянию (нерешетчатых участков).

Плоскость оптических осей калишпатов как порфиоровидных кристаллов, так и кристаллов из основной массы \perp (010). Это показывает, что калишпаты этой интрузии, независимо от их размеров, характеризуются триклинной упорядоченностью. Однако, упорядоченность калишпатов основной массы, как правило, достигает гораздо более высокой степени, чем порфиоровидных. Кроме того, кали-натровые полевые шпаты основной массы обладают более высокой степенью триклинности, чем порфиоровидные, идиоморфные образования этого минерала.

Произведенные коноскопические определения показали, что величина отрицательного угла оптических осей в порфиоровидных образованиях кали-

Угол гранитоидов Рквийской интрузии в общем варьирует в пределах $58-60^\circ$, а величина $\angle Ng \perp (010)$ в пределах $0 - 5,5^\circ$ (табл. I). Иногда колебания $-2V$ наблюдаются в пределах даже одного кристалла порфириовидных калишпата (в таких случаях при построении вариационной кривой нами учитывалась та величина $-2V$, которая наиболее характерна для данного кристалла калишпата).

На основании произведенных замеров, а также учитывая наличие проявлений микроклиновой решетки, можем констатировать, что в общем степень упорядочения порфириовидных кали-натровых полевых шпатов колеблется в довольно широких пределах - от 0,35 до 1. Причем наиболее широко распространены те из них, степень упорядочения которых находится в пределах 0,4 - 0,7. На основании вариационной кривой S_{Tr} (рис. 17) можно заключить, что для гранитов Рквийской интрузии наиболее характерны порфириовидные калишпаты, степень упорядочения которых равняется или приближается к 0,6.

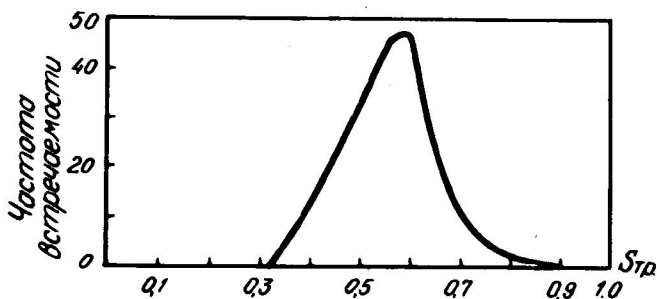


Рис. 17. Вариационная кривая степеней упорядочения порфириовидных калишпатов (96 определений).

Оптическая триклинность нерешетчатых порфириовидных калишпатов гранитов Рквийской интрузии, как правило, имеет низкие значения. Величина Δ_0 в большинстве случаев находится в пределах $0,10 - 0,25$, а иногда принимает значения даже равные 0; и лишь в редких случаях превышает 0,3 (табл. I).

Наряду с низкими значениями оптической триклинности, нерешетчатые, порфириовидные кристаллы калишпата гранитов Рквийской интрузии обладают и низкими значениями рентгеновской триклинности (табл. 2). Очень характерно, что на всех дифрактограммах нерешетчатых порфириовидных кристаллов калишпата, взятых из совершенно различных участков Рквийской интрузии, пик (131) никогда не бывает расщепленным; более того, он всегда узок, очень четок и не проявляет даже следов диффузности. Ясно, что величина рентгеновской триклинности большей массы этих калишпатов равняется или по крайней мере очень близка к 0. На основании полученных данных можно предположить, что в этих кристаллах калишпата кристорежетчатое двойникование или вообще отсутствует, или имеет субрентгеновский характер.

Таблица I. Оптическая упорядоченность и триклинность порфи-
ровидных калишпатов гранитов Рквийской интрузии

Степень оптической упорядоченности		Степень оптической триклинности	
- 2V	$\Delta\sigma$	$\angle Ng \perp$ (OIO)	$\Delta\sigma$
65	0,52	0,5	0,03
68	0,60	2	0,11
66	0,55	3,5	0,19
59	0,38	2	0,11
70	0,65	3	0,16
66	0,55	1	0,06
64	0,50	1	0,06
66	0,55	3	0,16
60	0,40	4	0,22
68	0,60	0	0
72	0,70	0,5	0,03
63	0,47	3	0,16
65	0,52	2,5	0,13
64	0,50	0	0
64	0,50	2,5	0,13
61	0,43	2	0,11
63	0,47	3	0,16
60	0,40	4	0,22
62	0,45	2	0,11
65	0,52	1	0,06
64	0,50	3	0,16
64	0,50	1,5	0,08
62	0,45	3	0,16
63	0,47	3	0,16
65	0,52	2	0,11
74	0,75	2	0,11
66	0,55	4,5	0,25
63	0,47	2,5	0,13
59	0,38	0	0
60	0,40	1,5	0,08
70	0,65	0	0
61	0,43	0,5	0,03
66	0,55	0,5	0,03
64	0,50	4	0,22
80	0,90	5,5	0,31
67	0,57	2,5	0,13
65	0,52	3,5	0,19
60	0,40	4	0,22
58	0,35	0	0
60	0,40	2,5	0,13
63	0,47	3	0,16
62	0,45	4,5	0,25

I	2	3	4
66	0,55	0	0
6I	0,43	0	0
63	0,47	1,5	0,08
62	0,45	1	0,06
6I	0,43	3	0,16
63	0,47	0,5	0,03
62	0,45	0,5	0,03
63	0,47	3,5	0,19
6I	0,43	3,5	0,19

Таблица 2. Рентгеновская триклинность калишпатов гранитов Рквийской интрузии

Излучение	(I3I)		(I3I)		Δd	Δp	Примечание
	Q	d	Q	d			
I	2	3	4	5	6	7	8
Си	14,89	2,9914	-	-	-	0	Порфирировидные образования калишпата
"	14,89	2,9914	-	-	-	0	
"	14,89	2,9914	-	-	-	0	
"	14,92	2,9856	-	-	-	0	
"	14,89	2,9914	-	-	-	0	
"	14,92	2,9856	-	-	-	0	
"	14,89	2,9914	-	-	-	0	
"	14,89	2,9914	-	-	-	0	
"	14,91	2,9876	-	-	-	0	
"	14,92	2,9856	-	-	-	0	
Fe	18,90	2,9824	-	-	-	0	
"	18,90	2,9824	-	-	-	0	
"	18,95	2,9748	-	-	-	0	
"	18,95	2,9748	-	-	-	0	
"	18,88	2,9854	-	-	-	0,5	Калишпат основной массы
"	18,87	2,9869	-	-	-	0,5	
"	18,88	2,9854	-	-	-	0,5	
"	18,86	2,9884	-	-	-	0,5	
"	18,88	2,9854	-	-	-	0,5	
"	18,59	3,0303	18,90	2,9824	0,0479	0,60	
"	18,86	2,9884	19,20	2,9375	0,0509	0,63	
"	18,68	3,0162	19,03	2,9627	0,0535	0,63	
"	18,65	3,0209	18,98	2,9702	0,0507	0,63	
"	18,65	3,0209	19,06	2,9582	0,0627	0,75	
"	18,68	3,0162	19,11	2,9508	0,0654	0,75	
"	18,63	3,0241	19,04	2,9612	0,0629	0,75	
"	18,57	3,0335	19,01	2,9657	0,0678	0,88	
"	18,61	3,0271	19,06	2,9582	0,0689	0,88	

I	2	3	4	5	6	7	8
Fe	18,64	3,0225	19,10	2,9523	0,0702	0,88	
"	18,61	3,0271	19,06	2,9582	0,0679	0,88	
"	18,65	3,0225	19,12	2,9493	0,0732	0,92	

Таблица 3. Валовое процентное содержание Or, Ab и An в кали-натровых полевых шпатах Рквийской интрузии

Тип калишпата	О к с л ы			М о л . %			Литературный источник
	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	Or	Ab	An	
Порфи- ровид- ный вкрап- ленник	13,58	1,93	0,24	74,61	24,35	1,04	По П.А.Топурия (1938)
	12,41	2,05	0,25	78,34	20,18	1,48	Данные автора
	11,98	2,65	0,25	73,20	25,36	1,44	
	11,76	2,24	0,25	76,92	21,54	1,54	
Кали- шпат основ- ной массы	14,23	1,57	0,25	84,44	14,45	1,11	По П.А.Топурия (1938)
	13,10	1,67	0,25	82,39	16,12	1,49	Данные автора
	12,50	1,67	0,25	83,38	15,05	1,57	

Приведенные оптические и рентгенографические константы показывают, что порфириновые вкрапленники калишпата в гранитах Рквийской интрузии, как правило, представлены малоупорядоченными структурно-оптическими типами, соответствующими (по S_{1P} и Δ_0) высоким промежуточным ортоклазом и высоким промежуточным триклинным ортоклазом; более неупорядоченные структурно-оптические типы, низкие высокие ортоклазы и низкие высокие триклинные ортоклазы, наблюдаются гораздо реже. Редко встречаются также низкие промежуточные триклинные ортоклазы, переходящие в низкие триклинные ортоклазы.

Значительно более широкое распространение в основной массе гранитов Рквийской интрузии максимальных решетчатых микроклинов показатель того, что для нее характерно наличие высокоупорядоченных структурно-оптических типов калишпата. Это подтверждается и изучением структурного состояния нерешетчатых кристаллов калишпата основной массы. В частности произведенные измерения показали, что степень упорядочения нерешетчатых калишпатов основной массы в общем изменяется от 0,4 до 1; причем наиболее широким распространением пользуются кристаллы, степень упорядочения которых превышает 0,7-0,8 (рис.18). Таким образом, хотя общие пределы колебания величины степени порядка калишпатов основной массы и порфириновых образований примерно одинаковы, однако в первом случае преобладают высокие значения степени упорядочения, а во втором - сравнительно низкие.

Данные рентгенографических определений позволяют заключить, что степень рентгеновской триклинности нерешетчатых калишпатов основной массы, как правило, значительно преобладает над степенью триклинности

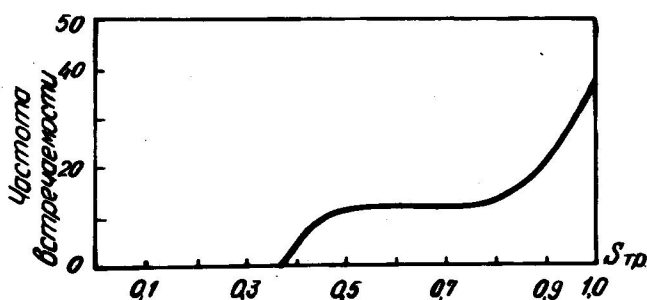


Рис. 18. Вариационная кривая степеней упорядочения нерешетчатых калишпатов основной массы (60 определений).

нерешетчатых кристаллов порфиридного калишпата, которая близка к 0. На дифрактограммах кали-натровых полевых шпатов из основной массы пик (131) или расщеплен и образует ясно выраженный дублет пиков (131) и ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$) или же — диффузный. На основании рентгеновских данных мы приходим к выводу, что $\Delta\rho$ кали-натровых полевых шпатов основной массы гранитов Рквийской нагрузки, как правило, близок или превышает 0,5 и нередко принимает значения близкие к единице. Не исключено, что в основной массе гранитов Рквийской интрузии присутствуют зерна калишпата и с более низкими значениями $\Delta\rho$, однако над ними безусловно значительно преобладают триклинные разновидности, которые и определили общую картину дифрактограммы.

Судя по степени упорядочения и рентгеновской триклинности, можно заключить, что нерешетчатые кали-натровые полевые шпаты основной массы гранитов Рквийской интрузии, по структурному состоянию в подавляющем большинстве случаев соответствуют низким триклинным ортоклазам ($S_{тр} = 0,90 - 1,00$) и низким промежуточным триклинным ортоклазам ($S_{тр}$ от 0,5-0,6 до 0,9). Некоторая же часть калишпатов основной массы представлена высоким промежуточным ортоклазом ($S_{тр}$ от 0,4 до 0,5-0,6). Полученные данные со всей очевидностью свидетельствуют о том, что калишпаты основной массы, в общем, представлены гораздо более упорядоченными структурно-оптическими типами, чем калишпаты порфиридных образований.

На основании химических анализов П.А.Топурия (1938) еще в 30-х годах констатировал более высокое валовое процентное содержание альбитового компонента в порфиридном калишпате, чем в калишпате основной массы гранитов Рквийской интрузии. Кроме того, на основании подсчетов под микроскопом (с помощью окуляра Гиршвальда), П.А.Топурия установил значительно более интенсивную пертитизацию порфиридных калишпатов (микр. — 89,8%; альбит — 10,2%) чем калишпатов основной массы (микр. — 99%; альбит — 1%).

Наши данные (табл. 3) хорошо согласуются с данными П.А.Топурия о более высоком валовом процентном содержании альбитовой составляющей в порфиридных калишпатах, чем в калишпатах основной массы описывае-

ных пород. Приведенные в табл.3 пересчеты показывают, что валовое процентное содержание альбитовой составляющей в порфиroidных образованиях калишпата колеблется в пределах 20,18 - 25,36%, а в калишпате основной массы - в пределах 14,45% - 16,12%.

Рентгенографические данные о составе гомогенных твердых растворов калишпатов гранитов Рквийской интрузии (табл.4) показывают, что состав гомогенного твердого раствора порфиroidных калишпатов в большинстве случаев соответствует составу гомогенного твердого раствора калишпата основной массы, содержащей около 10% альбитового компонента. Однако в некоторых случаях процентное содержание альбита в гомогенном твердом растворе порфиroidных калишпатов почти вдвое превышает указанную величину и достигает 15-18%. Учитывая эти данные, а также высокое валовое содержание альбита в порфиroidных калишпатах и их интенсивную пертитизацию, возникшую в результате распада, мы приходим к выводу, что содержание альбитового компонента в первоначальном гомогенном твердом растворе порфиroidных калишпатов, по-видимому, было около 25%. В то же время, учитывая (а) низкое валовое содержание альбита в калишпате основной массы, (б) их значительно низкую степень пертитизации и то, что (в) в них часть пертитов, видимо, является продуктом замещения, а не распада, можно допустить, что нынешний состав гомогенного твердого раствора калишпатов основной массы ($Or_{90} Ab_{10}$) значительно не отличается от их первоначального состава. Степень метастабильности первоначальных гомогенных твердых растворов порфиroidных калишпатов основной массы из-за различного процентного содержания альбитового компонента при низких температурах, безусловно, была различной. Поэтому распад гомогенного твердого раствора порфиroidных калишпатов был значительно более интенсивным, чем гомогенного твердого раствора калишпатов основной массы. В конечном счете неравномерный распад привел к выравниванию составов гомогенных твердых растворов, а также к различной степени их пертитизации.

Учитывая состав гомогенного твердого раствора калишпатов основной массы, значительно более низкую степень их пертитизации и то, что они кристаллизовались совместно с значительно более кислым плагиоклазом, с полной уверенностью можно заключить: в гранитах Рквийской интрузии вкрапленники калишпата кристаллизовались при гораздо более высокой температуре, чем калишпаты основной массы. Эти данные находятся в полном соответствии с высокотемпературным габитусом этих вкрапленников, о чем уже говорилось.

Учитывая вышеуказанные данные, по двуполевошпатовому геологическому термометру можно сделать вывод, что большая часть калишпата основной массы кристаллизовалась при температуре порядка 450-600°C и ниже. Однако не исключено, что какая-то (относительно малая) часть калишпатов основной массы кристаллизовалась при несколько более высокой температуре, чем 600°C; но верхний предел этой температуры безусловно был ниже, чем температура кристаллизации вкрапленников калишпата.

По двуполевошпатовому геологическому термометру аналогичным образом можно определить, что температура кристаллизации вкрапленников ка-

Таблица 4. Определение гомогенных твердых растворов калишпатов гранитов Рквийской интрузии

Излучение	(20I) σ_T		Состав гомогенного твердого раствора, %		Примечание
	q	d	Ab	Or	
Сu	10,51	4,21	10	90	Порфириновые образования калишпата
"	10,51	4,21	10	90	
"	10,49	4,22	5	85	
"	10,51	4,21	10	90	
"	10,50	4,22	5	95	
"	10,54	4,20	15	85	
Fe	14,49	4,22	5	95	
Сu	10,48	4,23	0	0	
"	10,52	4,21	10	90	
"	10,52	4,21	10	90	
Fe	13,26	4,21	10	90	
"	13,26	4,21	10	90	
"	13,32	4,19	18	82	
"	13,33	4,19	18	82	
"	13,36	4,21	10	90	Калишпат основной массы
"	13,26	4,21	10	90	
"	13,26	4,21	10	90	
"	13,22	4,22	5	95	
"	13,22	4,22	5	95	
"	13,26	4,21	10	90	
"	13,26	4,21	10	90	
"	13,18	4,23	0	100	
"	13,26	4,21	10	90	
"	13,22	4,22	5	95	
"	13,18	4,23	0	100	
"	13,26	4,21	10	90	
"	13,22	4,22	5	95	
"	13,22	4,22	5	95	
"	13,26	4,21	10	90	

лишпата Рквийских гранитов была порядка 650°C , а возможно и выше.

Подводя итог изложенному можно констатировать, что порфириновые вкрапленники калишпата гранитов Рквийской интрузии по ряду признаков резко отличаются от калишпатов основной массы.

Эти различия главным образом сводятся к следующему:

1. Морфологические: а) вкрапленники калишпата ясно идиоморфны и имеют высокотемпературный кристаллографический габитус; б) калишпат основной массы, как правило, лишен всякого идиоморфизма и в очень редких случаях идиоморфен в отношении только кварца.

2. Морфологические особенности включений плагиоклаза и слюды: а) эти включения в порфириновых калишпатах идиоморфны и располагаются ориентированно (по зонам роста); б) включения слюды и плагиоклаза в

калишпатах основной массы содержатся редко; они, как правило, сильно корродированы, лишены всякого идиоморфизма (клочкообразны) и в кристаллах калишпата (также как и в основной массе этих гранитов) располагаются совершенно беспорядочно.

3. Особенности химического состава: а) вкрапленники калишпата богаты альбитовой составляющей и обычно интенсивно пертитизированы; б) калишпаты основной массы сравнительно бедны альбитовой составляющей и менее интенсивно пертитизированы, чем вкрапленники.

4. Упорядоченность: а) вкрапленники калишпата, как правило, характеризуются низкой степенью триклинной упорядоченности ($S_{TP} = 0,4 - 0,7$); б) калишпаты основной массы обычно характеризуются высокой степенью триклинной упорядоченности, часто достигающей максимальной ($S_{TP} = 0,7 - 1$).

5. Триклинность: а) вкрапленники калишпата характеризуются низкими значениями оптической ($\Delta_D = 0 - 0,25$ см рис.36) и рентгеновской ($\Delta_D \approx 0$; пик (131) не расщеплен и узкий) триклинности; б) калишпаты основной массы характеризуются значительной триклинностью, очень часто достигающей максимальных значений.

6. Двойникование: а) вкрапленники калишпата часто образуют простые двойники по карлсбадскому закону; полисинтетическое двойникование в них, как правило, имеет участковое разнотипие или отсутствует вовсе; б) калишпаты основной массы в большинстве случаев представлены решетчато-сдвойникованными кристаллами.

7. Различие температурных условий кристаллизации, по данным двухполюсоватовой термометрии: а) вкрапленники калишпата кристаллизовались при температуре порядка 650°C ; б) калишпаты основной массы кристаллизовались при температуре порядка $450 - 500^{\circ}\text{C}$ и ниже.

Характер изменения структурного состояния калишпатов гранитов Рквийской интрузии является одним из веских аргументов, доказывающих более раннюю кристаллизацию крупных образований калишпата этих гранитов по сравнению с калишпатами основной массы. Это со всей очевидностью вытекает из того, что: в природе, в условиях понижающейся температуры вполне допустима кристаллизация более упорядоченных калишпатов, вслед за менее упорядоченными (обратное же явление совершенно исключено); невозможно допустить, что менее упорядоченные крупные образования калишпата в Рквийских гранитах образовались после (или синхронно) более упорядоченных калишпатов основной массы; так как, каким бы способом не происходило формирование крупных калишпатов Рквийских гранитов (путем кристаллизации из расплава, метасоматически, путем собирательной перекристаллизации), создавшиеся температурные условия кристаллизации малоупорядоченных структурных типов калишпата, неминуемо и очень быстро (в геологических масштабах исчисления времени, можно сказать—"мгновенно") привели бы к соответственному разупорядочению структуры всех зерен калишпата основной массы, и степени порядка крупных и мелких образований этого минерала полностью выравнились бы.

Значение данного аргумента усиливается тем обстоятельством, что он находится в полном согласии с другими фактами и особенностями, рассмотренными в настоящей работе.

Многие из приведенных нами фактов находят свои аналоги в особенностях магматических порфировидных горных пород (в том числе гранитоидных) самых различных геологических регионов СССР. В частности, если учесть литературные данные, можно обнаружить аналогию определенных черт калишпатов Рквийской интрузии с калишпатами магматических порфировидных гранитоидов Забайкалья (Шмакин, Афонина, 1967; Панов, 1966, 1968; Литвинов, Соломин, 1967), главной интрузивной фазы Каибского массива (Дмитриев, 1956), Анабарского щита (Лопатин, Герасимов, 1968), Таймыра (Махлаев, Короткевич, 1968), зоны обрамления Алданского щита (Седова, Котов, 1967) и т.д. Совершенно аналогичными морфологическими особенностями и упорядоченностью (об этом свидетельствует характер изменения - 2V) характеризуются также вкрапленники калишпата из порфировидных магматических сиенитов восточной части Киргизского хребта (Туровский, 1954). Можно провести параллель и между характером изменения морфологических особенностей и химизма калишпатов в гранитах Рквийской интрузии и изменением тех же характеристик пироксенов, выделившихся в различных фазах становления некоторых основных магматических горных пород Грузии (Манвелидзе, 1964).

Интересны различные данные о температурных условиях формирования калишпатов в порфировидных магматических гранитоидах различных геологических регионов.

Согласно Л.В.Дмитриеву (1956), в порфировидных гранитоидах главной интрузивной фазы Каибского массива, кристаллизующихся практически в закрытой системе, в соответствии с законом эвтектики, моноклинный калишпат ("ортоклаз") образовался в раннемагматическую стадию при температуре 800 - 1000°C; в позднемагматическую стадию, при значительно более низких температурах, в этих породах кристаллизовался триклинный калишпат ("микроклин").

По данным Б.М.Шмакина и Г.Г.Афониной (1967), в магматических порфировидных гранитах Восточного Забайкалья моноклинные калишпаты вкрапленников являются более высокотемпературными, чем триклинные калишпаты основной массы (конкретные температуры образования авторами не указываются).

Согласно И.С.Седовой и Н.В.Котову (1967), в магматических порфировидных гранитах Южного обрамления Алданского щита моноклинные, неупорядоченные, калишпаты образовались при температуре 580- 680°C.

Согласно Б.Г.Лопатину и В.Н.Герасимову (1968) в гранитах Анабарского щита температура образования неупорядоченных моноклинных ортоклазов равна примерно 650°C.

По Л.В.Махлаеву и А.Ф.Короткевичу (1968) в докембрийских порфировидных гранитоидах Таймыра неупорядоченный моноклинный калишпат (высокий ортоклаз) вкрапленников формировался при температуре 550-650°C и выше.

На высокую температуру образования порфировидных вкрапленников

калишпата магматических сиенитов восточной части Киргизского хребта указывал С.Д.Туровский (1954).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что моноклинные, малоупорядоченные калишпаты формируются при температуре 600–1000°C, что согласуется с нашими данными.

Особенности полевых шпатов порфиroidных гранитов Рквийской интрузии обусловлены совершенно определенными общими закономерностями, которые возникают при определенных физико-химических условиях застывания гранитной магмы, в самых различных геологических регионах.

На основании вышеизложенного мы приходим к заключению, что наблюдаемые особенности калишпатов порфиroidных гранитоидов Рквийской интрузии (наряду с другими их петрографическими особенностями) со всей очевидностью свидетельствуют о магматическом происхождении этих пород (Манвеладзе, 1964, 1968^{2,3}, 1969, 1970). Следовательно, особенности калишпата для данных гранитоидов приобретают значение генетического критерия. Указанный комплекс различий между калишпатами вкрапленников и калишпатами основной массы гранитов легко объясняется с точки зрения магматического происхождения этих пород; более того, с этой точки зрения отмеченные различия кажутся даже обязательными. Кроме того, с магматической точки зрения совершенно понятны и другие петрографические особенности: а) наличие ясно и четко выраженной гипидиоморфнозернистой структуры; б) четкая обособленность порфиroidных вкрапленников калишпата от основной массы; в) постоянство количественно-минерального состава; г) зональность и изменчивость состава плагиоклаза и т.д.. Однако нет возможности логически обосновать и объяснить рассмотренный в работе комплекс особенностей гранитов Рквийской интрузии и их калишпатов с точки зрения их метасоматического генезиса; по нашему мнению это предельно ясно.

Анализ изложенных в работе данных позволяет объяснить формирование различных структурных типов калишпата в гранитах Рквийской интрузии.

Порфиroidные вкрапленники образовались в раннемагматическую стадию формирования этих пород. До начала кристаллизации вкрапленников калишпата в магматическом расплаве имелось только некоторое количество кристаллов слюды и основного плагиоклаза, которые прилипали к граням относительно быстро растущих кристаллов калишпата и оказывались захваченными ими. Этот механизм захвата объясняет ориентированное расположение включений идиоморфных кристаллов слюды и основного плагиоклаза относительно граней вкрапленников калишпата. Факт кристаллизации вкрапленников калишпата в раннемагматическую стадию, а также их быстрый рост следует рассматривать как стремление случайной магматической смеси дать эвтектику путем первоначального выделения избыточного компонента в виде вкрапленников. Мы считаем, что механизм образования крупных кристаллов калишпата в гранитах Рквийской интрузии соответствует представлениям Левинсон-Лессинга (1955) об образовании вкрапленников различных минералов вообще.

Совершенно очевидно, что главнейшим фактором, обусловившим малоупорядоченность вкрапленников-калишпата, была высокая температура их кристаллизации. Относительно высокая скорость кристаллизации вкрапленников калишпата Рквийских гранитов, могла также способствовать возникновению их неупорядоченной структуры, но в данном случае на этот фактор был решающим. Температура кристаллизации была настолько высокой, что этого было вполне достаточно для их формирования с еще менее упорядоченной структурой, вплоть до максимально неупорядоченной. Но этого не произошло, и, видимо, первоначальная степень порядка вкрапленников калишпата была близка $S_{TP} \approx 0,3$. Возникновению менее упорядоченной структуры калишпатов, могло противостоять лишь высокое давление, обусловленное большой (абиссальной) глубиной залегания магматического очага, в котором происходила кристаллизация (Манвелидзе, 1974; Чихелидзе, Хмаладзе, 1977).

Калишпаты основной массы начали кристаллизоваться при значительно более низкой температуре, чем температура кристаллизации вкрапленников. В условиях постепенно понижающейся температуры они кристаллизовались сперва из магматического расплава, в межзерновом пространстве ранее возникших порообразующих минералов, а затем путем замещения других минералов (преимущественно плагиоклаза).

Условие постепенно понижающейся температуры, естественно, не могло не способствовать возникновению различных промежуточных структурных типов калишпата. При этом верхний предел температурного интервала кристаллизации калишпатов основной массы хотя и был ниже значения температуры кристаллизации вкрапленников, однако это не значит, что он обязательно должен был находиться в пределах температурного поля устойчивости (для данного давления) высокоупорядоченных структурных типов калишпата. По всей вероятности, небольшое количество зерен калишпата основной массы кристаллизовалась именно при температуре, выходящей за пределы этого поля, чем и объясняется их относительно низкая степень упорядочения ($S_{TP} \approx 0,4 - 0,7$). Большинство зерен калишпата основной массы кристаллизовалась из расплава в позднемагматическую стадию формирования Рквийской интрузии, в температурном поле устойчивости высокоупорядоченных структурных типов калишпата (для данного давления) и этим определялась их высокая степень порядка.

Калишпат, возникший метасоматическим путем (в позднемагматической и постмагматической фазах формирования Рквийской интрузии), тем более был бы высокоупорядоченным:

- во-первых, потому что он также кристаллизовался в T^0 поле устойчивости высокоупорядоченного структурного типа калишпата;
- во-вторых, потому что метасоматическое замещение - самый легкий способ получения упорядоченного калишпата, осуществимое даже в лабораторных условиях.

Неоднородность структурной упорядоченности и полисинтетического двойникования в пределах одного и того же кристалла калишпата (как вкрапленников, так и основной массы) свидетельствует о том, что в окончательном формировании современного облика калишпатов Рквийской интрузии

эти безусловно большую роль сыграли превращения в твердом состоянии. Этот процесс, должно быть, несколько сгладил первоначальные, еще более ясно выраженные различия между калишпатами вкрапленников и калишпатами основной массы, однако не смог сnivelировать их полностью.

Для развития процессов превращения калишпатов в твердом состоянии необходимо катализаторное влияние летучих компонентов. Говоря о факторе времени, необходимо иметь в виду не геологический возраст калишпатов (породы), а время активного воздействия на них катализаторов.

Если это не так, тогда непонятно: а) почему вкрапленники калишпата разных гранитоидов характеризуются меньшим порядком, чем калишпаты основной массы? б) почему в различных гранитоидах на протяжении сотен миллионов лет (в случае калишпатов гранитов Рквийской интрузии, как минимум, 240 млн. лет) сохраняются неупорядоченные структурные типы калишпатов, вообще?

Если же допустить, что для превращений в твердом состоянии необходимо катализаторное влияние летучих, тогда легко ответить на поставленные вопросы.

Кроме того, сам факт сохранения малоупорядоченных структурных типов калишпата на протяжении сотен миллионов лет достаточно ясно свидетельствует о том, что если возраст калишпата и оказывает хоть какое-то влияние на изменение его первоначального состояния (без влияния катализаторов), то практический его эффект, по сравнению с эффектом влияния других факторов, весьма скромнен.

Калишпаты пегматитов и аляскитов, генетически связанных с Рквийской интрузией. Пегматитовые жилы в Дзирульском массиве характеризуются крайне неравномерным распределением. Их наиболее мощные проявления наблюдаются в западной части массива, недалеко от выходов гранитов Рквийской интрузии, в окрестностях сс. Шроша и Сазано; кроме того, пегматитовые жилы широко распространены и в контактовом ореоле самой Рквийской интрузии. Наряду с отмеченными проявлениями, в Дзирульском массиве известны еще три пегматитовых поля (мечхетурское, сакбульское и Лопанское), из которых два расположены в средней, а одно — в восточной части массива.

