

5

**НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ
ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ
ГРУЗИИ**

ТБИЛИСИ
1967

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
ბიოლოგიური ინსტიტუტი
შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 14

საქართველოს გეოქიმიისა და მინერალოგიის
ზოგიერთი საკითხი

გამომცემლობა „მეცნიერება“

თბილისი

1967

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
Труды, новая серия, вып. 14

**НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ
И МИНЕРАЛОГИИ ГРУЗИИ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1967

552 (C41)
550.4+548 [549] (47.922)+
[016.3] Н 479

В книге приводятся результаты исследований по сопоставлению интрузий Вакиджвари и Мериси по содержаниям лития и рубидия, с применением методов математической статистики, а также результаты исследования гранатов и слюд некоторых пегматитов и скарнов Грузии.

Редактор Т. В. Иваницкий

2-9-2
12-67 мест.

Г. С. ЗАКАРИАДЗЕ, О. Я. ГЕЛЬМАН

СОПОСТАВЛЕНИЕ ИНТРУЗИЙ ВАКИДЖВАРИ И МЕРИСИ ПО СОДЕРЖАНИЮ ЛИТИЯ И РУБИДИЯ В ПОРОДАХ¹

(с применением методов математической статистики)

ВВЕДЕНИЕ

Относительно возраста сиенито-диоритовых интрузий западной части Аджаро-Триалетской складчатой системы существуют два мнения. Согласно одному, разделяемому большинством исследователей, эти интрузии разновозрастны и генетически связаны с вмещающими их вулканогенными образованиями среднего эоцена [10]. Наряду с этим, имеется представление [23], что среди названных интрузий выделяются две возрастные группы: предверхнеэоценовая — интрузии Гурии (Вакиджвари и др.) и нижнемиоценовая — интрузии Аджарии (Мериси и др.). Существование различных мнений связано с тем, что сиенито-диоритовые интрузии Аджарии и Гурии пространственно приурочены к однообразным, преимущественно лишенным слоистости, вулканогенным образованиям среднего эоцена, а это затрудняет однозначное установление относительного геологического возраста этих интрузий обычными геологическими методами.

В течение ряда лет одним из авторов [12, 13] настоящей работы изучались закономерности распределения лития и рубидия в интрузиях Вакиджвари и Мериси — наиболее крупных среди интрузий сиенито-диоритового состава, развитых в пределах Аджаро-Триалетской складчатой системы. Полученные геохимические данные позволяют сопоставить интрузии Вакиджвари и Мериси² и рассмотреть с новых позиций вопросы генезиса и относительного возраста этих образований. При этом, конечно, совершенно ясно, что использование только результатов, полученных в отношении редких щелочных элементов явно недостаточно для решения подобных задач, так как ощутимые для современных аналитических методов изменения содержания редких элементов в из-

¹ Работа основывается на материалах исследований выполненных в 1964 году.

² Данные по содержанию лития и рубидия в породах Мерисской интрузии публикуются впервые.

верженных горных породах зависят в основном от минералогических и петрохимических особенностей, а не от возрастных взаимоотношений пород. В данном случае речь может идти только о сравнении содержания редких щелочных элементов с применением математических методов и рассмотрении полученной таким образом информации совместно с результатами геологических и петрологических исследований.

КРИТИЧЕСКОЕ РАССМОТРЕНИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ВОЗРАСТЕ СИЕНИТО-ДИОРИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Концепция одновозрастности

Эта гипотеза [10] основана на следующих положениях:

1. Интрузии сиенито-диоритового состава пространственно всегда приурочены к вулканогенной толще среднего эоцена, которая под влиянием этих интрузий претерпевает контактное изменение, выраженное пиритовой пропилитизацией.

2. Для рассматриваемых интрузивов характерна большая общность минерального состава:

а) кварц полностью отсутствует или же присутствует в незначительном количестве; исключительно редки разности, в которых содержание кварца доходит до 18 — 20%; последние обычно представляют собой аплитовые разности;

б) калиевый полевой шпат редко преобладает над плагиоклазом, что обуславливает преимущественно монцонитовый и монцо-диоритовый состав пород;

в) темный силикат представлен главным образом авгитом, над которым редко преобладает биотит или амфибол.

3. Интрузии характеризуются большой неоднородностью. Центральные участки чаще представлены сиенитами, тогда как краевые зоны слагаются монцо-диоритами, проявляющими большое сходство с мелкими силовыми породами вулканогенной толщи среднего эоцена, синхронными, как считает автор [10], вулканогенно-осадочным образованиям среднего эоцена.

4. Возраст рассматриваемых интрузий не должен существенно отличаться от среднего эоцена. Это следует из ряда общих геологических соображений и подтверждается наличием гальки сиенит-порфира в базальном конгломерате верхнеэоценовых отложений.

Согласно Г. С. Дзоценидзе, генетическая связь сиенито-диоритовых интрузий со среднеэоценовым вулканизмом не должна вызывать сомнения. В процессе прогибания дна Аджаро-Триалетской геосинклинали накапливалась мощная вулканогенная толща. Затем в конце среднего эоцена начались орогенические движения, приведшие к складкообразованию, что фиксируется трансгрессивным налеганием верхнего эоцена на среднеэоценовые вулканогенные отложения. Орогенические дви-

жения сопровождалось внедрением сиенито-диоритовых интрузий, которые, таким образом, являются между собой синхронными и генетически связанными со среднеэоценовым вулканизмом, а по возрасту относятся к верхам среднего эоцена.

Положения, на которые опирается эта гипотеза, вызывают ряд возражений.

1. Рассматриваемые интрузии пространственно действительно приурочены к вулканогенной толще среднего эоцена, однако, пиритовую пропилитизацию едва ли можно считать результатом контактного воздействия этих интрузий на вмещающие вулканогенные породы, поскольку минеральные преобразования, соответствующие пропилитизации, наблюдаются независимо от процессов контактного воздействия и проявлены как в экзоконтактных зонах, так и внутри исследованных интрузивных тел [13, 15]. Процессы пропилитизации являются более поздними, а также и более низкотемпературными, чем процессы формирования интрузивных пород и экзоконтактных зон. При этом наблюдаются заметные различия в интенсивности проявления процессов пропилитизации для отдельных выходов сравниваемых интрузий, что определенным образом влияет на характер распределения лития и рубидия (см. ниже).

2. В отношении минерального состава интрузивных пород необходимо сделать следующие замечания:

а) Отсутствие кварца или его незначительное распространение в сиенито-диоритовых интрузиях нельзя считать постоянным для них признаком. Наоборот, наряду с бескварцевыми породами здесь существенно распространены и кварцсодержащие породы. Например, для выхода Мериси (Мерисская интрузия) характерен только кварцсодержащий парагенезис (Рог + Пл + Кпш + Кв). Кварцевые разновидности сиенитов и сиенит-диоритов встречаются довольно часто и по ущелью реки Бжужа (Вакиджварская интрузия). Наряду с этим породы выходов Намонастреви (интрузия Мериси), Вакиджвари и Корисбуде (интрузия Вакиджвари) характеризуются полным отсутствием первичного кварца. Необходимо подчеркнуть, что в распределении кварца наблюдается весьма строгая закономерность. Он всегда присутствует в роговообманковых парагенезисах и почти никогда не встречается в парагенезисах биотито-пироксеновых. Жильные аплиты в рассматриваемых интрузиях всегда содержат значительное количество кварца.

б) Монцонитовый и монцо-диоритовый характер пород не является повсеместно преобладающим. В этом отношении интрузии Вакиджвари и Мериси заметно отличаются. Так, для всех выходов интрузии Вакиджвари характерно постоянное преобладание калинатрового полевого шпата над плагиоклазом. Обратные соотношения исключительно редки. В связи с этим здесь в основном представлены сиениты (биотитовые, биотит-пироксеновые, роговообманковые) и, реже, сиенит-диоритовые разновидности.

Количественное соотношение калинатрового полевого шпата и плагиоклаза в породах Мерисской интрузии заметно варьирует. В ряде случаев калинатровый полевой шпат преобладает (окрестности сел. Гаре-Куни), однако широко распространены здесь и такие типы пород, как габбро-диориты, диориты, монцо-диориты и монцониты. Эти типы в интрузии Вакиджвари почти полностью отсутствуют.

в) Указание, что темный силикат в рассматриваемых породах представлен главным образом авгитом, нашими исследованиями не подтверждается. Гораздо более широко распространен биотит — иногда совместно с заметным количеством пироксена, местами же резко преобладает роговая обманка.

В отношении темноцветных составляющих для каждого из выходов можно подметить специфические особенности. Так, породы выходов Вакиджвари и Корисбуде, являясь существенно биотитовыми, одновременно содержат и некоторое количество моноклинового пироксена (до 1%). В породах Корисбуде биотит почти всегда полностью хлоритизирован. Темноцветные силикаты выхода Намонастреви также представлены в основном биотитом и моноклиновым пироксеном, однако содержание этих минералов здесь резко повышено по сравнению с интрузией Вакиджвари. Собственно Мерисский выход характеризуется исключительно роговообманковым парагенезисом. Роговообманковые сиениты встречаются также по ущелью р. Бжуза.

3. Неоднородность интрузивов проявлена не везде. В этом отношении интрузии Вакиджвари и Мериси существенно различны. Интрузия Вакиджвари характеризуется необычным постоянством петрографического состава. Здесь повсеместно представлены крупнозернистые, в основном биотитовые сиениты, в ряде случаев постепенно переходящие в мелкозернистую сиенит-аплитовую разновидность. Мерисская интрузия отличается заметной неоднородностью состава, однако распределение отдельных разностей пород здесь не подчиняется одной определенной закономерности. Местами к краевым участкам интрузива тяготеют породы более основные, местами же устанавливаются обратные соотношения.

Таким образом, наряду с некоторой общностью черт, интрузии Вакиджвари и Мериси характеризуются также заметными отличиями. Важно указать, что отличия наблюдаются и между отдельными выходами сравниваемых интрузий, каждый из которых возможно выделить по тем или иным специфическим признакам (парагенезис минералов, количественно-минералогический состав, интенсивность проявления долмагматических процессов и т. п.).

Необходимо особо подчеркнуть, что критика основных положений рассматриваемой гипотезы ни в коей мере не опровергает саму концепцию разновозрастности в целом. Она только показывает, что существующий фактический материал по геологии и петрологии сиенито-

диоритовых интрузий не позволяет однозначно обосновать это представление.

Обсуждая данный вопрос, необходимо также иметь в виду, что процессы складчатости в Аджаро-Триалетской геосинклинали после среднего эоцена проявлялись неоднократно [5] и поэтому предположение о существовании здесь разновозрастных интрузивов, вообще говоря, не лишено основания. По этой причине нахождение гальки сиенит-порфира в базальных отложениях верхнего эоцена Гурии не может служить решающим доказательством для установления верхнего возрастного предела всех сиенито-диоритовых интрузий западной части Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Сравнительно недавно Г. С. Дзюценидзе [11] на основании анализа материалов по палеогеновому вулканизму Закавказья пришел к выводу о наличии двух интрузивных фаз в среднем эоцене Закавказья. Однако какие-либо конкретные примеры таких интрузий им указаны не были.

Концепция разновозрастности

Согласно этому представлению [23], секущие интрузии, как крупные, так и мелкие, обнаруживают тесную связь с тектоникой Аджаро-Триалетской складчатой системы, что позволяет рассматривать интрузивные фазы совместно с фазами складчатости. Соответственно установленным в Аджаро-Триалетии трем интенсивным третичным орогенетическим фазам для представленных здесь секущих интрузий В. Р. Надирадзе [23] выделяет три интрузивные фазы:

1. Предверхнеэоценовую триалетскую фазу штокобатолитовых интрузий (Вакиджвари, Зекари, Квирани).

2. Нижнемиоценовую (предчокракскую), именуемую аджарской, фазу крупноштоковых интрузий овально-вытянутой формы (Мериси, Чирухисцкали, Схалта, Хачков и др.).

3. Миоплиоценовую, называемую автором саирмской, фазу трещинных интрузий (Саирме, Лаишура, Акети и др.).

Не рассматривая эту гипотезу в целом, т. е. применительно ко всем интрузиям секущего характера Аджаро-Триалетской складчатой системы, обратимся конкретно к интересующим нас интрузиям Вакиджвари и Мериси. Основные доводы В. Р. Надирадзе в пользу отнесения этих интрузий к различным тектоно-магматическим этапам сводятся к следующему:

- а) интрузии триалетской фазы образуют относительно крупные, изометрической формы тела — штокобатолиты, приуроченные к отдельным куполовидно приподнятым антиклинальным складкам. Изометрическая, караваяобразная форма этих тел объясняется при этом куполовидной структурой антиклинали, при „воздымании которой магма заполняла водсводное пространство“ [23];

б) интрузивные массивы Мерисской группы по форме заметно отличаются от интрузий триалетской фазы. Здесь главным образом представлены крупные штоки продолговатой, овальновытянутой формы, подчиненные полностью миоценовым складчатым структурам. Таким образом, внедрение интрузий группы Мериси контролируется миоценовой тектоникой, что позволяет отнести их к нижнемиоценовой аджарской интрузивной фазе;

в) по петрохимическим особенностям интрузии аджарской фазы в общем близки к интрузиям триалетской фазы, но одновременно они проявляют и некоторые характерные отличия.

Основное различие заключается в том, что породы аджарской фазы, отвечающие по среднему химическому составу диоритам, являются более основными, чем породы триалетской фазы, которые по химическому составу относятся автором к сиенито-диоритам.

Изложенные доводы в пользу разновозрастности, если их рассматривать применительно к интрузиям Вакиджвари и Мериси, встречают ряд существенных возражений.

1. Следует отметить, что судить о форме интрузивных тел Вакиджвари и Мериси в настоящее время можно лишь в самых общих чертах. Этот вопрос остается малоисследованным. Так, требуют уточнения контуры отдельных выходов. Не изучен детально характер контактов интрузивов. Значительно затруднено также установление влияния формы интрузивных тел на вмещающие вулканогенные образования, ввиду большого петрографического однообразия последних и почти полного отсутствия в них слоистости. Таким образом, на основе существующих данных говорить о различии формы интрузивных тел Вакиджвари и Мериси можно только с известным приближением, и рассматриваемый признак вряд ли является веским доказательством разновозрастности интрузий Вакиджвари и Мериси.

2. Трудно согласиться с представлением, что внедрение интрузий группы Мериси контролировалось миоценовой тектоникой. Как известно, формирование складчатых структур Аджаро-Триалетии происходило в результате последовательного воздействия меловых и третичных орогенических фаз [5]. Однако это общее положение для всей системы в целом. Для отдельных же складчатых структур, в том числе и для Саирмской и Шавшетской антиклиналей, к которым соответственно приурочены интрузии Вакиджвари и Мериси, нет никакой возможности выделить последовательные этапы их формирования и тем более связывать с этими этапами внедрение интрузий. Одновременно необходимо подчеркнуть, что приуроченность интрузий Вакиджвари и Мериси к названным складкам следует лишь из региональных соображений [5, 23]. Непосредственно же на участках развития рассматриваемых интрузивных тел, ввиду массивности вулканогенных пород и большого их петрографического однообразия, складчатые структуры наглядно не

устанавливаются. Поэтому ясные взаимоотношения интрузивов со складками здесь полностью отсутствуют.

3. Отнесение интрузий группы Мериси к нижнему миоцену встречает еще одно возражение более общего характера. Дело в том, что первое проявление вулканизма после палеогена не только для Аджаро-Триалетии, но и для всей Грузии в целом известно лишь в среднем сармате. Согласно Н. И. Схиртладзе [36], детально исследовавшему постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии, пробуждавшийся среднесарматский вулканизм является сравнительно слабым и устанавливается по существованию маломощных пепловых прослоев в среднесарматских отложениях. В период же от нижнего олигоцена до нижнего сармата включительно в Грузии не известно какого-либо проявления вулканизма—ни эффузивного, ни интрузивного. В этой связи отнесение довольно крупных интрузий сиенито-диоритов Аджарии к нижнему миоцену должно существенно изменить взгляды на историю геологического развития Грузии и поэтому требует гораздо более веских доказательств, чем указанные выше.

Таким образом, каждая из рассмотренных гипотез встречает ряд существенных возражений, касающихся главным образом достоверности фактического материала, положенного в их основу.

Нам представляется весьма важным подчеркнуть, что существующий фактический геологический материал не дает возможности однозначно выбрать и обосновать какую-нибудь из двух рассмотренных концепций.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ СОПОСТАВЛЕНИЯ ИНТРУЗИИ ВАКИДЖВАРИ И МЕРИСИ ПО СОДЕРЖАНИЮ РЕДКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Нетрудно заметить, что из допущения одновозрастности интрузий Вакиджвари и Мериси непосредственно следует, что их происхождение связано с действием одного и того же магматизма, так как эти интрузии развиты в пределах одного региона, в одних и тех же геотектонических условиях. При таком утверждении породы интрузий Вакиджвари и Мериси комагматичны и, очевидно, должны характеризоваться большой общностью условий происхождения, т. е. общностью петрологических и геохимических черт.

Если же формирование сопоставляемых интрузий обусловлено проявлением магматизма различных геологических эпох (геологическая разновозрастность), то тогда следует ожидать определенных несоответствий в петрологических и геохимических особенностях этих интрузий, хотя несомненно, что несоответствия проявятся не для всех петрологических и геохимических признаков.

В настоящей работе нами проведено сравнение распределения редких щелочных элементов (лития и рубидия) в породах интрузий

Вакиджвари и Мериси, с целью выявления возможных геохимических несоответствий в распределении этих элементов и изучения их роли при решении вопросов генезиса исследованных интрузий.

Основное геохимическое предположение

Распределение редких щелочных элементов в генетически связанных ассоциациях (сериях) интрузивных горных пород находится в тесной зависимости от процессов дифференциации. Как показано в многочисленных работах, посвященных этому вопросу [3, 4, 7, 9, 14, 24, 25, 37, 43, 46, 49, 52], литий и рубидий всегда закономерно накапливаются от ранних дифференциатов к поздним; при этом литий характеризуется более плавными кривыми возрастания. Увеличение содержания лития и рубидия совпадает с возрастанием величины кремнекислотности пород и сопровождается понижением содержания основных компонентов—магния и кальция. Значение отношения K/Rb обычно закономерно понижается в сторону поздних дифференциатов или остается примерно постоянным. Отношения Li/Mg и Li/Fe всегда заметно возрастают в направлении повышения содержания лития. Эти сугубо эмпирические закономерности убедительно показаны на большом количестве примеров и в настоящее время не вызывают сомнений.

Если интрузии Вакиджвари и Мериси считать одновозрастными образованиями, то породы, слагающие эти интрузии, исходя из геологических соображений, могут быть рассмотрены как представители единой генетически связанной серии. Тогда распределение лития и рубидия в породах Вакиджвари и Мериси должно отвечать указанным выше закономерностям.

Ввиду закономерного возрастания содержания редких щелочных элементов в процессах дифференциации, породы, генетически связанные и отвечающие одной и той же стадии дифференциации, должны характеризоваться соответственно одинаковым содержанием этих элементов. Таким образом, в случае одновозрастности интрузий Вакиджвари и Мериси одни и те же дифференциаты в этих интрузиях не должны существенно отличаться по содержанию лития и рубидия². В первом приближении примем, что породы, соответствующие одной стадии дифференциации, слагаются одним и тем же парагенезисом минералов (это не совсем строгое допущение в дальнейшем уточняется). Такие породы, как показывает проведенное петрографическое исследование, в рассматриваемых интрузиях представлены довольно широко.

² В настоящей работе мы рассматриваем только содержание элементов и не касаемся величин их отношений. Детальный анализ отношений, требующий применения методов корреляционного анализа, будет рассмотрен особо.

Краткая характеристика минеральных парагенезисов сопоставляемых интрузий

Рассмотрим четыре главных выхода (рис. 1, 2): Вакиджвари I и Корисбуде II (интрузия Вакиджвари), Мериси III и Намонастриви IV (интрузия Мериси). Эта нумерация выходов в дальнейшем сохраняется³.

Каждый из названных выходов характеризуется большим постоянством парагенезиса минералов, что во многом облегчает сравнение.

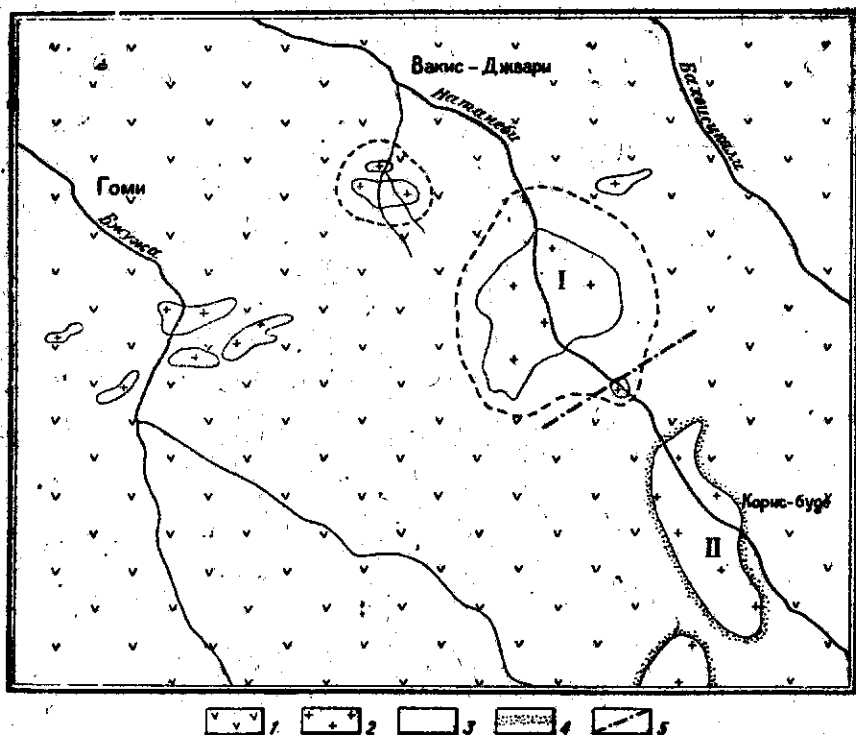


Рис. 1. Геологическая схема района Вакиджварской интрузии.

1. Вулканогенная толща среднего эоцена (главным образом андезитовые порфиры и их пирокластиты).
2. Интрузивные породы (сиениты, сиенито-диориты).
3. Мощные экзоконтактные зоны.
4. Маломощные экзоконтактные изменения.
5. Линии разрывов.

Наибольшую близость проявляют выходы Вакиджвари I и Намонастриви IV. Здесь представлены породы, сложенные одним и тем же, в основном четырехминеральным парагенезисом: биотит, моноклинный

³ Так как названия выходов Вакиджвари I и Мериси III совпадают с названиями интрузий, то в тексте выходы всегда будут приводиться с соответствующим индексом (I, III и т. д.). Следовательно, наименование Вакиджвари и Мериси без индекса, будет обозначать интрузии в целом.

пироксен-авгит, плагиоклаз и калиевый полевой шпат (Би+Пи+Пл+Кш).

Редко и в незначительном количестве встречается неравновесная роговая обманка. Аксессуары в обоих случаях—апатит, магнетит и сфен, а в Намонастреви дополнительно встречается еще и циркон. Идентичными являются и экзоконтакты рассматриваемых выходов I и IV. Здесь повсеместно представлены разного рода роговики, главным образом анортоклаз-биотитовые и в меньшей степени биотит-пироксеновые, анортоклаз-роговообманковые и пироксен-плагиоклазовые. Мощность экзоконтактных зон в обоих случаях до одного километра.

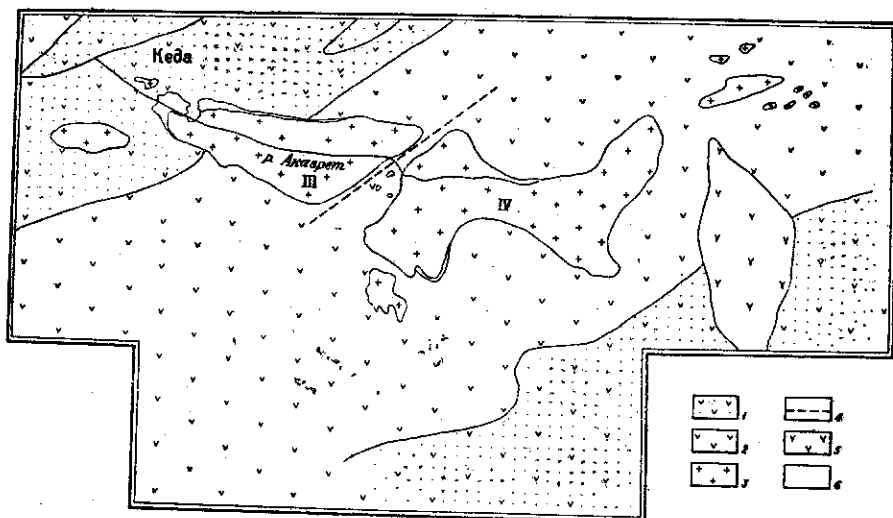


Рис. 2. Геологическая схема района Мерисской интрузии.

1. Слоистые вулканогенные породы среднего эоцена.
2. Грубослоистые вулканогенные породы среднего эоцена.
3. Интрузивные породы (сиениты, диориты, габбро и др.).
4. Линии разрывов.
5. Покровы молодых андезитов.
6. Экзоконтактные зоны.

Породы выхода Корисбуде (II), совместно с образцами Бжуза и Чачуасгеле, представлены тем же парагенезисом минералов, что и породы выходов Вакиджвари I и Намонастреви IV. Однако в Корисбуде широко проявились послемагматические процессы, которые привели к заметным минеральным преобразованиям. Наиболее сильным изменениям подверглись феррические составляющие и особенно биотит. Последний почти повсеместно интенсивно хлоритизирован [13].

Выход Мериси III существенно отличается по парагенезису минералов от других выходов. Породы этого выхода, в основном тоже сложены четырьмя минералами, однако темноцветные здесь представлены главным образом обыкновенной роговой обманкой, находящейся в парагенезисе с плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и довольно

обильным кварцем (Рог+Пл+Кпш+Кв). Встречается иногда неравно-весный моноклинный пироксен, интенсивно замещающийся роговой обманкой. Аксессуары те же, что и в других выходах — магнетит, сфен, апатит и сравнительно редко циркон.

В петрохимическом отношении породы всех выходов относятся к типичной известково-щелочной ассоциации и преимущественно характеризуются незначительным, а иногда заметным преобладанием калия над натрием. Следует отметить, что наряду с общностью петрохимических черт для отдельных выходов устанавливаются и некоторые специфические отличия. Эти отличия, носящие в основном количественный, а не качественный характер, рассматриваются ниже при обсуждении результатов.

Таким образом, породы Вакиджвари I и Намонастревы IV, по меньшей мере в первом приближении, можно считать представителями одной и той же стадии дифференциации. Тогда, если эти породы генетически связаны, следует ожидать, что они не будут существенно отличаться по содержанию лития и рубидия. Важно, однако, иметь в виду, что обратное утверждение не всегда верно, т. е. наличие неслучайных различий для пород, сложенных одним и тем же парагенезисом минералов, еще не является доказательством генетической независимости сопоставляемых интрузий. Действительно, физико-химические условия, приводящие к возникновению одного и того же парагенезиса, могут в известных пределах варьировать, что отражается на минералах переменного состава и на количественно-минералогических соотношениях. Эти вариации, вполне обычные для одной генетически связанной серии, определяя некоторое разнообразие пород и соответственно химических составов, могут приводить к неслучайным расхождениям в содержании лития и рубидия.

С целью оценки расхождений в содержании редких щелочных элементов в пределах отдельных интрузий и выявления их причин, нами проведены также сопоставления выходов I и II (интрузия Вакиджвари), III и IV (интрузия Мериси).

Возможное влияние режима щелочности

Установленные парагенезисы минералов и данные по литию и рубидию изучались нами совместно с результатами определений калия и натрия. Необходимость совместного обсуждения данных по главным и редким щелочным элементам вызвана хорошо известной тесной геохимической зависимостью последних от первых, причем особенно тесной является связь рубидия с калием. Наряду с этим данные по калию и натрию сами по себе весьма интересны при оценке условий щелочности в процессе формирования рассматриваемой серии пород и выяснении влияния режима щелочности на распределение редких щелочных элементов.

Как известно, K_2O и Na_2O в магматических процессах ведут себя вполне подвижно, вследствие чего условия равновесия магматических систем определяются активностями этих компонентов [16, 17, 18]. Изменение активностей калия и натрия, т. е. изменение щелочности, приводит к существенным минеральным и химическим преобразованиям. Д. С. Коржинским [18, 20] был выдвинут принцип кислотно-основного взаимодействия компонентов в растворах и расплавах, согласно которому активность компонентов находится в зависимости от щелочности (кислотности) раствора (или расплава). Применительно к расплавам этот принцип может быть сформулирован следующим образом: повышение щелочности расплава вызывает повышение валовых коэффициентов активности всех оснований и понижение валовых коэффициентов активности всех кислот, причем эффект тем сильнее, чем сильнее основание или кислота. Обратное наблюдается при повышении кислотности.

