

М. А. КЕКЕЛИЯ

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И
ПЕТРОЛОГИЯ ЗЕКАРСКОГО МАССИВА
(ГРУЗИНСКАЯ ССР)**

«МЕЦНИЕРЕБА»

1972

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
გეოლოგიური ინსტიტუტი

შრომები ახალი სერია, ნაკვ. 28

მ. კეკელია

გეოქიმიის მასივის (საქართველოს სსრ)
გეოქიმიური თავისებურებანი
და კვებოლოგია

გამომცემლობა „მეცნიერება“
თბილისი
1972

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, новая серия, вып. 28

М. А. КЕКЕЛИЯ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И
ПЕТРОЛОГИЯ ЗЕКАРСКОГО МАССИВА
(ГРУЗИНСКАЯ ССР)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1972

552 (с 41)
552 + 550 . 4] (47 . 922)
391

В настоящей работе изложены основные вопросы геохимии и петрологии Зекарской интрузии и вмещающей ее андезито-базальтовой толщи.

На основании применения физико-химического анализа парагенезисов минералов и изучения особенностей поведения и распределения редкоземельных и редких щелочных элементов (Li и Rb) дается механизм образования щелочноземельной серии и генетически связанной с ней субщелочной серии пород палеогенового магматического комплекса района Зекарского перевала.

Редактор Т.В.Иваницки

2 - 9 - 2

16 - 1970 местн.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема распределения редких элементов в магматических горных породах — одна из главных в геохимии. На основании изучения распределения редких элементов в горных породах выясняется их поведение при процессах дифференциации магм, форма нахождения в породах и минералах и причины их концентрации, а также генетическое родство отдельных серий пород.

В настоящее время особое внимание уделяется геохимическому и петрологическому изучению основных — наиболее распространенных в земной коре пород. Важное значение имеют исследования поведения редких элементов в процессе эволюции магматических расплавов и выяснение влияния на их распределение механизма образования пород. Изучение характера распределения редких элементов в основных породах позволяет нам судить не только о различии между основными породами отдельных регионов, но и приближает нас к разрешению вопроса о происхождении базальтовых расплавов.

В Аджаро-Триалетской складчатой системе широкое развитие получили проявления основного магматизма как эффузивного, так и интрузивного характера. Здесь устанавливается тесная пространственная, а в некоторых случаях и возрастная сопряженность интрузий и эффузивов, и поэтому расшифровка взаимосвязи процессов интрузивного и эффузивного магматизма представляется наиболее интересной.

Магматические породы ряда районов Аджаро-Триалетии изучены сравнительно детально, однако породы района Зекарского перевала оставались слабо исследованными как в петрологическом, так и в геохимическом отношении. Зекарская интрузия впервые была отмечена П.Д.Гамиредзе (1949). Первые петрографические исследования ее были начаты В.Р.Надирадзе (1954) в связи с обнаружением во вмещающей вулканической толще свинцово-цинковой минерализации с повышенным содержанием золота. Зекарская

интрузия сложена габбро-диоритовыми породами и их субщелочными разновидностями – шонкинитами и монционитами. Она сечет среднеэоценовую вулканическую андезито-базальтовую толщу.

В результате работ, проводимых В.Р.Надирадзе (1954), составлена геологическая карта района Зекарского перевала. Этим автором впервые закартированы выходы интрузивных пород в верховьях рр. Ханискалаи и Баратхеви и дана их краткая петрографическая характеристика.

В основу настоящей работы положены почтовые геологические наблюдения и материалы, собранные и камерально обработанные автором в течение 1962–1965 гг.

В качестве опыта исследования геохимических и петрологических особенностей интрузий основного состава и пространственно сопряженных с ними эффузивных пород и предлагается настоящая работа.

При составлении данной работы перед автором стояли следующие основные задачи: 1) петролого-петрохимическое изучение пород Зекарского массива, 2) геохимическая характеристика их с точки зрения распределения в них редкоземельных и редких щелочных элементов и 3) установление взаимосвязи эффузивных и интрузивных пород.

В соответствии с первой задачей были решены следующие вопросы: а) впервые для Зекарской интрузии детально охарактеризованы минералы переменного состава и на основании химизма последних установлена генетическая связь их с магмой основного состава; б) дана петрохимическая характеристика Зекарского массива и выделены две вполне самостоятельные серии пород: щелочно-земельная и субщелочная; в) методом физико-химического анализа парагенезисов минералов в интрузивных породах установлены причины, обусловившие разнообразие парагенетических ассоциаций (различие потенциалов щелочей в отдельных участках магматического очага); г) изучены постмагматические явления в эффузивных и интрузивных породах, выразившиеся в интенсивном проявлении эпидотизации. На основании детального рассмотрения этого процесса решены некоторые

вопросы генезиса эпидота.

Для решения второй задачи индикаторными элементами нами были выбраны редкие земли (лантаноиды) и редкие щелочи (литий и рубидий). Выбор этих элементов был продиктован, с одной стороны, их слабой изученностью в основных горных породах, а с другой – их индикаторной ролью в петрологических процессах. С этой точки зрения Зекарская интрузия представляет собой благоприятный объект, в котором устанавливаются продукты кристаллизационной дифференциации (образование габбро-диоритовой серии), а также связь между парагенетическими ассоциациями и условиями кислотности – щелочности (образование шонкинитов и монционитов).

В связи со второй задачей изучены следующие вопросы: а) распределение редкоземельных элементов (р.з.э.)¹ и Li и Rb в различных типах пород Зекарского массива; б) влияние фациальных изменений на распределение р.з.э.; в) факторы дифференциации редкоземельных элементов в интрузивных и эффузивных породах; г) поведение р.з.э. в контактно-процессе.

На фоне общности химизма интрузивных и эффузивных пород и их геологической сопряженности установлена полная аналогия и в распределении р.з.э. и Li и Rb.

Все аналитические работы выполнялись в Институте геохимии и аналитической химии им.В.И.Вернадского АН СССР при непосредственном участии автора. Автор исследовал на редкоземельные элементы 55, а на Li, Rb, K и Na – 50 проб. В период камеральной обработки им было просмотрено свыше 700 прозрачных шлифов и около 20 полированных. Петрохимические выводы основаны на 35 силикатных анализах.

Автор выражает глубокую признательность профессору В.В.Щербине, научными консультациями которого он

¹ Далее в тексте часто вместо термина "редкоземельные элементы" будет употребляться сокращение р.з.э.

пользовался на протяжении всей работы, а также кандидату геолого-минералогических наук Ю.А.Балашову, принявшему участие в исследовании. Кроме того, автор приносит благодарность сотрудникам ГЕОХИ АН СССР А.С.Павленко, Л.В.Филиппову, В.И.Лебедеву, Н.В.Туранской и другим за внимание и помощь в работе.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Аджаро-Триалетская складчатая система является одной из крупных геотектонических единиц Грузии (рис.1).

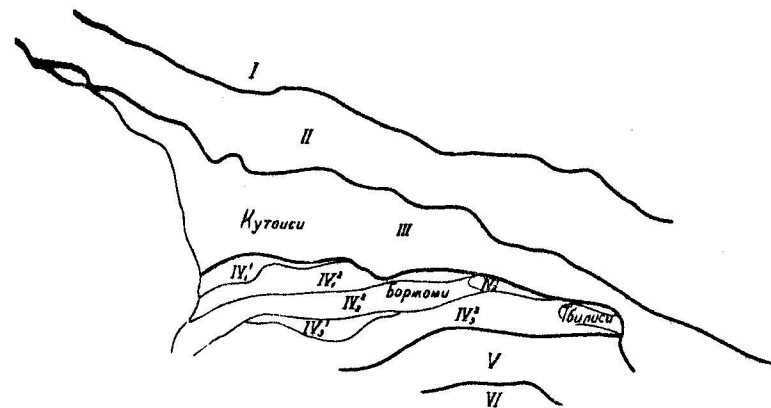


Рис. 1. Схема геотектонического строения Грузии (по П.Д. Гамкрелидзе). (IV₂ — Абастумано-Бошурская подзона).

Она вытянута в широтном направлении, образуя сложную цепь хребтов, четко очерченных как в тектоническом, так и в геоморфологическом отношении.

Образование эвгеосинклинального трога Аджаро-Триалетии, наложенного на Закавказскую плиту, связано с глубинными разломами, наличие которых подтверждается как различиями между мощностями меловых и палеогеновых образований геосинклинали и соответствующих отложений смежных с нею глыб, так и расположением складок внутри системы.

Аджаро-Триалетская геосинклинали зародилась в альбе и достигла максимума прогибания в среднем эоцене. Она сложена мощными вулканогенно-осадочными и карбонатными образованиями мела, флишевыми отложениями па-

леоцена и нижнего эоцена, вулканогенно-осадочными образованиями среднего эоцена и терригенными, в основном, осадками верхнего эоцена и олигоцен-нижнего миоцена. Все эти отложения в целом образуют веерообразные складки, опрокинутые на Грузинскую и Артвинско-Болнисскую глыбы.

В пределах Аджаро-Триалетской складчатой системы устанавливается большое количество сжатых складок, вытянутых в близширотном направлении и осложненных надвигами. П.Д.Гамкрелидзе (1949) систему подразделяет на три продольные зоны - Северную, Центральную и Южную.

Северная зона сложена верхнемеловыми вулканическими отложениями и известняками, палеоцен-нижнеэоценовым терригенным флишем, среднеэоценовой вулканической толщей, верхнеэоценовыми трахитовыми туфами и фораминиферовыми мергелями и глинами, а также терригенными отложениями олигоцена и миоценоплиоцена. Она характеризуется развитием опрокинутых и надвинутых на север складок.

Центральная, наиболее погруженная зона Аджаро-Триалетской геосинклинали, сложена вулканическими образованиями и известняками верхнего мела (мощность 1,5 км), палеоцен-нижнеэоценовым флишем (мощность 1,5 км) и вулканогенными отложениями среднего эоцена (мощность 5 км). Зона, являющаяся основной частью системы, характеризуется развитием крупных, сильно сжатых линейно-вытянутых складок довольно большого протяжения.

В строении Южной зоны, так же как Северной и Центральной, принимают участие вулканические и флишевые отложения мела и нижнего палеогена большой мощности. В отличие от других зон, здесь наблюдается уменьшение в восточном направлении мощности средне-эоценовой вулканической толщи (от 5000 м до 100 м) и увеличение в это же направлении мощностей верхнеэоценовых и олигоцен-нижнемиоценовых толщ (от 2000 м в Ахалцихском районе до 5500 м в районе Тбилиси). Не останавливаясь более подробно на характеристике отдельных тектонических зон

Аджаро-Триалетской складчатой системы, отметим лишь, что каждая зона дополнительно подразделяется на подзоны, различающиеся по типу складчатости.

Исследованная Зекарская интрузия расположена в северной части Абастуманско-Бошурской подзоны Центральной зоны. Остановимся на кратком геологическом описании последней.

Абастуманско-Бошурская подзона занимает центральное положение в Аджаро-Триалетской геосинклинали. Она относится к Центральной зоне и граничит на севере с Чаквинско-Саирминской подзоной (Северная зона) и с Кавтисхевской подзоной (Центральная зона). На юге Абастуманско-Бошурская подзона по всей протяженности сопряжена с Ахалцихской подзоной (Южная зона) (рис. 1).

Верхний мел. Самыми древними образованиями Абастуманско-Бошурской подзоны являются верхнемеловые карбонатные отложения.

Выходы их наблюдаются главным образом, в восточной части подзоны. Самый крайний западный выход верхнемеловых отложений, по П.Д.Гамкрелидзе и Н.Н.Кацделаки (1944), имеется в ущелье реки Ханисскали.

Согласно А.Л.Цагарели (1964), наиболее полные разрезы верхнего мела наблюдаются в бассейнах рек Тедзми, Кавтура и Хекордзула. Общий разрез карбонатной толщи верхнего мела здесь представлен: сеноманскими туфами, песчаниками и тонкослойными мергелями и известняками; туронскими мергелями и известняками; с прослоями туфопесчаников, глинами и кремнями; турон-коньякскими розовыми и белыми известняками и мергелями; сантон-кампанскими слоистыми литографскими известняками; маастрихтскими литографскими известняками с прослоями песчаников, глин, мергелей, туфогенных пород; датской нижнепалеоценовой пестроцветной свитой, сложенной красными, зелеными, коричневыми и серыми мергелями, мергелистыми глинами, а также песчаниками с датской фауной.

Палеоцен-нижний эоцен. По сравнению с верхнемеловыми, палеоцен-нижнеэоценовые отложения Аджаро-Три-

алетской складчатой системы пользуются гораздо более широким распространением. В мощной толще нижнего палеогена П.Д.Гамкрелидзе (1949) выделяет в самостоятельную свиту отложения Боржомского флиша, который литологически подразделяется на две свиты: нижнюю и верхнюю.

По П.Д.Гамкрелидзе (1949) наиболее полные разрезы флишевых отложений Аджаро-Триалетской геосинклинали отмечаются в бассейнах рек Тана, Тедзами и Дарбазула, где они трансгрессивно налегают на верхнемеловые отложения и постепенно переходят в среднеэоценовые вулканические образования. Вслед за конгломератом (основание флиша, видимая мощность равна 5-6 м) залегают светло-серые слоистые мергелистые глины и мергели, с которыми переслаиваются тонкозернистые песчаники и мергелистые известняки (ориентировочная мощность 200-250 м).

Выше следуют нуммулитовые и кварцевые песчаники (мощность 0,3 - 5 м), мергели и, реже, известняки, которые чередуются между собой. Они относятся к верхней свите флиша, постепенно переходящей в тонкослоистые пестроцветные туфопесчаники и микротуфобрекчии (ориентировочная мощность верхней свиты толщи равна 300-350 м).

Следует отметить, что в Аджаро-Триалетии взаимоотношения палеоэоценовых отложений с верхнемеловыми не везде одинаковы; наряду с согласным наблюдается и несогласное залегание палеоэоцена на меловую толщу.

В Боржомском районе в верхней части флиша найденная фауна с уверенностью позволяет отнести эти отложения к нижнему эоцену (Гамкрелидзе, 1949; Качарава, Попхадзе, 1955).

Средний эоцен. Для Аджаро-Триалетской складчатой системы в целом характерно интенсивное проявление подводного эффузивного вулканизма, что привело к накоплению здесь мощных вулканических толщ. Среди последних наибольшим распространением пользуются образования среднего эоцена, которые наиболее полно и хорошо развиты в центральной и западной части геосинклинали. Вся вулкани-

ческая толща расчленяется на три свиты: 1) нижнюю слоистую пестроцветную туфогенную свиту, 2) туфобрекчиевую свиту, 3) верхнюю слоистую туфогенную свиту, из которых первые две относятся к среднему эоцену, третья же - к овераскому ярусу (Гамкрелидзе, 1949).

Наиболее полный анализ среднеэоценового вулканизма приведен Г.С.Дзоценидзе (1948). Вулканическая толща обладает следующими характерными чертами:

1. Вулканическая толща среднего эоцена представлена в основном пирокластолитами и чередующимися с ними андезитовыми и андезито-базальтовыми покровами и секущими жилами.

2. Среди господствующих пирокластолитов в этой толще попадаются также прослойки известняков, содержащих фауну.

3. Среди покровов выделяются два типа, слагающих нижний и верхний литологические горизонты. К низам толщи относятся андезитовые покровы с фенокристаллами плагиоклаза андезин-лабрадорного состава; к верхним же горизонтам приурочены меланокраговые породы с многочисленными фенокристаллами пироксена.

В среднеэоценовой толще Аджаро-Триалетской складчатой системы особый интерес представляют породы с повышенной активностью калия, так называемые, щелочные калибазальты. Последние Г.С.Дзоценидзе относил к верхнему эоцену. Исследованиями М.Б.Лордкипанидзе и Г.Ш.Надарейшвили (1962) показано, однако, что щелочные калибазальты являются более древними образованиями и возраст их соответствует среднему эоцену.

В пределах Ахалцихской депрессии выделяется верхняя слоистая туфогенная свита, которая согласно налегает на массивную туфобрекчиевую свиту, а сверху трансгрессивно перекрывается верхнеэоценовыми (приабонскими) отложениями. Существование здесь наряду с вулканогенами также и осадочного материала говорит о затухании вулканизма к концу среднего эоцена.

Таким образом, как указал П.Д.Гамкрелидзе (1949),

Аджаро-Триалетская геосинклиналь максимума своего развития достигла в среднеэоценовое время. Свидетельством тому является широко распространенная здесь вулканическая толща среднего эоцена и ее огромная мощность. Незначительные же проявления вулканизма последующих эпох (верхнеэоценовой, нижнеплиоценовой и четвертичной), указывают на постепенное вырождение Аджаро-Триалетской геосинклинали и превращение ее в горную складчатую область.

ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ ПРЕДСТАВЛЕНИИ В ОТНОШЕНИИ ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ АД- ЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Большинство интрузий Аджаро-Триалетской складчатой системы пространственно приурочено к вулканической толще среднего эоцена и расположено в западной и центральной частях геосинклинали (реже они прорывают верхнеэоценовые, олигоценовые и миоценовые отложения).

Исследования, посвященные петрографическому изучению отдельных интрузий Аджаро-Триалетской складчатой системы носят в основном описательный характер. Среди них следует отметить работы Д.С. Белянкина, В.П. Петрова и В.П. Еремеева (1935), Т.Г. Казахашвили и П.А. Топурия (1938), В.Р. Надирадзе (1941) и других. В более поздних работах Г.М. Заридзе (1947), Г.С. Дзоценидзе (1948), П.Д. Гамкрелидзе (1949) и В.Р. Надирадзе (1955) освещены общие вопросы интрузивного магматизма Аджаро-Триалетии.

Наиболее дискуссионными являются вопросы, касающиеся условий формирования интрузий и их возраста. Г.С. Дзоценидзе выделяет три группы интрузий: 1) интрузии синхронные вулканогенно-осадочной толще среднего эоцена (диабазы, монцо-диабазы, монциониты, цеолитовое микрогаббро); 2) сиенитовые и сиенит-диоритовые интрузии, генетически связанные со среднеэоценовым эффузивным вулканизмом и 3) анальцимовые сиениты, сформировавшиеся в

период верхнеэоценовой вулканической деятельности. На основании полного сходства минерального состава диабазов и монцо-диабазов с нижними андезитовыми покровами вулканической толщи среднего эоцена, Г.С. Дзоценидзе (1948) первые относит к силловой фации среднеэоценового вулканизма. Цеолитовые же микрогаббро относятся им к жильной серии верхних среднеэоценовых андезито-базальтов.

Интрузии сиенитового и сиенит-диоритового состава распространены, главным образом, в западной части Аджаро-Триалетии. Наиболее крупными среди них являются Вакиджварская и Мерисская (до 20 - 25 км²).

Основываясь на общности минерального состава сиенит-диоритовых интрузий, их пространственной приуроченности к среднеэоценовой вулканогенно-осадочной толще, а также принимая во внимание наличие гальки сиенита в базальных конгломератах верхнеэоценовых отложений, Г.С. Дзоценидзе (1948) приходит к выводу о генетической связи сиенит-диоритовых интрузий со среднеэоценовыми эффузивами.

Анальцимовые сиениты, которые приурочены к переходной зоне от Аджаро-Триалетской геосинклинали к Грузинской глыбе, генетически связываются со щелочной вулканогенной толщей, имеющей широкое развитие в этом районе. Такова в общих чертах генетическая схема Г.С. Дзоценидзе о развитии палеогенового интрузивного вулканизма Аджаро-Триалетской складчатой системы.

По П.Д. Гамкрелидзе (1949), габбро-диоритовые интрузии центральной части Аджаро-Триалетии (Дзама, Зекари) должны иметь происхождение, аналогичное сиенитовым и сиенит-диоритовым интрузиям западной части (Вакиджвари, Мериси и др.).

Отличны от предыдущих исследователей взгляды В.Р. Надирадзе (1955), который все интрузии Аджаро-Триалетии подразделил на пять групп, каждая из которых соответствует отдельной интрузивной фазе. Три из них (триалетская, аджарская и саирмская) соответствуют орогене-

тическим фазам Аджаро-Триалетской складчатой системы, а две (боржомская и ахалцихская) связаны с нисходящими движениями геосинклинали.

Среди сиенитовых и сиенит-диоритовых интрузий В.Р.Надирадзе (1955) различает две возрастные группы. В первую группу входят Вакиджварская, Дзамская и Зекарская интрузии, которые соответствуют предверхнеэоценовой, триалетской фазе складчатости. Во второй группе объединяются интрузии Мериси, Учампа, Схалта и др. Они соответствуют, так называемой, Аджарской орофазе, заметно более молодой, чем триалетская.

В одной из работ, касающихся палеогенового вулканизма Закавказья, Г.С.Дзоценидзе (1964), выделил две среднеэоценовые интрузивные фазы. К третьей фазе принадлежат интрузии, залегающие в верхнеэоценовых вулканогенных известково-щелочного состава.

Г.С.Закариадзе (1964) проводил детальное геохимическое исследование интрузивных выходов Мериси и Вакиджвари. Им установлено, что Мерисская и Намонастревская интрузии резко отличаются друг от друга по минеральному и химическому составу. Аналогом Намонастреви является Вакиджварская интрузия биотитовых сиенитов. На основании геологических, петролого-геохимических и геохронометрических данных, Г.С.Закариадзе указывает на двухфазность процесса становления интрузии Мериси.

Петролого-геохимическое исследование Т.В.Иваницкого касалось интрузивных пород Аджарии (Иваницкий и др., 1968). В интрузивном магматизме этого района им условно выделены три главные фазы и две субфазы. Это: 1) габбро-габбро-диоритовая фаза, 2) фаза собственно диоритовая и 3) фаза сиенитовая. К третьей фазе относятся: подфаза кислых дайковых тел и подфаза габбро-диабазов и диабазов.

Как показано Т.В.Иваницким, породы Мерисского и Намонастрево-Чалатского массивов несут в себе черты гибризма, который обусловлен, с одной стороны местными

и глубинными ассимиляционными явлениями, с другой - наложенными процессами щелочного и кремниевого метасоматоза.

Т.Л.Иваницким и др. (1966) проводилось также изучение поведения некоторых металлогенных элементов (Pb, Zn и Cu) в магматических и метасоматических породах, а также в слагающих их минералах. В результате этих исследований показано, что в процессе становления пород Аджарии, в результате щелочного и кремниевого метасоматоза происходил некоторый вынос из пород свинца и цинка.

Позднее проводилось петрологическое изучение интрузий Джочо, (Закариадзе, Лордкипанидзе, 1968), Мериси (Шавишвили, 1968) и интрузивных образований восточной части Аджаро-Триалетской складчатой системы (Кекелия, Чадарейшвили, 1969). Авторами установлено, что в сложении Джочо и интрузий восточной части Аджаро-Триалетии участвуют две генетически связанные серии пород: известково-щелочные и субщелочные. Наряду с этими сериями, в Мерисском массиве представлены также и щелочные породы (эгирриновые и биотитовые нордмаркиты).

Таковы в общих чертах существующие представления об интрузивных образованиях Аджаро-Триалетской складчатой системы.

ПЕТРОГРАФИЯ ЗЕКАРСКОГО МАССИВА

Общие сведения

Зекарская интрузия расположена в Центральной части Аджаро-Триалетской складчатой системы, на стыке Гурьевской подзоны и Северной зоны. Вмещающими породами для нее служат вулканогенные породы среднего эоцена, с

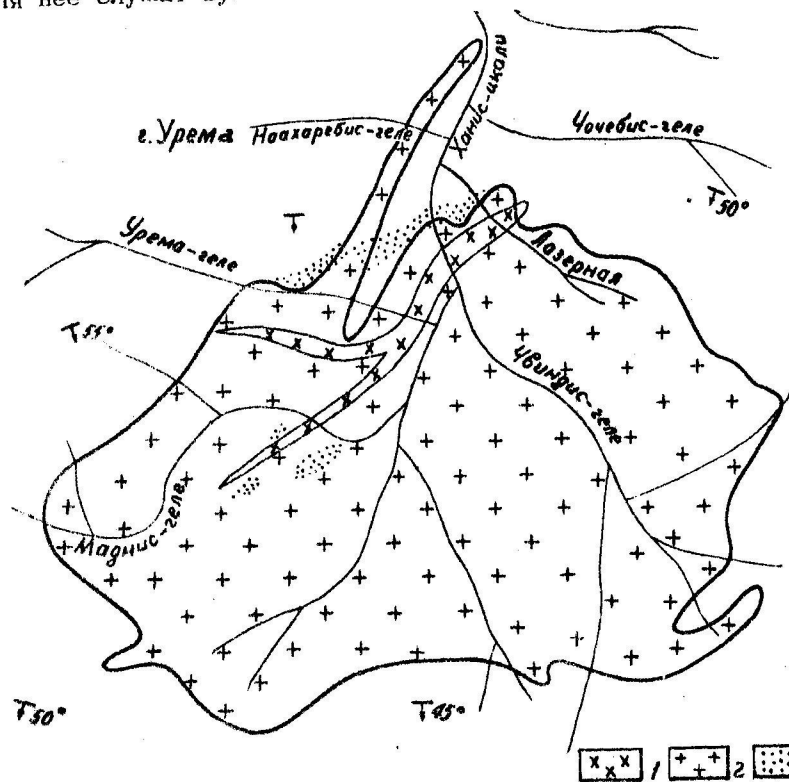


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района Зекарской интрузии (по В.Р. Надирадзе). 1—гребенчатые туфобрекчии, 2—кварцевые диориты, 3—габбро-диориты.

которыми она имеет активные контакты. Интрузия, обнажающаяся в верховьях р. Ханисикали в районе Зекарского поропада, представлена двумя разобщенными выходами. Главный ее выход имеет штокообразную форму, площадью около 15–20 км² (рис. 2). Другой, занимающий меньшую площадь, расположен на южном склоне водораздельного хребта Ханисикали и Баратхеви. Выходы обладают почти одинаковым химико-минералогическим составом и аналогичны по содержанию редких элементов (в частности Th и редких щелочей), в связи с чем объединяются нами в единое магматическое тело.

Зекарская интрузия образует крутые контакты (особенно ярко выраженные в северо-западной части) с вмещающими породами. Внедрение ее происходило вдоль крупного сброса, осложняющего ядро Баратхевской синклинали (Надирадзе, 1954).

Геологические данные свидетельствуют о небольшой глубине эрозионного среза Зекарской интрузии, так как в пределах интрузии отмечаются небольшие участки (реликты) еще неразмытой кровли, представленные контактно измененными туфогенами (ксенолиты вмещающих пород приурочены, как правило, к тем участкам интрузии, которые расположены в сравнительном удалении от контактов); интрузия обнажается в руслах истоков р. Ханисикали, занимая гипсометрически более низкие уровни, чем вмещающая туфо-андезито-базальтовая толща, выходы которой расположены на склонах и водораздельных хребтах (см. рис. 2).

Вышеотмеченные геологические факты говорят о том, что Зекарская интрузия представлена в основном своей минимальной частью и лишь в устье реки Ханисикали, в районе "Чочеби", интрузия эрозией вскрыта на глубину 200–250 м.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ЗЕКАРСКОЙ ИНТРУЗИИ

Полевыми наблюдениями и последующей петрографической обработкой собранного материала в Зекарском массиве устанавливаются следующие разновидности пород: оливиновые габбро, габбро-пироксениты, роговообманковые габбро-шонкиниты, биотитовые габбро, габбро-диориты, диориты и аплиты. Подчиненную роль играют породы, подверженные постмагматическим изменениям (в основном эпидозиты), встречающиеся в пределах Зекарского массива в виде маломощных жилоподобных тел.

В распределении выделенных разновидностей пород интрузии намечается некоторая закономерность: центральную часть массива слагают более кислые породы — габбро-диориты, диориты и аплитовые жилы, тогда как более основные разновидности — оливиновые габбро и габбро образуют внешнюю оторочку интрузивного тела, располагаясь в виде дуги вдоль северного контакта. У южной и юго-западной границ массива распространены габбро-диориты и диориты; более основные разновидности, по-видимому, скрыты под вулканогенными образованиями среднего эоцена.

Среди основных разновидностей Зекарской интрузии выделяются субщелочные их разновидности (биотитовое биотит-калишпатовое габбро), между которыми наблюдаются постепенные взаимопереходы.

Диориты, кварцевые диориты и аплитовидные породы слагают дайки и жилы. Вдоль контакта аплитов и габбро-диоритов часто наблюдаются узкие зоны, переработанные гидротермально в эпидозиты.

Отдельные участки массива насыщены жильными телами порфиритов, среди которых выделяются: 1) роговообманково-пироксеновые порфириты, 2) плагиоклазовые порфириты, 3) диорит-порфириты. Жилы и дайки порфиритов приурочены к системе трещин отдельности меридионального направления. Мощность жил не превышает 1-2 м, по простиранию они прослеживаются на 100-120 м. В структуре

пород интрузии наблюдается значительное многообразие, однако наибольшее распространение имеют гипидиоморфные, габбровые, порфиroidные и реже полчатые структуры. Для наиболее основных разновидностей пород Зекарского массива, слагающих эндоконтактные зоны, характерны порфиroidные структуры, где порфиroidные выделения представлены моноклинным, реже ромбическим, пироксеном. Центральные участки Зекарской интрузии, сложенные породами габбро-диоритового и диоритового состава, обладают гипидиоморфной и габбровой структурами.