Палеозойские гранитоиды аляскитового типа в Дзирульском массиве встречаются спорадически в виде небольших дайковых тел. Иногда аляскиты непосредственно связаны с пегматитами постепенными переходами. Если учитывать пространственные взаимоотношения аляскитов и пегматитов, кажется реальным формирование аляскитов из того же лейкократового раствора-расплава, который дал пегматиты массива (Киласония, 1964 и др.).

Еще в 30-х годах Г.М.Смирнов, Т.Г.Казахашвили и Н.Ф.Татришвили (1938) высказывали мнение, что источником микроклинизации древних пород Дзирульского массива являются аплит-пегматитовые жилы, которые генетически связаны с гранитной магмой. П.А.Топурия (1938) указывал, что в контактовом ореоле Рквийской интрузии процесс микроклинизации наиболее интенсивно развивается там, где нет пегматитовых образований, и

наиболее слабо там, где эти жилы наблюдаются. Позже, отсутствие прямой генетической связи процессов микроклинизации с пегматитами отмечалось и другими исследователями (Заридзе, Татришвили, 1952₂; Одикадзе, 1969 и др.). Однако некоторые исследователи (Киласония, 1964) все-таки придерживались мнения, что источником микроклинизации являются аляскиты.

Надо сказать, что подобные вопросы разбирались и для гранитоидов Кавказского хребта. В частности предположение о генетической связи процессов микроклинизации с мелкими интрузивными телами лейкократовых гранитоидов аляскитового типа высказывалось в 40-х годах Г.Д.Афанасьевым (1949), при изучении явлений микроклинизации в древних порфиробластовых гранитоидах Северного Кавказа (в его западной части). Аналогичное мнение высказывалось Г.А.Михеевым (1965) и другими исследователями. Однако в дальнейшем Н.А.Полквой и С.С.Зембагов (1967) на примере Садно-Згидских метасоматических гранитоидов пришли к заключению, что нет никакого основания считать аляскиты источником калиевого метасоматоза (микроклинизации). В частности, авторами было показано, что на обширных территориях Садона и Згида, сложенных интенсивно микроклинизированными гранитоидами, аляскиты обнаруживаются крайне редко. Аналогичные явления наблюдаются также в Дзирульском массиве, где процессы микроклинизации развиты широко (почти по всей территории этого массива), а аляскиты пользуются сильно ограниченным распространением и встречаются спорадически в виде небольших дайкообразных тел.

Те исследователи гранитоидов Дзирульского массива, которые отрицали магматический генезис гранитоидов Рквийской интрузии (так или иначе отождествляли эти породы с порфиробластовыми метасоматическими гранитоидами массива), естественно, отрицали также и генетическую связь пегматитов и аляскитов с гранитной магмой, давшей данную интрузию. Однако, по нашему мнению, такие взгляды характеризуются не большей обоснованностью, чем представления об идентичности гранитов Рквийской интрузии с порфиробластовыми гранитоидами Дзирульского массива.

Учитывая наличие в Дзирульском массиве крупной палеозойской гранитоидной интрузии (Рквийской интрузии), сложенной типичными магматическими гранитоидами, невозможно не отдать предпочтение тем представлениям, согласно которым пегматиты, аляскиты и микроклинизирующие растворы генетически связаны с гранитной магмой, давшей эту интрузию. Это доказывается многочисленными данными различного характера (Твалчрелидзе, 1927; Кузнецова, 1931; Топурия, 1938; Белянкин, Петров, 1945; Чихелидзе, 1948; Одикадзе, 1960, 1969 и др.). С такими представлениями находятся в полном логическом соответствии также результаты исследования калишпатов пегматитов и аляскитов Дзирульского массива (Манвелдидзе, 1968, 1970).

Аляскиты Дзирульского массива макроскопически представляют собой среднеравнозернистые плотные лейкократовые породы. Главными породообразующими минералами являются калишпат, кислый плагиоклаз и кварц; нередко в совершенно ничтожном количестве содержится биотит, который обычно интенсивно хлоритизирован. В виде аксессуариев присутствуют апатит и рудный минерал.

Калишпат в аляскитах всегда аллотриоморфен и в большинстве случаев лишен включений других минералов. В них, как правило, не обнаруживается и интенсивная пертитизация.

В гомогенном твердом растворе калишпатов аляскитов содержание альбита составляет 0–10%. Следовательно, температура кристаллизации калишпата и равновесно существующего с ним кислого плагиоклаза (альбит–олигоклаз) была порядка 350–450°C.

В аляскитах Дзирульского массива калишпат в большинстве случаев характеризуется четко выраженной микроклиновой решеткой. Реже встречаются нерешетчатые индивиды калишпата, также принадлежащие к высокоупорядоченным структурным типам, с высокими значениями степеней порядка ($S_{тр} = 0,95-1$) и рентгеновской триклинности ($\Delta\rho = 0,84-1$).

По температурным условиям формирования и по структурному состоянию калишпаты пегматитов сходны с калишпатами аляскитов.

Как показали исследования калишпат с кварцем, кислый плагиоклаз (альбит, олигоклаз) и мусковит являются главнейшими порообразующими минералами пегматитовых жил массива; в подчиненном количестве, иногда наблюдаются образования биотита, граната и турмалина. Кроме того, рядом исследователей в этих жилах установлено наличие множества акцессорных и вторичных минералов.

В некоторых пегматитовых жилах массива установлено увеличение размеров кристаллов калишпата, а также других минералов (кварца, берилла, граната, турмалина и др.) от зальбандов к центру. Эту закономерность Г.Л.Одикадзе (1960) объясняет постепенной кристаллизацией пегматитового расплава в относительно замкнутой камере.

В пегматитовых жилах Дзирульского массива калишпат, как правило, образует крупные (10–50 см в поперечнике) аллотриоморфные кристаллы, у которых лишь очень редко наблюдаются отдельные, идиоморфно развитые кристаллографические грани. Г.Л.Одикадзе (1960) описывает случай нахождения полностью идиоморфного кристалла (размером 6x10 см) калишпата в пегматитах массива (рис.19). По своему габитусу он резко отличается от идиоморфных, порфиroidных кристаллов калишпата Рквийских гранитов (сравните рис.19 с рис. 5 и 6). На основании наблюдаемых различий и в силу вышеупомянутой закономерности (Ферсман, 1940; Туровский, 1954 и др.) можно принять, что даже наиболее ранние (идиоморфные) образования калишпата пегматитовых жил кристаллизовались при значительно более низкой температуре, чем порфиroidные образования калишпата Рквийских гранитов. Это подтверждается и данными дуполевошпатового геологического термометра.

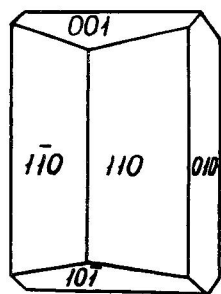


Рис.19. Схематическая зарисовка идиоморфного кристалла калишпата из пегматитовой жилы Дзирульского массива (по Г.Л.Одикадзе, 1960).

В гомогенном твердом растворе калишпатов пегматитов содержание альбитовой составляющей, как правило, находится в пределах 0–10%; только лишь в гомогенном твердом растворе некоторых калишпатов пегматитовых жил Сазанойского поля было установлено со-

держание альбита до 15%. Эти данные свидетельствуют о том, что в пегматитах Дзирульского массива температура кристаллизации калишпата и равновесно сосуществующего с ним кислого плагиоклаза находилась в пределах 350–450°C и лишь изредка могла достигать 500° (Манвелидзе, 1970).

Как показали микроскопические наблюдения, в подавляющем большинстве случаев в пегматитовых жилах Дзирульского массива калишпаты представлены решетчатыми микроклинами. Микроклиновая решетка всегда выражена очень резко и полностью покрывает кристаллы калишпата (рис. 20).

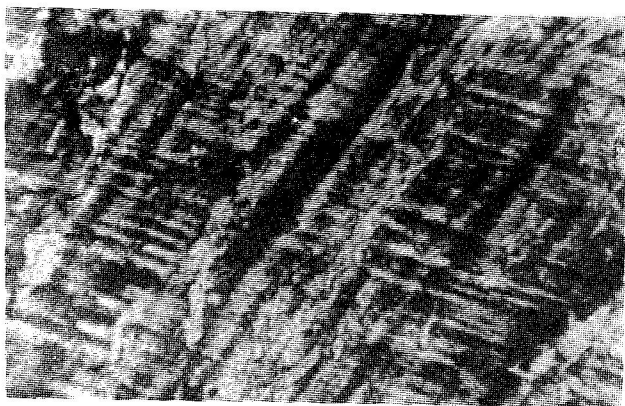


Рис. 20. Микроклиновая решетка в калишпате пегматитовой жилы (Ник+, увел. 9x8).

Однако, наряду с пегматитами, содержащими только решетчатые микроклины, иногда встречаются и такие, в которых присутствуют также нерешетчатые разновидности калишпата. Такие образцы из пегматитовых жил нами были встречены в северной и южной перифериях Рквийской интрузии, на Сазанойском и Шрошинском пегматитовых полях, в ущ. р. Моланисцкали и в ущ. р. Дзирула – между с.с. Чаловани и Хвани.

На основании полученных оптических и рентгенографических констант (Манвелидзе, 1970) устанавливается, что нерешетчатые калишпаты пегматитовых жил обычно также представлены высокоупорядоченными триклинными разновидностями. Среди них наиболее широким распространением пользуются близкие триклинные ортоклазы ($S_{TP} = 0,90-I$; $\Delta_p = 0,73-I$; $\Delta_o = 0,80-I,00$), переходящие в субмикроскопически sdвойникованный крипторешетчатый микроклин ($S_{TP} = 0,90-I$; $\Delta_p = 0,74-I$; $\Delta_o = 0,36-0,44$). Среди нерешетчатых разновидностей калишпата пегматитовых жил редко встречаются также промежуточные триклинные ортоклады ($S_{TP} = 0,40-0,90$; $\Delta_p = 0,5-0,8$; $\Delta_o = 0,II-I$), которые иногда представляют собой субмикроскопически sdвойникованные разновидности. На фоне доминирующей распространенности максимальных микроклинов значение промежуточных триклинных ортоклазов совершенно ничтожно.

Если принять, что пегматиты и аляскиты кристаллизовались из остаточного расплава магмы (давшей Рквийскую интрузию), тогда следует допустить, что эффективность влияния некоторых факторов, способствующих формированию высокоупорядоченных структурных типов калишпата (более

низкая температура кристаллизации, катализаторное влияние воды и других летучих), по сравнению с гранитами Рквийской интрузии в пегматитах и аляскитах должно возрастать. Следовательно, будет наблюдаться и общее возрастание степени порядка структурного состояния калишпатов пегматитов и аляскитов по сравнению с калишпатами Рквийских гранитов. Как показывает вышеизложенное, наблюдаемые в природе факты полностью отвечают этой схеме, что является доказательством ее реальности.

Гранитоиды Улукамского типа

В антиклинории Главного Кавказского хребта наблюдаются выходы магматических двуслюдяных гранитов. Эти магматические граниты в литературных источниках обычно именуется "гранитами улукамского типа".

В пределах Грузии граниты улукамского типа обнажаются в верховьях р. Накра и Ненкра, а также в районе перевала Донгуз-Орун.

Главнейшими породообразующими минералами этих пород являются биотит, мусковит, плагиоклаз, калишпат и кварц; вторичными — серицит, пелитовое вещество и, видимо, некоторое количество мусковита. Из аксессуаров чаще всего наблюдаются апатит, циркон и рудный минерал.

По внешнему облику граниты улукамского типа резко отличаются от гранитов Рквийской интрузии отсутствием порфириовидных вкрапленников. Кроме того, граниты улукамского типа значительно мелкозернистее, чем основная масса гранитов Рквийской интрузии. Однако по целому ряду петрографических признаков между этими типами гранитоидов существует определенное сходство: 1) они обладают ясно выраженной гипидиоморфнозернистой структурой; в то же время в них можно увидеть элементы бластических структур; 2) полное отсутствие полосчатых текстур; 3) выдержанность минералогического и химического состава; 4) зональность плагиоклаза; 5) выдержанность размера зернистости.

Как показали проведенные нами микроскопические наблюдения, морфологические особенности взаимоотношений полевых шпатов между собой и с другими породообразующими минералами совершенно аналогичны тем морфологическим взаимоотношениям породообразующих минералов, которые наблюдаются в основной массе гранитов Рквийской интрузии. А минералогические исследования показали, что большое сходство обнаруживается и в структурном состоянии калишпатов гранитов улукамского типа и основной массы порфириовидных гранитов Рквийской интрузии.

Плагиоклазы гранитов улукамского типа в основном представлены кислыми разновидностями альбит-олигоклазового ряда. Зерна этого минерала иногда обнаруживают зональное строение (зональность прямая). Внутренние зоны плагиоклаза всегда идиоморфны и по составу более основные (до M_{30}) чем периферические зоны или незональные кристаллы данного минерала. Периферические зоны зональных плагиоклазов, а также незональные кристаллы этого минерала обладают значительно меньшей степенью идиоморфизма, чем центральные зоны зональных кристаллов.

Калишпат гранитов улукамского типа по морфологическим особенностям и по характеру морфологических взаимоотношений с другими породообразующими минералами (в том числе с плагиоклазом) аналогичен калишпату основной массы гранитов Рквийской интрузии. Аналогичны они также по характеру пертитизации и по развитию решетчатого двойникования.

Степень оптической упорядоченности калишпатов гранитов улукамского типа колеблется от 0,4 до 1; при этом наиболее широко развиты высокоупорядоченные разновидности калишпата (рис.21). Характерно, что зерна калишпата с значительно различной степенью порядка нередко встречаются в пределах одного образца, или даже одного шлифа.

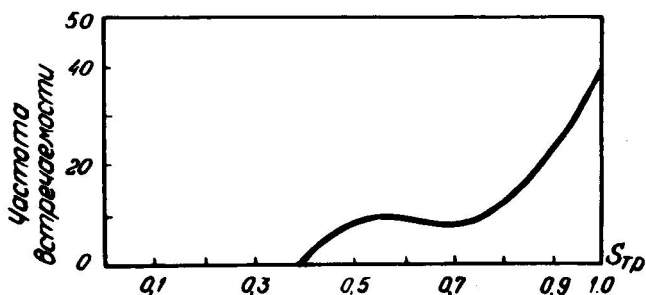


Рис.21. Вариационная кривая степеней упорядочения нерешетчатых калишпатов гранитов улукамского типа (35 определений).

На дифрактограммах калишпатов гранитов улукамского типа пик (131) или ясно диффузный или расщеплен на дублет пиков. Полученные результаты показывают (табл.5), что степень рентгеновской триклинности как правило, характеризуется высокими значениями. Учитывая широкое развитие максимальных решетчатых микроклинов, можем констатировать, что в гранитах улукамского типа степень рентгеновской триклинности калишпатов находится в пределах 0,5–1.

В составе гомогенного твердого раствора калишпатов гранитов улукамского типа содержание альбитового компонента не превышает 10% (табл.6). Если учесть, что эти калишпаты равновесно сосуществуют с кислыми плагиоклазами, можем заключить, что температура их образования находится в пределах 300–500°C. Таким образом, калишпаты гранитов улукамского типа аналогичны калишпатам основной массы гранитов Рквийской интрузии как по своему структурному состоянию, так и температурным условиям кристаллизации. Безусловно, именно аналогичность условий формирования и определяет аналогичность их структурного состояния. В частности, содержание в различной степени упорядоченных зерен калишпата в гранитах улукамского типа объясняется их кристаллизацией в условиях постепенно понижающейся температуры; так как температурный интервал кристаллизации калишпатов основной массы рквийских гранитов и гранитов улукамского типа был одинаковым, видимо, потому они и характеризуются аналогичностью своего структурного состояния.

Таблица 5. Рентгеновская триклинность калишпатов
гранитов улукамского типа

$a(I\bar{3}I)$	$a(I\bar{3}I)$	Δa	Δp
2,9884	диффузный	-	$\approx 0,5$
2,9748	то-же	-	$\approx 0,5$
2,9824	"-	-	$\approx 0,5$
2,9869	"-	-	$\approx 0,5$
3,0209	2,9702	0,0507	$\approx 0,63$
3,0209	2,9582	0,0627	0,75
3,0162	2,9508	0,0654	0,75
3,0271	2,9582	0,0689	0,88
3,0335	2,9657	0,0678	0,88
3,0225	2,9493	0,0732	0,92

Таблица 6. Гомогенные твердые растворы калишпатов
гранитов улукамского типа

Излучение	$(20\bar{1})0r$		Состав гомогенного твердого раствора	
	Q	d	Ab	O _r
Fe	I3, I8	4,23	0	100
"	I3,26	4,2I	10	90
"	I3,26	4,2I	10	90
"	I3,26	4,2I	10	90
"	I3,22	4,22	5	95
"	I3,26	4,2I	10	90
"	I3,26	4,2I	10	90
"	I3,22	4,22	5	95
"	I3,26	4,2I	10	90
"	I3,26	4,2I	10	90

В 1971 г. калишпаты гранитов улукамского типа с точки зрения явления упорядочения были исследованы Г.К.Цимакурдзе. Его данные полностью соответствуют вышеизложенным и этим подтверждают закономерности изменения порядка калишпатов в зависимости их формирования в ходе становления магматических гранитоидов (Манвелдзе, 1966, 1968, 1969, 1970). Г.К.Цимакурдзе пришел также к выводу, что относительно малоупорядоченные структурно-оптические типы калишпатов гранитов улукамского типа представляют собой образования ранней генерации, а кристаллизация зерен микроклина (т.е. максимально упорядоченных типов калишпата) происходит в завершающую стадию формирования этих гранитов; наличие относительно малоупорядоченных структурно-оптических типов калишпата в

гранитах улукамского типа Г.К.Цимакуридзе (1971) считает одним из признаков, свидетельствующих в пользу кристаллизации отмеченных гранитов из расплава.

Гранитоиды Храмского и Локского кристаллических массивов

Храмский и Локский кристаллические массивы, представляющие собой обнаженные части Артвино-Болнисской глыбы, расположены в южной части Грузинской ССР, примерно в 100 км от г.Тбилиси. Храмский массив находится в юго-западном направлении от столицы Грузии, Локский массив - в юго - юго-западном.

Главнейшими и наиболее распространенными слагающими компонентами Храмского и Локского массивов являются палеозойские гранитоиды. Геология и петрология этих пород неоднократно рассматривались во многих работах (Устиев, 1936; Казахашвили, 1941; Татришвили, 1948; Заридзе, Татришвили, 1945, 1947, 1953, 1959, 1964; Гамкрелидзе, 1957, 1964 и др.), однако, до сих пор нет однозначного решения вопросов генезиса.

На основании проведенных микроскопических наблюдений мы пришли к заключению, что структурные особенности палеозойских гранитоидов Храмского и Локского массивов не позволяют с достаточной убедительностью решать вопрос об их принадлежности к метасоматическому или магматическому генетическому типу. В структуре рассматриваемых гранитоидов, которую в большинстве случаев можно определить как аллотриоморфнозернистую, прослеживаются элементы ясно выраженной бластической структуры; однако морфологические взаимоотношения отдельных породообразующих минералов иногда таковы, что они напоминают элементы слабо выраженной гипидиоморфнозернистой структуры. Последнее обстоятельство, безусловно, затрудняет отнесение рассматриваемых гранитоидов к метасоматическому типу. Но, с другой стороны, как нам кажется, только на этом основании несколько затруднительно категорическое заключение также и о магматическом генезисе, так как в данном случае гипидиоморфные взаимоотношения породообразующих минералов имеют не столь ясный и закономерный характер, как это проявляется в выше рассмотренных магматических палеозойских гранитоидах, или же - в постпалеозойских магматических гранитоидах, о которых мы еще будем говорить. Все же нам представляется, что на данном этапе геолого-петрографического изучения палеозойских гранитоидов Храмского и Локского массивов предварительно предпочтение следует отдать магматической точке зрения их генезиса. Для более точного и однозначного решения данного вопроса, по-видимому, необходимы дальнейшие специальные геолого-петрографические исследования.

В существующих литературных источниках неоднократно подчеркивалось, что в силу принадлежности Храмского и Локского массивов к одному и тому же древнему кристаллическому субстрату, история геологического развития этих массивов идентична и поэтому мы рассматриваем их вместе.

Палеозойские гранитоиды Храмского массива. Хорошие обнажения палеозойских гранитоидов в пределах Храмского массива наблюдаются в ущ. р.Храмы и ее притоков.

Главными слагающими минералами гранитоидов являются: плагиоклаз, кварц, калишпат, роговая обманка, биотит; вторичными – хлорит, мусковит, серицит, эпидот, цоизит, пелитовое вещество и иногда кальцит; в качестве аксессуаров наблюдаются циркон, апатит и рудный минерал. В результате вариаций количественного соотношения главнейших минералов получаются различные разновидности гранитоидов (кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, аляскиты), которые, как правило, связаны между собой постепенными переходами. При этом, как показали исследования, по структурному состоянию и условиям формирования калишпаты всех отмеченных разновидностей гранитоидов идентичны; поэтому здесь мы ограничимся общей оценкой структурного состояния и условий формирования калишпатов палеозойских гранитоидов Храмского массива.

Во всех разновидностях описываемых гранитоидов калишпат характеризуется случайными, резко ксеноморфными очертаниями и четко ограниченными идиоморфными кристаллами никогда не образует. При микроскопических наблюдениях обнаруживается, что контакты калишпатов с другими породообразующими минералами описываемых гранитоидов, в основном, сильно извилисты и зазубрены. Калишпат иногда образует мелкие прожилки, которые часто пересекают все составляющие компоненты гранитоидов и соединяют различные индивиды калишпата. Иногда несколько зерен калишпата, непосредственно примыкающие к друг другу, образуют единый агрегат и располагаются в породе в виде цепочки.

Калишпат порой сильно корродирует плагиоклаз. При этом в плагиоклазе нередко образуются глубокие заливки, расчленяющие (рис.22) его на отдельные части. Оторванные от замещенного плагиоклаза корродированные, одновременно гаснущие, клочкообразные останцы в виде включений часто захватываются калишпатом. Иногда данный процесс приводит к возникновению пертитов замещения в калишпате. Этот тип пертитизации имеет грубоволокнистый или пятнистый характер и в ряде случаев обнаруживает пространственную связь с останцами замещенного плагиоклаза.

В калишпатах гранитоидов Храмского массива встречается и другой тип пертитизации. В частности, в отдельных индивидах калишпата иногда можно наблюдать интенсивное проявление тонковолокнистых, пространственно очень закономерно распределенных пертитов. Данный тип пертитизации, по всей вероятности, возникал путем распада гомогенного твердого раствора. Таким образом, на основании микроскопических наблюдений, в калишпатах гранитоидов Храмского массива можно предполагать присутствие пертитов двух генетических типов: распада и замещения.

В гранитоидах Храмского массива интенсивному корродированию и замещению калишпатом, наряду с плагиоклазом, подвержены и другие компоненты этих пород – слюда и амфибол. При замещении этих минералов, их резорбированные клочкообразные останцы в виде включений часто оказываются захваченными калишпатами.

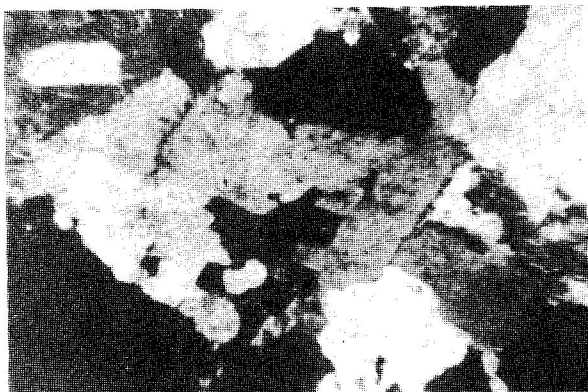


Рис.22. Замещение плагиоклаза калишпатом (темный) в гранитоиде Храмского массива (Ник.+, увел.5,5х10).

Калишпаты гранитоидов Храмского массива, как правило, не обладают четко и резко проявленной микроклиновой решеткой. Во всяком случае, такие калишпаты в изученных нами образцах не были обнаружены. Иногда некоторые индивиды калишпатов обладают пятнистым погасанием, что, возможно, является слабым проявлением решетчатого строения этих индивидов.

Для определения степени упорядочения калишпатов гранитоидов Храмского массива, в толстых шлифах этих пород юноскопическим методом были измерены величины оптических осей калишпатов и определены их S_{TP} . По приведенной диаграмме (рис.23) можно заключить, что наиболее широким распространением в гранитоидах Храмского массива пользуются калишпаты со степенью упорядочения в пределах 0,45-0,7 и калишпаты со степенью упорядочения в пределах 0,8-1.

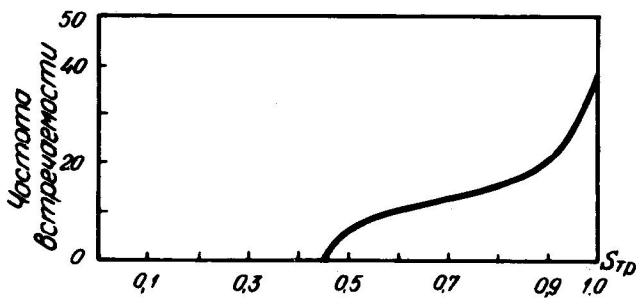


Рис.23. Вариационная кривая степеней упорядочения нерешетчатых калишпатов гранитоидов Храмского массива (52 определений).

На всех рентгеновских дифрактограммах калишпатов гранитоидов Храмского массива пик (131) расщеплен и образует дублет пиков (131) ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$). Вычисления показывают, что степень рентгеновской триклинности в большинстве случаев превышает 0,5 (табл.7). Однако в одном случае

получено значение $\Delta\rho = 0,32$. Исходя из этого можно предположить, что для гранитоидов Храмского массива не совсем чужды также калишпаты с относительно низкими значениями рентгеновской триклинности.

Как видим, калишпаты в гранитоидах Храмского массива в основном представлены высокоупорядоченными разновидностями. Среди них можно выделить промежуточный триклинный ортоклаз, низкий триклинный ортоклаз и кристолитчатый микроклин. Решетчатый максимальный микроклин для гранитоидов Храмского массива не характерен.

На основании рентгенографического определения (табл.7) устанавливается, что процентное содержание альбитовой составляющей в гомогенном твердом растворе этих калишпатов варьирует в пределах 0–15%. В палеозойских гранитоидах Храмского массива калишпат равновесно сосуществует с кислым плагиоклазом альбит–олигоклазового ряда. По характеру распределения альбитового компонента в твердых растворах равновесно сосуществующих полевых шпатов можно заключить, что формирование изученных нами калишпатов происходило в интервале 300–500°C.

Палеозойские гранитоиды Локского массива. Хорошие обнажения палеозойских гранитоидов в пределах Локского массива наблюдаются в ущ. р. р. Локи, Поладаури, Пиназаури и их притоков. Среди гранитоидных пород Локского массива по минералогическому составу различаются: кварцевые диориты, роговообманково–биотитовые, биотитовые, двуслюдные, мусковитовые и аляскитовые гранитоиды.

В кварцевых диоритах калишпат, как правило, отсутствует; в них он наблюдается в довольно редких случаях и в очень малом количестве.

Калишпат является одним из главнейших породообразующих минералов роговообманково–биотитовых, биотитовых, двуслюдяных, мусковитых и аляскитовых гранитоидов, между которыми в различных местах Локского массива наблюдаются совершенно постепенные переходы.

Как показали визуальные наблюдения, калишпат в отмеченных гранитоидах не образует хорошо ограненных идиоморфных кристаллов. Микроскопические наблюдения показывают, что калишпат всегда аллотриоморфен; он развивается в межзерновых пространствах ранее выделенных минералов, при этом сильно корродируя и замещая их. Прожилки калишпата различной мощности нередко пересекают другие породообразующие минералы и соединяют различные индивиды калишпата. В некоторых образцах палеозойских гранитоидов наблюдается пегматитовое срастание калишпата (решетчатого микроклина) с кварцем.

Процессу замещения калишпатом в описываемых гранитоидах особенно интенсивно подвергается плагиоклаз. В результате неравномерного развития процесса замещения, при резорбции плагиоклаза калишпат в нем образует глубокие заливы и поэтому контуры контактов между этими минералами, как правило, сильно извилисты. Плагиоклаз при замещении калишпатом нередко подвергается процессу альбитизации.

Калишпат очень часто расчленяет плагиоклаз на отдельные части. Сильно резорбированные и корродированные частицы замещаемого плагиоклаза нередко со всех сторон окружаются калишпатом и в виде включений

Таблица 7. Результаты рентгенографического исследования калишпатов палеозойских гранитоидов Храмского массива

Порода	Триклинность		Состав гомогенного раствора		твердого
	$\Delta\alpha (I\bar{3}I)-(I\bar{3}I)$	$\Delta\rho$	$\alpha(20I)0z$	% $0z$	
Нормальные граниты	0,0534	0,67	4,22	95	5
	0,0549	0,69	4,21	90	10
	0,0653	0,82	4,23	100	0
	0,0592	0,74	4,23	100	0
	0,0549	0,69	4,23	100	0
	0,0549	0,69	4,23	100	0
	0,0549	0,69	4,23	100	0
	0,0667	0,83	4,22	95	5
	0,0667	0,83	4,23	100	0
	0,0685	0,86	4,23	100	0
	0,0623	0,78	4,22	95	5
	0,0607	0,76	4,23	100	0
	0,0685	0,86	4,23	100	0
	0,0730	0,92	4,21	90	10
	0,0260	0,32	4,20	85	15
	0,0440	0,55	4,22	95	5
	0,0490	0,61	4,23	100	0
	0,0580	0,73	4,21	90	10
0,0710	0,89	4,23	100	0	
Альциты	0,0698	0,87	4,23	100	0
	0,0774	0,97	4,23	100	0
	0,0713	0,89	4,21	90	10
	0,0667	0,83	4,22	95	5

оказываются в зерне этого минерала. Такие включения плагиоклаза, в основном, обладают неправильными геометрическими формами (рис.24).

В сравнительно редких случаях в калишпате присутствует останец плагиоклаза с более или менее правильными идиоморфными очертаниями. Однако и такие включения плагиоклаза по краям в той или иной степени всегда резорбированы.

Аналогичные явления наблюдаются при замещении калишпатов и других породообразующих минералов (в частности, слюды), и их резорбированные останцы в виде включений нередко присутствуют в калишпате.

Под микроскопом довольно часто обнаруживаются в калишпатах пертитовые вроски альбита, которые в большинстве случаев имеют тонко прожилковатый или пятнистый характер (рис.25). Наблюдаются и тонковолокнистые типы пертитов.

