

Д. Г. НАДАРЕЙШВИЛИ

ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ
ЭЛЕМЕНТОВ В ИНТРУЗИВАХ
АДЖАРО-ТРИАЛЕТТИ

«МЕЦНИЕРЕБА»

1973

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია

ბიოლოგიური ინსტიტუტი

შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 39

ჯ. ნადარეიშვილი

**იზვიათმინა ედემენგების გეოქიმია
ეჭაკა-თრიალეთის
ინვანუნიკებში**

გამომცემლობა „მეცნიერება“

თბილისი

1973

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, новая серия, вып. 39

Д. Г. НАДАРЕИШВИЛИ

**ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ
ЭЛЕМЕНТОВ В ИНТРУЗИВАХ
АДЖАРО-ТРИАЛЕТИИ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»

ТБИЛИСИ

1973

552 (С 41)
550.4 (47.922)

Н 17

В работе приводятся результаты детального петролого-геохимического исследования интрузивов Аджаро-Триалетской складчатой системы, среди которых выделены две генетически связанные серии пород — щелочноземельная и субщелочная.

Установлены различия в характере фракционирования редких земель в щелочноземельных и субщелочных породах: в последних вариации суммарного содержания меньше, а изменения спектра значительнее, чем в щелочноземельных.

Большая часть редкоземельных элементов (РЗЭ) в основных породах связана с пироксеном или роговой обманкой (68—76, 5%), а на долю плагиоклазов приходится 13—30%; среди породообразующих минералов лишь плагиоклазы насыщены редкими землями и, следовательно, могут отражать истинную картину изменения концентрации последних в процессе дифференциации.

Редактор Т. В. Иваницкий

ВВЕДЕНИЕ

Исследования геохимии РЗЭ были начаты в 20-х годах XX столетия. Классическими работами по данному вопросу являются исследования V. M. Goldschmidt and L. Thomassen (1924), V. M. Goldschmidt, F. Ulrich, T. Bart (1925), V. M. Goldschmidt (1930), Г. Хевеши (1929), H. N. Rassel (1929), E. Minami (1935), J. Z. Noddak (1935) и др., которыми разработаны многие вопросы геохимии РЗЭ. В дальнейшем усовершенствование химических и рентгеноспектральных методов анализа, а также разработка нейтронно-активационного метода анализа обеспечили проведение более детальных исследований. В опубликованных работах затронуты главным образом вопросы, касающиеся содержания РЗЭ в гранитоидах, а также в некоторых щелочных породах и метеоритах. Особого внимания заслуживает работа Ю. А. Балашова (1968), в которой суммируются результаты предыдущих исследований по общим закономерностям распределения РЗЭ в земной коре.

Среди работ, в которых излагаются вопросы фракционирования РЗЭ в земной коре, нужно отметить следующие: Л. С. Бородин (1960), Ю. А. Балашов, Н. В. Туранская (1960₁, 1960₂), Б. И. Злобин и Ю. А. Балашов (1961), А. П. Виноградов (1961₁, 1961₂, 1962), Э. Е. Вайнштейн, А. С. Павленко, Н. В. Туранская, Т. С. Юлова (1961), И. В. Швей (1962), Ю. А. Балашов (1962), Л. Л. Леонова, Ю. А. Балашов (1963), Д. А. Минеев (1963), Л. С. Бородин (1965), А. С. Павленко, Ю. А. Балашов, Р. Г. Геворкян, Н. В. Туранская (1966), Е. И. Алексиев (1966), А. Б. Ронов, Ю. А. Балашов, А. А. Мигдиков (1967), А. П. Хомяков (1967), Ю. А. Балашов, Р. Н. Соболев, М. М. Чеховских (1968), В. И. Герасимовский, Ю. А. Балашов (1968), Л. А. Синькова, Н. В. Туранская (1968), И. Т. Расс (1968).

Наиболее полную сводку по геохимии РЗЭ в земной коре представляет собой работа Л. А. Хэскина и др. (1968).

Подробные сведения по минералогии, геохимии и генетическим типам месторождений РЗЭ приведены в трехтомной монографии ИМГРЭ (1964—1966), а также в опубликованных работах Е. И. Семенова (1963), А. И. Гинзбурга, Л. Н. Журавлевой, И. Б. Иванова, В. В. Щербина (1959).

Отдельные методические вопросы подробно рассмотрены Л. С. Бородиным (1962), Д. А. Минеевым (1965), Ю. А. Балашовым, А. Я. Шараськиным (1966) и др.

Данные о содержании редкоземельных элементов в основных породах опубликованы впервые Т. Г. Сахама (1952), который приводит по одному анализу габбро и долерита и на содержание РЗЭ.

Ю. А. Балашов в своей работе, посвященной распространению редкоземельных элементов в земной коре (1963) приводит четыре анализа основных пород (два пироксенита из Монче-Гундры, уральский перидотит и габбро-диорит из Сусамырского батолита). Эти дан-

ные позволяют судить о колебаниях $\frac{\Sigma \text{Ce}}{\Sigma \text{Y}}$ отношения (от 1,0 до 1,9)

и суммы TR_2O_3 (от 0,09 до 0,3%). Кроме того, Л. Л. Леонова, Ю. А. Балашов (1963) проанализировали основные породы первой интрузивной фазы Сусамырского батолита, в которых суммы P3Э равнялись, соответственно, 0,034, 0,027, 0,036%.

В работе Тауэла и др. (Towell, Winchester, Volfovsky Spirn, 1965) приводятся несколько анализов для габбро и габбро-диоритов из гранитного массива (Калифорнийский батолит) и данные о содержании P3Э по мономинеральным фракциям. В книге Л. А. Хэскина и др. (1968) приводятся по три анализа для габброидных пород и для диабазов по распределению в них P3Э. Таким образом, ясно видно, что материал по содержанию P3Э в основных интрузивных породах недостаточен для установления в них основных черт геохимии P3Э.

Как известно, в Аджаро-Триалетской складчатой системе широко распространены интрузивные образования основного состава. Сведения о распределении в них P3Э ограничивались до сих пор данными для Зекарского габбро-диоритового интрузива (Балашов, М. Кекелия, 1965; М. Кекелия, Балашов, 1967) и отдельными анализами для Мерисского интрузива (Иваницкий и др., 1969)¹.

Основной задачей настоящего исследования было выявление закономерностей распределения P3Э в главнейших интрузивах Аджаро-Триалетской складчатой системы для восполнения существующего пробела в изученности геохимии P3Э как для интрузивов данного региона, так и для основных пород в целом.

С этой целью на содержание индивидуальных P3Э нами были исследованы интрузивы Квиран, Хачков, Кабур, Реха, Вакиджвари² и дополнительно породы Мерисского интрузива (для сравнения были использованы данные по P3Э Зекарского интрузива).

Исследование опиралось на предпосылку, что для выявления основных черт геохимии редкоземельных элементов в магматическом процессе необходимо изучение генетически взаимосвязанных пород, изменение химизма которых происходит в нормальном ряду дифференциатов единого магматического очага.

Интрузивные массивы, являющиеся объектом нашего исследования, расположены в восточной части Аджаро-Триалетской складчатой системы, где широко проявлен основной магматизм. Здесь известны интрузивы габброидного состава, секущие андезито-базальтовую толщу среднего эоцена, в которых встречаются генетически связанные с габбро кислые (диориты, кварцевые диориты, гранитоиды и др.) и субщелочные (эссекситы и монцониты) породы.