Оливиновые габбро. В краевой части северной и северо-западной границ Зекарской интрузии, в ущельях р. Ханисцкали и ее правого притока р. Чвинта распространены породы, характеризующиеся порфиroidным обликом. Это темно-серые, плотные, неравномернозернистые породы, состоящие из плагиоклаза (45%), пироксена — моноклинного и ромбического, оливина (10%), магнетита и апатита. Плагиоклаз образует полисинтетически сдвойникованные кристаллы андезин-лабрадорного состава (N_{65-60}). Как правило, плагиоклазы серицитизированы, частично эпидотизированы и пелитизированы.

Порфиroidный облик породы (рис. 3) создают крупные (размер зерен от 0,5 до 1,0 см) кристаллы моноклинного пироксена, которые располагаются среди более мелких выделений плагиоклаза и рудного минерала. Как показали измерения оптических констант моноклинного пироксена ($n_{Ng} = 40-44$ и $2V =$ от 54 до 61°), состав его отвечает диопсиду (Трегор, 1958). Выделения оливина почти полностью замещены вторичными продуктами. Изменение оливина выражается в его серпентинизации, карбонатизации и хлоритизации. Обычно оливин замещен агрегатом вышеперечисленных минералов. В некоторых псевдоморфозах преобладающим вторичным минералом является карбонат. Ввиду малых размеров реликтов оливина, нам не удалось измерить его оптические константы.

Габбро-пироксениты. В периферических частях массива залегают более основные разновидности габбровых пород. Они наблюдаются в среднем истоке р. Ханисцкали — в

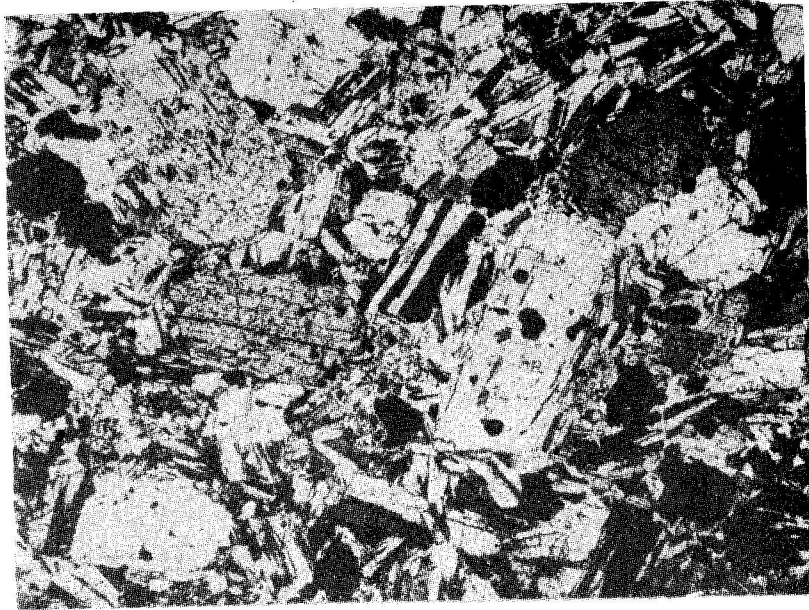


Рис. 3. Порфировидное оливиновое габбро. На снимке видны порфировые выделения пироксена, Ник +, увел. 30.

непосредственном контакте с эффузивами. Габбро-пироксениты состоят главным образом из моноклинного пироксена (около 70%), плагиоклаза и ромбического пироксена. Структура их габбровая, порфировидная (рис. 4). Наиболее идиоморфными являются кристаллы моноклинного пироксена. Порода подвержена изменениям — пироксен замещается биотитом, образующим расплывчатые выделения светло-коричневого цвета и уралитовой роговой обманкой. Причем, биотит в одних случаях замещает пироксен, в других же развивается по пироксену совместно с актинолитовой роговой обманкой. Плагиоклаз встречается в подчиненном количестве. Он образует удлиненные, беспорядочно расположенные призматические, часто сдвойникованные и зональные выделения.

Как показали замеры на Федоровском столике, плагиоклаз соответствует лабрадору (№ 65-70). Плагиоклаз изменен — подвержен серицитизации; в зональных кристаллах серицитом замещается ядро.

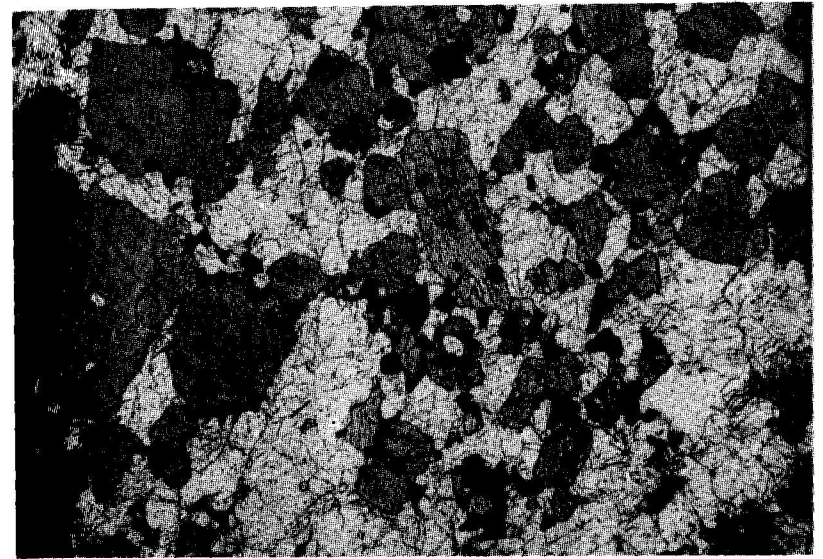


Рис. 4. Порфировидный габбро-пироксенит краевых частей массива. Видны крупные выделения моноклинного пироксена. Ник, +, увел. 30.

По мере удаления от периферических частей Зекарской интрузии, оливин исчезает, и габбровые породы слагаются уже моноклинным пироксеном (35%), роговой обманкой (5-8%), плагиоклазом (55-58%) и рудным минералом. Среди габбровых пород выделяются нормальные габбро и породы, содержащие в небольшом (до 8%) количестве роговую обманку. Последние макроскопически почти не отличаются от оливинового. Все три породообразующих минерала обладают одинаковой степенью идиоморфизма (рис. 5).

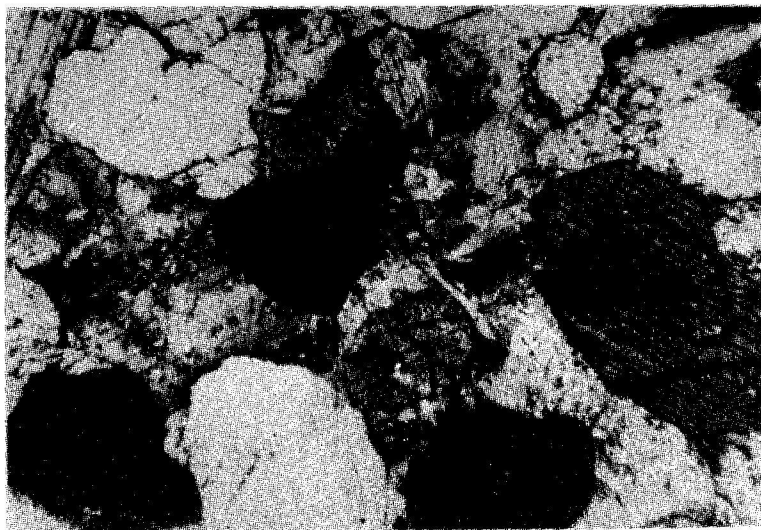


Рис. 5. Роговообманковое габбро. На снимке наблюдаются выделения одинакового идиоморфизма. Ник. +, увел. 30.

Среднее содержание темноцветных минералов составляет 40-45%. Основным же минералом породы является плагиоклаз, который представлен лабрадором (№ 55 - 57), часто сдвойникован со слабо выраженным зональным строением. Пироксен диопсид-авгитового ряда ($2V = 54-57^\circ$, $cNg = 40-42^\circ$), роговая обманка образует единичные, порфиридные кристаллы.

Судя по оптическим константам ($2V = 81-83^\circ$; $cNg = 10^\circ$), она является полущелочной роговой обманкой. Реакционные взаимоотношения между пироксеном и роговой обманкой отсутствуют; лишь изредка в шлифах удалось наблюдать обрастание зерен пироксена каймой роговой обманки.

Изменения породы выражаются в частичном замещении плагиоклаза альбитом, серицитом и эпидотом; пиро-

ксеном и роговой обманки - биотитом, что указывает на автометасоматический характер этих изменений.

Нормальные габбро связаны постепенными переходами с габбро-пироксенитами и роговообманковыми габбро, а на периферии массива образуют крупные тела, пересеченные диоритовыми жилами. Они отличаются от описанных пород свежестью, массивным сложением и равномерным распределением в них составляющих минералов. Габбро состоит из плагиоклаза (52 - 60%) и моноклинового пироксена (40-45%), а в контакте с диоритами появляются роговая обманка и кварц. В качестве небольшой примеси присутствует магнетит. Вторичные минералы - эпидот, хлорит, лейкоксен, карбон т. Преобладающей структурой является габбровая. В краевых частях порода приобретает полосчатый облик, благодаря ориентированному расположению слатящихся ее минералов.

Плагиоклаз колеблется по составу от № 65 до № 70. Двойникование происходит по альбитовому, периклиновому и Рок-Турне законам. Крупные пироксены содержат нефкилитовые включения плагиоклаза. Пироксены замещаются хлоритом, эпидотом и альбитом (продукты постмагматического изменения породы). Пространства между призмами плагиоклаза заполнены в основном моноклиновым пироксеном ($cNg = 42-48^\circ$, $2V = 60^\circ$), некоторые зерна которого замещены роговой обманкой и магнетитом.

В редких шлифах отмечаются зерна ромбического пироксена, присутствующих вместе с моноклиновым, без видимых реакционных взаимоотношений с ним.

Габбро-шонкиниты и шонкиниты развиты в центральных участках Зекарской интрузии. Габбро-шонкиниты и шонкиниты связаны постепенными переходами с роговообманковыми и диопсидовыми габбро, а в самой центральной части интрузии, в ущельях правых притоков р. Ханисцкали, рр. Чвинта и Маднистгеле образуют крупные тела, пересекаемые диоритовыми жилами. По химическому составу среди этих пород выделяются переходные разновидности между габбро и шонкинитами. Габбро-шонкиниты состоят из плагиоклаза (35%), моноклинового пироксена (3,5%), биотита

(30 – 38%) и калиевого полевого шпата (26%).

Биотит является ведущим темноцветным минералом шонкинитов и габбро-шонкинитов. Он образует крупные (до 1 см) идиоморфные кристаллы, с пойкилитовыми вростками плагиоклаза. Распределение биотита в породах отражено на микрофотографии (рис. 6). Пироксен играет подчиненную роль в породе. Полевая часть породы сложена плагиоклазом (50 – 53%) и калиевым полевым шпатом. Последний иногда имеет пертитовый облик. Некоторые участки породы характеризуются монцитовой структурой.

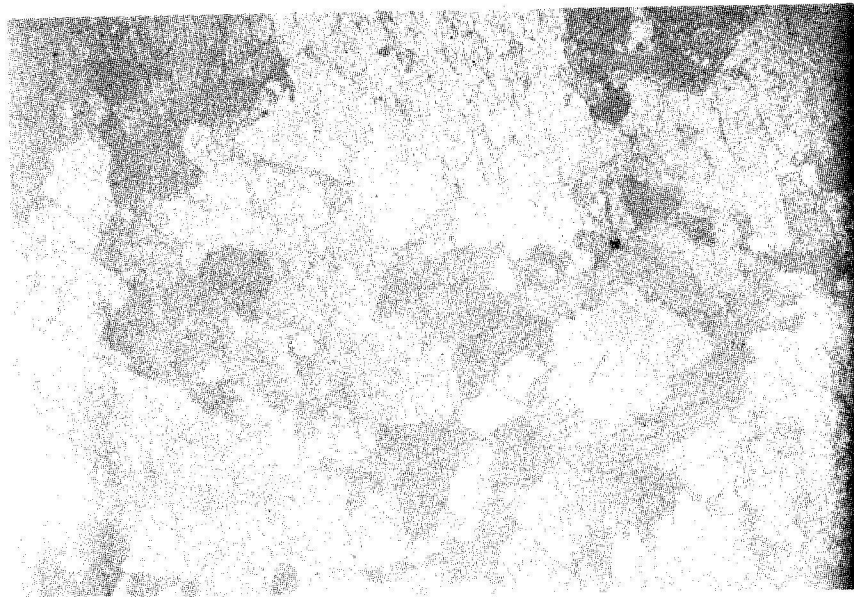


Рис. 6. Габбро-шонкинит. Скопление биотита и пироксена среди калиевого полевого шпата. Ник. +, увел. 30.

Акцессорные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом и апатитом. Постмагматические изменения породы выражены серицитизацией, элидотизацией и хлоритизацией породообразующих магматических минералов.

Габбро-диориты и диориты. Габбро-диориты и диориты встречаются в пределах Зекарской интрузии в виде обособленных тел, залегающих среди более основных пород, а также слагают секущие жилы и дайки, наблюдаемые в разных участках по всему выходу интрузии. В основном они отмечаются в центральных частях и вместе с габбро-шонкинитами занимают не более 25–30% объема Зекарского массива. Они обладают светло-серым цветом и средне и мелкозернистым строением (размеры зерен колеблются от 0,10 до 0,5 см). Главные выходы габбро-диоритов и диоритов встречаются в ущельях рр. Чвинга и правых притоков р. Ханисцкали.

Основными минералами породы являются плагиоклаз, биотит, в подчиненном количестве встречаются роговая обманка, моноклинный пироксен и кварц; редко присутствует калишпат. Структура габбро-диоритов и диоритов гипидиоморфная (рис. 7), местами габбровая. Плагиоклаз –



Рис. 7. Габбро-диорит. Ник. +, увел. 20.

основная составляющая породы (около 70–80%). Он образует беспорядочно расположенные идиоморфные выделения в основном ряда андезита (№ 45–50). В зональных кристаллах внешняя зона обычно более кислая (№ 25 – 30). Как правило, плагиоклаз серцитизирован, пелитизирован и эпидотизирован. Эпидот развивается вдоль микротрещинок на стыке крупных зерен роговой обманки и плагиоклаза.

Роговая обманка и биотит занимают 10 – 15% всего объема породы. Роговая обманка темнозеленого цвета с резким плеохроизмом. Редко наблюдаются реакционные взаимоотношения между роговой обманкой и биотитом.

Кварц и калишпат заполняют интерстиции между плагиоклазом, биотитом и пироксеном.

Аплиты встречаются в виде маломощных крутопадающих жилок мощностью 10–20 см. Они характеризуются графической структурой сращения кварца с полевым шпатом, в их строении принимают участие равномерно-зернистый кварц, плагиоклаз, пертитизированный калишпат. В редких случаях встречается биотит, почти полностью замещенный агрегатом эпидота и хлорита.

Аплиты морфологически представлены жилкообразными секущими телами с резкими контактами с габбро-диоритами.

СОСТАВ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ПОРОДОСБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ЗЕКАРСКОЙ ИНТРУЗИИ

Породообразующими минералами пород Зекарской интрузии являются плагиоклаз, пироксен, оливин, роговая обманка, биотит, калишпат. Рассмотрим особенности их химического состава, а также некоторые вопросы их генезиса.

Плагиоклазы являются наиболее распространенными минералами пород Зекарской интрузии. Они образуют удлиненные призматические кристаллы, для которых характерны полисинтетические двойники (рис. 8). Для плагиоклазов пород, слагающих краевые части массива – порфириид

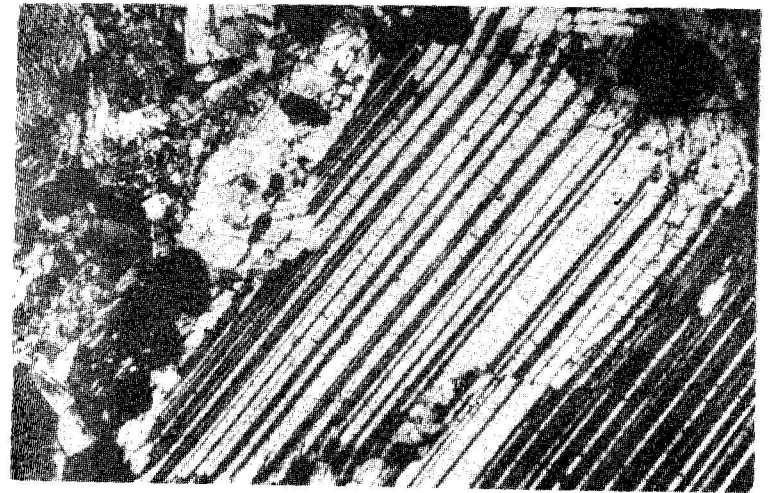


Рис. 8. Полисинтетические двойники плагиоклаза (№60) в габбро. Ник. +, увел. 90.

ных оливиновых габбро – чрезвычайно характерно зональное строение. Зональность таких плагиоклазов прямая, переходы между зонами происходят в большинстве случаев, постепенно, без видимых резких границ. Центральные части зональных кристаллов обычно более основные, чем краевые. Максимальное значение этих колебаний составляет 15–20% Ап. (Замеры плагиоклазов производились на универсальном столике Федорова). В таблице 1 приводятся номера плагиоклазов габбро-диоритовых пород Зекарской интрузии с сопоставлением их с плагиоклазами соответствующих типов пород, приведенных Е.Трегером (1935).

Как видно из табл.1, состав плагиоклаза испытывает заметные колебания от оливиновых габбро до габбро-диоритов и аплитов. В этом ряду пород плагиоклаз меняется от битовнита (№75) в габбро (слагающих внешнюю порочку Зекарского интрузивного массива) до андезин-лаб-шора (№ 45–58) в габбро-шонкинитах и диоритах централь-

ной части. Однако эта закономерность, в ряде случаев, нарушается, так как состав плагиоклазов не постоянен и в самих габбровых разновидностях с повышенной основностью. Пределы отмеченных колебаний не превышают 20% содержания анортитовой составляющей. Наиболее основным плагиоклазом (№ 70-75) слагаются приконтактовые породы, северной и северо-западной части интрузии.

Таблица 1
Составы плагиоклазов габбро-диоритовых пород Зекарской интрузии

№ образца	Порода	Состав плагиоклазов, % содержания Ап	Закон двойникования	Обычные составы плагиоклазов для данного типа пород (по В. Трегеру)
1216	Габбро	70-80	Альбитовый	-
1235	То же	63-65	Карлсбадский	64
165	"	60-65	То же	-
215	"	64-66	"	-
248	"	63	"	-
240	Габбро-роговообманковое	53-50	Альбитовый	70
271	Габбро-монцит	55	То же	40
220	Габбро-диорит	45	"	45
222	То же	46	"	45
242	Габбро-шонкинит	58	"	60
639	Аплитовая жила	20-30	"	-

Состав плагиоклазов из щелочных разновидностей габбро-шонкинитов и габбро-монцитов более выдержанный и колеблется в пределах от 48 Ап до 58 Ап. Основность плагиоклаза уменьшается до 40-45% Ап в габбро-диоритах. Наиболее кислые плагиоклазы - андезины (№ 25-30) - присутствуют в диоритах и аплитах.

При сравнении составов плагиоклазов пород Зекарской интрузии со средними составами плагиоклазов из соответствующих типов пород, по В. Трегеру, выявляются некоторые характерные особенности: плагиоклазы Зекарских габбро более основного состава, тогда как в щелочных (шонкиниты, монциты) и в кислых (диориты, габбро-диориты) они совпадают с данными, приводимыми В. Трегером (1935). Основные и среднекислые плагиоклазы по характеру кристаллов и высокой степени идиоморфизма выделяются нами как первичная магматическая генерация этого минерала. Помимо отмеченных в Зекарской интрузии, выделяются литометасоматические плагиоклазы, отвечающие по составу альбит-олигоклазу. Нередко процесс альбитизации развит довольно интенсивно: при этом образуются крупные метакристаллы шахматного альбита. Образование последнего часто связано с процессом пропилитизации, где альбит встречается в ассоциации с эпидотом, хлоритом и кальцитом. Вопросы, связанные с постмагматическими новообразованиями минералов, будут рассмотрены ниже.

Пироксен. Пироксены в породах Зекарской интрузии являются преобладающими темноцветными минералами. В основном они представлены моноклиническим пироксеном; гораздо меньшим распространением пользуются ромбические пироксены, встречающиеся нами совместно с моноклиническими в нескольких шлифах.

Моноклинический пироксен обнаружен почти во всех разновидностях пород. Исключение составляют кварцевые диориты и аплиты, где пироксен отмечен в виде единичных реликтовых зерен. В табл. 2 приведены оптические константы пироксенов.

Таблица 2

Оптические константы пироксенов Зехарской нагрузки

№ образца	Показатели преломления			сNg	2V
	Ng	Nm	Np		
269	1,699	1,681	1,673	40°	54°
236	1,701	1,685	1,678	42°	55°
215	-	-	-	44°	57°
к-1	-	-	-	45°	61°
259	-	-	-	42°	56°
236 ¹	-	-	-	-	80°

Замеры оптических констант пироксенов производились из различных типов пород. Как видно из табл. 2, все они обладают близкими значениями (с незначительными колебаниями) оптических констант. Такие константы, по А.Н.Винчеллу (1953), соответствуют диопсиду. Ромбический пироксен образца 236¹ соответствует по составу гиперстену (табл. 2). Принадлежность исследованных моноклиновых пироксенов к диопсидовой группе подтверждается также сильными анализами (табл. 3).

Таблица 3

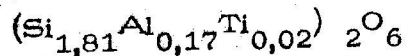
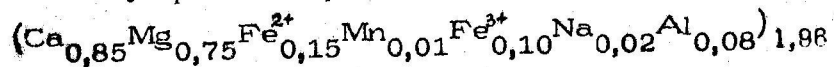
Химические анализы пироксенов (вес. %).

№ пробы и название породы	Весовые проценты окислов											Влага	Сумма		
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅			SO ₃	П.л. л.
215 габбро	49,04	0,82	5,77	3,26	4,89	13,31	21,08	0,4	0,66	-	0,51	0,24	0,85	0,04	89,97
271, габбро шокланг	48,94	0,84	6,81	2,88	4,96	10,93	20,65	0,44	0,67	0,25	0,51	0,16	1,36	0,02	99,65
К-1 пироксеновый порфирит	48,80	1,09	5,66	4,99	4,92	13,36	21,30	0,18	0,44	0,27	0,03	-	0,35	-	100,38
11 ^х габбро-диорит	50,06	0,97	2,69	4,20	6,15	13,01	20,90	0,36	0,66	-	-	-	0,49	0,21	99,80
13 ^х саянт	50,15	0,66	2,82	2,78	5,61	12,81	22,41	0,96	0,80	-	-	-	0,19	0,37	99,83

х¹ Анализы заимствованы из работы Т.Р.Ивановского и др., 1968.

Пересчет анализов по методу И.Д. Борнеман-Старынкевич (1964) дает следующие кристаллохимические формулы:

1. Пироксен (обр. 215)



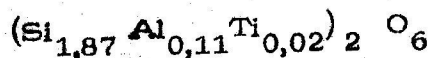
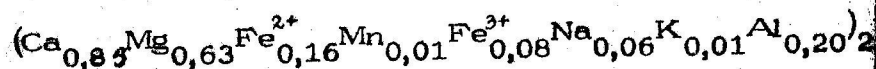
Железистости: 2

$$f^0 = 37,8 \text{ ат. \%}$$

$$f' = 17,1 \text{ ат. \%}$$

$$f'' = 24,8 \text{ ат. \%}$$

2. Пироксен (обр. 271)



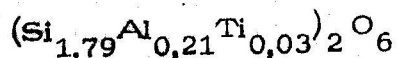
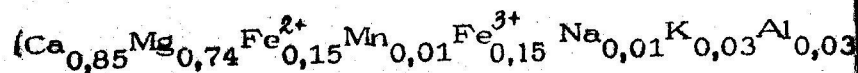
Железистости:

$$f^0 = 33,6 \text{ ат. \%}$$

$$f' = 20,3 \text{ ат. \%}$$

$$f'' = 21,8 \text{ ат. \%}$$

3. Пироксен (обр. К-1)



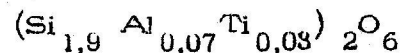
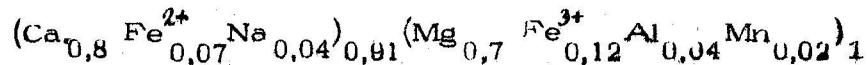
Железистости:

$$f^0 = 47,2 \text{ ат. \%}$$

$$f' = 17,0 \text{ ат. \%}$$

$$f'' = 28,1 \text{ ат. \%}$$

4. Пироксен № 11 (Чалати)

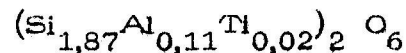
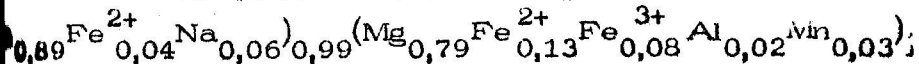


Железистости: $f^0 = 37,7 \text{ ат. \%}$

$$f' = 21,0 \text{ ат. \%}$$

$$f'' = 30,0 \text{ ат. \%}$$

5. Пироксен № 18 (Намонастреви)



Железистости:

$$f^0 = 36,8 \text{ ат. \%}$$

$$f' = 18,6 \text{ ат. \%}$$

$$f'' = 23,0 \text{ ат. \%}$$

² Принимается следующее выражение железистости

$$f^0 = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \cdot 100 \text{ - атомн. \% - удельная железистость,}$$

$$f' = \frac{\text{FeO} \cdot 100}{\text{FeO} + \text{MgO}} \text{ - атомн. \% - "стандартная" железистость,}$$

$$f'' = \frac{(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 100}{\text{FeO} + \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \text{ - атомн. \% - общая железистость.}$$

Как видно из приведенных кристаллохимических формул пироксенов, состав их отвечает составу диоксида-салигита. Обладая одинаковым содержанием кремнезема, они отличаются лишь незначительными колебаниями в содержании двух компонентов - закисного железа и магния.

Наличие в пироксенах таких элементов, как щелочей (K, Na), Mn и др., можно объяснить изоморфным вхождением последних в кристаллическую решетку пироксена. Помимо главных петрогенных элементов в пироксенах обнаружены также некоторые элементы - примеси.

В табл.4 приводится спектральный анализ пироксена из габбро-диоритовых пород Зекарской интрузии.

Таблица 4^{x)}

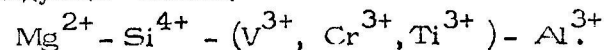
Элементы	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Cu
Количество, %	0,1	$5,10^{-3}$	$3,10^{-3}$	0,3	$8,10^{-3}$	$1,10^{-2}$	$5,10^{-3}$

Элементы	Zn	Sn	Ge	Ga	Sc	Y	Yb
Количество, %	$1,10^{-2}$	$1,10^{-4}$	$1,10^{-4}$	$7,10^{-2}$	$5,10^{-3}$	$1,10^{-4}$	$1,10^{-4}$

^{x)} Анализ произведен А.Н.Дудькиной.

Как видно из таблицы, в пироксене присутствуют марганец, никель, кобальт, титан, ванадий, хром, медь, цинк, олово, германий, галлий, скандий, иттрий, иттербий, бор. Особый интерес представляет наличие таких элементов примесей, как кобальт, никель, титан, хром, ванадий, характерных для магмы основного состава. Наличие в нем трехвалентных катионов Ti^{3+}, Cr^{3+}, V^{3+} и др. можно объяснить следующим образом. Как показано А.И.Цветковым (1951)

кремний в высокотемпературных бесщелочных пироксенах может замещаться алюминием, следовательно, обнаруженные трехзарядные ионы могут заместить в кристаллической решетке пироксена магний и тем самым сбалансировать заряд решетки. Изоморфизм этот может быть представлен следующей схемой:



Таким образом, можно считать, что алюминий в бесщелочном пироксене играет своеобразную кристаллохимическую роль: с одной стороны замещающего кремний в кремнекислородных тетраэдрах, а с другой - аккумулятора трехвалентных катионов Ti^{3+}, Cr^{3+}, V^{3+} и др.

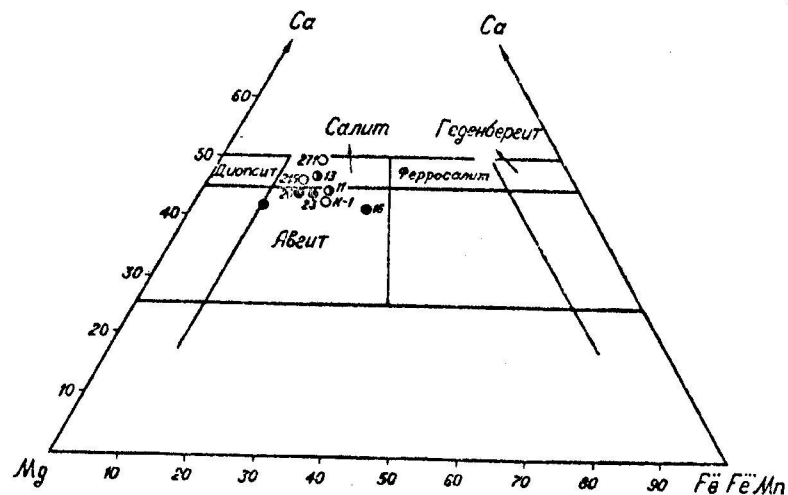


Рис. 9. Номенклатура моноклиновых пироксенов в системе $CaMgSi_2O_6 - CaFeSi_2O_6 - Fe_2Si_2O_6 - Mg_2Si_2O_6$ (Дир. У.И. и др., 1965). Белые точки - пироксены Зекари, черно-белые - пироксены Мериси, черные - пироксены из лав Гавайских островов, обр. К-1 - пироксен из вулканогенов Зекари.