Изменения активностей компонентов влияют на температуры кристаллизации минералов, приводя к расширению полей кристаллизации одних минеральных фаз и сокращению других, что соответственно сказывается на положении эвтектических точек и котектических линий.

Явления кислотно-основного взаимодействия отражаются и на компонентах-примесях, поскольку они также подчинены общим физико-химическим закономерностям природных систем. Интересные в этом отношении результаты для TR, Zr, Hf, U и Th на примере среднепалеозойского комплекса Восточной Тувы получены А. С. Павленко [27].

Редкие щелочные элементы, являющиеся очень сильными основаниями, должны особенно чувствительно реагировать и на изменение режима щелочности. Следовательно, если рассматриваемая серия пород характеризуется непостоянством режима щелочности, то это обстоятельство, очевидно, заметно скажется на распределении лития и рубидия, что необходимо учитывать, так как причины изменения содержания редких щелочных элементов в данном случае будут связаны с причинами, приводящими к изменению режима щелочности.

Диаграмма парагенезисов гранитоидных пород в зависимости от химических потенциалов калия и натрия построена и детально рассмотрена Коржинским [16, 19]. Поскольку в нашем случае рассмотрению подлежит типичная известково-щелочная ассоциация пород, то при оценке условий щелочности мы будем основываться на соотношениях, представленных на этой диаграмме.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ АНАЛИТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛА

Сравнение интрузий Вакиджвари и Мериси проведено нами, как указывалось выше, на основе статистического изучения результатов определения в них содержания щелочных элементов.

Возможность использования методов математической статистики

Применение математической статистики для решения ряда задач геохимии оказывается возможным в связи с наметившейся за последние годы [2, 29, 30, 31, 35, 38, 39, 40, 41, 42, 44 и т. д.] тенденцией рассмотрения значений содержания элементов в породах и минералах как случайных величин.

Случайный характер величин содержания элементов в горных породах связан в основном с рассеянием этих величин относительно некоторых средних значений, обусловленных случайными вариациями физико-химических и геологических условий. Величина этого рассеяния, определяющая так называемую дисперсию, является мерой влияния случайных факторов. Имеющие же место направленные изменения условий образования приводят к закономерному изменению своей совокупности величин содержания элементов в породе, сказывающемуся в первую очередь на среднем значении.

Такая вероятностная трактовка результатов определения содержания элементов в породе позволяет для изучения их распространенности применять аппарат математической статистики, с помощью которого удается с высокой степенью надежности отличать закономерные изменения от «мешающего фона», вносимого случайными факторами. Рассматривая, в этой связи, результаты измерений щелочных элементов как некоторые случайные выборки из генеральных совокупностей величин содержаний этих элементов в интрузиях, с помощью статистических методов можно уверенно решать вопрос о том, являются ли различия между соответствующими выборками случайными или они вызваны какими-то реальными различиями условий формирования сравниваемых интрузий.

С этой целью для сравнения интрузий Вакиджвари и Мериси мы подвергли статистической обработке результаты измерений методом пламенной спектрофотометрии⁴ содержания калия, натрия, рубидия и лития в образцах пород интрузий Вакиджвари и Мериси, отобранных из четырех выходов: Вакиджвари I, Корисбуде II, Мериси III и Намонастреви IV.

Результаты измерений представлены в таблицах 1—4, каждая из которых в свою очередь состоит из четырех подтаблиц, содержащих величины концентрации калия, натрия, рубидия и лития, соответственно для каждого из выходов.

Дисперсионный анализ материала

Первая задача, возникающая при анализе этого материала, связана с необходимостью отделения основной части суммарной диспер-

⁴ Применявшаяся методика описана в работах В. И. Лебедева [21], В. И. Лебедева и Э. Е. Вайнштейна [22].

сии—части, обусловленной вариациями геохимических условий, от вклада, вносимого самим измерительным процессом.

Подобное предварительное исследование точности измерительного метода очень важно, и значение его трудно преувеличить. Легко представить себе тот неприятный случай, когда ошибки определения содержания элемента существенно превосходят пределы естественных, т. е. обусловленных геохимическими фактами, колебаний этих величин. При этом не только снижается эффективность сопоставления серий измерений, полученных по разным выходам, но и появляется реальная опасность получить неправильный вывод о имеющемся различии между сравниваемыми сериями (если величина погрешностей измерительного метода заранее не изучена).

Для разложения суммарной дисперсии указанных выше типов на составляющие внутрилабораторную ошибку воспроизводимости σ_0^2 (связанную с измерительным методом) и геохимическую дисперсию σ_1^2 (обусловленную в основном⁵ влиянием геохимических факторов) эффективным оказывается дисперсионный анализ материала таблиц 1—4.

Таблицы эти построены так, что в столбцах сгруппированы все повторные измерения содержания элемента в одном и том же образце. При таком расположении материала вариация между строками позволяет оценить величину внутрилабораторной воспроизводимости, тогда как рассеяние между столбцами характеризует величину геохимической дисперсии.

Полученные в результате расчетов (табл. 5—8) по схеме однофакторного дисперсионного анализа при неравных столбцах (дополнение 1) оценки σ_0^2 и σ_1^2 сведены в таблицу 9.

Точность измерительного метода

Найденные значения внутрилабораторной воспроизводимости позволяют оценить точность метода пламенной спектрофотометрии каждого из элементов соответственно. С этой целью для каждой из совокупностей (соответственно по K, Na, Rb и Li), состоящей из четырех значений s_0^2 полученных по разным выходам, проверяется гипотеза об однородности набора дисперсий.

Проверка, проведенная с помощью критерия Бартлета (дополнение 2), для каждого из элементов показала следующее.

Калий. Как видно из табл. 10А, набор дисперсий существенно неоднороден. Этот результат легко объяснить, если учесть, что меньшая величина внутрилабораторной воспроизводимости $s_0^2(\text{III}) = 0,00032$

⁵ Следует отметить, что на величину σ_1^2 несомненно некоторое влияние оказывают условия подбора геологического материала.

связана с тем, что в случае измерения образцов выхода III, определение калия производилось с использованием в качестве монохроматора спектрографа ИСП-51, тогда как во всех остальных случаях применялись интерференционные фильтры, дающие, как известно, меньшую точность.

Исключая это значение, получаем, что для остающегося набора трех дисперсий (табл. 10Б) нет оснований отбрасывать гипотезу об однородности. Тогда средневзвешенное значение \bar{s}^2 является оценкой величины внутрилабораторной воспроизводимости измерения калия $\sigma_s^2 = 0,00329$, а стандарт воспроизводимости $\sigma_s = 0,057$. Следовательно, для пределов концентраций 3—6% абсолютная случайная⁶ ошибка измерения калия при 95-процентном уровне надежности, принятой в работе, определяется выражением⁷

$$\Delta_K = 1,96 \sigma_s / \sqrt{n} = 0,112 / \sqrt{n},$$

что для парного измерения ($n=2$) дает относительную ошибку порядка 2% (табл. 14).

Натрий. Проверка гипотезы об однородности дисперсий (табл. 11) показала, что нет оснований ее отбрасывать. Средневзвешенное \bar{s}^2 дает оценку $\sigma_s^2 = 0,00257$, а $\sigma_s = 0,051$, что для содержания натрия 3—4% определяет абсолютную ошибку

$$\Delta_{Na} = 0,994 / \sqrt{n}$$

и относительную ошибку парного измерения в 2% (табл. 14).

Рубидий. Сравнение дисперсий (табл. 12А) показывает, что они существенно неоднородны. Это и неудивительно, если заметить, что резко выделяющееся значение $s^2(\text{III}) = 0,035$ соответствует в несколько раз меньшей концентрации рубидия. Для оставшегося набора трех дисперсий, как видно из таблицы 12Б, нет оснований отбрасывать гипотезу об однородности. При этом $\sigma_s = 0,415 \cdot 10^{-6}$ и $\sigma_s = 0,64 \cdot 10^{-6}$, что для величин концентрации рубидия 0,010—0,020% дает абсолютную ошибку

$$\Delta_{Rb} = \frac{125}{\sqrt{n}} \cdot 10^{-6},$$

а относительную ошибку парного измерения — в среднем около 5% (табл. 14).

⁶ Как для калия, так и для других элементов в работе определяются только случайные ошибки. Детальному исследованию всех ошибок посвящена специальная работа [6].

⁷ Здесь и ниже при определении доверительного интервала величина σ_s / \sqrt{n} умножается на коэффициент 1,96, соответствующий 95-процентному уровню надежности нормального распределения.

Литий. Так как концентрации лития образуют две группы, отличающиеся по величине в несколько раз, то естественно ожидать, что гипотеза об однородности всех четырех дисперсий (табл. 13А) так же, как и об однородности какой-либо тройки дисперсий (табл. 13Б и В) окажется неверной⁸.

Сравнивая обе дисперсии в каждой группе с помощью критерия Фишера (дополнение 1), получаем:

1) для области концентраций 0,0003—0,0006% (I—III)
 $F = 9,82 < F_{0,01}(9,5) = 10,2$, что дает $\sigma_s^2 = \bar{s}^2 = 0,0734 \cdot 10^{-8}$; $\sigma_s \sim \sim 0,27 \cdot 10^{-4}$;

$$\Delta_{Li} = \frac{531}{\sqrt{n}} \cdot 10^{-7}$$

и относительную ошибку парного измерения $\sim 8\%$ (табл. 14);

2) для концентрации 0,0020—0,0022% (I—IV)

$F = 1,20 < F_{0,05}(15,7) = 3,5$ и $\sigma_s^2 = 0,806 \cdot 10^{-8}$, $\sigma_s = 0,0898 \cdot 10^{-4}$;

$$\Delta_{Li} = \frac{176}{\sqrt{n}} \cdot 10^{-6}$$

и относительную ошибку парного измерения $\sim 6\%$ (табл. 14).

Проверка пригодности применяемого метода измерений

Полученные значения внутрилабораторной ошибки воспроизводимости σ_s^2 позволяют проверить пригодность метода пламенной спектрофотометрии для установления различий между содержанием элементов в сравниваемых выходах. С этой целью проверялась гипотеза о несущественности различий в результатах измерений содержания щелочных элементов между выходами I и II, I и IV, III и IV соответственно.

Как видно из таблицы 15, где приводится сравнение средних содержаний с помощью t -критерия (дополнение 3), за исключением калия в выходах I и II (средние содержания 5,626 и 5,600%), все остальные средние существенно отличаются при 95-процентном уровне надежности. Таким образом, точность метода оказывается вполне достаточной для установления различий между содержаниями щелочных элементов во всех выходах (за исключением калия в I и II, где различие находится в пределах разброса, обусловленного техникой эксперимента).

⁸ Проверка совокупностей $s_s^2(I)$, $s_s^2(III)$ и $s_s^2(IV)$ становится излишней после отрицательного результата, полученного по набору $s_s^2(I)$, $s_s^2(II)$ и $s_s^2(IV)$.

Статистическое сравнение данных по выходам

Сопоставление множества измерений щелочных элементов как геохимических многообразий можно было бы провести путем проверки гипотезы о несущественности различия между содержаниями элементов в паре выходов так же, как это было проделано в предыдущем разделе, заменив только величину σ_2^2 на геохимическую дисперсию σ_2^2 .

Однако при этом возникают некоторые трудности, связанные с тем, что проведенное выше исследование основывалось на неявном предположении о нормальном виде функции распределения случайной величины. Это предположение, столь естественное при рассмотрении случайных ошибок, обусловленных техникой эксперимента, становится совершенно необоснованным в роли закона распределения элементов в изверженных горных породах.

Проводившиеся за последние годы исследования [28, 29, 30, 31, 38, 39, 40, 45, 47 и др.] показали, что закон распределения элементов в изверженных породах может существенно отличаться от нормального, в ряде случаев являясь логнормальным. Не останавливаясь здесь на работах⁹, посвященных определению вида функции распределения химических элементов в геологических образованиях следует только отметить, что вопрос этот в настоящее время далек от своего разрешения.

Для сопоставления рассматриваемых множеств содержаний щелочных элементов мы сочли целесообразным применить непараметрический критерий Вилкоксона, большим преимуществом которого является, как отмечалось в ряде работ [35, 48], его полная независимость от вида функции распределения.

В таблице 16 приводятся значения статистики Вилкоксона, рассчитанные согласно дополнению 4.

Результаты сравнения содержаний щелочных элементов между выходами I и II, I и IV, III и IV сведены в таблицу 17.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнение выходов Вакиджвари I и Намонастреви IV

Как видно из результатов, полученных в предыдущем разделе (табл. 16, 17), содержание калия и натрия в породах Вакиджвари I и Намонастреви IV существенно отличаются (хотя для натрия при 1-процентном уровне значимости это различие может быть вызвано случайными факторами). Таким об-

⁹ Их краткий обзор приведен в специальной работе [51].

разом, различия в содержании главных щелочных элементов в породах Вакиджвари I и Намонастреви IV носят не случайный характер, причем расхождение для натрия оказывается менее резким.

Обсуждая эти результаты, в первую очередь необходимо подчеркнуть, что в отношении физико-химических условий образования, в частности, режима главных щелочных элементов сравниваемые породы характеризуются большой общностью, поскольку они представлены одним и тем же парагенезисом минералов — Би+Пи+Пл+Кпш. На диаграмме парагенезисов гранитоидных пород, построенной в зависимости от химических потенциалов калия и натрия [16, 19], данный парагенезис соответствует четвертому, наиболее щелочному дивариантному полю. В условиях этого поля устойчива ассоциация Би+Пи, тогда как роговая обманка в присутствии полевых шпатов неустойчива, что и наблюдается в нашем случае. Такие парагенетические соотношения характерны для некоторых сиенитов и монзонитов [17, 19].

При этом, несмотря на большую общность условий формирования, породы Вакиджвари I и Намонастреви IV проявляют ряд специфических отличий. Если породы Намонастреви IV характеризуются существенной обогащенностью темноцветными составляющими (до 30%; особенно моноклинным пироксеном), широким развитием плагиоклаза (андезин) и заметным количественным подчинением калиевого полевого шпата относительно других породообразующих минералов, то породы Вакиджвари I сложены в основном калиевым полевым шпатом и кислым плагиоклазом (Пл₁₃₋₂₇). Количество фемических минералов здесь не превышает 4-5%, причем биотит резко превалирует над моноклинным пироксеном, содержание которого не выходит за пределы 1%.

Различия в количественно-минералогическом составе и составе плагиоклаза приводят к определенному расхождению в петрохимических особенностях сравниваемых пород. Так, породы Намонастреви IV в общем характеризуются более высокими значениями параметра «b»¹⁰ и более низкими значениями параметра «s», тогда как для пород Вакиджвари I проявляется относительная обогащенность щелочами (высокие «a» и низкие $\frac{a}{c}$). Следует отметить также повсеместное пересыщение

сиенитов Вакиджвари I алюминием, что указывает на большую глиноземистость биотита в этих породах (табл. 18, 19, 20, рис. 3 и 4).

Таким образом, породы выхода Намонастреви IV, что нетрудно заметить, характеризуются заметным расширением полей кристаллизации относительно высокотемпературных минералов — пироксена и основного плагиоклаза — чем главным образом и определяются отличия этих пород по химическому составу от сиенитов Вакиджвари I, в част-

¹⁰ Числовые характеристики рассчитаны по методу Заварицкого.

ности по содержаниям калия и натрия. Наблюдаемый эффект расширения полей кристаллизации относительно высокотемпературных минералов, по-видимому, не должен быть связан с явлением кислотно-основного взаимодействия. Действительно, если изменение температур кристаллизации определялось бы взаимозависимым изменением активностей компонентов, то предпочтительное выделение сильных оснований MgO

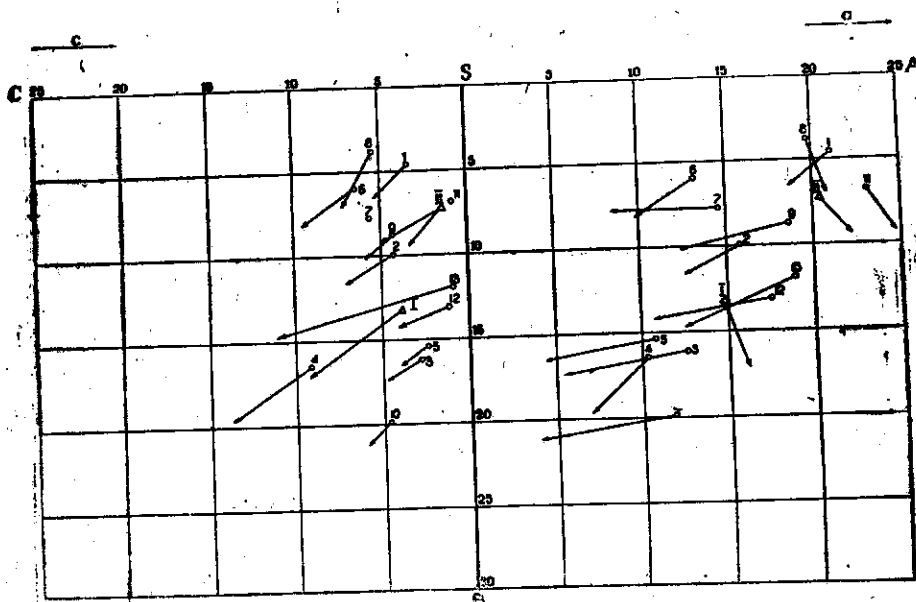


Рис. 3. Диаграмма химических составов интрузии Вакиджвари. Номера векторов на диаграмме соответствуют номерам анализов таблицы 18. Векторы I и II соответствуют среднему химическому составу известково-щелочного и щелочного снега (по Дэли).

и CaO должно было происходить с еще более сильным повышением активностей щелочных элементов K_2O и Na_2O . Тогда в парагенезисе с обильным пироксеном и биотитом развивался бы либо обильный калиевый полевой шпат в ассоциации с малым количеством основного плагиоклаза (предпочтительное повышение активности K_2O), либо наблюдалось бы много кислого плагиоклаза с заметным количеством калиевого полевого шпата (предпочтительное повышение активности Na_2O). Однако, как видно из вышеприведенных фактов, подобные соотношения в породах Намонастреви почти не встречаются.

Различия в температурах формирования парагенезисов Вакиджвари I и Намонастреви IV само по себе, конечно, должно приводить к определенным различиям в химических потенциалах компонентов, в частности, вполне подвижных оснований K_2O и Na_2O . Однако различия в интенсивных параметрах в данном случае, как видно, не столь сущест-

енны, чтобы привести к образованию различных парагенезисов минералов.

Наряду с этим, рассмотрение данных по главным щелочным элементам совместно с парагенезисами минералов пород Вакиджвари I

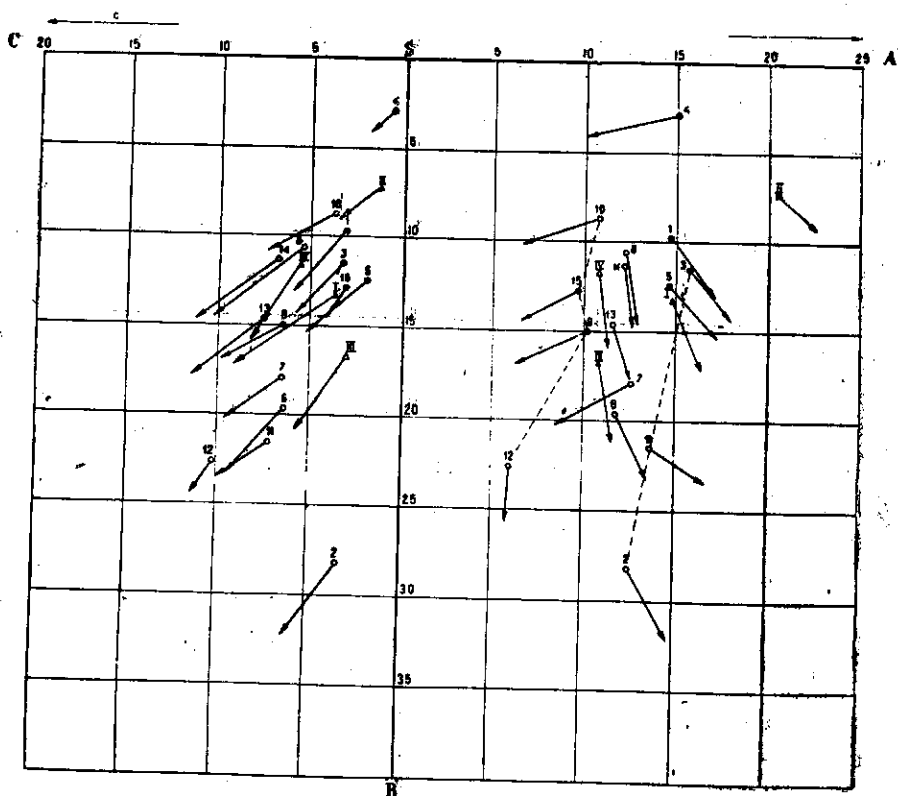


Рис. 4. Диаграмма химических составов пород интрузии Мериси. Номера векторов на диаграмме соответствуют номерам анализов таблицы 19. Черные точки — породы выхода Мериси III, белые точки — породы выхода Намонастреви IV; векторы I—IV—средние химические составы (по Дэли): I — известково-щелочного сиенита, II — щелочного сиенита, III — бескварцевого диорита и IV — кварцевого диорита.

и Намонастреви IV показывает, что породы, находящиеся в разных интрузиях и отвечающие одной и той же стадии дифференциации в строгом смысле этого понятия, удается выбрать только с известным приближением. Это обстоятельство определенным образом отражается и на содержании редких щелочных элементов.

Что касается последних, то, как показано в предыдущем разделе (табл. 17), содержание рубидия в сопоставляемых выходах отличаются существенно при 5-процентном уровне значимости, хотя при 1-процентном этим различием возможно пренебречь. Содержание лития существенных различий не показывает. Таким образом, если основываться на

более строгим 5-процентном уровне значимости, то следует утверждать, что не случайные различия устанавливаются только для рубидия, тогда как для лития они не имеют места.

После рассмотрения поведения калия, расхождение в содержании рубидия представляется вполне естественным. Рубидий, как и следовало ожидать, характеризуется пониженным содержанием в более бедных калием намонастревских породах, что, очевидно, вызвано причинами аналогичными тем, которые привели к понижению содержания калия.

В отличие от пары $K-Rb$, геохимические связи лития с наиболее близкими ему петрогенными элементами — магнием и железом — несравненно слабее, вследствие чего литий оказался намного менее чувствительным к различиям в условиях формирования сопоставляемых пород. Различия в содержании лития не проявились даже несмотря на то, что породы Намонастреви IV характеризуются заметно повышенной активностью инертных оснований магния, железа и кальция.

Как видно из вышеизложенного, в исследованном случае можно говорить только о некотором тонком несоответствии физико-химических условий формирования пород Вакиджвари I и Намонастреви IV, проявленном на фоне общности их минерального состава. Подобные колебания в физико-химической обстановке совершенно естественны в пределах единой генетически связанной серии пород, в частности, для комагматических интрузий, особенно если учитывать, что формирование выходов Вакиджвари I и Намонастреви IV происходило в разных зонах Аджаро-Триалетской складчатой системы. Поэтому полученные петрологические и геохимические данные ни в коей мере не опровергают положения о геологической одновозрастности сопоставляемых выходов.

Сравнение выходов Вакиджвари I и Корисбуде II (интрузия Вакиджвари)

Как видно из таблицы 17, в которой приведены результаты сравнительного рассмотрения данных содержания щелочных элементов в породах Вакиджвари I и Корисбуде II, содержание калия так же, как и содержание рубидия, существенных различий не показывают. Содержание натрия отличаются существенно. Для лития резкое различие содержания непосредственно видно из аналитических данных, что, конечно, подтверждается и статистическим исследованием.

Резкое падение содержания лития от пород Вакиджвари I к породам Корисбуде II связано с заметным проявлением в последних процессов пропилитизации, обусловивших вынос лития. Вопрос этот детально обсуждался в работе Г. С. Закариадзе [13]. Как было показано, главные щелочные элементы калий и натрий в процессе послемагматического

изменения сиенитовых пород ведут себя инертно, в связи с чем между сиенитами, измененными (Корисбуде II) и неизменными (Вакиджвари-I), какого-либо четкого различия в отношении содержания этих элементов не наблюдалось. Интересно отметить, что статистическое рассмотрение результатов анализов указывает на существенное различие в содержании натрия для пород Вакиджвари I и Корисбуде II, т. е. позволяет выявить дополнительную особенность исследованного процесса послемагматического изменения сиенитов, которую непосредственно по данным анализов заметить не удавалось.

Из пониженного содержания натрия в породах Корисбуде II следует, что в процессе послемагматического изменения сиенитов интенсивный вынос лития происходил вместе с гораздо более инертным, но закономерным выносом натрия, в то время как для пары калий-рубидий существенных изменений не наблюдалось. Необходимо подчеркнуть, что геохимическая связь между натрием и литием проявляется не во всех петрологических процессах. Например, эта связь несомненно существует в процессах пневматолитовых [8], но при явлениях собственно магматических, по-видимому, не имеет места [14].

Таким образом, резкое различие содержания лития в породах Вакиджвари I и Корисбуде II не связано с первичными причинами их формирования, а обусловлено существенным проявлением в последних послемагматических процессов.

Сравнение выходов Мериси III и Намонастреве IV (интрузия Мериси)

Из таблицы 17 следует, что для главных щелочных элементов в породах Мериси III и Намонастреве IV нет никаких оснований говорить о существенных различиях содержания, тогда как содержание лития и рубидия проявляют неслучайные изменения от одного выхода к другому.

Резкие несоответствия содержания редких щелочных элементов в выходах Мериси III и Намонастреве IV определяются различием в минеральных парагенезисах и петрохимических особенностях пород сравниваемых выходов. Как видно из таблиц 19, 20 и рис. 4 величина параметра «а» по сопоставляемым выходам заметного различия не обнаруживает. Для других же параметров основной числовой характеристики расхождения намечаются совершенно определенно. Так, выход Намонастреве IV характеризуется в общем более высокими значениями параметров «b» и «с» и более низкими значениями параметра «s» по сравнению с выходом Мериси III. Наряду с этим, число Q всегда представлено положительными величинами для пород Мерисского выхода III (кварцсодержащий парагенезис) и отрицательными для пород Намонастреве (бескварцевый парагенезис). Необходимо также подчеркнуть, что в отличие от пород Намонастреве IV, процессы фор-

мирования мерисских пород III проходили при заметно пониженных активностях K_2O и Na_2O . Данное обстоятельство приводит к несколько необычному распределению лития и рубидия в Мерисской интрузии.

В этой связи весьма наглядной оказывается диаграмма (рис. 5, 6), на которую нанесены данные для трех выходов: Вакиджвари I, Мериси III и Намонастревы IV.

По ординате диаграммы отложены средние значения содержания элементов лития, рубидия, калия, окислов магния, кальция и железа ($FeO + Fe_2O_3$), а также средние значения величин петрохимических параметров «b» и «λ» основной числовой характеристики (табл. 21). Порядок выходов по абсциссе соответствует последовательному возрастанию содержания лития и рубидия. (Данные по Корисбуде II не приводятся, поскольку содержание лития в этом выходе заметно понижено в результате проявления послемагматических процессов).

Как отмечалось выше, в генетически связанных сериях пород, в частности, сериях известково-щелочного типа накопление содержания лития и рубидия происходит с последовательным возрастанием величин кремнекислотности и последовательным понижением содержания основных компонентов — магния и кальция. В результате редкими щелочными элементами обогащаются наиболее поздние и одновременно наиболее кремнекислые дифференциаты.