В то время как интрузивные образования центральной и западной частей Аджаро-Триалетской складчатой системы изучены сравнительно хорошо с точки зрения распределения в них некоторых редких элементов³ (Иваницкий и др., 1969; Закариадзе, 1964; М. Кекелия, 1966), интрузивы восточной части складчатой системы (Квиран и Ард-

¹ Определение суммы P3Э для пород Мериси и Намонастреви производилось колориметрическим методом. В настоящее время используются данные по P3Э, полученные автором в результате повторных анализов этих пород химико-рентгено-спектральным методом (Балашов, 1963; Варшалл и Рябчиков, 1964; Туранская, 1958).

² Образцы сиенитов интрузива Вакиджвари были предоставлены Г. С. Закариадзе.

³ Данные по распределению P3Э, как уже говорилось, имелись лишь для Зекарского интрузива (М. Кекелия) и некоторых пород Мерисского интрузива (Иваницкий и др., 1969).

жеван-Гуджаретского рудного узла) оставались слабо исследованными как в петрологическом, так и геохимическом отношении.

В исследовании нами ставились следующие задачи: 1) геолого-петрографическое изучение пород Квиранского и группы интрузивов Арджеван-Гуджаретского рудного узла; 2) петрохимическая их характеристика; 3) установление закономерностей распределения редкоземельных элементов и 4) вопросы корреляции РЗЭ.

В соответствии с первой задачей рассмотрены следующие вопросы:

- а) взаимоотношения слагающих интрузивы разновидностей пород;
- б) петрографическая характеристика Квиранского, Бардзонджварского, Рехского, Хачковского и Кабурского интрузивов;
- в) постмагматические явления (пропилитизация, скарнообразование) в интрузивных и вмещающих породах.

В связи со второй задачей в работе дается петрохимическая характеристика главных типов исследованных пород и выделяются две генетически связанные серии: щелочноземельная и субщелочная.

При изучении геохимии РЗЭ рассматриваются следующие вопросы:

- а) распределение редкоземельных элементов в породах Квиранского, Рехского, Хачковского, Кабурского и Бардзонджварского интрузивов;

б) факторы дифференциации состава редкоземельных элементов в исследованных интрузивах;

в) баланс РЗЭ в основных породах;

г) сравнение с другими интрузивами (Мериси, Намонастреви, Зекари, Вакиджвари) Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Одной из главных задач изучения геохимии редких земель является установление факторов, управляющих их разделением в различных геолого-геохимических процессах. Большинство исследователей (Бородин, 1962; Минеев, 1965 и др.) к решению этого вопроса подошли с точки зрения выявления в различных минералах, корреляционных связей между редкоземельными элементами, что в конечном счете позволяло им в группе лантаноидов выделить несколько наиболее тесно связанных между собой подгрупп. С нашей точки зрения, для выяснения причины фракционирования редких земель следует также обратить внимание на корреляционные соотношения между РЗЭ и химическим составом пород в различных геологических условиях.

С этой целью нами были выбраны базальтоидные породы различных регионов мира и обработаны данные по содержанию в них РЗЭ с целью установления основных закономерностей дифференциации этих элементов.

ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ИНТРУЗИВОВ КВИРАН И АРДЖЕВАН-ГУДЖАРЕТСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Геология магматических образований

В работе кроме детально исследованной автором Арджеван-Гуджаретской группы интрузивов, в которую входят Кабурский, Хачковский, два Рехских и Бардзонджварский интрузивы, по данным М. А. Кекелия (1966), Т. В. Иванишского и др. (1969) и Г. С. Закариадзе

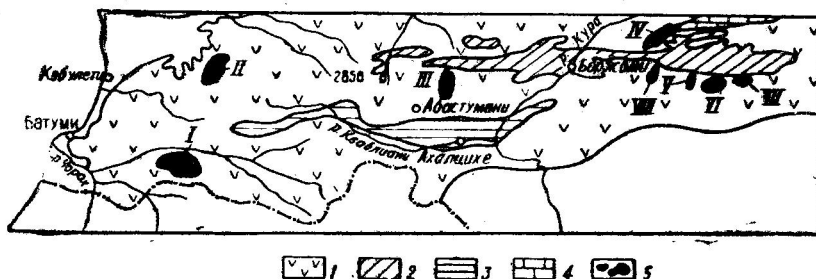


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Аджаро-Триалетской складчатой системы.

1—средний эоцен, андезитовые покровы и их пирокластиты; 2—палеоцен-эоцен, известняки и мергели; 3—верхний эоцен, глины, мергели, песчаники и редко вулканогенные породы; 4—верхнемеловые известняки, мергели, песчаники и вулканогенные породы; 5—выходы интрузивов.

Интрузивы: I—Мерисский, II—Вакиджварский, III—Зекарский, IV—Квиранский, V—Рехский, VI—Хачковский, VII—Кабурский, VIII—Бардзонджварский

(1964), рассматриваются также Зекарский, Мерисский, Намонастревский и Вакиджварский интрузивы.

Пространственное расположение рассматриваемых интрузивов Аджаро-Триалетии показано на рисунке 1.

Квиранский интрузив

Квиранский интрузив (площадь $\sim 10 \text{ км}^2$) находится в Абастумано-Бошурской подзоне и, по данным Г. С. Дзюценидзе (1948) и П. Д. Гамкредидзе (1949), генетически связан с предверхнеэоценовой (триалетской) фазой складчатости. Интрузив залегает в ядре Кодманской антиклинали и прорывает верхнемеловую карбонатную толщу и флишевую свиту палеоцен-нижнего эоцена (рис. 2 и 3).

Интрузив впервые отмечен А. П. Сарминим (1932), а позднее изучался П. Д. Гамкредидзе (1935), В. Р. Надирадзе и Е. М. Абамелик (1949), В. П. Еремеевым и В. П. Петровым (1940), В. Р. Надирадзе (1955), Г. М. Заридзе (1961) и М. Д. Купарадзе (1966).

Интрузив сложен габбро, габбро-диоритами и диоритами, которые характеризуются постепенными взаимопереходами. В диоритах встречаются шпировые выделения (размер 0,5—1 м в поперечнике) роговообманкового габбро. Отмеченные породы резко контактируют с габбро-эссекситами (рис. 2, 3). Габбро занимает гипсометрически низкие уровни массива, слагая его центральную часть (ущелье р. Сатердзе и у устья р. Нанас-геле). Гипсометрически выше и ближе к периферии массива габбро постепенно переходит в габбро-диориты и диориты, а непосредственно около контакта — в диоритовые порфириты. Особенно хорошо эти переходы видны в ущелье р. Нанас-геле, а также на западном склоне горы Квиран. Вершина горы Квиран, ее западные и

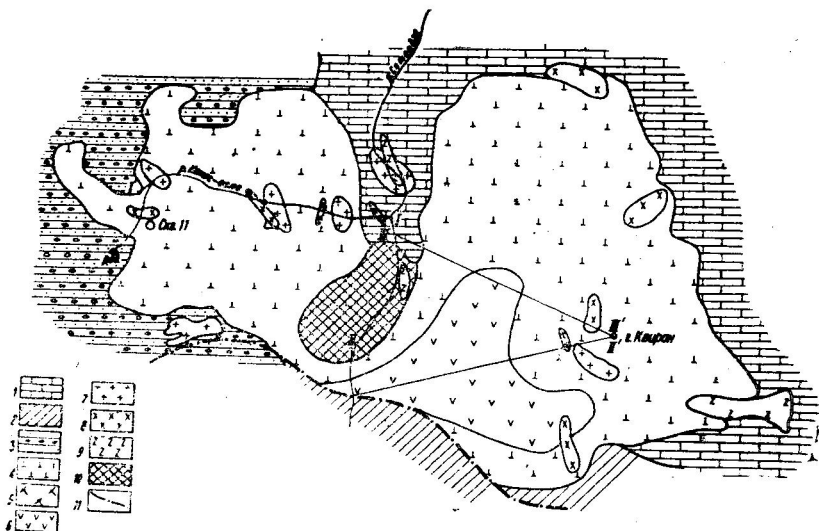


Рис. 2. Геологическая схема Квиранского интрузива (составлена по карте М. Д. Купарадзе и собственным наблюдениям автора).