Иногда (в особенности в случае пятнистых пертитов), совершенно определенно устанавливается генетическая связь пертитовых образований с замещаемым плагиоклазом, который в процессе калишпатизации подвер-

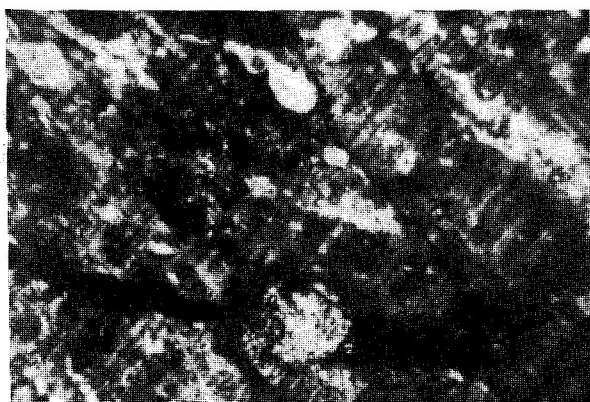


Рис. 24. Останцы замещенного плагиоклаза в калишпате гранитоида Локского массива (Ник.+, увел. $5,5 \times 10$).



Рис. 25. Тонкожилковый тип пертитизации в калишпате гранитоида Локского массива (Ник.+, увел. 9×10).

гался альбитизации; их, видимо, следует отнести к продукту распада твердого раствора.

В отличие от Храмского массива, в палеозойских гранитоидах Локского массива у калишпата довольно часто наблюдается отчетливо выраженная микроклиновья решетка. В некоторых случаях микроклиновья решетка выражена очень резко, а иногда она проявляется не столь ясно (см. рис.22, 25).

На основании коноскопических измерений калишпатов палеозойских гранитоидов Локского массива устанавливается, что степень упорядочения описываемых калишпатов варьирует в пределах от 0,45 до 1; при этом она чаще имеет значения 0,9-1 (рис.26).

Степень триклинности калишпатов гранитоидов Локского массива, как и на Храмском массиве, определялась рентгенографическим методом. Этим же методом определялся и состав гомогенного твердого раствора описываемых калишпатов (табл. 8).

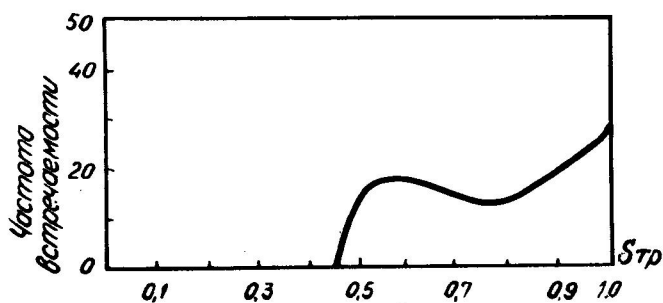


Рис. 26. Вариационная кривая степеней упорядочения нерешетчатых калишпатов гранитоидов Локского массива (41 определение).

На дифрактограммах калишпатов палеозойских гранитоидов пик, соответствующий отражению от (131) во всех случаях отчетливо расщеплен и образует дублет пиков (131) и ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$). Определение по ним степени рентгеновской триклинности показывает, что величина $\Delta\rho$ нерешетчатых калишпатов варьирует от 0,48 до 0,83.

Таким образом, в палеозойских гранитоидах Локского массива калишпаты представлены высокоупорядоченными структурными типами. Среди этих калишпатов выделяются промежуточный триклинный ортоклаз, низкий триклинный ортоклаз, крипторешетчатый микроклин и максимальный решетчатый микроклин.

В составе гомогенного твердого раствора изученных калишпатов (см. табл. 8) количество альбита в большинстве случаев находится в пределах 0–10%; лишь в одном случае количество альбитовой составляющей части достигает 15%. Характер распределения альбитового компонента в равновесносуществующих полевых шпатах палеозойских гранитоидов Локского массива позволяет считать, что они формировались при температуре 300–500°C.

Изложенный в работе фактический материал свидетельствует о том, что калишпаты палеозойских гранитоидов Храмского и Локского массивов проявляют большую аналогию по морфологическим особенностям, по упорядочению и температурным условиям формирования.

По этим же признакам калишпаты палеозойских гранитоидов Храмского и Локского массивов проявляют аналогию с калишпатами гранитов Улукамского типа и с калишпатами основной массы порфиroidных гранитов Рквийской интрузии. Между тем все указанные калишпаты как по структурному состоянию, так и по температурным условиям формирования заметно отличаются от порфиroidных вкрапленников калишпата Рквийских гранитов. Исходя из этого можно заключить, что главной причиной доминирующего распространения высокоупорядоченных калишпатов в палеозойских гранитоидах Храмского и Локского массивов также является достаточно медленная кристаллизация этих минералов (в данных породах) при

Таблица 8. Результаты рентгенографического исследования калишпатов палеозойских гранитоидов Локского массива.

Порода	Триклинность		Состав гомогенного твердого раствора		
	$\Delta d (I\bar{3}I) - I\bar{3}I$	$\Delta \rho$	$d (20\bar{I})Oz$	% Oz	% АВ
Нормальные граниты	0,044	0,555	4,20	85	15
	0,048	0,60	4,23	100	0
	0,056	0,70	4,23	100	0
	0,0385	0,481	4,21	90	10
	0,459	0,574	4,23	100	0
	0,656	0,827	4,23	100	0
	0,0385	0,481	4,23	100	0
	0,0630	0,79	4,23	100	0
Аляскиты	0,0685	0,86	4,22	95	5
	0,0667	0,83	4,22	95	5
	0,0730	0,92	4,23	100	0

более низкой температуре, чем температура кристаллизации порфиридных вкрапленников калишпата в гранитах Рквийской интрузии.

Наличие метасоматических образований калишпата в палеозойских гранитоидах Храмского и Локского массивов не вызывает сомнений. Однако это не означает, что часть калишпата в данных породах не могла кристаллизоваться из расплава. Присутствие относительно малоупорядоченных структурных типов калишпата совместно с доминирующими высокоупорядоченными типами, скорее всего, свидетельствует именно в пользу последнего заключения. При этом не исключено, что до развития процессов упорядочения в твердом состоянии, процентное содержание относительно малоупорядоченных структурных типов калишпата в данных породах могло бы быть и несколько выше.

В сравнении калишпатов палеозойских гранитоидов Храмского и Локского массивов, безусловно заслуживает внимания следующий факт. При большой аналогии структурного состояния этих минералов для калишпатов палеозойских гранитоидов Локского массива характерно наличие резко выраженной микроклиновой решетки, а в калишпатах палеозойских гранитоидов Храмского массива это не наблюдается. В порядке постановки вопроса, по нашему мнению, данному явлению можно дать следующее объяснение.

В постпалеозойское геологическое время Храмский и Локский массивы в результате интенсивной вулканической деятельности подвергались прогреву, что привело к омоложению их "аргонового" абсолютного возраста (Рубинштейн, 1967). В связи с этим необходимо обратить внимание на два момента превращений калишпатов в твердом состоянии.

1) Согласно данным разных авторов (см. "Введение"), в результате нагрева структура калишпата разупорядочивается. Однако разупорядочение структуры происходит только выше определенного значения температуры, а ниже этого значения - независимо от времени прогрева - разупорядочение структуры не происходит. В природных условиях верхней границей стабиль-

ности максимального микроклина является температура порядка $375 \pm 50^\circ$.

2) При отжиге решетчатого микроклина начало разупорядочения структуры калишпата несколько опережается предварительным исчезновением решетки.

Учитывая эти моменты, нам представляется, что вполне возможно следующее допущение:

1) Верхний предел температуры прогрева Храмовского и Локского массивов не превышал температуру порядка $375 \pm 50^\circ$.

При этом температура прогрева Храмовского массива в какой-то момент, хотя и не могла привести к заметному разупорядочению структуры микроклинов, но была достаточной для уничтожения их микроклиновой решетки. Температура прогрева Локского массива была несколько ниже, чем в предыдущем случае и, поэтому, у калишпатов палеозойских гранитоидов решетчатое строение не было нарушено.

2) Прогрев до верхнего предела устойчивости микроклина, естественно, не только не мог привести к разупорядочению калишпатов, но и наоборот, такой прогрев, видимо, стал одним из факторов упорядочения в твердом состоянии относительно малоупорядоченных калишпатов палеозойских гранитоидов Храмовского и Локского массивов.

Метасоматические гранитоиды

В данной главе рассматриваются калишпаты тех палеозойских гранитоидных образований Грузии, в которых очень ясно и четко проявлены бластические структуры, но отсутствуют проявления гипидиоморфнозернистости. Это обстоятельство мы считаем одним из главных признаков метасоматического генезиса рассматриваемых гранитоидов. Об их метасоматическом генезисе свидетельствует целый ряд других геолого-петрографических признаков, неоднократно приводимых различными исследователями (Кузнецова, 1931; Смирнов, Татришвили, Казахавили, 1937, 1938; Топурия, 1938; Чихелидзе, 1948; Заридзе, 1952, 1955, 1958, 1960, 1961; Заридзе, Татришвили, 1951, 1952, 1953, 1958, 1959, 1964; Одикадзе, 1969 и др.). Эти признаки учитывались нами при отборе каменного материала для изучения структурнооптических типов калишпатов метасоматических гранитов Грузии.

На современном эрозионном срезе Дзирульского массива и антиклинария Главного Кавказского хребта метасоматические гранитоидные породы пользуются широким распространением. Главнейшими слагающими минералами изученных метасоматических гранитоидов являются: платиоклаз, калишпат, кварц, биотит, мусковит, иногда наблюдается и роговая обманка. Вторичные минералы представлены хлоритом, серпичитом, мусковитом, пелитовым веществом, эпидотом, цоизитом и кальцитом. Из аксессуаров наблюдаются апатит, циркон, рудные минералы и сфен. В соответствии с комбинацией минерального состава, среди метасоматических гранитоидов можно выделить биотитовые, двуслюдяные, роговообманково-биотитовые, мусковитовые

и лейнократовые разновидности. Характерной особенностью этих гранитоидов является изменчивость количественного соотношения минеральных компонентов. Иногда даже на небольших расстояниях можно встретить всю гамму пород, начиная от типичных кварцевых диоритов до типичных гранитов. Главное внимание мы уделяли изучению структурно-оптических типов калишпатов в гранитах и в близко стоящих к ним разновидностях. Соответственно отбирались "спорные" образцы метасоматических гранитоидов.

Проведенные наблюдения показывают, что как в Дзирульском массиве, так и в антиклинории Главного Кавказского хребта наиболее широко распространены биотитовые и двуслюдяные метасоматические граниты, в которых биотит, обычно, в той или иной степени хлоритизирован. Среди отмеченных гранитоидов спорадически встречаются разновидности, которые определяются как мусковитовые или лейнократовые. Еще реже встречаются роговообманково-биотитовые разновидности метасоматических гранитоидов.

Для этих пород очень характерно наличие полосчатой (гнейсовидной) текстуры, обычно легко обнаруживаемой даже при визуальных наблюдениях. Обращает на себя внимание тот факт, что направление плоскости гнейсовидности метасоматических гранитоидов, как правило, совпадает с направлением сланцеватости кристаллических сланцев, которые нередко наблюдаются среди них (в метасоматических гранитоидах). Причем переходы от кристаллических сланцев к различным видам метасоматических гранитоидов бывают совершенно постепенными. Исходя из этих фактов мы вполне разделяем мнение, согласно которому полосчатые текстуры метасоматических гранитов являются реликтовыми текстурами сланцевого материала, за счет которых и возникли эти граниты (Чихелидзе, 1948; Заридзе, Татришвили, 1959; Заридзе, Казахавили, Манвелидзе, 1959; Заридзе, 1961 и др.).

Среди метасоматических гранитоидов иногда наблюдаются и разновидности с массивной текстурой (неполосчатые), которые по своему облику бывают очень похожими на магматические граниты. Следует отметить, что факт возникновения подобных гранитов вследствие процессов гранитизации гнейсовидных кварцевых диоритов или древних сланцев Дзирульского массива был констатирован давно (Смирнов, Татришвили, Казахавили, 1937, 1938; Топурия, 1938; Чихелидзе, 1948). Наиболее четкие указания по этому поводу встречаются в работе П.А.Топурия (1938). Автор еще в 30-х годах подчеркивал (Топурия, 1938, стр.427-465), что "в результате микроклинизации и сопутствующих ей явлений происходят нередко такие изменения, которые полностью стирают всякий след своеобразного происхождения таких гранитоидов". Согласно автору, такие гранитоиды ("микроклинизированные кв.диориты") "... иногда трудно бывает отличить от настоящего Рквийского порфириовидного гранита". Вместе с тем П.А.Топурия подчеркивал, что "... под микроскопом природу таких пород всегда легко установить". Следовательно, говоря о сходстве гранитоидов различного происхождения, П.А.Топурия имел в виду главным образом их внешнее сходство.

На основании собственных полевых и камеральных наблюдений мы убедились, что это именно так. В частности, мы убедились, что внешне похожие гранитоиды различного генезиса под микроскопом, отличаются друг от друга не только по своим структурным особенностям, но нередко и тексту-

рно. Это проявляется в том, что метасоматические граниты, кажущиеся массивными при визуальных наблюдениях, под микроскопом, нередко, обнаруживают гнейсовидность различной степени. Идентичность ориентации различных минералов в метасоматических гранитоидах и кристаллических сланцах Кавказского хребта подтверждается также данными микроструктурного анализа (Заридзе, Казахавили, Манвелидзе, 1959, 1962; Заридзе и др., 1962^{1,2}). Все это дает основание думать, что путем метасоматической гранитизации, за счет различных сланцев, наряду с полосчатыми (гнейсовидными) разновидностями гранитоидов, могли возникнуть также массивные разновидности, которые от магматических гранитов отличаются лишь структурными особенностями.

Для метасоматических гранитов Грузии характерно еще и то, что в них довольно резко меняется размер зернистости отдельных минеральных компонентов. Эта черта особенно четко выражена у калишпатов. Величина зерен этого минерала от микроскопических меняется до довольно крупных размеров (иногда достигают десяти сантиметров в длину), тем самым придавая породе порфиробластовый облик. Гранитоиды такого типа широко распространены в Дзирульском массиве; они наблюдаются и в антиклинории Главного Кавказского хребта, в пределах Рачи и Верхней Сванети.

В данном случае заслуживает внимания то обстоятельство, что в метасоматических порфиробластовых гранитах не наблюдается резкого разграничения по размеру зернистости между минералом основной ткани породы и минералом порфиробластов, т.е. между мелкими и крупными образованиями данного минерала можно наблюдать зерна того же минерала всех промежуточных размеров (рис. 27 а, б).

В изученных метасоматических гранитах Грузии в подавляющем большинстве случаев плагиоклаз представлен кислыми разновидностями — альбит-олигоклазом и олигоклазом. Сравнительно редко встречается плагиоклаз андезитового состава. Как показывают проведенные микроскопические наблюдения, в этих гранитах контуры плагиоклаза, независимо от его состава, как правило, неправильные и зазубрены. Иногда в метасоматических гранитах встречаем таблитчатые кристаллы плагиоклаза, однако, они также не обладают идиоморфизмом высокой степени.

В изученных метасоматических гранитах Грузии мы нигде не встречали плагиоклазы, обнаруживающие зональное строение, что так характерно для плагиоклазов магматических гранитов. Зерна плагиоклаза часто полисинтетически sdвойникованы. Полосы полисинтетического двойничкования бывают различной ширины и нередко разорваны вследствие динамических воздействий.

Совершенно свежие зерна плагиоклаза в метасоматических гранитах Грузии встречаются довольно редко. В этих породах плагиоклаз обычно изменен и в различной степени замещен вторичными продуктами. Нередко под микроскопом можно наблюдать, что мутные зерна плагиоклаза очищены от вторичных продуктов в той части, которой они соприкасаются с образованием калишпата. Кроме того, в таких участках зерна плагиоклаза окаймляются тоненькой полосой альбита.

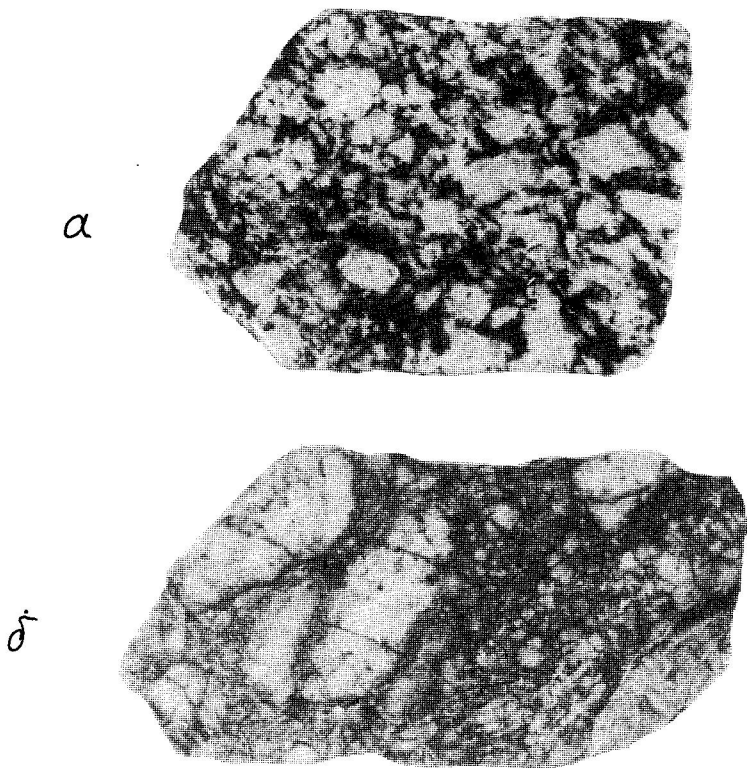


Рис. 27 а, б. Полированные штуды порфи-
рбластовых метасоматических гра-
нитоидов.

Одним из главнейших структурных элементов, отличающих метасомати-
ческие гранитоиды от типичных магматических гранитов, является особен-
ность морфологических взаимоотношений калишпата с другими порообразу-
ющими минералами. То же можно сказать и о морфологических особеннос-
тях самого калишпата.

На основании визуальных и микроскопических наблюдений, легко мож-
но убедиться, что как мелкие, так и крупные образования (порфиробласты)
калишпатов в метасоматических гранитах имеют неправильные, случайные,
очертания. Они обычно пятнистые или продолговатые. Иногда калишпаты
описываемых пород имеют призматический габитус и при беглом осмотре мо-
гут показаться идиоморфными. Однако и в таких случаях, при вниматель-
ном наблюдении оказывается, что они не обладают правильными геометри-
ческими формами, так как не ограничены достаточно хорошо развитыми и
ровными поверхностями кристаллографических граней. Калишпаты продолго-
ватой формы в метасоматических гранитоидах нередко располагаются в
плоскости гнейсовидности этих пород. Правда, линейно-ориентированное
расположение калишпата наиболее характерно для полосчатых (гнейсовид-

ных) метасоматических гранитоидов, однако, такую ориентацию иногда обнаруживают и калишпаты массивных метасоматических гранитоидов. В частности, такое явление наблюдается несколько западнее Рикотского перевала (Дзирульский массив). Здесь, в обнажающихся массивных метасоматических гранитоидах порфиробласты калишпата линейно ориентированы в вертикальной плоскости. Характерно, что несколько дальше от отмеченного обнажения, среди метасоматических гранитоидов наблюдается небольшой останец двуслюдяного кристаллического сланца, который также ориентирован в вертикальном положении (по плоскости сленцеватости). По-видимому, линейно-ориентированное расположение калишпатов всегда происходит в "ослабленных" плоскостях, совпадающих с направлением реликтовой сленцеватости метасоматических гранитоидов.

В существующих литературных источниках (Смирнов, Татришвили, Казашвили, 1937, 1938; Топурия, 1938; Чихелидзе, 1948; Заридзе, Татришвили, 1952^{1,2}, 1953, 1958, 1959, 1964; Заридзе, 1952, 1958, 1961 и др.) неоднократно подчеркивалось, что в гранитах этого генетического типа калишпат полностью привнесен и образуется в последнюю стадию формирования этих пород. Наши наблюдения подтверждают, что в описываемых метасоматических гранитоидах мелкие и крупные (порфиробласты) зерна калишпата имеют один и тот же генезис (метасоматический): они формируются в последнюю стадию метасоматической гранитизации и в этом смысле принадлежат к одной и той же генерации.

При макро- и микроскопическом наблюдении часто обнаруживается, что отдельные зерна калишпата различной величины связаны между собой прожилками или же непосредственно, и образуют единый агрегат. Под микроскопом эти явления разумеется можно проследить лучше; при этом, нередко остается такое впечатление, что калишпат образует не отдельные, независимые индивиды, а бесформенной массой "пропитывает" породу.

Как показало микроскопическое изучение множества образцов метасоматических гранитоидов, из различных мест и различного минерального состава, во всех разновидностях этих пород мелкие и крупные образования калишпата при замещении сильно резорбируют и корродируют различные минералы. Кроме того, прожилки калишпата различной мощности часто пересекают почти все породообразующие минералы описываемых гранитоидов.

В сравнительно редких случаях, в результате наложенного процесса окварцевания, калишпат сам резорбирован кварцем последней генерации и наряду с другими минералами пересекается его мелкими прожилками. Иногда калишпат пересекается также прожилками карбоната.

В результате того, что процесс метасоматического замещения калишпатом других породообразующих минералов происходит неравномерно и не по единому фронту, контуры контактов калишпата с замещаемыми минералами всегда извилисты и зигзагообразны.

При микроскопическом изучении метасоматических гранитоидов обнаруживается, что метасоматическому замещению калишпатом чаще всего подвергается плагиоклаз. В шлифах метасоматических гранитоидов Грузии можно проследить различные стадии замещения плагиоклаза калишпатом.

В первой стадии калишпат образует в плагиоклазе заливны различной глубины, которые все больше и больше вклиниваются в зерно плагиоклаза и начинают расчленять его на отдельные части (рис.28). При этом, в результате неравномерного развития процесса калишпатизации в разных направлениях, от материнского кристалла плагиоклаза отрываются резорбированные части и в виде изолированных включений оказываются в массе метасоматического калишпата. Оторванные части в скрещенных николях, как правило, гаснут одновременно с рядом находящимся, материнским зерном плагиоклаза. Это указывает на то, что при захвате метасоматическим калишпатом ориентация останцев замещенного плагиоклаза не менялась. Лишь изредка наблюдается некоторое нарушение ориентации уцелевших частиц плагиоклаза. Включения плагиоклаза в описываемых калишпатах всегда имеют неправильные геометрические формы и совершенно случайные очертания (рис.29). В некоторых случаях в порфиробласте калишпата захваченными оказываются сильно корродированные останцы нескольких различных зерен плагиоклаза тоже неправильного очертания и расположенных без какой-либо ориентации внутри калишпата.

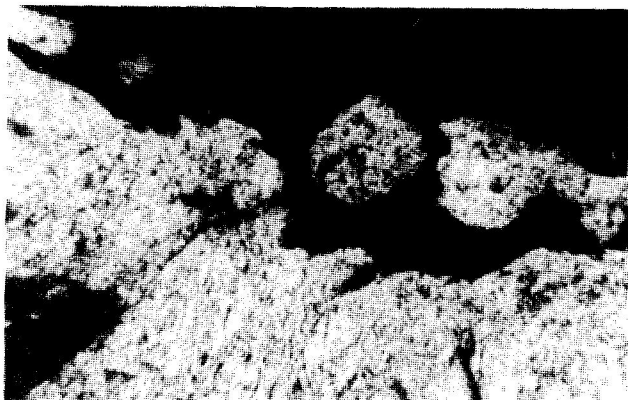


Рис. 28. Расчленение плагиоклаза метасоматических гранитоидов на одновременно гаснущие отдельные части в процессе замещения калишпатом (темный) (Ник.+, увел. 5,5х10).

На основании изучения метасоматических гранитоидов устанавливается, что процесс микроклинизации в этих породах в основном, сопровождается интенсивной альбитизацией плагиоклаза. При этом приуроченность отмеченных процессов носит региональный характер. На это обстоятельство впервые обратили внимание Г.М.Смирнов;Н.Ф. Татришвили,Т.Г. Казахавили (1937, 1938).

Проведенные наблюдения показали, что при калишпатизации за счет более основного плагиоклаза образуется альбит, который нередко присутствует в образованиях калишпата в виде пертитов замещения. Следовательно, одной из форм присутствия реликтового плагиоклаза в метасоматических калишпатах является пертит. Для пертитовых образований, гаснущих

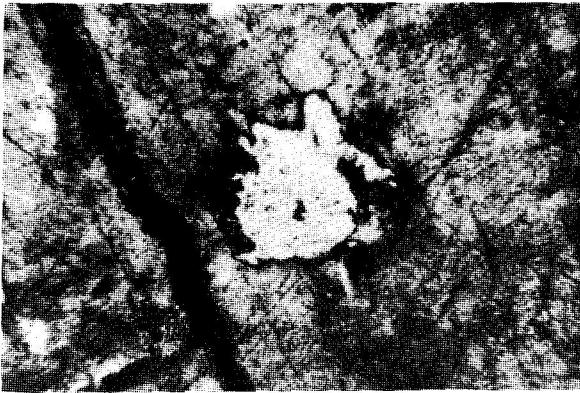


Рис. 29. Включение клочкообразного останца плагиоклаза в порфиробласте калишпата метасоматического гранитоида (Ник.+, увел. $5,5 \times 10$).

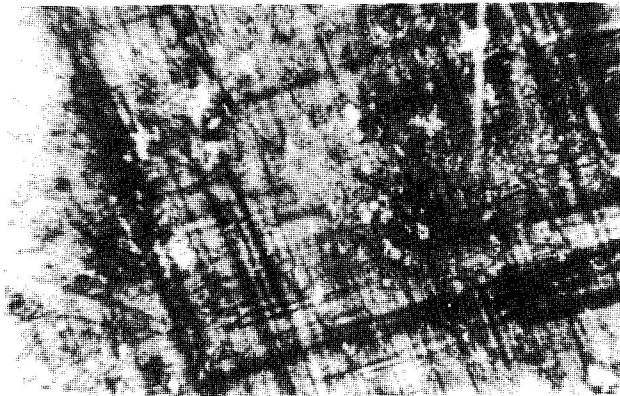


Рис. 30. Пятнистые пертиты замещения в порфиробласте калишпата метасоматического гранитоида (Ник.+, увел. 9×10).

одновременно, обычно характерны неправильные пятнистые конфигурации и неравномерное распределение в массе метасоматического калишпата (рис. 30). Кроме того, иногда при замещении, плагиоклаз расчленяется на мелкие удлиненные (шестоватые) агрегаты, гаснущие одновременно. По всей вероятности, в результате такого расчленения замещенного плагиоклаза образуются жильные пертиты, которые нередко наблюдаются в метасоматических калишпатах. Заметим, что в метасоматических гранитоидах сравнительно редко встречаются также тонковолнистые пертиты, располагающиеся равномерно. Скорее всего они представляют собой пертиты распада гомогенного твердого раствора калишпатов.

В описываемых гранитоидах, наряду с плагиоклазом метасоматическому замещению калишпатам нередко подвергаются и темноцветные компоненты.

Клочкообразные, сильно резербированные и корродированные останцы биотита, как и реликты плагиоклаза, в виде включений часто присутствуют в зернах калишпата (рис.31). При метасоматическом замещении калишпата слюда обычно не меняет своей ориентации в пространстве. В тех случаях, когда метасоматическая гранитоидная порода обладает полосчатой (гнейсовидной) текстурой, включения слюды в калишпате (как и вне его) располагаются параллельно друг другу - в плоскости полосчатости породы.

Очень характерно, что нередко в описываемых породах темноцветные компоненты, а также зерна кварца и плагиоклаза обнаруживают следы сильного динамического воздействия, а в калишпате это не проявляется. Следствием динамометаморфизма является то, что в метасоматических гранитоидах пластинки слюды часто изогнуты и обладают веерообразным погасанием; нередко кварц бывает раздробленным и, кроме того, обладает резким волнистым погасанием и четко выраженными Бёмовскими линиями; в плагиоклазе полосы полисинтетического двойникования также бывают изогнуты и нередко смещаются по определенной системе мелких трещинок. Подвергшиеся сильному динамическому воздействию зерна вышестоящих минералов, довольно часто в виде включений присутствуют в образованиях метасоматического калишпата, который сам никаких следов катаклаза не обнаруживает. Это показатель того, что данные породы подвергались интенсивным динамическим воздействиям до их микроклинизации.



Рис.31. Включенный в калишпат метасоматического гранитоида корродированный останец слюды (слюда изогнута, а калишпат не подвергнут динамическому воздействию) (Ник. II, увел. 5,5x10).

При микроскопическом изучении калишпатов метасоматических гранитоидов Грузии обнаруживается, что как мелкие, так и крупные образования этого минерала в большинстве случаев являются решетчатыми; микроклиноватая решетка иногда имеет участковое проявление, а иногда целиком покрывает зерно калишпата. Микроклиноватая решетка в калишпатах описываемых пород обычно выражена очень четко и резко.

Наряду с решетчатыми калишпатами, в этих породах нередко наблюдаются и нерешетчатые индивиды. В отдельных образцах метасоматических

гранитоидов содержатся только нерешетчатые калишпаты; однако такие образцы метасоматических гранитоидов встречаются довольно редко.

На основании преобладающего распространения решетчатого микроклина мы можем констатировать, что для метасоматических гранитоидов характерной особенностью является содержание высокоупорядоченных структурных типов калишпата. Это подтверждается и результатами исследования нерешетчатых (полностью или частично) калишпатов метасоматических гранитоидов Грузии. Проведенные работы показали, что калишпаты метасоматических гранитоидов Дзирульского массива и Кавказского хребта идентичны по своему структурному состоянию (табл. 9-12; рис. 32-35).

Для выяснения структурного состояния нерешетчатых калишпатов метасоматических гранитоидов в порфиробластах, а также в достаточно крупных кристаллах этого минерала из основной ткани породы (как порфиробластовых, так и более или менее равномернзернистых разновидностей этих гранитоидов) определялась как степень оптической упорядоченности, так и степень оптической триклинности. Отдельно для порфиробластов калишпата и отдельно для калишпата из основной ткани гранита определялась степень их рентгеновской триклинности. В мелких кристаллах калишпатов основной ткани метасоматических гранитоидов (в которых невозможно определить величину оптической триклинности) определялась их оптическая упорядоченность и степень их рентгеновской триклинности.

Проведенными исследованиями установлено, что в подавляющем большинстве образцов метасоматических гранитоидов отрицательный угол оптических осей нерешетчатых калишпатов - независимо от размеров кристаллов этих минералов, - как правило, выше 70° и лишь в редких случаях ниже этого значения. Это является показателем того, что как мелкие, так и крупные образования нерешетчатых калишпатов метасоматических гранитоидов обычно обладают высокой степенью упорядоченности; степень оптической упорядоченности этих минералов в подавляющем большинстве случаев больше 0,5 и обычно имеет значения, близкие к единице; лишь в очень редких случаях наблюдаются калишпаты $S_{тр}$ которых $\approx 0,5$. Для метасоматических гранитоидов характерно содержание калишпатов, степень упорядочения которых превышает 0,7-0,8; метасоматические граниты, содержащие калишпаты с более низкими значениями степени упорядочения, встречаются довольно редко. При этом, в одних и тех же образцах метасоматических гранитоидов по степени упорядоченности также, как и по морфологическим особенностям, между мелкими и крупными (порфиробластовыми) образованиями калишпатов принципиальной разницы нет.