С целью сравнения нами приводятся химические анализы пироксенов из других интрузий западной части Ад-жаро-Триалетской складчатой системы и химический анализ пироксена из пироксеновых порфиритов Зекарского массива (табл. 3). Как видно из таблицы, а также из приведенных кристаллохимических формул, состав их отвечает составу диоксид-салитавгитов. На диаграмме (рис. 9) показаны пределы колебаний исследованных пироксенов из Зекарского массива и из Намонастревского и Чалатского выходов интрузии Мериси (образцы 11 и 13). Из этой диаграммы и на основании вышеизложенного следует, что: 1) составы пироксенов из Зекарской, Намонастревской и Чалатской интрузии, близки между собой и отвечают салит-авгитам, 2) они обнаруживают большое сходство с пироксенами из порфиритов вмещающей толщи и лав гавайских островов, 3) общность химизма рассматриваемых пироксенов, наряду с другими факторами (аналогия химического состава габброидов и эффузивов и геологическая их сопряженность), может указывать на происхождение интрузии и вмещающей вулканогенной толщи из единого очага первичной магмы основного состава.

Биотит. Биотит в Зекарских породах встречается повсеместно, участвуя почти во всех парагенезисах. Исключение составляют оливиновые габбро, где биотит развивается в виде мелкочешуйчатых агрегатов по пироксену или образует лепидобластовые скопления, ассоциирующие с актинолитом и эпидотом и относится к позднемагматическим образованиям.

Наибольшим распространением биотит пользуется в субщелочных разновидностях, где он является ведущим темноцветным минералом. По характеру выделения³⁾ и степени идноморфизма подобные биотиты с уверенностью можно отнести к типичным магматическим образованиям. Оптические константы биотитов приведены в табл. 5.

Таблица 5.

№ образ-ца	Порода	$N_g = N_m$	(-) 2V
242	Габбро-шонкинит	1,619	Практически равен нулю
449	Габбро-диорит	1,623	То же
271	Шонкинит	1,620	"
165-1	Габбро	1,625	"
240	Габбро-монзонит	1,622	"

Как видно из таблицы, оптические свойства биотитов из различных разновидностей габбровых пород Зекарской интрузии сходны между собой. По данным А.Н. Винчелл и Г. Винчелл (1953), биотиты с подобными оптическими свойствами принадлежат к магнезиальным разновидностям.

Для сравнительной оценки химизма биотита в качестве параметра мы выбрали железистость. Определение ее по данным известных оптических констант возможно с помощью диаграммы В.С. Соболева (1950), которая построена для биотитов из гранитоидов, а также из обычных и

3) Одним из признаков отнесения минералов переменного состава к минералам магматического происхождения в пределах одного геологического тела является относительное постоянство их состава, а также взаимоотношений с ассоциирующими с ними минералами. Магматические биотиты в Зекари характеризуются постоянной железистостью и, в основном, не находятся в реакционных взаимоотношениях с ассоциирующими с ними минералами, за исключением краевых частей, где быстрый спад температуры зафиксирован неравновесными реакционными взаимоотношениями между темноцветными минералами габброидов.

обогащенных фтором пегматитов. Как показало сравнение, значения большого показателя преломления - $N_g = N_m$ биотитов Зекарской интрузии ложатся в поле низкой железистости диаграммы В.С.Соболева.

Принадлежность исследованных биотитов к магнетиальным их разновидностям подтверждается также силикатными анализами, приведенными в табл. 6 и 7.

Таблица 6

Химический состав биотита из Зекарской интрузии

Окислы	Весовые %	Атомные количества	Атомные отношения (а)	Число атомов катионов	W_k
SiO ₂	37,19	619	0,6198	2,87	11,48
TiO ₂	2,68	33	0,335	0,15	0,60
Al ₂ O ₃	14,98	274	0,2744	1,27	3,91
Fe ₂ O ₃	3,65	45	0,0456	0,21	0,63
FeO	11,73	163	0,1632	0,75	1,50
MnO	0,34	5	0,0052	0,02	0,04
MgO	14,89	369	0,3694	1,71	3,42
CaO	2,23	39	0,0398	0,18	0,36
Na ₂ O	0,81	26	0,0260	0,12	0,12
K ₂ O	6,94	147	0,1472	0,68	0,68
SO ₃	0,18	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,33	-	-	-	-
Влага	0,21	-	-	-	-
П.П.п.	3,38	-	0,3754	1,74	-
Сумма	99,54				

Делитель - 1,5111 : 7 = 0,2158

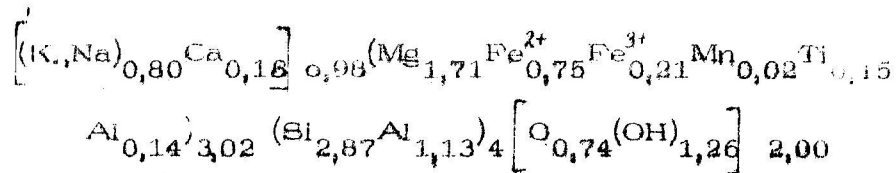
Избыток (ОН) = 17,4 - 1,26 = 0,48

0,9% H₂O

Аналитик К.Ш.Мтиулишвили.

Пересчет химического анализа биотита по методу И.Д.Борнеман-Старынкевич (1964) дает следующую кристаллохимическую формулу:

40



избыток воды : (+0,9% H₂O)

Железистости: ⁴⁾

$f^0 = 41,7$ ат. %

$f' = 30,5$ ат. %

$f'' = 36,1$ ат. %

Роговая обманка. Роговая обманка - разновидная распространённая из темноватых минералов в габб, э-диоритах Зекари. Она представлена двумя генерациями, выделяющимися по оптическим свойствам и по взаимоотношениям с другими минералами. Первичная роговая обманка образует идиоморфные выделения, без заметных реакционных взаимоотношений с пироксеном. В различных фазах пород она представлена титанистой разновидностью базальтической роговой обманки - керсутитом. Оптические константы ее следующие; (-) 2V = 81-89°, α Ng = (-) 10-11°, Ng = 1,703, N_g = 1,674, Nm = 1,690; ярко выраженный плеохроизм от зеленовато-коричневого до желто-зеленого цветов. Следует отметить, что о наличии керсутита в породах Аджаро-Триалетия было впервые указано М.Б.Лордкипанидзе и Г.Ш.Надарейшвили (1964), По И.Ферхугену (1962) и Г.С.Кеннеди (1948), вхождению титана в кристаллическую решетку силикатов (в конкретном случае роговой обманки) способствует недосыщенность магмы кремнеземом и ее относительное богатство алюминием.

Вопрос относительно генезиса керсутита является еще далеко неясным. Как отмечает Аоки (1959), керсутит возникает в результате ассимиляции гранитного материала и что он не является нормальным продуктом кристаллизации первичной магмы.

4) Здесь принимаются те же выражения железистости, что и на стр. 35

Таблица 7

Химический состав биотита из габбро-диорита (обр. 11) выхода Чалати Мернеской интрузии (Иваницкий и др., 1968).

Оксиды	Весовые %	Молекулярные количества	Ат. кол. кислорода	Число атомов в кислороде, рассчитанное на 12	Ат. количества катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	37,77	629	1258	6,1	629	3,05
TiO ₂	5,45	68	136	0,66	68	0,33
Al ₂ O ₃	6,81	67	201	0,97	134	0,64
Fe ₂ O ₃	9,50	59	177	0,86	118	0,58
FeO	9,38	130	130	0,63	130	0,63
MnO	0,37	5	5	0,024	5	0,024
MgO	16,02	397	397	1,9	397	1,9
CaO	5,31	95	95	0,46	95	0,46
BaO	0,21	1	-	-	-	-
Na ₂ O	0,62	1	-	-	-	-
K ₂ O	6,10	65	65	0,32	130	0,64
Cr ₂ O ₃	0,004	-	-	0,32	-	-
P ₂ O ₅	0,07	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	1,91	106	106	0,51	212	1,02
H ₂ O ⁻	0,09	-	-	-	-	-
Сумма	100,21		2470			

Общий делитель: 2470 : 12 = 206. Аналитик - Б.Кобиашвили.

В породах Зекарской интрузии, в которых встречается керсутит, не наблюдаются какие-либо признаки, указывающие на ассимиляцию габбровой магмой более кислого материала. Поэтому керсутит нами рассматривается, как нормальный продукт кристаллизации перчиной основной магмы.

В табл. 8 приведен полуколичественный спектральный анализ роговой обманки. Как видно из таблицы, в роговой обманке из Зекарской интрузии обнаружены элементы-примеси характерные для основных магм. Таковыми являются: хром, ванадий, никель, кобальт, титан, медь и др.

Таблица 8
Спектральный анализ роговой обманки
(Зекарская интрузия)

Элементы	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni	Co	Ti
Количество, %	10	10	5	10	5	0,1	0,003	0,003	1-3

Элементы	V	Zn	Cu	Pb	Ag	Sn	Ge	Sc
Количество, %	0,05	0,005	0,03	0,003	0,001	10 ⁻⁴	0,01	0,01

Элементы	Y	Yb	Na	K	Li	Sr
Количество, %	0,001	10 ⁻⁴	3	1,0	0,01	0,1

Калиевый полевой шпат. Калиевый полевой шпат встречается в щелочных разновидностях пород - габбро-шонкинитах и монзонитах, а также в диоритах и аплитовидных породах, образуя ксеноморфные выделения, заполняющие ингерстиции между ранее выделившимися минералами. Среднее содержание его в породах не превышает 3-5%, достигая в шонкинитах и аплитовидных жилах - 15-25%.

Калишпаты Зекарской интрузии обладают микропертиговым строением. Они содержат вроски альбита, ориен-

гированные вдоль определенных кристаллографических направлений. Угол оптических осей калишпата колеблется от 60° до 65°. Оптические константы калишпатов из Зекарской интрузии даны в таблице 9.

Таблица 9

№ пробы	- 2V		(010)	(001)	Разновидность калишпата
	пределы	средн.	± Ng	± Nm	
1	61-63	62	4-5	10-11	Анортоклаз
2	62	62	3-5	10-14	Анортоклаз
3	68-70	69	2	4-6	Ортоклаз
4	60-64	62	3	14	Ортоклаз
5	68-66	62	10	-	Ортоклаз

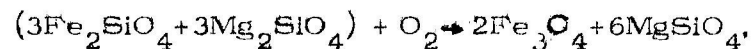
Как видно из таблицы, пределы колебаний оптических констант калиевых полевых шпатов незначительны. Согласно А.С.Марфунину (1960), они относятся к промежуточным ортоклазам моноклинной и триклинной сингонии. По этим же константам зекарские калишпаты можно отнести к микропертитам (Марфунин, 1960). Об этом свидетельствуют также данные, полученные при изучении шлифов.

Оливин, слагающий вместе с основным плагиоклазом периферические зоны Зекарского массива, в большинстве случаев полностью замещен серпентином и агрегатами хлорита, карбоната, слюды и рудного минерала, с сохранением характерных форм.

Как известно (Дмитриев, 1962), степень измененности оливина, т.е. процент содержания продуктов замещения оливина относительно общего количества этого минерала зависит от содержания воды в магме: при повышенном содержании последней оливин замещается вторичными минералами (серпентином, бруситом и т.д.) еще до полного застывания породы. Таким образом, степень его измененности может свидетельствовать о распределении и относительном количестве летучих в теле интрузии. Как видно на примере Зекарской интрузии, почти полное отсутствие

свежего оливина может указывать на немаловажную роль воды при формировании оливиновых габбро. Часто оливин обрастает реакционной каймой ромбического пироксена, который, в свою очередь, замещается моноклинным.

В некоторых случаях наблюдается заметное скопление магнетита наряду с ромбическим пироксеном. Образование последних объясняется как результат реакционного взаимоотношения оливина и остаточного расплава (Купо, 1950). Однако образование каймки ромбического пироксена и обильное количество магнетита может быть также объяснено с точки зрения окисления оливина (Йодер, Тилли, 1965) по следующей реакции:



Таким образом, немаловажную роль при возникновении ромбического пироксена и магнетита может играть механизм окисления, а не резорбции оливина жидкостью.

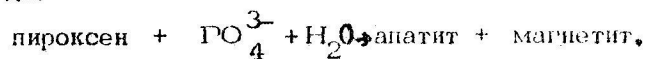
Акцессорные минералы Зекарской интрузии представлены магнетитом, апатитом и реже сфеном. Среди названных минералов первый распространен наиболее широко. Он встречается во всех разновидностях исследованных пород. Выделения магнетита⁵⁾ приурочены в основном к темноцветным составляющим породы и характеризуются самыми разнообразными взаимоотношениями с ними. Из рудных минералов В.Р.Надирадзе (1954) отмечает также ильменит.

Часто магнетит играет роль цементирующего минерала. Цементацию кристаллов породообразующих минералов магнетитом В.Р.Надирадзе (1954) объясняет наличием в магме "миниатюрного очага с фузивным процессом застывания интрузии."

Апатит встречается в виде удлиненных кристаллов и мелких зерен (до 0,1 мм), включенных в плагиоклаз, би-

5) Магнетит диагностирован в полированных шлифах.

отит и пироксен. Иногда встречаются хорошо образованные кристаллы с гексагональными поперечными разрезами. В ряде случаев, в результате выделения пироксена, образуются метакристаллы апатита совместно с магнетитом. Эта реакция схематически может быть представлена в следующем виде:



Как показал В.В.Щербина (1966), вполне возможно существование свободного аниона PO_4^{3-} в силикатных расплавах. Несмотря на близость размеров радиусов PO_4^{3-} и

SiO_4^{4-} , равных соответственно $2,38\text{Å}$ и $2,40\text{Å}$, они имеют различную валентность, а отсюда величина отношения заряда к размеру аниона их резко различна: $\text{PO}_4^{3-} = 1,26$ и $\text{SiO}_4^{4-} = 1,67$, т.е. фосфорная кислота сильнее кремниевой.

Таким образом, в отличие от кремниевой кислоты встречающейся в природе в виде изополикислот, фосфорная кислота встречается в магматических системах в виде самостоятельного простого аниона PO_4^{3-} .

Из вышесказанного следует, что в Зекарской интрузии апатит представлен двумя генерациями: 1) апатит первой генерации кристаллизовался непосредственно из расплава; 2) апатит второй генерации образовался в результате воздействия остаточного раствора, содержащего анион PO_4^{3-} на твердую фазу, представленную пироксеном. При этом совместно с апатитом образуется магнетит, как это показано в вышеприведенной схеме.

Сфен встречается в редких случаях. Выделения его, как правило, приурочены к биотиту, располагаясь по трещинам спайности последнего. В очень редких случаях сфен наблюдается в виде характерных клиновидных и конвертообразных кристаллов.

Помимо отмеченных акцессорных минералов, в породах Зекарского массива встречаются также пирит и халькопирит. Они располагаются в породе в виде мелких вкрапленников. Очень часто пирит ассоциирует с магнетитом.

Заканчивая характеристику главных породообразующих минералов Зекарской интрузии, необходимо коснуться вопроса кристаллизации и последовательности выделения минералов из магматического расплава. Этот вопрос представляет большой интерес, так как при выделении группы минералов, кристаллизующихся одновременно или в какой-нибудь последовательности, можно судить об эволюции магматического расплава в ходе кристаллизации.

На основании анализа структурных взаимоотношений минералов, нами выявлены некоторые характерные особенности кристаллизации породообразующих минералов Зекарской интрузии.

1. Как уже указывалось, между оливином и моноклинным пироксеном наблюдались реакционные взаимоотношения, хотя не столь ярко проявленные. В оливиновом габбро кристаллы оливина обрастают пироксеном, состав которого отвечает салиту. Такое взаимоотношение оливина и пироксена не является повсеместным явлением. В большинстве случаев, ближе к центральным частям интрузии, реакционные взаимоотношения между оливином и пироксеном не отмечаются. Порода слагается из оливина, пироксена и основного плагиоклаза, обладающих одинаковой степенью идиоморфизма. Судя по характеру идиоморфизма, порядок кристаллизации оливина, диопсида и плагиоклаза должен определяться эвтектическими (или же близкими к эвтектике) соотношениями между ними. Интересно отметить, что аналогичная картина, однако выраженная гораздо более ярко, наблюдалась некоторыми исследователями в породах габброидов Елетьозерского массива в Карелии (Богачев и др., 1963). Существование эвтектики между оливином, диопсидом и плагиоклазом подтверждается экспериментальными данными. Система диопсид-форстерит-анортит изучалась Е. Ф. Осборном и Д. Б. Тэтом (1952), которыми показано, что кристаллизация в этой системе начинается одной из фаз: либо форстеритом, либо диопсидом, либо анортитом; затем две из них выделяются совместно, а при температуре 1270°C

начинается одновременная кристаллизация всех трех фаз.

Наблюдаемые в некоторых породах Зекарской интрузии взаимоотношения между вышеперечисленными минералами согласуются с экспериментальными данными Е.Ф. Осборна и Д.Б.Тэта. Однако, гораздо чаще в оливниновых габбро оливин представлен в виде неустойчивого реликта, обрастающего пироксеном.

Породы, сложенные двухминеральным парагенезисом (плагноклазом и пироксеном), также являются результатом кристаллизации эвтектического расплава. Как показано Н.Л.Боуэном (1934), диопсид с анортитом образует бинарный эвтектики.

2. В габбро-шишкинитах, монцититах и габбро-диопритах минеральные ассоциации слагаются, наряду с плагноклазом и пироксеном, также биотитом, роговой обманкой калишпатом. Обычными для этих пород являются четырехминеральные парагенезисы без видимых реакционных взаимоотношений между минералами. Однако нами отмечены и реак-

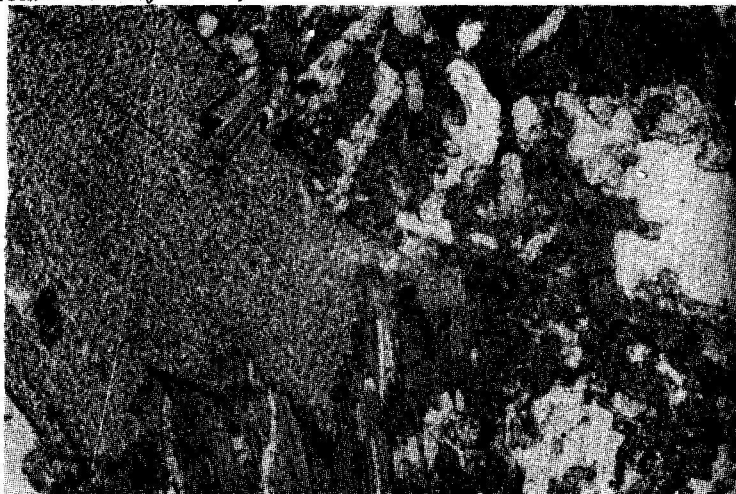


Рис. 10. Реакционные взаимоотношения биотита и роговой обманки, Ник. +, увел. 60.

ционные соотношения пироксена и роговой обманки и биотита, свидетельствующие о быстрой кристаллизации магмы в отдельных частях камеры. На рис.10 приводится случай реакционного взаимодействия роговой обманки и биотита.

ВЫВОДЫ

1. Высокая степень идиоморфизма, а также характер взаимоотношений основных породообразующих минералов друг с другом, позволяют с уверенностью отнести их к первично-магматическим образованиям.

2. Наличие зональных кристаллов плагноклаза и пироксена, а также характер взаимоотношений между феррическими минералами свидетельствуют о неравновесных условиях кристаллизации магмы в краевых частях Зекарского массива.

3. В основных разновидностях пород Зекарского интрузива, наряду с последовательным выделением породообразующих минералов, наблюдаются и эвтектические соотношения. Это последнее явление находит свое подтверждение в экспериментальных данных Боуэна (1934), Осборна (1952) и др.

4. Породообразующими минералами пород Зекарской интрузии являются: плагноклаз лабрадор-битовнитового ряда, моноклинный пироксен-авгит-салит, ромбический пироксен-гиперстен, биотит с относительно высоким содержанием магния ($MgO=14,89$ вес. %) и низкой общей железистостью ($\int''=36,1$ ат. %), амфибол-титанистая разновидность базальтической роговой обманки - керсутит.

Ведущая роль Ca, Mg и Ti в породообразующих минералах, сравнительно низкие значения железистости биотита и пироксена по сравнению с железистостью этих минералов из гранитоидных пород, а также наличие элементов-примесей Cr, V, Co, Ni (пироксен и роговая обманка) и др. указывают на их генетическую связь с магмой основного состава.

ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПОРОДАХ ЗЕКАРСКОГО ИНТРУЗИВА (ЭПИДОТИЗАЦИЯ)

В породах Зекарской интрузии эндогенные послемагматические процессы пользуются довольно широким распространением. Они проявлены как в самой интрузии, так и в приконтактовых вмещающих породах. Ассоциация минеральных образований в измененных породах соответствует процессу пропилитизации.

В результате воздействия на породы Зекарской интрузии водных постмагматических растворов, в них образуется новый парагенезис гидротермальных минералов: эпидот, хлорит, кальцит, актинолит, серицит, пирит, реже преит. По сравнению с другими минералами наиболее распространенным является эпидот; поэтому остановимся подробно на рассмотрении процесса эпидотизации, наиболее ярко выраженного в интрузивных породах Зекарского массива.

Эпидот является характерным минералом постмагматически измененных пород. Нахождение эпидота совместно с другими вторичными минералами является хорошим геохимическим и температурным индикатором метаморфических процессов, указывающим, с одной стороны, на соотношения в системе ведущих элементов эпидота Ca, Al, Fe и Si и, с другой, - на температуру образования данного минерального парагенезиса. Процесс эпидотизации в породах Зекарской интрузии и вмещающих вулканогенах, по сравнению с другими постмагматическими процессами, является наиболее распространенным (Кекелия, 1964).

Процесс эпидотизации здесь протекает вплоть до образования эпидозитов, как почти мономинеральных пород с небольшим количеством хлорита, так и кварцевых, кварц-

6) Как известно, пропилитизация интрузивных пород была рассмотрена В.А.Жариковым (1959), которым указывается на сходство минеральных фаций обычных пропилитов с гидротермально измененными интрузивными породами гранитоидного состава.

кальцит-хлоритовых, с наблюдающимися реликтовыми участками исходной породы. Из реликтовых минералов в эпидозитах особенно часто наблюдаются разложившиеся плагиоклаз и пироксен, которые замещаются кварцем, эпидотом и кальцитом. Эпидозиты встречаются в виде маломощных жилоподобных тел как в пределах самой Зекарской интрузии, так и во вмещающей туфогенной толще в зонах контактного воздействия интрузии на вмещающие породы. Эпидоты из Зе-

Таблица 10

Химический состав сильно эпидотизированного и свежего габбро, вес. %.

Разновидности пород	Габбро	Сильно эпидотизированное габбро	Числовые характеристики	Габбро	Сильно эпидотизированное габбро
№ пробы	99	90		39	90
SiO ₂	46,96	48,68	a	10,3	10,6
TiO ₂	1,06	0,95	c	8,8	6,5
Al ₂ O ₃	19,42	16,88	b	22,4	23,7
Fe ₂ O ₃	4,33	5,59	s	58,5	59,2
FeO	4,81	4,33	f	40	40
MnO	0,17	0,16	m'	39	34
CaO	10,36	9,82	c'	21	24
MgO	4,68	4,48	n	74	68
Na ₂ O	3,21	3,10	t	1,6	1,3
K ₂ O	1,75	2,32	ψ	17,8	21
P ₂ O ₅	0,78	0,40	φ	-14,4	-9,3
SO ₃	0,40	-	a/c	1,17	1,55
H ₂ O	0,48	-			
П.д.л.	1,40	3,20			
Сумма	99,81	99,88			

Аналитики К.Ш.Мгиулишвили и А.Т.Болдырева

карской интрузии отличаются довольно постоянным составом. Отмечаются лишь незначительные колебания содержания железа. По нескольким замерам (5 кристаллов из различных эпидозитов) угол оптических осей ($2V$) колеблется от -70 до -75° . Согласно диаграмме А.Н. Винчелла (1953), таким значениям $2V$ соответствует содержание 35-40 мол. процентов феррисиликата.

Эпидот образует таблитчатые, изометрические, нередко вытянутые кристаллы с зональным строением.

В табл. 10 приводится химический анализ сильно эпидотизированного (обр. 90) и свежего (обр. 39) габбро.

Примечание: (Обр. 90). Порода подвержена интенсивной эпидотизации. Сохраняются реликтовые участки исходной породы, представленные пелитизированным и серицитизированным плагиоклазом, пироксеном, биотитом. Совместно с эпидотом встречаются хлорит и кальцит. Эпидот развивается в основном по плагиоклазу; последний при этом обогащается альбитовой составляющей. Нередки случаи образования эпидота по пироксену, где вместе с ним развит кальцит и по биотиту, где образованию эпидота сопутствует выделение хлорита. По трещинам сланности развит лейкоксен. Кроме вышеописанных вторичных продуктов в небольшом количестве встречается также актинолит, который развивается по пироксену.

(Обр. 39). Габбро-структура гипидиоморфная. Порода сложена пироксеном и плагиоклазом; редко встречается роговая обманка, находящаяся в реакционном взаимодействии с пироксеном. Наибольшим идиоморфизмом обладает плагиоклаз (№ 55 - 60), который образует удлиненные призматические кристаллы, часто двойникованные. Плагиоклаз серицитизирован, в ряде случаев устанавливается наличие вторичного альбита.

Пироксен представлен диоксид-сали-том, он образует довольно крупные (до 3-5 мм) кристаллы, что придает породе порфировидный облик.

Акцессорные минералы апатит и магнетит встречаются в незначительном количестве. Выделения их приурочены в основном к пироксену.

Как видно из таблицы 10, химический состав эпидотизированного габбро не показывает заметного отклонения от неизмененного габбро. По своим числовым характеристикам они также относятся к разновидностям габбро. Это обстоятельство свидетельствует о том, что процессы автометаморфизма, в результате которых происходило образование эпидозитов, протекали без заметного привноса или выноса основных компонентов (Кекелля, 1964).

Таблица 11

Результаты спектрального анализа эпидота ⁷⁾

Элементы	Be	Sc	Mg	Ga	Ge	V	Cu
Количество, %	$2,10^{-4}$	$3,10^{-3}$	0,1	$5,10^{-4}$	$1,10^{-3}$	$5,10^{-2}$	$3,10^{-3}$

Элементы	Zn	Co	Ni	Sr	Ba	Cr
Количество, %	$1,10^{-2}$	$3,10^{-3}$	$3,10^{-3}$	$5,10^{-2}$	$1,10^{-2}$	$3,10^{-3}$

В таблице приводятся только обнаруженные элементы-примеси (анализ произвела А.Н. Дудыкина).

рой откладываются отношения кремния к алюминию, на ор-
дinate - отношения алюминия к кальцию (рис. 11).
Анализ диаграмм: (рис. 11) показывает, что в
ней присутствуют:

1. Безводные силикаты:

1. Анортит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
2. Геленит $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$
3. Скаполит $\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{25}$
4. Гроссуляр $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$

II, Водные (с конституционной водой) силикаты:

1. Эпидот-поцит $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$
2. Пумпеллит $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{11}(\text{OH})_3$
3. Пренит $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
4. Везувит $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_4$
5. Маргарит $\text{CaAl}_4\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
(хр.сл.)

III, Цеолиты:

1. Томсонит $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 2,5\text{H}_2\text{O}$
2. Гейландит $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
3. Хабазит $\text{CaAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{16} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

Из сопоставления химических составов минералов
"эпидотовой" точки - эпидота - и пумпеллита и их ближай-
шего "соседа" - пренита - видно, что в них меняется чис-
ло кислорода и гидроксильных групп. По-видимому, решаю-
щим фактором, разграничивающим поля устойчивости этих ми-
нералов, является температурный фактор.

ВЫВОДЫ

1. Наблюдаемый парагенез: с гидротермальных ми-
нералов отвечает среднетемпературной ступени автомета-
морфизма, что является, видимо, типичным для процесса
формирования гипабиссальных интрузий (Жариков 1959;
Перчук, 1964 и др.).
2. Наиболее интенсивным процессом является про-
цесс эпидотизации, который связан с гидротермальным ав-
тометаморфизмом основных пород Зекарской интрузии.
3. При процессе эпидотизации не наблюдается за-
метного приноса компонентов, хотя в ряде случаев эпидот
образуется в результате приноса кальция (случай заме-
щения биотита эпидотом) (Кекелия, 1964).
4. Наличие магния в эпидотах связано с более ос-
новным характером среды.
5. Кристаллизация эпидота способствует сопряжен-
ные реакции, что подтверждается часто наблюдаемым
совместным нахождением эпидота и хлорита как одно-
временных вторичных продуктов.
6. Процесс образования эпидота при его высокой
железистости (35-40 мол. % Fe_2O_3) позволяет судить об
относительном недостатке глинозема, характеризующем ис-
точную габбро-диоритов Зекарской интрузии, и в то же
время повышена железистость эпидота может указывать
на сравнительно высокую температуру его образования.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ЗЕКАРСКОГО МАССИВА

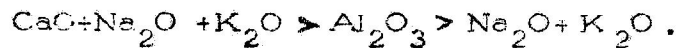
При характеристике петрохимических особенностей Зекарской интрузии нами было использовано 30 химических анализов, приводимых впервые.⁸⁾

До настоящего времени не было достаточно обширного материала данных, позволяющих выявить петрохимические особенности пород Зекарского массива. Имеющиеся в литературе силикатные анализы, приводимые в работе В.Р. Мухоморова (1954), давали неполное представление о химическом составе следованных пород. В результате настоящего исследования выявлены основные черты химизма всех фациальных разновидностей, встречающихся в пределах Зекарского массива: габбро, в том числе и оливиновых (табл. 13), шонкинитов (табл. 14), габбро-диоритов и диоритов (табл. 15), а также вмещающих эффузивных пород, представленных андезитами, базальтами и их туфами (табл. 16).