- 1—известняки и мергели—сантон, кампан; 2—глины с прослоями туфогенных песчаников—палеоцен; 3—флишевая свита—палеоцен, нижний эоцен; 4—габбро, габбро-диориты и диориты; 5—роговообманковое габбро; 6—габбро-эссекситы; 7—диоритовые порфириты; 8—роговообманковые порфириты; 9—эссексит-порфириты; 10—скарны; 11—разрывные нарушения

южные склоны, верховья р. Нанас-геле и восточный склон горы Шуано сложены, в основном, светло-серыми диоритами.

Габбро-эссекситы представлены биотитовыми, роговообманково-биотитовыми и калишпатовыми габбро (они занимают гораздо меньшую площадь, чем габбро и диориты) и слагают юго-восточную периферию массива.

Интрузив и вмещающие его породы секутся дайками диорит-порфиритов, роговообманковых порфиритов, пироксеновых порфиритов, а также дайками эссексит-порфиритов. Роговообманковые и пироксеновые порфириты моложе диоритовых порфиритов, но древнее эссексит-порфиритов.

Необходимо отметить, что жилы диоритовых порфиритов обнаруживают большое сходство с диоритовыми порфиритами краевых частей Квиранского массива. По-видимому, они являются поздними дифференциатами габбровой магмы, давшей интрузивные породы от габбро до диоритов. Аналогичное сходство обнаруживают жильные эссексит-порфириты с интрузивными породами габбро-эссекситов.

Рассечения жильных диоритовых порфиров эссексит-порфиритами позволяет предположить аналогичное соотношение между габбро-диоритами и габбро-эссекситами, такой же точки зрения придерживается М. Д. Купарадзе (1966). Следовательно, можно считать, что Квиранский интрузив является двухфазным — первая фаза габбро-диоритовая, а вторая — габбро-эссекситовая.

Для интрузива местами характерно наличие контактовых явлений. Так, например, в ущелье реки Сатердзе в контакте с известняками развиты скарны, в контакте с флишевой толщей наблюдается ороговикование по последней, а также эндоконтактное изменение интрузива с развитием типично контактового минерала андалузита.

Таким же образом в контакте диоритовых порфиров с известняками образуются эпидотовые скопления, а сами диорит-порфириты

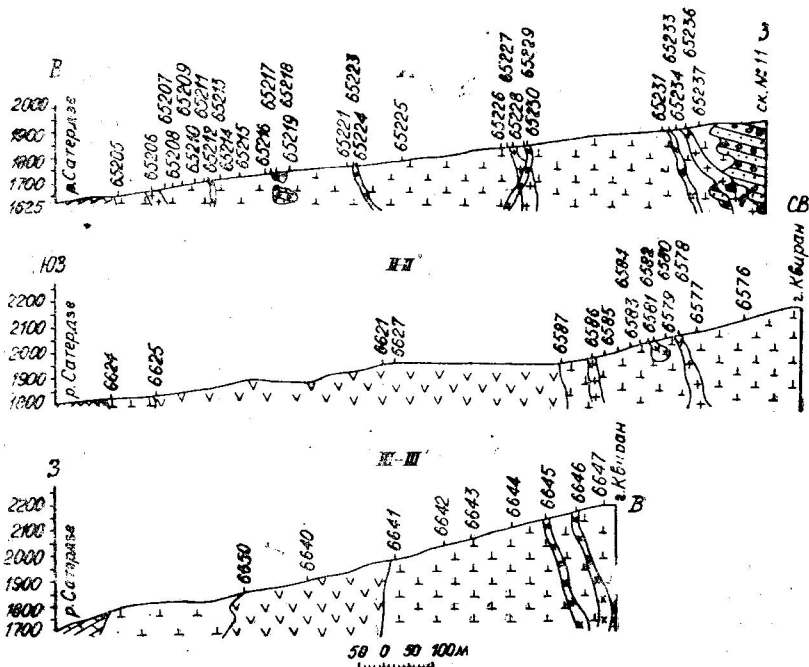


Рис. 3. Схематические разрезы к геологической схеме Квиранского интрузива (рис. 2).

I—I' по ущ. р. Нанас-геле (левый приток р. Сатердзе); II—II' по юго-западному склону г. Квиран; III—III' по западному склону г. Квиран

сильно карбонатизированы, причем степень карбонатизации возрастает в сторону контакта. В контакте со сланцами (флиш) жильные диоритовые порфириты вызывают ороговикование.

Габбро, габбро-диориты и диориты секутся множеством даек разнообразного состава, в то время как в габбро-эссекситах они отсутствуют. Из жильных образований наиболее древними являются диорит-порфириты, а молодыми — эссексит-порфириты, которые секут даже скарны.

Полная идентичность минеральных ассоциаций и химического состава габбро-эссекситов и эссексит-порфиритов, позволяет считать последние апофизами или жильными аналогами первых. Данные опреде-

ления абсолютного возраста⁴ подтверждают такое предположение. По полученным данным для габбро-эссекситов и эссексит-порфиритов абсолютный возраст равен 34 млн. лет (± 4 млн. лет).

Наиболее распространенными как в интрузиве, так и во вмещающей толще являются дайки роговообманковых порфиринов, которые моложе диоритовых порфиринов и древнее эссексит-порфиринов. Наибольшее количество их наблюдается в юго-западной и северо-восточной частях массива.

Пироксеновые порфириды встречаются реже; они, в основном, залегают в флишевых отложениях и в южной и юго-западной частях интрузива. По внешнему виду они похожи на типичные базальты. Возрастное взаимоотношение этих даек с другими дайками не выяснено.

Эссексит-порфириды больше всего распространены в ущелье р. Сатердзе и на восточном склоне горы Квиран (мощность этих даек не превышает 5 м).

Наиболее близки по составу к интрузивным породам (диоритам) дайки диоритовых порфиринов. В диоритах встречаются участки (чаще в приконтактовых частях), целиком сложенные из диоритовых порфиринов. Интересно отметить, что дайки диоритовых порфиринов оказывают схожие с интрузивом контактные воздействия на вмещающие породы, но проявленные менее интенсивно. Диоритовые порфириды вызывают ороговикование сланцев с появлением в контакте хлорита, кальцита, лейкоксена и тонкоагрегатного кварца. В известняках контактных участков наблюдаются эпидот-кальцит-кварцевые маломощные зоны при одновременном обогащении диоритовых порфиринов карбонатом, эпидотом, хлоритом и кварцем.