Степень оптической триклинности (Δ_0) калишпатов описываемых гранитоидов колеблется в гораздо более широких пределах, чем степень их упорядоченности. В частности, величина Δ_0 в большинстве случаев имеет значения $> 0,5$ но, иногда опускается и до значения 0,10-0,20. При этом, низкими значениями Δ_0 характеризуются не только сравнительно малоупорядоченные калишпаты метасоматических гранитоидов, но и те калишпаты, которые обладают очень высокими значениями $S_{тр}$. Такая зависимость $S_{тр}$ и Δ_0 нерешетчатых калишпатов метасоматических гранитоидов показатель того, что среди отмеченных минералов присутствуют крип-

Рис. 32. Вариационная кривая степеней упорядочения нерешетчатых порфиробластов калишпата метасоматических гранитоидов Дзиркульского массива (76 определений).

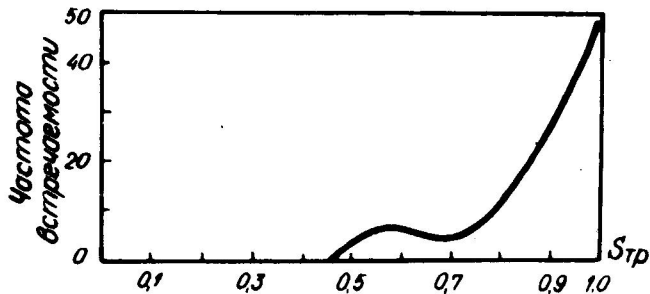


Рис. 33. Вариационная кривая степеней упорядочения нерешетчатых калишпатов основной ткани метасоматических гранитоидов Дзиркульского массива (142 определения).

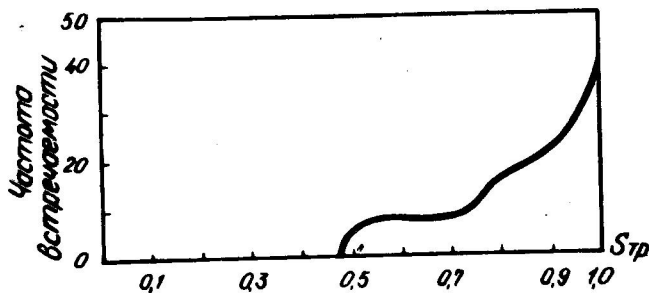


Рис. 34. Вариационная кривая степеней упорядочения нерешетчатых порфиробластов калишпата метасоматических гранитоидов Кавказского хребта (35 определений).

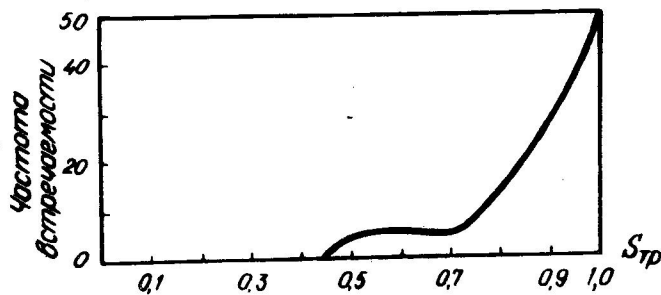


Рис. 35. Вариационная кривая степеней упорядочения нерешетчатых калишпатов основной ткани метасоматических гранитоидов Кавказского хребта (85 определений).

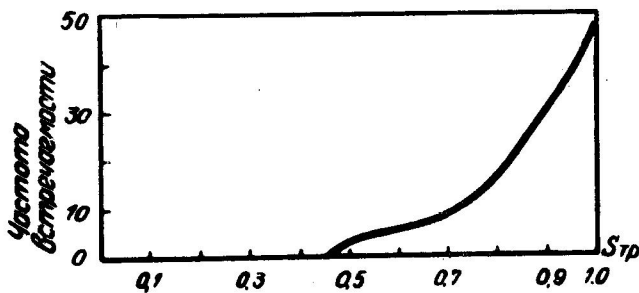


Таблица 9. Оптическая упорядоченность и триклинность калишпатов метасоматических гранитов Дзиркульского массива

Степень оптической упорядоченности		Степень оптической триклинности	
- 2V	Stp	$\angle Ng \perp$ (010)	Δo
I	2	3	4
80	0,90	4	0,22
79	0,88	3	0,17
81	0,93	12,5	0,69
83	0,98	10,5	0,58
81	0,92	17	0,94
83	0,98	6	0,33
79	0,88	8,5	0,47
81	0,93	14	0,78
82	0,95	16	0,89
80	0,90	13,5	0,74
81	0,93	15	0,83
84	1,00	11,7	0,65
82	0,95	8,5	0,47
66	0,55	2	0,11
78	0,85	1	0,06
84	1,00	9	0,50
80	0,90	12	0,67
68	0,60	5	0,28
64	0,50	4	0,22
63	0,47	3,5	0,19
66	0,55	4	0,22
82	0,95	9	0,50
70	0,65	9	0,50
82	0,95	9,5	0,53
78	0,85	17,3	0,96
84	1,00	3	0,17
67	0,58	2	0,11
82	0,95	10,5	0,58
78	0,85	8	0,44
82	0,95	13	0,72
81	0,98	6	0,33
81	0,98	3	0,17
72	0,70	5,5	0,19
79	0,88	8	0,44
82	0,95	11	0,61
74	0,75	5,5	0,31
76	0,80	13,5	0,75
82	0,95	12	0,67
82	0,95	17	0,95
84	1,00	11,5	0,64

I	2	3	4
81	0,93	10,8	0,60
78	0,85	17	0,94
79	0,88	8,5	0,47
78	0,85	12,5	0,69
65	0,58	1,5	0,08
78	0,85	10	0,56
81	0,92	17	0,94
82	0,95	13,5	0,75
76	0,80	9	0,50
80	0,90	16	0,89
74	0,75	1	0,06
81	0,92	9	0,50
76	0,80	6	0,33
88	0,98	8	0,44
82	0,95	14	0,78
72	0,70	4	0,22
80	0,90	8	0,44
82	0,95	16	0,89
88	0,98	11	0,61
77	0,83	10,5	0,58
76	0,80	0,5	0,03
82	0,95	8,5	0,47
78	0,85	8	0,44
82	0,95	4	0,22
72	0,70	9,5	0,53
80	0,90	15	0,83
76	0,80	10,5	0,58
80	0,90	9	0,50
80	0,90	1	0,06
84	1,00	8,5	0,47
75	0,78	10	0,56
81	0,93	8	0,44
84	1,00	17,5	0,97
82	0,95	15,5	0,86
81	0,93	7	0,39
81	0,93	10	0,56

Таблица 10. Оптическая упорядоченность и трилинность калишпатов метасоматических гранитов Кавказского хребта.

Степень оптической упорядоченности		Степень оптической трилинности	
- 2V	S_{TP}	$\angle Ng \perp$ (010)	Δo
81	0,93	16	0,89
78	0,85	5	0,28
80	0,90	4	0,22
66	0,55	2	0,11
82	0,95	9,5	0,53
83	0,98	15	0,83
80	0,90	9	0,50
84	1,00	17,5	0,97
63	0,47	3,5	0,19
65	0,55	1,5	0,05
80	0,90	17,3	0,96
78	0,85	10,3	0,96
82	0,95	12,5	0,69
80	0,90	17,5	0,97
84	1,0	8,5	0,47
76	0,80	10,5	0,58
82	0,95	15,5	0,86
77	0,83	9,5	0,53
81	0,92	14	0,78
78	0,85	10,5	0,58
84	1,00	12,5	0,69
82	0,95	13,5	0,74
79	0,88	9,0	0,50
81	0,93	8,0	0,44
82	0,95	8,50	0,47

Таблица 11. Рентгеновская трилинность калишпатов метасоматических гранитов Дзиркульского массива

	(131)		(131)		Δd	Δp	Примечание
	Q	d	Q	d			
I	2	3	4	5	6	7	8
Cu	14,91	2,9876	-	-	-	0	Порфиробласт
"	14,98	2,9837	-	-	-	0	Из основн. ткани
"	14,90	2,9895	-	-	-	0	Гранита
Fe	18,96	2,9884	-	-	-	0	Порфиробласт
"	14,88	2,9934	-	-	-	0,5	То же
"	14,84	3,0013	-	-	-	0,5	"
"	14,90	2,9895	-	-	-	0,5	"
"	14,89	2,9914	-	-	-	0,5	"
"	14,85	2,9994	15,065	2,9566	0,0428	0,54	"
Fe	18,88	2,9354	19,21	2,9360	0,0494	0,62	"
Cu	14,76	3,0172	15,09	2,9527	0,0545	0,68	"

I	2	3	4	5	6	7	8
Fe	18,87	2,9869	19,28	2,9258	0,0611	0,76	Из основной ткани гранита
Cu	14,76	3,0172	15,08	2,9546	0,0626	0,78	Порфиобласт
"	14,76	3,0172	15,09	2,9527	0,0645	0,81	То же
"	14,75	3,0192	15,08	2,9546	0,0646	0,81	"
Fe	18,63	3,0241	19,06	2,9582	0,0659	0,82	"
Cu	14,75	3,0172	15,09	2,9527	0,0665	0,83	"
"	14,75	3,0172	15,09	2,9527	0,0665	0,83	"
Fe	18,65	3,0209	19,10	2,9523	0,0686	0,86	"
"	18,68	3,0162	19,14	2,9463	0,0699	0,87	"
"	18,64	3,0225	19,10	2,9523	0,0702	0,88	"
"	18,61	3,0271	19,09	2,9538	0,0733	0,92	"
"	18,57	3,0335	19,05	2,9597	0,0738	0,92	"
"	18,61	3,0271	19,10	2,9523	0,0748	0,94	"

Таблица 12. Рентгеновская триклинность калишпатов метасоматических гранитов Кавказского хребта

Излучение	(I3I)		(I3I)		Δd	Δp	Примечание
	a	d	a	d			
Fe	18,86	2,9884	-	-	-	0,5	Порфиобласт
"	18,87	2,9869	-	-	-	0,5	Калишпат из основн. ткани
"	18,88	2,9854	19,21	2,9360	0,0494	0,62	То же
"	18,88	2,9854	19,21	2,9360	0,0494	0,62	"
"	18,68	3,0162	19,01	2,9657	0,0505	0,63	"
"	18,65	3,0209	18,98	2,9702	0,0507	0,63	"
"	18,86	2,9884	19,20	2,9375	0,0509	0,63	Порфиобласт
"	18,68	3,0162	19,02	2,9642	0,0520	0,63	То же
"	18,68	3,0162	19,03	2,9627	0,0535	0,63	Калишпат из основн. ткани
"	18,64	3,0225	19,01	2,9657	0,0568	0,75	Порфиобласт
"	18,65	3,0209	19,06	2,9582	0,0627	0,75	То же
"	18,63	3,0241	19,04	2,9612	0,0629	0,75	"
"	18,68	3,0162	19,11	2,9508	0,0654	0,75	"
"	18,63	3,0241	19,06	2,9582	0,0659	0,88	Калишпат из основн. ткани
"	18,61	3,0271	19,06	2,9582	0,0689	0,88	То же
"	18,57	3,0335	19,01	2,9657	0,0678	0,88	"
"	18,64	3,0225	19,10	2,0523	0,0702	0,88	"
"	18,61	3,0271	19,08	2,9553	0,0718	0,88	Порфиобласт
"	18,63	3,0241	19,11	2,9508	0,0733	0,88	То же
"	18,57	3,0335	19,05	2,9597	0,0758	0,88	Калишпат из основн. ткани
"	18,63	3,0241	19,13	2,9478	0,0763	I	
"	18,61	3,0271	19,11	2,9508	0,0763	I	Порфиобласт
"	18,61	3,0271	19,11	2,9508	0,0763	I	То же

торешетчатые индивиды. Определение же рентгеновской триклинности ($\Delta\rho$) этих калишпатов указывает, что их крипторешетчатое двойникование имеет главным образом субмикроскопический характер.

На дифрактограммах калишпатов метасоматических гранитоидов пик ($I\bar{3}I$) не расщеплен и узок только в образцах со сравнительно низкими значениями степени упорядочения ($S_{\text{ТР}} = 0,47-0,55$); у калишпатов же с высокими значениями степени упорядочения ($S_{\text{ТР}} = 0,70$ и выше - вплоть до I) пик ($I\bar{3}I$), как правило, или ясно диффузный, или же отчетливо расщеплен на дублет пиков ($I\bar{3}I$) ($I\bar{3}\bar{I}$). Рентгенографические данные позволяют заключить, что для калишпатов метасоматических гранитоидов, обладающих высокими значениями $S_{\text{ТР}}$, характерно наличие высоких значений величины рентгеновской триклинности; эта величина, обычно превышает 0,5 или же приближается к числу этого порядка и лишь в калишпатах с низкими значениями $S_{\text{ТР}}$ ($<0,60$), также имеет низкие значения (приближающиеся к 0).

Таким образом, степень рентгеновской триклинности проявляет гораздо более четко выраженную прямо пропорциональную зависимость от степени упорядочения калишпатов метасоматических гранитоидов, чем оптическая триклинность этих минералов. Это и является показателем того, что в этих калишпатах преимущественно развито субмикроскопическое крипторешетчатое двойникование.

Подводя итог, мы можем сказать, что нерешетчатые калишпаты метасоматических гранитоидов представлены в основном низким триклинным ортоклазом ($S_{\text{ТР}} = 0,90-I$; $\Delta\rho = 0,5-I$; $\Delta\sigma = 0,40-I$), переходящим в субмикроскопически одвойникованный крипторешетчатый микроклин ($S_{\text{ТР}} = 0,90-I$; $\Delta\rho = 0,5-I$; $\Delta\sigma = 0,17-0,40$), а также низким промежуточным триклинным ортоклазом ($S_{\text{ТР}} = 0,60-0,90$; $\Delta\rho = 0,5-I$; $\Delta\sigma = 0,40-0,90$), переходящим в низкий промежуточный ортоклаз. Менее упорядоченные типы калишпата в метасоматических гранитоидах Грузии встречаются очень редко. Таким образом, очевидно, что характерной особенностью метасоматических гранитоидов Грузии, имеющей для них региональное значение, является содержание триклинных высокоупорядоченных структурных типов калишпата, вплоть до максимального решетчатого микроклина; причем именно этот последний пользуется наиболее широким распространением в отмеченных гранитоидах. В связи с этим, безусловно заслуживает внимания тот факт, что доминирующее положение высокоупорядоченных структурно-оптических типов калишпатов является характерной особенностью не только для метасоматических гранитоидов Грузии, но и, вообще для метасоматических гранитоидов, развитых в самых различных геологических регионах Советского Союза. В этом нетрудно убедиться, если ознакомиться с данными некоторых исследователей (Панов, 1968; Седова, Котов, 1967; Полквой, Зембатов, 1967; Махлаев, Короткевич, 1968; Шенгелия, 1969 и др.). На этом фоне спорадически встречаемые в Грузии метасоматические гранитоиды с относительно малоупорядоченными структурными типами калишпатов ($S_{\text{ТР}} = 0,47-0,60$; $\Delta\sigma = 0,10-0,30$; $\Delta\rho = 0$), явно выпадают из общей закономерности. Их следует рассматривать как показатели локального развития процессов природного отжига, связанных с постпалеозойским магматизмом.

По литературным данным (Панов, 1968; Седова, Котов, 1967; Полквой, Зембоатов, 1967; Махлаев, Короткевич, 1968 и др.) в метасоматических гранитоидах различных геологических регионов СССР температура кристаллизации калишпатов обычно значительно ниже 540–520°C и, как правило, находится в пределах 300–450°C. В аналогичных температурных условиях кристаллизовались также калишпаты метасоматических гранитоидов Грузии (Манвелидзе, 1968, 1970).

В гомогенном твердом растворе калишпатов метасоматических гранитоидов Грузии, равновесно сосуществующих с кислым плагиоклазом, содержание альбита в большинстве случаев составляет примерно 5% и ни в одном случае не превышает 10% (табл. 13, 14). Исходя из этого, можно принять, что первоначальный состав гомогенного твердого раствора этих калишпатов примерно соответствовал составу – $Oz_{90} Ab_{10}$; не исключено, что иногда процентное содержание Ab было и ниже этого значения. Исходя из этих данных можно установить, что в метасоматических гранитоидах Грузии калишпаты кристаллизовались при 300–450°C.

Таблица 13. Гомогенные твердые растворы калишпатов метасоматических гранитов Дзирульского массива

Излучение	(20I) Oz		Состав гомогенного твердого раствора, %	
	<i>Q</i>	<i>d</i>	<i>Ab</i>	<i>Oz</i>
<i>Cu</i>	10,53	4,21	10	90
"	10,53	4,21	10	90
"	10,48	4,23	0	100
<i>Fe</i>	13,22	4,22	5	95
<i>Cu</i>	10,48	4,23	0	100
"	10,49	4,22	5	95
"	10,49	4,22	5	95
"	10,50	4,22	5	95
"	10,50	4,22	5	95
<i>Fe</i>	13,22	4,22	5	95
<i>Cu</i>	10,50	4,22	5	95
<i>Fe</i>	13,24	4,22	5	95
<i>Cu</i>	10,49	4,22	5	95
"	10,55	4,21	10	90
"	10,50	4,22	5	95
<i>Fe</i>	13,22	4,22	5	95
<i>Cu</i>	10,50	4,22	5	95
"	10,50	4,22	5	95
<i>Fe</i>	13,26	4,21	10	90
"	13,26	4,21	10	90
"	13,26	4,21	10	90
"	13,26	4,21	10	90
"	13,26	4,21	10	90
"	13,23	4,22	5	95

Таблица 14. Гомогенные твердые растворы калишпатов метасоматических гранитов Кавказского хребта

Излучение	(20I)		Состав гомогенного твердого раствора в вес. %	
	<i>Q</i>	<i>d</i>	<i>AB</i>	<i>Oz.</i>
Fe	13,22	4,22	5	95
"	13,23	4,22	5	95
"	13,18	4,23	0	100
"	13,26	4,21	10	90
"	13,22	4,22	5	95
"	13,22	4,22	5	95
"	13,22	4,22	5	95
"	13,23	4,22	5	95
"	13,22	4,22	5	95
"	13,22	4,22	5	95
"	13,18	4,23	0	100
"	13,26	4,21	10	90
"	13,22	4,22	5	95
"	13,22	4,22	5	95
"	13,23	4,22	5	95
"	13,22	4,22	5	95
"	13,24	4,22	5	95
"	13,18	4,23	0	100
"	13,23	4,22	5	95
"	13,24	4,22	5	95
"	13,26	4,21	10	90
"	13,22	4,22	5	95
"	13,22	4,22	5	95

В связи с рассматриваемым вопросом, привлекает к себе внимания целый ряд других фактов, на основании которых можно получить ценную информацию о характере изменения температуры и некоторых других условий формирования калишпатов в магматических и метасоматических гранитоидах. В данном случае мы рассмотрим этот вопрос на примере магматических гранитов Рквийской интрузии и метасоматических гранитоидов Дзирульского массива.

Прежде чем перейти к обсуждению вспомним, что в пределах Рквийской интрузии П.А.Топурия (1938) выделял: а) породы "центральных частей" (т.е. типичные магматические граниты Рквийской интрузии); б) породы "периферических частей" (т.е. породы, относящиеся к комплексу метасоматических гранитоидов Дзирульского массива). При этом П.А.Топурия подчеркивал, что сплошь да рядом породы "центральной части" совершенно постепенно и незаметно переходят в породы "периферических частей", которые в свою очередь переходят в "микроклинизированные кварцевые диориты".

Большой интерес вызывает распределение альбитового компонента в равновесно сосуществующих полевых шпатах гранитов Рквийской интрузии и метасоматических гранитоидов Дзирульского массива:

1) Калишпат порфировидных вкрапленников Рквийских гранитов более богат альбитом, чем калишпат основной массы (Топурия, 1938; Манвелидзе, 1968, 1970).

2) В гранитах "периферических частей Рквийской интрузии крупные образования калишпата более бедны альбитом, чем порфировидные вкрапленники калишпата гранитов "центральной части" этой интрузии (Топурия, 1938); причем, не отмечается различие в содержании альбита в крупных и мелких образованиях калишпата пород "периферических частей" Рквийской интрузии.

3) По содержанию альбитового компонента крупные и мелкие образования калишпата метасоматических гранитоидов Дзирульского массива вполне идентичны (Манвелидзе, 1968, 1970).

4) Состав плагиоклаза (в пределах одного образца, или даже одного шлифа) меняется в довольно широких пределах как в породах "центральной части", так и в породах "периферических частей" Рквийской интрузии; при этом характерно, что "... пределы колебания состава плагиоклазов, по мере прослеживания их от центра к периферии все суживается за счет понижения, если можно так выразиться, верхнего предела" (Топурия, 1938).

5) В метасоматических гранитоидах Дзирульского массива пределы колебания состава плагиоклаза (за счет понижения верхнего предела) значительно уже, чем в магматических гранитах Рквийской интрузии. При этом в данных породах в региональном масштабе прослеживается взаимосвязь процессов микроклинизации и альбитизации (Смирнов, Татришвили, Казахашвили, 1937, 1938; Белянкин, Петров, 1945; Чихелидзе, 1948; Заридзе, Татришвили, 1959₂; Манвелидзе, 1968₁, 1970 и др.).

Учитывая основы двуполюшпатового геологического термометра (Барт, 1962), можем заключить: комплекс вышеизложенных фактов свидетельствует о том, что температура кристаллизации полевых шпатов наиболее высокой была в двуслюдных порфировидных гранитах Рквийской интрузии и совершенно постепенно понижалась в сторону метасоматических гранитоидов Дзирульского массива.

Выяснение вопроса о постепенности понижения температуры от гранитоидов Рквийской интрузии к метасоматическим гранитоидам Дзирульского массива является немаловажным фактом. Исходя из этого возникает мысль, что вопросы формирования метасоматических гранитоидов массива следует рассматривать с позиции общих представлений Д.С.Коржинского (1952, 1955) с гранитизации как о магматическом замещении. В пользу такого высказывания говорят и некоторые другие факты (Манвелидзе, 1970, 1974), что разумеется, повышает степень вероятности нашего предположения.

К одному из таких фактов относится то, что в распределении различных пород в Дзирульском массиве можно установить определенную закономерность, которую можно расценить как проявление метасоматической зональности. Эта закономерность проявляется в следующем:

1) Рквийская интрузия, представляющая собой абиссальное образование (Манвелидзе, 1974; Чихелидзе, Хмаладзе, 1978), обнажается в крайне западной части массива; в других частях современного эрозионного среза этого массива граниты, подобные Рквийским, нигде не наблюдаются.

2) Типичные гипабиссальные гранитные интрузии (Хевская и Чалванская, которые мы еще рассмотрим) расположены в восточной части массива.

3) По всей территории современного эрозионного среза массива широким распространением пользуются гранитоиды, в которых калишпат образовался метасоматическим путем.

4) В западной части Дзирульского массива, как в непосредственной близости с Рквийской интрузией, так и в некоторых других местах (Шроша, Сазано) наблюдается проявление мощных пегматитовых полей. В восточной же части массива пегматитовые жилы встречаются значительно реже.

5) Среди метасоматических гранитоидов массива встречаются многочисленные останцы пород метаноморфического комплекса — различных кристаллических сланцев и филитов. При этом наиболее значительные выходы кристаллических сланцев наблюдаются в центральной и восточной частях массива; мощные выходы филитов наблюдаются в восточной половине Дзирульского массива (один выход в непосредственной близости от восточного края массива, а другой — ближе к средней части массива), в западной половине они вообще отсутствуют.

Наблюдаемое распределение различных пород в пределах Дзирульского массива покажется вполне закономерным, если допустить:

1) В результате тектонических подвижек, наиболее приподнятой является западная часть массива, а к востоку он постепенно погружается (Манвелидзе, 1974).

2) Двуслюдяные крупнозернистые магматические порфировидные граниты Рквийской интрузии представляют собой обнаженные, наиболее верхние части глубинного гранитоидного интрузивного тела, по отношению которого различные метасоматические гранитоиды массива являются породами кровли (Манвелидзе, 1974).

3) С отмеченным интрузивным гранитоидным телом генетически были связаны восходящие лейкократовые растворы, которые в древнем (донижне-нюрском) кристаллическом субстрате Дзирульского массива обусловили широкое развитие процессов микроклинизации и сопутствующих ей явлений. С этим же глубинным гранитоидным телом были связаны лейкократовые силикатные расплавы, из которых в зависимости от условий кристаллизации образовались аляскиты и пегматиты.

К сказанному добавим, что в пользу генетической связи микроклинизирующих растворов, пегматитов и аляскитов с гранитной магмой, давшей Рквийские граниты, свидетельствуют также некоторые данные спектральных анализов (Манвелидзе, 1970) мономинеральных фракций калишпатов соответствующих пород:

1) В калишпатах метасоматических гранитоидов, пегматитов и аляскитов Дзирульского массива, в отличие от калишпатов Рквийских гранитов, содержание стронция находится в прямой зависимости от содержания бария. Как указывает В.В.Бурков (1964), согласно закономерности, установленной впервые Хейером и Тейлором на примере калишпатов гранитоидов Норвегии, прямая зависимость в распределении стронция и бария является характерной особенностью тех калишпатов, формирование которых связано с постмагматическими процессами.

2) Бериллий очень часто обнаруживается в калишпатах метасоматических гранитоидов, пегматитов и аляскитов Дзирульского массива; в калишпатах же Рквийских гранитов он, как правило, отсутствует. Это также вполне соответствует характеру распределения бериллия (Беус, 1960) в магматических гранитах и в их остаточных растворах.

Мы считаем, вышеизложенное совершенно исключает возможность возникновения магмы, давшей Рквийские граниты, в результате процесса, который Г.М.Заридзе и Н.Ф.Татришвили (1974) именуют "метасоматическим анатексисом". Однако, наблюдаемые в Дзирульском массиве различные факты подтверждают общие представления Д.С.Коржинского о гранитизации как об инфильтрационном магматическом замещении. Можно предположить, что по этому же механизму формируются метасоматические гранитоиды и в других геологических регионах; однако, в силу различных геологических причин и обстоятельств метасоматическая зональность (а также некоторые другие черты этого механизма), естественно, не всегда и не везде будет проявлена с одинаковой четкостью.

Таким образом, совершенно очевидно, что о понижении верхнего предела температуры кристаллизации калишпатов (метасоматических гранитоидов, а также - пегматитов и аляскитов) свидетельствуют не только данные двуполевошпатового геологического термометра, а целый комплекс самых различных фактов. Исходя из этого, можно заключить, что главнейшим фактором общего повышения степени порядка калишпатов метасоматических гранитоидов, - по сравнению с некоторыми палеозойскими гранитоидами Грузии, - является сужение температурного интервала их кристаллизации (в результате понижения верхнего предела температуры). При этом высокому упорядочению калишпатов метасоматических гранитоидов, бесспорно, способствовали: наличие катализаторов в микроклинизирующих растворах, низкая скорость кристаллизации и метасоматический генезис.

Как известно, метасоматическим путем наиболее легко осуществляется получение триклинных калишпатов. Однако в данном случае этот фактор не мог играть решающей роли, т.к. в метасоматических гранитоидах, с одной стороны, и в рассмотренных пегматитах и аляскитах - с другой, калишпаты формировались различными способами; тем не менее, в силу аналогичности воздействия других факторов, в общем, аналогичен и их структурный порядок.

Сравнение калишпатов метасоматических гранитоидов Дзирульского массива с калишпатами Рквийских гранитов позволяет заключить, что в возникновении наблюдаемых различий в упорядоченности калишпатов различных генетических типов палеозойских гранитоидов Грузии заметной роли не играли глубинность и тектонические условия формирования.

Подводя итог изложенному, мы приходим к выводу, что в условиях примерно равного воздействия целого ряда других факторов, изменение температурных условий кристаллизации оказывается ведущим фактором, приводившим к возникновению структурных различий калишпатов палеозойских гранитоидных образований Грузии.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТРУКТУРНО-ОПТИЧЕСКИХ ТИПОВ КАЛИШПАТА В ПОСТПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДАХ ("НЕОИНТРУЗИЯХ") ГРУЗИИ

Граниты постпалеозойского возраста по распространению значительно уступают гранитам палеозойского возраста. Тем не менее они играют важнейшую роль в познании геологического строения территории Грузии и поэтому неудивительно, что геолого-петрографическим изучением постпалеозойских гранитов в различное время занималось большое количество исследователей.

До 50-х годов магматическое происхождение постпалеозойских гранитов Грузии ни у кого не вызвало сомнения. Однако, в некоторых более поздних работах эти граниты стали рассматриваться не как магматические, а как метасоматические образования. Возражая против отнесения молодых гранитоидов Кавказа и Закавказья к метасоматическим образованиям, А.П. Лебедев (1960) отмечал, что "... данная теория не дает удовлетворительного объяснения целому ряду фактов, относящихся к конкретным интрузиям". Мы полностью разделяем это мнение и считаем, что все постпалеозойские граниты Грузии являются магматическими образованиями. О магматическом генезисе этих пород, наряду с другими петрографическими признаками, свидетельствуют особенности их структуры.

В обобщающей работе по неинтрузиям Кавказа В.П.Петров еще в середине 50-х годов указывал на ряд общих особенностей, позволяющих выделить неинтрузии Кавказа и Закавказья в единый петрографический тип. К этим особенностям он (Петров, 1955) относил: 1) гипабиссальный облик; 2) структурное своеобразие; 3) развитие щелочного полевого шпата в форме санидин-анортотлазовых разностей, существенно калиевых по составу; 4) залегание в форме четких интрузионных тел, с ясно выраженными зонами контактно-измененных вмещающих осадков; 5) высокая ассимиляционная способность. Как показывают многочисленные литературные данные, а также наши собственные наблюдения, отмеченные признаки присущи интрузиям, которые будут рассмотрены в настоящей части работы.

Для характеристики структурно-оптических типов калишпатов постпалеозойских гранитов Грузии, эти минералы нами изучались в гранитах Келасурского (Абхазия, южный склон), Эцерского (В.Сванети, южный склон), Кирарского (В.Сванети, южный склон), Цанского (В.Сванети, южный склон), Чалванского (Грузинская глыба) и Хевского интрузивов (Грузинская глыба).