Петрохимические пересчеты силикатных анализов пород произведены методом А.Н. Заварицкого (1960); основные числовые характеристики нанесены на диаграмму (рис. 12). С целью сравнения, на диаграмму нанесены также средние химические составы габбро, шонкинитов и диоритов (по Дэли) и осевая линия химизма вулканогенных пород Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Ометим некоторые черты химизма исследованных пород интрузии в целом.

1. Как видно из приводимой диаграммы, химический состав наших пород отвечает нормальным составам, в которых характерным является следующее соотношение молекулярных количеств окислов:



8) Силикатные анализы были выполнены в Институте геохимии и аналитической химии АН СССР, в Геологическом институте АН СССР и Геологическом Управлении АН СССР химиками-аналитиками А.Т. Болдыревой, К.Ш. Мтиулишвили, В.Н. Бугианишвили, А.Н. Алексеевко и Н.И. Петвария.

Таблица 13
Химические составы оливинового габбро и габбро
Зекарской интрузии, вес. %.

№ пробы	219	146	160-к	236	233	102	46	39	231	78
SiO ₂	59,78	43,02	45,85	43,80	46,18	46,54	46,32	46,90	47,30	48,68
TiO ₂	1,40	1,25	1,10	1,12	1,15	0,90	1,23	1,06	1,00	0,98
Al ₂ O ₃	15,90	19,55	18,38	18,64	15,30	18,04	18,39	18,42	19,02	15,82
Fe ₂ O ₃	9,08	9,70	7,03	7,39	6,59	5,29	4,04	4,33	4,80	5,90
MnO	5,78	2,04	3,17	4,31	5,58	4,83	5,24	4,81	4,20	3,80
MgO	0,17	0,21	0,24	0,20	0,20	0,28	0,14	0,17	0,14	0,16
CaO	16,00	12,31	13,23	14,21	12,90	10,57	10,87	10,38	10,47	11,65
MgO	7,70	6,23	6,77	6,83	7,00	5,83	5,04	4,88	4,85	4,48
Na ₂ O	0,84	2,26	2,05	1,92	2,34	2,92	3,07	3,21	2,80	2,40
K ₂ O	1,15	1,30	1,15	0,30	1,78	1,28	0,58	1,75	1,64	1,40
P ₂ O ₅	0,24	0,55	0,66	0,00	0,30	0,70	0,75	0,78	0,86	0,30
FeO	-	-	-	-	-	0,20	2,24	0,40	-	-
CaO	-	0,08	-	0,32	-	0,28	0,40	0,48	-	-
FeO	2,13	0,81	0,55	0,51	0,82	2,02	1,86	1,40	3,05	4,22
Σ	100,18	97,90	100,16	93,65	100,08	91,81	99,97	99,81	99,82	90,85

Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

а	3,0	7,4	6,4	4,8	7,5	8,0	7,8	10,3	9,4	7,8
б	9,3	10,3	6,4	9,2	6,5	8,5	9,7	8,8	9,3	7,9
в	28,3	23,7	33,8	32,5	32,7	25,5	21,0	22,40	22,4	25,2
г	48,8	53,7	58,4	53,2	58,3	57,1	61,5	58,5	58,0	59,6
д	30,0	41,0	34,0	34,8	33,0	37,0	42,0	40,0	38,0	37,0
е	35,0	39,0	35,0	37,7	37,0	41,0	45,0	39,0	40,0	32,0
ж	29,0	19,0	30,0	27,2	29,0	20,0	15,0	21,0	21,0	30,0
з	62,0	72,0	74,0	81,0	67,0	77,0	83,0	74,0	74,0	72,0
и	2,0	2,05	1,9	1,8	1,8	1,02	1,78	1,6	1,6	1,46
к	21,0	31,0	18,6	20,1	17,0	19,0	17,0	17,8	19,0	21,0
л	-18,9	-17,5	-12,4	-12,4	-14,8	-12,1	-12,3	-14,4	-10,3	-3,3
м/с	0,4	0,7	1,0	0,5	1,15	1,05	0,8	1,17	1,0	1,0

Аналитик: А.Т. Болдырева; Автор диаграммы: Н.И. Петвария; А.Т. Болдырева; К.Ш. Мтиулишвили; А.Т. Болдырева

Примечание: Приводятся впервые

Примечание: Обр. 219 - габбро-пироксенит (участок "Чочуби"), Милер, состав: плагиоклаз, пироксен, вторичный биотит. Обр. 146, 160-к, 236, 220 - оливиновое габбро, правый пр. Хемискиада, ур. "Чашета". Оливины - реликтовые, плагиоклаз, пироксен. Обр. 233, 102, 46, 39 - габбро, ушгелы "Мадико-Геле", минералы: состав: плагиоклаз, пироксен, роговая обманка. Обр. 160, 231, 1, 73 - габбро, выходы в ушгеле Баратхева, милер, состав: плагиоклаз, пироксен, вторичный биотит и альбит.

Таблица 14

Химические составы габбро-шонкинитов Зекарской интрузии, вес, %

№ пробы	150	250	2150	242	130	1300	240
Оксиды							
SiO ₂	45,73	47,20	47,00	47,00	49,45	50,50	50,50
TiO ₂	1,17	0,90	0,98	1,15	0,70	1,11	0,80
Al ₂ O ₃	17,45	14,30	16,00	16,40	17,85	17,83	17,78
Fe ₂ O ₃	4,97	5,80	4,7	6,80	1,37	5,36	4,10
FeO	5,32	4,20	4,30	4,31	4,50	4,31	4,20
MnO	0,34	0,17	0,15	0,14	0,14	0,15	0,34
MgO	3,96	7,00	0,80	5,10	4,03	4,44	4,31
CaO	11,32	12,30	9,30	11,00	7,75	7,92	9,65
Na ₂ O	2,43	3,80	5,10	4,50	3,90	3,50	3,68
K ₂ O	3,17	2,40	2,40	2,00	4,30	2,80	2,31
P ₂ O ₅	1,04	0,33	0,37	0,32	0,23	0,43	0,79
SO ₃	0,25	-	-	-	-	-	0,18
Влага	0,11	-	-	-	0,06	-	0,08
П.п.п.	2,53	1,50	3,00	1,00	1,72	2,33	1,06
Сумма	99,79	100,39	99,70	100,32	99,70	99,80	99,73
Числовые характеристики по А.Н.Заваришкому							
a	10,5	11,0	14,5	12,8	15,5	12,4	13,1
c	7,2	3,8	3,4	4,6	4,7	6,4	5,1
b	24,6	32,1	27,44	27,5	20,5	19,3	22,8
s	57,7	53,1	54,6	55,1	50,3	61,4	50,0
f	41,0	27	29	30	40	45	36
m'	28	39	42	31	34	40	33
e'	31	34	29	32	25	1	5
n	54	70	78	78	53	65	62
t	1,6	1,7	1,6	1,74	1,08	1,64	1,1
φ	18	15	14	21	18	25	18
Q	-12,8	-19,6	-13,1	-20,0	-17,1	-8,4	-13,3
a/c	1,5	2,9	4,3	2,8	3,3	2,0	2,6
Аналитик или автор	В.Н.Буга-нишвили	А.Т.Болдыжова		Н.И.Палер-вария	А.Болды-рева	В.Н.Буга-нишвили	
Литератур-ный источник	Приводятся впервые						

Примечание: Обр. 150, 118, 250, 242 - габбро-шонкиниты (центральная часть интрузии), минеральный состав: плагиоклаз, пироксен, биотит, калишпат. Обр. 2150, 1300 - габбро-шонкиниты (выход в ущелье Боретхви), минеральный состав: плагиоклаз, пироксен, биотит, калишпат. Обр. 130, 240 - диориты (ущелье р. Чивста), минеральный состав: плагиоклаз, пироксен, ромбная обманка, биотит, калишпат.

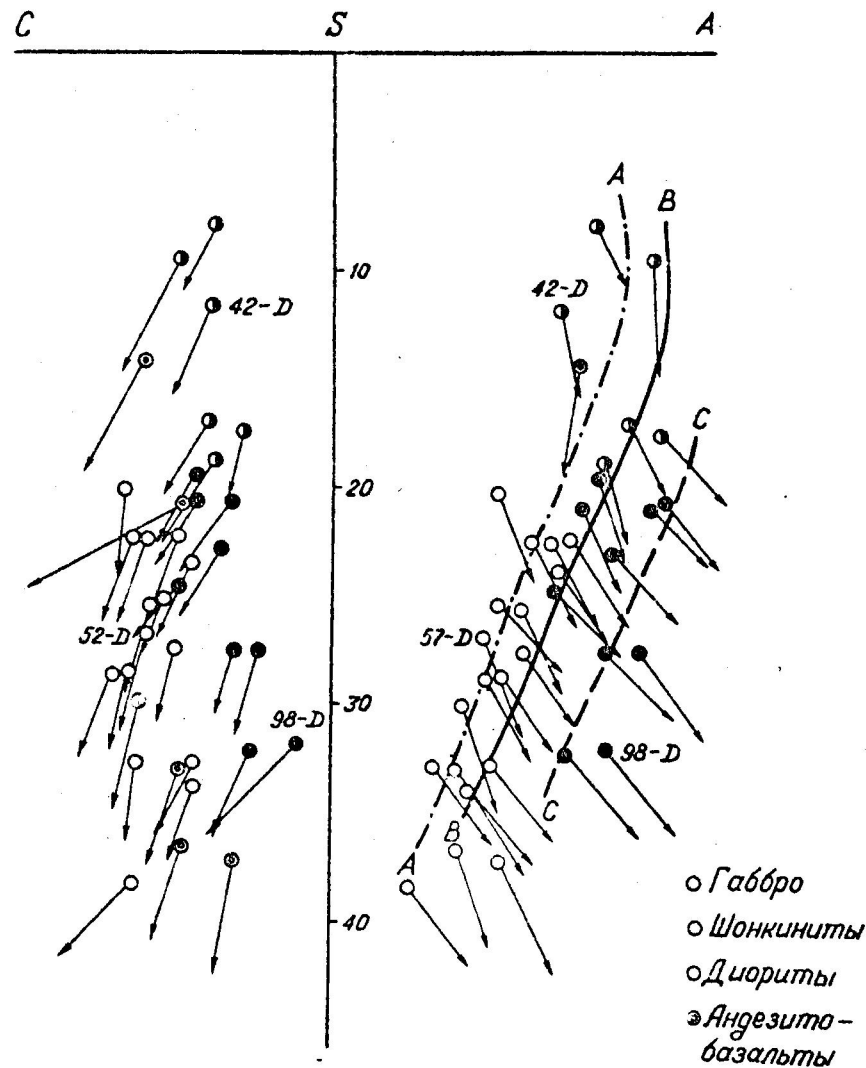


Рис. 12. Векторная диаграмма химического состава габбро-диоритов и эффузивов Зекарского массива.

2. Важной особенностью пород Зекарской интрузии является недосыщенность их кремнекислотой. Значение фигурента Φ как правило, отрицательное и колеблется в довольно широких пределах: для габбро от $-2,3$ до $-3,4$ и для шонкинитов от $-3,4$ до $-21,0$ и для габбро-диоритов от $-0,2$ до $-3,8$. Исключение составляет кварцевый диорит, в котором наличие свободного кварца выражается в значительном значении Φ , равном $+18,7$.

Наиболее заметные колебания из основных химических характеристик испытывает параметр "а", который может быть выражен в виде отношения щелочности, и параметр "б", определяющий количество темноцветных составляющих в породе. Сравнительно меньшее колебание обнаруживает величина параметра "с" ($S = 62,0 - 74,4$ для диоритов); пределы колебаний параметров "а" и "б" для пород интрузии весьма значительные ($a = 3,6 - 16,4$; $b = 7,8 - 38,3$).

Причиной, обусловившей колебание этих величин, явилось, по-видимому, крайнее непостоянство количественно-минералогического состава по всей интрузии. Это наложило свой отпечаток на характер распределения темноцветных минералов, главным образом пироксена и биотита, исследованных породах.

Иная картина наблюдается в отношении параметра "с" (отображающего значение аортитовой составляющей), величина которого для всей интрузии колеблется в пределах от $3,8$ до $10,3$. Однако на самом деле пределы колебаний гораздо более узки, так как низкое значение "с" отмечается лишь для единичных пород (см. табл. 13, 14, 15, 16). Прежде всего это сказывается на составе плагиоклазов. Как показала оптика плагиоклазов, основность их колеблется в небольших пределах (предел колебаний не превышает $15-20\% An$).

Изложенные данные позволяют установить следующие петрохимические особенности исследованных габбро и диоритов.

По химизму породы Зекари принадлежат к ассоциации с типичным щелочноземельным характером. На плоскостях SAB и SCB (рис. 12) расположение фигуративных точек указывает на разный щелочной характер этих пород; при этом заметного различия в отношении их кремнекислотности не наблюдается. Таким образом, при близких значениях содержаний кремнекислоты в габбровых породах отмечается повышенное содержание щелочей (табл. 17, 18). Это отражается и на минеральном составе пород. В породах повышенной щелочности происходит образование нового парагенезиса минералов, характеризующегося развитием полей кристаллизации биотита и калиевого полевошпата, а также уменьшением основности плагиоклаза, хотя последнее явление проявлено в меньшей степени. Эти породы характеризуются $Kш+Би+Пи+Пл$ парагенезисом, отличное от пород, фигуративные точки которых на плоскости SAB расположены ближе к линии SB и для которых характерен $Пл+Пи(+P, обл.)$ парагенезис. Между этими породами наблюдаются постепенные переходы с промежуточными разновидностями (рис. 12). Среди пород Зекарской интрузии выделяются две вполне определенные самостоятельные серии (Кекелия, 1966), одна из которых (главная) отражает изменение химического состава от габбро до диоритов, другая же — в группе шонкинитов и монцонитов. Сопоставление этих серий с классическими типами различных эффузивных пород по А.Н.Заварицкому (1950) показывает почти полную аналогию изменения химизма от габбро до диоритов Зекарской интрузии с типом Иелоустонского парка, в частности, с породами вулкана Крандал (линия II на диаграмме — рис. 13), относимых к щелочно-эвтектическому типу; напротив, серия габбро-шонкинитов близка к щелочным сериям типа Этны и Марос-Хайвуд (линия I). Таким образом, в Зекарской интрузии обнаруживается отчетливая дифференциация по кремнекислотности в пределах каждой серии) и при близости значений кремнекислотности — различие по щелочности (между сериями) Кекелия, 1966).

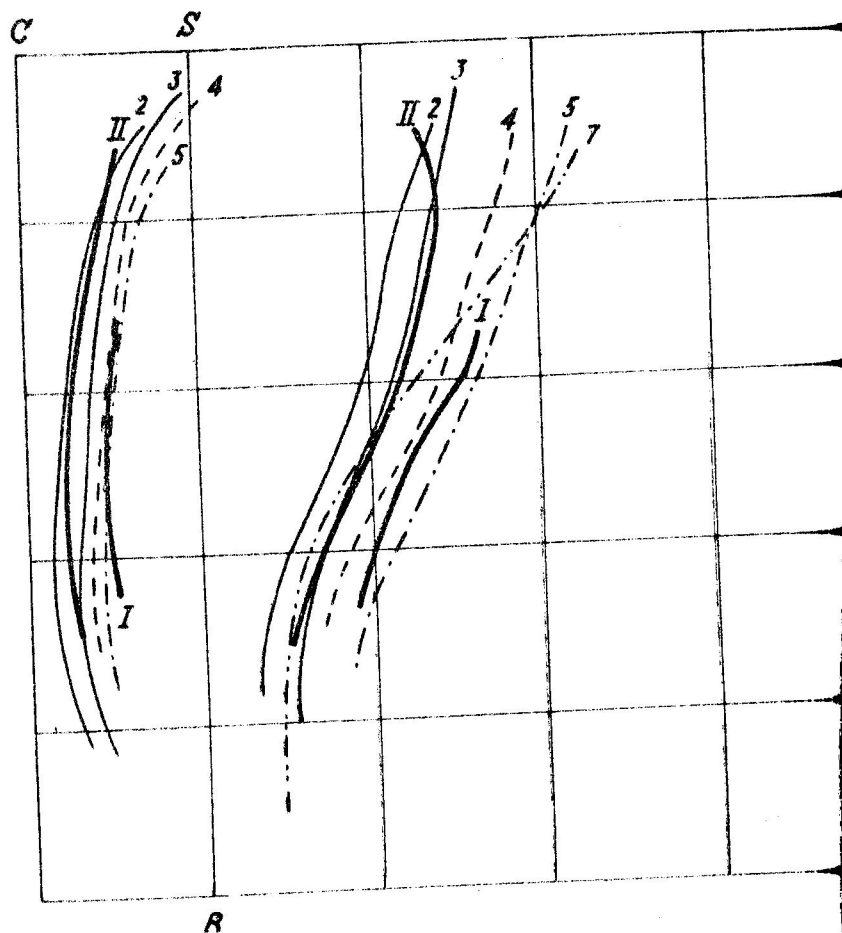


Рис. 13. Диаграмма сравнения вариационных линий различных серий пород с вулканическими ассоциациями различных регионов (по Заварничкому, 1960).

Особый интерес представляет распределение калия и натрия в интрузивных породах. Величина соотношения K_2O и Na_2O колеблется в основном в пределах от 0,25 до 1,5. Некоторые породы показывают отношение K_2O/Na_2O , близкое к единице. Это главным образом породы повышенной щелочности (в данном случае калия) – шонкиниты и мондониты. Высокое значение отношения K_2O/Na_2O , равное двум, наблюдается только в образце 219, который представляет собой габбро-пироксенит и расположен в эдзоконтактной зоне интрузии (повышенное содержание калия в

Таблица 15

Химический состав диоритов Зекарской интрузии, вес. %

№ пробы	13	243	143	49	107
Окислы					
SiO_2	52,60	52,80	55,44	56,44	60,40
TiO_2	0,70	1,00	0,74	0,36	0,49
Al_2O_3	17,00	18,10	19,25	20,59	17,04
Fe_2O_3	5,80	4,14	2,25	1,25	2,49
FeO	4,30	3,25	3,02	3,20	2,04
MnO	0,14	0,11	0,17	0,10	0,15
MgO	4,12	3,10	3,52	2,81	1,42
CaO	5,80	7,60	7,33	5,74	5,43
Na_2O	3,42	6,00	3,92	4,17	3,60
K_2O	3,30	2,00	3,75	3,31	3,00
P_2O_5	0,32	0,11	0,40	0,55	0,14
SO_3	-	-	0,13	0,34	-
Влага	0,29	-	0,28	0,24	0
П.п.п.	1,93	2,10	0,88	0,84	3,75
Сумма	99,72	100,34	99,98	99,84	99,85

Числовые характеристики по
А.Н.Заварицкому

a	12,8	16,4	13,9	14,9	12,3
c	5,5	4,2	5,8	7,2	5,5
b	18,7	17,4	16,9	9,5	7,8
s	63,0	62,0	63,4	68,4	74,4
f	51	38	28	44	53
m'	39	30	35	53	31
c'	10	30	17	23	15
n	61	82	62	66	66
t	1,01	1,46	0,97	0,53	0,56
ψ	27,5	21	11	10,7	28
Q	-5,1	-3,0	-6,8	-0,2	+18,7
a/c	2,3	3,9	2,4	2,1	2,3

Аналитик А.Н.Алек- А.Т.Бол- Н.И.На- К.Ш.Мти- А.Т.Бо
или автор сеенко дырева петвария улишвили дырева

Литературный источник Приводятся впервые

Примечание: Обр. 13, 243, 143, 49 - габбро-диориты (центральная и северная периферия интрузии); минеральный состав: плагиоклаз, роговая обманка, биотит, вторичный кварц. Обр. 107 - кварцевый диорит (урочище с. Хани); минеральный состав: плагиоклаз, кварц, роговая обманка.

ней объясняется наличием вторичного биотита). Однако эндоконтакты Зекарской интрузии обычно обьединены щелочами - в них отсутствуют калиевые минералы и кислый плагиоклаз. При сравнении роя векторов интрузивных и эффузивных пород Зекарского массива наблюдается большое сходство их химического состава. Фигуративные точки пород вмещающей толщи (рис.12) совпадают с направлением дифференциации химического состава интрузивных габбровых пород (белые, черные и черно-белые точки). Отмечаются лишь небольшие различия: в нижней части диаграммы (плоскость SAB) векторы эффузивных пород проявляют больший наклон в длину, чем векторы оливиновых габбро и габбро, что указывает на относительно низкую известковистость и щелочность и высокую магнезиальность эффузивных пород по сравнению с интрузивными. Однако эти различия настолько небольшие, что их нельзя принимать как существенный признак химизма сравниваемых пород.

Анализ диаграммы (рис.12) показывает, что химические составы исследованных пород несколько отличны от составов габброидов по Дэли: фигуративные точки габбровых пород Зекари заметно отклонены от соответствующих средних составов этих пород по Дэли (образцы 56-Д, 57-Д и 98-Д), а также характеризуются более пологим наклоном векторов на плоскости SAB. Это указывает, во-первых, на повышенную основность пород Зекарской интрузии по сравнению со средними составами аналогов, по Дэли, что отражается в увеличении значений параметров „с“ и „с'“ и в ряде случаев m'. Минералогически этот эффект выражается в образовании известковистых (кальциевых) минералов - салит-авгита, основного плагиоклаза, апатита, а также биотита с низкой железистостью в ряду габбро-диорита. Во-вторых, исследованные габброиды отличаются более высокими значениями параметра a, отражающего обогащение щелочами. Последнее особенно четко проявлено в шонкинитах и габбро-шонкинитах. При этом, если для главной серии Зекари среди щелочей преобладает нат-

рий, то для серии габбро-шонкинитов возрастает значение калия (уменьшение параметра n), что видно также из рис. 12. Минералогически это означает появление калиевых минералов - биотита и калишпата в ассоциации с плагиоклазом и пироксеном в серии габбро-шонкинитов. Последнее свидетельствует о повышенной щелочности (в частности о повышении активности калия) в расплаве, из которого кристаллизовались шонкиниты, что подтверждается также и вышесказанной близостью серии шонкинитов с амазонитовыми сериями типа Этна и Марс-Хайвуд.

Высокая щелочность и известковистость характерна также и для дворитов Зекарской интрузии.

Таблица 10

Химический состав пород вмещающей андезит-базальтовой толщи Зекарского массива, вес. %.

Порода	Андезит-базальты				Туф	Андезит
	216	200	250	258	28	223
Окислы						
SiO ₂	45,12	45,96	42,24	47,16	51,94	50,06
TiO ₂	0,82	0,93	1,05	0,80	0,34	0,97
Al ₂ O ₃	13,00	13,76	14,38	17,14	20,59	18,58
Fe ₂ O ₃	4,00	4,42	9,50	4,28	1,88	4,07
FeO	5,52	5,04	6,48	4,40	3,70	3,36
MnO	0,14	0,14	0,20	0,22	0,18	0,15
MgO	11,80	8,96	9,50	4,30	3,96	5,27
CaO	11,88	13,96	9,96	7,74	6,58	10,58
Na ₂ O	3,15	1,83	2,02	1,72	3,15	3,79
K ₂ O	0,80	1,08	0,97	4,67	2,47	1,82
P ₂ O ₅	0,21	0,18	0,04	0,05	0,59	0,25
ΣO ₂	-	-	-	-	0,20	-
H ₂ O ₁	-	-	2,56	1,56	-	-
H ₂ O ₂	-	-	0,40	0,47	0,44	-
Н. в. в.	3,57	6,44	0,95	5,04	3,78	1,27
Σ в. в.	100,01	99,67	100,28	99,61	99,80	100,17

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

a	7,9	5,8	5,9	11,7	11,6	11,2
c	4,5	6,7	6,9	6,9	8,8	7,2
b	37,1	32,9	36,5	20,8	14,2	22,3
s	50,5	54,6	50,7	60,6	65,4	59,3
f	23	12	40	42,3	39	31,0
m'	53	48	45,2	39,4	52	41,0
c'	26	33	15,1	17,3	-	27,0
a'	-	-	-	-	8,5	-
n	85	71	78	35	66	77
t	1,3	1,4	1,9	1,3	0,46	1,5
φ	9	3,9	22,6	19,8	11,6	16,0
Q	-19,3	-9,1	-17,6	-9,1	-1,2	-11,0
a/c	1,75	0,87	0,85	1,7	1,3	1,55

Аналитик А.Т.Болдырева К.Ш.Мгулишвили
или автор

Литературный источник Приводится впервые

Примечание: Обр. 216 - пироксен-плагиоклазовый порфирит (ур. "Чочеби" 1). Обр. 200, 250, 258 - пироксен-плагиоклазовые порфириты с небольшим количеством роговой обманки в порфиритовых выделениях; основная масса криптокристаллическая (водораздел рр.Ханискала и Баратхеви и водораздел рр.Ханискала и Маднисгоде). Обр. 28 - туф (г. Нагеба), обр. - 223 - андезит (средний исток р. Ханискала.).

Таким образом, анализ диаграмм приводит нас к выводу о генетическом родстве Зекарской интрузии и вмещающей андезит-базальтовой толщи: совпадение фигуративных точек химических составов эффузивов с направлением дифференциации химического состава габбро-диоритовой серии с вариационной линией химизма палеогеновых пород Аджаро-Триалетской складчатой системы (Дзоценидзе, 1948) свидетельствует, наряду с геологическими данными, о происхождении интрузивных и эффузивных пород из единой ронабачальной магмы, т.е. об их комагматичности.

Диаграмма (рис. 12) (см. габбро-диоритовую серию) наглядно иллюстрирует процесс кристаллизационной дифференциации, приведшей к последовательному внедрению отдельных членов серии в вулканогенную толщу.

ЗАВИСИМОСТЬ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ГАББРОИДНЫХ ПОРОД ОТ ХИМИЧЕСКИХ ПОТЕНЦИАЛОВ K_2O И Na_2O .

Наиболее характерными минеральными ассоциациями габброидных пород Зекари являются: 1) плагиоклаз + моноклиновый пироксен, 2) плагиоклаз + моноклиновый пироксен + биотит, 3) плагиоклаз + роговая обманка + биотит + моноклиновый пироксен, 4) плагиоклаз + ромбический пироксен + моноклиновый пироксен, 5) плагиоклаз + ромбический пироксен + моноклиновый пироксен + роговая обманка, 6) калишпат + плагиоклаз + моноклиновый пироксен + биотит.

Равновесные четырехминеральные парагенезисы зафиксированы на отдельных участках Зекарской интрузии. Эти парагенезисы представлены следующими минералами: 1) плагиоклаз + моноклиновый пироксен + роговая обманка + биотит; 2) плагиоклаз + ромбический пироксен + моноклиновый пироксен + роговая обманка и плагиоклаз + моноклиновый п

рогенезис + биотит + калишпат.

Нами не приводятся парагенезисы кварцсодержащих пород, занимающих значительный объем в Зекарском массиве и обособленных в виде майомонных жил.

Исследование минеральных парагенезисов с помощью принципа фаз показало, что при становлении их K_2O и Na_2O вели себя вполне подвижным образом. Количество одновременно присутствующих минералов, находящихся в равновесии, не превышает четырех. Предположение Д.С. Коржинского (1946, 1957) о вполне подвижном поведении щелочей при магматических процессах, в дальнейшем нашло экспериментальное подтверждение (Челищев и др., 1963).

Количество равновесных минералов в породах Зекари полностью определяется числом виртуальных инертных компонентов: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и $(Mg, Fe)O$. Минеральные ассоциации отдельных участков Зекарской интрузии указывают на повышение химических потенциалов щелочей (в основном K_2O), нарушающих нормальный ход кристаллизации габбровой магмы.

Для выяснения зависимости минеральных парагенезисов габбровых пород Зекари от двух интенсивных факторов равновесия нами построена диаграмма химических потенциалов K_2O и Na_2O (рис. 14). В конкретном случае при произвольных и постоянных температуре и давлении и независимых значениях K_2O и Na_2O будем иметь наиболее сложный шестиминеральный парагенезис ($\Phi = K, + 2 = 6$), которому соответствует точка на диаграмме химических потенциалов K_2O и Na_2O . При составлении матрицы (табл. 17) использовались данные химических анализов (табл. 3, 6), определение номеров плагиоклазов на Ферритском столике и формулы, заимствованные из справочников А.Н.Вицелла (1953) и В.Трегера (1958).