Таким образом, для Квиранского массива выявлены следующие характерные особенности:

1) Наиболее ранними среди пород, слагающих массив, являются габбро, габбро-диориты и диориты, связанные с первой интрузивной фазой.

2) Между разновидностями пород первой интрузивной фазы наблюдаются постепенные взаимопереходы.

3) Наибольшей распространенностью среди пород I интрузивной фазы пользуются диориты, слагающие гипсометрически наиболее верхние части массива.

4) Габбро-эссекситы пользуются подчиненным распространением и резко контактируют с габбро, габбро-диоритами и диоритами и связаны с более поздней второй интрузивной фазой.

5) Габбро-эссекситы представлены биотитовым, роговообманково-биотитовым и калишпатовым (габбро-монзонит) габбро, между которыми наблюдаются постепенные взаимопереходы.

6) Среди жильных пород выделяются следующие разновидности: диоритовые порфириды, роговообманковые и пироксеновые порфириды и эссексит-порфириды. Самыми молодыми образованиями являются жилы эссексит-порфиринов, а самыми древними — диоритовые порфириды.

7) Интрузив в контакте со сланцами (флиш) вызывает ороговикование последних, с известняками же контакты в большинстве случаев пассивные, лишь в ущелье р. Сатердзе наблюдается скарнообразование.

⁴ Абсолютный возраст пород определялся калий-аргоновым методом для габбро-эссекситов (по биотиту) и эссексит-порфиринов (по породе) в Лаборатории абсолютного возраста Геологического института АН ГССР.

Арджеван-Гуджаретские интрузивы

Арджеван-Гуджаретские интрузивы с востока на запад представлены Кабурским, Хачковским, двумя Рехскими и Бардзонджварским интрузивами. Все они расположены в центральной части Триалетского хребта (рис. 4) и представляют собой небольшие (0,5—0,8 км²) штокообразные, неправильной формы тела, секущие среднеэоценовую вулканогенно-осадочную толщу андезито-базальтового состава⁵.

Кабурский интрузив сложен габбро и габбро-диоритами. Макроскопически эти породы темно-серого цвета, крупно-кристаллические с

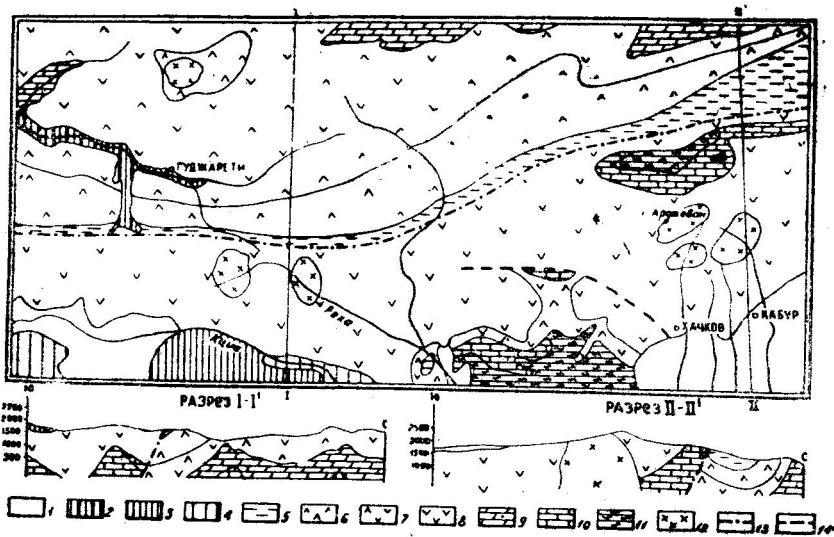


Рис. 4. Геологическая схема Арджеван-Гуджаретского рудного узла. (Составлена по карте Д. Г. Джигаури и др. Интрузивы нанесены вне масштаба Д. А. Касрадзе и Д. Г. Надарейшвили).

1—четвертичные образования; 2—верхнечетвертичный андезито-базальтовый поток гуджаретских лав; 3—древнечетвертичные гиалодациты (лавы г. Тавкветили); 4—андезито-базальты и дациты—плиоцен (поток лавы г. Саквелос-мта); 5—глины, песчаники, гравелиты—верхний эоцен; 6—грубослойные массивные андезитовые туфобрекчии, туфы и покровы—верхняя и средняя серии среднего эоцена; 7—слоистые туфы, туфобрекчии и туфо-песчаники—нижняя серия среднего эоцена; 8—мощные туфобрекчии, туфы и покровы—средний эоцен без подразделений; 9—боржомский флиш—мергели, кварцевые песчаники и туфы—нижний палеоцен; 10—известняки слоистые с прослоями туфогенных пород—турон-сенон; 11—массивные туфобрекчии и туфы—альб-сеноман, 12—интрузивные образования; 13—линия надвига; 14—линия взброса

хорошо заметными выделениями темноцветных минералов (пироксен и роговая обманка).

3-мя км западнее Кабурского интрузива, в верховьях р. Хачковисцкали на восточном склоне г. Арджеван обнажается Хачковский интрузив, который представлен несколькими мелкими выходами однотипных пород.

⁵ Эти интрузии генетически связывают с нижнемиоценовой орофазой (Надирадзе, 1955).

В районе Кабурского и Хачковского интрузивов широко распространены меридионального простирания жильные основные породы (по составу отвечающие базальтам и оливиновым базальтам) мощность которых достигает 10—12 м.

В ущелье р. Реха, 2-мя км восточнее Рехского минерального источника обнажается Рехский интрузив (0,3—0,5 км²), сложенный габбровыми породами (аналогичными Кабурского интрузива). Интрузив, видимо, представляет собой штокообразное тело, которое сечется жилой пироксенового порфирита мощностью около 0,5 м. Выше, в ущелье р. Реха, в 3-х км от предыдущего интрузива, обнажается Рехский сиенито-диоритовый интрузив. Выход интрузивного тела имеет неправильные извилистые контуры и занимает площадь около 0,6 км². Обнажается он в русле реки, на ее правом склоне (впервые отмечен Т. В. Иваницким, 1963 и Д. А. Касрадзе). Светло-серые кристаллические породы интрузива секутся меланократовой афанитовой породой роговообманкового порфирита мощностью 0,5 м.

Бардзонджварский интрузив калишпатового габбро слагает вершину горы Бардзонджвари, расположенной севернее села Гуджарети (интрузив впервые описан Т. В. Иваницким, 1963). Выход массива имеет штоко-куполообразную форму и занимает площадь примерно 1 км². Здесь же широко распространены жильные образования базальтов, роговообманковых гранодиорит-порфиров и роговообманковых сиенит-порфиров, приуроченных к вулканогенной толще среднего эоцена. Жильная фация, связанная непосредственно с интрузивными породами, представлена темными афанитовыми маломощными (от 0,5 до 1,2 м) жильными телами диабаз-порфиров, лампрофировыми микрогаббро и диорит-порфиритами.