Как показали проведенные микроскопические наблюдения, полевые шпаты отмеченных интрузий аналогичны по внешним признакам: 1) собственные морфологические особенности полевых шпатов; 2) особенности морфологических взаимоотношений полевых шпатов (калишпатов и плагиоклазов); 3) особенности морфологических взаимоотношений полевых шпатов с другими породобразующими минералами (с темноцветными породобразующими минералами и кварцем) гранитов; 4) по типу пертитизации; 5) по характеру полисинтетического двойникования и др.

Наряду с внешними признаками (которые можно наблюдать под микроскопом), отмеченные полевые шпаты похожи и по структурному состоянию, хотя здесь наблюдаются определенные отклонения.

Проведенные минералогические исследования показали, что наибольшим разнообразием структурно-оптических типов калишпатов характеризуются постпалеозойские граниты Дзирульского массива, поэтому их изучение очень важно для выяснения закономерностей геологического распределения различных типов калишпатов в постпалеозойских гранитах Грузии. Мы считаем, что данные по исследованию калишпатов в отмеченных гранитах являются ключевыми для решения наших задач; поэтому в настоящей части нашей работы мы более детально коснемся калишпатов этих гранитов. При рассмотрении калишпатов других постпалеозойских гранитных интрузий, — во избежание повторений, — мы в основном будем задерживаться лишь на определенных отклонениях в характере калишпатов конкретных интрузий, по сравнению с калишпатами постпалеозойских гранитных интрузий Дзирульского массива.

Постпалеозойские гранитоиды Дзирульского кристаллического массива

Несколько западнее Сурамского хребта, в пределах Грузинской глыбы наблюдаются два обособленных выхода мезозойских (юрских) гранитов. В геологической литературе один из них известен под названием Хевской интрузии, а другой — Чалванской.

Задолго до выделения и геолого-петрографического изучения вышеуказанных интрузий, Д.С.Белянкиным (1915₁) высказывалось предположение о возможности глубинной связи между различными неинтрузиями Кавказа. Позже это положение еще более определенно утверждалось А.А.Варданянцем (1931) и в дальнейшем было принято многими исследователями.

Учитывая полную минералого-петрографическую идентичность, а также небольшое расстояние (7 км по прямой линии) между интрузиями, их глубинная связь нам представляется вполне вероятной и даже естественной (если не обязательной). Поэтому рассматривать их следует не как две самостоятельные интрузии, а как два выхода одной интрузии.

Из отмеченных двух выходов мезозойской гранитной интрузии, первой была обнаружена и детально изучена геолого-петрографически так называемая Хевская интрузия (Смирнов, Заридзе, 1936; Заридзе, 1938). Чалванскую интрузию выделили несколько позже (Смирнов, Татришвили, Казахашвили, 1937), на основании полной петрографической идентичности с Хевской интрузией.

Хевская интрузия характеризуется определенной неоднородностью. Но, эта неоднородность существенно отличается от неоднородности метасоматических гранитов. Это различие прежде всего выражается в том, что неоднородность в данном случае значительно более "плавная". Выделенные разновидности сами по себе здесь уже характеризуются достаточно ярко выраженной индивидуальностью и среди них отчетливо различаются главные и второстепенные типы.

Наиболее распространенные и типичные для Хевской интрузии породы представлены массивными средне-равномернозернистыми гранитами. Главнейшими породообразующими минералами являются кварц, плагиоклаз, калишпат, биотит и обыкновенная роговая обманка; сравнительно редко встречается также ромбический пироксен. Вторичные минералы, как правило, представлены хлоритом, серицитом, эпидотом, пелитовым веществом и кальцитом. Из аксессуаров наблюдаются: апатит, циркон, сфен и рудный минерал.

В зависимости от количественного соотношения минеральных компонентов среди пород Хевской интрузии различаются более светлые и более темные разновидности.

Согласно номенклатуре Г.М.Заридзе (1938) наиболее светлые, - типичные для Хевской интрузии породы, - по составу отвечают гранитам ($Ox\ 65-100, P\ell\ 35-0$) и гранодиоритам ($Ox\ 35-65, P\ell\ 65-35$). Несколько более темные разновидности, пользующиеся ограниченным распространением по составу соответствуют банатитам ($Ox\ 0-5, P\ell\ 100-95$); а типичные "темные разновидности", в небольшом количестве наблюдающиеся лишь в периферических частях интрузии, представляют собой кварцево-диоритовые порфириды.

В 30-х годах Г.М.Заридзе считал доказанным гибридный характер темных разновидностей пород Хевской интрузии. Он указывал, что "темные разновидности нашего массива образовались путем сильной ассимиляции пород порфиритовой серии магмой неинтрузии. По-видимому, магма, достигшая места образования этих пород, уже имела состав пород светлых разновидностей неинтрузии и посредством дальнейшего поглощения чисто порфиритовых пород сделалась гораздо основнее" (Заридзе, 1938, стр. 74-76).

В настоящей работе мы в основном рассматриваем полевые шпаты "светлых" разновидностей гранитов, являющихся типичными породами Хевской интрузии и по номенклатуре Г.М.Заридзе (1938) соответствующих гранитам и гранодиоритам. Коротко коснемся также полевых шпатов относительно "темных" разновидностей пород Хевской интрузии, соответствующих банатитам по этой же номенклатуре.

На основании микроскопических наблюдений мы пришли к заключению, что одной из наиболее характерных особенностей гранитов Хевской интрузии, как и для остальных постпалеозойских гранитов Грузии, является наличие в них ясно и четко выраженных гипидиоморфных соотношений между зернами различных породообразующих минералов. Гипидиоморфнозернистая структура довольно часто переходит в аллотриоморфнозернистую; в этих породах иногда наблюдаются также элементы бластических структур. Но факт наличия ясно выраженной гипидиоморфнозернистой структуры безусловно является важным аргументом, доказывающим магматическое происхождение этих пород. Что же касается бластических структур, то они, естественно, должны были возникнуть в позднемагматическую стадию формирования гранитов.

В гранитах Хевской интрузии можно наблюдать включения идиоморфного пироксена в идиоморфном же кристалле основного плагиоклаза, естественного,

как правило, бывает интенсивно серицитизирован (рис.36). Этот последний, вместе с идиоморфными включениями темноцветного минерала, нередко "погружен" в массу аллотриоморфного калишпата, который в свою очередь бывает корродирован кварцем. Основной плагиоклаз, соприкасаясь с гипидиоморфным кристаллом роговой обманки, проявляет в отношении него идиоморфизм более высокой степени.

В сравнительно крупных аллотриоморфных образованиях калишпата в некоторых случаях наблюдаются полностью идиоморфные кристаллы также роговой обманки (рис.37) и биотита (рис.38).

Следует учесть, что по своему составу отдельные зерна плагиоклаза нередко резко отличаются друг от друга; измерениями на федоровском столике нами были установлены плагиоклазы как альбит-олигоклазового ряда, так и андезинового состава, что полностью согласуется с данными Г.М.Заридзе (1938). При этом на основании микроскопических наблюдений устанавливается, что идиоморфизмом высокой степени обладают только зерна относительно более основного плагиоклаза, а кислые разновидности этого минерала, как правило, аллотриоморфны. Это особенно хорошо прослеживается на зональных кристаллах плагиоклаза, которые часто встречаются в гранитах Хевской интрузии.

На основании собственных измерений и по данным Г.М.Заридзе (1938₂), мы можем констатировать, что в гранитах Хевской интрузии ядро зональных кристаллов плагиоклаза соответствует главным образом андезину (лишь изредка доходит до битовнита), а крайние зоны - олигоклазу или даже альбиту. По Г.М.Заридзе (1938), состав крайней зоны, вычисленный как среднее из всех его измерений, соответствует № II; для второй зоны - № 27, а для ядра из 34 измерений - № 53. Микроскопическими наблюдениями устанавливается, что центральные зоны этих плагиоклазов всегда ясно идиоморфны, а их крайние зоны, как правило, лишены такого идиоморфизма и, кроме того, в большинстве случаев довольно интенсивно резорбированы и корродированы.

Морфологические особенности кали-натрового полевого шпата и кварца в гранитоидах Хевской интрузии резко отличаются от морфологических особенностей пироксена, роговой обманки, биотита и основного плагиоклаза. Это различие состоит в том, что калишпат в гранитоидах Хевской интрузии никогда не бывает идиоморфным в отношении указанных выше породобразующих минералов. Он всегда ксеноморфен и часто как бы "обтекает" идиоморфные контуры пироксена, роговой обманки, биотита и плагиоклаза (см. рис. 37,38,39).

В отношении темноцветных компонентов и плагиоклаза кварц также никогда не бывает идиоморфным. Он, в основном, морфологически аналогичен калишпату и резко ксеноморфен. Однако в одном случае мы наблюдали "погруженный" в аллотриоморфное зерно калишпата кристалл кварца, у которого наблюдаются ясно и четко (идиоморфно) развитые кристаллографические грани (рис.40). В данном случае, по нашим предположениям, кварц представлен высокотемпературной модификацией, на что указывает и его габитус. На наличие идиоморфного кварца в гранитоидах Хевской интрузии указывал и Г.М.Заридзе (1938₂).

Рис.36. Гипидиоморфные кристаллы пироксена, плагиоклаза и роговой обманки в Граните Хевской интрузии (Ник.+, ув. 9х8).

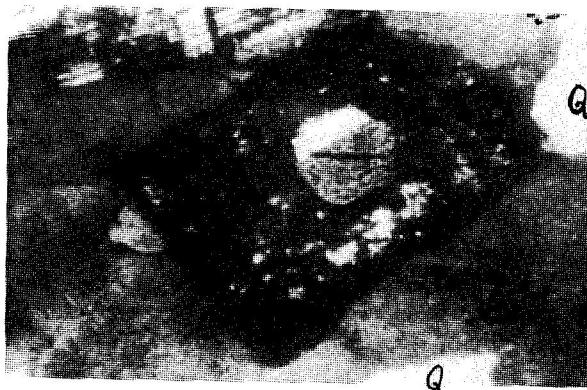


Рис.37. Идиоморфный кристалл биотита в пертитизированном калишпате гранита Хевской интрузии (Шик. +, ув. 9х8).

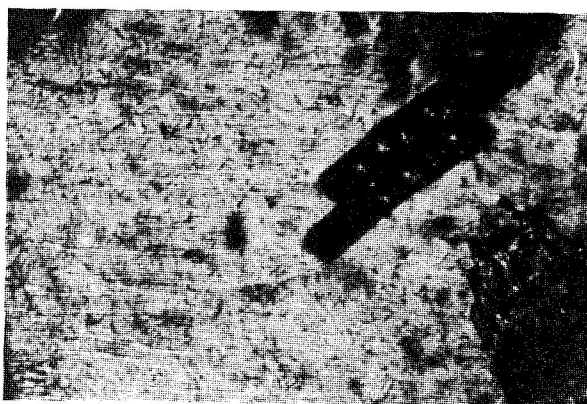


Рис.38. Гипидиоморфные кристаллы роговой обманки в калишпате гранита Хевской интрузии (Ник.+, ув. 9х8).

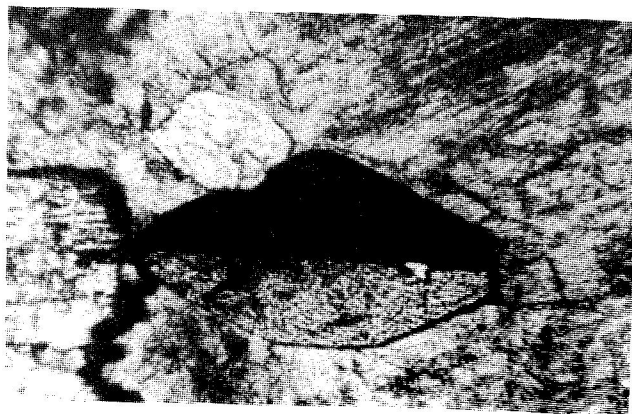


Рис.39. Гипидиоморфное взаимоотношение плагиоклаза и калишпата в граните Хевской интрузии (Ник.+, ув.9x8)



Рис.40. Гипидиоморфные взаимоотношения зонального плагиоклаза, кварца и калишпата в граните Хевской интрузии (Ник.+, ув. 9x8).

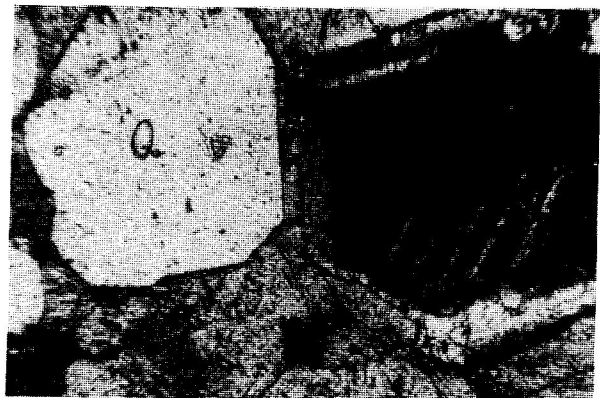


Рис.41. Гипидиоморфное взаимоотношение плагиоклаза и калишпата в граните Хевской интрузии (Ник.+, ув. 9x8).



Как видно из рассмотренных примеров, для гранитоидов Хевской интрузии характерно наличие ясно и четко выраженной гипидиоморфнозернистой структуры. Однако гипидиоморфные морфологические взаимоотношения между различными породобразующими минералами далеко не всегда столь ясно и четко выражены как в рассмотренных примерах. Нередко гипидиоморфнозернистая структура переходит в аллотриоморфнозернистую. А иногда структура данных гранитоидов приобретает черты явно бластических структур и в первую очередь эти черты очень четко проявляются в морфологических взаимоотношениях калишпата и плагиоклаза. Причем все указанные изменения структуры можно наблюдать в пределах одного образца, а иногда даже в пределах одного шлифа.

Как показали проведенные микроскопические наблюдения, характер контактов плагиоклаза с калишпатами бывает различным. В рассмотренных выше примерах (рис.36-40) ксеноморфное зерно калишпата плавно обтекает идиоморфный кристалл плагиоклаза и никаких значительных коррозионных явлений не наблюдалось. В других случаях (рис.41) плагиоклаз в общем сохраняет идиоморфное очертание, однако в той или иной степени корродирован и его контуры с калишпатом заметно зазубрены. Но во многих случаях очертания кристаллов плагиоклаза вообще лишены всякого идиоморфизма и контуры с калишпатом очень сильно резорбированы и извилисты (рис.42, 43). В таких случаях калишпат, помимо того что он сильно резорбирует плагиоклаз, нередко образует и глубокие заливы и прожилки.

Нам представляется, что различный характер морфологических взаимоотношений калишпата с плагиоклазом, а также с некоторыми другими породобразующими минералами, обусловлен тем, что в одних случаях калишпат в гранитоидах Хевской интрузии кристаллизовался в свободном межзерновом пространстве (преимущественно), а в других - возникал путем метасоматического замещения ранее образованных минералов, главным образом плагиоклаза.

При замещении плагиоклаза, калишпат обычно образует в нем глубокие заливы. Иногда можно наблюдать как плагиоклаз при замещении расчленяется на отдельные мелкие части и его клочкообразные останцы в виде вclusions оказываются захваченными в аллотриоморфном зерне калишпата. Такие клочки-останцы замещенного плагиоклаза в калишпате в скрещенных пиколях гаснут одновременно с материнским зерном плагиоклаза, подвергшимся замещению.

В калишпатах гранитоидов Хевской интрузии иногда наблюдаются пертитовые вроски, характеризующиеся различными морфологическими особенностями. В одних случаях пертиты тонковолокнистые и распределяются в массе калишпата очень равномерно и закономерно (см.рис.37). В других случаях пертитовые образования имеют грубые очертания, распределены неравномерно и генетически явно приурочены к замещенному кристаллу плагиоклаза, одновременно с которым гаснут в скрещенных пиколях (см.рис.43). Эти наблюдения показывают, что в калишпатах гранитоидов Хевской интрузии мы должны иметь пертиты двух генетических типов - пертиты распада и пертиты замещения.



Рис.42. Метасоматическое замещение плагиоклаза калишпатом в граните Хевской интрузии (Ник.+, увел. 9x8).

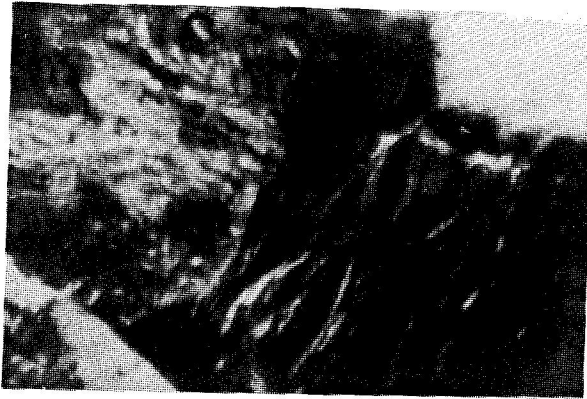


Рис.43. Образование пертитов замещения в калишпате гранита Хевской интрузии (Ник.+, увел. 9x8).

Общезвестно, что предыдущими исследованиями за одну из характерных особенностей неинтрузий Дзирульского массива и в частности гранитоидов Хевской интрузии принималось отсутствие в них микроклина. Однако по нашим наблюдениям (Манвелидзе, 1966) в калишпатах этих пород микроклиновидная решетка, как правило, не наблюдается. Довольно часто некоторые зерна калишпата обнаруживают пятнистое погасание, принимающее иногда очертания четко выраженной микроклиновой решетки (рис.44). Отмеченное обстоятельство свидетельствует о том, что максимальный решетчатый микроклин в гранитоидах Хевской интрузии хотя и встречается редко, но отнюдь не является чуждым для этих пород. Установление этого факта имеет важнейшее значение для познания истинной природы калишпатов в рассматриваемых гранитоидах в целом.

При микроскопических наблюдениях можно также заметить, что зерна калишпата с пятнистым погасанием нередко содержат мелкие клочкообраз-



Рис.44. Решетчатый микроклин в граните Хевской интрузии (Ник.+, увел. 9×10).

ные включения плагиоклаза наблюдаемые и в решетчатом кристалле калишпата. Кроме того, морфологические взаимоотношения этих зерен калишпата с другими породообразующими минералами, — и в частности с плагиоклазом, — наряду с вышеотмеченным, наводят на мысль, что пятнистые и решетчатые зерна калишпата в гранитах Хевской интрузии образовались путем метасоматического замещения плагиоклаза. Учитывая, что замещение натрия калием в альбите является наиболее легким путем для получения триклинных калишпатов (в частности микроклина), осуществляемым даже в лабораторных условиях (Лавес, 1952₂; Wyart, Sabatier, 1956), вышеуказанное предположение делается вполне реальным.

В среднеравномернозернистых постпалеозойских гранитах Грузинской глыбы (как и в других постпалеозойских гранитах Грузии) образования калишпата недостаточно крупны для изготовления гониометрически ориентированных шлифов; поэтому невозможно точно определить оптическую ориентировку этих минералов и, в частности, их Δ_0 . Но коноскопическое определение величины $-2V$, а также измерение рентгеновской триклинности дают достаточно полные сведения об их структурном состоянии, а также триклинности.

Для выяснения явлений упорядочения калишпатов данных гранитоидов из каждого образца изготавливались по несколько толстых прозрачных шлифов без покровного стекла. Коноскопические определения $-2V$ калишпатов показали, что эта величина изменяется в довольно широком интервале — от -44 до -80° , в плотности \perp (010). Нередко в одних и тех же образцах гранитов Хевской интрузии встречаются калишпаты с различным $-2V$.

На основании измерений мы пришли к заключению, что несмотря на широкие общие пределы колебания $-2V$, наиболее характерны сравнительно низкие значения — в пределах $50-65^\circ$. Вместе с тем намечается тенденция увеличения величины $-2V$ от светлых разновидностей гранитов к темным, в которых величина $-2V$ калишпатов ниже 50° не опускается, тогда как

в светлых гранитоидах довольно часто наблюдаются калишпаты с $-2V$ ниже 50° .

Величина $-2V$ не опускается ниже 50° и в аляскитах, генетически связанных с юрскими гранитоидами массива, о чем свидетельствуют и наши коноскопические измерения $-2V$, так и многочисленные ортоскопические определения предыдущих исследователей (Смирнов, Казахашвили, Татришвили, 1938; Белянкин, Петров, 1945)^I. По данным Д.С.Белянкина и В.П.Петрова в аляскитах, наблюдаемых в контактных порфирах поблизости с Хевской интрузией $-2V$ калишпатов изменяется в пределах $56-68^\circ$; по данным же Г.М.Смирнова, Т.Г.Казахашвили и Н.В.Татришвили (1938) в аналогичных аляскитах, пересекающих древние гранитоиды и габброиды западнее Рикотского перевала (между Рикотским перевалом и с.Хеви) $-2V$ калишпата полевого шпата находится в пределах $53-61^\circ$.

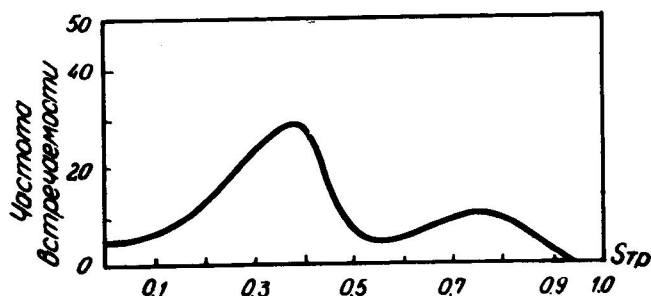


Рис.45. Вариационная кривая степеней упорядоченности калишпатов гранитов Хевской интрузии (78 определений).

На основании коноскопических определений нами были вычислены степени упорядоченности калишпатов гранитов Хевской интрузии. Полученные данные позволяют констатировать, что упорядоченность нерешетчатых калишпатов гранитов Хевской интрузии является триклинной и в общем изменяется в очень широких пределах — $S_{Tr} = 0-0,9$ (рис.45); при этом если учесть наличие в этих породах решетчатого максимального микроклина, можно сказать, что S_{Tr} калишпатов отмеченных пород принимает все значения от 0 до 1. Вместе с тем необходимо иметь в виду, что до 0 опускается S_{Tr} только калишпатов светлых гранитов Хевской интрузии; S_{Tr} же темных разновидностей гранитоидов этой интрузии превышает величину 0,15. Замерами, а также данными предыдущих исследователей устанавливается, что степень упорядоченности калишпатов аляскитов, генетически связанных с Хевской интрузией, характеризуется гораздо большим постоянством и изменяется в пределах 0,22 — 0,60.

^I Нами учитываются лишь те данные предыдущих исследователей, которые получены по двум выходам оптических осей.

Нами были произведены коноскопические определения $-2V$ калишпатов и в образцах гранитов Чалванской интрузии, соответствующих светлым гранитам Хевской интрузии. Измерения показали, что величина $-2V$ в этих образцах находится в тех же пределах, которые характерны для калишпатов светлых гранитов Хевской интрузии; причем плоскость их оптических осей также \perp (ОЮ). Учитывая произведенные измерения, а также данные предыдущих исследователей можем констатировать, что упорядочение калишпатов Чалванской интрузии в общем такое же как и Хевской интрузии.

В калишпатах Хевской интрузии ни нами, ни предыдущими исследователями не были определены $-2V$ ниже -44° , хотя измерения произведены в достаточно большом количестве. Полученные нами данные свидетельствуют о том, что величина $-2V$ калишпатов Чалванской интрузии, как правило, также превышает 44° . В то же время Г.М.Смирновым, Н.Ф.Татришвили и Т.Г.Казахашвили (1937) в двух случаях в калишпатах отмеченной интрузии определены $-2V = 24^\circ$ (по двум выходам О.О). По-видимому, постпалеозойские граниты Дзирульского массива наряду с калишпатами с триклинным упорядочением ($S_{Tr} = 0-1$), в редких случаях содержат также калишпаты с моноклинной упорядоченностью ($S_{\mu} = 0,84$).

Степень триклинности калишпатов данных гранитов определялась методом рентгеновской дифрактометрии.

В светлых гранитах как Хевской, так и Чалванской интрузии калишпаты в основном обладают четко выраженным узким, нерасщепленным пиком (I3I), т.е. в данном случае степень рентгеновской триклинности равняется нулю или близка к нему. Лишь иногда наблюдается более или менее заметное расширение пика (I3I), что является, видимо, следствием появления некоторой триклинности, соответствующей примерно $\Delta\rho = 0,2-0,2$ (по крайней мере $\Delta\rho$ калишпатов этих пород значительно ниже 0,5).

Другая картина отмечалась на дифрактограммах калишпатов темных разновидностей гранитоидов Хевской интрузии, где пик (I3I) расщеплен. Полученные данные позволяют констатировать, что в светлых разновидностях мезозойских гранитов Дзирульского массива калишпаты, как правило, обладают значительно более низкими значениями $\Delta\rho$, чем калишпаты темных разновидностей.

Как показывают данные, сведенные в табл.15, количество альбитового компонента в гомогенном твердом растворе калишпатов мезозойских гранитов Дзирульского массива варьирует в пределах 0-15%. Однако, учитывая развитие пертитов распада в этих калишпатах, мы вправе допустить, что в первоначальном гомогенном твердом растворе калишпатов мезозойских гранитов Дзирульского массива содержание альбитового компонента могло превышать 15%. Вместе с этим, по микроскопическим наблюдениям, калишпаты в отмеченных гранитах начали выделяться после образования основных разновидностей плагиоклаза и их формирование совпадает с этапом образования наиболее кислых разновидностей плагиоклаза. Исходя из этих данных по двуполевошпатовому геологическому термометру Барта-Рябчикова можем предположить, что в мезозойских гранитах Дзирульского массива калишпаты кристаллизовались в основном при температуре порядка

550°С и ниже. Наиболее ранние выделения калишпата этих гранитов, видимо, кристаллизовались при несколько более высокой температуре чем 550°. Естественно, надо считать, что основные разновидности плагиоклаза образовались при еще более высокой температуре. Температура же кристаллизации калишпатов и кислых разновидностей плагиоклаза мезозойских гранитов Дзирульского массива была примерно одинаковой.

Таблица 15. Гомогенные твердые растворы калишпатов гранитов Хевской и Чалванской интрузий

Излучение	(20I) Oz		Состав гомогенного твердого раствора, вес. %	
	Q	d	Ab	Oz
Cu	10,51	4,21	10	90
"	10,48	4,23	0	100
"	10,51	4,21	10	90
Fe	13,25	4,21	10	90
Cu	10,53	4,20	15	85
"	10,51	4,21	10	90
"	10,48	4,23	0	100
Fe	13,26	4,21	10	100
"	13,25	4,21	10	10
"	13,29	4,20	15	85
"	13,23	4,22	5	95
"	13,23	4,22	5	95
"	13,28	4,20	15	85
"	13,25	4,21	10	90
"	13,23	4,22	5	95

Как видим отмеченные граниты характеризуются большим разнообразием структурно-оптических типов калишпата с отчетливо выраженной закономерностью.

В светлых гранитах доминирующим распространением пользуются высокие и промежуточные ортоклазы ($S_{TP} 0,2 - 0,5$); по всей вероятности, иногда они переходят в модификации триклинных высоких и промежуточных ортоклазов, с слабо выраженной триклинностью ($\Delta\rho \approx 0,2-0,3$). Однако кроме отмеченных разновидностей калишпата, в указанных породах фактически наблюдаются все переходы от низкого санидина до максимального, решетчатого микроклина. Калишпаты, значительно различные по структурному состоянию, можно наблюдать совместно в одном образце, а нередко и в одном шлифе. Есть основание считать, что наибольшую упорядоченность проявляют те калишпаты, которые образовались в наиболее поздней стадии становления этих магматических гранитов.

В темных гранитоидах Хевской интрузии намечается повышение упорядоченности калишпатов. Эти породы также характеризуются большим разнообразием структурно-оптических типов калишпатов, однако их S_{TP} ниже 0,15 не опускается.

Тенденция повышения упорядоченности и триклинности калишпатов темных разновидностей гранитоидов Хевской интрузии, по сравнению с калишпатами светлых гранитоидов, полностью соответствует закономерности, обычной (Дистанова, 1962 и др.) для калишпатов гранитных интрузий и пород их контактных ореалов.

Постпалеозойские гранитоиды Южного склона Кавказского хребта

Граниты Келасурской интрузии (юра; Абхазия). Главными породобразующими минералами гранитов Келасурской интрузии являются биотит, плагиоклаз, калишпат и кварц, иногда и амфибол. Вторичные минералы представлены серицитом, карбонатом, эпидотом, хлоритом и пелитовым веществом. Из аксессуаров обычно наблюдаются апатит, циркон и рудный минерал.

Плагиоклаз в гранитах Келасурской интрузии часто проявляет ясное зональное строение. Пределы колебаний состава этих плагиоклазов несколько более узкие, чем плагиоклазов гранитов Хевской интрузии. В частности, даже состав ядерных зон зональных плагиоклазов гранитов Келасурской интрузии не выходит за пределы андезина, тогда как ядерные зоны плагиоклазов гранитов Хевской интрузии, как отмечалось, нередко, имеют бытовитовый состав.

Калишпаты гранитов Келасурской интрузии проявляют аналогию с калишпатами постпалеозойских гранитов Дзирульского массива как по своим морфологическим особенностям, так и по морфологическим особенностям взаимоотношения с другими породобразующими минералами. Эти особенности свидетельствуют о том, что в данном случае, как и в гранитоидах Хевской и Чалванской интрузии, одна часть калишпата возникла путем кристаллизации из маиматического расплава, а другая путем метасоматического замещения раннеобразованных зерен минералов.

Калишпаты гранитов Келасурской интрузии проявляют аналогию с калишпатами гранитов Хевской и Чалванской интрузий так же и по своему структурному состоянию. Хотя здесь наблюдаются и некоторые расхождения:

Во-первых, как показали рентгенографические определения, на дифрактограммах калишпатов гранитов Келасурской интрузии пик (131) всегда узок и не дает никаких расширений. Следовательно, $\Delta\rho$ этих калишпатов, как правило, равняется нулю; а если калишпаты и имеют склонность к проявлению определенной триклинности, то, видимо, в значительно меньшей степени, чем калишпаты юрских гранитов Дзирульского массива.

Во-вторых, на основании коноскопических определений устанавливается, что $-2V$ калишпатов Келасурских гранитов меняется значительно в более узком интервале ($44-68^\circ$), чем в случае калишпатов юрских гранитов Дзирульского массива. Кроме того, здесь нами не были обнаружены калишпаты, хотя бы со слабым проявлением решетчатого строения, как это наблюдалось в гранитах Хевской интрузии.

Исходя из этих данных, можно заключить, что хотя граниты Келасурской интрузии и характеризуются многообразием структурно-оптических ти-

пов калишпата, однако в этом отношении они все же значительно уступают юрским гранитам Дзирульского массива.