Однако, как видно из рис. 5, 6, эти соотношения в исследованном случае резко нарушены. Возрастание содержания лития и рубидия вначале совпадает с возрастанием содержания основных компонентов (а также параметра «b») и понижением величины кремнекислотности пород. Затем проявляются обратные соотношения. С возрастанием содержания рубидия происходит возрастание кремнекислотности по-

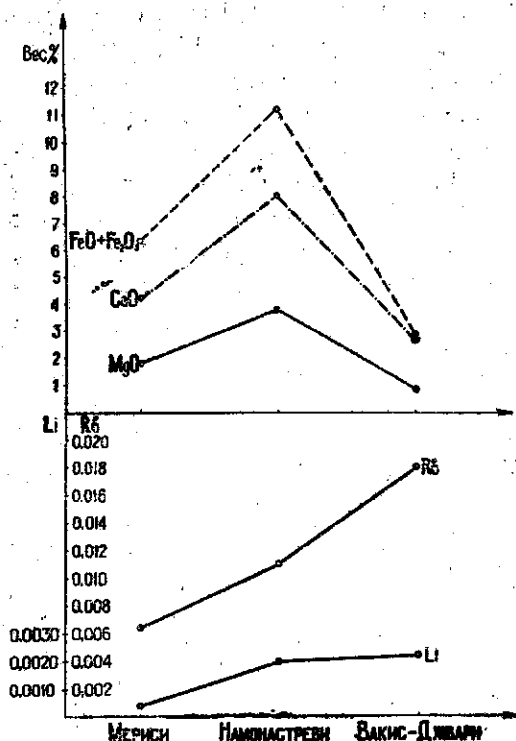


Рис. 5. Объединенная диаграмма распределения средних содержания Li, Rb, CaO, MgO и $FeO + Fe_2O_3$ в породах Вакиджварской и Мерисской интрузий.

род и понижение их основности, вместе с тем содержание лития не претерпевает существенных изменений. Параллелизм в поведении рубидия и калия четко проявлен лишь в правой части диаграммы, тогда как от выхода Мериси III к выходу Намонастреви IV почти двухкратное возрастание содержания рубидия происходит без существенного изменения содержания калия.

Таким образом, в Мерисской интрузии литием и рубидием обогащены петрохимически более основные дифференциаты (породы Намонастреви IV), что для генетически связанных серий еще не описывалось.

При изучении причин «аномального» распределения лития и рубидия в породах Мерисской интрузии, как уже отмечалось выше, обращает на себя внимание то обстоятельство, что парагенезисы минералов

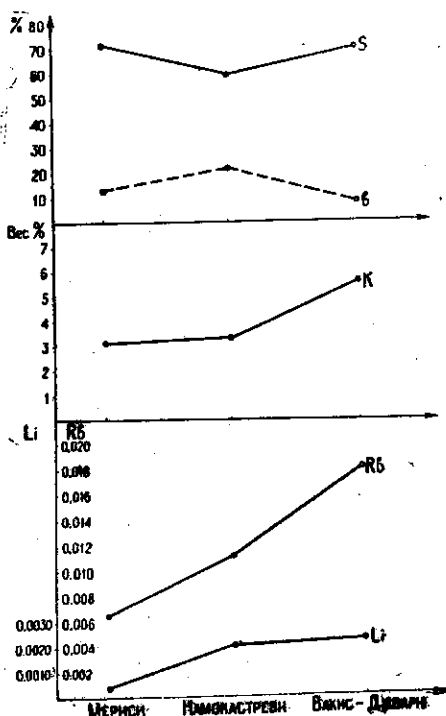


Рис. 6. Объединенная диаграмма распределения средних значений величин петрохимических параметров „b“ и „s“ и средних содержаний Li, Rb, и K в породах интрузии Вакиджвари и Мериси.

Действительно, изменение парагенезиса минералов от выхода Намонастреви IV к выходу Мериси IV сопровождается заметным понижением основности пород и повышением их кремнекислотности, с одновременным существенным понижением содержания лития и рубидия (рис. 5, 6).

Таким образом, влияние режима щелочности на характер распределения лития и рубидия в нашем случае очевидно. При этом необхо-

Мериси III и Намонастреви IV формировались в условиях различной щелочности. Это заключение следует из известной диаграммы парагенезисов гранитоидных пород [16, 19], по которой парагенезис минералов выхода Намонастреви IV (Би + Пи + Кпш + Пл) соответствует четвертому (IV) наиболее щелочному дивариантному полю, тогда как парагенезис выхода Мериси III (Рог + Кпш + Пл + Кв) является типичным представителем (II) поля относительно более низкой щелочности. В условиях второго поля, вместо ассоциации Би + Пи четвертого поля устойчива ассоциация Рог + Кпш, что и наблюдается для пород Мерисского выхода III.

По принципу кислотно-основного взаимодействия понижение щелочности должно приводить к понижению активности оснований и повышению активности кислот, что, в частности, должно соответствующим образом сказаться на содержании редких щелочных элементов.

димо отметить, что особенно резкое понижение содержания лития, по-видимому, связано еще и с переходом от парагенезиса биотитового к роговообманковому. Ограниченность возможностей вхождения иона лития в решетку роговой обманки по сравнению с решеткой биотита общеизвестна.

Резкое различие физико-химических условий образования пород Мериси III и Намонастреви IV, в частности условий щелочности, совместно с данными по петрохимии и распределению редких щелочных элементов, приводят к однозначному заключению о двухфазности процесса становления Мерисской интрузии в целом. Это представление основывается на известных закономерностях изменения содержания редких щелочных элементов в полифазных интрузиях [3, 4, 7, 9, 14, 24, 25, 37, 43, 46, 49, 52] и одновременно хорошо согласуется с характером геологического развития Аджаро-Триалетской складчатой системы. Важно однако подчеркнуть, что установление связи отдельных фаз Мерисской интрузии с какими-либо определенными орогеническими (складкообразовательными) движениями затруднено и поэтому в данном вопросе возможны различные толкования. Открытым остается также вопрос о последовательности внедрения интрузивных фаз. Тем не менее существенный разрыв во времени образования пород Мериси III и Намонастреви IV все же, по-видимому, маловероятен, о чем свидетельствует тесная пространственная близость этих пород, одинаковый состав плагиоклаза по всей интрузии (Pl₄₀₋₅₀), обусловивший преимущественное развитие здесь сиенито-диоритовых и диоритовых типов, довольно близкое содержание главных щелочных элементов в сравниваемых выходах и ряд других признаков.

В связи с этим очень интересно высказанное недавно Г. С. Дзоцендзе [11] мнение о существовании в среднем эоцене Закавказья двух интрузивных фаз. Однако данное общее положение требует дальнейшего обоснования конкретными примерами.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОМЕТРИЧЕСКИХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ

Значительный интерес представляет сравнение существующих геохронометрических данных с заключениями, к которым мы приходим на основании рассмотрения геохимических особенностей распределения лития и рубидия в породах интрузий Вакиджвари и Мериси. Важно, в частности, сопоставить данные по абсолютному возрасту для выходов Вакиджвари I и Намонастреви IV, а также Намонастреви IV и Мериси III.

Абсолютный возраст биотита и пегматитов Вакиджвари, полученный K-Ar методом, соответствует 37 ± 4 млн. лет [33]. Эта цифра может быть рассмотрена применительно ко всей интрузии в целом, поскольку генетическая связь пегматитовых жил с сиенитами выхода Вакиджвари I не вызывает сомнения, а выход Корисбуде II и ряд других мелких вы-

ходов (Чачуа, Сагория, Бжужа) представляют собой те же слениты, подверженные однако заметным послемагматическим изменениям.

Геохронометрические данные для пород выхода Намонастреви IV отсутствовали, поэтому был исследован биогит, отобранный из образца монцонита выхода Намонастреви IV. Определение калия проводилось Г. С. Закариадзе методом спектрофотометрии пламени. Количество радиогенного аргона определялось в лаборатории абсолютного возраста Геологического института АН ГССР Б. Г. Чикваидзе. Результаты измерений содержания калия и аргона представлены в таблице 22. Абсолютный возраст, рассчитанный по этим данным, соответствует 38 ± 3 млн. лет.

Как видим, цифры абсолютного возраста пород Вакиджвари I и Намонастреви IV показывают хорошее совпадение в пределах точности применяемого метода. Необходимо также подчеркнуть, что обе цифры были получены в одной и той же лаборатории и рассчитаны по одним и тем же константам ($\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, $\lambda_{\alpha} = 0,557 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹).

Таким образом, вывод о комагматичности, т. е. о геологической одновременности пород Вакиджвари I и Намонастреви IV, основанный на петрологических и геохимических предпосылках подтверждается геохронометрическими данными и, следовательно, не должен вызывать сомнения.

Для Мерисского выхода III известно определение абсолютного возраста, выполненное К-Аг методом, по породе в целом — 44 млн. лет [32], менее точное по сравнению с вышеприведенными цифрами.

Уточнение абсолютного возраста мерисских пород III оказалось затруднительным из-за почти полного отсутствия в них слюд, поэтому непосредственное сравнение имеющихся по Мериси III и Намонастреви IV возрастных цифр не является достаточно надежным. Все же надо отметить, что приводимые данные не позволяют говорить о существенном разрыве во времени образования мерисских III и намонастревских IV пород. Желательны дальнейшие детальное исследования.

При сопоставлении рассматриваемых геохронометрических данных абсолютной геохронологической шкалой нами использовался вариант геохронологической шкалы, недавно опубликованный М. М. Рубинштейном [34], согласно которому значения абсолютного возраста интрузий Вакиджвари и Мериси соответствуют верхам эоцена, что в первом приближении хорошо отвечает их геологическому положению. Важно, однако, подчеркнуть, что явления, рассматриваемые в настоящей работе, в частности, полифазность Мерисской интрузии, возможно, захватывают только средний эоцен, т. е. относительно более узкий промежуток времени, подразделение которого методами абсолютного возраста пока еще не удается.

Результаты, полученные при рассмотрении геохимических особенностей распределения редких щелочных элементов, приобретают большую ценность.

ВЫВОДЫ

1. В западной части Аджаро-Триалетской складчатой системы развиты интрузии сиенит-диоритового состава, о возрасте которых существует два противоположных мнения. Согласно одному из них, эти интрузии одновозрастны и генетически связаны с вмещающими их вулканогенными образованиями. Другое — заключается в выделении из названных интрузий двух возрастных групп: предверхнеоценовой (интрузии Гурии) и нижнемиоценовой (интрузии Аджарии).

Критическое рассмотрение этих гипотез показывает, что каждая из них встречает ряд существенных возражений, касающихся, главным образом, достоверности фактического материала, положенного в их основу. Поэтому совершенно очевидно, что существующий геологический фактический материал не дает возможности однозначно выбрать и обосновать какую-нибудь из двух альтернативных концепций.

2. Сопоставлены две наиболее крупные интрузии сиенито-диоритового состава — Вакиджвари (Гурия) и Мериси (Аджария), по содержанию редких щелочных элементов (лития и рубидия) в породах, с целью выявления возможных геохимических несоответствий в распределении этих элементов и изучения их роли в решении вопросов генезиса исследованных интрузий.

На основании геохимических особенностей распределения лития и рубидия подвергнуто проверке предположение о возможном соответствии пород интрузий Вакиджвари и Мериси единой генетически связанной серии. В случае генетического единства рассматриваемых интрузий следовало ожидать, что породы, соответствующие одной и той же стадии дифференциации в этих интрузиях, не будут существенно отличаться по содержанию лития и рубидия.

Предполагалось также, что в силу принципа кислотно-основного взаимодействия распределения таких сильных оснований, как литий и рубидий, заметно усложняется в том случае, если для рассматриваемой серии пород будет наблюдаться непостоянство режима щелочности.

3. Сравнение интрузий Вакиджвари и Мериси проведено на основании статистического изучения результатов определения содержания щелочных элементов в породах этих интрузий. Были подвергнуты статистической обработке результаты измерений методом пламенной спектрофотометрии содержания калия, натрия, рубидия и лития в образцах пород, отобранных из четырех главных выходов: Вакиджвари I и Корисбуде II (интрузия Вакиджвари), Мериси III и Намонастреви IV (интрузия Мериси).

В результате статистического анализа материала получены следующие оценки точности спектрофотометрического метода: 2% для калия и натрия, 5% для рубидия и 6—8% для лития, что оказывается вполне достаточным для установления различий между содержаниями щелочных элементов во всех выходах (за исключением значений содержания калия в выходах Вакиджвари I и Корисбуде II, для которых различие находится в пределах точности аналитического метода).

Сопоставление серий измерений как геохимических многообразий проводилось с помощью непараметрического критерия Вилкоксона.

4. Породы выходов Вакиджвари I (интрузия Вакиджвари) и Намонастреве IV (интрузия Мериси) в первом приближении отвечают одной и той же стадии дифференциации.

В отношении физико-химических условий образования, в частности режима щелочности, эти породы характеризуются большой общностью, поскольку они представлены одним и тем же парагенезисом минералов Би + Пи + Кпш + Пл (IV, наиболее щелочное дивариантное поле по диаграмме парагенезисов гранитоидных пород, построенной в зависимости от химических потенциалов калия и натрия).

Сопоставление этих пород по содержанию редких щелочных элементов показывает, что неслучайные различия устанавливаются только для рубидия, тогда как для лития они не имеют места. Расхождение в содержании рубидия связано с существованием некоторых несоответствий в физико-химических условиях формирования пород Вакиджвари I и Намонастреве IV, которые проявлены на фоне общности их минерального состава. Подобные колебания в физико-химической обстановке совершенно естественны в пределах единой генетически связанной серии, в частности, для комагматических интрузий. Поэтому полученные петрологические и геохимические данные не дают основания говорить о различии в возрасте пород Вакиджвари I и Намонастреве IV. Допущение разновозрастности сравниваемых пород находит также подтверждение и в данных определения абсолютного возраста (Вакиджвари I — 37 ± 4 млн. лет, Намонастреве IV — 38 ± 3 млн. лет).

5. Сопоставление выходов Вакиджвари I и Корисбуде II (интрузия Вакиджвари) показывает, что последний выход характеризуется резко пониженным содержанием лития, тогда как для содержания рубидия существенных различий не наблюдается. Резкое падение содержания лития в породах Корисбуде II связано с проявлением в этих породах послемагматических процессов (пропилитизация). Вместе с этим статистическое рассмотрение результатов анализов позволяет установить существенное различие в содержании натрия для пород Вакиджвари I и Корисбуде II, что непосредственно из данных анализов установить не удается. Таким образом, в процессе послемагматического изменения сиенитов интенсивный вынос лития происходил с гораздо более инертным, но закономерным выносом натрия, в то время как для пары K-Rb существенные изменения не имели места.

6. Породы выходов Мериси III и Намонастревии IV (интрузия Мериси) сложены различными парагенезисами минералов, формирование которых происходило в условиях различной щелочности. Различие в минеральных парагенезисах определяет некоторое расхождение в петрохимических особенностях сравниваемых пород и резкие несоответствия в содержании редких щелочных элементов. Интересно, что в Мериской интрузии литием и рубидием обогащены петрохимически более основные дифференциаты. Наблюдаемое соотношение петрогенных и редких щелочных элементов должно главным образом определяться явлениями кислотно-основного взаимодействия.

Установленное распределение лития и рубидия совместно с данными о минеральных парагенезисах и петрохимических особенностях пород Мериской интрузии приводят к однозначному заключению о двухфазности процесса становления этой интрузии. Однако судить о связи отдельных фаз Мериской интрузии с какими-либо определенными орогеническими движениями Аджаро-Триалетской складчатой системы затруднительно. Совокупность геологических, петрологических и геохимических данных склоняет к мысли, что существенный разрыв во времени образования мерисских III и намонастревских IV пород маловероятен. В связи с этим важно упомянуть о мнении Г. С. Дзоценидзе, согласно которому в среднем эоцене Закавказья следует различать две интрузивные фазы.

7. В настоящей работе не были рассмотрены явления контаминации и процессы послемагматических изменений пород, наблюдающиеся в Мериской интрузии. Фактический материал по этим вопросам недостаточен и требует дальнейших исследований.

В заключение мы считаем своим долгом выразить глубокую признательность Г. С. Дзоценидзе, В. Р. Надирадзе, В. И. Герасимовскому, Н. Ф. Татришвили, Г. М. Заридзе, Т. В. Иваницкому и В. Г. Гогишвили за проявленное внимание к настоящей работе и ценные консультации.

Особую благодарность хотелось бы выразить М. М. Рубинштейну и А. С. Павленко, с которыми авторы неоднократно обсуждали основные положения работы. В процессе проведения спектрофотометрического определения щелочных металлов Г. С. Закариадзе пользовался любезными указаниями В. И. Лебедева.

ДОПОЛНЕНИЯ

1. Однофакторный дисперсионный анализ

Исследуемый материал представляется в виде таблицы величин X_{ij} , в i -ом столбце которой на j -ой строке располагается результат j -го параллельного измерения i -го образца.

В общем случае при неравном числе параллельных измерений ($i = 1, 2, \dots, m$ и $j = 1, 2, \dots, n_i$, где m — число столбцов, а n_i —

число величин в i -ом столбце) для дисперсионного анализа оказывается удобной следующая таблица [26].

Дисперсионный анализ таблицы с неравными столбцами

Рассеяние между	Сумма квадратов	Число степеней свободы	Дисперсия
столбцами	$S_2 - S_3$	f_2	s_2^2
строками	$S_1 - S_2$	f_1	s_1^2

Соответственно рассчитываются значения

$$S_1 = \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^{n_i} X_{ij}^2,$$

$$S_2 = \sum_{i=1}^m \frac{\left(\sum_{j=1}^{n_i} X_{ij} \right)^2}{n_i},$$

$$S_3 = \frac{\left(\sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^{n_i} X_{ij} \right)^2}{\sum_{i=1}^m n_i},$$

$$f_1 = \sum_{i=1}^m n_i - m, \quad f_2 = m - 1,$$

$$s_1^2 = \frac{S_1 - S_2}{f_1}, \quad s_2^2 = \frac{S_2 - S_3}{f_2}.$$

Величины s_1^2 и s_2^2 являются приближенными оценками для компонентов дисперсий σ_θ^2 и σ_ϕ^2 — первой обусловленной техникой эксперимента и второй — вызванной действием изучаемого фактора.

В том случае, когда s_1^2 и s_2^2 существенно отличаются, σ_θ^2 и σ_ϕ^2 определяются из выражений

$$\sigma_\theta^2 = s_1^2,$$

$$\sigma_\phi^2 = (s_2^2 - s_1^2) \cdot \frac{(m-1) \sum_{i=1}^m n_i}{\left(\sum_{i=1}^m n_i \right)^2 - \sum_{i=1}^m n_i^2}.$$

Существенность различия значений s_1^2 и s_2^2 устанавливается с помощью критерия Фишера, согласно которому различие имеет место, если величина

$$F_1 = \frac{s_2^2}{s_1^2}$$

значима для соответствующего уровня надежности, что в случае принятого в этой работе 95-процентного уровня сводится к условию

$$F_1 > F_{0,05}(f_2, f_1),$$

где $F_{0,05}(f_2, f_1)$ — соответствующее табличное значение (табл. 6, [26]).

Если же F_1 — незначимо, то принимается нулевая гипотеза

$$\sigma_{\Phi}^2 = 0$$

и, тогда

$$\sigma_s^2 = \frac{f_2 s_2^2 + f_1 s_1^2}{f_2 + f_1}$$

с f_b — степенями свободы

$$f_b = \sum_{i=1}^m n_i - 1.$$

2. Проверка гипотезы об однородности набора дисперсий с помощью критерия Бартлета

Гипотеза об однородности k -дисперсий $s_1^2, s_2^2, \dots, s_k^2$ с числом степеней свободы f_1, f_2, \dots, f_k — соответственно (причем все $f_i > 2$) принимается только в том случае, если величина

$$B = \frac{2,303}{C} \left(f \lg \bar{s}^2 - \sum_{i=1}^k f_i \lg s_i^2 \right),$$

где

$$\bar{s}^2 = \frac{\sum_{i=1}^k f_i s_i^2}{f},$$

$$C = 1 + \frac{1}{3(k-1)} \left(\sum_{i=1}^k \frac{1}{f_i} - \frac{1}{f} \right)$$

и

$$f = \sum_{i=1}^k f_i$$

оказывается не значимой, т. е.

$$B < x_{0,05}^2 (k - 1),$$

где $x_{0,05}^2$ — табличное значение, соответствующее 5-процентному уровню значимости (табл. 4, [26]).

В противном случае гипотезу об однородности следует отбросить.

3. Сравнение двух средних

При сравнении двух средних \bar{X}_1 и \bar{X}_2 с дисперсиями s_1^2 и s_2^2 , полученных по n_1 и n_2 величинам соответственно, статистическая значимость разности $|\bar{X}_1 - \bar{X}_2|$ определяется с помощью t -критерия.

1. Если дисперсии не отличаются значимо друг от друга (однородность дисперсий проверяется с помощью F -критерия, как указано в дополнении 1), то проверяется [26] значимость величины

$$t = \frac{|\bar{X}_1 - \bar{X}_2|}{\sqrt{\frac{s^2}{n_1 + n_2}}},$$

где

$$s^2 = \frac{(n_1 - 1)s_1^2 + (n_2 - 1)s_2^2}{n_1 + n_2 - 2}.$$

Гипотезу о равенстве средних (т. н. нулевую гипотезу $\bar{X}_1 - \bar{X}_2 = 0$) следует отбросить, если

$$t > t_{0,05} (n_1 + n_2 - 2),$$

где $t_{0,05}$ — табличное значение (табл. 3, [26]).

В противном случае нет оснований отвергать нулевую гипотезу. Объединяя обе системы, получаем

$$\bar{X} = \frac{n_1 \bar{X}_1 + n_2 \bar{X}_2}{n_1 + n_2},$$

$$s^2 = \frac{(n_1 - 1)s_1^2 + (n_2 - 1)s_2^2}{n_1 + n_2 - 2}.$$

2. Если проверка с помощью F -критерия показывает, что нет оснований считать дисперсии равными, то определяется величина

$$t = \frac{|\bar{X}_1 - \bar{X}_2|}{s_d},$$

где

$$s_d^2 = w_1 + w_2 \frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2}.$$

Гипотезу о равенстве средних следует отбросить [50], если

$$t > t^1 = \frac{w_1 t_1 + w_2 t_2}{w_1 + w_2},$$

где $t_1 = t_{0,05}(n_1 - 1)$ и $t_2 = t_{0,05}(n_2 - 1)$ — соответствующие табличные значения.

4. Сравнение двух выборок с помощью критерия Вилкоксона

Сравниваемые выборки X_1, X_2, \dots, X_g и Y_1, Y_2, \dots, Y_h располагают в ряд в порядке возрастания их величин. Затем находится статистика Вилкоксона U — число инверсий для данного X (число инверсий для данного X_i — определяется как число тех Y_k , которые меньше X_i , т. е. стоят впереди него в общем ряду).

Нулевую гипотезу о том, что различия между выборками X и Y носят случайный характер отвергают [1], если

$$p(u) < \beta,$$

где β — уровень значимости, равный в нашей работе 5%, а $p(u)$ находится по таблице 10 [1] — или для $\min(g, h) > 4$ и $g + h > 20$ по формуле

$$p(u) = \Phi \left(\frac{u + \frac{1}{2} - \frac{1}{2}gh}{\sqrt{\frac{1}{12}gh(g+h+1)}} \right),$$

где

$$\Phi(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^t e^{-\frac{t^2}{2}} dt$$

определяется из таблицы (табл. 1, [1]).

5. Сводные таблицы аналитических данных и проведенных расчетов

Таблица 1

Величины содержания калия (%)

Выход	№ измерения	№ о б р а з ц а													
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
I	1	7,08	6,96	5,64	5,75	5,76	5,70	4,92	5,15	5,57	4,99	4,67	5,59	5,55	4,76
	2	7,08	6,86	5,61	5,71	5,70	5,61	4,95	5,11	5,57	5,00	4,69	5,51	5,69	4,78
	3	7,18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
III	1	2,10	3,04	2,80	2,68	3,10	2,79	2,63	4,55	3,88	3,06	3,70	3,83	—	—
	2	2,13	3,08	2,81	2,72	3,11	2,80	2,63	4,52	3,89	3,10	—	3,83	—	—
IV	1	2,28	4,46	5,04	4,46	0,98	2,52	3,01	3,62	—	—	—	—	—	—
	2	—	4,36	4,99	4,59	0,98	2,52	3,05	3,62	—	—	—	—	—	—
	3	—	—	—	—	—	—	3,01	—	—	—	—	—	—	—
II	1	6,70	7,16	4,41	5,39	5,27	5,30	5,25	—	—	—	—	—	—	—
	2	6,67	7,21	4,44	5,27	5,24	5,31	5,36	—	—	—	—	—	—	—
	3	—	—	—	—	5,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 2

Величины содержания натрия (%)

Выход	№ изме- рения	№ о б р а з ц а													
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
I	1	3,64	3,76	3,86	4,00	4,00	4,01	3,94	4,46	4,02	3,58	4,30	3,96	3,92	4,27
	2	3,64	3,74	3,89	3,99	4,06	4,02	3,93	4,39	3,99	3,74	4,26	3,86	4,01	4,33
	3	3,69	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
III	1	3,48	3,09	3,06	2,86	3,05	3,37	3,58	3,00	3,04	3,04	2,99	2,75	—	—
	2	3,66	3,12	3,04	2,89	3,12	3,48	3,52	2,92	3,02	3,03	—	2,71	—	—
IV	1	2,68	3,99	3,92	3,77	2,67	3,04	2,54	4,70	—	—	—	—	—	—
	2	—	3,94	3,92	3,95	2,67	3,04	2,54	4,72	—	—	—	—	—	—
	3	—	—	—	—	—	—	2,43	—	—	—	—	—	—	—
II	1	3,02	2,81	4,05	3,64	3,88	3,55	3,68	—	—	—	—	—	—	—
	2	3,00	2,89	4,01	3,67	3,88	3,68	3,70	—	—	—	—	—	—	—
	3	—	—	—	—	3,97	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 3

Величины содержания рубидия (0,01%)

Выход	№ изме- рения	№ о б р а з ц а													
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
I	1	2,4	2,3	1,9	1,9	2,0	1,9	1,5	1,4	2,1	1,7	1,6	1,8	1,9	1,3
	2	2,3	2,3	1,9	1,9	1,9	1,8	1,5	1,5	2,2	1,7	1,7	1,8	1,9	1,4
	3	2,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
III	1	0,44	0,64	0,58	0,65	0,72	0,74	0,48	0,86	0,62	0,46	0,76	0,58	—	—
	2	0,45	0,64	0,58	0,70	0,73	0,70	0,52	0,86	0,62	0,46	0,79	0,62	—	—
IV	1	0,62	1,10	2,00	1,50	0,17	0,80	1,10	1,20	—	—	—	—	—	—
	2	—	1,10	2,00	1,50	0,17	0,80	1,10	1,20	—	—	—	—	—	—
I	1	1,7	1,9	1,8	2,1	1,6	1,6	1,4	—	—	—	—	—	—	—
	2	1,8	1,9	1,7	2,1	1,7	1,7	1,5	—	—	—	—	—	—	—
	3	—	—	—	—	1,5	—	1,4	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 4

Величины содержания лития (0,001%)

Выход	№ изме- рения	№ о б р а з ц а													
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
I	1	2,0	1,9	2,4	2,9	2,2	2,2	2,0	1,9	2,8	3,1	2,7	2,0	1,0	2,0
	2	1,8	2,0	2,5	2,9	2,4	2,3	1,9	1,9	3,0	3,1	2,9	2,0	1,0	2,0
	3	1,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
III	1	0,3	0,2	0,6	0,3	0,3	0,4	0,3	0,23	0,88	0,11	0,35	0,28	—	—
	2	—	—	—	—	—	—	—	0,21	0,88	0,11	0,35	0,30	—	—
IV	1	2,3	1,0	1,4	2,9	1,3	1,7	3,8	1,6	—	—	—	—	—	—
	2	—	1,0	1,5	3,2	1,3	1,7	3,8	1,6	—	—	—	—	—	—
I	1	0,4	0,4	0,7	1,4	0,95	0,34	0,3	—	—	—	—	—	—	—
	2	0,4	0,4	0,7	1,4	0,90	0,40	0,4	—	—	—	—	—	—	—
	3	—	—	—	—	0,92	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 5

Результаты дисперсионного анализа материала таблицы 1

Выход	Рассеяние между	Сумма квадратов	Число степеней свободы	Дисперсия	F_1
I	столбцами	$933,24213 - 917,74688 = 15,49525$	$14 - 1 = 13$	1,19194	$534 > F_{0,05}(13,15) = 2,46$
	строками	$933,27560 - 933,24213 = 0,03347$	$29 - 14 = 15$	0,00223	
III	столбцами	$240,04910 - 230,30123 = 9,74787$	$12 - 1 = 11$	0,88617	$2769 > F_{0,05}(11,11) = 2,82$
	строками	$240,0526 - 240,0491 = 0,0035$	$23 - 12 = 11$	0,00032	
IV	столбцами	$203,59833 - 178,82375 = 24,77458$	$8 - 1 = 7$	3,53922	$1796 > F_{0,05}(7,8) = 3,50$
	строками	$203,61410 - 203,59833 = 0,01577$	$16 - 8 = 8$	0,00197	
II	столбцами	$481,57168 - 470,40000 = 11,17168$	$7 - 1 = 6$	1,86195	$282 > F_{0,05}(6,8) = 3,6$
	строками	$481,62440 - 481,57168 = 0,05272$	$15 - 7 = 8$	0,00659	