Все интрузивы Арджеван-Гуджаретского рудного узла расположены в вулканогенной толще среднего эоцена. Они не оказывают какого-либо заметного воздействия на вмещающие породы и поэтому контакты интрузивов и вулканогенов обычно резкие. Исключение составляет Хачковский интрузив, с которым связаны различного рода роговики. Последние в большинстве случаев породы плотные, мелкозернистые, от черного до серого и серовато-зеленого цвета. Переход роговиков в вулканогенные породы постепенный, а границы интрузивных тел с роговиками четкие. Однако в эндоконтакте интрузивная порода почти всегда представлена мелкозернистой порфиroidной породой.

В эндоконтакте интрузива содержится некоторое количество сильно резорбированных ксенолитов роговиков, далее следует пироксен-плагиоклазовый мелкозернистый роговик. В роговике наблюдаются обломки туфа, что говорит о том, что роговик образовался за счет туфа, и как бы является экзоконтактом интрузива.

Пироксен-плагиоклазовые роговики с южной стороны массива граничат с туфобрекчиями, а с северной — с амфибол-плагиоклазовыми роговиками. Следует указать, что контактные зоны Хачковского интрузива на юге и севере различаются как по мощности, так и по составу. В южной части за интрузивными породами следует однородная маломощная зона роговиков, а затем свежие вулканогены: в северной же — мощная зона роговиков сложена подзонами различного минерального состава. Такая картина, по-видимому, обусловлена различной морфологией кровли интрузива (в северной части интрузив имеет, видимо, более пологую кровлю, чем в южной).

В роговиках северного контакта наблюдается зональность: 1) крупнозернистые кварцевые габбро-диориты с ксенолитами роговиков —

эндоконтакт интрузива; 2) зона авгит-плагиоклазовых роговиков (0,5 м), резко ограниченная от интрузивных пород; 3) амфибол-плагиоклазовые роговики (мощностью около 4 м) и 4) эпидот-плагиоклазовые роговики мощностью около 40 м, которые в периферической части выявляют порфиновую структуру и постепенно переходят в андезитовые туфы.

Породообразующие минералы

Главными породообразующими минералами изученных нами интрузивов являются: плагиоклазы, моноклинные пироксены, роговые обманки, биотиты и кали-натровые полевые шпаты. Количественно-минералогический состав главнейших разновидностей пород, в которых определен баланс РЗЭ, показан в таблице 1. Ниже приводится описание минералов исследованных пород.

Таблица 1
Количественно-минералогический состав пород Квиранского и Хачковского интрузивов (вес. %)

№ образ-ца	Название породы	Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Пироксен	Амфибол	Биотит	Хлорит	Кальцит	Магнетит	Эпидот	Сфен	Апатит
6624	Габбро	50,1	—	—	49,5	—	—	—	0,1	0,3	—	—	—
65204	Роговообманковое габбро	58,8	—	—	—	36,1	—	—	—	4,8	0,2	0,1	—
6647	Диорит	66,0	—	3,1	—	28,7	—	—	—	1,2	0,8	0,2	—
6628	Диоритовый порфирит	79,8	—	—	—	14,4	—	0,9	0,1	3,2	0,8	0,2	0,6
6640	Роговообманково-биотитовое габбро	50,5	—	—	34,9	4,1	7,2	—	—	3,2	—	—	0,1
6650	Биотитовое габбро	48,3	—	—	26,9	—	19,6	—	—	5,0	—	—	0,2
6626	Габбро-монцит	46,0	11,8	—	30,7	—	9,0	—	—	2,5	—	—	—
65288	Эссексит-порфирит	22,9*	—	—	40,8	24,6	7,2	—	—	4,0	—	—	0,5
6654	Габбро-диорит (Хачков)	58,5	—	—	—	40,0	—	—	—	1,0	0,4	0,1	—

*) Суммарное количество плагиоклаза и кали-натрового полевого шпата.

Плагиоклазы. Плагиоклазы являются главнейшей составной частью всех разновидностей пород. Они образуют идиоморфные, реже изометрической формы толстотаблитчатые кристаллы. Как правило, плагиоклаз полисинтетически сдвойникован. Наиболее часто встречаются альбитовый и манебахский, реже карлсбадский законы двойникования. Для плагиоклазов габбро-диоритов и диоритов часто характерно зональное строение (особенно часто в породах эндоконтактовых зон). Зональность в большинстве случаев нормальная, с более основным ядром и кислой периферией. При этом объем центральной, более основной части, резко превышает объем кислой части, нередко представленной тонкой оторочкой.

Составы плагиоклазов интрузивных пород Квиранского интрузива

№ образ-ца	Порода	Состав плагиоклазов (№)				2 v	Закон двой-нико-вания	Обычн. сост. плагиоклазов для данного типа пород по Трегеру	Литератур-ный источник
		Зональные кристал.			Незональ-ные кри-сталлы				
		ядро	пери-ферия	сред-нее					
6624	Габбро				64	+88	⊥ (001)	64	Приводятся впервые
65205	"				72		⊥ (001)		
65208 8	"	85—87	25	56	68		⊥ (010)		
	"	90	25	58					Еремеев, Петров(1940) Купарадзе (1966)
	"	85	25	55					
65204	Габбро рого-вообманковое	75	46	61			⊥ (010)	70	Приводятся впервые Еремеев, Петров(1940) Купарадзе (1966)
6580 33	"				76		⊥ (010)		
	"	65—70	35—37	50—54	83		⊥ (010)		
6533	Габбро-диорит				60	+39	⊥ (010)	45	Приводятся впервые Купарадзе (1966)
65216	"	68	44	56	61				
6647	Диорит				56—57		⊥ (010)	36	Приводятся впервые
65221 31	"	53	38	46		+49	⊥ (010)		
	"	65	35	50			⊥ (010)		
122	"	90	26—10	42				Еремеев, Петров(1940) Купарадзе (1966)	
	"	60	40	50					
6628	Диоритовый порфирит				38—39	+84	[001]	30	Приводятся впервые Еремеев, Петров(1940)
65236 29	"	48	26	37					
	"	58—60	45—50	46—55					
42 40	"	50	34—36	43				"	
	"	50	34	42					
6626	Габбро-монцонит				72—73		⊥ (010)	40	Приводятся впервые
6650	Биот. габбро				69—70		[001]		
6640	Биотит-рогово-об. габбро				58		⊥ (001)		
65255	Роговооб. пор-фирит.				46	+86	[010]		"
65158	Пироксеновый порфирит				67—68		⊥ (010)		Приводятся
65288	Эссекит-пор-фирит				63—64		⊥ (001)		впервые

Результаты измерений плагиоклазов приведены в таблицах 2 и 3. Как видно из таблицы 3, состав плагиоклазов интрузивных пород Квиран меняется в широких пределах: в особенности это касается пород первой интрузивной фазы (габбро, габбро-диориты, диориты). Для зональных кристаллов средние составы плагиоклазов выведены как среднее арифметическое между составами ядра и периферии. Полученные таким образом цифры, дают только ориентировочное представление о среднем составе плагиоклаза. Однако для обычных петрографических расчетов эти величины являются вполне удовлетвори-