Вместе с тем, аналогия проявляется в том, что для гранитов Келасурской интрузии, как и для юрских гранитов Дзирульского массива, доминирующими являются высокие и промежуточные ортоклазы со степенью упорядочения в пределах 0,2–0,5 (рис. 46).

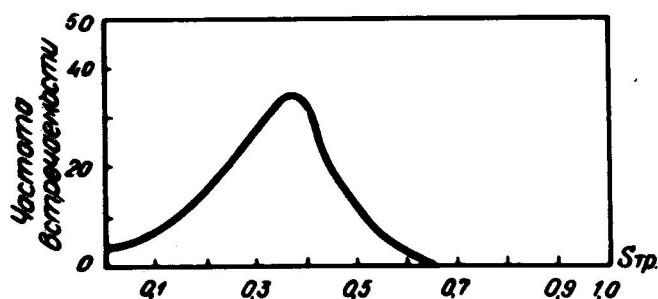


Рис.46. Вариационная кривая степеней упорядочения калишпатов гранитов Келасурской интрузии (52 определений).

На основании распределения альбитового компонента (с учетом наличия пертитов распада) в гомогенном твердом растворе калишпатов (табл. 16) и равновесно сосуществующих с ними кислых плагиоклазов устанавливается, что температура кристаллизации калишпатов гранитов Келасурской интрузии составляла 300–500 °С.

Таблица 16. Гомогенные твердые растворы калишпатов гранитов Келасурской интрузии

Излучение	(201) 0 z		Состав гомогенного твердого раствора, вес. %	
	Q	d	AB	0z
Fe	13,23	4,22	5	95
"	13,26	4,21	10	90
"	13,28	4,20	15	85
"	13,26	4,21	10	90
"	13,25	4,21	10	90
"	13,26	4,21	10	90
"	13,23	4,22	5	95
"	13,26	4,21	10	90
"	13,26	4,21	10	90

Калишпаты гранитов Келасурской интрузии с точки зрения явлений упорядочения были изучены и Ш.А.Бухникашвили (1975). Она также не обнаружила калишпаты *Стр* которых выходила бы за пределы 0-0,65. По определению Ш.А.Бухникашвили (1975), в гранитах Келасурской интрузии калишпат представлен высоким триклинным ортоклазом, *Др* которых равняется 0, а *Стр* варьирует в пределах 0-0,5. Таким образом, результаты полученные Ш.А.Бухникашвили (1975) и наши данные о структурном состоянии калишпатов Келасурских гранитов согласуются.

Исследования Ш.А.Бухникашвили (1975) на примере гранитов Келасурской интрузии полностью подтверждают наш вывод (Манвелидзе, 1966, 1968, 1970) о том, что в постпалеозойских магматических гранитах Грузии калишпат представлен двумя генерациями (кристаллизующимся из расплава и возникшим метасоматическим путем).

Как уже отмечалось ранее этот вывод был подтвержден и Г.К.Цимакурдидзе (1971) на примере магматических гранитов Кавказского хребта.

Граниты Ушба-Эцерской интрузии (юра); верхн.Сванети. Главнейшие породообразующие минералы гранитов Ушба-Эцерской интрузии (или проще - Эцерской) представлены, обычно, биотитом, плагиоклазом, калишпатом и кварцем; иногда в этих гранитах наблюдается и амфибол. Вторичные минералы: хлорит, серицит, соссюрит. Из аксессуаров наблюдаются апатит, циркон и рудный минерал.

В этих гранитах плагиоклаз также характеризуется изменчивым составом и, нередко, образует зональные кристаллы. Однако в отличие от гранитов Хевской интрузии в данном случае верхний предел колебания состава плагиоклазов (в том числе зональных разновидностей) не выходит за пределы андезина.

Аналогично гранитам Хевской интрузии, граниты Эцерской интрузии характеризуются многообразием структурно-оптических типов калишпатов и доминирующее положение здесь также занимают относительно малопорядоченные структурные типы калишпата (рис.47), триклинность которых (*Др*), как правило, равняется 0 и лишь иногда повышается до 0,2-0,3. Аналогия проявляется также в том, что в гранитах Ушба-Эцерской интрузии тоже содержатся кристаллы с зачатками микроклиновой решетки. Наличие таких калишпатов в данных гранитах в 1967 г. отмечалось и О.З.Дудаури. Это подтверждает наш вывод о том, что для молодых гранитов Грузии решетчатый микроклин не совсем чужд (Манвелидзе, 1966), как считалось ранее.

Невзирая на отмеченные аналогичные черты в распределении структурно-оптических типов калишпата в гранитах Хевской и Ушба-Эцерской интрузии все-таки наблюдаются определенные различия.

1) В гранитах Ушба-Эцерской интрузии степень порядка доминирующих структурно-оптических типов калишпата несколько выше: калишпаты, в основном, представлены промежуточными ортоклазами и среди них в меньшем количестве наблюдаются высокие ортоклазы.

2) Интервал колебания степени порядка калишпатов гранитов Ушба-Эцерской интрузии несколько сужен в результате повышения нижнего предела.

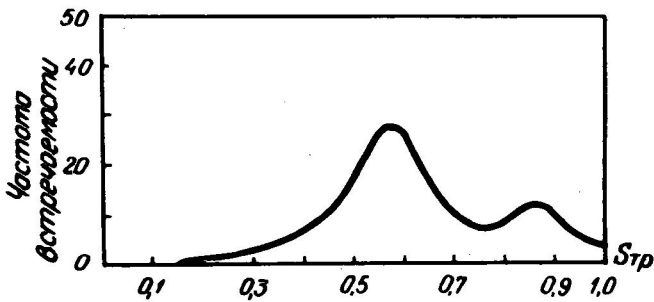


Рис. 47. Вариационная кривая степеней упорядочения калишпатов гранитов Ушба-Эзерской интрузии (52 определений).

В гранитах Ушба-Эзерской интрузии калишпат равновесно сосуществует с кислым плагиоклазом альбит-олигоклазового ряда. Содержание альбита в гомогенном твердом растворе этих калишпатов по рентгенографическим данным (табл. I7) находится в пределах 0 - 10%. Однако, можно предположить, что до образования пертитов распада содержание альбита в гомогенном твердом растворе этих калишпатов, видимо, была несколько выше. Исходя из этих данных можем допустить, что в гранитах Ушба-Эзерской интрузии калишпаты кристаллизовались в температурном интервале примерно 300 - 500°C.

Таблица I7. Гомогенные твердые растворы калишпатов гранитов Ушба-Эзерской интрузии

Излучение	(20 $\bar{1}$) Oz		Состав гомогенного твердого раствора, вес. %	
	Q	d	AB	Oz
Fe	13,26	4,21	10	90
"	13,20	4,23	0	100
"	13,23	4,22	5	95
"	13,26	4,21	10	90
"	13,26	4,21	10	90
"	13,26	4,21	10	90
"	13,26	4,21	10	90

Граниты Кирарской интрузии (третичный: Верхн.Сванети). Главнейшие породообразующие минералы гранитов Кирарской интрузии: биотит, плагиоклаз, калишпат и кварц, в малом количестве наблюдается амфибол. Вторичные минералы, серицит, пелитовое вещество, иногда в малом количестве эпидот и карбонат. Из аксессуариев чаще всего наблюдаются: апатит, рудный минерал, сфен, а также циркон.

Плагиоклаз в данных породах также образует зональные кристаллы и характеризуется изменчивостью состава незональных кристаллов. В этих породах верхний предел колебания состава плагиоклазов также не выходит за пределы андезина.

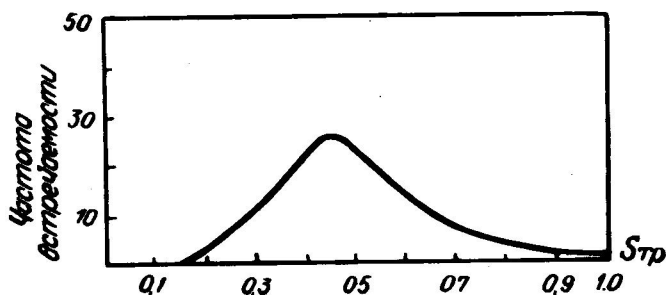


Рис.48. Вариационная кривая степеней упорядочения калишпатов гранитов Кирарской интрузии (18 определений).

Калишпаты по степени упорядоченности (рис.48), по развитию три-клинности и двойникования, а также по составу гомогенного твердого раствора (табл. 18), вполне идентичны калишпатам Умба-Эцарской интрузии.

Таблица 18. Гомогенные твердые растворы калишпатов гранитов Кирарской интрузии

Излучение	(20 $\bar{1}$) Oz		Состав гомогенного твердого раствора, вес. %	
	<i>a</i>	<i>d</i>	<i>Ab</i>	<i>Oz</i>
Fe	13,26	4,21	10	90
"	13,26	4,21	10	90
"	13,26	4,21	10	90
"	13,26	4,21	10	90
"	13,26	4,21	10	90

Наблюдаемые различия (как и сходство) между структурно-оптическими типами калишпатов гранитов Кирарской интрузии и структурно-оптическими типами калишпатов Хевской интрузии, в общем аналогичны тем различиям, о которых мы уже говорили.

1) Интервал колебания степени порядка калишпатов в гранитах Кирарской интрузии, по сравнению с калишпатами юрских гранитов Дзирульского массива, несколько сужен в результате повышения нижнего предела этого интервала.

2) В данном случае, хотя и в меньшей мере, чем в предыдущем — но, все же наблюдаем повышение степени порядка доминирующих структурно-

оптических типов калишпата. Это выражается в том, что в гранитах Кирарской интрузии промежуточные ортоклазы все же преобладают над высокими ортоклазами, хотя это преобладание не столь значительное, как в гранитах Ушба-Эцгерской интрузии.

Граниты Цанской интрузии (третичный: Нижняя Сванети). Главнейшими породообразующими минералами являются: биотит, мусковит, плагиоклаз, калишпат и кварц. Вторичные минералы: хлорит, серицит, лимонит, пелитовое вещество и, видимо, часть мусковита. Из аксессуариев чаще всего наблюдаются циркон, апатит, сфен и рудный минерал.

Верхний предел колебания состава плагиоклаза гранитов Цанской интрузии несколько ниже такового Хевской интрузий. Нижним пределом, как и во всех других гранитоидах Грузии, является кислый плагиоклаз альбит-олигоклазового состава.

Наряду с нормальными зональными (подразумевается прямая зональность) кристаллами плагиоклаза, согласно И.И.Кикнадзе (1962), в двуслодных гранитах Цанской интрузии иногда наблюдаются также рекуррентно-зональные кристаллы плагиоклаза, с 2 и 3-кратными чередованиями зон. По И.И.Кикнадзе, изменение состава такого плагиоклаза происходит по схеме: № 28 (ядро) - 25 - 20 - 28 - 24 - 19 - 27 - 20. Наличие рекуррентно-зональных кристаллов плагиоклаза в гранитах Цанской интрузии И.И.Кикнадзе объясняет перепадом температуры магмы, давшей эти граниты.

Результаты рентгенографических определений показывают, что определенные колебания наблюдаются и в количественном соотношении альбита и ортоклаза в гомогенных твердых растворах калишпатов (табл.19); колебания состава гомогенного твердого раствора калишпатов гранитов Цанской интрузии аналогичны наблюдаемым в случае гомогенных твердых растворов калишпатов других постпалеозойских гранитоидов Грузии.

Таблица 19. Гомогенные твердые растворы калишпатов гранитов цанской интрузии

Излучение	(201) $O\alpha$		Состав гомогенного твердого раствора, вес. %	
	a	d	Ab	$O\alpha$
Fe	13,26	4,21	10	90
"	13,26	4,21	10	90
"	13,26	4,21	10	90
"	13,29	4,20	15	85
"	13,26	4,21	10	90
"	13,23	4,22	5	95
"	13,26	4,21	10	90
"	13,20	4,23	0	100
"	13,26	4,21	10	90
"	13,26	4,21	10	90

По широкому разнообразию структурно-оптических типов калишпата граниты Цанской интрузии ближе всего стоят к Юрским гранитам Дзирульского массива, чем все остальные выше рассмотренные постпалеозойские граниты.

Как показали произведенные нами коноскопические определения - $2V$ калишпатов гранитов Цанской интрузии (аналогично гранитам Хевской интрузии) меняется в плоскости \perp (OIO) в очень широких пределах и фактически принимает все значения от -44 до 84° . $S_{\text{тр}}$ калишпатов гранитов Цанской интрузии так же, как и $S_{\text{тр}}$ калишпатов гранитов Хевской интрузии, меняется от 0 до I. Причем наибольшим распространением в гранитах Цанской интрузии пользуются калишпаты с $S_{\text{тр}} = 0-0,2$, а за ними - калишпаты с $S_{\text{тр}} = 0,8-0,95$ (рис.49).

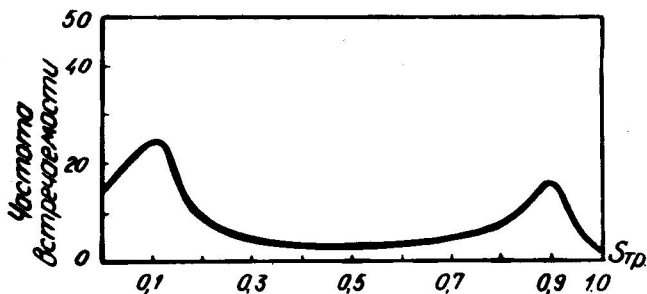


Рис.49. Вариационная кривая степеней упорядочения калишпатов гранитов Цанской интрузии (53 определений).

Определенная тенденция к образованию двух максимумов частоты встречаемости - калишпатов с относительно низкими и с высокими значениями

- наблюдалась и на вариационных кривых степеней упорядочения калишпатов гранитов Хевской и Умба-Эперской интрузий (см. рис. 45 и 47). Однако на вариационной кривой встречаемости степеней упорядочения калишпатов гранитов Цанской интрузии эта тенденция проявляется более отчетливо, чем в предыдущих примерах.

В связи с этим возникает вопрос: не является ли повторяемость этой тенденции отражением определенной закономерности?

Для того, чтобы хотя бы предположительно ответить на этот вопрос обратимся к следующему примеру. Совершенно очевидно, что если мы частоту встречаемости различных $S_{\text{тр}}$ калишпатов порфировидных вкрапленников и калишпатов основной массы Рквийских гранитов выразим не двумя отдельными вариационными кривыми (см.рис. 17,18), а одной, тогда на этой кривой мы обязательно получим два максимума: один из них будет показывать частоту встречаемости относительно низких значений $S_{\text{тр}}$ более ранних образований калишпата Рквийских гранитов, а другой - более поздних образований калишпатов этих же гранитов. Исходя из этого, нам вполне допустимым представляется, что наблюдаемая тенденция образования двух максимумов на вариационных кривых калишпатов (см.рис. 45,47,49) пост-

палеозойских гранитоидов Грузии, возможно, является не случайным; по всей вероятности, в данном случае мы имеем определенное выражение тех же закономерностей, которые наблюдаются в изменении *Str* калишпатов гранитов Рквийской интрузии, с тем различием, что здесь не образовались крупные кристаллы этого минерала (в силу определенных причин).

И.И.Кикнадзе на основании определения оптической ориентировки калишпатов ортоскопическим методом Федорова, высказывал предположение о возможности содержания в гранитах Цанской интрузии нерешетчатого микроклина. Как отмечалось во введении в настоящее время любые определения оптической ориентировки калишпатов, произведенные ортоскопическим методом Федорова, признаются грубо ошибочными (Марфунин, 1962). Тем не менее, по аналогии с гранитами Хевской интрузии, где совершенно определенно было доказано наличие решетчатого микроклина (Манвелидзе, 1966), мы считаем вполне вероятным, что определения И.И.Кикнадзе близки к реальности. Упорядоченные разновидности калишпата гранитов Цанской интрузии могут представлять собой нерешетчатые (под микроскопом) микроклины. В пользу такого заключения говорят также и то, что на дифрактограммах калишпатов гранитов Цанской интрузии пик (131) иногда заметно расширен и бывает диффузным. Вероятно, это происходит в результате соответствующих отражений триклинных зерен калишпата гранитов Цанской интрузии.

На основании изложенных доводов мы приходим к заключению, что в гранитах Цанской интрузии доминирующим распространением пользуется высокий ортоклаз, переходящий в промежуточный ортоклаз, с триклинностью выраженной в различной степени и промежуточный ортоклаз, переходящий в низкий триклинный ортоклаз и крипторешетчатый микроклин.

И.И.Кикнадзе, детально изучивший оптику калишпатов гранитов Цанской интрузии (с применением ортоскопического метода Федорова) этих минералов с точки зрения явлений упорядочения не рассматривал; однако им все же предпринята попытка объяснить изменчивость оптической ориентировки изученных им калишпатов в зависимости от изменения температуры кристаллизации этих минералов.

Разнообразие оптической ориентировки калишпатов гранитов Цанской интрузии И.И.Кикнадзе объяснял перепадом температуры магмы, давшей эти граниты. Согласно И.И.Кикнадзе, в связи с присутствием в молодых интрузивных породах многочисленных плагиоклазов с рекуррентной зональностью, образованных в результате частого колебания температуры магмы, изменчивость оптической ориентировки у калишпатов объясняется этой же причиной. Однако в данном случае мы никак не можем согласиться с И.И.Кикнадзе.

Экспериментально совершенно точно доказано (Спенсер, 1937; Гольдсмит, Лавес, 1954_{1,2} и др.), что изменение симметрии калишпатов в сторону повышения, а также изменение их упорядочения в сторону понижения в связи с термической обработкой этих минералов, — очень быстротекущие процессы (требуются считанные часы). Обратный же процесс требует неизмеримо более длительного времени. Из этого вытекает, что при любом кратном повышении температуры калишпаты, выделившиеся в предшествующем

относительно "низкотемпературном" этапе, незамедлительно приходили бы в равновесие с заданной температурой. При понижении же температуры они могли сохраняться в метастабильном состоянии. Следовательно, наблюдаемое разнообразие структурно-оптических типов калишпатов гранитов Цанской интрузии возникло после последнего максимального повышения температуры. А такой момент, по данным И.И.Кикнадзе (см. схему рекуррентно-зональности), настал в самом конце формирования рекуррентно-зональных кристаллов плагиоклаза. Значит в данном случае у нас нет основания считать причиной разнообразия структурно-оптических типов калишпата гранитов Цанской интрузии колебания температуры магмы. Основной причиной такого разнообразия структурно-оптических типов калишпатов различных гранитоидов можно считать лишь постепенное изменение температуры от верхних значений к низким, а не ее произвольные колебания.

Многочисленные данные показывают, что большое разнообразие структурно-оптических типов калишпатов в гипабиссальных постпалеозойских гранитах Грузии представляет собой вполне закономерное явление, характерное для магматических гипабиссальных гранитов и других геологических регионов. Следовательно, указанная особенность распределения различных структурно-оптических типов калишпатов в гипабиссальных гранитах Грузии обусловлена не местными (случайными) причинами, а совершенно определенными факторами, влияющими на формирование структурно-оптических типов калишпатов любых гипабиссальных гранитоидных интрузий. Для выяснения причин указанной особенности калишпатов гипабиссальных гранитоидных интрузий, по нашему мнению, не безынтересным будет вспомнить некоторые данные других авторов.

Еще в 20-х годах Д.С.Белянкиным (1915₂) в гранитоидных гипабиссальных неинтрузиях Центрального Кавказа были описаны зональные порфирировидные вкрапленники калишпата; позже аналогичные зональные кристаллы калишпата им же были описаны в сиенитпорфирах р.Чу (Белянкин, 1944). Д.С.Белянкиным была установлена интересная закономерность изменения оптических свойств в порфирировидных калишпатах, выражающаяся в увеличении угла оптических осей от центра к периферии зональных кристаллов калишпата. Совершенно аналогичные зональные порфирировидные кристаллы вкрапленников калишпата наблюдаются: в порфирировидных гранитоидах Амуджиканского типа, в Восточном Забайкалье (Литвинов, Соломин, 1967); в порфирировидных гранитоидах Станового хребта (Гуров, Гурова, 1967); в порфирировидных кварцевых монцонитах хребта Оканоган, в Северной Америке (Hibbard, 1963) и в некоторых других порфирировидных гипабиссальных породах самых различных геологических регионов. Таким образом, возникновение неоднородности (зональной), является характерной чертой вкрапленников калишпата в порфирировидных гипабиссальных интрузиях.

Е.П.Гуровым и Е.П.Гуровой (1967) установлено, что в зональных кристаллах калишпата гипабиссальных гранитоидов Станового хребта, наряду с увеличением $-2V$ от центра к периферическим частям кристалла, в нем уменьшается содержание альбитовой составляющей; согласно авторам, центральные зоны этих кристаллов, по составу соответствующие $Or_{70}Ab_{30}$.

имеют среднюю величину - $2V$ около 60° ; периферические же зоны, соответствующие по составу O_1 76 Ab 24 , имеют - $2V = 75^\circ$.

Е.П.Гуров и Е.П.Гурова (1967, стр. 211) отмечают, что "одним из главных условий сохранения зональности гомогенных каликатровых полевых шпатов является быстрое охлаждение пород, при котором понижение температуры ниже линии Сольвуса не вызывает распада полевого шпата на две фазы - существенно калиевую и существенно натриевую". Однако, при этом, закономерное изменение - $2V$ в зональных кристаллах калишпата указанными авторами рассматривается в зависимости от изменения состава отдельных зон.

В связи с этим необходимо подчеркнуть, что еще в доструктурном периоде Д.С.Белянкиным и другими исследователями была доказана независимость величины угла оптических осей от химического состава кали-натровых полевых шпатов; это положение было подтверждено и многочисленными экспериментами различных исследователей. К настоящему же времени совершенно определенно доказано (Марфунин, 1962), что величина - $2V$ в калишпатах практически зависит только от упорядочения структуры этих минералов. Исходя из этого можно заключить, что повышение величины - $2V$ (от 60 до 75°) и понижение содержания альбитовой составляющей в зональных кристаллах калишпата порфириовидных гранитоидов Станового хребта, а также в зональных калишпатах порфириовидных пород других гипабиссальных интрузий, являются двумя различными следствиями одной причины - быстрого охлаждения породы, при их кристаллизации на относительно малых глубинах; в результате сравнительно быстрого охлаждения в кристаллах калишпата развивалась как "химическая", так и "структурная" зональность.

Мы считаем, что наряду с большими интервалами понижающейся температуры кристаллизации, одним из важных факторов, обуславливающих большое разнообразие структурно-оптических типов калишпата в гипабиссальных мезозойских магматических гранитах Грузии также является относительно быстрое охлаждение магмы (следовательно, относительно высокая скорость кристаллизации породообразующих минералов - и, в частности, калишпатов), давшей отмеченные породы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В начале работы мы уже обсуждали существующие представления о геолого-петрографическом значении калишпатов гранитоидов Кавказа. Согласно этим представлениям (Петров, 1955) категорически отрицалось влияние температуры на геологическое распределение калишпатов в гранитоидах Кавказа. Главнейшими причинами, приводившими к различиям в калишпатах, принималось различие: геологического возраста (главным образом), глубины залегания или тектонических условий формирования гранитоидов.

Позже (в начале 60-х годов), вопросы геологического распределения калишпатов в различных геологических регионах СССР, в том числе Кавказа и Закавказья, обсуждались А.С.Марфуниным (1962) в своей обобщающей работе по полевым шпатам. Отмечалось, что температура может быть лишь

одним из факторов, по-разному влияющих на формирование различных типов калишпатов. При этом делалось заключение что "калишпаты кристаллизуются метастабильно в виде однородных неупорядоченных модификаций; современный облик их и строение обязаны превращениям в твердом состоянии" (Марфуни, 1962, стр.240). Здесь же А.С.Марфуни указывал на различия в распределении структурных разновидностей калишпатов на щитах и в геосинклинальных областях и в зависимости от геологического возраста.

А.С.Марфуни, как и другие предыдущие исследователи, не отделял друг от друга калишпатов пород различного происхождения (магматического или метаморфического). Автор (Марфуни, 1962, стр.215) считал, что на основании имеющихся тогда наблюдений можно было "сделать выводы о постоянстве структурно-оптического типа калишпата (при возможных колебаниях состава):

- 1) в гранитах и связанных с ними пегматитах;
- 2) в гранитах и связанных с ними мигматитах;
- 3) в гранитах, друзах и порфиробластах в ксенолитах".

Вместе с тем А.С.Марфуни (1962) здесь же подчеркивал, что "эти выводы должны быть подтверждены более многочисленными наблюдениями".

Начиная с этого периода, указанные вопросы неоднократно обсуждались различными авторами на примере калишпатовых пород самых различных геологических регионов Советского Союза (Манвелидзе, 1966, 1968^{I, 2, 3}, 1969, 1970, 1974, 1978; Панов, 1966, 1968; Седова, Котов, 1967; Шмакин, 1967; Шмакин, Афонина, 1967; Литвинов, Соломин, 1967; Гуров, Гурова, 1967; Гордиенко, Каменцев, 1967; Индолев, Жданов, 1967; Лопатин, Герасимов, 1968; Махлаев, Короткевич, 1968; Шавишвили, Хмаладзе, Ахведиани, 1969; Шенгелия, 1969, 1972; Цимакурдзе, 1971; Кумеев, 1974; Бухникашвили, 1975; Бычков, 1978 и др.).

Для анализа полученных нами результатов, думаем, будет небезынтересным вспомнить о некоторых данных региональных и экспериментальных исследований калишпатов.

Многочисленные регионально-минералогические исследования - проведенные как в Советском Союзе, так и зарубежом - свидетельствуют о том, что закономерное изменение типов калишпата обнаруживается не только при сравнении таких калишпатовых пород, которые обязательно различаются: по геологическому возрасту; тектоническим условиям формирования; глубине образования; по принадлежности к различным геологическим областям (к плитам или геосинклинам).

Закономерности распределения типов калишпата (в частности, закономерное изменение величины - $2V$) проявляются и в совершенно иных случаях:

В метаморфических породах высокотемпературной, гранулитовой фации присутствует ортоклаз, а в породах низкотемпературной, амфиболитовой фации - микроклин (Офтедаль, 1948; Rosenquist, 1952; Heier, 1957, 1960; Guitard, Raguin, Sabatier, 1960).

Для метасоматических гранитоидов, а также аляскитов и пегматитовых жил, характерно наличие калишпатов с высокими значениями - $2V$; в то же время, порфириовидные вкрапленники калишпата в магматических гранитах, а также сиенитах, имеют значительно меньшие - $2V$, чем калишпаты вышеука-

занных пород (Туровский, 1954; Дмитриев, 1956; Садова, Котов, 1967; Полжвой, Зембагов, 1967; Волобуева, 1967; Лопатин, Герасимов, 1968; Махлаев, Короткович, 1968; Манвелдзе, 1968_{1,2,3}, 1969, 1970; Шавишвили и др., 1969; Шенгелия, 1969 и др.).

Описываются магматические порфириновые граниты, в которых вкрапленники калишпата имеют меньшие — $2V$, чем калишпаты основной массы; в этом же направлении уменьшается содержание альбитовой составляющей в калишпатах, а также — основность плагиоклаза (Дмитриев, 1956; Шмакин, Афонина, 1967; Манвелдзе, 1968_{2,3}). Более того, в различных магматических породах содержатся порфириновые зональные вкрапленники калишпата, в которых $2V$ закономерно уменьшается от центра к периферии и в этом же направлении уменьшается процентное содержание альбитовой составляющей (Белякин, 1952, 1944; Гуров, Гурова, 1967; Литвинов, Соломин, 1967; Hibbard, 1963 и др.).

Различный характер проявления закономерностей геологического распределения калишпатов в породах того или иного геологического региона следует считать одной из основных причин сложности всеобъемлющей оценки истинного геологического — петрографического значения калишпатов. Сложность решения этой задачи, в конечном счете, упирается в то, что одни и те же структурные типы калишпата могут формироваться самым различным образом. Об этом ясно свидетельствуют региональные и экспериментальные исследования, проведенные в Советском Союзе и зарубежом.

В лабораторных условиях, вследствие высокой скорости кристаллизации, — даже в поле устойчивости максимального микроклина, — из раствора, обычно, кристаллизуются неупорядоченные калишпаты; обратное явление исключается, — т.е. в поле устойчивости определенной неупорядоченной фазы, при любых условиях, не может образоваться более упорядоченная фаза (Гольдемит, Лавес, 1954_{1,2}). Экспериментально возможно получить микроклин путем прямой кристаллизации из растворов только лишь при температуре ниже 500°C и при соблюдении определенных условий химического состава растворов, из которых кристаллизуется калишпат (Яськин, 1974). В лабораторных условиях микроклин нетрудно получить путем метасоматического замещения альбита (Лавес, 1952₂; Wyart, Sabatier, 1956).

Присутствие максимального микроклина и низкого альбита в качестве аутигенных минералов (Baskin, 1956; Егоров, Марфунин, 1958; Марфунин, 1962) принимается прямым доказательством того, что максимально упорядоченные калишпаты в природе могут образоваться в момент кристаллизации этих минералов.

В природных условиях, в результате медленных превращений в твердом состоянии (Лавес, 1950, 1954; Марфунин, 1962 и др.) за счет неупорядоченного калишпата может возникнуть упорядоченный калишпат, — вплоть до максимального решетчатого микроклина. Указывается, что на развитие процессов упорядочения катализаторное влияние оказывает воздействие паров воды (или других летучих компонентов) (Wilson, 1950; Донней, Виар, Сабатье, 1959; Марфунин, 1962; Дистанова, 1962; Монич, Старов, Мелихов, 1963; Яськин, 1977; Бычков, 1978 и др.). Высказывается мнение о том, что скорость упорядочения калишпатов в твердом состо-

янии может быть различным в зависимости от содержания натрия (Mac Kenzie, 1954; Бычков, 1978 и др.), а также - в случае повышенного содержания таких элементов, как железо (Coombs, 1954); рубидий (Гордиенко, Каменцев, 1967), барий (Шмакин, 1967).

Высказывалось мнение так же о том, что образованию микроклина может способствовать высокое давление, связанное с глубиной залегания пород или с тектоническими условиями их формирования (Wilson, 1950; Винчелл, Винчелл, 1953; Harker, 1954; Marmo, 1958).

По экспериментальным оценкам различных авторов (Яськин, 1977 и др.), влияние давления на температуры равновесия структурных модификаций калишпатов не превышает 0,0016-0,003 град/атм. Однако скорость структурных превращений калишпатов резко возрастает в зависимости от давления присутствующего (сосуществующего) водного флюида, катализирующего перераспределение ионов Al и Si. Согласно приближенным оценкам (Mac SConnell, Mac Kie, 1960; Бычков, 1978) скорость упорядочения в твердом состоянии увеличивается прямопропорционально корню квадратному из давления воды.