Таблица 6

Результаты дисперсионного анализа материала таблицы 2

Выход	Рассеяние между	Сумма квадратов	Число степеней свободы	Дисперсия	F_1
I	столбцами	$459,54858 - 458,09888 = 1,44970$	$14 - 1 = 13$	0,11152	$53 > F_{0,05}(13,15) = 2,46$
	строками	$459,58020 - 459,54858 = 0,03162$	$29 - 14 = 15$	0,00211	
III	столбцами	$225,76215 - 224,26575 = 1,4964$	$12 - 1 = 11$	0,13604	$47 > F_{0,05}(11,11) = 2,82$
	строками	$225,79400 - 225,76215 = 0,03185$	$23 - 12 = 11$	0,00290	
IV	столбцами	$195,06608 - 185,77690 = 9,28918$	$8 - 1 = 7$	1,32703	$412 > F_{0,05}(7,8) = 3,50$
	строками	$195,09180 - 195,06608 = 0,2572$	$16 - 8 = 8$	0,00322	
II	столбцами	$192,79800 - 190,31767 = 2,48033$	$7 - 1 = 6$	0,41339	$177 > F_{0,05}(6,8) = 3,6$
	строками	$192,8167 - 192,7980 = 0,0137$	$15 - 7 = 8$	0,00234	

Таблица 7

Результаты дисперсионного анализа материала таблицы 3

Выход	Рассеяние между	Сумма квадратов (10 ⁻⁴)	Число степеней свободы	Дисперсия (10 ⁻⁴)	F ₁
I	столбцами	101,403—99,068= =2,335	14— 1=13	0,1796	35 > F _{0,05} (13,15)= =2,46
	строками	101,480—101,403= =0,077	29—14=15	0,0051	
III	столбцами	9,97980—9,62667= =0,35313	12— 1=11	0,0310	92 > F _{0,05} (11,12)= =2,72
	строками	9,9840—9,9798= =0,0042	24—12=12	0,00035	
IV	столбцами	22,0322—17,8433= =4,1889	8— 1= 7	0,5984	419 > F _{0,05} (7,7)= =3,79
	строками	22,0422—22,0322= =0,0100	15— 8— 7	0,00143	
II	столбцами	47,578—46,922= =0,656	7— 1= 6	0,1093	23 > F _{0,05} (6,9)= =3,37
	строками	47,620—47,578= =0,042	16— 7=9	0,0047	

Таблица 8

Результаты дисперсионного анализа материала таблицы 4

Выход	Рассеяние между	Сумма квадратов (10 ⁻⁹)	Число степеней свободы	Дисперсия (10 ⁻⁹)	F ₁
I	столбцами	151,763—143,457= =8,306	14— 1=13	0,6389	75 > F _{0,05} (13,15)= =2,46
	строками	151,890—151,763= =0,127	29—14=15	0,0085	
III	столбцами	3,00085—2,18165= =0,8192	12— 1=11	0,07447	827 > F _{0,05} (11,5)= =4,70
	строками	3,00130—3,00085= =0,00045	17—12= 5	0,00009	
IV	столбцами	73,26—60,40= =12,86	8— 1= 7	1,837	259 > F _{0,05} (7,7)= =3,79
	строками	73,31—73,26= =0,05	15— 8= 7	0,0071	
II	столбцами	8,7048—6,6435= =2,0613	7— 1= 6	0,3436	319 > F _{0,05} (6,9)= =3,37
	строками	8,7145—8,7048= =0,0097	16— 7= 9	0,00108	

Таблица 9

Сводная таблица результатов дисперсионного анализа таблиц 1-4

Выход	Среднеарифметическая $\bar{X}\%$	Внутрилабораторная воспроизводимость		Геохимическая дисперсия	
		s_a^2	s_b	s_r^2	s_r
К а л и й					
I	5,626	223	47	5750	76
II	5,600	659	81	1927	44
III	3,164	32	18	4631	68
IV	3,343	197	44	17850	82
		10^{-3}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-2}
Н а т р и й					
I	3,974	211	46	529	23
II	3,562	234	48	1927	44
III	3,123	290	54	696	26
IV	3,408	322	57	6679	82
		10^{-5}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-2}
Р у и д и й					
I	0,01848	51	71	8434	29
II	0,01710	47	68	4606	21
III	0,00633	3,5	19	1590	13
IV	0,01091	14	38	31980	57
		10^{-8}	10^{-5}	10^{-5}	10^{-4}
Л и т и й					
I	0,00222	85	92	3047	55
II	0,000644	10,8	33	1508	39
III	0,000358	1,1	11	149	12
IV	0,00201	71	84	9800	99
		10^{-10}	10^{-6}	10^{-10}	10^{-5}

Таблица 10

Сравнение дисперсий s_a определения калия

Выход	s_i^2	f_i	$f_i s_i^2$	$\lg s_i^2$	$f_i \lg s_i^2$	$1/f_i$
I	0,00223	15	0,03345	-2,65170	-39,77550	0,06667
II	0,00659	8	0,05272	-2,18111	-17,44888	0,12500
III	0,00032	11	0,00352	-3,49485	-38,44335	0,09090
IV	0,00197	8	0,01576	-2,70553	-21,64424	0,12500
А. Суммы I, II, III, IV		42	0,10545		-117,31974	0,40757
Б. Суммы I, II, IV		31	0,10193		-78,86862	0,31667

А. (I, II, III и IV)

$$\bar{s}^2 = 0,10545 : 42 = 0,002511; \quad \lg \bar{s}^2 = -2,60015;$$

$$f \lg \bar{s}^2 = -109,20630; \quad 1/f = 0,02381;$$

$$C = 1 + \frac{1}{3(4-1)} (0,40757 - 0,02381) = 1 + \frac{1}{9} \cdot 0,38376 = 1,0426;$$

$$B = \frac{2,303}{1,0426} (-109,20630 + 117,31197) = 2,209 \cdot 8,106 = 17,91 > \chi_{0,05}^2(3) = 7,8$$

Б. (I, II и IV)

$$\bar{s}^2 = 0,10193 : 31 = 0,003288; \quad \lg \bar{s}^2 = -2,48307;$$

$$f \lg \bar{s}^2 = -76,97517; \quad 1/f = 0,03226;$$

$$C = 1 + \frac{3}{3(3-1)} (0,31667 - 0,03226) = 1 + \frac{1}{6} \cdot 0,28441 = 1,0474;$$

$$B = \frac{2,303}{1,0474} (-76,97517 + 78,86862) = 2,199 \cdot 1,893 = 4,16 < \chi_{0,05}^2(2) = 6,0$$

Таблица 11

Сравнение дисперсий s_i^2 определения натрия

Выход	s_i^2	f_i	$f_i s_i^2$	$\lg s_i^2$	$f_i \lg s_i^2$	$1/f_i$
I	0,00211	15	0,03165	-2,67572	-40,13580	0,06667
II	0,00234	8	0,01872	-2,63078	-21,04624	0,12500
III	0,00290	11	0,03190	-2,53760	-27,91360	0,09090
IV	0,00322	8	0,02576	-2,49214	-19,93712	0,12500
Суммы (I, II, III, IV)		42	0,10803		-109,03276	0,40757

$$\bar{s}^2 = 0,10803 : 42 = 0,002572; \quad \lg \bar{s}^2 = -2,58973;$$

$$f \lg \bar{s}^2 = -108,76866; \quad 1/f = 0,02381;$$

$$C = 1 + \frac{1}{9} (0,40757 - 0,02381) = 1,0426;$$

$$B = 2,209 (-108,76866 + 109,03276) = 2,209 \cdot 0,2641 = 0,58 < \chi_{0,05}^2(3) = 7,8$$

Таблица 12

Сравнение дисперсий s_0^2 определения рубидия

Выход	s_i^2	f_i	$f_i s_i^2$	$\lg s_i^2$	$f_i \lg s_i^2$	$1/f_i$
I	0,00000051	15	0,00000765	-6,29243	-94,38645	0,06667
II	0,00000047	9	0,0000423	-6,32790	-56,95110	0,11111
III	0,00000035	12	0,0000042	-7,45593	-89,47116	0,08333
IV	0,00000014	7	0,00000098	-6,85387	-47,97709	0,14286
А. Суммы (I, II, III и IV)		43	0,00001328		-252,78580	0,40397
Б. Суммы (I, II и IV)		31	0,00001286		-199,31464	0,3206

А. (I, II, III, IV)

$$\bar{s}^2 = 0,00001328 : 43 = 0,0000003088; \lg \bar{s}^2 = -6,51032;$$

$$f \lg \bar{s}^2 = -279,94376; \quad 1/f = 0,02326;$$

$$C = 1 + \frac{1}{3(4-1)} (0,40397 - 0,02326) = 1 + \frac{1}{9} \cdot 0,38071 = 1,0423;$$

$$B = \frac{2,303}{1,0423} (-279,94376 + 288,78580) = 2,210 \cdot 8,842 = 19,54 > \chi_{0,05}^2(3) = 7,8$$

Б. (I, II и IV)

$$\bar{s}^2 = 0,00001286 : 31 = 0,0000004148; \quad \lg \bar{s}^2 = -6,38216;$$

$$f \lg \bar{s}^2 = -197,84696; \quad 1/f = 0,03226;$$

$$C = 1 + \frac{1}{3(3-1)} (0,32064 - 0,03226) = 1 + \frac{1}{6} \cdot 0,28838 = 1,0480;$$

$$B = \frac{2,303}{1,048} (-197,84696 + 199,31464) = 2,198 \cdot 1,468 = 3,23 < \chi_{0,05}^2(2) = 6,0$$

Таблица 13

Сравнение дисперсий s_0^2 определения лития

Выход	s_i^2	f_i	$f_i s_i^2$	$\lg s_i^2$	$f_i \lg s_i^2$	$1/f_i$
I	0,000000085	15	0,000001275	-8,07058	-121,05870	0,06667
II	0,000000108	9	0,000000972	-8,96658	-80,69922	0,11111
III	0,000000011	5	0,000000055	-9,95861	-49,79305	0,20000
IV	0,000000071	7	0,000000497	-8,14874	-57,04118	0,14286
А. Суммы (I, II, III и IV)		36	0,0000018747		-308,59215	0,52064
Б. Суммы (I, II и IV)		31	0,0000018692		-258,79910	0,32064
В. Суммы (II, III и IV)		21	0,0000005997		-187,53345	0,45397

А. (I, II, III, IV)

$$\bar{s}^2 = 0,00000018747 : 36 = 0,000000005208; \quad \lg \bar{s}^2 = -8,28337;$$

$$f \lg \bar{s}^2 = -298,20132; \quad 1/f = 0,02778;$$

$$C = 1 + \frac{1}{3(4-1)} (0,52064 - 0,02778) = 1 + \frac{1}{9} \cdot 0,49286 = 1,0548;$$

$$B = \frac{2,303}{1,0548} (-298,20132 + 308,59215) = 2,183 \cdot 10,391 = 22,68 > \chi_{0,05}^2(3) = 7,8$$

Б. (I, II и IV)

$$\bar{s}^2 = 0,00000018692 : 31 = 0,00000000603; \quad \lg \bar{s}^2 = -8,21968;$$

$$f \lg \bar{s}^2 = -254,81008; \quad 1/f = 0,03226;$$

$$C = 1 + \frac{1}{3(3-1)} (0,32064 - 0,03226) = 1 + \frac{1}{6} \cdot 0,28838 = 1,048;$$

$$B = \frac{2,303}{1,048} (-254,81008 + 258,79910) = 2,198 \cdot 3,989 = 8,77 > \chi_{0,05}^2(2) = 6$$

В. (II, III и IV)

$$\bar{s}^2 = 0,00000005997 : 21 = 0,000000002856; \quad \lg \bar{s}^2 = -8,54424;$$

$$f \lg \bar{s}^2 = -179,42904; \quad 1/f = 0,04762;$$

$$C = 1 + \frac{1}{3(3-1)} (0,45347 - 0,04762) = 1 + \frac{1}{6} \cdot 0,40585 = 1,0676;$$

$$B = \frac{2,303}{1,0676} (-179,42904 + 187,53345) = 2,157 \cdot 8,104 = 17,48 > \chi_{0,05}^2(2) = 6$$

Таблица 14

Сводная таблица оценок точности метода пламенной спектрофотометрии

Элемент	Пределы концентраций, %	Внутрилабораторная ошибка воспроизводимости		Абсолютная ошибка ΔX	Относительная ошибка парного измерения, %
		σ_s^2	σ_s		
K	3—6	0,0033	0,057	$0,112/\sqrt{n}$	2
Na	3—4	0,0026	0,051	$0,994/\sqrt{n}$	2
Rb	0,010—0,019	$0,42 \cdot 10^{-6}$	$0,64 \cdot 10^{-3}$	$0,125 \cdot 10^{-3}/\sqrt{n}$	5
Li	0,0003—0,0006	$0,73 \cdot 10^{-9}$	$0,27 \cdot 10^{-4}$	$0,531 \cdot 10^{-4}/\sqrt{n}$	8
	0,0020—0,0022	$0,81 \cdot 10^{-8}$	$0,94 \cdot 10^{-4}$	$0,176 \cdot 10^{-3}/\sqrt{n}$	6

Сравнение среднего содержания щелочных элементов для проверки пригодности измерительного метода

А. К а л и й

Выходы		I							III						
ВЫХОДЫ	X%	S _a ²	n												
				5,626							3,164				
				0,0033							0,00032; s ² /n=2,69·10 ⁻⁵				
				16							12				
			$\sqrt{s^2}$	$ \bar{X}_1 - \bar{X}_2 $	$\sqrt{\frac{n_1 n_2}{n_1 + n_2}}$	t	t _{0,05} (23)	s ² /n	s _d	$ \bar{X}_1 - \bar{X}_2 $	t	t _{0,05} (8)			
			10 ⁻³	10 ⁻³				10 ⁻⁵	10 ⁻³	10 ⁻³					
IV	3,343	33	9	57	2283	2,4	97	2,07	21,89	15,7	179	11	> 2,31		
II	5,600	33	9	57	26	2,4	1,1	2,07	-	-	-	-	-		

Б. Н а т р и й

Выходы		I							III						
ВЫХОДЫ	X%	S _a ²	n												
				3,974							3,123				
				0,0026							0,0026				
				16							12				
			$\sqrt{s^2}$	$ \bar{X}_1 - \bar{X}_2 $	$\sqrt{\frac{n_1 n_2}{n_1 + n_2}}$	t	t _{0,05} (23)	$\sqrt{s^2}$	$ \bar{X}_1 - \bar{X}_2 $	$\sqrt{\frac{n_1 n_2}{n_1 + n_2}}$	t	t _{0,05} (19)			
			10 ⁻³	10 ⁻³				10 ⁻³	10 ⁻³						
IV	3,408	26	9	51	566	2,4	26	2,07	51	285	2,26	13	> 2,09		
II	3,562	26	9	51	412	2,4	19	2,07	-	-	-	-	-		

В. Р у б и д и й

Выходы		I							III						
ВЫХОДЫ	X%	S _a ²	n												
				0,01848							0,00633				
				0,0000000042							0,0000000035 s ² /n=27·10 ⁻¹⁰				
				16							13				
			$\sqrt{s^2}$	$ \bar{X}_1 - \bar{X}_2 $	$\sqrt{\frac{n_1 n_2}{n_1 + n_2}}$	t	t _{0,05} (n ₁ +n ₂ -23)	s ² /n	s _d	$ \bar{X}_1 - \bar{X}_2 $	t	t _{0,05} (7)			
			10 ⁻⁵	10 ⁻⁵				10 ⁻¹⁰	10 ⁻⁵	10 ⁻⁵					
IV	0,01091	42	8	64	757	2,31	27	2,07	175	14	458	32	> 2,37		
II	0,01710	42	10	64	138	2,41	5	2,06	-	-	-	-	-		

ВЫХОДЫ	Выходы		I						III						
	X%	s _с	0,00222						0,00036						
			0,0000000081; s ² /n=531·10 ⁻¹²						0,00000000073; s ² /n=18·10 ⁻¹²						
			16						6						
			n	$\sqrt{s^2}$	$ \bar{X}_1 - \bar{X}_2 $	$\sqrt{\frac{n_1 n_2}{n_1 + n_2}}$	t	t _{0,05} (22)	s ² /n	s _d	$ \bar{X}_1 - \bar{X}_2 $	t	t _{0,05} (5)		
10 ⁻¹⁰	10 ⁻⁵	10 ⁻⁵				10 ⁻¹²	10 ⁻⁵	10 ⁻⁵							
IV	0,00201	81	8	9	21	2,3	5,4	>	2,07	889	3	165	55	>	2,57
				s ² /n	s _d	$ \bar{X}_1 - \bar{X}_2 $			t _{0,5} (9)						
				10 ⁻¹²	10 ⁻⁶	10 ⁻⁵									
II	0,00064	7,3	10	108	25	158	63	>	2,26						

Таблица 16

Сравнение множеств содержаний щелочных элементов между выходами I и II, I и IV, III и IV с помощью критерия Вилкоксона

	I								III							
	Калий		Натрий		Рубидий		Литий		Калий		Натрий		Рубидий		Литий	
	u	p(u) %	u	p(u) %	u	p(u) %	u	p(u) %	u	p(u) %	u	p(u) %	u	p(u) %	u	p(u) %
IV	4	0,02	21	2,9	14	1,6	23	12	47	48	42	34	12	0,9	0	0,01
II			2	0,2	21	18	1	0,02								

Таблица 17

Результаты сопоставления содержаний щелочных элементов по выходам

Сравниваемые выходы	Калий	Натрий	Рубидий	Литий
I—II	X	—	+	—
I—V	—	—	—	+
III—IV	+	+	—	—

Примечание: + обозначает незначимое различие, — значимое различие, X различия находятся в пределах точности измерительного метода.

Силикатные анализы пород интрузии Вакиджвари

№	1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		13				
	Название образца	Сиенит	Сиенит	Сиенит	Сиенит-диорит	Сиенит	Сиенит	Сиенит	Сиенит	Сиенит	Сиенит	Сиенит	Сиенит	Сиенит	Сиенит	Сиенит	Сиенит	Сиенит	Сиенит	Сиенит	Сиенит	Сиенит	Сиенит	Сиенит	Сиенит	Сиенит	Сиенит		
Место взятия	Вакиджвари	Бжужа	Калова	Гоми	Калова	Вакиджвари	Вакиджвари																						
Автор	Д. С. Белянкин																												
Аналитик	В. Р. Надирадзе																												
	Хананашвили. Цискаришвили													А. А. Твалчрелидзе		Л. В. Аревадзе		Г. С. Заркадзе		Е. К. Везиришвили									
Молева													Зак. отд. ВИМС		Калашникова		Мгулишвили		Кобишвили										
SiO ₂	60,10	59,20	61,00	50,10	63,66	61,80	60,65	61,37	60,65	58,00	56,59	61,14	61,80	61,69	61,14	60,65	58,00	56,59	61,14	61,80	61,69	61,14	60,65	58,00	56,59	61,14	61,80	61,69	
TiO ₂	0,24	0,40	0,35	0,30	0,40	0,20	—	0,31	—	0,18	0,18	—	0,31	0,19	0,38	—	0,18	0,29	0,38	0,19	0,19	0,38	—	0,18	0,29	0,38	0,19	0,19	
Al ₂ O ₃	20,82	19,80	22,51	24,45	19,29	19,68	20,06	22,12	20,06	23,30	19,68	20,06	22,12	22,12	18,74	20,06	23,30	27,62	18,74	22,12	21,67	18,74	20,06	23,30	27,62	18,74	22,12	21,67	
Fe ₂ O ₃	1,68	2,88	0,66	4,01	1,67	1,15	2,39	1,91	2,39	1,81	1,15	1,91	1,91	0,21	2,92	1,81	0,57	0,57	2,92	1,79	0,21	2,92	1,81	0,57	0,57	2,92	1,79	0,21	
FeO	1,15	2,70	2,22	2,36	2,64	1,52	1,01	1,29	1,01	0,59	1,52	1,01	1,29	0,78	1,61	0,59	0,98	0,98	1,61	1,43	0,78	1,61	0,59	0,98	0,98	1,61	1,43	0,78	
MnO	0,11	0,17	—	0,06	0,08	0,05	—	0,02	—	0,05	0,05	—	0,02	0,14	0,37	—	0,37	0,31	0,37	0,14	0,14	0,37	—	0,37	0,31	0,37	0,14	0,14	
MgO	0,57	0,88	1,19	3,04	1,04	0,76	—	с.л.	1,13	0,76	0,76	—	с.л.	0,07	1,00	0,73	1,50	1,50	1,00	0,84	0,07	1,00	0,73	1,50	1,50	1,00	0,84	0,07	
CaO	2,66	3,47	2,55	7,22	1,90	4,96	—	4,35	3,56	4,96	4,96	—	4,35	3,18	3,72	3,18	4,49	3,72	3,18	2,03	3,18	3,72	3,18	4,49	3,72	3,18	2,03	2,03	
Na ₂ O	5,66	3,32	2,80	2,30	2,62	2,93	—	4,43	6,46	2,93	2,93	—	4,43	4,49	3,23	4,49	3,23	3,23	4,94	2,77	2,58	4,94	3,23	3,23	4,94	2,77	2,58	2,58	
K ₂ O	5,64	5,46	4,65	3,34	3,70	4,12	—	2,84	3,27	4,12	4,12	—	2,84	5,47	3,37	5,47	3,37	3,37	8,56	8,33	9,50	8,56	3,37	3,37	3,37	8,56	8,33	9,50	
SO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	0,26	0,21	0,16	0,18	0,10	—	0,07	0,19	0,10	0,10	—	0,07	0,16	0,11	0,16	0,11	0,11	0,20	—	—	0,20	0,11	0,11	0,11	0,20	—	—	—
Влага	0,34	0,20	0,16	0,32	0,28	0,22	—	0,35	0,32	0,22	0,22	—	0,35	0,24	0,47	0,24	0,47	0,47	0,34	0,18	0,31	0,34	0,47	0,47	0,47	0,34	0,18	0,31	0,31
П.п.п.	1,00	1,16	1,42	3,06	1,28	0,88	—	—	—	0,88	0,88	—	—	0,75	1,14	0,75	1,14	1,14	0,40	0,18	0,79	0,40	1,14	1,14	0,40	0,18	0,79	0,79	
Сумма	99,97	99,90	99,72	100,72	98,74	98,37	—	99,06	99,04	99,27	99,27	—	99,06	99,04	99,90	99,04	99,27	99,90	102,24	100,61	100,55	102,24	99,90	99,90	99,90	100,61	100,55	100,55	

Основная числовая характеристика пород выходов Мериси III, Намонастревы IV, Вакиджвари I*

Числ. характеристика	М е р и с и III										Намонастревы IV										Вакиджвари I									
	3	4	1	5	9	11	2	7	8	6	12	11	1	8	9	12	7	6	10	11	1	8	9	12	7	6	10			
a	15,75	15,05	14,67	14,6	10,2	13,7	12,6	12,6	12,2	11,8	6	22,81	21,1	19,8	18,6	17,55	4,6	13,2	11,8	6,4	5,6	4,6	4,2	3,8	3,3	1,06	0,8			
с	9	3	15	1	5	4	12	11	7	6	8	2	6	7	10	9	8	1	12	11	6,4	5,6	4,6	4,2	3,8	3,3	1,06	0,8		
б	9	15	5	3	1	4	2	12	11	6	7	8	10	12	9	11	7	6	8	1	20	13,2	8,8	8,13	7,8	6	5,4	4,6		
с	4	15	1	5	3	9	8	7	6	12	11	2	6	7	8	1	9	11	12	10	74,0	72,0	71,0	71,0	68,4	68,2	68,2	63,6		
Q	+32,37	+12,69	+11,1	+9,5	+7,46	+13,8	-0,1	-5,6	-5,7	-17,78	-19,4	+15,6	+9,2	+0,23	-1	-1,4	-3,5	-4,6	-8,77											

* В числителе представлены номера анализов, а в знаменателе значения основной числовой характеристики.

Таблица 21

Средние значения величин петрохимических параметров „b“ и „s“ и среднее содержание MgO, FeO+Fe₂O₃, CaO, Li и Rb в породах выходов Намонастревы IV, Мериси III и Вакиджвари I

Выходы	„b“	„s“	MgO	FeO+Fe ₂ O ₃	CaO	Li	Rb
IV	21,96	59,9	3,78	11,23	7,98	0,00201	0,011
III	12,28	71,18	1,79	6,32	4,25	0,00096	0,0064
I	8,09	70,28	0,95	2,90	2,73	0,00222	0,018

Таблица 22

Данные измерения абсолютного возраста биотита из монцонита Намонастревы IV

Содержание радиогенного аргона (среднее 3-х измерений)		Содержание калия (среднее 2-х измерений)		Ar^{40}/K^{40}	Абсолютный возраст, млн. лет
$\bar{Ar}^{40} \cdot 10^{-5} \frac{\text{имм}^3}{\text{г}}$	$Ar^{40} \cdot 10^{-6} \text{ г/г}$	$\bar{K}\%$	$K^{40} \cdot 10^{-6} \text{ г/г}$		
1113±70	0,01986±0,00125	7,535±0,098	9,193±0,120	0,00216±0,00016	38±3

ЛИТЕРАТУРА

1. Ван дер Варден Б. Л. Математическая статистика. Изд. ИЛ, М., 1960.
2. Вистелиус А. Б. Фосфор в гранитоидах Центрального Тянь-Шаня. Геохимия, № 2, 1962.
3. Волков В. П., Савинова Е. И. О распределении рубидия и K/Rb отношений в породах Ловозерского массива. Геохимия, № 6, 1959.
4. Волков В. П., Савинова Е. И. О соотношении калия и рубидия в процессе эволюции известково-щелочных и щелочных магм. Геохимия, № 12, 1961.
5. Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Ин-т геологии и минералогии АН ГССР. Монографии, № 2, 1949.
6. Гельман О. Я. Анализ основных вариантов калий-аргонового метода определения абсолютного возраста с точки зрения оптимального планирования эксперимента. Кандидатская диссертация, 1962.
7. Герасимовский В. И., Лебедев В. И. О распространенности рубидия и лития в породах Ловозерского массива. Геохимия, № 1, 1959.
8. Гинзбург А. И. Некоторые особенности геохимии лития. Тр. Минералогического музея. Изд. АН СССР, вып. 8, стр. 29, 1957.
9. Демин А. М., Хитаров Д. Н. Геохимия калия, рубидия и таллия в приложении к вопросам петрологии. Геохимия, № 6, 1958.

10. Дзоценидзе Г. С. Домноценный эффузивный вулканизм Грузии. Ин-т геологии и минералогии АН ГССР. Монографии, № 1, 1948.
11. Дзоценидзе Г. С. Палеогеновый вулканизм Кавказа и связанная с ним металлогия. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VII, Изд. АН СССР, М., 1963.
12. Закаридзе Г. С. О поведении лития и рубидия в контактном процессе. Геохимия, № 7, 1961.
13. Закаридзе Г. С. О влиянии послемагматических процессов на содержание лития и рубидия в сиенитах Вакиджвари. Изв. геолог. об-ва Грузии, т. II, вып. 1, 1961.
14. Злобин Б. И., Лебедев В. И. Геохимические связи Li, Na, Rb и Tl в щелочной магме и их некоторое петрогенетическое значение. Геохимия, № 2, 1960.
15. Иваницкий Т. В., Везиришвили Е. К. Минералогия и геохимия полиметаллического оруднения Мерисского рудного поля (Аджария). Тр. Геол. ин-та АН ГССР, сер. минер.-метр., т. V, 1961.
16. Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. Сб. тр., посвященный Д. С. Белянкину. Геол. ин-т АН СССР, 1946.
17. Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. Изд. АН СССР, М., 1955.
18. Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности растворов и последовательность реакций в послемагматических процессах. Геохимия, № 7, 1956.
19. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд. АН СССР, 1957.
20. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», 1958.
21. Лебедев В. И. Определение щелочных и щелочноземельных элементов в силикатных породах методом спектрофотометрии пламени. «Анал. хим.», XIX, вып. 3, 1959.
22. Лебедев В. И., Вайнштейн Э. Е. О повышении чувствительности определения элементов в пламени. «Анал. хим.», XVI, вып. 2, 124, 1961.
23. Надирадзе В. Р. Интрузии и рудопроявления Аджаро-Триалетской складчатой системы. МГУ, 1955.
24. Нокколдс С. Р. и Митчелл Р. Л. Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород. Исследование связи между основными и рассеянными элементами изверженных пород и минералов. В сб.: «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах», Изд. ИЛ, М., 1952.
25. Нокколдс С. Р. и Аллен Р. Л. Геохимические наблюдения. Изд. ИЛ, М., 1958.
26. Налимов В. В. Применение математической статистики при анализе вещества. Гос. изд. физико-математической лит., М., 1960.
27. Павленко А. С. Поведение породообразующих и некоторых редких элементов в процессах формирования щелочных пород. Тр. геохим. конф. «Химия земной коры», посвященный столетию со дня рождения В. И. Вернадского, 1963.