Таблица 3

Составы плагиоклазов интрузивных пород Арджеван-Гуджаретского рудного узла

№ образ-ца	Название по-роды и интрузива	Ng	Nm	Np	2V	Закон двой-нико-вания	Состав плагиокла-за (№)	Обычн. сост. пла-гиоклазов для дан-ного типа пород по Трегеру	Литературный источник
1125	Габбро. Кабур	53	58	54,5	-86	⊥ (001)	71	65	Д. А. Касрадзе, Д. Г. Надарей-швили (1969)
6732	" "	57	77	35		[001]	71		
1112	" "	32	78	61		⊥ (010)	73		
676	Габбро. Хачков	52,5	85	38		[001]	82	45	Д. А. Касрадзе, Д. Г. Надарей-швили (1969)
6651	" "	47	57	60,5		[001]	80		
6654	Габбро-диорит Хачков	29	65	74		⊥ (010)	54		
678	" "	45	52	70		⊥ (001)	68		
679	" "	34	67	66,5		⊥ (010)	70		
6710	" "	32,5	61	75,5		⊥ (010)	59		
900	" "	40	61	65,5		⊥ (010)	74		
900	" "	80	83,5	11	-77	⊥ (010)	14		
900	" "	55,5	52,5	61		[001]	69		
900	" "	24	72	75	-77	⊥ (001)	12		
	" "	32	65	70	+82	(010)	60		
	" "	63	70	35	+85	[001]	62		
	" "	30	64	77	+85	⊥ (010)	56		
6655	Диорит "	63	56,5	45		[001]	51		
659	Габбро Реха (мин. источн.)	58	59	54		⊥ (001)	68		
659	" "	36	55,5	84		⊥ (010)	64		
6661	" "	57	49	59	+86	⊥ (001)	64		
732	Сиенито-диорит Реха (место-рожд.)	77	35	58	-80	⊥ (001)	50		Д. А. Касрадзе, Д. Г. Надарей-швили (1969)
782	" "	73	35	60		⊥ (001)	52		
6666	" "	70	64	38	+80	[001]	54		
328	Калишпатовое габбро. Бард-зонджвари	31,5	78	62	-46	⊥ (010)	70		"
328	" "	62,5	75	32		[001]	99		

тельными. Тем более, что измерение незональных кристаллов плагиоклазов в соответствующих разностях пород показало аналогичный расчетному состав плагиоклазов.

Содержание анортитовой молекулы в плагиоклазах габбро-диоритовых пород Квиранского интрузива различно. Наиболее основные плагиоклазы наблюдаются в габбро (№ 64—72) и роговообманковом габбро (№ 61—76); по составу близко к ним стоят плагиоклазы габбро-диоритов (№ 56—60) и диоритов (№ 46—57). Наиболее кислые плагиоклазы встречаются в диоритовых порфиритах (№ 37—39).

Если состав плагиоклазов пород первой интрузивной фазы Квирана меняется в широких пределах, то плагиоклазы пород второй интрузивной фазы (габбро-эссекситы) характеризуются значительной выдержанностью состава (от № 68 до № 73).

Составы плагиоклазов интрузивных пород Арджеван-Гуджаретского рудного узла приводятся в таблице 3. Из этих данных видно, что наиболее значительные вариации состава наблюдаются в габбро-диоритовых породах Хачковского интрузива. Здесь процентное содержание анортитовой молекулы в незональных кристаллах плагиоклазов меняется от № 54 до № 70. В зональных кристаллах ядра сложены еще более основным плагиоклазом (№ 69—74), тогда как периферия сложена тонкой каемкой олигоклаза (№ 12—14).

Кроме оптического, нами было проведено и рентгенографическое исследование плагиоклазов. Дифрактограммы плагиоклазов из разных пород дали нам возможность уточнить составы и наметить температуру их образования. Для определения состава были использованы пики 131—131 и график, построенный Дж. Р. Смитом и Йодером (Smith, Yoder, 1956). Результаты рентгенографического исследования помещены в таблице 4.

Таблица 4

Температуры кристаллизации плагиоклазов

№ образца	$\Delta d \bar{131}/131$	Состав плагиоклазов (по оптике)	Температура по Христи, °C	Состав плагиоклазов (по рентгену)
6624	0,204	64	750	62
6640	0,170	68	300	32
6650	0,186	69—70	500	60
6647	0,200	56	700	54
65204	0,178	75	300	50
6628	0,180	38—39	500	50
6651	0,215	75	800	78
6654	0,200	54	800	54
6661	0,195	54	550	63
6626	0,183	72—73	500	60

Сопоставление рентгеновских и оптических данных в ряде случаев показало их хорошую сходимость.

Установленные температуры образования плагиоклазов (таблица 4) по Христи (Барт, 1962) показали, что большинство плагиоклазов исследованных пород являются высокотемпературными (от 500 до 800°C).

Кроме того, нами были проведены химические анализы мономинеральных фракций плагиоклазов. Результаты анализов и их пересчет приведены в таблице 5.

Полученные химико-аналитические данные довольно хорошо совпадают с данными о составе, полученными оптическим методом. Однако, следует указать, что основность плагиоклазов по данным оптического исследования несколько выше, чем это показали химические анализы.

Для плагиоклазов У. А. Дир (1966) дает общую формулу $(Na, Ca, K)_4(Si, Al)_{16}O_{32}$, где Na, Ca и K входят в группу X, а Si и Al—в группу Z. Исследованные плагиоклазы обнаруживают составы близкие к расчетному (изменение состава происходит в пределах допустимого) с общей формулой $(Na, Ca, K)_{3.06-4.68}(Si, Al)_{15.5-16.47}O_{32}$. В некоторых случаях наб-

Химический состав

Породы	Квиранский										
	Габбро, обр. 6624			Диорит, обр. 6647			Диоритовый порфирит, обр. 6628			Роговообман габбро, обр.	
	Вес %	Атом. колич.	Дели- тель	Вес. %	Атом. кол.	Дели- тель	Вес %	Атом. колич.	Дели- тель	Вес %	Атом. колич.
SiO ₂	49,2	0,819	9,1	61,0	1,016	11,2	59,5	0,991	11,01	50,3	0,838
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,29	0,004
Al ₂ O ₃	29,2	0,572	6,4	23,9	0,468	5,2	25,1	0,492	5,46	26,7	0,524
Fe ₂ O ₃	0,2	0,002	—	1,21	0,014	—	0,44	0,005	—	0,8	0,010
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,40	0,010	—	0,33	0,003	1,42	—	—	—	—	—
CaO	14,3	0,255	2,8	7,2	0,128	1,44	6,6	0,118	1,31	12,2	0,218
Na ₂ O	5,0	0,162	1,8	4,0	0,130	0,20	4,64	0,150	1,60	4,0	0,130
K ₂ O	0,4	0,008	0,08	0,8	0,018	—	1,28	0,028	0,31	1,52	0,032
H ₂ O ⁻	0,02	—	—	0,04	—	—	0,30	—	—	0,10	—
H ₂ O ⁺	1,58	0,178	—	0,96	0,106	—	1,50	0,166	—	1,78	0,200
Сумма	100,3	—	—	99,4	—	—	99,30	—	—	100,8	—
Z	—	—	15,5	—	—	16,4	—	—	16,47	—	—
X	—	—	4,68	—	—	3,06	—	—	3,22	—	—
Мол. %	Ab	38	—	47	—	—	51,0	—	—	34,2	—
	An	60	—	47	—	—	40,0	—	—	57,3	—
	Or	2	—	6	—	—	9,0	—	—	8,5	—
			Лабрадор			Андезин			Андезин		Лабра-

Примечание: Химические анализы плагиоклазов проведены химиками: В. И.