При анализе полученных результатов необходимо учитывать так же и то, что путем нагрева до определенной температуры (превышающей верхний предел устойчивости упорядоченной фазы) максимальный решетчатый микроклин, - даже в лабораторных условиях, - легко и быстро (за считанные сутки) переходит в неупорядоченное (вплоть до высокого санидина) структурное состояние (Спенсер, 1937; Гольдсмит, Лавес, 1954_{1,2}). В результате прогрева, за счет максимального микроклина, в природных условиях так же формируются в различной степени неупорядоченные калишпаты (Шерба, Гукова, Кудряшов, 1964; Индолев, Ждаков, 1967; Barth, 1959; Steiger, Hart, 1967; Wright, 1967 и др.).

На основании изложенных в настоящей работе фактических данных совершенно очевидно, что точка зрения о метасоматическом происхождении всех гранитоидов Грузии не выдерживает критики. Мы приходим к заключению, что из существующих противоречивых представлений о генезисе гранитоидов Грузии правильной следует признать ту точку зрения, согласно которой в Грузии различаются два генетических типа калишпатовых гранитоидов: магматические и метасоматические. При этом постпалеозойские гранитоиды относятся к магматическому типу, а в палеозойском комплексе наблюдаются как магматические, так и метасоматические гранитоиды.

Наши исследования полностью подтверждают исключительную важность предвидения акад Д.С.Белянкина о большом теоретическом и практическом значении изменения характера калишпатов в различных гранитоидных образованиях Кавказа и Закавказья. Вместе с тем результаты проведенных исследований показали, что ряд важнейших положений о геолого-петрографическом значении калишпатов требуют принципиально новой оценки.

Проведенные нами исследования показывают возможность применения закономерностей распределения структурно-оптических типов калишпата для решения вопросов генетического расчленения гранитоидов Грузии. Это значительно повышает роль калишпатов в геолого-петрографическом изучении

указанных пород. Так как вопросы происхождения и генетического расчленения гранитоидов с давних пор относятся к одним из наиболее дискуссионных и проблематичных вопросов геологии Грузии, то однозначное решение имеет важное теоретическое и практическое значение. С этой точки зрения калишпаты гранитоидов Грузии никем из предыдущих исследователей не рассматривались.

Наши исследования показали, что все гранитоиды Грузии — независимо от их состава, генезиса, геологического положения и возраста — характеризуются большим или меньшим разнообразием структурно-оптических типов калишпата. Однако в их распределении проследиваются вполне определенно выраженные закономерности.

Для различных гранитоидных образований Грузии различны: а) общие пределы интервала вариаций упорядочения структурно-оптических типов калишпата; б) степень порядка наиболее часто встречаемых структурно-оптических типов калишпата.

В разных постпалеозойских интрузиях Грузии, сложенных равнозернистыми гранитоидами, указанные параметры геологического распределения структурно-оптических типов калишпата имеют следующий характер:

1. Юрские граниты Хевской и Чалванской интрузий (Грузинская глыба): а) низкий санидин ($S_m = 0,84$) — максимальный решетчатый микроклин; б) высокие и промежуточные ортоклазы ($S_{TP} = 0,2-0,55$).

2. Аляскиты, генетически связанные с Хевской интрузией (Юра, Грузинская глыба): а) высокий ортоклас ($S_{TP} = 0,22-0,4$) — промежуточный ортоклас ($S_{TP} = 0,4-0,6$); б) высокий и промежуточный ортоклазы ($S_{TP} = 0,22-0,6$).

3. Юрские граниты Келасурской интрузии (Южный склон Кавказского хребта): а) высокий ортоклас ($S_{TP} = 0$) — промежуточный ортоклас ($S_{TP} = 0,63$); переходящий в слабо триклинный промежуточный ортоклас; б) высокие ортоклазы ($S_{TP} = 0,2-0,4$), а также промежуточные ортоклазы ($S_{TP} = 0,4-0,5$).

4. Юрские граниты Ушба-Эзерской интрузии (Южный склон Кавказского хребта): а) высокий ортоклас ($S_{TP} = 0,2$) — микроклин, с слабо проявленной микроклиновой решеткой; б) промежуточные ортоклазы ($S_{TP} = 0,4-0,7$).

5. Третичные граниты Кирарской интрузии (Южный склон Кавказского хребта): а) высокий ортоклас ($S_{TP} = 0,2$) — микроклин, слабо проявленной микроклиновой решеткой; б) промежуточные ортоклазы ($S_{TP} = 0,4-0,65$), а также высокие ортоклазы ($S_{TP} = 0,3-0,4$).

6. Третичные граниты Цанской интрузии (южный склон Кавказского хребта): а) высокий ортоклас ($S_{TP} = 0$) — микроклин; б) высокие ортоклазы ($S_{TP} = 0-0,2$): а так же промежуточные триклинные ортоклазы и низкие триклинные ортоклазы ($S_{TP} = 0,85-0,95$).

В различных палеозойских гранитоидных образованиях Грузии вышеотмеченные параметры геологического распределения структурно-оптических типов калишпата имеют следующий характер:

1. Магматические порфировидные граниты Рквийской интрузии (Грузинская глыба):

А. Идиоморфные вкрапленники калишпата:

а) высокий ортоклаз ($S_{TP} = 0,35$) – максимальный решетчатый микроклин;

б) промежуточные ортоклазы ($S_{TP} = 0,4-0,7$).

В. Калишпаты основной массы:

а) промежуточный ортоклаз ($S_{TP} = 0,4$) – максимальный решетчатый микроклин;

б) максимальный решетчатый микроклин, а так же низкие и промежуточные триклинные ортоклазы ($S_{TP} = 0,7-I$).

2. Метасоматические порфиروبластовые гранитоиды (Грузинская глыба и антиклинорий Кавказского хребта); порфиробласты калишпата и калишпаты основной ткани;

а) промежуточный ортоклаз ($S_{TP} = 0,4-0,6$) – максимальный решетчатый микроклин;

б) максимальный микроклин.

3. Палеозойские аляскиты и пегматиты, генетически связанные с гранитами Рквийской интрузии:

а) промежуточный триклинный ортоклаз, переходящий в субмикроскопически sdвойникованный крипторешетчатый микроклин ($S_{TP} = 0,7-I$) – максимальный решетчатый микроклин;

б) максимальный решетчатый микроклин.

4. Равномернозернистые палеозойские магматические граниты Улукамского типа (антиклинорий Кавказского хребта):

а) промежуточный ортоклаз ($S_{TP} = 0,4$) – максимальный решетчатый микроклин;

б) максимальный решетчатый микроклин, а так же низкие и промежуточные триклинные ортоклазы ($S_{TP} = 0,7-I$).

5. Гранитоиды Храмского массива (Артвино-Болнисская глыба):

а) промежуточный ортоклаз ($S_{TP} = 0,45$) – микроклин, слабо проявленной микроклиновой решеткой;

б) промежуточные и низкие триклинные ортоклазы ($S_{TP} = 0,5-0,7+0,8-I$), переходящие в крипторешетчатые микроклины.

6. Гранитоиды Локского массива (Артвино-Болнисская глыба):

а) промежуточный ортоклаз ($S_{TP} = 0,45$) – максимальный решетчатый микроклин;

б) низкие триклинные ортоклазы ($S_{TP} = 0,9-I$), переходящие в крипторешетчатые и решетчатые микроклины.

На основании изложенного совершенно очевидно, что в геологическом распределении структурно-оптических типов калишпата в различных гранитоидных образованиях Грузии проявляются некоторые такие частные черты, которые, в общем, соответствуют обобщенным выводам предыдущих исследователей о характере распределения калишпатов в различных гранитоидных образованиях (Петров, 1955; Марбунин, 1962).

В частности, – если говорить только лишь в общих чертах и не вдаваться в подробности – изложенные закономерности геологического распределения структурно-оптических типов калишпата в палеозойских и постпале-

озойских ("неоинтрузиях") гранитоидах Грузии, в общем, соответствует тому правилу, согласно которому (Петров, 1955): а) в состав более молодых пород входит калишпат с меньшим углом оптических осей (т.е. степени порядка), чем в полевых шпатах более древних пород; б) чем древнее порода, тем больше входящий в состав породы калиевый полевой шпат приближается к типичному микроклину.

Однако если учесть не только общие черты, а все аспекты изложенных закономерностей геологического распределения структурно-оптических типов калишпата в гранитоидах Грузии, то станет вполне очевидным, что многие наблюдаемые факты резко противоречат ранее существовавшим представлениям о причинах, приводивших к различиям калишпатов этих пород.

1. По характеру калишпатов отличаются не только разновозрастные гранитоиды, но и некоторые одновозрастные гранитоиды, принадлежащие к одному и тому же геологическому региону и формирующиеся, примерно, на одной и той же глубине и в одинаковых тектонических условиях.

2. В геологическом распределении калишпатов в одновозрастных гранитоидах тоже есть свои определенные закономерности.

3. Микроклин, наиболее распространен в палеозойских гранитоидах, однако совершенно не чужд и постпалеозойским гранитоидам.

4. Калишпат, с относительно малыми углами оптических осей наиболее характерен для габбиссальных постпалеозойских гранитоидов, однако содержание аналогичных калишпатов характерно также для некоторых глубоких палеозойских гранитов.

5. Некоторые калишпаты разновозрастных гранитоидов принадлежащих к различным геологическим регионам Грузии и залегающих на различных глубинах, проявляют большую аналогию друг с другом, чем с отдельными калишпатами одновозрастных с ними гранитоидов.

6. Определенные закономерности изменения калишпатов обнаруживаются внутри одной и той же породы, причем наблюдается совместное нахождение рядом резко различных структурно-оптических типов калишпата.

Совершенно очевидно, что все указанные явления невозможно объяснить различием геологического возраста, тектонических условий формирования или же распространением гранитоидов в различных геологических областях (на щите или в геосинклинали). Многим из этих явлений невозможно дать удовлетворительное объяснение и только на основании различия глубины формирования разновозрастных гранитоидов или неравномерного развития процессов превращения в твердом состоянии калишпатов этих пород. Их невозможно объяснить и на основании различия химического состава калишпатов или присутствия в них таких элементов-примесей, которые могли бы определять сохранение малоупорядоченных структурных типов калишпата в отдельных гранитоидах Грузии; об этом свидетельствуют проведенные многочисленные спектро-химические определения.

Указанные противоречия полностью устраняются, если мы учтем, что гранитоиды Грузии отличаются друг от друга не только по своему геологическому возрасту и геологическому положению, но так же и по своему происхождению и по некоторым другим генетическим особенностям; при этом, самое главное, - если примем, что закономерности геологического распре-

деления калишпатов в этих гранитоидах – во многом и прежде всего – определялись именно различием их генетических особенностей, а не различием геологического возраста или принадлежностью гранитоидов к различным геологическим областям. То, что это обстоятельство раньше не находило должного внимания, по всей вероятности, объясняется следующими объективными причинами:

В тот период (в первых десятилетиях нашего столетия), когда первоначально формировались эти представления, все гранитоиды Кавказа и Закавказья всеми исследователями безоговорочно считались исключительно магматическими образованиями; поэтому, естественно, никакого различия не допускалось и в генезисе калишпатов этих пород. С другой стороны, в том же периоде не исключалась потенциальная возможность наличия разновозрастных гранитоидов в тех или иных районах Кавказа и Закавказья, которые могли формироваться на различных глубинах. При этом, на примере отдельных, известных разновозрастных гранитоидов Кавказа совершенно отчетливо устанавливалось:

а) $-2V$ калишпатов постпалеозойских гранитоидов, в общем, характеризуется меньшими значениями, чем $-2V$ калишпатов палеозойских гранитоидов;

б) эта закономерность подтверждалась также на примере обнаруживаемых новых "неоинтрузий", молодой возраст которых, в ряде случаев, доказывался не только на основе относительно малых значений $-2V$ калишпатов, но и на основании неопровержимых геологических данных.

Таким образом, налицо был факт, что разные гранитоиды Кавказа и Закавказья ("не отличающиеся" друг от друга по своему генезису), в зависимости от геологического возраста, определенным образом отличаются друг от друга по характеру содержащихся в них калишпатов. Это обусловило твердое укоренение представлений о том, что изменение характера калишпата в гранитоидах Кавказа и Закавказья (а так же других геологических регионов) зависит, прежде всего, от геологического возраста этих пород. В дальнейшем, эти представления стали настолько признанными и традиционными, что они, фактически, приобрели силу определенного геологического закона.

Со второй половины 30-х годов, о происхождении гранитоидов Кавказа и Закавказья начинают появляться новые точки зрения, принципиально отличающиеся от существующей. Это привело к тому, что прежняя магматическая точка зрения о генезисе всех гранитоидов Кавказа и Закавказья постепенно теряет свое господствующее положение, однако ни одна из новых точек зрения также не получила общей признательности. Наоборот, вопросы происхождения и генетического расчленения гранитоидов становятся остродискуссионными вопросами геолого-петрографического изучения гранитоидов Кавказа и Закавказья. Высокая степень их полемичности определяется еще и тем, что вокруг "проблемы гранита" острая дискуссия ведется вообще в мировом масштабе.

С другой стороны, в этом-же периоде, никаких возражений не вызывают положения о том, что:

1) в калишпатовом гранитоидном комплексе Кавказа и Закавказья наблюдаются разновозрастные породы — палеозойские и постпалеозойские, 2) палеозойские гранитоиды являются относительно более глубинными образованиями, чем постпалеозойские, 3) эти гранитоиды различны по своему геологическому положению и могли формироваться в различных тектонических условиях.

Видимо, эти обстоятельства и способствуют тому, что в качестве причин, приводивших к изменениям калишпатов, рассматриваются именно те различия гранитоидов, наличие которых не вызвало возражений; при этом на первый план, по-прежнему, выдвигается различие геологического возраста гранитоидов Кавказа и Закавказья. В некоторых случаях отмечается, что эти геологопетрографические признаки "имеют косвенный, суммарный характер, отражающий комплекс причин, механизм действия которых в настоящее время остается еще недостаточно изученным" (Марфунин, 1962, стр.236). По нашему мнению, такое положение было обусловлено прежде всего тем, что при анализе указанных вопросов в должной мере не учитывались именно те различия и особенности разных гранитоидов, которые определяют характер распределения структурно-оптических типов калишпата в этих породах (в частности, не учитывались генетические особенности калишпатов в гранитах).

Мы приходим к заключению, что в различных гранитоидных образованиях Грузии структурное состояние калишпатов определяется сочетанием и характером суммарного влияния таких факторов, какими являются: а) температура; б) давление (флюидов-катализаторов); г) длительность влияния катализаторов, в условиях такой "низкой" температуры, когда некоторая часть воды (или других летучих) может находиться в состоянии пара. При этом фактор геологического возраста или тектонических условий формирования фактически никакой роли не играет. Глубинность залегания гранитоидов (но не всех, а лишь магматических) имеет значение в том смысле, что от этого может зависеть изменение характера влияния некоторых вышеотмеченных факторов.

Характер суммарного влияния вышеуказанных факторов на конкретные калишпаты был различен, — в зависимости от особенностей условий их формирования. В свою очередь, эти условия определялись особенностями становления различных гранитоидных образований. Условия формирования калишпатов различны даже в пределах одного типа гранитоидной породы.

В связи с этим первостепенное значение имеют различия гранитоидов Грузии по своему генезису. При этом необходимо иметь в виду:

1) В магматических гранитоидах на первом этапе (магматическом) формирования калишпат образовался путем прямой кристаллизации из магматического расплава (выше температуры 600°C), а на втором этапе (постмагматическом) путем метасоматического замещения существующих породообразующих минералов, главным образом плагиоклаза (ниже температуры порядка 600°C).

Верхний предел температуры кристаллизации калишпатов на первом этапе становления магматических гранитов определялся температурой того

момента, когда из расплава начиналась кристаллизация калишпатов. В зависимости от физико-химических условий кристаллизации магмы этот предел в различных гранитоидных интрузиях мог быть различным (по двуполовошпатовому геологическому термометру трудно определить точно этот предел температуры). Нижний предел температуры кристаллизации калишпатов второго этапа, видимо, был близок к температуре полного завершения становления гранитоидов и соответствовал значению T порядка -300°C .

Возможно, количественное соотношение различных генетических типов калишпата в отдельных конкретных магматических гранитах меняется в определенных пределах; однако в ясно гипидиоморфнозернистых гранитах, — как палеозойского так и постпалеозойского возраста, — магматический генетический тип калишпата по количеству, безусловно, превосходит метасоматический.

2) В отличие от магматических гранитоидов, в метасоматических гранитоидах калишпат (независимо от его размеров) представлен лишь одним генетическим типом — метасоматическим.

Условия кристаллизации этих калишпатов были идентичными с условиями формирования калишпатов на втором этапе становления магматических гранитоидов. Как правило, в аналогичных температурных условиях кристаллизовались также калишпаты пегматитов и аляскитов, формирующихся из остаточных магматических расплавов.

Метасоматические образования калишпата в любых гранитоидных породах Грузии, формировались в низкотемпературных условиях; они в основном образовались в температурном поле порядка $300-450^{\circ}\text{C}$. Верхний предел этого температурного поля в частных случаях мог несколько повышаться, однако он не превышал температуру порядка 600°C . Метасоматическим способом крупные образования калишпата (порфиробласты) в отдельных случаях могли формироваться не только в метасоматических гранитоидах, но и в магматических — на втором этапе их становления.

Кристаллизация метасоматическим способом, в условиях достаточно высоких давлений и низких температур, привела к тому, что метасоматические образования калишпата в любых гранитоидных породах Грузии (независимо от их геологического положения и возраста) с самого начала формировались высокоупорядоченной структурой, соответствующей структуре микроклина или очень близко стоящей к этой структуре (в зависимости от температурных условий).

На основании изложенного становится понятным присутствие высокоупорядоченных структурно-оптических типов калишпата (вплоть до максимального решетчатого микроклина) не только в комплексе палеозойских гранитоидов, но и в комплексе постпалеозойских гипабиссальных магматических гранитов Грузии.

На структурное состояние магматического генетического типа калишпата фактор температуры кристаллизации оказывал первостепенное влияние. В зависимости от изменения температурных условий кристаллизации заметно менялось и структурное состояние магматических калишпатов: а) в пределах одной и той же магматической гранитоидной породы (естественно, не-

зависимо от ее геологического положения или возраста); б) в магматических гранитах и генетически связанных с ними пегматитах и аляскитах.

Вместе с тем на упорядоченность калишпатов, кристаллизующихся из магматических гранитных расплавов (давших разновозрастные магматические граниты) или же из их остатков (давших аляскиты или пегматиты) очень большое влияние оказывала скорость кристаллизации. К влиянию этого фактора магматические генетические типы калишпатов (кристаллизующиеся из расплавов) были значительно более чувствительны, чем метасоматические генетические типы калишпата (в магматических или метасоматических гранитоидах).

Все постпалеозойские магматические гранитоиды Грузии представляют собой типичные гипабиссальные образования, а палеозойские магматические граниты являются более глубинными. В связи с этим:

а) скорость кристаллизации калишпатов постпалеозойских магматических гранитоидов была выше, чем скорость кристаллизации калишпатов палеозойских магматических гранитоидов. В этом отношении из магматических калишпатов палеозойских гранитоидов определенное исключение составляли ясно идиоморфные порфириовидные вкрапленники калишпата гранитов Рквийской интрузии, которые, видимо, характеризовались несколько повышенной скоростью кристаллизации (их относительно высокая скорость кристаллизации по сравнению с калишпатами основной массы Рквийских гранитов должна была быть обусловлена стремлением магматического расплава поскорее избавиться от соответствующего избыточного компонента по отношению к эвтектическому составу гранитного магматического расплава);

б) калишпаты постпалеозойских магматических гранитов формировались в условиях значительно меньшего давления, чем калишпаты более глубинных палеозойских магматических гранитоидов.

В соответствии с этим, естественно, при одной и той же температуре кристаллизации калишпаты менее глубинных (т.е. постпалеозойских) магматических гранитоидов формировались бы менее упорядоченными, чем калишпаты более глубинных (т.е. палеозойских) магматических гранитоидов. Этим и объясняется главным образом то, что степень порядка магматических генетических типов калишпата гипабиссальных постпалеозойских магматических гранитоидов в основном ниже, чем степень порядка аналогичных калишпатов более глубинных палеозойских магматических гранитоидах Грузии.

В условиях относительно низких температур под влиянием катализаторов в калишпатах развивались медленные процессы превращений в твердом состоянии. В результате этих процессов в калишпатах возникали пертиты распада, повышалась степень порядка, развивалась триклинность и формировалась микроклиновная решетка. Указанные процессы протекали в калишпатах, которые с самого начала в гомогенном твердом растворе содержали разное количество альбита и характеризовались различными степенями порядка, так как они формировались в различных условиях температуры, давления и обладали различной скоростью кристаллизации. Если бы превращения в твердом состоянии были бы непрерывными процессами и протекали за все геологическое время существования изученных калишпа-

тов, тогда бы мы не наблюдали неоднородных кристаллов калишпата. Все они должны были бы превратиться в максимальный решетчатый микроклин (по крайней мере в палеозойских гранитоидах). Однако этого не произошло. Наибольшая однородность была достигнута лишь в содержании альбита в гомогенном твердом растворе изученных калишпатов (независимо от возраста); по упорядочению, триклинности и решетчатому двойникованию эти калишпаты проявляют значительно большую неоднородность. Следовательно, для развития этих процессов в твердом состоянии, помимо геологического времени, необходимы какие-то дополнительные факторы, действие которых не характеризуется непрерывностью.

Наблюдаемые закономерности геологического распределения калишпатов в различных гранитоидах Грузии безусловно свидетельствуют о том, что упомянутые процессы в большинстве случаев не смогли полностью уничтожить те различия структурного состояния калишпатов, которые возникли в результате различия исходных условий формирования этих минералов. Тем не менее, превращения в твердом состоянии, без сомнения, сыграли довольно существенную роль в формировании современного облика структурно-оптических типов калишпата; при этом роль этих процессов была не одинаковой для гранитоидов формирующихся на различные глубины.

Это объясняется тем, что до полного завершения процессов становления относительно более глубинные палеозойские магматические гранитоиды дольше находились в низкотемпературных условиях (ниже 600°C), чем гипабиссальные постпалеозойские магматические гранитоиды (в связи с различием скорости охлаждения, а не с различием их геологического возраста). Следовательно, время воздействия катализаторов для калишпатов палеозойских гранитоидов длительнее, чем для калишпатов постпалеозойских гранитоидов. Совершенно очевидно, что в результате превращения в твердом состоянии исходные различия степеней порядка калишпатов, — кристаллизующихся на различных стадиях развития магматического процесса, — в палеозойских магматических гранитоидах нивелировались значительно в большей степени, чем в постпалеозойских гипабиссальных гранитоидах. Этому, безусловно, весьма способствовало так же и различное давление катализаторов. Понятно, что чем дольше магматические гранитоиды находились бы в таких условиях, тем больше нивелировались бы исходные различия упорядоченности их калишпатов. По существу этот процесс следует отнести к комплексу тех изменений, которые происходят на втором этапе становления магматических гранитов и меняют эти граниты в сторону их приближения к метасоматическим гранитоидам. В определенных случаях длительность воздействия катализаторов (на втором этапе становления магматических гранитоидов), естественно, могло привести к довольно значительному приближению — или даже идентичности распределения структурно-оптических типов калишпата в отдельных магматических гранитоидах и в метасоматических гранитоидах; другой причиной, способствующей аналогичности распределения структурно-оптических типов (высокому порядку этих типов) калишпата в магматических и метасоматических гранитоидах могло стать также и понижение верхнего предела температуры кристалли-

зации магматических калишпатов, на первом этапе их становления.

С другой стороны, в процессе формирования метасоматических гранитоидов не может возникнуть такое же разнообразие структурно-оптических типов калишпата, как это наблюдается в изученных магматических гранитоидах с ясно выраженной гипидиоморфнозернистой структурой. Это определяется тем, что метасоматические гранитоиды формируются при более низких температурах, чем нижний температурный предел первого этапа становления магматических гранитоидов. Если же по каким-либо причинам метасоматические гранитоиды прогреются выше этого температурного предела, то они, понятно, расплавятся (полностью, или частично) и их уже вообще нельзя будет относить к метасоматическому генетическому типу гранитоидов; так как вновь образовавшиеся гранитоиды уже будут относиться к числу палингенных или анатексических гранитоидов, а не к числу метасоматических образований.

Как известно, на основании омоложения "аргонового возраста" палеозойских гранитоидов Храмовского и Локского массивов допускается, что они в определенный период своего существования в твердом состоянии подвергались вторичному региональному прогреву (Рубинштейн, 1967). На основании регионального распределения структурно-оптических типов калишпата можно предположить, что температура вторичного прогрева в случае палеозойских гранитоидов Храмовского массива была несколько выше, чем в случае палеозойских гранитоидов Локского массива. Однако в обоих случаях эта температура была близка к верхнему пределу температуры устойчивости упорядоченной фазы калишпата. Совершенно очевидно, что если бы этот прогрев был достаточно высокотемпературным, тогда он неизбежно привел бы к значительному региональному понижению порядка калишпатов палеозойских гранитоидов Храмовского и Локского массивов; аналогично тому, как это происходит в результате природного отжига калишпатов в других геологических регионах (Barth, 1959; Щерба, Гукова, Кудрашов, 1964; Индолев, Жданов, 1967; Steiger, Hart, 1967; Wright, 1967 и др.). Так как этого нет, следовательно, прогрев происходил в указанных пределах температуры. А в условиях такого повышения температуры не исключена возможность вторичной активизации катализаторов, способствующих возобновлению процессов упорядочения калишпатов в твердом состоянии.

На основании изложенного можно сделать вывод, что во всех случаях превращения в твердом состоянии в большей мере способствовали повышению порядка калишпатов палеозойских гранитоидов, чем калишпатов постпалеозойских гранитоидов. Но опять-таки это было обусловлено не различием абсолютного геологического времени существования этих гранитоидов (т.е. их геологического возраста), а различием длительности того отрезка времени, на протяжении которого калишпаты этих гранитоидов подвергались влиянию катализаторов.

Таким образом, по нашему мнению, не должно вызывать сомнения, что геологический возраст пород не играет роли в определении закономерностей регионального распределения структурно-оптических типов калишпа-

та в разновозрастных гранитоидах Грузии (как и тектонические условия или их принадлежность к различным регионам). Эти закономерности являются следствием различия особенностей формирования отдельных конкретных индивидов калишпата в пределах: а) метасоматической или магматической гранитоидной породы; б) более или менее глубинной магматической гранитоидной породы; в) одной и той же породы.

Более высокий "общий" порядок структурно-оптических типов калишпата в палеозойских гранитоидах, по сравнению с калишпатами постпалеозойских гранитоидов ("неоинтрузий"), объясняется тем, что: а) метасоматические гранитоиды широким распространением пользуются в палеозойском гранитоидном комплексе и отсутствуют в постпалеозойском гранитоидном комплексе Грузии; б) палеозойские магматические гранитоиды Грузии представляют собой более глубинные образования, чем гипабиссальные постпалеозойские магматические гранитоиды.

В указанных породах меняются структурно-оптические типы калишпатов в зависимости от изменения способа кристаллизации калишпатов (магматический или метасоматический), условий температуры и давления кристаллизации калишпатов, скорости кристаллизации калишпатов, времени нахождения калишпатов в низкотемпературных условиях (соответствующих температурному полю равновесной устойчивости упорядоченной фазы калишпата) и давления катализаторов.

В сочетании с другими петрографическими признаками гранитоидов закономерность распределения структурно-оптических типов калишпата в различных гранитоидах Грузии может быть использована в качестве важнейшего критерия при обсуждении и решении вопросов исходных условий формирования гранитоидов, их генетического расчленения, относительной глубины залегания магматических гранитоидов и некоторых других геологических задач.

Таким образом, анализ изложенных фактов показывает, что возможности использования калишпатов в геолого-петрографическом изучении гранитоидов Грузии значительно шире и важнее, чем применение этих минералов только как критерия возрастного расчленения указанных гранитоидов.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Адамия Ш.А. Дожорские образования Кавказа. Тр. ГИН АН СССР, новая серия, 1968, вып. 16.
- Афанасьев Г.Д. Явления микроклинизации в гранодиоритовых интрузиях ба-толитового типа Западного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 3.
- Афанасьев Г.Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-За-падного Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 69, сер. петр. (№38), 1950.
- Афанасьев Г.Д. О роли гранитизации в формировании гранитоидных масси-вов некоторых складчатых областей, - Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1951₁.
- Афанасьев Г.Д. Некоторые данные о петрографическом значении полевых шпатов. - Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1951₂.
- Афанасьев Г.Д. Материалы к проблеме происхождения гранитов в свете данных по гранитоидам некоторых областей СССР. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, петр. серия, вып. 148 (№ 44), 1953.
- Афанасьев Г.Д. Проблема гранитоидов и некоторые вопросы связанной с ними металлогении. - В кн.: Магматизм и связь с ним место-рождений полезных ископаемых, М., изд-во АН СССР, 1955.
- Афанасьев Г.Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. - Тр. Ин-та геол. руд. месторожд., петрограф., минер. и геохимии АН СССР, 1958, вып. 20.
- Барт Т.Ф. Измерение палеотемператур гранитоидных пород. "IU чтения им. В.И.Вернадского", - М., АН СССР, 1962.
- Белов Н.В. Кристаллохимия полевых шпатов. - Мин. сб. Львовского геол. об-ва, 1953, № 7.
- Белянкин Д.С. Последовательность кристаллизации полевых шпатов в гра-нитных породах (к критике диаграммы состояния полевых шпа-тов, предложенной Фогтом). - Изв. Петроград. политехн. ин-та, т. XXII, 1914, вып. 1-2.
- Белянкин Д.С. Неограниты и кварцевые диориты с ледника Дых-Су в Цен-тральном Кавказе. - Изв. Петроград. политех. ин-та, 1915₁, № 23, вып. 2.
- Белянкин Д.С. Опыт петрографической характеристики Бизингии и Балка-рии в Центральном Кавказе. - Изв. Петроград. политех. ин-та, 1915₂, № 23, вып. 2.
- Белянкин Д.С. Об удельном весе и светопреломлении калиево-натриевых полевых шпатов. - Изв. Петроград. политех. ин-та, 1915₃, № 24, вып. 2.

↑ В скобках дан год первоначального зарубежного издания на который делается ссылка в тексте.