Расчет моновариантных реакций (табл. 18) проводился при помощи определителей (Коржинский, 1957). Для установления стабильности линий относительно невариантной точки использовалось правило Скрейнемакера (1948, Коржинский, 1957). Направление линий (угол на-

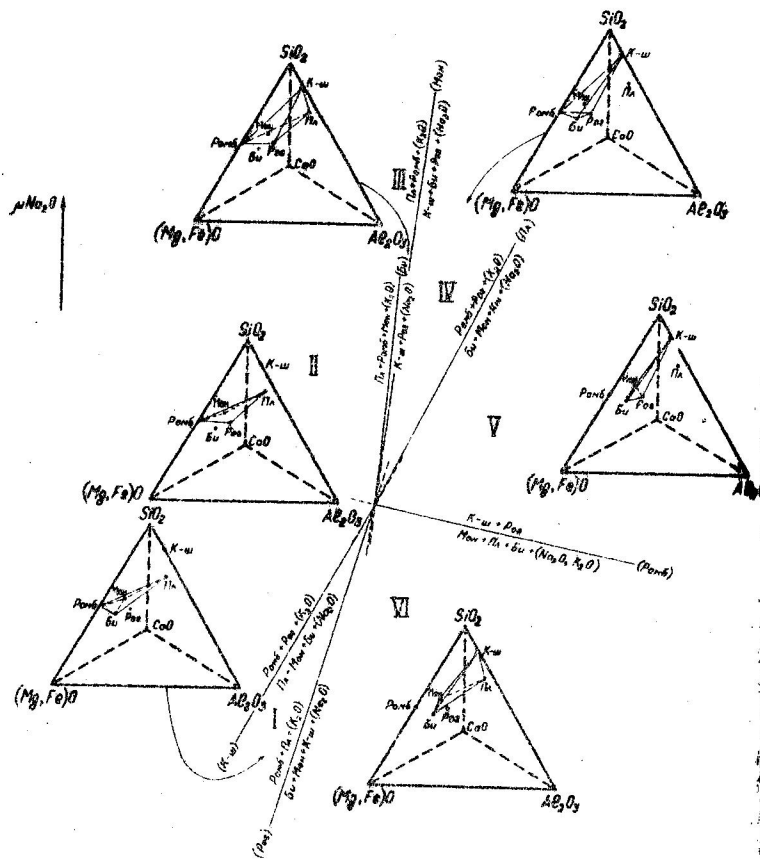


Рис. 14. Диаграмма, иллюстрирующая зависимость минеральных парагенезисов от химических потенциалов калия и натрия (обозначения минералов те же, что и в таблице 22).

дана касательных моновариантных кривых) определялось исходя из закона действующих масс:

$$\frac{d\mu \text{Na}_2\text{O}}{d\mu \text{K}_2\text{O}} = \frac{b}{a} = \text{tg } \alpha,$$

где a и b — стехиометрические коэффициенты при Na_2O и K_2O соответственно в моновариантных реакциях.

На диаграмме (рис. 14) изображен пучок устойчивых линий моновариантных равновесий, разделяющий ее на шесть дивариантных полей, в пределах которых возможно независимое изменение химических потенциалов K_2O и Na_2O . В каждом поле вписан тетраэдр состава, отражающий связь между минеральным составом и соотношением инертных компонентов — SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$, определяющих минеральный состав породы.

Рис. 15 дает представление о способе нанесения химических составов минералов в тетраэдр.

Таблица 17

Составы реагирующих минералов

Минерал	Символы	SiO_2	$1/2 \text{Al}_2\text{O}_3$	$(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$	CaO	K_2O	Na_2O
Плагиоклаз	Пл	12	8	0	3	0	1
Моноклинный пироксен	Мон	1,8	0,25	1	0,86	0	0,01
Ромбический пироксен	Ромб	2	0	2	0	0	0
Биотит	Би	2,9	1,25	2,7	0,2	0,35	0,05
Роговая обманка	Рог	6	3	4	2	0	0,5
Калишпат	КШ	3	1	0	0	0,5	0

Таблица 18

Возможные моновариантные реакции между минералами

Символы минералов	Моновариантные реакции
Пл	$12,1 \text{ Би} + 11,4 \text{ Мон} + 0,18 \text{ Кш} + (2,4225 \text{ Na}_2\text{O}) = 9,925 \text{ Ромб} + 6,055 \text{ Рог} + (4,34 \text{ K}_2\text{O})$.
Мон	$3,8 \text{ Пл} + 13,7 \text{ Ромб} + (6,4 \text{ K}_2\text{O}) = 11,4 \text{ Кш} + 2,0 \text{ Би} + 5,5 \text{ Рог} + (0,95 \text{ Na}_2\text{O})$.
Ромб	$116,36 \text{ Кш} + 144,78 \text{ Рог} = 16,44 \text{ Мон} + 39,7 \text{ Пл} + 153,4 \text{ Би} + (23,366 \text{ Na}_2\text{O}) + (4,42 \text{ K}_2\text{O})$.
Би	$12,1 \text{ Пл} + 38,4 \text{ Ромб} + 6,0 \text{ Мон} + (16,1 \text{ K}_2\text{O}) = 36,2 \text{ Кш} + 20,7 \text{ Рог} + (1,81 \text{ Na}_2\text{O})$.
Рог	$414,0 \text{ Би} + 330,0 \text{ Мон} + 368,8 \text{ Кш} + (97,1 \text{ Na}_2\text{O}) = 723,9 \text{ Ромб} + 121,1 \text{ Пл} + (32,93 \text{ K}_2\text{O})$.
Кш	$3,8 \text{ Пл} + 684 \text{ Мон} + 724 \text{ Би} + (137,56 \text{ Na}_2\text{O}) = 581,8 \text{ Ромб} + 368,8 \text{ Рог} + (253,4 \text{ K}_2\text{O})$.

Примечание

к таблице 18: Каждая реакция обозначается символом отсутствующего минерала.

Диаграмма (см. рис. 14) наглядно иллюстрирует изменение парагенетических соотношений минералов с изменением химических потенциалов K_2O и Na_2O , т.е. зависимость состояния магматической системы от выделенных двух интенсивных факторов равновесия. Определенным полям диаграммы соответствуют максимальные четырехминеральные парагенезисы, слагающие в основном как отдельные массивы, так и небольшие участки в пределах габброидных интрузий. Здесь необходимо отметить, что диаграмма отражает зависимость минерального состава от химизма для недосыщенных кремнекислотой пород, пользующихся наибольшим распространением.

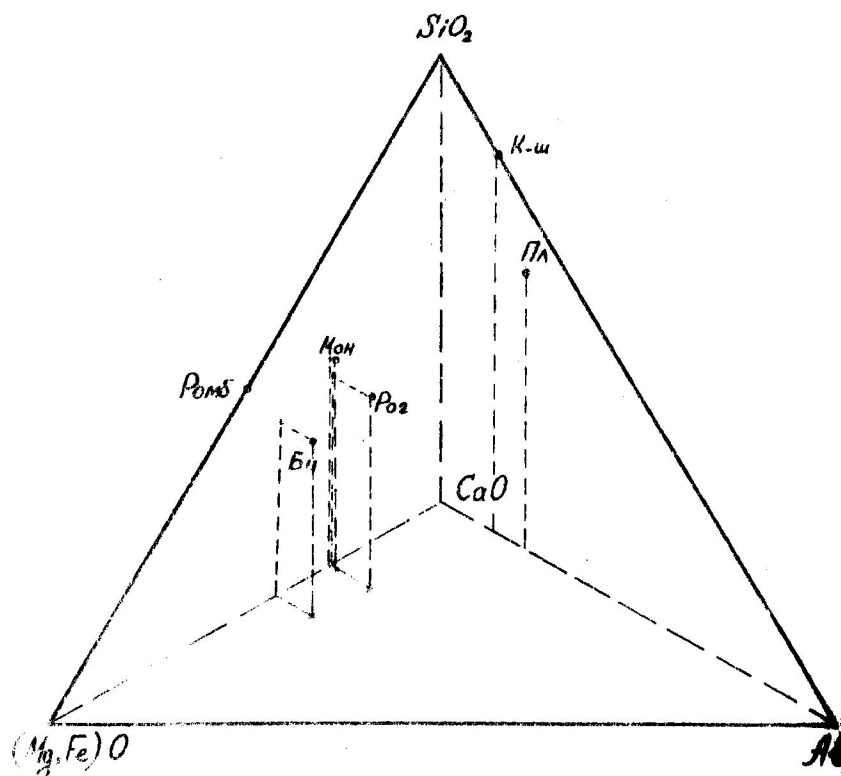


Рис. 15. Диаграмма, дающая представление о способе изображения химических составов минералов в T раздре.

Как видно из диаграммы, при постоянном потенциале K_2O и повышении потенциала Na_2O (переход от поля VI к полю I, а также от поля I к полю II) происходит закономерная смена парагенетической ассоциации Би+Мо+Кш+Пл (поле VI) ассоциацией Ромб+Мо+Пл+Би (поле I), которая в свою очередь сменяется парагенезисом Ром+Мо+Ро+Пл (поле II).

Наиболее широко как в пределах Зекарской интрузии, так и в других интрузивных породах Аджаро-Триалетской Вакиджварская и Намастревская (Закариадзе, 1964) распространены парагенезисы поля VI (Пл+Кш+Мо+Би и Пл+Ро+Би+Мо). Отмечаются также и ассоциации, типичные для поля II (Пл+Ромб+Мо+Ро) в Зекарской интрузии (Кекелия, 1966) и поля V (Пл+Кш+Мо+Ро) в Дзамской интрузии. На микрофотографии (рис. 16) видна минеральная ассоциация поля VI.



Рис. 16. Ассоциация биотита, пироксена, плагиоклаза калиевого полевого шпата.

Таким образом, при изотермических условиях кристаллизации и однородности состава исходного магматического расплава, увеличение потенциала K_2O (при постоянном значении потенциала Na_2O) приводит к расширению полей кристаллизации биотита и калишпата в ассоциации с пироксеном и плагиоклазом (Кекелия, 1966). Такая закономерность зафиксирована на отдельных участках центральной части Зекарской интрузии, где, наряду с парагенезисом Пл+Мо, Мо+Ромб+Пл+Ро, наблюдаются парагенезисы Пл+Кш+Мо+Ро и Пл+Би+Кш+Би, указывающие на высокий химический потенциал K_2O в момент их кристаллизации.

Выводы, полученные из диаграммы потенциалов щелочей, могут быть распространены не только на комплекс интрузивных пород Аджаро-Триалетской складчатой системы, но имеют и более общий характер.

Так, например, типоморфные парагенезисы I и II полей, указывающие на относительно низкий потенциал K_2O , широко распространены в Чинейской габбро-анортозитовой интрузии (Лебедев, 1962), а парагенетические ассоциации V поля встречаются наиболее часто в габброидных породах Армении (Геворкян, 1965), Карелии (Богачев и др., 1963) и других регионов.

Изложенные выше результаты наших исследований (Кекелия, 1966) и существующий литературный материал (Дзоенцидзе, 1948; Закариадзе, 1965; Лордкипанидзе и др., 1964) по вулканизму Аджаро-Триалетской складчатой системы свидетельствуют о едином источнике пород — магме основного состава, дифференциация которой запечатлена в гамме интрузивных образований; а разнообразие парагенетических ассоциаций габброидных пород вызвано различными химическими потенциалами щелочей для отдельных интрузий.

ПОВЕДЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ ЗЕКАРСКОГО МАССИВА

История исследования общих закономерностей распределения редкоземельных элементов в земной коре охватывает последние четыре десятилетия. В работах, опубликованных за это время, затронуты главным образом вопросы геохимии редкоземельных элементов в кислых и, частично, в щелочных породах, а также метеоритах. Среди них следует отметить следующие: V.M. Goldschmidt and L. Thomsen (1924), V.M. Goldschmidt (1926), Г. Хевеши (1929), Е. Minami (1935), I. Z. Noddack (1935). В последние годы существенный вклад в проблему изучения редкоземельных элементов внесли Л.С. Бородин (1960), Ю.А. Балашов, Н.В. Туранская (1960₁, 1960₂), Б.И. Злобин Ю.А. Балашов (1961); А.П. Виноградов (1961₁, 1961₂, 1962), Э.Я. Вайнгейн, А.С. Павленко, Н.В. Туранская, Т.Н. Юлова (1961); И.В. Швей (1962); Ю.А. Балашов (1962) и другие.

Данные о содержании редкоземельных элементов в основных породах опубликованы впервые в 1952 году (Сахама, 1952). Т.Г. Сахама приводит всего лишь один анализ габбро и долерита на содержание р.э.э. При сравнении с другими более кислыми типами пород Южной Лapplандии автором установлено, что для габбро и долеритов, а также для зеленокаменных пород характерно заметное накопление элементов иттриевой группы по сравнению с гранитами, гранито-гнейсами и др. Преобладание иттрия в основных породах, по мнению Т.Г. Сахама, объясняется более легким изоморфным замещением кальция иттрием по сравнению с более крупными по объему элементами La, Ce и Nd.

Ю.А. Балашов в своей работе по распространенности редкоземельных элементов в земной коре (1963) приводит четыре анализа для основных пород из различных регионов: двух пироксенитов из Монче-Тундры (Кольский п-ов), уральского перидотита и габбро-диорита из Сусамынского батолита (Тянь-Шань). Эти данные позволяют судить о колебаниях $\frac{\sum Ce}{\sum Y}$ отношения (от 1,0 до 1,9) и суммы

TR_2O_3 (от 0,09 до 0,3%). Из Сусамырского батолита (Л. Леонова, Ю.А. Балашов, 1963) проанализированы основные породы первой интрузивной фазы на редкоземельные элементы; содержание р.э.э. в них равно, соответственно, 0,034%, 0,027% и 0,036%.

В работе А.С. Тауэла и др. (1965) приводятся несколько анализов для габбро и габбро-диоритов из гранитного массива (Калифорнийский батолит). В отличие от предыдущих исследований здесь имеются данные о содержании р.э.э. по мономинеральным фракциям.

Большое количество данных о содержании р.э.э. в эффузивных основных породах приводятся в работе Л.А. Хэскина и др. (1968); Минеева (1969) и др.

Материал по Зекарскому массиву позволил выявить определенные закономерности в распределении р.э.э. и на этом основании решить ряд петрогенетических вопросов.

Анализ содержания и состава редкоземельных элементов проводился при участии и под руководством Ю.А. Балашова химическим (для выделения суммы р.э.э.) и рентгеноспектральным (для определения индивидуальных р.э.э.) методами.

ВЛИЯНИЕ ФАЦИАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ ЗЕКАРСКОЙ ИНТРУЗИИ

Петрографический анализ показал, что в породах, гающих интрузию, обнаруживаются заметные вариации структуре, в соотношении и составе породообразующих минералов. Так, структура изменяется от гипидиоморфно-нистой и габбровой, офитовой и порфиroidной, вплоть до полосчатой. Состав плагиоклаза колеблется от № 45 до № 10. Непостоянен также парагенезис минералов и химический состав пород. Среди габбро выделяются оливинсодержащие, однако преобладают пироксеновые, а также биотит и калишлатсодержащие разновидности (габбро-шонкиниты). В более кислых породах характерны изменения от габбро-диоритов до габбро-монзонитов и диоритов.

Из анализов пород Зекарской интрузии на р.э.э. (табл. 19) следует, что в габбро и его более кислых аналогах состав и содержание р.э.э. значительно варьирует ($\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 1,8 - 3,1$ при $TR_2O_3 = 14 - 49 \cdot 10^{-3}\%$ и $\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 2,1$ при $TR_2O_3 = 18 - 76 \cdot 10^{-3}\%$, соответственно, для габбро-диорита). Сравнение распределения р.э.э. с особенностями химического состава изученных пород (табл. 20) указывает отчетливую корреляцию состава р.э.э. с изменением петрохимического параметра a , который в общей мере отражает, как известно, относительное количество щелочных элементов, связанных в лейкократовых породообразующих минералах. Тем самым подобная корреляция косвенно указывает на важность соотношения породообразующих минералов для оценки состава исследованных пород. Как показывает анализ обоих породообразующих минералов (табл. 21), в плагиоклазе преобладают легкие лантаноиды ($\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 2,1$).

В то время как в пироксене наблюдается накопление тяжелых групп и иттрия ($\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 1,3$). Можно полагать, что в породах, обогащенных Ca, Mg и Fe , каковыми являются габбро и габбро-диориты Зекарской интрузии, основ-

Таблица 19

Состав и содержание редкоземельных элементов в породах Зекарской габбро-диоритовой интрузии

№ образца	Порода	Содержание														E/Ce E/V	Содержание TR ₂ O ₃
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Vb	V			
38	Габбро	1	2,0	0,30	1,1	0,27	0,05	0,31	-	0,25	-	0,11	0,10	1,1	1,8	0,028	
118	Габбро-шонкинит	1	1,8	0,26	1,0	0,26	-	0,28	-	0,20	-	0,15	0,10	0,8	2,8	0,025	
242	То же	1	1,5	0,19	0,8	0,22	-	0,22	-	0,20	-	0,07	0,04	0,8	2,5	0,021	
165	Габбро	1	2,5	0,41	1,65	0,35	-	0,36	-	0,46	-	0,23	0,18	1,6	1,8	0,018	
220	То же	1	2,0	0,25	1,0	0,24	0,07	0,25	0,06	0,19	0,13	0,16	0,08	1,0	2,2	0,019	
129	---	1	1,9	0,23	1,1	0,18	-	0,27	-	0,22	-	0,12	0,10	1,3	2,0	0,017	
239	Габбро оливиновое	1	2,1	0,24	1,1	0,26	0,11	0,29	-	0,25	-	0,11	0,08	1,1	2,4	0,015	
236	То же	1	1,8	-	1,25	0,32	-	0,40	-	0,23	-	-	-	-	1,8	0,014	
237	Габбро	1	1,8	0,21	0,80	0,22	0,06	0,26	-	0,17	-	0,09	0,10	0,8	2,9	0,014	
81	Габбро александритовая	1	1,9	0,30	0,85	0,30	-	0,12	-	0,10	-	-	-	-	3,0	0,049	
125	То же	1	1,5	0,15	0,65	0,12	-	0,14	-	0,12	-	0,07	0,08	1,2	2,1	0,048	
127	---	1	1,7	0,22	0,80	0,18	-	0,18	-	0,13	-	0,08	0,06	0,7	3,1	0,035	
190	Среднее для габбро	1	1,86	0,24	1,1	0,26	0,08	0,27	0,06	0,22	0,09	0,13	0,10	1,1	2,3	0,021	
107	Габбро-диорит	1	1,8	0,22	0,8	0,19	-	0,25	-	0,18	-	0,11	0,11	1,0	2,5	0,076	
107	То же	1	1,8	0,23	0,85	0,30	-	0,11	-	0,18	-	0,13	0,12	1,0	2,5	0,042	
13	---	1	2,0	0,28	1,1	0,25	-	0,23	0,05	0,22	0,08	0,10	0,11	1,0	2,5	0,020	
245	Диорит	1	2,0	0,22	1,0	0,26	0,05	0,18	0,04	0,18	0,05	0,12	0,08	1,0	2,8	0,024	
241	Габбро-диорит	1	1,9	0,26	1,1	0,28	0,08	0,26	0,06	0,27	0,05	0,14	0,11	1,4	2,1	0,018	
143	То же	1	1,9	0,26	0,85	0,19	-	-	-	0,14	-	0,11	0,09	0,8	2,9	0,008	
Среднее для габбро-диоритов		1	1,9	0,22	0,8	0,22	0,06	0,23	0,05	0,20	0,04	0,11	0,08	1,0	2,5	0,031	
Среднее для интрузии		1	1,9	0,24	1,0	0,24	0,07	0,25	0,07	0,20	0,07	0,12	0,08	1,1	2,3	0,023	

масса р.э. сосредоточена в породообразующих минералах. Акцессорные минералы — обычные концентраты р.э. (апатит, циркон и сфен) встречены в незначительных количествах.

Таблица 20

Химический состав пород Зекарской габбро-диоритовой интрузии, вес. %.

Окислы	№ п р о б ы *						
	220	165	39	242	118	13	243
SiO ₂	44,00	47,02	46,96	47,60	45,82	52,60	52,80
TiO ₂	1,22	0,90	1,06	1,15	0,70	0,70	1,00
Al ₂ O ₃	19,20	17,39	19,42	16,40	19,04	17,00	18,10
Fe ₂ O ₃	6,28	9,00	4,33	6,80	4,22	5,80	4,14
FeO	4,96	3,22	4,81	4,31	5,04	4,30	3,25
MnO	0,18	0,21	0,17	0,14	0,14	0,14	0,11
MgO	5,97	5,49	4,68	5,10	3,44	4,12	3,10
CaO	12,98	11,19	10,36	11,00	8,79	5,80	7,60
Na ₂ O	2,73	2,5	3,21	4,50	3,90	3,42	6,00
K ₂ O	1,10	1,1	1,75	2,00	3,58	3,30	2,00
a	8,0	9,0	10,3	12,8	15,1	12,8	16,4
b	53,9	56,1	58,5	55,1	57,8	63,0	62,0
c	28,6	27,5	22,4	27,5	20,7	18,7	17,4
a/c	9,5	7,4	8,8	4,6	6,4	5,5	4,2
a/c	0,85	1,2	1,2	2,8	2,4	2,3	3,9
$\frac{\sum Ce}{\sum Y}$	2,2	1,9	1,9	2,5	2,8	2,5	2,8
TR ₂ O ₃ · 10 ⁻³	19	19	26	21	25	20	24

*) Пробы №№ 220-118 — габбро, №№ 13-107 — габбро-диориты.

и вряд ли могут играть существенную роль в балансе распределения р.э. рассматриваемых пород. Следовательно, в первом приближении отмеченные вариации в составе р.э. габбро и габбро-диоритов могут быть связаны с изменением соотношения плагиоклаза и пироксена. Более того, на

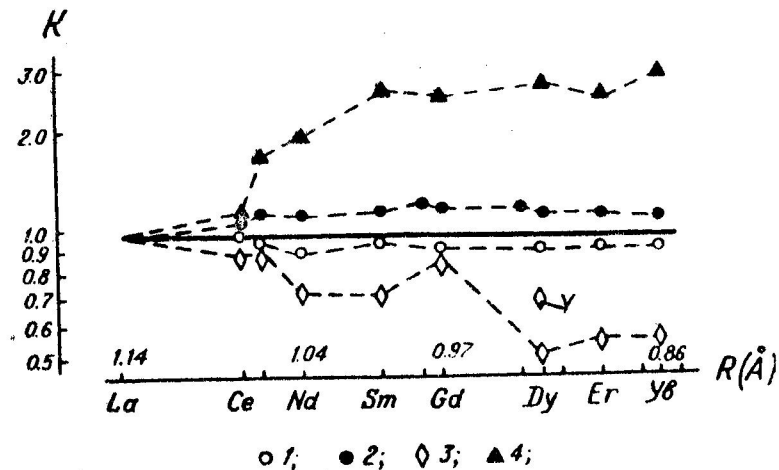


Рис. 17. Изменение относительного содержания р.э. в плагиоклазе и пироксене из габбро и средних относительных содержаний для габбро и габбро-диоритов. K — коэффициент концентрации р.э., отнесенный к средней распространенности р.э. в Зекарской интрузии, которая в настоящей работе принята за эталон сравнения по методу Кориелла и др. (1952) Coryell and coll. (A) — величина ионных радиусов по Аренсу (1952), 1 — габбро, 2 — габбро-диорит, 3 — плагиоклаз (№ 50-53), 4 — пироксен.

торме относительное преобладание легких лантаноидов в габбро-диоритах по сравнению с габбро (рис. 17), очевидно, подчиняется той же зависимости. Таким образом, центральные зоны Зекарской интрузии в целом отличаются от краевых, представленных габбро, относительным накоплением цериевой группы.

Сопоставление данных, приведенных для габбровых разновидностей в таблицах 20 и 21, позволяет наметить бо-

лее определенную закономерность. Из таблицы 25 следует, что более кислый плагиоклаз (№50-53) относительно обогащен легкими лантаноидами ($\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 3,1$) по сравнению с более основным (№65) плагиоклазом ($\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 2,7$). Так как химический состав габбро определяется главным образом количеством плагиоклаза и пироксена, то отношение петрохимических параметров $\frac{a}{c}$ отражает изменение в основном (составе) плагиоклаза (табл. 20) (что подтверждается и изменениями номеров плагиоклаза) и свидетельствует о вариациях состава р.э.э. в плагиоклазах.

По величине отношения $\frac{a}{c}$ габброидные породы разделяются на две группы ($\frac{a}{c} = 0,83 - 1,2$ и $2,4 - 2,8$), которым соответствуют различные парагенезисы. Группа с пониженным соотношением $\frac{a}{c}$ характеризуется парагенезисом, отвечающим нормальным габбро - Мон + Пл + (Р.об), в другой обнаруживается парагенезис Мон+Пл+Би+Кш, характерный для габбро-шонкинитов.

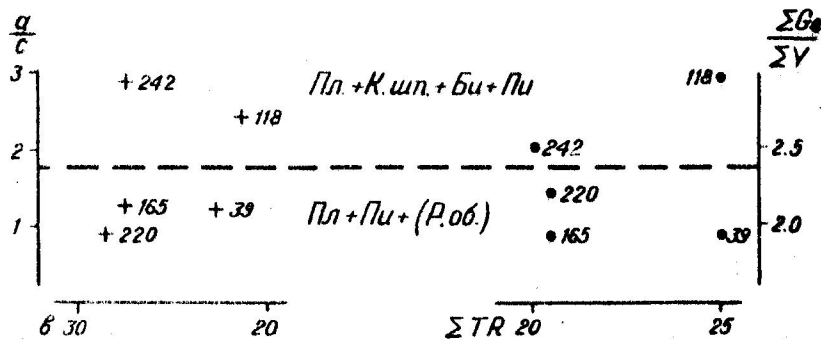


Рис. 18. Различия в составе и содержании р.э.э. в габбро и габбро-шонкинитах в зависимости от изменений петрохимических параметров a/c и b .

На рис. 18 приведена диаграмма изменения отношения петрохимических параметров $\frac{a}{c}$ и отношения $\frac{\sum Ce}{\sum Y}$ (построенная по данным табл. 20).

Из диаграммы видно, что максимальным значением отношения соответствует и наибольшее обогащение легкими лантаноидами и наоборот. Следовательно, различие в составе р.э.э. плагиоклазов и габбро и соответственная разница в соотношении р.э.э. габбро и габбро-шонкинитов отражает различие в условиях щелочности среды при формировании этих пород. Подобное генетическое различие в распределении р.э.э. обусловлено, очевидно, особенностями становления интрузии. Можно полагать, что малый размер интрузии, ее гипабиссальное положение и наличие ксенолитов в краевых частях являлось причиной вариаций в потенциалах щелочей в момент кристаллизации пород, что и наложило отпечаток на изменение состава р.э.э. в разных типах габбровых пород.

Из рис. 18 следует также, что изменение содержания р.э.э. в обоих полях щелочности коррелируется с вариациями петрохимического параметра b , показывающего относительное содержание темноцветных минералов в породе. Габбро с минимальными значениями b характеризуются повышенным содержанием суммы р.э.э. и наоборот. Изменения параметра b в породах одного и того же поля отражают эволюцию в составе пород в ходе кристаллизационной дифференциации габбро-диоритового расплава (уменьшение содержания темноцветных к концу кристаллизации. Значительное увеличение суммы р.э.э. к габбро-диоритам ($TR_2O_3 = 2,0 \cdot 10^{-3}\%$ и $3,5 \cdot 10^{-3}\%$ соответственно) обусловлено накоплением р.э.э. в более кислых дифференциатах, как и в сильно дифференцированных, многофазных интрузиях кислого состава [Калифорнийский и Сусамырский батолиты (Леонова, Балашов, 1963, Towell и др. 1963)]. В последних и изменение состава р.э.э. от габбро к гранодиоритовым фациям в целом более контрастно, чем в породах Зекарской интрузии, где процессы эвтектической кристаллизации затухевают.

ваются различием щелочности в отдельных участках интрузии

Сравнивая среднюю распространенность р.з.э. в Зекарской интрузии с данными по основным породам других районов, следует отметить близость состава и содержания р.з.э. Зекарской интрузии к габбро-диоритовой фазе Сусамырского батолита и к габбро-диориту Мерисской интрузии (Грузия). В то же время распространенность р.з.э. в исследуемой интрузии заметно отличается от атлантических оливиновых базальтов Килауэа (табл. 22), что может указывать на генетическое различие с основными породами, формировавшимися в различных геологических условиях. Следует отметить, что на основании геолого-тектонических исследований П.Д. Гамкрелидзе (1949) пришел к выводу, что сиенитовые и габбро-диоритовые интрузии Аджаро-Триалетской складчатой системы имеют аналогичное происхождение. Глубинные сиенитовые участки габбро-диоритовых тел он считает еще не вскрытыми эрозией. Наличие генетической связи между сиенитовыми (Мериси, Вакиджвари) и габбро-диоритовыми (Зекари) интрузиями подчеркивают и другие геологи (Дзоценидзе, 1948 и др.). Таким образом, близость в распространенности р.з.э. габбро-диоритов Мерисской и Зекарской интрузий, очевидно, является геохимическим индикатором, подтверждающим геологические наблюдения. Кроме того, отмеченные вариации в составе и содержании эффузивных основных пород - базальтов и диабазов (табл. 22) - вероятно, связаны с колебаниями физико-химических условий, в частности режима щелочности, в процессе их становления (Балашов, Кекелия, 1965). По аналогии с изменением состава р.з.э. в габбро Зекарской интрузии можно полагать, что и здесь ведущим фактором являются различия в потенциале щелочей исходных расплавов.