28. Разумовский Н. К. Логнормальный закон распределения вещества и его особенности. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 20, 105, 1948.
29. Родионов Д. А. К вопросу о функциях распределения содержаний элементов в изверженных горных породах. ДАН СССР, т. 141, № 3, 1961.
30. Родионов Д. А. К вопросу о логарифмически-нормальном распределении содержаний элементов изверженных горных породах. Геохимия, № 4, 1961.
31. Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах (автореферат диссертации). ИМГРЭ и МГУ, М., 1962.
32. Рубинштейн М. М. Новые данные об абсолютном возрасте магматических образований Грузии. Тр. 5-й сессии ком. по опред. абс. возр. геол. форм. М., 1958.
33. Рубинштейн М. М. Абсолютная геохронологическая шкала. Тр. Геологического ин-та АН ГССР, сер. минер.-петр., т. VI, 1961.
34. Рубинштейн М. М., Гельман О. Я., Григорьев И. Г., Лашхи Б. А., Узнадзе Э. Д., Хуцаидзе А. Л., Чикваидзе Б. Г. К вопросу о составлении абсолютной геохронологической шкалы. Тр. 9-й сессии ком. по опред. абс. возр. геол. форм., М.-Л., 1961.
35. Рябчиков И. Д. Применение непараметрических критериев при статистической обработке геохимических данных. Геохимия, № 9, 1961.
36. Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Геол. ин-т АН ГССР, Монографии, № 8, 1958.
37. Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР, М., 1961.
38. Ahrens L. H. The lognormal distribution of elements. (A fundamental law of geochemistry and its subsidiary) *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 5, n. 2, 49—73, 1954.
39. Ahrens L. H. The lognormal distribution of the elements II. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 6, 121—131, 1954.
40. Ahrens L. H. Lognormal type distribution III. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 11, n. 4, 205—212, 1957.
41. Aubrey K. V. Frequency distribution of concentrations of elements in rocks. *Nature*, 174, 4420, 141—142.
42. Aubrey K. V. Frequency distribution of elements in igneous rocks. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 9, n. 1—2, 83—89, 1956.
43. Butler J. R., Bowden P. and Smith A. Z. K/Rb ratios in the evolution of the Younger Granites of Northern Nigeria. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 26, 89—100, 1962.
44. Chays F. The lognormal distribution of elements: a discussion *Geochim. et cosmochim. acta*. 2/3 119—120, 1954.
45. Durovic S. Contribution to the lognormal distribution of elements. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 15, n. 4, 330—336, 1959.
46. Heier K. S., Taylor S. R. Distribution of Li, Na, K, Rb, Cs, Pb and Tl in southern Norwegian pre-cambrian alkali feldspars. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 15, 284—304, 1959.
47. Jizba Z. V. Frequency distribution of elements in rocks. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 6, 79—82, 1959.
48. Miller R. L., Goldberg E. D. The normal distribution in geochemistry. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 8, 53—62, 1955.

49. Sen N., Nockolds S. R., Allen R. Trace elements in minerals from rocks of the Californian batholith. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 16, 58—78, 1959.
 50. Shaw D. M., Bankier J. D. Statistical methods applied to geochemistry. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 5, n. 3, 111—123, 1954.
 51. Vistelius A. B. The skew frequency distribution and fundamental law of the geochemical processes. *The Journal of Geology*, january, v. 68, n. 1, 1—22, 1960.
 52. Wager L. R., Mitchell R. L. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma. A further study of Skaergård intrusion. East Greenland. *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 1, 129—208, 1951.
-

Т. Д. БАГРАТИШВИЛИ

СЛЮДЫ НЕКОТОРЫХ ПЕГМАТИТОВ ГРУЗИИ

(Дзирула, Локи, Вакиджвари)

В настоящей работе приводятся результаты изучения различных слюд пегматитов Дзирула, Локи и Вакиджвари. Вопросы геологии и минералогии указанных пегматитов и петрографии вмещающих их массивов освещены хорошо и приведены во многих ранее опубликованных работах [2, 4—9, 12—14, 16—21, 24].

Мусковит. Пегматиты Дзирульского массива. Из различных типов пегматитов, известных в Дзирульском гранитном массиве, наиболее богатыми мусковитом являются мусковит-кварц-микроклиновые, развитые на участке Джвариссери. Пегматиты этого типа (как и все другие) большей частью жиллообразные (иногда с линзообразными раздувами), простирающиеся на северо-восток с крутым падением; контакты с вмещающими габбро-диоритами у них обычно резкие; в их сложении, главным образом, участвуют закономерно распределенные крупные выделения кварца, микроклина и мусковита.

Мусковит этих пегматитов образует четыре морфогенетических типа: 1) копьевидный — перистый; 2) пластинчатый (часто вытянутый листочками); 3) мелкочешуйчатый и 4) ельчатый.

1) Копьевидный — перистый мусковит пользуется наибольшим распространением из перечисленных типов и, как правило, присутствует в участках пегматитов, сложенных блоковыми выделениями микроклина.

Мусковит этого типа иногда образует крупные кристаллы с различной степенью огранения. Чаще встречаются значительные его выделения в виде параллельно сросшихся пластинок, размерами 20—30 см в поперечном сечении. Местами среди блокового микроклина и кварца крупные кристаллы мусковита или параллельно сросшиеся пластинки (листочки) образуют гнезда, достигающие в плане 1,5—2 м².

Крупные кристаллы мусковита очень часто образуют двойники по слюдяному закону с характерным перистым строением относительно двойниковых швов (рис. 1). Как известно, подобное строение обусловлено тем, что перпендикулярно ребру $[110]:[001]$ располагаются прямые тонкие штрихи.

Исследование показало, что крупнокристаллический перистый мусковит метасоматически развивается по микроклину. Отдельные образцы из различных тел мусковит-кварц-микроклиновых пегматитов с исключительной наглядностью показывают, как крупные кристаллы блокового микроклина с периферии замещаются крупнокристаллической перистой слюдой, в результате чего микроклин часто оказывается в чехле последнего; местами мусковит врезан внутрь кристаллов микроклина (рис. 2).

На некоторых гранях кристаллов микроклина, освобожденных от мусковита, наблюдается штриховка, образованная в результате разъедания микроклина слюдой в процессе его роста.

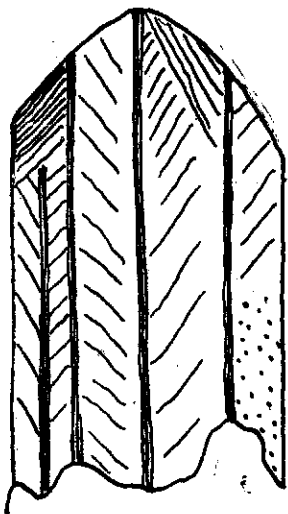


Рис. 1. Перистый мусковит.

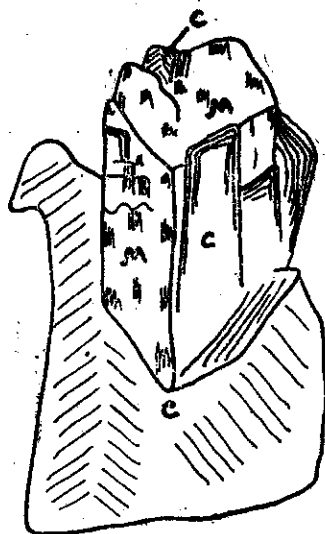


Рис. 2. Микроклин в чехле мусковита. М—микроклин, С—мусковит.

Исходя из этого, нужно считать, что крупнокристаллический перистый мусковит является наиболее ранней генерацией калиевых слюд, метасоматически развивающейся по микроклину. К аналогичному выводу приходит и Г. Л. Одикадзе [18].

2) Пластинчато-листоватый мусковит встречается в ограниченных количествах и также приурочен к кварц-микроклиновым участкам. В отличие от первого типа, этот мусковит ксеноморфен и всегда образует пластинки намного меньших размеров (2—6 см в поперечнике). Перистое строение индивидов почти не наблюдается. Цвет отдельных, тонких листочков — светлый, но в параллельно сросшихся индивидах даже очень тонких — темный, с серебристым оттенком, что вызвано механической примесью вторичных минералов, по плоскости идеальной спайности. В тесной ассоциации с этой слюдой находится кроме розоватого микроклина и бесцветный, но мутный, не прозрачный кварц. Тесно

сросшиеся индивиды мусковита и кварца пронизывают микроклин по тонким трещинам. Характерно, что такие участки в мусковит-кварц-микроклиновых пегматитах имеют локальный характер.

По данным Г. Л. Одикадзе [18], выделение этого мусковита происходит позже первого; он является второй генерацией калиевых слюд, образованных метасоматическим путем. В ассоциации с этим мусковитом находятся берилл, колумбит, гранат.

3) Мелкочешуйчатый мусковит распространен в зальбандовых частях жил и представлен мелкими совершенно светлыми листочками или параллельно сросшимися пластинками, максимальный поперечный размер которых достигает 0,5—0,8 см. Эта разновидность характерна для аплитовой зоны и для зоны графического пегматита, где он в виде мелких светлых чешуек или мельчайших серицитоподобных образований развит в кварцмикроклиновой массе и образован также в результате метасоматического замещения полевых шпатов.

4) Ельчатый мусковит представляет собой чрезвычайно интересную с морфологической точки зрения разновидность, встречающуюся, по Г. В. Гвахария [7], только в одном участке — Джвариссери. Это — агрегат тесно сросшихся между собой тончайших, почти микроскопиче-

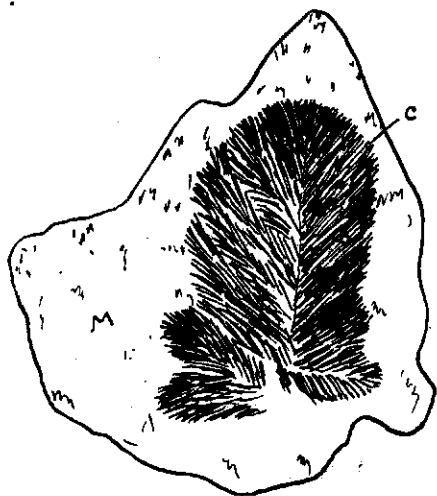


Рис. 3. Ельчатый мусковит. М—микроклин, С—мусковит.

ских продолговатых чешуек серебристо-белой слюды и микрозернистого кварца. Эти агрегаты елочкой расходятся от одного шва, образуя так называемые кристаллические скелеты с определенным расположением ветвей в пространстве (рис. 3). Скопления и отдельные небольшие гнездообразные участки ельчатых мусковитов, по Г. Л. Одикадзе [18], локализуются только висячем боку жильного тела, в массе мелкозернистого аплита. Автор использует этот факт как доказательство деятельности пневматолитовых растворов, главным образом в висячем боку жил.

Г. В. Гвахария [7] выделяет эту морфогенетическую разновид-

ность под названием жильбертит-серицита, который приурочен к сахаровидному альбиту.

По этому же автору, эта разновидность мусковита, своей морфологией обязана геометрическому положению двойниковых швов кварца, обуславливающих ельчатость кварцевого скелета, который при росте захватывает чешуи мусковита.

Пегматиты Локского массива. Слюданосные пегматиты, связанные с гранитоидными породами Локского массива (участок сел. Джандари), развиты очень слабо и представлены небольшими жилками или линзами (мощность от 5 до 50 см). Они сложены в основном кварцем и полевым шпатом; мусковит наблюдается не во всех пегматитовых жилках, а там, где он встречается, имеет очень ограниченное распространение. Интересно отметить, что при наличии мусковита в пегматитах локского массива большее количество плагиоклаза всегда представлено альбитом.

Мусковит представлен светло-зеленоватыми агрегатами, образующими отдельные пластинки и чешуи в кварце; он слагает также небольшие линзы или гнезда среди кварц-полевошпатовой массы пегматита. Эта слюда иногда имеет довольно идиоморфные формы, встречаясь в виде небольших неправильных шестиугольников. Местами чешуи и пластинки мусковита деформированы.

Особенностью мусковита Локских пегматитов является его свойство расщепляться не только по направлению идеальной спайности (по третьему пинакoidу), но и перпендикулярно этому направлению—по (010), на тонкие, узкие пластинки.

Н. М. Успенский [22] подобные явления, наблюдаемые в некоторых мусковитах из различных месторождений, объясняет особенностью их генезиса, а самое явление называет псевдоспайностью, вызванной результатом действия кристаллографических сил, чуждых самой слюде. Единственно возможным источником подобных явлений Н. М. Успенский считает образование мусковита путем пневматолитово-гидротермального замещения микроклина с характерной структурой; так как слюда развивается вдоль одной спайности полевого шпата, описанное выше явление дает основание думать, что вторая спайность как резко выраженный кристаллографический элемент замещаемого кристалла, при подходящих условиях так же, как двойниковое строение, может оказать влияние на свойства образующейся слюды в виде появления псевдоспайности.

Подобный вывод о пневматолитово-гидротермальном происхождении слюд в пегматитах был сделан также Д. Т. Мишаревым и П. К. Григорьевым, а позже, независимо от них, и К. Роде [28].

Такое объяснение псевдоспайности мусковита хорошо согласуется с генетическими особенностями Локских мусковитов.

Так, например, Ш. И. Джавахишвили [8, 9], проводивший детальное геолого-петрографическое исследование Локского массива, отрицает образование микропегматитов в роговообманково-биотитовых гранитоидах путем эвтектической кристаллизации и считает их продуктом замещения полевых шпатов кварцем.

Е. К. Везиришвили, изучая минералогию пегматитовых проявлений Локского массива, пришла к выводу, что при образовании мине-

ралов данного пегматита главную роль играли процессы щелочного метасоматоза вмещающих гранитов, что и дало начало образованию мусковита и альбита.

Учитывая эти факты, а также особенности, установленные при изучении Локских пегматитовых проявлений (отсутствие типичных минерализаторов и крупнокристаллических образований, отсутствие характерной для пегматитов зональности, специфические свойства псевдоспайности мусковита и др.), можно допустить, что образование указанных пегматитовых проявлений и их минералов связано с процессами пневматолитово-гидротермального замещения — кремнещелочного метасоматоза.

Магнезиально-железистая слюда Вакиджварских пегматоидов. Площадь, занимаемая пегматитовыми проявлениями, сложена вулканогенными отложениями среднего и частично верхнего эоцена и породами Вакиджварского сиенитового массива, с которыми генетически связываются пегматитовые проявления района. У контакта с массивом во вмещающих породах эоцена наблюдается широкая полоса ороговикованных пород, к которой и приурочены пегматитовые проявления. Следует указать, что термин «пегматит» для отмеченных образований понимается условно, так как они, ни своим меланократовым характером, ни структурно-текстурными особенностями не соответствуют тому, что принято вкладывать в это понятие. Отмеченные особенности, находящиеся в связи со специфическими условиями их образования, были в свое время указаны Г. В. Гвахария, назвавшим эти образования «пегматоидами».

Проявления имеют форму раздутых жил или крупных гнезд и линз, мощность которых достигает 0,5—1,5 м.

Магнезиально-железистая слюда является одним из главных минералов этих проявлений и в ассоциации с магнетитом, пироксеном, амфиболом и апатитом занимает центральную их часть, чем и обусловлен меланократовый характер последней. Периферическая же зона — более светлая, ввиду ее обогащения альбитом или пертитовым анортотклазом.

В крупнокристаллической части пегматоидов магнезиально-железистая слюда встречается в виде больших листов (от 10 до 50 см в длину), образующих параллельно сросшиеся скопления темно-бурого цвета, толщиной до 30 см. Отдельные листы или тонкие пластинки иногда имеют характерное псевдогексагональное очертание и светлую окраску, часто они деформированы и образуют волнистые изгибы.

Мелкие пластинки образуют более идиоморфные формы в тесной ассоциации с кальцитом. Двойники и более сложные сростки (по общим законам для слюд) встречаются часто.

Здесь же нужно отметить повсеместное распространение в вакиджварских пегматитах своеобразных многогранных слюдяных тел,

которые по внешнему виду напоминают искаженные кристаллы. Эти образования, выделенные под названием «слюдяные сосуды» были описаны и изучены А. И. Гамкрелидзе [5].

«Слюдяные сосуды» представлены четырех-, шести- и восьмигранными телами, образованными из крупных пластинок магнезиально-железистой слюды. Размеры их различные—от одного до нескольких десятков $см^3$. Они заполнены агрегатами тех минералов, которые характерны для данного пегматита: розовым аноктоклазом, серой роговой обманкой, пироксеном и апатитом. Среди них попадаются иногда кристаллы пирита, участки кальцита и магнетита, но последние всегда наблюдаются в периферийной зоне этих тел и часто не покрыты слюдяной оболочкой. Иногда наблюдаются мономинеральные образования, которые имеют идиоморфные очертания и представлены одним из вышеназванных минералов, чаще аноктоклазом, или роговой обманкой. При удалении пластинок слюды толщиной в 0,5—1 $см$ на роговой обманке обнаруживаются следы процесса уралитизации, а на аноктоклазе—сильные процессы его пелитизации.

По наблюдениям А. И. Гамкрелидзе [5], слюда внутри этих тел, обыкновенно нигде не встречается. Однако нередко нам удавалось заметить отдельные листочки или параллельно сросшиеся пластинки слюды внутри этих тел, чаще всего вросшие в роговые обманки; в таких случаях наблюдались даже следы ступенчатого раскладывания сросшихся листочков слюды, т. е. ее индукционные грани роста.

Как мы видели выше, подобные закрытые формы образует и перистый мусковит в дзирульских пегматитах.

Заканчивая описание, так называемых, «слюдяных сосудов», мы допускаем, что они являются обыкновенными морфологическими формами выделения минералов в роговиках и пегматитах, при метасоматических процессах.

Для выяснения минерального состава, а также установления связи между структурой и химическим составом описанных слюд, были проведены их химические, оптические, термические и рентгенометрические исследования. Определено также количественное значение твердости, как одной из физических констант.

Для этих исследований были выбраны все вышеописанные главные типы мусковита и магнезиально-железистой слюды.

Химический состав отмеченных слюд, представлен в таблице 1. В той же таблице приведены и их оптические константы. Все химические анализы пересчитаны на кристаллохимические формулы.

1. $(K, Na, Rb, Cs, Li)_{1,02} (Al, Fe^{+++}, Fe^{++}, Mg)_{1,98} [OH]_{1,6} [Al Si_3 O_{10,4}]$
2. $K_{0,8} Na_{0,1} [H_3O]_{0,1} (Mg, Fe, Mn)_{0,1} Al_2 [OH]_2 [Al Si_3 O_{10}] \cdot 0,1H_2O$
3. $(K, Na, Rb, Cs, Li)_{1,03} (Al, Fe^{+++}, Fe^{++}, Mg, Mn)_2 [OH]_2 [Al Si_3 O_{10}]$
4. $(K, Na, Rb, Cs, Li)_{0,88} (Al, Fe^{+++}, Fe^{++}, Mg, Mn)_2 [OH]_2 [Al Si_3 O_{10}]$

5. $K_{0,8} Na_{0,08} [H_2O]_{0,16} Al_2 [OH]_2 [Al Si_3 O_{10}] \cdot 0,3 H_2O$
6. $K_{0,68} Na_{0,14} [H_2O]_{0,17} (Mg, Fe^{++} Mn)_{0,1} Al_2 [OH]_2 [Al_{0,8} Si_{3,2} O_{10}] 0,18 H_2O$
7. $K_{0,9} Na_{0,08} (Mg, Fe, Mn)_{0,02} (Al, Fe^{+++})_2 [OH]_2 [Al Si_3 O_{10}]$
8. $K_{0,96} Na_{0,08} (Ca, Mg, Fe^{++}, Mn)_{0,02} Al_2 [OH]_2 [Al Si_3 O_{10}]$
9. $K_{0,92} Na_{0,13} (Ca, Mg, Fe, Mn)_{0,06} (Al, Fe)_{1,7} [OH]_2 [Al_{1,1} Si_{2,9} O_{10}]$
10. $K_{1,14} (Na_{0,22} Ca_{0,02} Mg_{2,00} Fe^{+++} 0,58 Fe^{++} 0,13 Ti_{0,15} Al_{0,19})_{3,29} \cdot [(Si_{2,91} Al_{1,09}) O_{10,29} [OH]_{1,71}]$
11. $K_{0,98} (Na_{0,1} Ca_{0,1} Mg_{2,2} Mn_{0,6} Fe^{++} 0,7 Fe^{+++} 0,32 Ti_{0,2} Al_{0,10})_{3,68} \cdot [(Si_{2,86} Al_{1,14}) O_{10} [OH]_{0,4}]$
12. $K_{0,88} (Na_{0,08} Ca_{0,03} Mg_{2,21} Fe^{++} 0,55 Fe^{+++} 0,14 Ti_{0,18} Al_{0,04})_{3,3} \cdot [(Si_{2,86} Al_{1,14})_4 O_{10} [OH]_{1,34}]$

Рассматривая химические анализы взятых слюд убеждаемся в значительной близости их составов, особенно главнейших окислов, за исключением воды в мусковитах; в некоторых анализах (анализы 2, 5, 6) количество воды значительно больше, чем требуется теоретически. Однако, в некоторых слюдах, пересчитывая это лишнее количество воды на оксоний — H_3O , замещающие ионы калия (см. кристаллохимические формулы 2, 4, 5, 6), мы видим, что увеличение суммарного (низко и высокотемпературного) количества воды в этих анализах связано с уменьшением в них щелочных металлов и, таким образом, оксоний при соответствующих изоморфных замещениях щелочей хорошо заполняет их состав; сумма щелочных металлов и оксония в кристаллохимических формулах 2, 5, 6 дает теоретическую цифру 1.

Переходя к сопоставлению оптических и химических данных изученных слюд можно заключить, что:

1. В связи с изменением химического состава, главным образом содержания железа, меняются оптические свойства изученных слюд.
2. Отчетливо видно общее увеличение светопреломления с повышением содержания в них закиси железа.
3. Двойное лучепреломление и угол оптических осей слюд уменьшается с повышением содержания в них железа.
4. Изменение угла оптических осей магнезиально-железистых слюд не коррелируется с химическим составом.

Для уточнения химического состава слюд, главным образом в отношении редких и рассеянных элементов, были использованы их полуколичественные спектральные анализы, проведенные как другими исследователями [4, 7, 11, 17, 18], так и нами¹. Спектральными анализами выявлены:

¹ Наши анализы проведены в спектральной лаборатории отдела геохимии Геологического института АН Грузинской ССР.

Таблица I

Химические анализы и оптические свойства слюды

Э ф е к т	М у с к о в и т										Ф л о г о п и т									
	Д з и р у					Л а					В а к и д ж в а р и									
	копьевидный, крупнопластинчатый	среднепластинчатый, серебристый	мелкочешуйчатый	ельчатый	перистый	пластинчатый	мелкопластинчатый	Локи	крупнолистоватый											
SiO ₂	43,97	44,18	43,87	44,64	43,44	47,52	44,20	44,30	38,62	36,04	38,68									
TiO ₂	0,12	0,12	0,12	нет	0,15	нет	следы	0,23	2,59	3,36	2,95									
Al ₂ O ₃	34,15	33,77	33,84	34,10	34,17	33,59	35,63	35,43	14,34	13,46	13,63									
Fe ₂ O ₃	3,49	3,83	4,50	4,44	4,42	2,30	2,51	1,99	9,18	5,05	2,57									
FeO	1,30	1,73	1,51	0,86	1,94	0,25	0,15	0,53	1,76	10,37	8,87									
CaO	нет	нет	нет	нет	нет	нет	0,16	0,28	0,24	1,15	0,40									
MgO	0,32	0,25	0,25	0,39	0,35	0,27	0,10	0,21	17,99	18,02	20,14									
MnO	0,14	0,22	0,17	следы	0,03	0,24	0,03	0,08	0,06	0,95	0,34									
Na ₂ O	0,67	0,80	1,34	0,25	0,58	1,12	0,17	1,08	1,55	0,59	0,56									
K ₂ O	9,88	9,60	9,79	9,99	8,94	7,80	11,10	10,75	11,91	9,45	9,21									
H ₂ O	0,92	0,96	0,35	1,26	1,75	1,18	—	—	—	—	—									
Rb ₂ O	0,98	0,55	0,57	0,52	0,48	0,33	—	—	—	—	—									
Cs ₂ O	0,04	не опр.	0,02	0,04	0,03	0,09	—	—	—	—	—									
Li ₂ O	0,02	" "	0,09	0,14	0,12	0,12	—	—	—	—	—									
П. п. п.	2,35	4,50	3,60	5,94	4,90	5,19	4,44	4,84	1,70	0,80	1,80									
Сумма	98,35	100,51	100,02	98,57	100,30	100,00	99,03	100,17	100,05	99,59	99,38									
Аналитик	Л. Д. Д о л а б е р и д з е										В. И. К о б и а ш в и л и		О. Ф. Р а з м а д з е							
Лит. ист.	Г. Л. О д и к а д з е (18)										Г. В. Г в а х а р я (7)		Е. К. В е з и р и ш в и л и (7)		п р и в о д и т с я в п е р в ы е		п р и в о д и т с я в п е р в ы е		А. И. Г а м к р е д и д з е	
Ng	1,598	1,606	1,604	1,594	1,610	1,590	1,588	1,592	1,620	1,632	1,634									
N _п	1,594	1,603	1,602	1,590	1,606	1,586	1,582	1,588	1,562	1,580	1,580									
N _р	1,568	1,578	1,575	1,561	1,585	1,554	1,552	1,563	0,058	0,052	0,054									
Ng-N _р	0,030	0,028	0,029	0,033	0,025	0,036	0,036	0,029	14°	10°-15°	14°									
(-) 2 ν	38°	37,5°	38,5°	43°	36°	46°	46°	40°	—	—	—									
уд. вес.	3,085	—	—	—	—	—	—	—	—	3,05	—									

1. Литий и рубидий присутствуют во всех проанализированных слюдах, причем литий от сотых (а в магнезиально-железистой слюде Вакиджвари даже десятых) долей процента до тысячных, а рубидий преимущественно в десятых долях—особенно в мусковитах.

2. Максимальная концентрация рубидия, цезия, галлия, скандия, иттрия, ниобия — наблюдается в крупнопластинчатом перистом мусковите и в меньшей степени в листоватом мусковите. Ельчатая слюда обыкновенно бедна редкими рассеянными элементами.

3. Постоянное присутствие галлия во всех слюдах является результатом способности этого элемента замещать алюминий как шестерной, так и четверной координации.

Рентгенометрическое исследование слюд проводилось с целью идентификации изученных слюд по их дебаеграммам.

Для этой цели исследовались два образца железо-магнезиальной слюды Вакиджвари и четыре образца морфологически различной светлой слюды Дзирулы и Локи.

Взятые для рентгеновского анализа, слюды тщательно растирались в агатовой ступке в порошок с размером частиц до 2 м.

Полученные таким образом порошки, подвергались рентгеновскому анализу методом Дебая (табл. 2)².

Сравнение этих рентгенограмм, особенно характерных линий, подчеркнутых в табл. 2, с эталоном В. И. Михеева [15] указывает на почти полную их аналогию (расхождения в положении и интенсивности линии мало заметны).

Исчезновение некоторых линий, имевших слабую интенсивность в мусковите (анализ 5), вызвано его тонкодисперсностью, из-за чего несколько увеличивается фон рентгенограммы и, таким образом, слабоинтенсивные линии сливаются с фоном. О подобном влиянии степени дисперсности на характер рентгенограмм мусковита отмечала С. И. Берхин [3].

Полученные рентгенограммы указывают, что все морфологически различные светлые слюды дзирульских и локских пегматитов представлены мусковитом.

Что же касается железо-магнезиальной слюды, которую до последнего времени считали биотитом, то ее рентгенограмма, снятая впервые, показала, что общая природа величин межплоскостных расстояний и интенсивность линий, хорошо совпадают с таковыми флогопита из Слюдянки (Прибайкалье, карточка № 842 у В. И. Михеева—15).