людается несколько повышенное содержание калия, а также примеси магния, железа и марганца, что, по-видимому, указывает на некоторую загрязненность навесок фемическими минералами, хотя и не исключена возможность изоморфного вхождения этих примесей в структуру плагиоклаза.

Кали-натровый полевой шпат. Кали-натровый полевой шпат в основном присутствует в субщелочных породах — в габбро-монцоните (обр.6626) и эссексит-порфирите (обр.65288) Квирана и в калишпатовых габбро (обр. 328) Бардзонджвари, а также в сиенито-диорите (обр. 6666) Рехского интрузива. Он в основном образует ксеноморфные выделения и только в эссексит-порфирите присутствует в виде микролитов. Характерной чертой кали-натровых полевых шпатов являются их некоррозионные соотношения с плагиоклазами.

Кали-натровые полевые шпаты изученных пород были исследованы оптическими, рентгеновскими и химическими методами. Результаты этих исследований помещены в таблицах 6 и 7.

Полученные результаты показывают, что исследованные кали-натровые полевые шпаты как по оптическим, так и рентгеновским данным соответствуют промежуточным триклинным ортоклазам (Марфунин, 1962).

Химический же анализ кали-натрового полевого шпата из габбро-монцонита (6626) Квиранского интрузива показывает, что он, согласно номенклатуре, предложенной У. А. Диром (1966), относится к санидину. Надо полагать, что данные химического анализа более достоверны, чем оптические и рентгеновские, так как на последние влияет также структурное состояние калишпата.

Таблица 5

плагноклазов

интрузив				Хачков			Реха					
ковое 65204	Роговообманко-биотитовое габбро, обр. 6640		Дели- тель	Габбро-монцонит, обр. 6626		Дели- тель	Габбро-диорит, обр. 6654		Дели- тель	Сиедито-диорит, обр. 6666		Дели- тель
Дели- тель	Вес. %	Атом. колич.	Дели- тель	Вес. %	Атом. колич.	Дели- тель	Вес. %	Атом. колич.	Дели- тель	Вес. %	Атом. колич.	Дели- тель
10,0	53,9	0,897	10,0				55,61	0,926	10,3	57,02	0,949	10,5
6,0	27,5	0,540	6,0				25,77	0,506	5,7	0,04	—	—
	0,86	0,011					0,20	0,002		25,17	0,494	5,5
	—	—					—	—		0,47	0,006	—
	—	—					—	—		0,15	0,002	—
2,5	0,29	0,007	2,0	18,7	0,334		0,23	0,005		0,02	—	—
1,5	9,8	0,175		5,08	0,164		11,48	0,205	2,7	0,21	0,005	—
0,3	3,68	0,120	1,4	2,28	0,047		5,20	0,168	1,86	8,08	0,144	1,6
	1,68	0,036	0,4				0,60	0,012	0,13	5,75	0,186	2,1
	—	—					0,37	—		0,69	0,014	0,2
	1,80	0,200					0,81	0,088		0,33	—	—
16,0	99,5	—	16,0				100,27	—	16,0	1,54	0,166	—
	—	—	3,8					—	4,26	100,01	—	16,0
	37	—		32	—			—			—	3,9
	53	—		62	—		44	—		54	—	
	10	—		6,0	—		54	—		42	—	
		—			—		2	—		4	—	
дор	Лабрадор			Лабрадор			Лабрадор			Андезин		

Кобиашвили, ГИН АН ГССР; Л. А. Арешидзе, КИМС и Л. Вашакидзе, Груз. геологическое управление.

Таблица 6

Химический состав кали-натрового полевого шпата из габбро-монцонита (6626) Квиранского интрузива

Окислы	Вес. %	Атомные количества	Делитель 1,784 : 20=0,09
SiO ₂	59,14	0,985	11,0
TiO ₂	0,05	0,006	—
Al ₂ O ₃	22,50	0,442	5,0
Fe ₂ O ₃	0,57	0,008	—
FeO	0,07	0,001	—
MnO	0,01	—	—
MgO	0,28	0,007	0,27
CaO	1,42	0,025	1,5
Na ₂ O	4,21	0,136	2,17
K ₂ O	9,19	0,196	—
H ₂ O ⁻	0,15	—	—
H ₂ O ⁺	2,16	0,240	—
Сумма	99,94	—	—
Z	—	—	16,0
X	—	—	3,94
Мол. % {	55	—	—
Ab	39	—	—
Ap	6	—	—

Аналитик В. И. Кобиашвили, ГИН АН ГССР.

Таблица 7

Рентгеновская и оптическая характеристика кали-натровых полевых шпатов

№ образца	Порода и интрузив	Альбит в гомогенном твердом растворе, вес. %		Валовой состав кали-натровых полевых шпатов, % (по хим. анализу)	Характеристика рентгеновской триклинности Δр	Оптическое упорядочение	
		d(201)ор	NaAlSi ₃ O ₈			-2V град.	Smp
6626	Габбро-монцонит (Квиран)	4,20	15	Ог=55 Ab=39 Ап= 6	0,50	68	0,60
65288	Эссексит-порфирит (Квиран)	4,22	5	—	0,38	—	—
328	Калишпатовое габбро (Бардзонджвари)	4,21	10	—	0,51	65	0,52
6666	Сиенито-диорит (Реха)	4,21	10	—	0,60	72	0,70

На дифрактограммах образцов, взятых из разных массивов, в большинстве случаев наблюдается узкий пик (131), который обычно не расщеплен, хотя и наблюдается некоторая диффузность. Исходя из этого можно заключить, что исследованные кали-натровые полевые шпаты обладают низкой степенью триклинности. Что же касается вопроса упорядочения, то все исследованные калишпаты обнаруживают некоторое сходство и представлены в основном малоупорядоченными разновидностями (оптическими типами).

Количество альбитовой составной в кали-натровых полевых шпатах Квиран, Бардзонджвари и Реха составляет 10—15% и только в жильной породе эссексит-порфиритов равняется 5%.

Кали-натровый полевой шпат эссексит-порфирита отличается также наиболее низкой степенью рентгеновской триклинности по сравнению с кали-натровым полевым шпатом из других пород. Согласно А. С. Марфунину, причиной изменчивости структурного состояния (степень триклинности), калишпата могут являться температура кристаллизации минерала и скорость охлаждения расплава. Следовательно, можно считать, что низкая степень рентгеновской триклинности калишпата эссексит-порфирита обусловлены обоими этими факторами, и в особенности быстрым охлаждением материнского расплава жилы эссексит-порфирита. Кроме того, согласно существующим в настоящее время представлениям (Марфунин, 1962; Гольдсмит, Левас, 1956), главным фактором, влияющим на упорядочение кристаллических решеток является температура⁶. Поэтому низкая степень упорядочения исследованных калишпатов позволяет считать их высокотемпературными. Для большей точности температура кристаллизации нами определялась по двухполевошпатовому термометру Т. Ф. Барта (1962) и И. Д. Рябчикова (1965).

Вычисленная температура кристаллизации по двухполевошпатовому геологическому термометру составляет: для габбро-монцонитов Квиран T_B (Барт, 1962) = 750°C, T_R (Рябчиков, 1965) = 650°C; эссексит-порфи-

⁶ Степень упорядочения высокотемпературных кали-натровых полевых шпатов ниже, чем низкотемпературных.