Таблица 21

Состав редкоземельных элементов в плагиоклазах и пироксене из габбро Зекарской интрузии

Минерал	Редкие земли							
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Td
Плагиоклаз 50-53	1	1,65	0,23	0,7	0,16	0,15	0,23	-
Плагиоклаз 60-65	1	1,67	0,22	0,83	0,19	0,12	0,18	-
Пироксен	1	2,2	0,42	2,0	0,64	0,22	0,75	0,14

Минерал	Редкие земли							
	Dy	Ho	Er	Yd	Y	Lu	$\frac{Ce}{Y}$	TR ₂ O ₃ %
Плагиоклаз 50-53	0,11	-	0,07	0,06	0,7	-	3,1	0,007
Плагиоклаз 60-65	0,15	-	0,13	0,08	0,8	-	2,7	0,007
Пироксен	0,60	0,10	0,30	0,28	2,9	0,09	1,2	0,007

Суммы р.з.э. в некоторых минералах Зекарской интрузии *)

TR ₂ O ₃ %	Минералы					
	Пироксен, обр. 243	Калишпат, обр. 243	Плагиоклаз, обр. 243	Пироксен, обр. 248	Пироксен, обр. 259	Калишпат, обр. 259
TR ₂ O ₃ %	0,003	0,007	0,007	0,024	0,015	0,009

*) Сумма TR₂O₃ в породообразующих минералах определялась калориметрическим методом.

Таблица 22
Средняя распространенность редкоземельных элементов в некоторых типах основных пород

Элементы	Габбро-диориты (Зекларн)	Габбро-диориты (Мерсия)	Диабаз (Монте-Тундра)	Габбро-диориты (Сусат-мырский базальт)	Базальты и доэририты Болгарии	Габбро-диориты (Южно-Кавказский базальт)	Оливиновые базальты (Атлантика)	Вулканические базальты Кипра
La	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
Ce	1,9	1,8	2,2	2,0	2,02	3,6	4,96	3,33
Pr	0,24	0,23	0,27	0,29	0,29	0,59	0,65	0,37
Nd	1,0	1,0	1,2	1,04	0,97	1,9	3,50	1,70
Sm	0,24	0,24	0,27	0,27	0,22	0,60	1,17	0,40
Eu	0,067	-	-	-	0,06	0,26	0,32	0,12
Gd	0,25	0,29	0,35	0,24	0,21	0,72	1,90	0,45
Tb	0,067	-	-	0,07	0,06	0,012	0,35	0,06
Dy	0,20	0,20	0,21	0,24	0,14	0,7	-	0,50
Ho	0,067	-	-	0,08	0,03	0,14	0,44	0,061
Er	0,12	0,15	0,15	0,12	0,075	0,43	1,35	0,16
Yb	0,09	0,1	0,1	0,14	0,06	0,43	1,08	0,11
Y	1,02	1,5	1,3	1,4	0,85	3,8	10,50	-
$\frac{La}{Ce}$	-	-	-	-	-	-	0,23	-
$\frac{Yb}{Y}$	2,3	2,0	2,1	1,9	3,15	1,1	0,65	18
TR ₂ O ₃	2,3-10-2%	2,4-10-3%	2,0-10-2%	3,8-10-2%	2,5-10-2%	5,3-10-3%	1,1-10-2%	-
К-во аналитов	18	1	1	4	4	1	4	1
Литература	Ю.А.Балашов, М.А.Кекеля (1965)	Ю.А.Балашов, М.А.Кекеля (1965)	Ю.А.Балашов, М.А.Кекеля (1963)	Ю.А.Балашов (1963)	Ю.А.Балашов (1963)	Ю.А.Балашов и М.А.Кекеля (1965)	D.C. Towell and J.A. Stewart (1964)	J.A. Haskin and R.A. Sroog (1963)

ФАКТОРЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ ЗЕКАРСКОЙ ИНТРУЗИИ

Как указывалось, между габбро и шонкинитами обнаруживается различие в содержании р.з.э., коррелируемое со значением петрохимических параметров, в частности с отношением а/с. Очевидно, кроме габбро, породы более кислого состава - габбро-диориты и диориты той же серии должны быть противопоставлены в отношении р.з.э. шонкинитам.

Для графического изображения соотношения групп и отдельных р.з.э. в породах наиболее целесообразно использовать семикомпонентные диаграммы В.И.Лодочникова (Павленко, 1963; Балашов и Шараськин, 1966).

Способ построения диаграммы приведен на рис. 19, где состав р.з.э. представлен ломаным вектором с тремя фигуративными точками, полученными в результате занесения в определенном порядке процентного содержания каждого из семи четных р.з.э. Последние используются для характеристики составов р.з.э. в силу подобию изменения соотношения среди четных и нечетных р.з.э. (Баринский, 1958). При этом учитывается, что нарушение соотношения отдельных пар элементов, обязанное изменению валентности одного из них, легко может быть описано величинами отношений этих пар (например, $\frac{Ce}{La}$ или $\frac{Yb}{Sm}$) (Балашов и др., 1965; Балашов, Шараськин, 1966₁).

Подобные диаграммы (см. рис. 19) характеризуются следующими особенностями:

1. Величина вектора 1 пропорциональна суммарному процентному содержанию Sm и Gd, а его наклон характеризует величину отношения $\frac{Sm}{Gd}$.

2. Величина вектора 2 пропорциональна суммарному процентному содержанию Dy и Er, а его наклон характеризует отношение $\frac{Dy}{Er}$.

3. Расстояние по горизонтали от нижней фигуративной точки вектора до гипотенузы треугольника пропорционально процентному содержанию Yb, а линия, про-

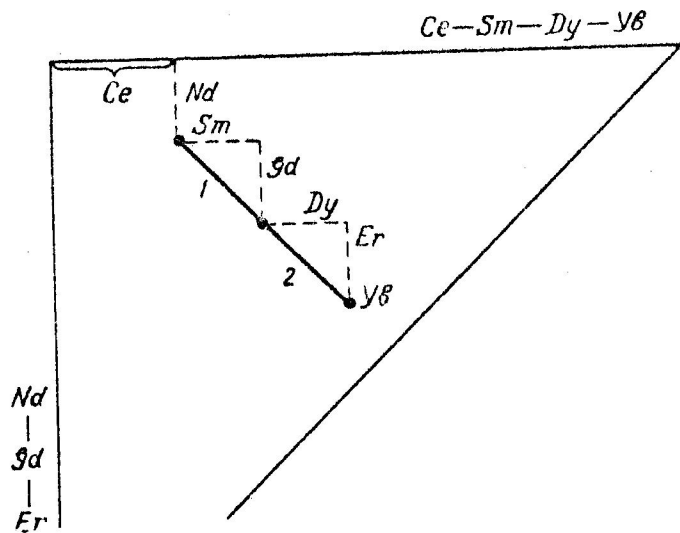


Рис. 19. Способ нанесения содержания р.э.э. на семикомпонентную диаграмму.

Веденная через эти точки показывает изменение содержания (Балашов, Шараськин, 1966₁).

Нанесение всех данных состава р.э.э.⁹⁾ в габбро-диоритах, диоритах и шонкинитах на семикомпонентную диаграмму и сравнение линий изменения состава р.э.э. в породах обоих эволюционных рядов (рис. 20) вполне определенно показывает, что в пределах Зекарской интрузии обнаруживается, в соответствии с особенностями петрохимии самой интрузии, два самостоятельных, не совпадающих друг с другом типа дифференциации р.э.э., отражаемых различием в наклоне линий эволюции состава р.э.э. пород щелочной и субщелочной серий. Из рис. 20 следует, что это касается прежде всего изменений соотношения самых легких лантаноидов (верхняя линия, отвечающая отношению $\frac{Ce}{Nd}$). Для серии габбро-диоритов отмечается менее контрастное изменение отношения $\frac{Ce}{Nd}$, чем для серии

⁹⁾ Содержание р.э.э. приводятся в табл. 19 и 23.

шонкинитов. Различие в соотношении средних и тяжелых лантаноидов в обеих сериях незначительно (близость средней и нижней линий и наклонов векторов обеих серий). Следовательно, можно говорить, что различие в эволюции состава р.э.э. щелочноземельной и субщелочной серий обусловлено главным образом изменением относительного содержания самых легких лантаноидов.

С другой стороны, дифференциация р.э.э. в пределах каждой серии (вдоль линий), несомненно, отражает эволюцию состава р.э.э. в ходе кристаллизационной дифференциации. В последнем легко убедиться если сравнить распределение точек составов р.э.э. габбро и диоритов (рис. 20). Поздние дифференциаты более кислого состава щелочноземельной серии — диориты приурочены лишь к правой ветви и характеризуются более резким обогащением легкими лантаноидами. Если учесть, что начальным дифференциатам — габбро левой части диаграммы (рис. 20), характеризующимся относительным обогащением тяжелыми лантаноидами, отвечают весьма низкие суммарные содержания р.э.э. ($0,7 - 1,9 \cdot 10^{-2}\%$ TR_2O_3), а габбро-диоритам и габбро правой части с преобладанием легких р.э.э. гораздо более высокие концентрации суммы р.э.э. ($1,8 - 7,6 \cdot 10^{-2}\%$ TR_2O_3 и $3,5 - 4,9 \cdot 10^{-2}\%$ TR_2O_3 соответственно), то вполне очевидна общая направленность в изменении состава и содержания р.э.э. в ходе кристаллизационной дифференциации габбро-диоритовой серии Зекарской интрузии: от ранних к поздним разновидностям пород происходит накопление суммы при относительном обогащении легкими р.э.э. Отмеченная эволюция в распределении р.э.э. для габбро-диоритовой серии вполне сопоставима с характером дифференциации р.э.э. в других, изученных ранее породах базальтоидных (Павленко и др., 1966) гранитоидных (Балашов, 1963), ультраосновных — щелочных (Балашов, Шараськин, 1966₂) формаций.

Для субщелочной серии шонкинитов, являющейся более поздним дифференциатом (приуроченность к централь-

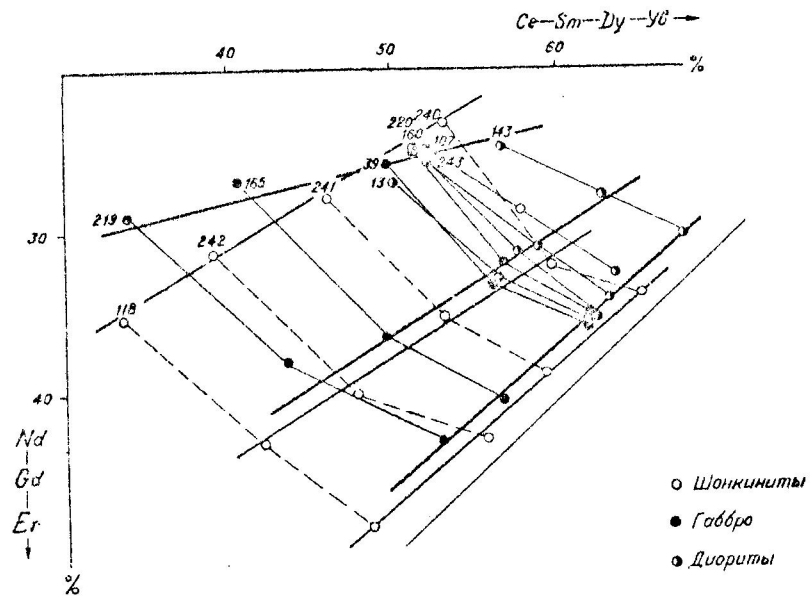


Рис. 20. Совмещенная диаграмма эволюции состава р.з.э. щелочноземельной и субщелочной серии пород Зекарской интрузии.

ными частям интрузии) характерны в целом более высокие концентрации р.з.э. ($2,0 - 2,5 \cdot 10^{-2}\%$) (Балашов, Кекелия, 1965). В пределах эволюционных линий (рис. 20) для шонкинитов отчетливых изменений в сумме р.з.э. не обнаружено, что, возможно, связано с относительно небольшими колебаниями содержания р.з.э. для этой группы пород. Напротив, изменения состава р.з.э. в шонкинитах весьма значительны. Таким образом, увеличение щелочности пород по сравнению с габбро (образование шонкинитов) влияет в первую очередь на изменение соотношений р.з.э. Следует, однако, отметить, что в целом шонкиниты отличаются от габбро более высоким содержанием суммы р.з.э. при относительном обогащении легкими р.з.э., что характерно для поздних фаций обычного ряда кристаллизационной дифференци-

ции. Отсюда очевидно, что использование лишь величин отношений $\frac{Nd}{Ce}$ и TR_2O_3 (без анализа эволюции состава р.з.э. иными методами, например, с помощью семи-компонентной диаграммы) может привести к ложным выводам о факторах разделения р.з.э. и, следовательно, об условиях формирования пород (в нашем случае для шонкинитов можно было бы "пропустить" влияние повышения потенциалов щелочей при образовании этих пород).

Резюмируя все сказанное, можно заключить, что вариации в составе р.з.э. для пород Зекарской интрузии обусловлены кристаллизационной дифференциацией (внутри каждой серии) и различием в щелочности при формировании пород (между сериями) (Кекелия, Балашов, 1967). Относительные изменения в составе р.з.э. пород при этом связаны прежде всего с различием в соотношении легких лантаноидов. Разделение этих элементов в результате кристаллизационной дифференциации для щелочноземельной серии, формировавшейся при относительно низких значениях потенциалов щелочей, менее значительны, чем для серии шонкинитов. Таким образом, поведение р.з.э. при образовании отдельных серий оказывается не идентичным и, следовательно, различия в интенсивности изменений состава р.з.э. (в наклонах линий на семикомпонентных диаграммах) следует рассматривать как геохимический индикатор изменения условий щелочности среды при формировании магматических пород, что вполне отвечает петрохимическим различиям обеих серий (Кекелия, 1966).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТОВОЙ ТОЛЩЕ ЗЕКАРСКОГО МАССИВА

Рассмотрим закономерности поведения редкоземельных элементов в андезито-базальтовой толще, вмещающей Зекарскую интрузию. Петрохимическая близость андезитобазальтов Зекари к габбро-диоритовой серии (рис. 12 и табл. 13, 16) позволяет предположить и аналогию в распределении в них р.з.э. (Кокелія, 1936). Из рис. 21 а, на котором представлены составы р.з.э. в исследованных нами вмещающих эффузивах (табл. 23) следует, что в этой толще наблюдается дифференциация р.з.э., причем относительное обогащение тяжелыми лантаноидами обнаруживают более основные, а накопление легких р.з.э. — более кислые эффузивы (табл. 24). Сопоставление линий изменения составов р.з.э. эффузивов и габбро-диоритовой серии Зекари

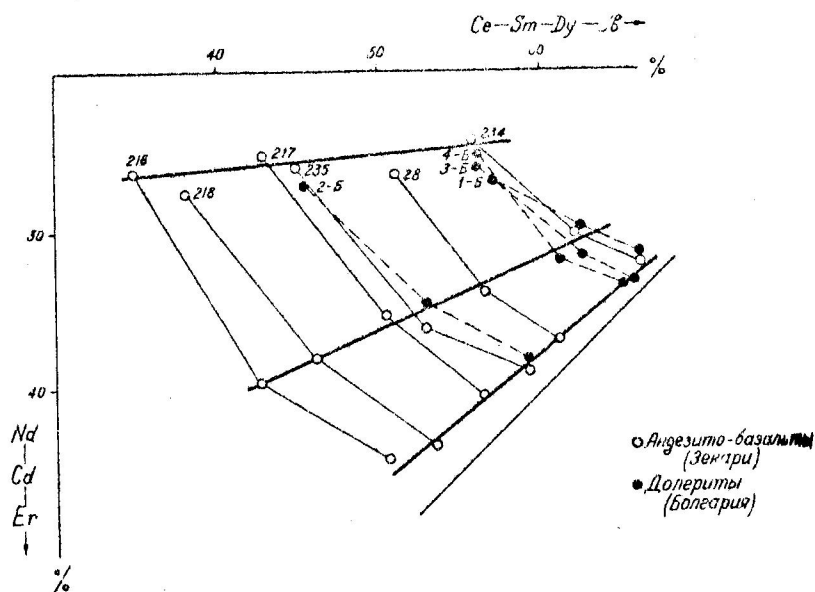


Рис. 21 а. Изменение состава и содержания р.з.э. в породах вмещающей андезито-базальтовой толще.

показывают полную их тождественность (рис. 21 б). Близость р.з.э. для обеих серий (табл. 24) и аналогия в эволюции состава р.з.э. подтверждает тем самым, что распределение р.з.э. во вмещающих эффузивах (рис. 21 а) отражает этапы кристаллизационной дифференциации, общие для подобных по возрасту эффузивных и интрузивных пород, происшедших, очевидно, из единого магматического очага (Кокелія, Балашов, 1967).

С целью сравнения, в табл. 23 приводятся данные по р.з.э. для базальтов и долеритов Центрального разлома, пересекающего Болгарию с севера на юг. Нанесение на диаграмму (рис. 21 а) данных состава р.з.э. в базальтах и долеритах Болгарии и состава р.з.э. в эффузивах Аджаро-Триалетии показывает достаточную близость распространности р.з.э. нормальных и субщелочных разновидностей Болгарии к наиболее обогащенной легкими лантаноидами группе пород Грузии (первая ветвь), хотя субщелочной характер болгарских основных пород сказывается в некотором, но небольшом смещении точек, отражающих соотношения наиболее легких р.з.э. ($\frac{Ce}{Nd}$), в сторону увеличения Nd по сравнению с андезитами, что напоминает подобную тенденцию, отмеченную в шоккинитах Зекарской интрузии. Следовательно, разделение р.з.э. в эффузивах обусловлено теми же факторами — падением температуры и вариациями в щелочности, — что и в интрузивных породах.

Как видно из таблицы 25, в долеритах Болгарии отмечаются значительные изменения в содержании и составе р.з.э. ($\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 3,6 - 1,9$ при $TK_2O_3 = 0,026 - 0,014$ %).

Повышенное содержание р.з.э. (в среднем) в основных породах Болгарии ($0,025$ % TK_2O_3) и резкое преобладание легких лантаноидов ($\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 3,1$), при отмеченных колебаниях в распространности р.з.э. долеритов, существенно отличает приведенные типы базальтов и долеритов Болгарии от их платформенных аналогов — гранитно-Сибирской платформы (Балашов, Нестеровко, 1966), в кото-

Таблица 23
Состав и содержание редкоземельных элементов в породах Зекарского массива, г/т

№ пробы	Порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Y	$\frac{\sum Ce}{\sum Y}$	TR_2O_3 %
219	Габбро-пироксенит	7,9	21	2,8	1,9	6,0	1,8	5,6	1,8	6,0	2,2	3,0	2,6	32	1,1	7,0 10 ⁻³
216	Порфирит	9,0	16	4,9	12	3,6	2,0	6,1	-	3,6	-	2,2	2,4	22	1,3	8,5 10 ⁻³
240	Шокнит	38	90	-	39	11	-	15	-	9,0	-	3,0	2,2	-	2,7	2,4 10 ⁻²
217	Базальт	25	46	8,2	27	8,2	4,0	11	1,6	6,3	1,9	5,5	3,6	39	1,7	2,1 10 ⁻²
218	Порфирит	16	25	5,5	18	4,6	2,2	6,8	-	4,8	-	3,7	2,7	27	1,5	1,4 10 ⁻²
234	Андезит	24	48	5,0	24	5,5	1,6	5,0	-	3,4	-	1,6	1,8	24	2,8	1,7 10 ⁻²
235	Андезит	18	38	6,2	22	6,7	1,6	8,6	-	5,9	-	2,2	1,8	22	2,2	1,6 10 ⁻²
90	Эпидеозит	43	86	11	62	20	-	23	-	1,9	-	8,0	10	86	1,5	4,5 10 ⁻²
28	Туф	30	65	6,2	38	6,0	-	8,0	-	4,8	-	3,4	2,0	30	2,1	3,0 10 ⁻²
1-Б*	Базальт	45	87	11	41	9,0	2,7	7,2	-	5,4	-	2,6	1,6	31	3,6	2,9 10 ⁻²
4-Б*	То же	43	86	12	39	7,8	2,6	9,0	2,6	5,8	-	3,2	3,0	39	2,8	3,0 10 ⁻²
3-Б*	Долерит	40	80	10	37	9,0	2,0	8,0	-	4,4	-	2,4	1,7	21	3,6	2,6 10 ⁻²
2-Б*	То же	13	34	4,9	20	5,5	1,5	5,7	1,6	4,7	1,2	2,7	2,1	30	1,9	1,4 10 ⁻²

*) Анализы р.э.э. базальтов и долеритов Болгарии (приводятся впервые. Анализы произведены Ю.А.Балашовым).

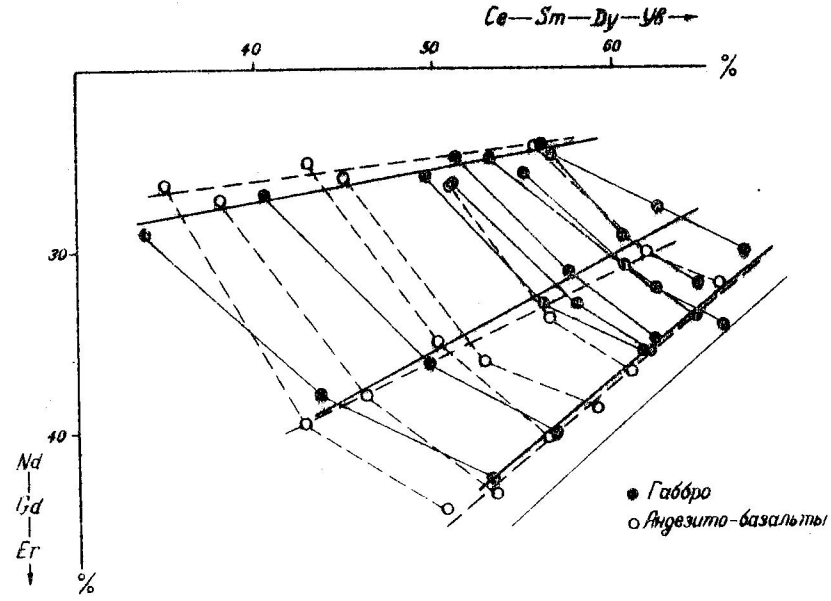


Рис. 21 б. Совмещенная диаграмма эволюции состава р.э.э. в эффузивных и интрузивных породах Зекари.

рых наблюдается иная картина. Здесь базальты обнаруживают значительные колебания и распределения р.э.э., что, как показал петрохимический анализ, связано с различием в щелочности (TR_2O_3 и $\frac{\sum Ce}{\sum Y}$ возрастают с ростом величины петрохимического параметра a/c и падения b). Долериты платформы характеризуются постоянством состава и содержания р.э.э. По этим же признакам основные породы Болгарии отличаются от подводных оливиновых базальтов Килауэа. Как показало сравнение, породы Болгарии достаточно близки по распространенности р.э.э. к рассматриваемым породам Аджаро-Триалетии (соответственно, $TR_2O_3 = 0,025$ и $0,021$ %, $\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 3,1$ и $2,3$; $\frac{\sum Eu}{\sum Sm} = 0,28$ и $0,31$) (табл. 25).

Поскольку вышеперечисленные породы отличаются от траппов Сибири и подводных океанических базальтов, то, очевидно, это различие является генетическим. Можно, следовательно, полагать, что в подвижных зонах земной коры, источники магмы, формирующие андезито-базальтовые и долеритовые покровы или габбровые интрузии, отличаются по условиям формирования и дифференциации от образцов аналогичного типа в плат' эрменны. условия.

Таблица 24
Распределение CaO, Na₂O, K₂O и TR₂O₃
в андезито-базальтах Зекарского массива

№ пробы	216	218	217	235	234
CaO	11,88	11,58	9,38	8,07	6,78
Na ₂ O	3,15	2,92	2,14	2,49	2,42
K ₂ O	0,80	0,50	3,49	2,86	5,12
TR ₂ O ₃ · 10 ⁻² %	0,85	1,4	2,1	1,6	1,7
$\frac{\sum Ce}{\sum Y}$	1,3	1,5	1,7	2,2	2,8

Сумма р,з.э. в габбро Зекарской интрузии

№ пробы	219	165	39	220	239	237
TR ₂ O ₃ · 10 ⁻² %	0,7	1,9	2,6	1,9	1,5	1,4

Отмеченная выше пространственная и возрастная сопряженность габброидов и эффузивов подтверждается теми же особенностями химизма этих образований. Как габбро, так и андезито-базальты принадлежат к единой ассоциации с ярко выраженным щелочноземельным характером (содержание вариационных линий этих пород на диаграмме - рис. 12). Обнаруживается отклонение вариационной линии шонкингитов, которое, как отмечалось выше, вызвано повыше-

Таблица 25

Относительная распространенность редкоземельных элементов в платформенных и геосинклинальных типах основных пород

Элементы	Болгария			Сибирская п. форма			Западная Грузия			Даббазы			
	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	
La	1,05	2,0	2,0	1,85	2,20	3,1	2,2	2,7	2,0	1,9	1,85	2,1	1,6
Ce	0,25	0,23	0,24	0,35	0,33	0,41	0,48	0,40	0,25	0,32	0,26	0,31	0,38
Pr	0,91	0,91	0,93	1,3	1,27	1,5	1,8	1,80	1,0	1,1	1,1	1,3	2,17
Nd	0,20	0,18	0,22	0,43	0,33	0,46	0,72	0,61	0,24	0,20	0,26	0,32	0,37
Sm	0,06	0,06	0,05	0,13	0,11	0,18	0,29	0,22	0,07	-	0,08	0,09	0,14
Eu	0,16	0,21	0,20	0,51	0,37	0,62	0,75	0,73	0,25	0,23	0,27	0,36	-
Gd	-	0,06	-	-	0,10	0,08	0,20	0,17	0,01	-	0,05	0,06	0,03
Tb	-	0,12	0,11	0,54	0,35	0,52	0,77	0,71	0,19	0,20	0,22	-	0,17
Dy	-	0,12	0,11	0,13	0,10	0,18	-	0,20	0,12	0,13	0,13	0,11	0,09
Ho	-	0,057	0,073	0,26	0,20	0,34	0,46	0,42	0,16	0,15	0,13	0,22	-
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	0,03
Tm	-	-	-	0,22	0,17	0,23	0,45	0,36	0,09	0,11	0,18	0,24	1,05
Xb	0,068	0,07	0,04	0,11	0,04	0,04	0,10	0,10	-	-	-	0,03	0,04
Lu	-	-	-	-	0,04	-	-	-	-	-	-	0,03	0,04
Y	0,70	0,90	0,70	1,4	2,55	1,9	4,0	6,8	1,5	1,0	1,1	2,0	3,0
$\frac{\sum Ce}{\sum Y}$	3,6	2,8	3,6	1,9	1,9	1,6	1,0	0,68	2,2	2,8	2,3	1,4	1,2
$\frac{\sum Eu}{\sum Sm}$	0,30	0,30	0,23	0,38	0,33	0,39	0,40	0,36	0,30	-	0,31	0,28	0,38
TR ₂ O ₃ · 10 ⁻² %	0,03	0,031	0,026	0,017	0,008	0,014	0,014	0,008	0,019	0,025	0,021	0,011	0,012

Литературный источник

Ю.А.Балашов, Г.В.Нестеренко, 1968.

Ю.А.Балашов, М.А.Кекелия, 1968.

Л.А.Хасян в др. (1968)

нием щелочности расплава.

Как показал анализ поведения р.з.э. в исследованных породах, дифференциация состава р.з.э. в эффузивах и в интрузии обусловлена одними и теми же факторами: с одной стороны, кристаллизационной дифференциацией, и с другой, — вариациями щелочности расплава.

Таким образом, отмеченные особенности поведения р.з.э. в породах Зекарского массива (Кекелия, Балашов, 1967) на фоне общности петрохимических черт и геологического положения эффузивов и габброидов (Кекелия, 1966) позволяет говорить о происхождении в тех и других из единого магматического очага родоначальной магмы, т.е. об их комагматичности.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ РЕДКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (Li и Rb) В ПОРОДАХ ЗЕКАРСКОГО МАССИВА

Изучением особенностей распределения лития и рубидия в изверженных горных породах занимались многие исследователи. К настоящему времени известно, что в процессе магматической дифференциации редкие щелочные элементы проявляют неодинаковое поведение на различных стадиях магматического процесса и накапливаются в поздних дифференциатах. Отмеченное свойство редких щелочных элементов используется часто для установления последовательности образования пород в генетически связанных сериях.

Как было показано выше, главными причинами, с одной стороны, различия пород в Зекарском массиве, являются с другой — различный потенциал щелочей (в особенности лития) в отдельных участках интрузии. В этой связи, рассмотрение вопросов, касающихся поведения лития и рубидия в процессе формирования Зекарского массива, представляется наиболее целесообразным.

Изучавшиеся образцы были отобраны из главных типов пород Зекарской интрузии и вмещающей ее вулканогенной толщи среднего эоцена, наименее затронутых постмагматическими процессами (вопросы о влиянии постмагматических процессов на распределение лития и рубидия нами специально не рассматриваются). Нами не обсуждаются также вопросы распределения лития и рубидия в минералах. Подобные исследования проводились рядом исследователей (Рэрнадский 1914; Гольдшмидт и др., 1938₁, 1938₂, 1936; Strock, Нокковидс и Митчелл, 1952; Нокковидс и Аллен, 1959; Таусон, 1958, 1960, 1961; Злобин и Лебедев, 1960; Закаринин, 1959; Таусон), которыми установлены основные минералы-концентраторы и минералы-носители названных элементов и рассмотрены кристаллохимические особенности вхождения их в породообразующие минералы. Эти работы показали, что литий концентрируется главным образом в железо-магнесиальных силикатах и что основным минералом-концентратором его является биотит. Для рубидия характерно вхождение в решетку биотита и калий-натровых полевых шпатов, что обусловлено кристаллохимической и химической близостью его с калием. Поэтому в настоящей работе основное внимание мы уделяем поведению и закономерностям распределения редких щелочных элементов в породах.