² Рентгеновские анализы и расшифровка рентгенограмм проведены младшим научным сотрудником отдела минералогии Геологического института АН СССР Р. Л. Ахведиани на установке УРС-55а, при режиме: диаметр образца—0,38 мм, диаметр камеры — 57 мм, излучение — Fe, напряжение—40 кв, сила тока — 10 ма, экспозиция—1 час, поправка вносилась по особому снимку с NaCl.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния и интенсивность линии дебаеграмм слюды

Ф л о г о н и т				М у с к о в и т								№ линии	
обр. 10		обр. 11		обр. 8		обр. 6		обр. 5		обр. 9			
I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$		
1	10	10,09	10	9,969	10	10,04	10	10,029	10	10,01	8	9,911	1
2	3	4,6057	3	4,6069	—	—	4	7,095	3	7,0186	3	7,036	2
3	1	4,0301	—	—	3	5,5504	4	5,578	3	5,5504	3	5,5687	3
4	5	3,6764	7	3,6743	6	4,9859	8	4,9424	6	4,9639	7	4,9785	4
5	10	3,3424	10	3,3392	10	4,5272	10	4,4921	10	4,5092	10	4,5033	5
6	4	3,1547	5	3,1576	4	4,1477	6	4,1323	7	4,1323	4	4,1473	6
7	6	2,9185	7	2,9133	3	3,9061	3	3,8665	4	3,8928	3	3,8796	7
8	1	2,7024	3	2,7007	5	3,4976	5	3,4976	3	3,4976	5	3,5154	8
9	10	2,6327	10	2,6324	10	3,3328	10	3,3232	8	3,3137	9	3,3424	9
10	3	2,5146	3	2,5111	5	3,1962	5	3,1864	4	3,1952	4	3,2069	10
11	7	2,4431	7	2,4464	6	2,9778	6	2,9778	6	2,9627	6	2,9981	11
12	2	2,2683	2	2,2767	5	2,8547	8	2,8478	7	2,8478	7	2,8617	12
13	6	2,1748	7	2,1825	8	2,5629	10	2,5629	10	2,5629	10	2,5758	13
14	5	2,0019	9	2,0009	3	2,4580	4	2,4530	3	2,4530	3	2,4731	14
15	2	1,9109	3	1,9034	4	2,3805	5	2,3805	5	2,3805	5	2,3852	15
16	3	1,8446	3	1,8368	—	—	1	2,2408	2	2,2408	2	2,2559	16
17	—	—	2	1,7444	6	2,1288	5	2,1324	5	2,1324	5	2,1373	17
18	2	1,7008	2	1,6994	1	2,0587	2	2,0621	2	2,0621	1	2,0666	18
19	9	1,6748	10	1,6679	6	1,9904	4	1,9904	4	1,9904	4	1,9967	19
20	10	1,5399	10	1,5344	1	1,7308	1	1,7263	2	1,7323	1	1,7352	20
21	1	1,5002	1	1,4966	6	1,6485	1	1,6452	8	1,6485	6	1,6525	21
22	2	1,4745	2	1,4680	3	1,5982	3	1,5964	3	1,6019	2	1,6037	22
23	1	1,4359	2	1,4277	2	1,5591	4	1,5522	3	1,5574	2	1,5608	23
24	1	1,4027	1	1,3971	4	1,5241	3	1,5192	3	1,5241	1	1,5256	24
25	8	1,3628	9	1,3589	7	1,5002	10	1,4987	9	1,4987	8	1,5033	25
26	4	1,3301	4	1,3254	1	1,4760	—	—	—	—	—	—	26
27	2	1,3119	5	1,3064	2	1,4541	1	1,4470	2	1,4556	1	1,4570	27
28	2	1,2704	2	1,2702	3	1,4250	3	1,4264	2	1,4250	2	1,4331	28
29	—	—	2	1,1943	4	1,3515	6	1,3492	7	1,3515	3	1,3550	29
30	4	1,1339	5	1,1325	2	1,3375	5	1,3346	3	1,3387	3	1,3401	30
31	3	1,0893	3	1,0855	2	1,3211	1	1,3169	1	1,3200	—	—	31
32	3	1,0674	4	1,0598	3	1,2942	6	1,2942	5	1,2948	4	1,2985	32
33	3	1,0495	5	1,0470	2	1,2736	2	1,2679	2	1,2791	2	1,2778	33
34	3	1,0202	3	1,0182	4	1,2469	6	1,2460	5	1,2466	4	1,2478	34
35	4	1,0061	5	1,0035	3	1,2180	3	1,2197	2	1,2194	3	1,222	35
36	4	0,9952	6	0,9943	1	1,1983	2	1,2022	—	—	—	—	36
					3	1,1142	4	1,1114	4	1,1140	5	1,1142	37
					1	1,1023	3	1,1001	—	—	4	1,1023	38
					4	1,0511	2	1,0603	—	—	—	—	39
					—	—	4	1,0476	—	—	2	1,0498	40
					4	1,0094	3	1,0099	—	—	3	1,0082	41
					—	—	4	0,9973	—	—	3	0,9981	42

В химическом анализе последнего установлено большее содержание окиси магния и меньшее железа, чем в вакиджварской слюде (при преобладании в общих анализах обоих минералов магния над железом). Однако суммарное содержание отмеченных элементов, замещаю-

ших в слюдах друг друга, в обоих минералах одинаково, поэтому подобное химическое разнообразие на их рентгенограммах не отражается.

В карточке № 842а у В. И. Михеева [15] дается рентгенограмма флогопита из Америки. Сравнение данных там линий в области малых углов отблеска со слюдой Вакиджвари сыграло также важную роль для идентификации флогопита и для его отличия от других слюд, имеющих подобную же структуру.

Следует указать, что термические анализы изученных слюд тоже подтверждают флогопитовую природу вакиджварской магнезиально-железистой слюды.

Сопоставление данных рентгеновского анализа (табл. 2) с химическим составом слюд (табл. 1, анализы 5, 6, 8, 9, 10, 11) показывает их полное согласование.

Из таблицы химических анализов и структурных формул слюд видно, что катионный состав тетраэдрических и октаэдрических слоев и для мусковитов, и для флогопитов почти одинаковый и не изменяется в больших пределах. Соответственно почти одинаковы их рентгенограммы (особенно характерные линии, подчеркнутые в таб. 2).

Присутствие в химическом анализе мусковита (анализ 6) лития и крупных катионов — цезия и рубидия в незначительном количестве, не влияют на его рентгенограмму.

Сравнительно другую картину наблюдаем в флогопитах (анализы 10, 11). Повышенное количество щелочей ($K \pm Na$) почти на 3,5% в флогопите (анализ 10) закономерно вызывает увеличение межплоскостных расстояний большинства линий его рентгенограмм.

Изменение размеров решетки флогопита, в этом случае, связано с участием сравнительно повышенного количества крупного катиона — калия с большим ионным радиусом.

Из всего вышесказанного вытекают следующие выводы:

1. Железо-магнезиальная слюда вакиджварских пегматитов представлена флогопитом, а все разновидности светлых слюд в пегматитах Дзирули и Локи — мусковитом.

2. Флогопит, содержащий сравнительно повышенное количество калия, дает рентгенограмму с повышенным значением межплоскостных расстояний.

Термическое исследование слюд. Термическому изучению слюд в минералогической литературе последнего десятилетия уделено значительное внимание. Однако, особо четкая термоаналитическая характеристика минералов данной группы (с эталонными термограммами и расшифровкой природы процессов, происходящих при нагревании слюд) дана А. И. Цветковым и Е. П. Вальяшихиной [23].

Термическому изучению подвергались те же навески слюд, которые изучались рентгенометрически и химически — 2 образца из вакиджвар-

ских пегматитов, 3 образца—из дзирульских пегматитов (морфологически различные) и 1 образец — из локских пегматитов.

Так как определяющим моментом в получении той или иной добротной кривой нагревания слюды является, при прочих равных условиях, степень измельчения пробы, нами особое внимание было обращено на этот вопрос. В результате методических термоаналитических испытаний А. И. Цветков и Е. П. Вальяшихина [23] с полной ясностью выявили, что наилучшие результаты получены для слюд измельченных посредством настрига.

Таким образом, измельчение настригом пробы слюд передавались на термические анализы. Последние проводились на термовесовых автоматических установках, АТВУ-5, ТУ-1 и УТА-1³.

Термограммы двух железо-магнезиальных слюд (рис. 4) одинаковы. Они характеризуются отсутствием какого-нибудь термического эф-

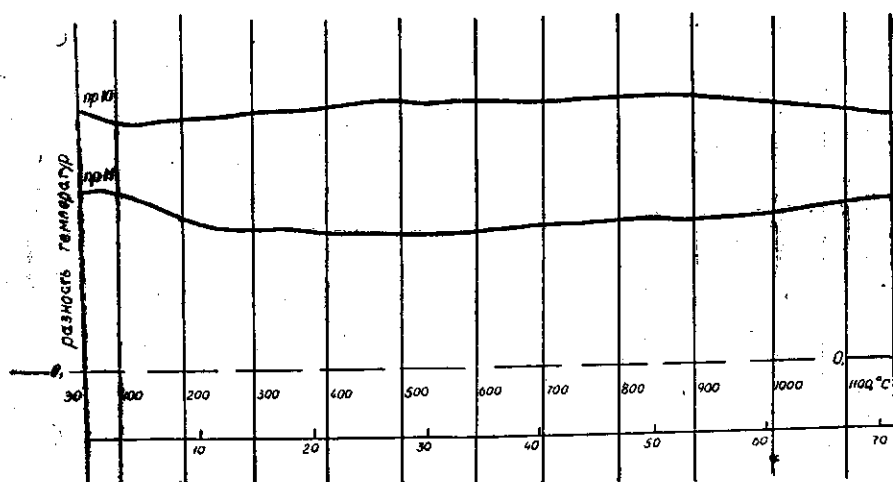


Рис. 4. Кривые нагревания магнезиально-железистой слюды Вакиджвари.

фекта между 30—1180°. Таким образом, в этих слюдах даже при температуре 1180° не происходит никаких изменений, что указывает на более прочный характер связи гидроксил-ионов в их решетке. Наличие в этих слюдах воды, правда в малом количестве, доказано химически (табл. 1, анализы 10, 11). Сравнивая изученные кривые с эталонами различных железо-магнезиальных слюд, можно убедиться, что вышеотмеченное явление отсутствия эндо- или экзотермических эффектов от 30 до 1180° является принципиальной особенностью флогопитов, отличающее его как от биотита (обязательно имеющего экзотермический эффект между 500—900°), так и от других железо-магнезиальных слюд.

³ Термоанализы всех слюд выполнены младшим научным сотрудником отдела минералогии Геологического института АН Грузинской ССР Т. В. Батиашвили.

Установленный на эталоне флогопита характерный эндотермический эффект между $1160-1260^{\circ}$, вызванный в нем выделением основной массы воды и одновременно с ним окислением закиси железа, на нашей термограмме не установлено, из-за невозможности проведения процесса на установке АТВУ-5 свыше 1180° .

Таким образом, доказывается, что изученные железо-магнезиальные слюды вакиджварских пегматитов представлены флогопитом с

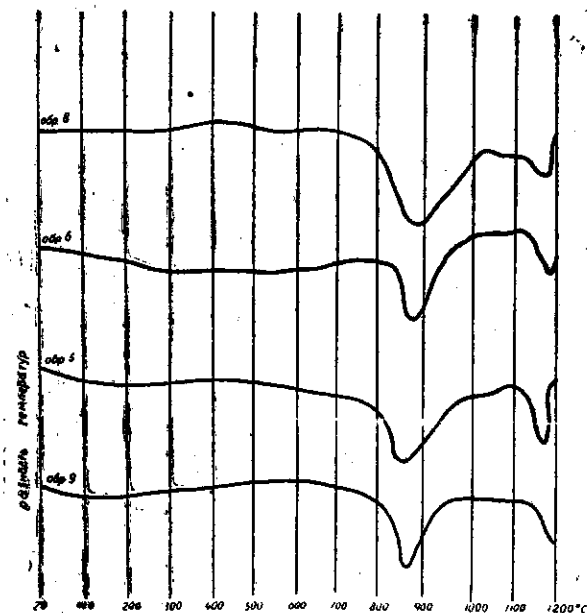


Рис. 5. Кривые нагревания морфологически различных мусковитов.

- Обр. 8—перистый крупнопластинчатый
- Обр. 6—ельчатый
- Обр. 5—пластинчатый
- Обр. 9—мелкопластинчатый—Локи

Дзирула

прочной решеткой, не разрушающейся до температуры 1180° (порошки свежего флогопита Вакиджвари и прокаленного до температуры 1180° флогопита дали совершенно аналогичные рентгенограммы).

Переходя к светлым слюдам (кривые на рис. 5) можно наглядно убедиться, что все четыре, морфологически разные представители принадлежат к одному и тому же типу слюд—мусковитам. Характер термограмм изученных мусковитов во всех случаях остается одинаковым и повторяет друг друга в деталях. Специфическими особенностями термограмм этих мусковитов являются: 1) довольно крутой в начале и срав-

нительно пологий к концу эндотермический эффект, возникающий при $780-790^{\circ}$ с максимальным развитием при $850-880^{\circ}$ и окончанием при $980-1000^{\circ}$; 2) более резкий эндотермический эффект между $1100-1200^{\circ}$.

Что же касается причин отмеченных термических эффектов, то первый эндотермический эффект при $750-1000^{\circ}$ связан с перестройкой кристаллической решетки. По А. И. Цветкову и Е. Б. Вальяшихиной [23], выделение воды и перестройка решетки у мусковита взаимосвязаны, что доказывается экспериментально. Лауэграммы отчетливо показали [23], что моноклинная симметрия мусковита при 360° , после обезвоживания при 1050° сменяется на гексагональную. Поскольку вода из мус-

ковита выделяется скачкообразно и при высокой температуре, авторы отрицают представление Ф. Ринне [27] о том, что вода в мусковите имеет цеолитный характер и считают ее конституционной водой.

Таким образом, эндотермический эффект дзиркульских слюд между $780-1000^{\circ}$ можно считать результатом выделения конституционной воды и одновременной перестройки кристаллической решетки мусковита.

Эндотермический эффект $1100-1200^{\circ}$ (рис. 5) впервые был зарегистрирован Г. В. Шаковой [25], которая его объясняла как распад решетки слюды. С этим объяснением были согласны А. И. Цветков и Е. П. Вальяшихина, однако они сомневались в том, что при распаде образуются лейцит, корунд и кристобалит, как это считала Г. В. Шакова (а также и некоторые зарубежные и советские ученые).

Экспериментальное исследование этого явления, подтвержденное рентгенометрическими данными, и учет соображений физико-химического порядка, натолкнуло А. И. Цветкова и В. П. Вальяшихину на вывод, что превращения в материале после высокотемпературного ($1100-1200^{\circ}$) распада кристаллической решетки мусковита приводят к образованию игольчатого кристаллического муллита и аморфной фазы.

Исходя из всего этого, второй эндотермический эффект наших слюд, между 1100 и 1200° , должен соответствовать распаду кристаллической решетки слюды.

Синхронно с дифференциальными кривыми при термическом исследовании мусковита на приборе ТУ-1 были получены и кривые потери веса при прокаливании. Количество выделенной воды при прокаливании наших мусковитов до $850-950^{\circ}$ по этим кривым равняется $4,1\%$ в обр. 8 и по $4,3\%$ в остальных трех пробах. Эти количества хорошо соответствуют теоретическому содержанию воды в мусковите. Однако в таблице химических анализов этих мусковитов (табл. 1) суммарное количество воды почти во всех четырех образцах больше, чем требуется по формуле (до $4,5\%$). Естественно поэтому сомнение в правильности определения в них воды при химических анализах, особенно, если учесть, что этот материал был проанализирован в растертом виде. Еще в 1936 г. Д. С. Белякин, М. М. Веселовская и В. А. Смирнов [1] по светопреломлению слюд доказали, что они обладают способностью поглощать влагу при растирании. Аналогичное явление в слюдах доказали А. И. Цветков и Е. П. Вальяшихина [23] при их термическом исследовании. Таким образом, факт гидратации слюд при растирании ставит под сомнение количество воды, определенное химико-аналитическим методом наших мусковитов; поэтому данные по содержанию воды, полученные при термическом анализе настриженных проб мусковита, более надежны.

Следовательно, термографическое изучение грузинских слюд позволяет отметить следующие основные моменты:

1. Дифференциальные кривые настриженных железо-магнезиальных слюд без эндотермических эффектов распада решетки до 1100° носят характер типичного флогопита.

2. Кривые морфологически различных светлых слюд с эндотермическими эффектами: а) удаления конституционной воды — 850—900° и б) распада решетки — 1100—1200° характеризуют их как мусковит.

3. Термографические исследования на стриженных проб дают более точные данные о содержании воды в мусковитах, нежели химические анализы растертых проб.

Микросклерометрическое исследование проводилось на образцах крупнолистоватого мусковита с Дзирульских пегматитов, на табличках и параллельнопластинчатых агрегатах мусковита с локских пегматитов и листоватых, псевдогексагонального габитуса кристаллах флогопита из Вакиджвари.

Подобное исследование для указанных слюд проводится впервые и своей целью ставит: 1) определение количественного значения твердости как одной из основных констант, характеризующих физические свойства слюд и 2) изучение в них анизотропии твердости.

Для наиболее объективных результатов и полной характеристики твердости слюд в различных направлениях, исследования велись на кристаллах слюд или же на искусственно ориентированных плоскостях. В этом отношении слюды своей способностью идеального расщепления по (001) являются удачным объектом; однако это же свойство осложняет измерение твердости слюд, по какой-нибудь другой грани, кроме (001).

Исходя из этого, все исследования твердости слюд проводились на грани (001). По этой же грани или плоскости спайности определялось направление кристаллографической оси для каждого образца. Образцы для исследования, как монокристаллы, так и отдельные их листочки, брались размером от 0,5 до 5 см. Исследования проводились на микроскопе ПМТ-3. На каждой грани при постоянной нагрузке в 20 г для мусковитов и 50 г для флогопитов исследовались 6—10 участков, в 8—12 точках на каждом участке. Время статического действия индентора — 5 секунд — было одинаково во всех случаях; скорость спуска индентора равнялась 10—15 секундам.

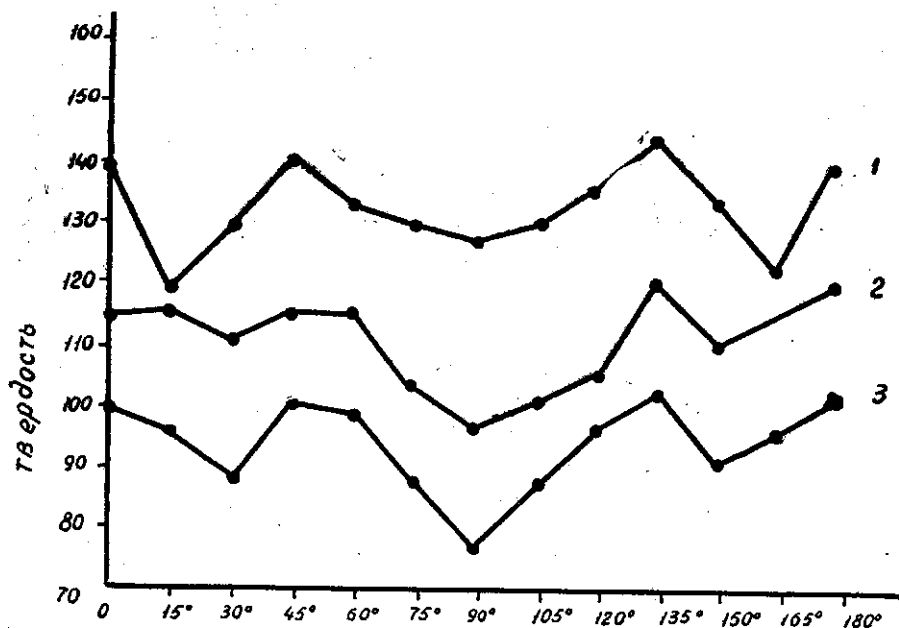
Количественное значение твердости слюд в каждой точке грани (001) определялось по формуле

$$H = \frac{1854P}{d^2} [\text{кг/мм}^2],$$

где P — нагрузка (в кг), d — длина диагонали полученного отпечатка в миллиметрах; число $1854 = 2 \sin \frac{\alpha}{2}$; α — угол алмазного индентора, который равен 136°.

Вычисленные по этой формуле числа твердости минерала имеют также размерность $кг/мм^2$.

Полученные числа микротвердости (для микроучастков) и высчитанные из них средние количественные значения твердости (для мине-



Угол между горизонтальной осью индентора и z оси слюды.

Рис. 6. Анизотропия твердости в флогопите (1) и мусковитах (2—3).

рала в целом) мусковитов и флогопита, показали значительную анизотропию в твердости изученных минералов; при этом величина коэффициента анизотропии твердости — K_H — I рода⁴ в мусковитах меняется от едва ощутимой — 1,07 до существенной — 1,3, а в флогопите от 1,1 до 1,2.

Для ориентировки анизотропии твердости слюды по их кристаллографическим направлениям и установления связи между ними, дальнейшие измерения твердости на грани (001) проводились в нескольких участках серийно, так что горизонтальная ось индентора последова-

⁴ $K_H = \frac{H_{max}}{H_{min}}$; анизотропия твердости I рода или полярная анизотропия по С. Д.

Дмитриеву [10] — различная твердость по разным кристаллографическим направлениям, при исследованиях в одной плоскости минерала (на одной грани, на плоскости спайности). Анизотропия твердости II рода — различная твердость наблюдаемая при исследованиях на разных гранях или сечениях одного и того же кристалла.

тельно была ориентирована к оси «b» минерала под углом 0, 15, 30... 90... 165 и 180°.

Результаты ориентированного исследования твердости мусковитов и одного флогопита графически изображена на рис. 6.

Анализируя кривые твердости слюд, изображенные на рис. 6, можно установить следующие закономерности:

1. Анизотропия твердости на (001) у всех изученных слюд существует определенно, при этом коэффициент анизотропии меняется от 1,07 до 1,3.

2. Плоскости симметрии этих слюд ясно отражаются в двухсторонней симметрии всех кривых, средней точкой которых является 90°.

3. Два разных мусковита показывают удивительные сходства в анизотропии твердости. Пониженные величины твердости у мусковита с локских пегматитов вызвано, по-видимому, его свойством, так называемой, псевдоспайностью по (010), т. е. способностью расщепляться на тончайшие волоски в этом направлении [перпендикулярно (001)], о чем было сказано при описании мусковита из Локи.

4. Минимум твердости, наблюдаемый у всех слюд при 90°, соответствует направлению кристаллографической оси.

5. Два других минимума, расположены симметрично с обеих сторон от этой точки, причем: а) у мусковитов они соответствуют 30 и 150° и слабее, чем средняя твердость у 90°; б) у флогопитов они расположены у 15 и 165° и их величина твердости больше, чем у 90°.

6. Максимум твердости на (001) у этих слюд наблюдается параллельно оси «b» при 45 и 135°.

7. Установленная анизотропия твердости в слюдах несомненно является результатом структуры или их характерного слоистого строения, о чем указывают и зарубежные исследователи [26].

В заключение автор выражает глубокую признательность проф. Г. В. Гвахария за ценные указания при выполнении настоящей работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белянкин Д. С., Веселовская М. М., Смирнов В. П. К вопросу о влиянии на светопреломление мусковита истирание этого минерала. Тр. Петр. ин-та АН СССР, вып. 7-8, 1936.
2. Белянкин Д. С., Маслов К. С., Петров В. Б. Магматические проявления в с.-з. части Грузии и Закавказья. Тр. Петр. ин-та АН СССР, вып. 14, 1939.
3. Берхин С. И. Влияние степени дисперсности на характер рентгенограммы мусковита. Докл. АН СССР, 91, № 2, 1953.
4. Везиришвили Е. К. Пегматиты Вакиджвари (Гурия). Тр. Геол. ин-та АН СССР, сер. минер.-петр., т. III, 1961.

5. Гамкрелидзе А. И. Об одной особенности вакиджварских пегматитовых жил. Сообщ. АН ГССР, т. 20, № 1, 1958.
6. Гамкрелидзе П. Д., Чихелидзе С. С. К геологии части Дзирульского ущ. Сообщ. Геол. ин-та ГССР, т. I, 1933.
7. Гвахария Г. В., Везиришвили Е. К. Пегматиты. В кн.: «Природные ресурсы ГССР», т. II, изд. АН СССР, М., 1959.
8. Джавахишвили Ш. И. О генезисе микропегматитов в гранитоидах Локского массива. Сообщ. АН ГССР, т. XV, № 3, 1954.
9. Джавахишвили Ш. И. Петрография и геологическое строение восточной части Локского массива. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, сер. минер.-петр. т. IV, 1959.
10. Дмитриев С. Д. Применение прибора микротвердости ПМТ-2 для диагностики минералов. ЗВМО, т. 78, № 4, 1949.
11. Закариадзе Г. С. О содержании лития и рубидия в биотитах и полевых шпатах пегматитов Вакиджвари. Сб. тр. Геол. ин-та АН ГССР, 1959.
12. Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О возможных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Локского массива. В кн.: «Вопр. петрогр. и минер.», т. I, М., 1953.
13. Кузнецова Е. В. Материалы по пегматитовым жилам Дзирульского массива в Закавказье. Изв. Всесоюз. геол.-разв. объединения (правления), вып. 98, М., 1931.
14. Кузнецова Е. В. Пегматитовые образования Закавказья. В кн.: «Вопросы петрогр. и минер.», т. I, М., 1953.
15. Михеев В. Н. Рентгенометрический определитель минералов. Изд. АН СССР, М., 1963.
16. Надирадзе В. Р. Неонитрузии Аджарии и Гурии. В кн.: «Интрузивы Закавказья», Тбилиси, 1937.
17. Одикадзе Г. Л. Типы пегматитов Дзирульского массива. Автоаннотация докл. научн. сессии, посвящ. итогам работ КИМСа. Тбилиси, 1959.
18. Одикадзе Г. Л. Внутреннее строение пегматитов Дзирульского кристаллического массива и закономерности распределения в них редких элементов. КИМС, Тбилиси, 1960.
19. Смирнов Г. М., Татришвили Н. Ф., Казахашвили Т. Г. Геол.-петр. очерк северо-восточной части Дзирульского массива. Тр. Груз. отд. ВИМСа, вып. II, Тбилиси, 1938.
20. Татришвили Н. Ф., Казахашвили Т. Г. Очерк юго-восточной части Дзирульского массива. Тр. Груз. отд. ВИМСа, вып. II, Тбилиси, 1938.
21. Гвалчрелидзе А. А. Полевой шпат из пегматитовых жил Дзирульского массива. Мат. совещ. по полевому шпату. КЕПС АН СССР, вып. 63, М., 1927.
22. Успенский Н. М. О псевдоспайности мусковита. ЗВМО, II сер., ч. 79, № 4, 1950.

23. Цветков А. И. и Вальяшихина Е. П. Материалы по термическому исследованию минералов. III, слюды. Тр. Ин-та руд. м-нии petr., минер., геохимии, вып. 4, 1956.
 24. Чихелидзе С. С. Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзирульского массива. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, сер. геол., Тбилиси IV(IX)₃, 1948.
 25. Шакова Г. В. Влияние степени дисперсности на характер кривых нагревания мусковита — ЗВМО, ч. 71, № 1—2, 1942.
 26. Bloss F. et al. Hardness of Syntetic and natural micas. The American mineralogist., vol. 44, 1959.
 27. Rinne F. Bemerkungen Über Strukturchemischen Silikatformen und der Kristallographisch-chemischen Ad-und Umbau von Glimmer durch Entwässerung: Oxidation und Reduction. Ber. Sachs. Akad., Math. Phys. K. 1, 76, 1924.
 28. Rode K. On the origin of mica in pegmatites—Quartz Geol. Mining and Metallurg. Soc. 19; N 1, India, 1947.
-

Е. К. ВЕЗИРИШВИЛИ, Р. А. АХВЛЕДИАНИ

ГРАНАТЫ НЕКОТОРЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ И СКАРНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ГРУЗИИ

ВВЕДЕНИЕ

Гранатовые месторождения в Грузии не известны, однако, значительные скопления гранатов имеются в некоторых пегматитовых жилах Дзирульского кристаллического массива. Заслуживают внимания также скарны железорудного месторождения Дзама (Карельский р-н), почти на 50% состоящие из граната, гранатовые и гранат-пироксеновые скарны хребта Кароби (горная Рача) и аналогичные скарны в Кирарском интрузивном комплексе Верхней Сванетии.

Перечисленные проявления гранатов были до настоящего времени затронуты некоторыми исследователями только в связи с изучением тех или иных гранатосодержащих образований. Так П. Д. Гамкрелидзе [1] приводит описание гранатов в связи с изучением пегматитов Дзирульского гранитоидного массива. Позднее при изучении этих же пегматитов гранатами занимались Г. В. Гвахария [2], а затем Г. Л. Одикадзе [8]. По данным указанных авторов в дзирульских пегматитах гранаты представлены переходными разностями альмандин-спессартинового ряда. При изучении Дзамского железорудного месторождения М. Д. Купарадзе [7] описал гранаты из скарновых зон, развитых на участке месторождения, и выделил здесь три генерации гранатов гроссуляр-андрадитового ряда.