- Белянкин Д.С. К исследованию кавказских гранитов.—Изв. Петроград. политех.ин-та, 1918₁, № 27.
- Белянкин Д.С. Новейшая кавказская интрузия в бассейнах рр.Ардона и Уруха.—Изв. Петроград.политех.ин-та, 1918₂, № 27.
- Белянкин Д.С. Сиенитовый порфир с р.Чу.—Изв.Петроград.политехн. ин-та, 1918₃, 27.
- Белянкин Д.С. К вопросу о взаимных отношениях щелочных поле вых шпатов (По поводу диаграммы состояния их, предложенной Меккинемом).—Изв. Петроград, политех.ин-та, 1919, № 28.
- Белянкин Д.С. К вопросу о возрасте некоторых кавказских интрузий.—Изв. Геол.Комитета, 1924.
- Белянкин Д.С. Второе издание диаграммы светопреломления поле вых шпатов.—Зап.Мин.общ., сер. 2 (52), 1925.
- Белянкин Д.С. Об "анортоклазе" в кавказитах.—Изв. АН СССР, 1927, 21, № 12-14.
- Белянкин Д.С., К определению понятия и к практике анортоклазов.—Изв. АН СССР, 1937, сер.геол., № 2.
- Белянкин Д.С. К вопросу о неинтрузиях Центрального Кавказа.—Изв. АН СССР, сер.геол., 1939, № 2.
- Белянкин Д.С. К минералогии кали-натровых поле вых шпатов.—Изв. АН СССР, сер.геол., № 5, 1944.
- Белянкин Д.С. "Предисловие" к I сб. "Полевые шпаты".—М., Изд-во ИЛ, М., 1952.
- Белянкин Д.С., Петров В.П. Петрографы Академии наук СССР в Грузии летом 1935 г. Вестник АН СССР, № 2, 1936.
- Белянкин Д.С., Петров В.П. Петрография Грузии.—М., Изд-во АН СССР, 1945.
- Белянкина Е.Д. Химико-минералогическое исследование кали-натровых поле вых шпатов Кавказа и Закавказья.—Тр. Ин-та геол. наук, вып.147, петр.серия (№ 43), 1953.
- Бетехтин А.Г. Минералогия. М., Госгеолтехиздат, 1950.
- Беус А.А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений.—М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Болдырев А.К. О морфологии, генезисе и классификации пертитов и других полевошпатовых сростаний.—Тр. ЦНИГРИ, вып.2, 1934.
- Боуэн Н.Л., Таттл О.Ф. Система $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - H_2O$.—В кн.: Полевые шпаты, М., ИЛ, (1950) 1952.
- Брегг У., Кларингбулл Г. Полевые шпаты.—В кн.: Структура минералов, М., Мир, 1967.
- Брун Е., Хафнер Ст., Гартман П., Лавес Ф., Штауб Х. Наблюдение методом магнитного резонанса степени упорядочения некоторых поле вых шпатов.—В кн.: Физика минералов, М., Мир, (1959) 1964.
- Бурков В.В. Стронций.—В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, том.1, (Геохимия редких элементов), М., Наука, 1964.

- Бухникашвили Ш.А. Геохимия свинца, цинка, молибдена и олова в гранитоидах Келасурского интрузива и вопросы его потенциальной рудоносности. Автореф.канд.дис., Тбилиси, Мецниереба, 1975.
- Бычков А.М. Факторы упорядочения полевых шпатов и особенности формирования гранитоидов (на примере Эльджуртинского и некоторых других массивов).—Автореф.канд.дис. Изд-во ГЕОХИ АН СССР, М., 1978.
- Варданянц Л.А. Опыт металлогенической характеристики Центрального Кавказа.—Тр. Главн. геол.-разв. упр., вып. 22, 1931.
- Варданянц Л.А. Оптико-минералогическая характеристика анортоклазов неointрузий Кавказа.—Зап. Всер. мин. об-ва, 66, вып. 3, 1937.
- Варданянц Л.А. Об эволюции санидинов и анортоклазов Центрального Кавказа.—Сов. геология, 8, 1938, № II.
- Варданянц Л.А. О стереоскопическом методе и его отношении к Федоровскому методу. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, М., 1947.
- Винчелл А.Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., 1953.
- Волобуева Г.П. Кали-натровые полевые шпаты гранитных пегматитов Коростенского массива (Украина).—Изв. вузов, геол. и разведка, 1967, № 4.
- Гамкрелидзе П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы.—Ин-т геологии и минералогии АН СССР, Монографии, № 2, 1949.
- Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Грузии.—Тр. Геол. ин-та АН СССР, сер. геол., т. X (XV), 1957.
- Гамкрелидзе П.Д. Некоторые особенности расположения тектонических зон складчатой системы Южного склона Большого Кавказа.—Сб. тр. Геол. ин-та АН СССР, 1959.
- Гамкрелидзе П.Д. Тектоника.—В кн.: Геология СССР, т. X (Грузинская ССР, ч. I), М., 1964.
- Гамкрелидзе П.Д., Дзоценидзе Г.С., Заридзе Г.М., Качарава И.В., Рубинштейн М.М., Цагарели А.Л., Челидзе Г.Ф. Задачи дальнейшего изучения геологии Грузии.—В кн.: Геология СССР, т. X (Грузинская ССР, ч. I), М., 1964.
- Гамкрелидзе И.П. Строение и развитие западной части Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы.—Журн. Геотектоника, 1969, № 4.
- Геология СССР, том X (Грузинская ССР; часть I, геологическое описание), М., Недра, 1964.
- Гольдсмит Ю.Р., Лавес Ф. Соотношения устойчивости микроклина и санидина.—В кн.: Полевые шпаты, (1954) 1956, М., ИЛ.
- Гольдсмит Ю.Р., Лавес Ф. Калиевые полевые шпаты, структурно-промежуточные между микроклином и санидином.—В кн.: Полевые шпаты, М., ИЛ, (1954₂) 1956.
- Гордженко В.В., Каменцев И.Е. О природе примеси рубидия в калиевом полевом шпате.—Геохимия, 1967, № 4.

- Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Изд-во Львовского университета, 1961.
- Гуров Е.П., Гурова Е.П. О зональности кали-натровых полевых шпатов в гипабиссальных породах Станового хребта. Зап.Всесоюз. мин.общ-ва, II сер., ч. 96, вып.2, 1967.
- Джанелидзе А.И. Проблема Грузинской глыбы (на груз.яз.). Сообщ. АН СССР, 1942, т.Ш, № I-2.
- Джанелидзе А.И. К вопросу о тектоническом расчленении территории Грузии.-В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, ч. I, изд-во АН СССР, 1953₁.
- Джанелидзе А.И. Территория Грузии в системе альпийского орогена.-Тр. Геологического ин-та АН СССР, сер.геол., том УП(ХП), 1953₂.
- Джонс Дж.Б., Тейлор В.Х. Структура ортоклаза.-В кн.: Физика минералов, (1961) Мир, М., 1964.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы.-Том 4, М., Мир, 1966.
- Дистанова А.Н. Об изменении оптических свойств калиевых шпатов в породах контактовых ореолов гранитных интрузий.-Геол. и геофиз.; 1962, № 5.
- Дмитриев Л.В. Химические особенности кристаллизации гранитов главной интрузивной фазы Каибского массива. Геохимия, 1956, № 3.
- Донней Г., Донней Дж. Изменение симметрии в серии высокотемпературных щелочных полевых шпатов.-В кн.: Полевые шпаты, М., ИЛ, (1952) 1956.
- Донней Г., Виар Ж., Сабатье Г. Структурный механизм термических и концентрационных превращений в силикатах.-В кн.: Физика минералов, М.Мир, (1959) 1964.
- Егоров Н.И., Марфунин А.С. Об аутигенной альбитизации доломитов Северного Кавказа.-Зап.Всесоюз.мин.общ-ва, 87, вып.3, 1958.
- Елисеев Н.А. Методы петрографических исследований.-Изд-во ЛГУ, 1956.
- Кабин А.Г. Метакристаллы и критерий относительного идиоморфизма минералов.-В сб.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М., Наука, 1966.
- Заварицкий А.Н. Применение сходящего света при кристалло-оптических исследованиях на универсальном столике Федорова.-Зап.Мин. общ-ва, ч.82, № 4, 1953.
- Заварицкий А.Н. О пегматитах, как образования промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами.-В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., изд-во АН СССР, 1955.
- Заридзе Г.М. Краткий обзор горных пород Дзирульского массива.-Изв. Груз.индустр.ин-та им.Кирова, кн. 7, 1938₁.
- Заридзе Г.М. Хевская неинтрузия в Дзирульском массиве. Бюл.Геол. ин-та Грузии, т. IV, вып. I, 1938₂.
- Заридзе Г.М. О родоначальной магме и ее дифференциации в связи с изучением магматических пород Кавказа.-Т. XXXV, Тбилиси, 1949, ТГУ.

- Заридзе Г.М. О проблеме генезиса гранитов (в порядке обсуждения). — Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1952.
- Заридзе Г.М. О происхождении кавказских гранитоидов и их рудоносности. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. первого всесоюз. петрографич. совещ. АН СССР, 1955.
- Заридзе Г.М. Происхождение гранитоидов и их рудоносность на примере Кавказа. Советская геология, 1958, № 4.
- Заридзе Г.М. Изверженные и метаморфические породы Грузии. XI сессия МГК докл. советских геологов, пробл. 13, 1960.
- Заридзе Г.М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. К вопросу о возрасте гранитоидов ущелья реки Дамблуты. Сообщ. АН СССР, 1945, том VI, № 10.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Введение в магматическую геологию Грузии. Гостехиздат СССР, 1947.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Взаимоотношения метаморфических формаций и приуроченных к ним магматических пород в древних кристаллических массивах Грузии (Дзирульский, Локский, Храмский). — Ин-т геологии и минералогии АН СССР, 1951.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Домезозойские интрузивные гранитоидные фазы Грузии. — Докл. АН Аз.ССР, 1952₁, т. УШ.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. О порфировидных структурах некоторых пород Дзирульского кристаллического массива (СССР). — ДАН СССР, 1952₂, т. XXXV, № 2.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзирульского массива. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, сер. минералог. петрограф., т. III, 1953₁.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. О возрасте и генезисе древних гранитоидных пород Храмского массива. — Изв. АН СССР, 1953₂, сер. геол., № 3.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. О процессах замещения плагиоклазов. — Научные доклады высшей школы, 1958, № 2.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. О пегматитовых и пертитовых структурах метасоматического происхождения. — Сообщ. АН СССР, 1959₁, т. 22, № 2.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1959₂.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Интрузивные образования. — В кн.: Геология СССР, т. X (Грузинская ССР, ч. I), 1964, М.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Петрология метаморфических образований Северного склона Большого Кавказа (Балкария, Карачай, Адыгей). Тбилиси, Мецниереба, 1974.
- Заридзе Г.М., Казахашвили Т.Г., Манвелидзе Р.М. Микроструктурный анализ древних кристаллических пород среднего течения р. Баксан. — Сб. тр. Геологич. ин-та АН СССР, Тбилиси, 1959.
- Заридзе Г.М., Казахашвили Т.Г., Манвелидзе Р.М. О глинистых сланцах и песчаниках верховьев рек Адыл-су и Адыр-су (бассейн р. Бак-

сан) на Северном Кавказе.-Изв.вузов, геол.и разведка, 1962, № 6.

- Заридзе Г.М., Казахашвили Т.Г., Кикнадзе И.И., Манвелидзе Р.М. Структурно-петрологические особенности древних кристаллических пород на Северном Кавказе.-Советская геология, 1962₁, № 2.
- Заридзе Г.М., Казахашвили Т.Г., Кикнадзе И.И., Манвелидзе Р.М. Петроктонические особенности древних кристаллических пород верховьев р.Черек-Безенгийский (Северный Кавказ).-Изв. вузов, геол. и разведка, 1962₂, № 4.
- Иваницкий Т.В. К вопросу образования метасоматических пертитов.-Сообщения АН ГССР, 1967, XLVII, № 3.
- Индолев Л.Н., Жданов Ю.н. Термальный метаморфизм полевых шпатов из ксенолитов гранита в дайках пород.-Зап.Всесоюзн.мин.общ-ва, 1967, ч.96, вып.3.
- Казахашвили Т.Г. Геолого-петрографический очерк Храмского кристаллического массива.-Тр.Груз.геол.упр., вып.5, Тбилиси, 1941.
- Кахадзе И.Р. Грузия в юрское время.-Тр. ГИ ГССР, сер.геол., т.III (УШ), 1947.
- Кикнадзе И.И. Петрография молодых интрузивных пород района с.Цана.- Автореф. канд.дис., Тбилиси, Меликереба, 1962.
- Киласония П.Ф. Петрографический очерк юго-восточной части Дзирульского кристаллического массива.-Тр. ГИН АН ГССР, сер.минер.-петр., т.П, 1950.
- Киласония П.Ф. К вопросу о взаимоотношении гранитоидных пород Дзирульского массива.-АН СССР, т.XXXII, № 4, 1952.
- Киласония П.Ф. О возрасте и генезисе кварцевых диоритов Дзирульского кристаллического массива (на груз.яз.).-Сб.трудов ГИН АН ГССР, Тбилиси, изд-во АН ГССР, 1959.
- Киласония П.Ф. О генезисе порфиroidного гранита Дзирульского кристаллического массива (на груз.яз.).-Тезисы докладов юбилейной научной сессии проф. и препод. ТГУ. Изд-во ТГУ, 1961.
- Киласония П.Ф. К вопросу о генезисе порфиroidных гранитов Дзирульского кристаллического массива.-В кн.: Вопросы геологии Грузии (к XXII сессии МГК), Тбилиси, 1964.
- Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение.-Изв. АН СССР, сер.геол., 1952, № 2.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов.-В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Коул В.Ф., Серум Х., Кеннард О. Кристаллические структуры ортоклаза и сандицированного ортоклаза.-В кн.: Полевые шпаты, ИЛ, М., (1949) 1952.
- Кузнецова Е.В. Материалы по пегматитовым жилам Дзирульского массива в Закавказье.-Изв.Всесоюзн.геол.разв. объединения, вып.98, 1931.
- Лавес Ф. Решетка и двойникование микроклина и других калиевых полевых

- шпатов.—В кн.: Полевые шпаты, М., ИЛ, (1950) 1952.
- Лавес Ф. Фазовые отношения щелочных полевых шпатов I. Вводные замечания.—В кн.: Полевые шпаты, М., ИЛ, (1952₁) 1956.
- Лавес Ф. Фазовые отношения щелочных полевых шпатов II. Отношения стабильных и ложноравновесных фаз в щелочно-полевошпатовой системе.—В кн.: Полевые шпаты, М., ИЛ, (1952₂) 1956.
- Лебедев А.П. О книге Г.М. Заридзе и Н.Ф. Татришвили. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1960.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Петрография.— Избр. труды, т.4. Изд-во АН СССР, 1955.
- Литвинов В.Л., Соломин Ю.С. О генезисе вкрапленников калиевого полевого шпата и кварца в породах Амуджиканского типа (Восточное Забайкалье).—Изв. АН СССР, сер. геолог., №5, 1967.
- Лопатин Б.Г., Герасимов В.Н. О структурно-оптических типах калиевых шпатов из гранитоидов Анабарского щита. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, II сер., ч.97, вып. I, 1968.
- Манвелидзе Р.М. К вопросу эволюции пироксенов в магматическом процессе на примере некоторых диопсид-авгитов Грузии (на груз. яз.).—Тезисы докл. на XIV научной конференции аспирантов и молодых научн. работников. Тбилиси, "Меңиереба", 1964.
- Манвелидзе Р.М. О кали-натровых полевых шпатов Хевской интрузии. Сообщ. АН СССР, 1966, XLIV, № I.
- Манвелидзе Р.М. Кали-натровые полевые шпаты палеозойских метасоматических гранитоидов Дзирульского кристаллического массива. Сообщ. АН СССР, 1968₁, L, № 2.
- Манвелидзе Р.М. Кали-натровые полевые шпаты Рквийских двуслцианных порфириовидных гранитоидов, аляскитов и пегматитовых жил Дзирульского массива. Сообщ. АН СССР, 1968₂, L, № 3.
- Манвелидзе Р.М. К вопросу расчленения гранитоидов Дзирульского кристаллического массива по кали-натровым полевым шпатам. Изв. АН СССР, сер. геологич., № 7, 1968₃.
- Манвелидзе Р.М. К вопросу о применении кали-натровых полевых шпатов с целью расчленения гранитоидов на примере палеозойских порфириовидных гранитоидов Дзирульского массива. В кн.: Магматизм, метаморфизм и метасоматизм. (Материалы Первого регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам). Тбилиси, изд-во ЦК КП Грузии, 1969.
- Манвелидзе Р.М. Расчленение гранитоидов Дзирульского массива по различным структурно-оптическим типам кали-натровых полевых шпатов (Автореф. канд. дис.). Тбилиси, Меңиереба, 1970.
- Манвелидзе Р.М. Минералогические критерии относительной глубины формирования гранитов центральной зоны поднятия Грузинской глыбы. Матер. по минер. геохимии и полезным ископаемым Грузии. Тбилиси, Меңиереба, 1974.
- Манвелидзе Р.М. Кали-натровые полевые шпаты палеозойских гранитоидов Храмского и Докского массивов. Тр. ТИН АН СССР, новая

серия, 1978, вып. 59.

- Марфуни А.С. О петрографическом значении структурных превращений в полевых шпатах.—Сов.геология, 1956, № 51.
- Марфуни А.С. Аналогия "высокотемпературной" и переходной оптики плагиоклазов с санидин-анортоклазовой оптикой калиевых полевых шпатов.—Изв. АН СССР, сер.геол., 1957, № 9.
- Марфуни А.С. Об ошибках измерений на Федоровском столике, связанных с двупреломлением стеклянных сегментов.—Изв. АН СССР, сер.геол., 1959₁, № 11.
- Марфуни А.С. Оптика субмикроскопически сдвойникованных кристаллов. Д АН СССР, т.127, № 4, 1959₂.
- Марфуни А.С. Оптические методы изучения структурных превращений в полевых шпатах.—В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1960₁.
- Марфуни А.С. Фазовая природа кали-натровых полевых шпатов. Зап.Все-союзн.мин.общ-ва, 4, (89), вып.6, 1960₂.
- Марфуни А.С. Новые диаграммы оптической ориентировки кали-натровых полевых шпатов. Д АН СССР, 1960₃, т.133, № 4.
- Марфуни А.С. Зависимость оптической ориентировки кали-натровых шпатов от различных факторов.—Изв. АН СССР, сер.геол., № 2, 1961.
- Марфуни А.С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение.—Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып.78.
- Махлаев Л.В., Короткевич А.Ф. Триклинность и упорядоченность калиевых полевых шпатов в докембрийских гранитах Таймыра. Д АН СССР, 1968, т.181, № 3.
- Менерт К. Новое о проблеме гранитов. М., ИЛ, 1963.
- Михеев Г.А. Интрузивные комплексы области Главного Кавказского хребта в истоках рек Аксаута, Большого Зеленчука и Лабы.—Сов.геология, 1965, № 9.
- Монич В.К., Старов В.И., Мелихов В.Д. Сравнительное изучение калиевых полевых шпатов из интрузий Успенской и Каргал-Чульшадской зон.—Тр. Ин-та геол.наук АН Каз.ССР, 1963, т.7.
- Одикадзе Г.Л. Внутреннее строение пегматитов Дзирульского кристаллического массива и закономерности распределения в них редких элементов. (Канд.дис.) Тбилиси, 1960.
- Одикадзе Г.Л. Петрографо-минералогические и геохимические особенности гранитоидов Большого Кавказа и Дзирульского массива и закономерности распределения в них редких элементов (Автореф. доктор.дис.)—Тбилиси, "Мецниереба", 1969.
- Офтедаль Х. Полевые шпаты изверженного комплекса района Осло.—В кн.: Полевые шпаты, М., ИЛ, (1948) 1950.
- Панов Е.Н. Минералогические критерии расчленения гранитоидов северо-восточного Забайкалья (породообразующие минералы). (Автореф. канд.дис.). Л., 1966.

- Панов Е.Н. Структурно-оптические типы калиевых полевых шпатов в гранитоидах северо-восточного Забайкалья.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 10.
- Петров В.П. Современное состояние вопроса о неинтрузиях Кавказа и о зависимости оптических свойств минералов от их залегания.—Труды Ин-та геол. наук, петр. серии (№ 47), 1955, вып. 165.
- Петров В.П. Предисловие к книге К. Менерта. "Новое о проблеме гранитов".—М., ИЛ, 1963.
- Петров В.П. Аннотация к работе Седерхольма. "Граниты и мигматиты".— "Новые книги за рубежом", серия А, № 8, 1969.
- Петров В.П., Еремеев В.П., Белянкина Е.Д. Идеи Д.С. Белянкина в современной петрографии.—В кн.: Идеи академика Д.С. Белянкина в области петрографии и минералогии и их дальнейшее развитие. М., Наука, 1971.
- Полквой Н.А., Зембагов С.С. Некоторые оптико-структурные особенности метасоматических кали-натровых полевых шпатов.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 3.
- Половинкина Ю.И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород, ч. I.—М., Недра, 1966.
- Рубинштейн М.М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии.—Тр. ГИН АН СССР, новая серия, 1967, вып. II.
- Рябчиков И.Д. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта.—В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., Наука, 1965.
- Седова И.С., Котов Н.В. Структурное состояние калиевых полевых шпатов в гранитоидах различных генетических типов.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 8.
- Смирнов Г.М., Заридзе Г.М. Неинтрузия в Дзирульском кристаллическом массиве.—Д АН СССР, 1936, т. П(XI), № I (78).
- Смирнов Г.М., Татришвили Н.Ф., Казахашвили Т.Г. Геологопетрографический очерк северо-восточной части Дзирульского кристаллического массива.—Тр. Петр. ин-та, АН СССР, 1937, вып. II.
- Смирнов Г.М., Казахашвили Т.Г., Татришвили Н.Ф. Геологопетрографический очерк юго-восточной части Дзирульского массива.—Тр. Груз. отд. ВИМСа, вып. II. Тбилиси, 1938.
- Соловьев С.П. Щелочные полевые шпаты древних и молодых интрузий Кабардино-Балкарии и некоторые вопросы с ними связанные.—Зап. Всесоюз. минер. общ-ва, 1940, ч. 49, вып. 2-3.
- Спенсер Э. Калиево-натриевые полевые шпаты. Часть I. Термическая устойчивость.—В кн.: Полевые шпаты, ИЛ, М., (1937) 1952.
- Спенсер Э. Калиево-натриевые полевые шпаты. Часть II. Некоторые петрогенетические выводы.—В кн.: Полевые шпаты. М., ИЛ, (1938) 1952.
- Татришвили Н.Ф. Магматическая деятельность в Грузии в допалеозое и палеозое. "Гостехиздат" Груз. ССР, 1948.

- Твалчрелидзе А.А. Полевой шпат из пегматитовых жил Дзирульского массива.—Мат. совещ. по полевоу шпату: КЕПС, АН СССР, вып. 63, 1927.
- Твалчрелидзе А.А. Древние докембрийские и палеозойские породы Дзирульского кристаллического массива.—Тез. доклада на сессии отд. мат. и естест. наук АН СССР, Тбилиси, 1941.
- Топурия П.А. Рквийский интрузив порфиroidного гранита в Дзирульском массиве.—Бюллетень ГИН Грузии, 1938, т. III, вып. 4, Тбилиси.
- Туровский С.Д. О порфиroidных вкрапленниках некоторых сиенитов.—Тр. Ин-та геологии Киргизского фил. АН СССР, вып. 5, 1954.
- Устиев Е.К. Интрузия палеозойских гранитов в Борчалинском районе Грузии.—Тр. петрографического ин-та АН СССР, 1936, вып. 7-8.
- Федоров Е.С. О новой группе изверженных пород.—Изв. Моск. сельхоз. ин-та, 1896, т. II, кн. I.
- Ферсман А.Е. Пегматиты.—М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Хелд М. Термическое изучение калиево-натриевых полевых шпатов.— В кн.: Полевые шпаты, М., ИЛ, (1950) 1952.
- Хомичев В.А. О природе вкрапленников калишпата в гранитоидах восточного склона Кузнецкого Алатау.—В кн.: Вопросы минерал. и петрограф. Западной Сибири (Тр. Томского госуниверситета), Томск, 1966.
- Цимакуридзе Г.К. Генетические разновидности палеозойских гранитоидов Главного Хребта на территории Верхней Сванетии. Автореф. канд. дис., Тбилиси, Мецниереба, 1971.
- Час С.Х., Харгривс А., Тейлор В.Х. Структура ортоклаза.—В кн.: Полевые шпаты, М., ИЛ, (1940) 1952.
- Чесноков Б.В. Морфологический метод определения относительного возраста минералов.—В сб.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М., Наука, 1966.
- Чихелидзе С.С. Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзирульского массива (на груз. яз.).—Тр. Геол. ин-та АН СССР, серия геол., 1948, т. IV.
- Чихелидзе К.С., Хмаладзе И.И. О термодинамических условиях формирования кристаллических пород Дзирульского выступа Грузинской Глыбы. — Сообщ. АН СССР, 1977, 86, № I.
- Шавишвили И.Д., Хмаладзе И.И., Ахвледiani Р.А. Состав и структурное состояние кали-натровых полевых шпатов субщелочных пород Мерисского массива.—Сообщ. АН СССР, 1969, 53.
- Шентелия Д.М. Петрология Дарьяльского массива.—Тбилиси, "Мецниереба", 1965.
- Шентелия Д.М. О характере кали-натровых полевых шпатов в верхнепалеозойских порфиroidластических гранитах Северного Кавказа.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и метасоматизм (Мат. Первого регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам).—Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1969.
- Шентелия Д.М. Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. Тбилиси, "Мецниереба", 1972.

- Шенгелия Д.М., Келхвелли Д.Н. О северокавказских зональных платинклах метаморфического происхождения.-Изв.ВУЗов, геология и разведка, 1968, № 1.
- Лмакин Б.М. О бариевом ортоклазе из южной Якутии и значении бария как элемента-индикатора.-Изв.ВУЗов, геол. и разведка, 1967, № 4.
- Шмакин Б.М., Афонина Г.Г. О методике рентгеновского определения триклинности калиевых полевых шпатов для решения вопросов генезиса горных пород.-Д АН СССР, 1967, т.173, № 2.
- Щерба Г.Н., Гукова В.Д., Кудряшов А.В. Грейзены, жильный кварц и калишпаты молибдено-вольфрамовых месторождений Казахстана.-Тр.Ин-та геол.наук АН КазССР, т.8, 1964.
- Иськин Г.М. Экспериментальное изучение физико-химических условий упорядочения калиевых полевых шпатов.-Автореф. канд.дис., Изд-во МГУ, 1977.
- Bailey S.W., Taylor W.H. The structure of a triclinic potassium feldspars.-Acta Crystallogr., 1955, 8.
- Barth T.F.W. Studies in gneiss and granite.-Norsk. Vid.-Akad. Oslo Surv., 1956, 1, N 1.
- Barth T.F.W. The interrelations of the structural variants of the potash feldspars.-Zs. Krystallogr., 1959, 112.
- Coombs D.S. Ferriferous orthoclase from Madagascar.-Min. Mag., 1954, 30, N 226.
- Hibbard M.I. Simultaneous magmatic crystallisation of plagioclase and potassium feldspar in porphyritic quartz monzonite, northern Okanogan Range, Washington.-Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1963, 73.
- Kuellermer F.J. X-ray intensiti measurements on perthitic materials. 2. Data from natural alkali feldspars.-Journ. Geol., 1960, 68, N3.
- Laves F. The coexistence of two plagioclases in the oligoclase compositional range.-Journ. Geol., 1954, 62, N4.
- Laves F. Al/Si-Verteilungen, Phasen-Transformationen und Namen der Alkalifeldspate.-Zs. Kristallogr., 1960, 113. M. Zane-Festschrift, 2.
- Mac Counell I.D., Mac Kie D. The Kinetios of the ordering process in triclinic $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$.-Min. Mag., 1960, 32, N249.
- Mac Kenzie W.S. The orthoclase-microcline inversion.-Min. Mag., 1954, 30, N225.
- Megaw H.D. Order and disorder in the feldspars.-Min. Mag., 1959, 32, N246.
- Smith J.V., Mac Kenzie W.S. The alkali feldspars. 2. A simple X-ray technique for study of alkali feldspars.-Amer. Min., 1955, 40, N 7-8.
- Steiger R.H., Hart S.R. The microcline - orthoclase transition within a contact aureole.-Amer. Min., 1967, 52, N 1-2.

- Taylor W.H. The structure of sanidine and other feldspars.-Zs. Krystallogr., 1933, 85.
- Taylor W.H., Darbyshire J.A., Strunz H. An X-ray investigation of the feldspars.-Zs. Krystallogr., 1934, 87.
- Wright T.L. The microcline-orthoclase transformation in the contact aureole of the Eldora Stock, Colorado.-Amer.Min., 1967, 52, N 1-2.

О Г Л А В Л Е Н И Е

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ВВЕДЕНИЕ. Задачи, связанные с определением геолого-петрографического значения калишпатов гранитоидов Грузии	4
ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТРУКТУРНО-ОПТИЧЕСКИХ ТИПОВ КАЛИШПАТА В ПАЛЕЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДАХ ГРУЗИИ.	18
Гранитоиды Рквийской интрузии	19
Гранитоиды Улукамского типа	46
Гранитоиды Храмского и Локского кристаллических массивов	49
Метасоматические гранитоиды	57
ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТРУКТУРНО-ОПТИЧЕСКИХ ТИПОВ КАЛИШПАТА В ПОСТПАЛЕЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДАХ ("НЕОИНТРУЗИЯХ") ГРУЗИИ	77
Постпалеозойские гранитоиды Дзирульского кристаллического массива.	78
Постпалеозойские гранитоиды Южного склона Кавказского хребта.	89
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.	98
ЛИТЕРАТУРА.	112

Роланд Маркозович Манвелидзе

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ КАЛИШПАТОВ
ГРАНИТОИДОВ ГРУЗИИ

როლანდ მარკოზის ძე მანველიძე

საქართველოს გრანითოიდების კალიშპატების
გეოლოგიურ-პეტროგრაფიული მნიშვნელობა

Рецензенты: канд. геол.-мин. наук М. Б. Абесадзе,
канд. геол.-мин. наук Р. А. Ахвледиани

*

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского
совета Академии наук Грузинской ССР

ИБ 2034

Редактор Г. И. Насидзе

Редактор издательства Г. П. Бокучава

Техредактор Э. Б. Бокериа

Сдано в произв. 29.III.1983; Подписано к печати 25.III.1983; Формат
бумаги 70×108¹/₁₆; Бумага № 1; Печ. л. 10,9; Уч.-издат. л. 10,0;

УЭ 00774; Тираж 500; Заказ 1129

Цена 1 руб. 20 коп.

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Издательство «Мецниერება», Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის სტამბა, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19.
Типография АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19