ЛИТИЙ

Определения содержания лития в породах сведены в табл. 26, 27, 28, из которых видно, что содержания лития в габбровых породах Зекарского массива колеблются в незначительных пределах — 0,0004 % — 0,0012 % и равняются в среднем 0,0008 %. При сравнении этих цифр с содержанием Li в основных породах других регионов, наблюдается следующая картина: содержания лития в габбро Зекарской интрузии заметно ниже цифр, приводимых для габбро (0,0017 %) и диоритов (0,0024 %) Э.Л.Хорстманом (1957). Данные А.П.Виноградова (1962), К.К.Турекьяна и

Таблица 26

Содержание K, Na, Fe²⁺, Mg, Li
в габбро Зекарской интрузии, вес. %

№ пробы	Порода	K	Na	Fe ²⁺	Mg	Li	Mg/Li	Fe ²⁺ /Li	Fe ²⁺ +Mg	
									Li	Li
219	Габбро-пироксенит	0,96	0,62	4,50	4,60	0,0008	5750	5750	11600	
220	Г Габбро	0,92	2,02	3,90	3,60	0,0008	4500	4850	9400	
231	То же	1,33	2,10	3,35	3,00	0,0004	7500	7800	16000	
233	" "	1,48	1,73	4,30	4,20	0,0008	5250	5560	10600	
235	Оливиновое габбро	0,27	1,50	3,80	4,15	0,0009	4620	4360	8900	
237	То же	0,66	2,00	-	-	0,0006	-	-	-	
239	" "	0,43	2,54	-	-	0,0010	-	-	-	
269	Биотитовое габбро	1,96	1,37	-	-	0,0004	-	-	-	
73	То же	1,16	1,77	3,00	2,80	0,0012	2340	2600	5000	
	Среднее для габбро:	1,02	1,74	3,50	3,60	0,0008	4500	5300	10000	

Таблица 27
Содержание K, Na, Fe²⁺, Mg, Li в шонкинитах
Зекарской интрузии(II), вес. %

№ пробы	K	Na	Fe ²⁺	Mg	Li	Mg/Li	Fe ²⁺ /Li	Fe ²⁺ +Mg	
								Li	Li
150	2,50	1,82	4,15	2,40	0,0003	8000	14100	20200	
240	1,91	2,55	5,20	2,40	0,0006	4000	5350	9350	
211	1,85	2,44	-	-	0,0008	-	-	-	
242	1,66	3,34	3,40	3,10	0,0011	2300	3100	5400	
2150	2,00	3,78	3,56	4,10	0,0013	2350	2900	5700	
118	2,97	2,90	3,90	2,0	0,0003	6000	13000	19500	
136	3,56	2,90	3,50	2,40	0,0005	4800	7000	11800	
259	2,00	2,70	3,30	4,55	0,0014	3200	2400	5600	
1300	2,32	2,60	3,35	2,70	0,0008	3300	4300	7600	
Среднее	2,32	2,80	3,52	2,95	0,0008	4500	6600	10800	

К.Г.Ведеполья (1961) также свидетельствуют о более высоких, превышающих вдвое, наши определения содержания лития в основных и средних породах. Однако повышенные содержания лития в отмеченных породах наблюдаются не всегда. Имеются многочисленные примеры, указывающие на содержание лития в десятитысячных долях процента не только в основных и щелочных, но и в кислых породах. Так, В.М.Гольдшмидт и др. (1938) приводят содержание лития в габбро, равное 0,0002 % Li; Л.В.Шток (1936) определил в эссекситах и нордмаркитах Норвегии 0,0007-0,0008% лития; Г.С.Закариадзе (1964) - в габбровых породах Мерисской интрузии - 0,0004% Li; примерно такое же количество лития содержится, как показал Р.Г.Гезоркян (1965), в основных породах Лермонтовского массива и Геджалинской интрузии Базумо-Памбакской области Армении и др.

Пониженное содержание лития в кислых породах отмечают Л.Н.Когарко (1959) для биотитовых гранитов и гранодиоритов Тургойского массива (Урал) - 0,0002 %

лития, С.Р.Покконио и Р.Аппел (1958) для гранитоидов Южно-Калифорнийского батолита, Л.В.Таусон (1961) для граносyenитов и аляскитовых гранитов Северной Киргизии и др.

Низкие концентрации лития в щелочноземельной и субщелочной сериях Зекарской интрузии определяются высокими значениями средних отношений $10) \text{Mg/Li}$, Fe^{2+}/Li и $\frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}}{\text{Li}}$. Для 1) сабров, 2) шовкнитов и 3) диоритов они равны соответственно:

$$1) \frac{\text{Mg}}{\text{Li}} = 4500, \quad \frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Li}} = 5300,$$

$$\frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}}{\text{Li}} = 10800$$

$$2) \frac{\text{Mg}}{\text{Li}} = 4500, \quad \frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Li}} = 6600;$$

$$\frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}}{\text{Li}} = 10000$$

$$3) \frac{\text{Mg}}{\text{Li}} = 4000, \quad \frac{\text{Fe}^{2+}}{\text{Li}} = 5360;$$

$$\frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}}{\text{Li}} = 9000$$

Проанализированные породы характеризуются равномерным распределением в них лития; среднее содержание его в габбро-диоритовой серии практически ничем не отличается от содержания в шовкнитах и равно 0,0008%.

Такое равномерное распределение лития наблюдается при почти постоянном значении отношения Mg/Li в породах при pronounced колебаниях в них средних отношений Fe^{2+}/Li и $\frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}}{\text{Li}}$, а при переходе к поз-

10) Данные по содержанию магния и закисного железа приводятся из силикатных анализов соответствующих пород (табл. 13, 14, 15).

Таблица 28

Содержание K, Na, Fe^{2+} , Mg, Li в диоритах Зекарской интрузии (1), вес. %.

№ пробы	Порода	K	Na	Fe^{2+}	Mg	Li	Mg/Li	Fe^{2+}/Li	$\frac{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}}{\text{Li}}$
13	Диорит	2,32	2,60	3,41	2,46	0,0004	6150	8600	1470
213	То же	1,66	4,56	2,90	1,85	0,0003	4700	5200	990
107	Кварцевый	2,30	2,70	1,60	0,35	0,0013	350	1000	245
40	Диорит	2,86	3,10	1,48	1,68	0,0013	500	5000	1070
03	То же	1,38	2,70	-	-	0,0009	-	-	-
113	—	3,90	2,90	2,30	1,85	0,0005	3700	4800	850
163	—	2,03	3,10	2,08	1,74	0,0009	4000	5300	9000

дним дифференциатам происходит закономерное уменьшение последних. Эти данные свидетельствуют о большем геохимическом родстве лития с магнием, чем с железом. Вследствие этого литий оказался менее чувствительным элементом при изменении активности железа в процессе формирования Зекарских пород.

Как отмечает Л.В.Таусон (1961), в процессах дифференциации магм поведение лития определяется, с одной стороны, его кристаллохимическими связями с магнием в биотитах, а с другой — специфическими свойствами его летучих соединений. При изучении распределения лития по минералам было показано (Залашкова, 1960), что среди светлых минералов пород наиболее высокими его содержаниями отличаются плагиоклазы. Такая приуроченность лития к полевым шпатам (прежде всего к плагиоклазам), вероятно, обязана его геохимическому родству с натрием. В связи с этим осо-

11) Данные по содержанию магния и закисного железа приводятся из силикатных анализов соответствующих пород (табл. 13, 14, 15).

Большой интерес представляет вопрос о влиянии поведения главных щелочных элементов — калия и натрия на распределение лития в разновидностях пород, источником которых является магма основного состава. Главным фактором, определившим разнообразие габброидных пород Зекари, является изменение потенциала щелочей в отдельных участках интрузии. Так, высокий потенциал в центральных частях интрузива привел к образованию шонкинитов и моншонитов.

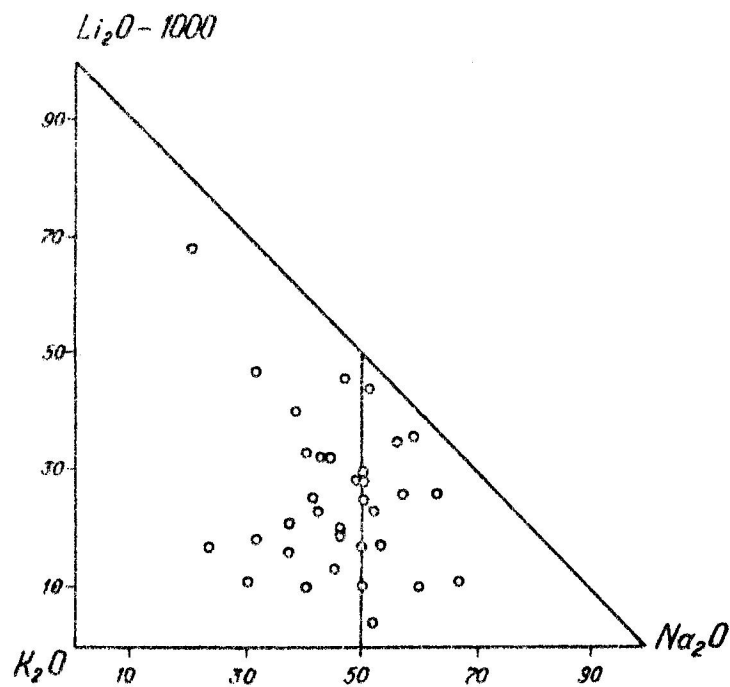


Рис. 22. Трехкомпонентная диаграмма щелочей.

Для выяснения влияния накопления главных щелочных элементов (калия и натрия) на поведение лития в исследованных породах (как основных, так и щелочных и кислых разновидностей) мы использовали трехкомпонентную диаграмму (рис. 22)¹², на которую нанесены значения K_2O , Na_2O , $(Li_2O \times 1000)$ в процентах (значения цифр приводятся в табл. 26, 27, 28).

Как видно из диаграммы (рис. 22), основная масса лития приурочена в одинаковой степени как к натровым, так и калиевым породам. Следовательно, в породах Зекарской интрузии геохимические связи лития в одинаковой степени проявлены с магнием, калием и натрием.

Изучение отношения Mg/Li указывает на существование прямой корреляции между этими элементами. Наиболее ярко она, очевидно, проявлена в габбро и шонкинитах, где отношение Mg/Li одинаковое и равняется 4500. Гораздо слабее эта связь проявлена в габбро-диоритах и диоритах.

Из литературы известно, что $\frac{Mg}{Li}$ отношение убывает к концу кристаллизации эвтектических серий пород. К таким объектам можно отнести породы массива г. Сандык (Злобин, 1962), Сусамырский баголит (Гаусон, 1961) и др. Аналогичная картина фиксируется также в пределах щелочноземельной серии и щелочной субсерии Баэзумо-Памбакской области (Геворкян, 1965).

В Зекарской интрузии, по-видимому, главным фактором, влияющим на накопление лития в более поздних дифференциатах щелочноземельной серии (среднее отношение Mg/Li в диоритах около 4000), является температурный фактор.

Однако для всей интрузии в целом среднее содержание лития во всех фациальных разновидностях можно считать постоянным.

¹² На диаграмму нанесены также значения щелочных элементов в породах эффузивной вмещающей толщи. Вопросы о поведении в ней щелочных элементов будут обсуждены ниже.

Как указывает Д.В. Таусон (1961), поведение лития в процессе кристаллизации пород определяется особенно сильно его распределением по минералам, а также летучестью некоторых его соединений, особенно хлоридов. В связи с этим, литий будет накапливаться в тех дифферендатах, которые характеризуются сравнительно высоким содержанием магния, связанного в структуре биотита.

С целью сравнения среднего содержания лития в Зекарской интрузии с аналогичными породами других регионов, нами приводится табл. 29.

Таблица 29

Регионы	Содержание в габбро, г/т.	Автор
Зап. Шотландия	34 (5)	С.Р. Нокколде и Р.С. Митчелл (1952)
Южно-Калифорнийский баптолит	11 (7)	С.Р. Нокколде, Р. Аллен (1958)
Финляндия	8 (2)	Т.Г. Сахана (1952)
Германия	10 (11)	L.W. Strock (1936)
Зекарская интрузия (Грузия)	7 (25)	Данные настоящей работы
Мерисская интрузия (Грузия)	9 (12)	Г.С. Закаридзе (1964)
Вакиджварская интрузия (Грузия)	22 (14)	"

Примечание: Числа в скобках обозначают число анализов, из которых вычислены средние значения.

Как видно на таблице 29, данные по содержанию лития в наших породах, близкие к данным для Мерисской интрузии и к габбровым породам Южно-Калифорнийского баптолита, Финляндии и Германии, и чрезвычайно низкие содержания лития во всех фашиальных разновидностях Зекарской интрузии, а следовательно, и в интрузии в целом, связаны, очевидно, с иерархически-низкими концентрациями его в исходной массе и являются особенностью исследуемого региона. Этот факт можно считать, по-видимому, надежным геохимическим критерием, указывающим на генетическую связь зекарских пород с магмой основного состава.

РУБИДИЙ

Изучению особенностей распространения рубидия в магматических горных породах и минералах посвящены многочисленные работы. В начале двадцатого века этому вопросу посвятили свои исследования В.Н. Вернадский (1909, 1914), В.М. Гольдшмидт с сотрудниками (1933, 1938), а в последние годы Л.Н. Абрамс (1948), Л.Н. Абрамс, W. H. Pirson and M.M. Koehn (1952), G. Delcon and L. Abrams (1957), Л.В. Таусон, О.Д. Ставрон (1957), А.М. Демин, Д.Н. Хивцров (1958), Э.Л. Хорстман (1959), В.Н. Волков, Е.Н. Савинова (1959, 1961), Н.В. Воскресенская (1959), И.Н. Абрамович (1960), Л.В. Таусон (1960), Г.Л. Одиладзе (1960), Г.С. Закаридзе (1964) и другие.

Кроме того, в настоящее время известны работы, касающиеся распределения рубидия в щелочных породах, среди которых особое внимание заслуживают следующие: В. П. Герасимовского и В.Н. Дубочина (1959); В.И. Злобина, В.Н. Дубочина (1960). Нам особенно разработаны вопросы поведения лития и рубидия в дифференцированных щелочных массах Ловозера и горы Сайлак и установлен характер их распределения в эффузивных и пневматитовых породах. 13) Весь интрузивный материал был суммирован А.Н. Вязьмителевым в известной работе по кларкам химических элементов (1962).

Данные по рубидию для пород Зекарской интрузии и вмещающей толщи приводятся в таблицах 30, 31, 32 и 33. Из этих таблиц очевидна неравномерность распределения рубидия по всей интрузии в целом: для габбровых пород Зекарской интрузии содержание рубидия колеблется от 0,0006% для оливковых разновидностей до 0,0044% для габбро, обильного биотитом и равняется в среднем 0,0022%. Эта цифра примерно в два раза ниже средней цифры по рубидию для генетически связанных с габбро шонкинитов и диоритов.

Таблица 30

Содержание щелочных элементов в габбро Зекарской интрузии, вес. %

№ пробы	Наименование пород	K	Na	Rb	Li	$\frac{K}{Rb}$
219	Габбро-пироксенит	0,96	0,62	0,0016	0,0008	600
200	Габбро	0,92	2,02	0,0023	0,0008	400
231	То же	1,33	2,10	0,0028	0,0004	475
233	"	1,48	1,73	0,0029	0,0008	510
2360	Оливковое габбро	0,27	1,50	0,0006	0,0009	450
237	То же	0,66	2,00	0,0020	0,0006	330
239	"	0,43	2,54	0,0010	0,0010	400
269	Биотитовое габбро	1,06	1,37	0,0044	0,0004	1100
78	То же	1,16	1,77	0,0021	0,0012	550
	Среднее	1,02	1,74	0,0023	0,0008	410

14

Анлитованные породы нами не анализировались.

112

Данные о содержании рубидия в шонкинитах довольно постоянны и колеблются от 0,0031 до 0,0058%. Колебания в содержании рубидия могут быть обусловлены непостоянством количественно-минералогического состава пород, т.е. колебания процентного содержания биотита и калишпата (основных минералов-концентраторов рубидия). Диориты Зекарской

Таблица 31

Содержание щелочных элементов в диоритах Зекарской интрузии, вес. %

№ пробы	K	Na	Rb	Li	$\frac{K}{Rb}$
13	2,32	2,60	0,0046	0,0004	500
243	1,66	4,50	0,0020	0,0005	800
107	2,50	2,76	0,0042	0,0010	600
49	2,86	3,10	0,0043	0,0003	660
319	1,48	2,70	0,0028	0,0009	500
143	3,10	2,91	0,0047	0,0005	660
Среднее	2,93	3,10	0,0038	0,0009	620

интрузии (табл. 31) характеризуются, так же как и шонкиниты, повышенным содержанием рубидия от 0,0018 до 0,0047%, равняясь в среднем 0,0035%.

Содержание рубидия в габбро Зекарской интрузии в 2-3 раза ниже средних значений, приводимых А.П.Виноградовым (1962) для габбро, порфиров, базальтов и диабазов (0,0045%). К этой цифре наиболее близки средние значения содержания рубидия в шонкинитах (0,0035%) и диоритах (0,0035%) Зекарки.

113

Данные Э.Л.Хорсмана (1959) и К.К.Турекьяна и К.Г.Ведополя (1961) для базальтических пород, а также для сиенитов совпадают и соответственно равны 0,0030 и 0,0110 %. Таким образом, породы Зекари (как с повышенной щелочностью - шонкиниты, так и кислые - диориты) по содержанию рубидия заметно отличаются от пород других регионов.

Низкие содержания рубидия приводят здесь к заметно высоким значениям отношений калия к рубидию. Это отношение в среднем для габбро = 475, для шонкинитов = 550 и диоритов = 620.

Таблица 32

Содержание щелочных элементов в щелочных габбро (шонкинитах) Зекарской интрузии, вес. %

№ пробы	K	Na	Rb	Li	$\frac{K}{Rb}$
150	2,50	1,82	0,0046	0,0003	545
240	1,91	2,55	0,0041	0,0006	470
241	1,85	2,44	0,0031	0,0008	600
242	1,66	3,34	0,0023	0,0011	720
215	2,00	2,78	0,0035	0,0013	570
118	2,97	2,90	0,0053	0,0003	560
136	3,56	2,90	0,0058	0,0005	610
259	2,00	2,76	0,0045	0,0014	445
1300	2,32	2,60	0,0045	0,0008	510
Среднее	2,32	2,80	0,0042	0,0008	550

Таблица 33

Содержание щелочных элементов во вмещающей андезито-базальтовой толще Зекарского массива, вес. %

№ пробы	Наименование породы	K	Na	Rb	Li	$\frac{K}{Rb}$
200	Пироксен-плагиоклазовый порфирит	0,92	1,35	0,0019	0,0007	480
217	Калиевый базальт	2,90	1,58	0,0051	0,0006	570
218	Роговообманковый порфирит (измененный)	0,42	2,16	0,0064	0,0006	650
223	Андезит	1,51	2,80	0,0032	0,0008	470
234	Калиевый базальт	4,95	1,94	0,0107	0,0005	495
235	Андезит	2,38	1,85	0,0042	0,0007	570
216	Пироксен-плагиоклазовый порфирит	0,66	2,35	0,0017	0,0007	400
250	Оливиновый базальт	0,84	1,53	0,0025	0,0005	340
251	То же	1,42	0,82	0,0031	0,0009	460
253	" "	1,19	2,17	0,0019	0,0003	620
254	Щелочной базальт	2,16	2,14	0,0005	0,0004	430
258	Щелочной базальт (биотитовый)	4,00	1,40	0,0097	0,0006	410
224	Щелочной базальт	3,76	4,00	0,0053	0,0002	710

Установленные нами для Зекари $\frac{K}{Rb}$ отношения заметно выше, чем средние значения $\frac{K}{Rb}$ отношения, полученные по данным А.П.Виноградова (1962) для основных ($\frac{K}{Rb} = 185$), средних ($\frac{K}{Rb} = 230$) и кислых ($\frac{K}{Rb} = 170$) пород. Средние отношения по Э.Л.Хорстману (1957) для габбро ($\frac{K}{Rb} = 310$), диоритов ($\frac{K}{Rb} = 330$) и сиенитов ($\frac{K}{Rb} = 410$) также характеризуются более низкими значениями по сравнению с Зекарскими породами.

Здесь уместно отметить, что $\frac{K}{Rb}$ отношения в породах, аналогичных зекарским, изучены гораздо слабее, чем в гранитоидных и щелочных породах. В пределах Аджаро-Триалетской складчатой системы, интрузии, сходные с Зекари, характеризуются следующими средними цифрами $\frac{K}{Rb}$ отношения (Закаридзе, 1964): в габбро-диоритовой Мерисской интрузии - $\frac{K}{Rb} = 510$, а в Намонастревской интрузии $\frac{K}{Rb} = 345$ (обе интрузии, так же как и Зекарская, обеднены рубидием).

Данные по распределению рубидия в изверженных горных породах указывают на тесную связь с калием. Это положение неоднократно подтверждалось рядом исследователей, так что постоянство $\frac{K}{Rb}$ отношения в сериях изверженных пород является общепринятым. Связь рубидия с калием обусловлена как химическими, так и кристаллохимическими причинами. Оба рассматриваемых элемента являются типичными щелочными металлами, характеризующимися аналогичным строением электронных оболочек и близостью всех основных химических свойств. Кристаллохимическая близость рубидия и калия определяется в первую очередь их одинаковой валентностью, явно выраженным ионным характером связи с кислородом и близостью ионных радиусов ($K^{1+} - 1,33 \text{ \AA}$, $Rb^{1+} - 1,49 \text{ \AA}$ по В.М.Гольдшмидту).

Кристаллохимическое сходство, видимо, определяет поведение калия и рубидия в изверженных горных породах: весь рубидий рассеивается в виде изоморфной примеси в калийсодержащих минералах.

Однако существует и некоторое различие в поведении этих элементов, которые носят обычно количественный, а не качественный характер.

В Зекарской интрузии мы наблюдаем увеличение среднего отношения от ранних к более поздним дифференциатам щелочно-земельной серии. На графике (рис. 23) показана зависимость содержания рубидия от калия для различных пород Зекарского массива. На диаграмму нанесены также цифры для эффузивной вмещающей толщи. Как видно из диаграммы, интрузивные и эффузивные породы характеризуются аналогичным распределением в них рубидия. Содержание рубидия в габбро, диоритах и шонкинитах (табл. 30, 31, 32) соответствует полностью их эффузивным аналогам (табл. 33).

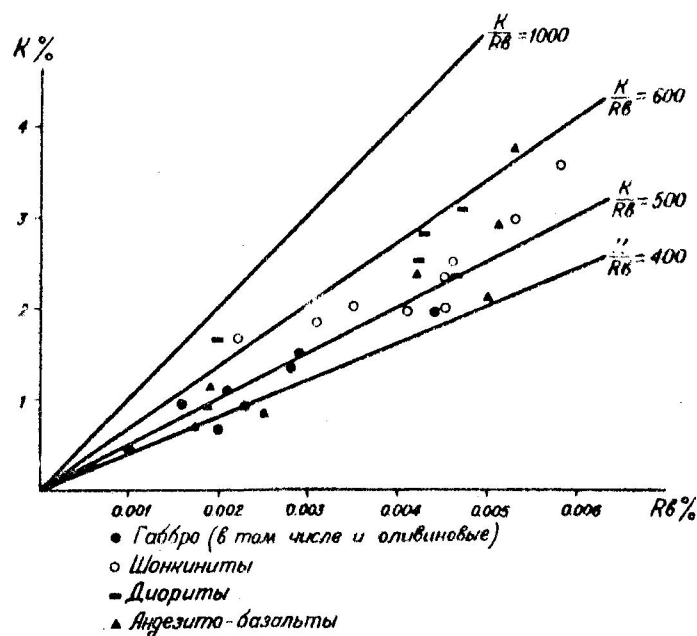


Рис. 23. Диаграмма зависимости содержания рубидия от калия для различных пород Зекари.

Таким образом, вывод о комагматичности эффузивных и интрузивных пород Зекарского массива, основанный на общности их химизма и характере распределения в них редкоземельных элементов (Кекелия, 1966; Кекелия, Балашов, 1966) подтверждается данными по содержанию редких щелочных элементов.

Фигуративные точки наших пород (за исключением единичных образцов) располагаются в пределах от $\frac{K}{Rb} = 660$ до $\frac{K}{Rb} = 400$. Таким образом, генетически связанные породы Зекарской интрузии отличаются от интрузий, где во всех фазах сохраняется постоянство $\frac{K}{Rb}$ отношения, исследованных С.Р. Нокколдом и Р. Алленом (1958), Е.Л. Хорстманом (1959); Л.В. Таусоном (1960) и др. Примерами такого постоянства $\frac{K}{Rb}$ отношения могут служить поли-

фазный Сусамырский батолит, а также Малый Лабинский гранитоидный массив на Северном Кавказе (Демин и Хитаров, 1958), Постоянство $\frac{K}{Rb}$ отношения характерно и для гранитоидов Южно-Калифорнийского батолита (Нокколдс, Аллен, 1958).

Следовательно, генетически связанные основные породы Зекари несколько отличаются от таковых пород более кислого состава.

Сравнение распределения Li и Rb в породах Зекарской интрузии

Фактический материал по Зекарскому массиву свидетельствует о различии в поведении лития и рубидия в процессе становления пород.

Диаграмма (рис. 24), по ординате которой отложены средние значения содержаний Li_2O и Rb_2O в породах Зекари, иллюстрирует накопление рубидия в поздних дифференциатах габброидной магмы, а также в породах повышенной щелочности. Для Li_2O характерно относительное постоянство его содержания во всех разновидностях, независимо от кремнекислотности и щелочности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные петролого-геохимические исследования Зекарской интрузии позволяют обосновать следующие выводы:

1. Геологическое положение Зекарской интрузии определяется ее приуроченностью к Абастуманско-Бошурской подзоне Центральной зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы. Зекарский массив представлен двумя разобщенными выходами, общей площадью около 20 км^2 , расположенных вдоль нарушения, осложняющего мульду Барат-Хевской синклинали.

Вмещающими породами интрузива служат вулканогенные породы среднего эоцена, представленные андезито-базальтами, с которыми он имеет активные контакты.

Li_2O и Rb_2O %

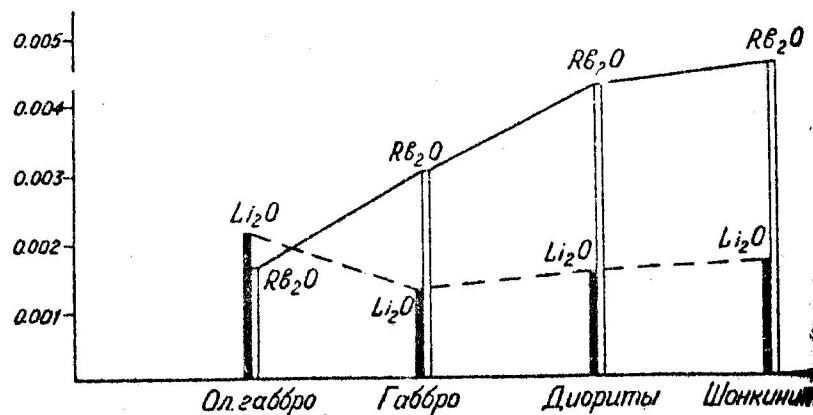


Рис. 24. Совмещенная диаграмма Li_2O и Rb_2O для различных типов пород Зекарской интрузии.

2. Интрузия характеризуется большим разнообразием слагающих ее пород: здесь устанавливаются оливинное габбро, роговообманковое габбро, биотитовое габбро, габбро-шонкиниты, шонкиниты, габбро-диориты, диориты, аплиты. В их пространственном распределении намечается определенная закономерность: центральную часть массива слагают более кислые породы – габбро-диориты, диориты, аплитовые жилы, тогда как более основные разновидности – оливинное габбро и габбро образуют внешнюю оторочку интрузивного тела.

В структуре пород интрузии наблюдаются заметные различия. Эти различия выражены в многообразии микроструктур габбро и габбро-диоритов, среди которых наиболее распространены гипидиоморфные, габбровые, порфирированные и реже гнейсовидные структуры.

3. Породообразующими минералами, определяющими разнообразие пород Зекарской интрузии, являются плагиоклаз, пироксен (моноклинный и ромбический), оливин, роговая обманка, биотит, калиевый полевой шпат. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом и сфеном.

Плагиоклаз представлен лабрадор-битовнитом, моноклинный пироксен-диопсид-салитом и диопсид-авгитом, ромбический пироксен-гиперстенном, роговая обманка – по щелочной разновидности базальтических роговых обманок для биотита характерны относительно высокие содержания магния ($MgO = 14,89$ вес. %) и соответственно низкая железистость ($Fe = 36,1$ ат. %).

Характер взаимоотношений основных породообразующих минералов позволяет отнести их к первичномагматическим образованиям.