В работе Б. А. Гоишвили [5] упоминаются гранаты из скарновых образований района Кирарского интрузивного комплекса в В. Сванетии. По его данным гранаты из скарнов Кирара представлены также рядом гроссуляр-андрадита.

Этими работами, пожалуй, исчерпывается вся литература по гранатам Грузии.

Известно, что между химическим составом, физическими свойствами и параметрами элементарной ячейки гранатов наблюдается оп-

ределенная зависимость. Она позволяет с известным приближением определять молекулярный состав граната, не прибегая к химическому анализу в каждом отдельном случае.

Авторы настоящей работы ставили себе целью изучение гранатов именно с этой точки зрения. При рентгено-диагностике гранатов были использованы данные Б. А. Юникова [10], который приводит сопоставление химического состава гранатов с параметрами решетки и вводит новые коэффициенты в формулу пересчета. Надо отметить и работу Я. Л. Гиллера [3], данные которого по вычисленным значениям интенсивности и межплоскостных расстояний для гранатов также были использованы авторами.

Съемка дебаграмм проводилась на рентгеновской установке УРС-55 «а» в камерах диаметром 57,3 мм при неотфильтрованном железном излучении. Образцы диаметром 0,38 мм готовились путем набивки специальных пакетиков из цапон-лака. Поправка на поглощение вводилась по методу стандартного вещества, для чего изготовлялось два препарата из исследуемого минерала: один — чистый, а другой — из смеси с NaCl.

Измерение дебаграмм проводилось на компараторе ИЗА-2 с точностью до 0,001 мм причем, за окончательные результаты принимались среднеарифметические значения четырех измерений. Относительная интенсивность линий оценивалась визуально по десятибальной шкале. Лучшей полноты дебаграммы были получены при режиме работы: напряжение 40 кВ, сила тока — 10 мА, время экспозиции — 1 час 10 мин.

Дебаграммы исследованных гранатов пиральспитового ряда характеризуются большей контрастностью, чем дебаграммы уграндитового ряда, которые отличаются кроме того некоторой размытостью линий. Это согласуется с наблюдениями Б. А. Юникова, связывающего эти явления с искажениями кристаллической решетки, вызванными наличием в гранатах уграндитового ряда набора катионов различной величины. Здесь же надо отметить возможность разграничения гранатов внутри уграндитового ряда по изменению интенсивности линий (422), (620) и (444) [3]. С этими значениями хорошо согласуются полученные данные для гранатов из скарнов Кароби, где четко выделяются два типа гранатов: а) с преобладающей гроссуляровой молекулой и б) с преобладающей андрадитовой молекулой.

Что касается диагностики отдельных членов пиральспитового ряда, то авторам данной работы так же, как и Я. Л. Гиллеру, не удалось найти линий, которые позволили бы по интенсивности отличить альмандин от спессартина, поэтому при рентгенометрическом изучении гранатов из пегматитовых жил Шроша сравнивались полученные данные с эталонными значениями для чистых гранатов, вычисленных Я. Л. Гиллером [3].

Для сопоставления химических данных с рентгеновскими были использованы формулы ребра ячейки граната, предложенные М. А. Гневушевым [4], Б. А. Юниковым [10] и Я. Л. Гиллером [3].

Гранаты пегматитовых жил Дзирульского кристаллического массива пользуются наиболее широким распространением в гранат-кварц-микроклиновом типе жил (Шрошинское поле), отличающихся хорошей дифференцированностью, интенсивной альбитизацией и значительной обогащенностью редкими минералами. В этом типе жил гранаты образуют около 3% жильного тела, причем к аплитовым зальбандам жил приурочена густая мелкая вкрапленность изометрических кристаллов, а крупные, свободные кристаллы с гранями (110) и (211) характерны для центральных частей жил. Иногда, благодаря неравномерному развитию некоторых граней ромбододекаэдра кристаллы вытянуты в одном направлении и имеют мероздреческий габитус. В обнаженных частях жил гранаты выветрены, раздроблены и сцементированы эпидот-цоизитовой массой и бурым глинистым веществом.

В ряде случаев удается наблюдать замещение граната турмалином.

Анализ взаимоотношений минералов пегматитовых жил Schroshinskogo поля показывает, что гранаты обладают здесь широким диапазоном развития начиная от аплитовых зальбандов и кончая центральной частью жил.

Для краевой полосы, т. е. для аплитового зальбанда, характерна железистая разновидность граната—альмандин, присутствие которого в этой части пегматитов, естественно, является следствием ассимиляции железа из вмещающих пород. В центральной, кварцевой части жил гранат представлен изоморфным рядом спессартин-альмандина с преобладанием спессартиновой молекулы. Эта разновидность в виде крупных кристаллов красно-бурого цвета с лиловатым оттенком, а также в виде цепочкообразных агрегатов обычно встречается совместно с кварцем и микроклином и часто образует прожилки в более ранней генерации кварца.

¹ Линейная зависимость, существующая между константой решетки и средним ионным радиусом катионов, входящих в состав гранатов, имеет вид $a_0 = k + \alpha R'' + \beta R'''$, где R'' и R''' — средние ионные радиусы двух и трехвалентных катионов, k , α , β — экспериментально вычисленные коэффициенты, которые у разных авторов имеют несколько отличающиеся друг от друга значения.

После подстановки этих коэффициентов формула параметра ячейки приобретает следующий вид:

$a_0 = 9,125 + 1,560 + 2,000$	(по М. А. Гневушеву, 1956)
$a_0 = 9,070 + 1,560 + 2,080$	(по Б. А. Юникову, 1961)
$a_0 = 9,105 + 1,588 + 1,988$	(по Я. Л. Гиллеру, 1962).

Интересной особенностью гранатов этого ряда является смена цветов от вишнево-красного в зальбанде до оранжево-красного или бурого в центральной части жил.

Данные измерений показателей преломления гранатов из разных участков шрошинского погматитового поля показывают их соответствие со средними теоретическими значениями:

1. Уч. Гонгадзебисгеле — $1,801 \pm 0,003$
2. Уч. Мухнари — $1,808 \pm 0,002$
3. " " — $1,816 \pm 0,005$
4. Уч. Джвариссери — $1,806 \pm 0,001$
5. Уч. Гезрула — $1,808 \pm 0,002$

Учитывая, что для гранатов с повышенным содержанием спессартиновой молекулы, как это имеет место в данном случае, показатель преломления не должен быть ниже 1,80 и не превышать 1,82, можно считать, что данные измерений хорошо согласуются с молекулярным составом изученных гранатов.

Таблица 1

Химические анализы гранатов из погматитов Шроши

Место-нахождение	Джвариссери (обр. № 13а)	Джвариссери (обр. № 24)	Примечание
Окислы	вес. %	вес. %	
SiO ₂	37,61	37,93	<p>Кристаллохимические формулы граната</p> <p>1. $(\text{Fe}_{1,45} \text{Mn}_{1,28} \text{Ca}_{0,15} \text{Mg}_{0,08})_{2,91} (\text{Al}_{1,68} \text{Mn}_{0,19} \text{Fe}^{III}_{0,06} \text{Ti}_{0,01})_{1,94} [\text{SiO}_4]_3$</p> <p>Состав в мол. %</p> <p>Альмандин — 48,45 %</p> <p>Спессартин — 45,74 %</p> <p>Примеси — 5,80 %</p> <p>2. $(\text{Mn}_{1,52} \text{Fe}^{II}_{1,48})_3 (\text{Al}_{1,68} \text{Fe}^{III}_{0,12} \text{Ti}_{0,01})_{1,99} [\text{SiO}_4]_3$</p> <p>Состав в мол. %</p> <p>Спессартин — 50,87 %</p> <p>Альмандин — 49,13 %</p>
TiO ₂	0,15	0,15	
Al ₂ O ₃	16,96	18,07	
Fe ₂ O ₃	0,88	5,14	
FeO	20,30	18,44	
MnO	20,28	18,70	
CaO	1,61	—	
MgO	0,22	—	
Na ₂ O	0,22	0,73	
K ₂ O	нет	0,49	
SO ₃	0,34	—	
P ₂ O ₅	0,41	0,22	
V ₂ O ₅	0,002	—	
H ₂ O < 110°	0,25	0,05	
п. п. п.	0,04	—	
Cr ₂ O ₃	нет	—	
Sn	0,64	—	
Сумма	99,91	99,92	
Аналитик	В. К. Бугианишвили	В. И. Кобнашвили	
Литер. источник	приводится впервые		
Порода	пегматит		

Таблица 2

Результаты рентгеновского анализа гранатов из пегматитов Шроши

№ п/п	Обр. № 23 (Мака- убани)		Обр. 13а (Джварис- сери)		Обр. 21 (Гезрула)		Обр. 6 (Мухнари)		Обр. 51 (Твибери)		Приме- чание
	<i>l</i>	$d \frac{\alpha}{n}$	<i>l</i>	$d \frac{\alpha}{n}$	<i>l</i>	$d \frac{\alpha}{n}$	<i>l</i>	$d \frac{\alpha}{n}$	<i>l</i>	$d \frac{\alpha}{n}$	
1	2	4,2400	3	4,2369	—	—	1	4,2295	—	—	220
2	2	3,6686	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	8	3,3200	5	3,3404	3	3,3424	6	3,3424	5	3,3365	—
4	2	3,1864	2	3,1949	—	—	1	3,2307	2	3,1844	400B
5	8	2,8733	7	2,8897	5	2,8945	8	2,8969	7	2,8855	400
6	—	—	2	2,8395	—	—	—	—	3	2,8422	420B
7	10	2,5740	10	2,5822	10	2,6001	10	2,5926	10	2,5788	420
8	2	2,4480	2	2,4603	2	2,4833	1	2,4714	4	2,4572	332
9	5	2,3453	5	2,3585	4	2,3759	3	2,3666	6	2,3548	422
10	4	2,2572	4	2,2663	3	2,2782	2	2,2739	5	2,2622	431
11	4	2,0977	5	2,1084	5	2,1131	3	2,1143	6	2,1063	521
12	—	—	1	2,0666	—	—	—	—	1	2,0645	611B
13	—	—	1	2,0409	—	—	2	2,0520	2	2,0342	440
14	6	1,8667	7	1,8735	6	1,8766	8	1,8766	7	1,8713	611
15	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,8395	444B
16	2	1,8172	1	1,8144	—	—	1	1,8164	1	1,8114	620
17	1	1,7606	2	1,7647	—	—	2	1,7684	4	1,7633	640B
18	3	1,6958	4	1,6999	—	—	2	1,7044	4	1,6987	631
19	6	1,6612	6	1,6668	3	1,6713	6	1,6700	7	1,6648	444
20	8	1,5945	9	1,6012	9	1,6019	8	1,6043	9	1,5993	640
21	—	—	3	1,5695	—	—	1	1,5771	2	1,5673	721
22	10	1,5371	10	1,5434	10	1,5438	10	1,5466	10	1,5407	642
23	5	1,4387	7	1,4432	2	1,4457	5	1,4498	6	1,4409	800
24	2	1,4188	3	1,4210	—	—	1	1,4277	3	1,4191	741
25	3	1,3752	2	1,3897	—	—	—	—	2	1,3867	820
26	—	—	1	1,3697	—	—	—	—	1	1,3731	653
27	6	1,2865	8	1,2902	3	1,2921	5	1,2959	8	1,2889	840
28	8	1,2565	9	1,2596	6	1,2623	7	1,2632	9	1,2578	842
29	—	—	1	1,2447	—	—	1	1,2484	1	1,2432	921
30	5	1,2271	5	1,2310	3	1,2345	4	1,2345	7	1,2289	664
31	1	1,2135	3	1,2179	—	—	2	1,2213	5	1,2159	851
32	2	1,1978	—	—	—	—	—	—	—	—	931
33	3	1,1783	3	1,1825	—	—	2	1,1851	5	1,1796	864B
34	3	1,16.0	5	1,1665	2	1,1689	4	1,1689	6	1,1650	941
35	2	1,1283	3	1,1326	2	1,1331	3	1,1360	5	1,1308	10.11
36	—	—	1	1,1247	—	—	—	—	1	1,1229	10.2.0
37	—	—	2	1,1020	—	—	—	—	2	1,0998	10.3.1
38	10	1,0693	10 ^m	1,0725	10	1,0736	9	1,0754	10 ^m	1,0709	10.4.0
39	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
40	9 ^m	1,0519	9 ^m	1,0546	9 ^m	1,0561	8 ^m	1,0570	8 ^m	1,0529	10.4.2
41	1P	1,0439	2P	1,0470	—	—	—	—	3	1,0453	12.2.0B
42	1P	1,0301	2P	1,0333	—	—	—	—	4	1,0313	12.2.2B
43	9 ^m	1,0186	7 ^m	1,0215	8 ^m	1,0226	7 ^m	1,0236	8 ^m	1,0194	880
44	2P	1,98897	—	—	—	—	—	—	4P	0,99604	11.3.2
									3P	0,98892	10.6.0
									3P	0,98233	11.4.1

Спектральные анализы этих гранатов показали постоянное присутствие Ge, Ga, Sn, Ti, Zn, Ba. Для гранатов с преобладающим содержанием спессартиновой молекулы характерны Sr, Mn, Si, Al, Be,

Rb, Nb. В альмандине всегда отмечается присутствие иттрия, лития и скандия.

Для характеристики гранатов из пегматитовых жил Широшинского поля был проведен целый ряд химических анализов (для иллюстрации приводятся лишь два анализа, табл. 1).

Данные рентгенометрических исследований гранатов из различных участков Широшинского пегматитового поля приведены в таблице 2.

Для сравнения приводятся также результаты анализа граната из пегматита Твибери (В. Сванетия), химический состав которого в молек. % составляет:

Альмандин — 51,36%
 Спессартин — 36,87%
 Примеси — 11,77%

Сопоставление данных химических анализов с результатами рентгенометрии, при учете теоретических значений параметров решетки

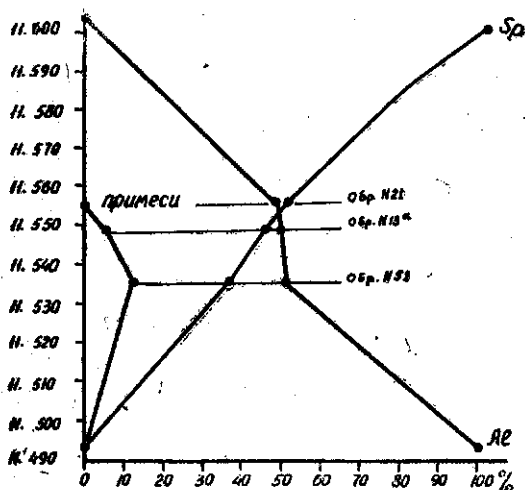


Рис. 1. Диаграмма зависимости параметра ячейки от состава граната (Дзирульский массив).

альмандина (11,493) и спессартина (11,604), позволило построить приближенную диаграмму (рис. 1) зависимости параметра ячейки от состава граната. При построении диаграммы преследовалась цель — на основании данных рентгеновского анализа судить о химическом составе гранатов.

В основу диаграммы положена прямоугольная система координат. На оси абсцисс отложены молекулярные проценты, на оси ординат — значения параметров решетки. Точки пересечения состава с соответствующими параметрами соединяются, образуя кривые изменения для составляющих спессартина, альмандина и примесей. Из-за отсутствия достаточного количества значений параметров для примесей, влияние последних выше значения 11,556 не учитывается.

Гранаты скарновых образований района интрузивного комплекса г. Кирар являются одной из главных составных частей пироксен-гранатовых, гранатовых и гранат-магнетитовых скарнов.

Сводная таблица состава и некоторых физических свойств гранатов Шроши

место взятия и номер пробы	Параметры элементарной решетки				Молекулярный состав гранатов		Уд. вес	Показатель преломления
	по Леву [4]	по Гиле-ру [3]	по Юни-кову [10]	данные авторов	по рентгенометрическим данным	по химическим данным		
Макаубани, обр. 23	—	—	—	11,506 ± 0,005	Al _{63,6} Sp ₁₁ (Gr, Py) _{2,9}	Al _{60,6} Sp ₁₇ (Gr, Py) _{2,5}	—	
Мухнари, обр. 7	—	—	—	11,543 ± 0,005	Al ₆₀ Sp ₁₃ (Gr, Py) ₈	Al _{49,18} Sp _{50,87}	1,808 ± 0,002	
Гонгадзееби, обр. 2	—	—	—	11,549 ± 0,005	Al ₄₈ Sp ₄₆ (Gr, Py) ₆	Al _{48,68} Sp _{49,31} (Gr, Py) _{2,15}	1,801 ± 0,003	
Джвариссери, обр. 13—А	11,556	11,552	11,546	11,549 ± 0,003	Al ₄₉ Sp ₅₁	Al _{48,85} Sp _{48,7} (Gr, Py) _{5,9}	1,805 ± 0,001	
Гонгадзееби, обр. 3	—	—	—	11,554 ± 0,005	Sp ₆₀ Al ₄₉ (Gr, Py) ₁	Al _{49,14} Sp _{47,86} (Gr, Py) _{2,97}	—	
" обр. 1	—	—	—	11,556 ± 0,003	Sp ₅₁ Al ₄₉	Al _{48,38} Sp _{50,62} (Gr, Py) _{1,66}	—	
Гезрула, обр. 21	11,565	11,560	11,556	11,556 ± 0,003	Sp ₆₀ Al ₄₉	Sp ₅₁ Al ₄₉	1,808 ± 0,002	
" обр. 20	—	—	—	11,566 ± 0,005	Sp ₆₁ Al ₄₈	Sp ₅₃ Al ₄₈	1,801 ± 0,003	
Джвариссери, обр. 14	—	—	—	11,578 ± 0,004	Sp ₇₄ Al ₃₆	Sp _{60,95} Al _{48,15} (Gr, Py) _{3,89}	—	
Мухнари, обр. 6	—	—	—	11,579 ± 0,005	Sp ₇₅ Al ₃₅	Al _{47,74} Sp _{51,91} (Gr, Py) _{2,924}	1,816 ± 0,005	
Джвариссери, обр. П—98	—	—	—	11,580 ± 0,003	Sp ₇₆ Al ₃₄	Al _{46,65} Sp _{50,84} (Gr, Py) _{1,83}	—	
Тывбери, обр. 54	11,548	11,544	11,540	11,536 ± 0,005	—	Al ₅₁ Sp ₃₇ Py ₁₀ Gr ₂	—	

Они представлены крупными хорошо образованными кристаллами с гранями (211) и (110) и мелкозернистыми агрегатами. По цвету выделяется темный и более светлый с зеленоватым оттенком сильно трещиноватый гранат. На некоторых более или менее хорошо образованных кристаллах граната хорошо видна штриховка параллельная большой диагонали (211). Гранаты из гранатового скарна цементируются более поздним магнетитом. Гранаты пироксен-гранатовых, гранатовых и гранат-магнетитовых скарнов проявляют интенсивно выраженную (не редкую для гранатов из скарновых образований) анизотропию, проявляющуюся в голубоватых тонах интерференционной окраски (в параллельных николях цвет светло-розоватый). Очень часто зерна с аномальной анизотропией находятся рядом с изотропными; наблюдались также зерна, в которых одна часть анизотропна, а другая нет, или же в одних зернах анизотропия выражена более ярко, а в других слабее.

Показатели преломления анизотропных разновидностей дают примерно те же значения, что и для изотропных: $N=1,78-1,90$.

Таблица 4

Химические анализы гранатов из скарнов г. Кирар

№ обр.	Обр. 21а	Обр. 1	Примечание
	вес. %	вес. %	
окислы			
SiO ₂	39,45	35,61	Кристаллохимические формулы-граната 1. $(Ca_{2,78} Fe''_{0,12} Mg_{0,03} Mn_{0,03})_{2,09} (Al_{1,20} Fe'''_{0,75} Ti_{0,02})_{1,97} [SiO_4]_3$ Состав в мол. % Гроссуляр — 54,22 % Андрадит — 37,81 % Пиральспит — 7,96 % 2. $(Ca_{2,85} Fe''_{0,13} Mn_{0,03})_{2,01} (Fe''_{1,84} Al_{0,1} Mg_{0,09})_{2,03} [SiO_4]_3$ Состав в мол. % Андрадит — 90,40 % Пиральспит — 5,05 % Гроссуляр — 4,55 %
TiO ₂	0,25	0,02	
Al ₂ O ₃	19,99	0,85	
Fe ₂ O ₃	12,17	28,93	
FeO	1,68	1,80	
MnO	0,37	0,38	
MgO	0,71	0,71	
CaO	31,27	31,61	
Na ₂ O	0,43	—	
K ₂ O	—	—	
SO ₂	—	—	
P ₂ O ₅	0,09	—	
Cr ₂ O ₃	0,003	0,01	
V ₂ O ₅	0,003	—	
H ₂ O—110°	0,08	0,01	
H ₂ O+110°	0,59	0,30	
Сумма	100,08	100,23	
Аналитик	В. И. Кобнашвили	В. И. Кобнашвили	
Литературн. источник	приводится впервые		
Порода	пироксен-гранатовый скарн	гранат-магнетитов. скарн	

Химические исследования этих гранатов показали, что здесь представлены гранаты двух типов — гроссуляр-андрадитового и андрадит-гроссулярового состава. Первый тип (обр. 21а) встречен в пироксен-гранатовом скарне, а второй (обр. 1) наблюдался в гнездообразной рудной зоне с интенсивной магнетитовой минерализацией (табл. 4).

О том, что здесь присутствуют два типа граната, свидетельствуют также рентгенометрические исследования (табл. 5). Так, например,

Таблица 5

Результаты рентгеновских анализов гранатов из скарнов Кирар

№ п/п	Обр. 1		Обр. 21 а		№ п/п	Обр. 1		Обр. 21 а	
	I	$d \frac{\alpha}{n}$	I	$d \frac{\alpha}{n}$		I	$d \frac{\alpha}{n}$	I	$d \frac{\alpha}{n}$
1	5	4,2338	—	—	27	1	1,4178	3	1,4240
2	5	3,3288	3	3,3269	28	—	—	2	1,3917
3	9	3,0053	2 ^ш	2,9538	29	—	—	1	1,3726
4	10	2,6908	6 ^ш	2,6897	30	6	1,3452	3	1,3445
5	—	—	10	2,6417	31	—	—	6	1,3222
6	2	2,5633	2	2,5677	32	7	1,3132	3	1,3117
7	—	—	2	2,5138	33	5	1,2827	8	1,2902
8	8	2,4542	3	2,4532	34	1	1,2680	6	1,2605
9	—	—	4	2,4101	35	2	1,2320	2	1,2485
10	4	2,3594	4	2,3145	36	3	1,2142	5	1,2112
11	3	2,1927	—	—	37	—	—	6 ^ш	1,1955
12	1	2,1515	4	2,1538	38	1	1,1734	2	1,1612
13	—	—	2	2,1127	39	—	—	1	1,1496
14	6	1,9504	2	1,9474	40	—	—	1	1,1288
15	3	1,9017	6	1,9176	41	8	1,1172	4	1,1177
16	2	1,8384	3	1,8024	42	9	1,0990	10	1,0986
17	5	1,7723	—	—	43	2 ^о	1,0892	1	1,0895
18	3	1,7360	4	1,7402	44	—	—	8	1,0803
19	—	—	5	1,7047	45	3 ^о	1,0766	2	1,0724
20	8	1,6677	2	1,6689	46	8	1,0640	3	1,0638
21	1	1,6372	8	1,6384	47	—	—	2	1,0580
22	10	1,6067	6	1,6048	48	—	—	1	1,0520
23	—	—	10	1,5797	49	1	1,0246	7	1,0464
24	5	1,5032	3	1,5007	50	5	1,0033	4	1,0026
25	2	1,4823	5	1,4775	51	5	0,9873	6	0,98700
26	2	1,4479	3	1,4550	52	9	0,97638	6	0,97628
					53	7	0,97433	10	0,97358

дебаграмма обр. № 21а показала присутствие двух фаз, из которых одна отвечает гроссуляру и дает основной мотив дебаграммы, а другая — соответствует андрадиту, присутствующему в меньшем количестве. Пересчет параметров решетки показал, что андрадитовый гранат ($a_0 = 12,026 \pm 0,003$) близок по составу к гранату обр. 1 ($a_0 = 12,030 \pm 0,005$), а гроссуляровый гранат близок к теоретическому составу ($a_0 = 11,842 \pm 0,005$). Таким образом, приходим к выводу, что в

пироксен-гранатовом скарне присутствуют гранаты двух типов: гроссуляровый и андрадитовый. В скарне же с магнетитовым оруденением гранат представлен андрадитом.

Для гранатов из скарнов, где одновременно с железорудной имеется и сульфидная минерализация, характерны примеси Ni, Co, V, Ge, Sn, Cu, Cr, As, Ga, Ti, Ba, Mo, Be, Li, Y, Ce, Th.

Для известково-железистых гранатов характерны примеси редкоземельных элементов, бериллия и лития.

Гранаты скарновых образований, связанные с древними гранитами хребта Кароби, играют основную роль в сложении этих скарнов.

Гранат представлен мелкими (около десятых долей мм) изометричными, хорошо образованными кристаллами красно-бурого цвета. В редких случаях встречаются относительно крупные кристаллы с гранями (211), притупленными более мелкими гранями (110), что обуславливает т. н. «округлый» габитус у некоторых кристаллов.

На хорошо развитых гранях наблюдается штриховка и очень характерный жирный блеск на изломе. Почти везде видно замещение граната эпидот-цоизитом, причем обычно некоторые зерна остаются в относительно свежем состоянии, но с неправильными, не характерными для гранатов очертаниями.

Основная масса гранатовых зерен трещиновата, раздроблена и цементируется глинистым веществом и рудной массой. Для гранатов этой скарновой полосы характерна анизотропия, проявляющаяся так же, как в гранатах Кирара, причем часто граница между аномальным и обыкновенным гранатом резкая.

Химические анализы гранатов из скарнов Кароби приведены в табл. 6. Пересчеты их показали, что в обр. 29 и 30 ведущим компонентом является гроссуляр, а в обр. 28 — андрадит.

Принимая во внимание, что обр. 28 взят из скарновой зоны, ближе расположенной к габброидной интрузии, можно предположить, что обогащение андрадитовым компонентом произошло в связи с выносом железа из габброидов.

Показатели преломления гранатов из скарнов Кароби соответствуют в среднем $N=1,799-1,90$.

Примеси гранатов представлены Ti, Ge, Sn, As, Ga, In, Li, Yb, что является обычным для гранатов из скарнов с сульфидной минерализацией, особенно там, где имеются кальциевые гранаты.

С химическими данными согласуются рентгенометрические исследования, что проявилось в хорошей сопоставимости экспериментально полученных данных параметров решетки с параметрами, полученными в результате пересчета кристаллохимических формул.

Химические анализы гранатов из скарнов Кароби

№ обр.	обр. 28	обр. 29	обр. 30	Примечание
Окислы	вес. %	вес. %	вес. %	
SiO ₂	37,04	39,25	39,56	Кристаллохимическая формула граната 1. $(Ca_{2,81} Mg_{0,08} Mn_{0,015} Fe^{III}_{0,015}) \cdot (Fe^{III}_{1,44} Al_{0,88})_2 [SiO_4]_3$ Состав в мол. %: Андрадит — 72,36 % Гроссуляр — 24,62 % Пиральспит — 3,02 % 2. $(Ca_{2,78} Fe^{II}_{0,15} Mn_{0,03} Mg_{0,03})_{3,01} \cdot (Al_{1,63} Fe^{III}_{0,35} Ti_{0,02})_{1,93} [SiO_4]_3$ Состав в мол. %: Гроссуляр — 75,62 % Андрадит — 17,45 % Пиральспит — 6,92 % 3. $(Ca_{2,78} Fe^{II}_{0,15} Mg_{0,11} Mn_{0,03})_{3,07} \cdot (Al_{1,49} Fe^{III}_{0,43} Ti_{0,01})_{1,93} [SiO_4]_3$ Состав в мол. %: Гроссуляр — 68,29 % Андрадит — 21,95 % Пиральспит — 9,75 %
TiO ₂	0,03	0,18	0,22	
Al ₂ O ₃	5,53	18,85	15,60	
Fe ₂ O ₃	23,01	5,75	7,55	
FeO	0,25	2,08	2,17	
MnO	0,22	0,53	0,47	
MgO	0,51	0,28	0,89	
CaO	32,58	32,29	32,81	
Na ₂ O	нет	нет	нет	
K ₂ O	нет	нет	нет	
SO ₂	0,19	0,20	0,19	
P ₂ O ₅	0,08	0,03	0,07	
Cr ₂ O ₃	0,005	0,02	0,005	
H ₂ O — 110°	0,12	0,18	0,14	
H ₂ O + 110°	0,31	0,41	0,21	
Сумма	99,87	100,05	99,88	
Аналитик	В. И. Кобиашвили			
Литературн. источник	приводится впервые			
Порода	скарны с сульфидной минерализацией			

По данным рентгеновских и химических анализов составлена диаграмма зависимости параметра ячейки от состава граната из скарнов Кароби. Ввиду того, что при составлении диаграммы точки состава граната Кирана совпали с кривыми состава граната Кароби, стало возможным объединить данные этих проявлений в одну диаграмму, которая приводится на рис. 2².

Гранаты скарновых зон Дзамского железорудного месторождения играют среди контактовых минералов главную роль, слагая гранатовые, пироксен-гранатовые и гранат-магнетитовые скарны.

² Принцип построения диаграммы аналогичный предыдущему.

Результаты рентгеновских анализов гранатов из скарнов Кароби

№ п/п	Обр. 28		Обр. 29		Обр. 30		hkl
	<i>l</i>	$d \frac{\alpha}{n}$	<i>l</i>	$d \frac{\alpha}{n}$	<i>l</i>	$d \frac{\alpha}{n}$	
1	5	3,3136	5	3,2818	4	3,3423	400 $\bar{8}$
2	8	2,9899	8	2,9493	8	2,9597	400
3	10	2,6798	10	2,6476	10	2,6511	420
4	2	2,5589	3	2,5254	2	2,5319	382
5	7	2,4473	6	2,4179	5	2,4276	422
6	4	2,3512	5	2,3224	4	2,3295	431
7	3	2,1912	6	2,1612	3	2,1688	521
8	1	2,1507	2	2,1213	1	2,1184	611
9	6	1,9415	7	1,9228	6	1,9263	611
10	3	1,8922	2	1,8778	1	1,8855	620
11	1	1,8343	3	1,8044	3	1,8169	640
12	4	1,7647	4	1,7484	4	1,7479	631
13	3	1,7289	6	1,7112	5	1,7152	444
14	8	1,6607	8	1,6439	8	1,6463	640
15	10	1,6006	10	1,5843	10	1,5862	642
16	5	1,4976	6	1,4802	5	1,4787	800
17	1	1,4734	2	1,4588	2	1,4588	741
18	2	1,4420	3	1,4231	2	1,4253	842
19	1	1,4109			1	1,3722	831
20	6	1,3413	7	1,3226	6	1,3245	840
21	7	1,3084	8	1,2912	8	1,2918	842
22			1	1,2775			921
23	5	1,2765	6	1,2622	5	1,2620	664
24			2	1,2487	1	1,2485	851
25	3	1,2269	4	1,2116	1	1,2132	1040
26	4	1,2104	5 ^p	1,1950	5	1,1966	941
27			3	1,1617	1	1,1631	10.2.0
28			2	1,1528	1	1,1529	880
29			1	1,1298	1	1,1298	10.3.1
30	8	1,1140	10	1,1000	10	1,1001	10.4.0
31	8	1,0952	9	1,0815	9	1,0813	10.4.2
32			1 ^p	1,0741	1	1,0724	10.2.0
33			3 ^p	1,0598	2	1,0599	12.2.2
34	6 ^ш	1,0603	9	1,0472	8	1,0475	880
35	4 ^ш	0,99914	6 ^ш	0,98736	6 ^p	0,98777	12.0.0
36	7 ^ш	0,98678	10 ^ш	0,97429	10	0,97431	12.2.0

На участке Сатердзе лежащий бок магнетитовых скарнов и главная масса гранатового и пироксено-гранатового скарна представлены красновато-бурым гранатом, образующим плотную зернистую массу. Этот же гранат встречается в виде мелкокристаллического агрегата или идиоморфных кристаллов преимущественно в зонах дробления пород вблизи массива. Для кристаллов характерны формы {211} и {110} причем в одних случаях хорошо развиты формы {110} с притуплением ребер додекаэдра мелкими гранями трапецоэдра, в других же кристаллах относительно крупные грани трапецоэдра скошены мелкими гранями додекаэдра. Грани блестящие, слабая штриховка по граням

трапедии. Для гранатов этого типа характерен парагенезис с эпидотом, кварцем, магнетитом, кальцитом, цементирующих раздробленные зерна граната. Часто наблюдаются участки почти полного замещения граната агрегатом хлорита и эпидота.

Под микроскопом хорошо наблюдаются аномальная анизотропия и зональное строение гранатов. Анизотропия проявляется в появлении при скрещенных николях двупреломляющих полосок различной ширины приблизительно до десятых долей *мм*. Число двупреломляющих полосок весьма различно, иногда доходит до 3—4, но никакой закономерности в расположении узких и широких полос не наблюдается. Погасание полос относительно их удлинения прямое.

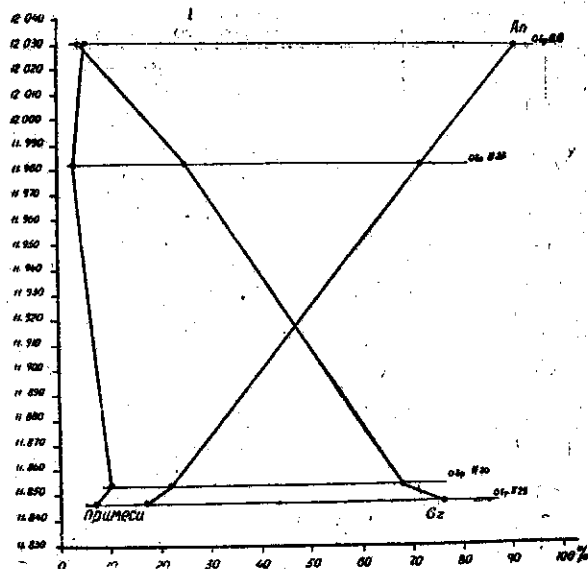


Рис. 2. Диаграмма зависимости параметра ячейки от состава граната (Кароби и Кирап).

Эти оптические аномалии проявляются только в гранатах этого участка и только вблизи контакта.

На участке Гарта наблюдается разновидность граната желтовато-зеленого цвета, представленная агрегатом хорошо ограненных мелких зерен. Этот гранат заполняет трещинки в роговиках и в ранее сформировавшихся скарнах или же скопляется в пустотах этих пород, образуя друзы. Кристаллы мелкие, с хорошо образованными гранями (211) и (110).

Гранаты наиболее поздней генерации встречаются обычно в значительном удалении от интрузивного тела, часто в виде хорошо образованных кристаллов преимущественно в метаморфизованных известняках. Кристаллы представлены формами {110} и {211}, причем лучше развиты грани (110). Цвет гранатовых зерен зеленый, иногда с коричневатой побегалостью. В кристаллах часто наблюдается трещиноватость и некоторое побурение в связи с выветриванием. Гранат этой генерации находится в парагенезисе с перекристаллизованным кальцитом и волластонитом. Это обстоятельство, а также то, что этот гранат находится в виде кристаллов в гранатовом скарне, позволяет думать, что по своему образованию он относится к более поздней стадии контакт-метасоматического процесса.

Таблица 8

Сводная таблица
состава и некоторых физических свойств гранатов Кирара и Кароби

Место взятия и № образца	Параметры элементарной решетки				эксперимен- тальные	Молекулярный сос-ав гранатов в %		Уд. вес	Показатель преломления
	по Геву- шеву [4]	по Гиле- ру [3]	по Юни- кову [10]			по рентгеновским данным	по химическим данным		
Кирар, обр. 1	12,026	12,026	12,025	12,030 ± 0,005	Ал ₉₀ Gr ₆ (Al, Sp) ₅	Ал _{90,5} Gr _{4,5} (Al, Sp) ₅	3,49	1,78 — 1,90	
Кирар, обр. 21 а	12,025	12,026	12,025	$\left\{ \begin{array}{l} 11,842 \pm 0,005 \\ 12,026 \pm 0,003 \end{array} \right.$	Ал ₈₈ Gr ₃₆ (Al, Sp) ₅	Gr _{34,23} Ал _{37,81} (Al, Sp) _{7,88}	3,55	1,78 — 1,90	
Кароби, обр. 28	11,976	11,976	11,973	11,982 ± 0,004	Ал ₇₀ Gr ₃₇ (Py, Al, Sp) ₅	Ал ₇₂ Gr ₂₈ (Py, Al, Sp) ₃	3,72	1,799 — 1,90	
Кароби, обр. 29	11,853	11,853	11,845	11,847 ± 0,003	Gr ₇₅ Ал ₁₀ (Al, Sp, Py) ₆	Gr ₇₆ Ал ₁₇ (Al, Sp, Py) ₇	3,75	1,799 — 1,90	
Кароби, обр. 30	11,854	11,854	11,846	11,854 ± 0,001	Gr ₆₈ Ал ₂₈ (Al, Sp, Py) ₁₀	Gr ₆₈ Ал ₂₃ (Al, Py) ₁₀	3,75	1,799 — 1,90	

Таблица 9

Химические анализы гранатов из скарнов железорудного месторождения Дзама

№ обр.	обр. 62	обр. 64	обр. 74	обр. 114	обр. 124
Окислы	вес. %	вес %	вес. %	вес. %	вес. %
SiO ₂	36,83	37,27	36,67	35,36	31,38
TiO ₂	0,16	0,20	0,22	0,05	35,22
Al ₂ O ₃	4,61	7,70	7,05	1,52	0,42
Fe ₂ O ₃	23,80	18,69	21,79	29,35	29,68
FeO	1,49	1,56	0,76	0,30	—
MnO	0,50	0,79	0,47	0,51	0,73
MgO	0,35	0,74	0,38	0,75	0,65
CaO	31,95	32,23	32,66	32,46	31,46
Na ₂ O	—	0,21	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,14	0,13	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	0,10	—	—
H ₂ O—110°	0,10	0,08	0,03	—	—
H ₂ O+110°	0,14	0,36	0,21	—	—
Сумма	100,08	99,97	100,24	100,30	99,54
Аналитик	В. И. Кобиашвили	В. И. Кобиашвили	В. И. Кобиашвили	Ш. П. Беридзе	Ш. П. Беридзе
Литературн. источник	привод. впервые	привод. впервые	привод. впервые	М. Д. Купарадзе	М. Д. Купарадзе
Порода	гранат-магнетит. скарн	эпидот-гранат. скарн	мономинеральный гранат	окварцов. гранатов. скарн	гранат-эпидот. скарн

Показатели преломления гранатов уч. Сатердзе (N=1,73—1,89) и уч. Гарта (N=1,84—1,90) соответствуют гранатам уграндитового ряда с преобладающей андрадитовой составляющей, что доказывается и химическими данными.

Для химической характеристики этих гранатов были использованы и некоторые анализы из работы М. Д. Купарадзе [7].

Несмотря на известную роль гранатов как руководящих минералов для некоторых образований, в литературе до последнего времени приводились только приблизительные определения их состава. Так, например, Райт [12] выделил только один тип гранатов из известковых контактов с равными в среднем соотношениями компонентов гроссу-

ляра и андрадита. Трегер [11] отметил в гранатах скарнов большее преобладание андрадитового компонента, но также выделил только один тип.

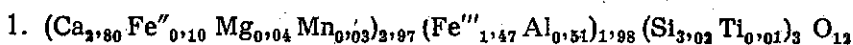
Наиболее крупным исследованием гранатов, далеко вышедшим за пределы данных, приводимых Райтом и Трегером, является монография Н. В. Соболева [9], в которой автор связывает парагенетический подход со статистической обработкой анализов, детализирует парагенетические типы и выявляет конкретные типоморфные признаки гранатов в определенных ассоциациях.

Н. В. Соболев учитывает данные по гранатам всех скарнов как биметасоматических, так и контактово-инфильтрационных, тем более, что для многих месторождений, как известно, характерны скарны сложного состава. Установленные Н. В. Соболевым гранаты скарнов полностью заполняют весь рядgrossуляр-андрадита. Примесь пиральспитовых компонентов для большинства гранатов (по Н. В. Соболеву) не превышает 10%, достигая иногда, особенно в скарнах, обогащенных марганцем, 25%.

Построение гистограмм дало возможность Н. В. Соболеву установить три типа скарновых гранатов: первый тип включает гранаты с преобладанием grossулярного компонента, причем содержание андрадита колеблется здесь от 0 до 40%; для второго типа содержание андрадитового компонента колеблется от 40 до 70%, а гранаты третьего типа имеют в своем составе от 70 до 100% андрадита.

Е. Д. Карпова и А. Г. Иващенко [6] отмечают некоторую связь между составом гранатов и характером рудоносности скарнов. Согласно данным этих авторов гранаты сульфидных месторождений очень четко отличаются от гранатов железорудных и полиметаллических месторождений.

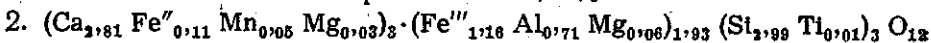
Кристаллохимические формулы гранатов месторождения Дзама;



Состав в мол. %: Андрадит — 74,50%

Гроссуляр — 19,50%

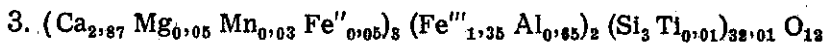
Пиральспит — 6,00%



Состав в мол. %: Андрадит — 64,40%

Гроссуляр — 29,14%

Пиральспит — 6,44%



Состав в мол. %: Андрадит — 67,49%

Гроссуляр — 28,08%

Пиральспит — 4,43%

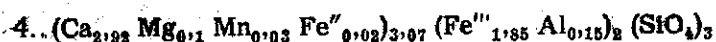
ДАННЫЕ (№ 4; 1; 2; 225; 28; 3) ВАТЫ ИЗ РАБОТЫ М. Д. КУНАРАКЕ.
 РЕЖИМ РАБОТЫ: АНОД Т; Д=57,3 мм; d=0,5; НАПРЯЖ.=10 МА

Примечание

№ п/п	обр. 4			обр. 1			обр. 74			обр. 64			обр. 62			обр. 2			обр. 225			обр. 28			обр. 3			hkl
	I	d	$\frac{\alpha}{n}$	I	d	$\frac{\alpha}{n}$	I	d	$\frac{\alpha}{n}$	I	d	$\frac{\alpha}{n}$	I	d	$\frac{\alpha}{n}$	I	d	$\frac{\alpha}{n}$	I	d	$\frac{\alpha}{n}$	I	d	$\frac{\alpha}{n}$				
1	1	3,31		2	3,287		4	3,3004		5	3,3022		4	3,2873		1	3,31		1	3,28		1	3,27		1	3,24	400B	
2	7	3,001		8	2,994		8	2,9961		8	2,9884		8	2,9873		9	2,98		8	2,97		8	2,962		6	2,960	400	
3	10	2,677		10	2,6786		10	2,6786		10	2,6762		10	2,6702		9	2,674		9	2,672		9	2,650		9	2,647	420	
4	1	2,563		3	2,5567		3	2,5567		7	2,5437		7	2,5404		1	2,545		1	2,544		1	2,521		6	2,424	422	
5	6	2,450		7	2,4482		7	2,4482		2	2,4463		2	2,4413		5	2,445		5	2,445		2	2,435		2	2,421	431	
6	2	2,360		5	2,345		5	2,345		5	2,3521		5	2,3539		1	2,324		1	2,332		3	2,332		2	2,327	432	
7	2	2,170		4	2,1904		4	2,1904		2	2,1834		4	2,1803		1	2,190		2	2,184		2	2,170		1	2,166	521	
8	2	2,149		2	2,1463		2	2,1463		2	2,1337		4	2,1323		1	1,946		1	1,933		2	2,125		1	2,121	611B	
9	1	1,949		6	1,9385		6	1,9385		6	1,9373		6	1,9373		3	1,946		6	1,933		1	1,917		3	1,926	611	
10	2	1,895		4	1,8955		4	1,8955		4	1,8939		2	1,8876		1	1,896		1	1,894		1	1,880		1	1,877	620	
11	1	1,839		3	1,831		3	1,8337		3	1,8230		3	1,8266		1	1,830		1	1,830		2	1,819		1	1,811	640B	
12	3	1,767		4	1,764		5	1,7652		5	1,7605		5	1,7586		2	1,765		2	1,783		1	1,753		2	1,751	640B	
13	1	1,737		4	1,728		4	1,728		5	1,7249		4	1,7182		1	1,726		3	1,721		2	1,708		1	1,710	444	
14	8	1,662		8	1,6628		8	1,6628		8	1,6571		8	1,6551		7	1,658		8	1,656		1	1,647		7	1,646	640	
15	1	1,602		1	1,6018		1	1,6018		10	1,5974		10	1,5949		10	1,598		10	1,597		10	1,589		10	1,587	721	
16	10	1,501		6	1,4973		6	1,4973		6	1,4936		5	1,4905		10	1,498		3	1,497		3	1,488		2	1,484	642	
17	2	1,482		2	1,4754		2	1,4754		2	1,4684		2	1,4669		3	1,4670		2	1,471		2	1,467		2	1,464	800	
18	1	1,444		2	1,4426		2	1,4426		2	1,4376		1	1,4325		1	1,4670		1	1,471		1	1,467		1	1,464	741	
19	1	1,444		1	1,412		1	1,412		1	1,4120		1	1,4120		1	1,439		1	1,439		1	1,439		1	1,432	842B	
20	7	1,342		7	1,3402		7	1,3402		7	1,3365		6	1,3335		1	1,406		7	1,406		7	1,332		6	1,332	822	
21	8	1,309		8	1,3086		8	1,3086		8	1,3042		8	1,3014		1	1,301		8	1,305		8	1,299		7	1,301	840	
22	4	1,279		1	1,2924		1	1,2924		1	1,2924		3	1,3014		3	1,301		3	1,305		3	1,299		4	1,271	842	
23	5	1,281		6	1,2785		6	1,2785		6	1,2744		5	1,2714		1	1,277		5	1,276		5	1,271		4	1,271	10,208	
24	1	1,260		2	1,2655		2	1,2655		2	1,2655		5	1,2714		1	1,277		5	1,276		5	1,271		4	1,271	664	
25	1	1,231		3	1,2260		3	1,2260		3	1,2236		3	1,2213		3	1,23		3	1,223		3	1,221		1	1,222	851	
26	1	1,231		4	1,2094		4	1,2094		4	1,2094		4	1,2025		3	1,23		4	1,223		4	1,221		1	1,222	10,40B	
27	2	1,210		2	1,1694		2	1,1694		1	1,1662		1	1,1688		2	1,207		2	1,207		2	1,203		1	1,203	941	
28	1	1,114		1	1,1442		1	1,1442		1	1,1442		1	1,1688		1	1,207		1	1,207		1	1,203		1	1,203	10,20	
29	9	1,114		9	1,1144		9	1,1144		8	1,1098		8	1,1071		3	1,094		9	1,111		9	1,110		8	1,109	19,3.1	
30	9	1,096		1	1,1043		1	1,1043		9	1,0920		7	1,0885		3	1,094		9	1,111		9	1,110		8	1,109	10,40	
31	9	1,096		10	1,0956		10	1,0956		9	1,0920		7	1,0885		3	1,094		9	1,111		9	1,110		8	1,109	12,00B	
32	1	1,073		2	1,0727		2	1,0727		6	1,0566		6	1,0536		3	1,059		9	1,092		9	1,091		9	1,080	10,42	
33	8	1,060		8	1,0613		8	1,0613		6	1,0566		6	1,0536		3	1,059		9	1,092		9	1,091		9	1,080	12,20B	
34	2	0,999		7	0,9897		7	0,9897		6	1,0566		6	1,0536		3	1,059		9	1,092		9	1,091		8	1,057	12,22B	
35	2	0,985		3	0,9897		3	0,9897		6	1,0566		6	1,0536		3	1,059		9	1,092		9	1,091		8	1,057	8,80	
36	2	0,985		3	0,9897		3	0,9897		6	1,0566		6	1,0536		3	1,059		9	1,092		9	1,091		8	1,057	12,00	
37	2	0,985		3	0,9897		3	0,9897		6	1,0566		6	1,0536		3	1,059		9	1,092		9	1,091		8	1,057	0,985	
38	2	0,985		3	0,9897		3	0,9897		6	1,0566		6	1,0536		3	1,059		9	1,092		9	1,091		8	1,057	12,2.2	

Сводная таблица состава и некоторых физических свойств гранатов Дзама

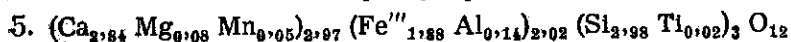
место взяты и номер пробы	Параметры элементарной решетки					Молекулярный состав гранатов		Показатель прелом- ления
	по Л'неву- шеву [4]	по Гиле- ру [3]	по Юнко- ву [10]	данные авторов	по рентгенометрическим данным	по химическим данным	Уд. вес	
Дзама, обр. 4	—	—	—	11,999±0,004	Аn ₉₀ Gr ₅ (Pg, Sp, Al) ₆	Аn ₈₇ Gr ₇ (Py, Sp, Al) ₆	1,73—1,89	
" " 1	—	—	—	11,996±0,005	Аn ₇₃ Gr ₂₀ (Py, Sp, Al) ₇	Аn ₇₀ Gr ₁₉ (Py, Sp, Al) ₁₁	" "	
" " 74	11,965	11,965	11,961	11,980±0,005	Аn _{65,5} Gr ₃₀ (Py, Al, Sp) ₁₇	Аn _{67,5} Gr ₂₈ (Py, Al, Sp) _{15,5}	1,844—1,90	
" " 64	11,952	11,951	11,948	11,954±0,003	Аn _{63,8} Gr ₃₁ (Al, Sp, Py)	Аn _{63,5} Gr ₂₉ (Al, Sp, Py) _{15,5}	1,833—1,89	
" " 62	11,958	11,958	11,954	11,935±0,005	Аn ₇₀ Gr ₂₁ (Al, Sp, Py) ₆	Аn _{74,5} Gr _{19,5} (Al, Sp, Py) ₆	" "	
" " 2	—	—	—	11,956±0,004	Аn _{6,85} Gr _{28,5} (Py, Al, Sp) ₆	Аn ₆₈ Gr ₃₁ (Py, Al, Sp) ₆	" "	
" " 25	—	—	—	11,948±0,005	Аn ₇₄ Gr _{19,5} (Py, Al, Sp) ₆	Аn ₆₇ Gr ₃₁ (Py, Al, Sp) ₆	" "	
" " 28	—	—	—	11,891±0,003	Аn _{42,5} Gr ₁₉ (Py, Al, Sp) _{15,5}	Аn ₄₅ Gr ₃₈ (Py, Al, Sp) ₁₇	" "	
" " 3	—	—	—	11,883±0,003	Gr ₅₅ Аn ₃₈ (Pg, Al, Sp) ₉	Аn ₄₀ Gr ₅₀ (Py, Al, Sp) ₁₀	" "	
" " 114	12,001	12,001	11,999	—	Аn ₈₀ Gr ₃ (Py, Sp, Al) ₇	Аn _{92,5} Gr _{2,5} (Py, Sp, Al) ₅	" "	
" " 124	12,011	12,011	12,009	—	Аn ₈₀ Gr _{3,5} (Py, Sp) _{7,5}	Аn ₉₈ Gr _{2,5} (Py, Sp) _{10,5}	" "	
" " 134	11,999	11,999	11,996	—	Аn ₈₄ Gr ₁₀ (Kl, Sp) ₈	Аn ₈₅ Gr _{10,5} (Al, Sp) _{1,5}	" "	
" " 297	11,962	11,962	11,958	—	Аn ₇₀ Gr ₃₁ (Al, Sp, Py) ₉	Аn ₇₅ Gr ₂₆ (Al, Sp, Pg) ₇	1,84—1,90	



Состав в мол. %: Андрадит — 92,59%

Пиральспит — 4,88%

Гроссуляр — 2,52%



Состав в мол. %: Андрадит — 93%

Пиральспит — 4,50%

Гроссуляр — 2,50%

Спектральные анализы гранатов из железорудных скарнов месторождения Дзама показали присутствие Ge, Ti, Cr, V, Ni, Co, Sc, Cu, Ga.

ВЫВОДЫ

1. Гранаты шрошинских пегматитов встречаются в пределах любого парагенетического комплекса, однако наибольшие их скопления приурочены к внутренним зонам, в частности, к апографической и блоковой зоне. Для краевых зон, т. е. для наиболее ранних высокотемпературных парагенетических образований (аплитовый зальбанд, графический пегматит) характерна богатая железом разновидность — альмандин, что является следствием ассимиляции железа из вмещающих пегматиты габбро-диоритов. В центральной кварцевой части жил гранат представлен изоморфным рядом спессартин-альмандина с преобладанием спессартина.

Альмандин образуется после плагиоклаза, микроклина и магнетита, в то время как спессартин — после биотита и крупнокристаллического перистого мусковита. Все перечисленные минералы корродируются и замещаются гранатом. Сами же гранаты подвергаются коррозии и замещению со стороны позднего мелкочешуйчатого мусковита, шерла, берилла, жильбертита и др. минералов.

2. В кислых интрузивных образованиях Дзирульского массива гранат представлен непрерывным изоморфным рядом альмандин-спессартина от практически чистого альмандина (в кварцевых диоритах) до спессартина с подчиненным значением альмандиновой молекулы (в пегматитах).

3. Альмандин из кварцевых диоритов отличается высоким содержанием иттрия, лития, скандия.

4. Содержание железа закономерно падает начиная от гранатов из кварцевых диоритов к гранатам низкотемпературных парагенетических комплексов пегматитов; в то же время содержание марганца, алюминия и кремния закономерно увеличивается от альмандина к спессартину.

5. Бериллий, рубидий, ниобий предпочтительно концентрируются в гранатах низкотемпературных парагенетических комплексов пегматитов.

6. В распределении галлия, олова, бария и германия не устанавливается какой-либо строгой закономерности.

Отмеченные особенности распределения химических элементов в этих гранатах обычны для минералов, образованных при нормальных процессах магматической дифференциации, и потому они могут в известной степени служить лишним подтверждением условий образования Дзиркульских пегматитов.

7. Для скарновых гранатов характерен широко колеблющийся переменный состав не только в пределах одного месторождения, но даже в их отдельных образцах.

8. Гранаты, находящиеся в парагенезисе с сульфидами (Кирар, Кароби), содержат в среднем 40% андрадитового компонента;grossуляр преобладает здесь в значительной мере и, следовательно, они попадают, в основном, в пределы первого типа скарновых гранатов Н. В. Соболева. Однако некоторые гранаты г. Кирар содержат 90% андрадита, что соответствует второй (или третьей) группе; преобладание в некоторых случаях андрадитового компонента объясняется тем, что гранат взят из скарновой зоны, ближе расположенной к габброидной интрузии.

9. Гранаты Дзамского железорудного месторождения показывают, в основном, преобладание андрадитового компонента, что говорит об их принадлежности ко второму и третьему типу скарновых гранатов по Н. В. Соболеву.

ЛИТЕРАТУРА

- Гамкрелидзе П. Д. Пегматитовые жилы. В кн.: «Минеральные ресурсы ГССР», Изд. «Техника да шрома», Тбилиси, 1933.
- Гвахария Г. В. Минералогия пегматитов Западной Грузии. Геол. ин-т АН ГССР, 1958.
- Гиллер Я. И. К рентгеновской диагностике гранатов. Рентгенография минералогического сырья, вып. I, 1962.
- Гневушев М. А. и др. Изменение размеров ячейки в зависимости от состава. Зап. Всес. минер. об-ва; серия II, ч. 85, вып. 4, 1956.
- Гоишвили Б. А. О зональности скарнов массива г. Кирар в Верхней Сванетии. Труды Кавк. ин-та минерального сырья (КИМС), вып. II(4), 1960.
- Карпова Е. Д., Ивашенцев А. Г. Измененные околорудные породы и их поисковое значение, 1954.

Купарадзе М. Д. Некоторые вопросы генезиса Дзамского скарново-железородного месторождения. Известия геологического об-ва Грузии, т. III, вып. 1, 1963.

Одикадзе Г. Л. Внутреннее строение пегматитов Дзирульского кристаллического массива и закономерности распределения в них редких элементов. Тр. КИМС, 1960.

Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., 1964.

Юнников Б. А. О возможности определения состава граната по параметрам элементарной ячейки. Тр. Горно-геол. ин-та (Ур. ФИАН), вып. 56, 1961.

Tröger E. Beziehungen zwischen Mineralchemismus und Gesteinarten. N. J. Bd. 93, M. H. 1, 1959.

Wright W. The composition and occurrence of garnets. Amer. Min. 23, 1938

СОДЕРЖАНИЕ

- Г. С. Закариадзе, О. Я. Гельман. Сопоставление интрузий Вакиджвари и Мериси по содержанию лития и рубидия в породах 5
- Т. Д. Багратишвили. Слюды некоторых пегматитов Грузии 54
- Е. К. Везиришвили, Р. А. Ахвледиани. Гранаты некоторых пегматитовых и скварновых образований Грузии 73