В основных разновидностях пород Зекари, наряду с последовательным выделением породообразующих минералов, мы встречаемся также с проявленными эвтектическими соотношениями между ними.

Наличие зональных кристаллов плагиоклаза и пироксена, а также характер взаимоотношений между ферритскими минералами в краевых частях Зекарского массива

детельствуют о поравновесных условиях кристаллизации магматического расплава в отдельных его участках.

4. В породах Зекарской интрузии широким распространением пользуются эндогенные послемагматические процессы. Они проявлены неравномерно во внутренних частях интрузии и наиболее интенсивно в приконтактных породах. Постмагматическая ассоциация минералов соответствует минеральным парагенезисам пропилитизированных пород.

Наиболее интенсивно проявился в интрузии процесс эпидотизации, являющийся результатом гидротермального автотеметаморфизма основных пород.

Процесс эпидотизации происходил в результате воздействия водных растворов на основные породы. При этом не наблюдается заметного привноса компонентов, хотя в ряде случаев эпидот образуется в результате привноса кальция (случай замещения биотита эпидотом).

Кристаллизации эпидота способствовали сопряженные реакции, что подтверждается часто наблюдаемым соотношением эпидота и хлорита.

Высокая железистость эпидота (35–40 мол.% Fe_2O_3) свидетельствует об относительном недостатке в нем глинозема, по-видимому, также указывает на сравнительно высокую температуру его образования.

5. По химическому составу исследованные породы отвечают нормальным, для которых характерным является следующее соотношение молекулярных количеств окислов: $CaO + Na_2O + K_2O > Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$. Важной петрохимической особенностью пород Зекарской интрузии является недосыщенность их кремнекислотой. Значение коэффициента Q , как правило, отрицательное и колеблется для габбро от -3 до -18, для шонкинитов от -8 до -21, для диоритов от -0,2 до -6.

Среди пород Зекарской интрузии выделяются две вполне определенные самостоятельные серии, одна из которых (главная) отражает изменение химического состава от габбро к диоритам, другая же – в группе шонкинитов и монзонитов. Сопоставление этих серий с классическими ти-

нами пород по А.Н. Заварицкому показывает почти полную аналогию с типом Йелоустонского парка, в частности, с породами вулкана Крандал, относимых к щелочноземельному типу; серия субщелочных пород Зекари близка к сериям типа Этны и Марос-Хайвуд.

В Зекарской интрузии обнаруживается отчетливая дифференциация по кремнекислотности (в пределах каждой серии) и при близких значениях кремнекислотности — различие по щелочности (между сериями).

Сравнение роя векторов эффузивных и интрузивных пород Зекарского массива показало большое сходство их химического состава. Фигуративные точки химизма пород вмещающей андезито-базальтовой толщи полностью совпадает с направлением дифференциации химического состава габбровых интрузивных пород.

Исследованные породы имеют слабо выраженный натриевый характер: в них отношение калия к натрию колеблется в пределах от 0,25 до 1,5. Высоким отношением (превышающим единицу) характеризуются шонкиниты и моншониты.

6. Основными минеральными парагенезисами, слагающими породы Зекарского массива, являются: 1) плагиоклаз + моноклинный пироксен, 2) плагиоклаз + моноклинный пироксен + биотит, 3) плагиоклаз + моноклинный пироксен + ромбический пироксен. На отдельных участках интрузии установлены четырехминеральные парагенезисы: плагиоклаз + роговая обманка + биотит + моноклинный пироксен, плагиоклаз + ромбический пироксен + моноклинный пироксен + роговая обманка, а также плагиоклаз + пироксен + биотит + калишпат.

Исследование минеральных парагенезисов с помощью правила фаз показало, что при их образовании K_2O и Na_2O вели себя вполне подвижно. Количество одновременно присутствующих минералов, находящихся в равновесии, здесь не превышает четырех. Оно полностью определяется числом виртуальных инертных компонентов: $SiO_2, Al_2O_3, CaO, (Mg,$ Минеральные парагенезисы отдельных участков Зекарской

интрузии указывают на повышение химических потенциалов щелочей (в основном калия), нарушающих нормальный ход кристаллизации габбровой магмы.

Установлено, что одной из главных причин разнообразия минерального состава габброидных пород при изотермических условиях и однородности исходного магматического расплава является увеличение потенциала K_2O (при постоянном значении Na_2O), приводящего к расширению полей кристаллизации биотита и калишпата в парагенезисе с пироксеном и плагиоклазом.

Этот вывод может быть распространен на породы повышенной основности. Немаловажную роль в процессе становления пород сыграл и процесс кристаллизационной дифференциации — формирование пород габбро-диоритового ряда.

7. Отмеченный механизм образования пород Зекарского массива сказался на распределении в них редких элементов.

а) Из анализа распределения редкоземельных элементов (р.з.э.) в породах Зекарской интрузии следует, что в габбро и более кислых дифференциатах (габбро-диоритах и диоритах) состав и содержание р.з.э. варьирует (для габбро $\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 1,8 - 3,1$ при $TR_2O_3 = 14 - 49 \cdot 10^{-3}\%$ и для диоритов $\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 2,1 - 2,8$ при $TR_2O_3 = 18 - 76 \cdot 10^{-3}\%$).

б) Сравнение распределения р.з.э. с особенностями химизма исследованных пород показывает отчетливую корреляцию состава р.з.э. с изменением петрохимических параметров. Максимальным значением отношения а/с соответствует наибольшее обогащение легкими лантаноидами, следовательно, разница в соотношении р.з.э. габбро и шонкинитов отражает различие в условиях щелочности среды при формировании этих пород.

Изменение содержания р.з.э. в обоих полях щелочности коррелируется с вариациями петрохимического параметра b . Габбро с минимальными значениями параметра b характеризуется повышенным содержанием суммы,

р.з.э. и наоборот.

в) Анализ породообразующих минералов на содержание в них р.з.э. показал преобладание в плагиоклазах легких лантаноидов ($\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 2,7 - 3,1$), а в пироксенах — накопление иттриевой группы и иттрия ($\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 1,3$). Можно полагать, что в породах, обогащенных Ca, Mg, и Fe, какими являются габбро и габбро-диориты, основная масса р.з.э. сосредоточена в породообразующих минералах. Акцессорные минералы — обычные концентраторы р.з.э. (апатит, циркон, сфен) — встречаются в незначительных количествах и поэтому они не могут играть существенной роли в балансе распределения р.з.э. изученных пород. Отмеченные вариации в составе р.з.э. габбро и габбро-диоритов связаны с изменением соотношения плагиоклаза и пироксена. По-видимому, некоторое относительное преобладание легких лантаноидов в габбро-диоритах по сравнению с габбро подчиняется той же зависимости. В связи с этим, центральные участки Зекари отличаются от краевых, представленных габбро, относительным накоплением цериевой группы.

г) Вариации в составе р.з.э. для пород Зекарской интрузии обусловлены кристаллизационной дифференциацией (внутри каждой серии) и различием в щелочности при формировании пород (между сериями). Относительные изменения в составе р.з.э. пород при этом связаны прежде всего с различием в соотношении начальных лантаноидов. Разделение этих элементов в результате кристаллизационной дифференциации для щелочноземельной серии, формировавшейся при относительно низких значениях потенциалов щелочей, менее контрастны, чем для серии шонкинитов. Поведение р.з.э. при образовании обеих серий оказывается не идентичным и, следовательно, различия в интенсивности изменений состава р.з.э. (в наклонах линий на семикомпонентных диаграммах) следует рассматривать как геохимический индикатор изменения условий щелочности среды при формировании магматических пород, что вполне отвечает петрохимическим различиям обеих серий.

д) Сопоставление линий эволюции составов р.з.э. эффузивов и габбро-диоритовой серии Зекари показывает полную их тождественность. Близость суммы р.з.э. для обеих серий и аналогия в эволюции состава р.з.э. подтверждает тем самым, что распределение р.з.э. во вмещающих эффузивах отражает этапы кристаллизационной дифференциации, общие для близких по возрасту эффузивных и интрузивных пород.

е) Сравнение данных по составу р.з.э. в базальтах и долеритах Болгарии и р.з.э. с эффузивами Аджаро-Триалетии указывает на значительную близость распространности р.з.э. в нормальных и субщелочных разновидностях Болгарии к наиболее обогащенной легкими лантаноидами группе пород Грузии (хотя субщелочной характер болгарских основных пород сказывается в некотором смещении точек, отражающих соотношения наиболее легких р.з.э. в сторону увеличения Nd по сравнению с андезитами, что напоминает тенденцию, отмеченную в шонкинитах Зекарской интрузии). Таким образом, разделение р.з.э. в эффузивах обусловлено теми же факторами — падением температуры и вариациями в щелочности, что и в интрузивных породах. Как показало сравнение, породы Болгарии достаточно близки по распространению р.з.э. к рассматриваемым породам Аджаро-Триалетии (соответственно $TR_2O_3 = 0,025\%$ и $0,021\%$, $\frac{\sum Ce}{\sum Y} = 3,1$ и $2,3$, $\frac{Eu}{Sm} = 0,28$ и $0,31$).

ж) Основные породы Болгарии и Грузии по содержанию р.з.э. отличаются от траппов Сибири и подводных океанических базальтов, что, очевидно, связано с их генетическим различием. Можно полагать, что в подвижных зонах коры источник магмы, формирующей андезито-базальтовые и долеритовые покровы или габбровые интрузии, существенно отличается от таковых в платформенных условиях.

2. Фактический материал по Зекарскому массиву свидетельствует о различии в поведении лития и рубидия в процессе становления пород. Для Li характерно относи-

тельное постоянство его содержания во всех разновидностях, независимо от кремнекислотности и щелочности. Для Р^Ь отмечается накопление в более кислых дифференциатах щелочноземельной серии в субщелочных породах.

Интрузивные и эффузивные породы характеризуются аналогичным распределением в них Li и Р^Ь.

9. Выявленные геологические, петрохимические и геохимические критерии указывают на происхождение пород Зекарской интрузии и вмещающей андезито-базальтовой толщи из единого магматического очага родоначальной магмы, т.е. на их комагматичность.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович И.И. Редкие щелочи в гранитоидах Тувы, ЗВМО, ч. 89, вып. 5, 1960.
- Балашов Ю.А. Эволюция состава и содержаний редкоземельных элементов в интрузивных фазах Ловозерского щелочного массива (Кольский полуостров). Геохимия, № 3, 1962.
- Балашов Ю.А. Закономерности распределения редкоземельных элементов в земной коре. Геохимия, № 2, 1963.
- Балашов Ю.А. Дифференциация редкоземельных элементов в магматическом процессе. В сб. "Химия земной коры", т.1. Изд. АН СССР, 1963.
- Балашов Ю.А., Дорфман М.Д., Туранская Н.В. В сб. "Новые данные о минералах СССР". Тр. Минералогического музея им. А.Е.Ферсмана, АН СССР. М., 1965.
- Балашов Ю.А., Туранская Н.В. О лантановом максимуме редкоземельных элементов в лампрофиллите. Геохимия, № 7, 1960.
- Балашов Ю.А., Туранская Н.В. Закономерности распределения редкоземельных элементов в породах дифференцированного комплекса Ловозерского щелочного массива в связи с некоторыми вопросами генезиса этого комплекса. Геохимия, № 8, 1960.
- Балашов Ю.А., Кекелия М.А. Влияние фациальных изменений на распределение редкоземельных элементов в породах Зекарской габбро-диоритовой интрузии. Геохимия, № 9, 1965.
- Балашов Ю.А., Шараськин А.Я. Генетическое значение распределения редкоземельных элементов в породах ультраосновных щелочных интрузивов.

- зий. Геохимия, № 1, 1966. 1.
- Балашов Ю.А., Шараськин А.Я. Применение семикомпонентных диаграмм для анализа составов редкоземельных элементов в природных системах. Геохимия, № 12, 1966. 2.
- Балашов Ю.А., Нестеренко Г.В. Распространенность редкоземельных элементов в трапах Сибирской платформы. Геохимия, № 9, 1966.
- Баринский Р.Д. О соотношении четных и нечетных редкоземельных элементов в различных минералах. Докл. АН СССР, 120, № 3, 1958.
- Белянкин Д.С., Петров В.П., Еремеев В.П. Неинтрузии Аджаристана и Гурии. Материалы по геологии и петрографии Грузии. Вып. 1, Тр. СОПС АН СССР, серия Закавказск., вып. 14, 1935.
- Богачев А.И., Зак С.И., Сафронова Г.П., Инина К.А. Геология и петрология Елетьозерского массива габброидных пород Карелии. Изд-во АН СССР, 1961.
- Борнеман-Старынкевич И.Р. Руководство по расчету формул минералов. Изд-во "Наука", 1964.
- Бородин Л.С. О корреляционных связях редкоземельных элементов и некоторых особенностях распределения редких земель в процессах эндогенного минералообразования. Геохимия, № 6, 1960.
- Боуэн Н. Эволюция изверженных пород. ОНТИ., М., 1934.
- Вайнштейн Э.К., Павленко А.С., Туранская Н.В., Юлова Т.С. Зависимость распределения редкоземельных элементов в породах от петрохимических факторов и его значение для решения петрогенетических вопросов. Геохимия, № 12, 1961.
- Варшал Г.М. и Рябчиков Д.И. Гравиметрическое определение суммы редкоземельных элементов в породах и сплавах. Ж. аналитич. химия, 19, вып. 2, 202, 1964.
- Вернадский В.И. Заметки о распространенности химических элементов в земной коре. 1. К истории рублидия, цезия и таллия. Изв. АН, т.3., № 12., 1909.
- Вернадский В.И. Заметки о распространенности химических элементов в земной коре. У1. История рублидия в земной коре. Изв. АН, сер. 6, т. 8, № 13, 1914.
- Виноградов А.П. О происхождении вещества земной коры. Сообщение 1. Геохимия, № 1, 1961. 1.
- Виноградов А.П. "Геохимия за рубежом". Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1961. 2.
- Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород. "Геохимия", № 7, 1962.
- Винчелл А.Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. Изд. ИЛ, М., 1953.
- Волков В.П., Савинова Е.Н. О распределении рублидия и K/Rb отношения в породах Ловозерского массива. Геохимия, № 6, 1959.
- Волков В.П., Савинова Е.Н. О соотношении калия и рублидия в процессе эволюции известково-щелочных и щелочных магм. Геохимия, № 12, 1961.
- Воскресенская Н.Т. К геохимии таллия и рублидия в изверженных породах. Геохимия, № 6, 1959.
- Гамкрелидзе П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд. АН СССР, 1949.

- Гамкрелидзе П.Д., Канделаки Н. Геологическое строение западной части Аджаро-Триалетской складчатой системы (листы Ахалцихский и Батумский). Груз. отд. ВГФ, 1944.
- Геворкян Р.Г. Геохимические особенности и петрогенезис щелочных пород Центральной Армении (на примере Памбакского, Бундукского и Гарнасарского массивов). Канд. диссерт., ГЕОХИ АН СССР, 1965.
- Герасимовский В.И., Лебедев В.И. О распространенности Lj и Rb в породах Ловозерского массива. Геохимия, № 1, 1959.
- Гольдшмидт В.М., Бауэр Г., Витте Г. К геохимии щелочных металлов. Сб. ст. по геохимии редких элементов. ГОНТИ-НКП, 1938₁.
- Гольдшмидт В.М., Берман Г., Гауптман Г. и Петерс. К геохимии щелочных металлов. Сб. ст. по геохимии редких элементов, ГОНТИ-НКП, 1938₂.
- Демин А.М., Хитаров Д.Н. Геохимия калия, рубидия и таллия в приложении к вопросам петрологии. Геохимия, № 6, 1958.
- Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН СССР, 1948.
- Дзоценидзе Г.С. Палеогеновый вулканизм Закавказья и связанное с ним оруденение. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых" УП 1964.
- Дир Х.И., Хауи Р.А., Зусман Д.Ж., Пороодообразующие минералы. Изд. "Мир". Москва, 1966.
- Дмитриев Ю.И. Особенности строения и формирования пластовой интрузии палагонитовых траплов на р.Чоне (Восточная Сибирь). Тр.ИГЕМ АН СССР, вып. 77, 1962.
- Жариков В.А. Голлюгии и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 14, 1959.
- Заварицкий А.И. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий А.И. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1960.
- Закариадзе Г.С. О содержании лития и рубидия в биотитах и полевых шпатах пегматитов Вакидждвари. Сб. трудов к 70-летию академика А.И. Джanelидзе. Геологический ин-т АН СССР, 1959.
- Закариадзе Г.С. Вопросы петрологии сиенитовых интрузий Вакидждвари и Мериси в свете закономерностей распространения в них лития и рубидия. Кандидатская диссертация. ГЕОХИ, АН СССР, 1964.
- Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. О сопоставлении эффузивных и интрузивных пород палеогенового магматического комплекса Юго-Западной Аджарии. Сообщ. АН СССР, 52; №3, 1968.
- Залашкова Н.Е. Закономерности распределения бериллия, лития и рубидия в гранитах Восточного Забайкалья. Международный геологический конгресс, сессия XXI. Доклады советских геологов. Проблема 1. Геохимические циклы. Госгеолтехиздат, М., 1960.
- Заридзе Г.М. Закономерности развития вулканизма в Грузии и связанные с ним рудопроявления. Гостехиздат "Техника да шрома", Тбилиси, 1947.

- Злобин Б.И., Лебедев В.И. Геохимические связи Li, Na, K, Rb и Tl в щелочной магме и их некоторое петрогенетическое значение. Геохимия, № 2, 1960.
- Злобин Б.И., Балашов Ю.А. О распределении и соотношении редкоземельных элементов в щелочной плюмазитовой серии эссексита - нефелинового сиенита. Геохимия, № 9, 1961.
- Злобин Б.И., Геохимическое исследование щелочных пород массива Сандык и их генезис. (Петрография, петрохимия, геохимия редких элементов, петрогенезис). Рукопись, М., 1962.
- Иваницкий Т.В., Гварамадзе Н.Д., Мчедlishvili Т.Д. Свинец, цинк и медь в минералах интрузивных пород Аджарии. Сообщ. АН СССР, XLV, № 2, 1966.
- Иваницкий Т. В., Гварамадзе Н. Д. и др. Петрология, геохимия и металлогеническая специализация интрузий Аджарии. Изд-во "Мецниереба", 1968.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. Изд-во "Мир", М. 1965.
- Казахашвили Т.Г., Топурия П.А. Неоинтрузии ущелья р.Супсы. Тр.Груз. отд. ВИМС, вып. П, 1938.
- Качарава М.В., Попхадзе М.В. О возрасте флишевых отложений окрестностей с.Гумбати. Сообщ. АН СССР, т.ХУ1, № 2, 1965.
- Кекелия М.А. Процесс эпидотизации в породах Зекарской интрузии (Западная Грузия). Геохимия, 12, 1964.
- Кекелия М.А. Основные черты петрохимии и петрологии Зекарской интрузии. Сообщения АН СССР, XLIII, 1, 1966.
- Кекелия М.А., Балашов Ю.А. Факторы дифференциации редкоземельных элементов в Зекарской габбро-диоритовой интрузии и вмещающей андезитобазальтовой толще. Сообщ. АН СССР, XLV, № 2, 1967.
- Кекелия М.А., Надарейшвили Д.Г. К петрохимии интрузивных образований восточной части Аджаро-Триалетской складчатой системы. Сообщ. АН СССР, 55, № 2, 1969.
- Когарко П.Н. Распределение редких щелочных элементов и таллия в гранитоидах Тургоякского хребта (Средний Урал). Геохимия, № 5, 1959.
- Коржинский Д.С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. В сб. "Академику Д. С.Белянкину, к 70-летию со дня рождения", Изд. АН СССР, 1946.
- Коржинский Д.С. Физико-химические основы парагенезисов минералов. Изд. АН СССР, 1957.
- Лебедев А.П. Соотношение магматизма и рудообразования в Чинейском габбро-анортзитовом плутоне (Восточная Сибирь). Тр. ИГЕМ, вып. 77, 1962.
- Леонова Л.А., Балашов Ю.А. Распределение урана, тория и редкоземельных элементов в гранитоидах Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань). Геохимия, № 11, 1963.
- Лордкипанидзе М.Б., Надарейшвили Г.Ш. Палеогеновый вулканизм Северо-Западной Гурии. Труды Третьей Закавказской конференции молодых геологов, 1962.
- Марфунин А.С. Новые данные диаграммы оптической ориентировки калинатровых полевых шпатов. Докл. АН СССР, 133, № 4, 1960.

- Надирадзе В.Р. Зекарская интрузия (Груз.ССР). Докл. АН СССР, сер. геол., № 3, 1954.
- Надирадзе В.Р. Интрузии и рудопроявления Аджаро-Триалетской складчатой системы (докторская диссертация), МГУ, 1955.
- Нокколде С.Р., Митчелл Р.Л., Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород. Исследование связи между основными элементами изверженных пород и минералов. Сб. ст. "Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах". ИЛ., М., 1952.
- Нокколде С.Р., Аллен Р.Л., Геохимические наблюдения. ИЛ., М., 1958.
- Одикадзе Г.Л. О содержании Li, Rb, Cs и Th в некоторых интрузивных породах и металлах Шрошинского пегматитового поля. Тр. Кавк. ин-та мин. сырья, вып. 2. 1960.
- Осборн Е.Ф., Тэт Д.Б. Система диопсид-форстерит-анортит. В сб.: "Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования", ИЛ, М., 1952.
- Павленко А.С. Поведение породообразующих и некоторых редких элементов в процессах формирования щелочных пород. Тр. Геохимич. конференции. "Химия земной коры", посвященной столетию со дня рождения В.И.Вернадского. АН СССР, М., 1963.
- Павленко А.С., Балашов Ю.А., Геворкян Р.Г., Туранская Н.В. Поведение редкоземельных элементов при образовании щелочно-земельных и щелочных комагматических базальтоидных пород Центральной Армении. Геохимия, №2, 1966.
- Перчук Л.Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алтая. ИГЕМ АН СССР, Изд-во "Геока", 1964.
- Сахама Т.Г. Рассеянные элементы в породах южной Финской Лапландии. В сб. "Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах". ИЛ, М., 1952.
- Соболев В.С. Значение железистости феррических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотита, роговых обманок и ромбических пироксенов. Мин. сб. Львовского геол. о-ва, № 6, 1950.
- Таусон Л.В. Влияние структуры минералов на изоморфные замещения в силикатах изверженных горных пород. Геохимия, № 8, 1958.
- Таусон Л.В. Геохимия лития, рубидия и таллия в магматическом процессе. Международный геологический конгресс. Сессия XXI. Доклады советских геологов. Проблема 1. Геохимические циклы. Госгеолтехиздат, М, 1960.
- Таусон Л.В., Геохимия редких элементов в гранитоидах. АН СССР, М., 1961.
- Таусон Л.В., Ставров О.Д. О геохимии рубидия в гранитоидах. Геохимия, № 8, 1957.
- Трёгер В. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ., М., 1962.
- Хевеши Г. Редкие земли с точки зрения строения атома. Научн. хим.-техн. изд-во, Л., 1920.

- Хэскин Л.А., Фрей Ф.А., Шмитт Р.А., Смит Р.Х. Распределение редких редких земель в литосфере и космосе. Изд-во, "Мир", М., 1968.
- Хорстман Э.Л. Распределение лития, рубидия и цезия в изверженных породах. "Геохимия редких элементов", ИЛ, 1959.
- Цагарели А.Л. Верхний мел. Геология СССР, т.10, Грузинская ССР, часть 1, геологическое описание, 1964.
- Цветков А.И. Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов. Тр. ИГиН АН СССР, вып. 138, 1951.
- Челищев Н.Ф. и др. Экспериментальное исследование процесса кристаллизации силикатных расплавов, отвечающих по составу основным горным породам. Докл. АН СССР, т.152, № 3, 1963.
- Шавишвили И.Д. О щелочных породах Мерисского массива. Сообщ. АН СССР, т.52, № 2, 1968.
- Швей И.В. Геология месторождений редких элементов. Основные вопросы геохимии редкоземельных элементов и иттрия в эндогенных процессах Гос. научн.-техн. изд. лит. по геол. и охр. недр.: вып. 15, М., 1962.
- Шербина В.В. Критерии степени кислотности фосфатного аниона в силикатных расплавах. В кн.: "Исследование природного и технического минералообразования". Изд. "Наука", М., 1966.
- Ahrens L.H. The unique association of thallium and rubidium in minerals. *Journ. Geol.*, V. 56, 1948.
- Ahrens L.H. Use of ionisation potentials ionic radii of the elements. *Geochim. et cosmochim. Acta*, 2, 1952.
- Ahrens L.H., Pironon W.H., and Kearns M.M. Association of rubidium and potassium and their abundance in common igneous rocks and meteorites. *Geochim. et cosmochim. Acta*, v.2, N 4, 1952.
- Aoki K. Petrology of alkali rocks of the Jiki Island and Higashimatsuyama District, Japan. *Sci. Repts., Tohoku Univ.*, 3rd ser., 6, 1959.
- Coryell C.D., Chase I.W., Winchester I.W.Y. *Geophys. Res.*, 68, 559, 1962.
- Deleon C. and Ahrens L.H. The distribution of Li, Rb, Cs and Pb in some Yugoslav granites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 11, N4, 1957.
- Ehlers E.G. An investigation of the stability of the Al-Fe member of the epidote group. *Journ. geol.*, 61, 1953.
- Coldschmidt V.M. and Thomassen L. - *Videnskaps. Skrift 1: Mat-naturv. K 1*, N 5, 1924.
- Coldschmidt V.M. *Skrifter Norske Videnskaps - Akad. Oslo*, 1: Mat-naturv. K 1, 1926.
- Horstman E.L. The distribution of lithium, rubidium and calcium in igneous and sedimentary rocks. *Geochim. et cosmochim. Acta*, 12, 1, 1957.
- Kennedy G.C. Equilibrium between volatiles and iron oxides in igneous rocks. *Am. Jour. Sci.*, vol. 247, N 10, 1948.

Kuno H. Petrology of Hacone Volcano and the adjacent areas. *Japan. Bull. geol. Soc. Am.*, 61. 1950.

Minami E. Gehalte an seltenen Erden in europaischen und japanischen Tonschiefern. *Nachr. Ges. Wiss. Gottingen*, IV, N.F.L. 1, 155, 1935.

Noddack J.Z. Heufigkeiten der seltenen Erden in meteoriten. *Z. anorg. allgen. Chem.* 225, 337, 1935.

Seymour Merrin. Synthesis of epidote and its apparent p-T stability curve. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 71, N12, pt 2, 1960.

Strock L.W. Zur Geochemie des Lithium. *Nachr. Ges. Wiss., Gottingen*, IV, N.P.I., N15, 1936.

Towell A.C., Winchester I.W., Wolfoksky R., Rare-Earth distributions in Some Rocks and associated Minerals of the Batholith of Southern California. I. *Geophys. Res.*, vol. 70, N14, 1965.

Troger W. Sperielle Petrographie der Eruptivgesteine, 1935.

Turekian K.K. and Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, 175-192, 1961.

Verhoogen L. Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. *Am. Journ. Sci.*, vol. 260, N 3, 1962.

О Г Л А В Л Е Н И Е		Стр
Введение		5
Основные черты геологического строения Аджаро-Триалетской складчатой системы		9
Обзор существующих представлений в отношении интрузивных образований Аджаро-Триалетской складчатой системы		14
Петрография Зекарского массива		18
Общие сведения		18
Петрографическая характеристика пород Зекарской интрузии		20
Состав и некоторые вопросы генезиса породообразующих минералов Зекарской интрузии		28
Послемагматические процессы в породах Зекарского интрузива (эпидотизация)		50
Петрохимические особенности пород Зекарского массива		60
Зависимость минерального состава габброидных пород от химических потенциалов K_2O и Na_2O		72
Поведение редкоземельных элементов в породах Зекарского массива		80
Влияние фациальных изменений на распределение редкоземельных элементов в породах Зекарской интрузии		82
Факторы дифференциации редкоземельных элементов в породах Зекарской интрузии		91
Распределение редкоземельных элементов в андезито-базальтовой толще Зекарского массива		96

Распределение и особенности поведения редких щелочных элементов (Li и Rb) в породах Зекарского массива	102
Литий	103
Рубидий	111
Сравнение распределения Li и Rb в породах Зекарской интрузии	119
Заключение	119
Литература	127

Марен Амберкович Кекелия

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПЕТРОЛОГИЯ ЗЕКАРСКОГО МАССИВА (ГРУЗИНСКАЯ ССР)

ИЗДАТЕЛЬСТВО "МЕЦНИЕРЕБА" В 1972 г.
ВЫПУСТИТ В СВЕТ:

1. Д.Н.КЕЦХОВЕЛИ, Петрология Цейского массива.
2. Т.В.БАТНАШВИЛИ, Термографическое исследование цеолитов среднеэоценовых вулканогенных толщ Грузии.
3. О.Д.ХУЦИШВИЛИ, Стратиграфия и фауна квишской свиты.

Напечатано по постановлению Редакционно-Издательского Совета
Академии наук Грузинской ССР

*

Редактор издательства Т. П. Бокучава

Техредактор Э. Б. Бокерия

Корректор Н. Н. Коконашвили

Сдано в набор 23.VIII.71; Подписано к печати 1.III.72;
формат бумаги 60×90¹/₁₆; Печатных л. 9,4; Уч.-Издат. л. 8,7;

УЭ 01345;

Тираж 500;

Заказ 2012;

Цена 70 коп.