ритов— $T_B=450^\circ\text{C}$, $T_P=500^\circ\text{C}$; калишпатового габбро Бардзонджвари $T_B=600^\circ\text{C}$, $T_P=550^\circ\text{C}$; сиенито-диорита Реха— $T_B=550^\circ\text{C}$, $T_P=500^\circ\text{C}$.

Эти данные подтверждают высокотемпературность исследованных кали-натровых полевых шпатов, что хорошо согласуется с данными, полученными по плагиоклазам, которые также оказались высокотемпературными.

Таким образом, как по петрографическим данным, так и по структурному состоянию и температуре кристаллизации, исследованные кали-натровые полевые шпаты ближе стоят к магматическим, чем по магматическим метасоматическим образованиям.

Д. С. Коржинский (1946, 1955) показал, что чем больше основность плагиоклаза в случае его парагенезиса с калишпатом, тем выше химический потенциал калия при кристаллизации расплава. Исследованные нами субщелочные породы характеризуются ассоциацией основного плагиоклаза с калишпатом, чем и отличаются от щелочноземельных пород, где плагиоклазы более кислого состава. Этот факт еще раз подтверждает наше предположение о том, что субщелочные и щелочноземельные породы образовались при различных физико-химических условиях.

Пироксены. Пироксены являются ведущими темноцветными минералами пород исследованных интрузивов. Представлены они в основном моноклинной разностью, а наиболее широко развиты в основных породах габбрового состава, где являются главными породообразующими минералами; реже встречаются в габбро-диоритах и в виде редких реликтов в диоритах.

Характерной особенностью моноклинных пироксенов габбровых пород является форма их выделений. Большей частью они встречаются в виде восьмиугольных короткостолбчатых, а реже в виде длинностолбчатых и таблитчатых довольно крупных (0,5—1 см) выделений с хорошо выраженной спайностью. Степень идиоморфизма пироксенов довольно высокая, и только иногда меньше таковой плагиоклазов⁷. Обычно пироксены бесцветные, иногда зеленоватые, в некоторых случаях ядро кристалла пироксена бесцветное, а края окрашены в зеленоватый цвет. Экспериментально доказано (Островский, 1946), что с повышением μCO_2 моноклинные пироксены приобретают более зеленую окраску.

Моноклинные пироксены габброидных пород находятся в самых различных парагенезисах: с биотитом, амфиболом (в габбро-диоритах и частично в диоритах пироксен окружен реакционной каймой амфибола), плагиоклазом и калишпатом.

Оптические свойства моноклинных пироксенов из всех разновидностей исследованных пород (таблица 8), показывают, что все они относятся к авгитам и салит-авгитам.

Как видно из таблицы 8, значение CNg° меняется в пределах $35-55^\circ$, причем для субщелочных пород характерны более низкие значения, чем для щелочноземельных. Ясно видно также, что $2V$ меняется в более широких пределах — для щелочноземельных пород от 45 до 70° , тогда как для субщелочных от 43 до 58° . Следовательно, некоторое различие между пироксенами субщелочных и щелочноземельных пород очевидно.

Как известно, многие исследователи (Hess, 1949; Веселовская, 1950; А. Винчелл, Г. Винчелл, 1953 и др.) придерживаются мнения,

⁷ Пироксены из субщелочных пород характеризуются заметно большим идиоморфизмом, чем щелочноземельных пород.

№ образца	Порода и интрузив	cNg°	(+) 2V (по двум выходам)
6624	Габбро (Квиран)	45	57
6533	Габбро-диорит	50—55	60
6647	Диорит	40—45	55
6626	Габбро-монзонит	39	58
6650	Биотитовое габбро	37	53
6640	Роговообманково-биотитовое габбро	41	51
65158	Пироксеновый порфирит	38	52
65204	Роговообманковое габбро	40	56
65288	Эссексит-порфирит	42	50
6732	Габбро (Кабур)	50	70
6654	Габбро-диорит (Хачков)	35—45	45
6661	Габбро (Реха)	45	45
6666	Сиенито-диорит	48	45
328	Калишпатовое габбро (Бардзон-джвари)	45	43

что для отдельных типов пород свойственны определенные виды пироксенов, однако известно также, что пироксены одинакового состава, но различного происхождения могут выявлять некоторые вариации оптических свойств. Поэтому колебание значений углов оптических осей исследованных пироксенов не является достаточным показателем значительного изменения их состава, что подтверждается химическими анализами исследованных пироксенов.

В связи с этим следует вспомнить, что несмотря на то, что оптические свойства минералов в основном определяются их составом, при одинаковом химическом составе минерала изменение координационного числа катионов может вызвать некоторое изменение оптических констант. Так, У. А. Дир, Р. А. Хауи, Дж. Зусман (1966) показали, что наличие Al, Ti, Fe³⁺ в октаэдрической координации способствует уменьшению угла оптических осей пироксенов.

Результаты химических анализов с их пересчетом на кристаллохимическую формулу по методу И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964) приведены в таблице 9.

Расположение фигуративных точек состава пироксенов на диаграмме Полдерваарта и Хесса (Poldervaart, Hess, 1951) (рис. 5) показывает, что все они относятся к высококальциевым разностям и отвечают составам салита, авгита, салит-авгита, диопсид-салита и диопсид-авгита.

Расчет молекулярных составов исследованных пироксенов по методу Йодера и Тилли показывает, что все они близки друг к другу. В основном они состоят из диопсидовой и геденбергитовой молекул, примерно с одинаковым содержанием молекулы Чермака с незначительной примесью акмитовой и жадеитовой молекул. Кроме того, скупченность роя векторов исследованных пироксенов на пятикомпонентной диаграмме⁸ (рис. 6) опять-таки говорит о близости их составов.

⁸ Для более детальной характеристики химизма клинопироксенов В. И. Коваленко и др. (1965) предлагают пятикомпонентную диаграмму, где начало вектора показывает содержание СаО и MgO, сам вектор — содержание FeO и Fe₂O₃ и расстояние от его окончания до гипотенузы — содержание Al₂O₃.

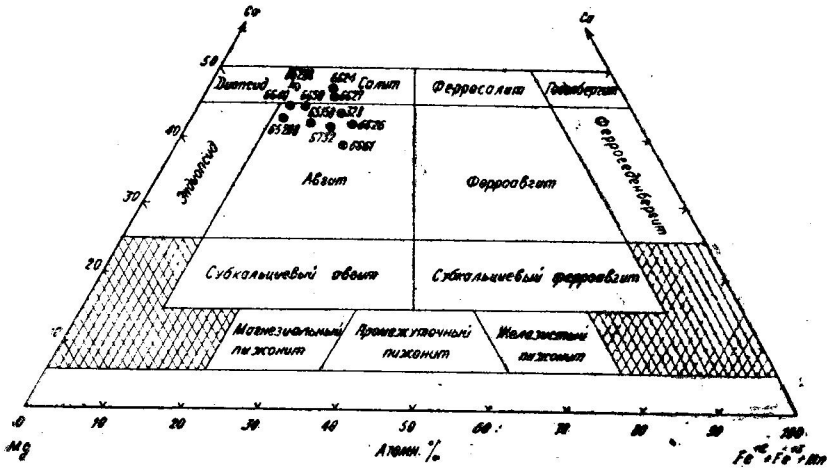


Рис. 5. Диаграмма Полдерваарта и Хесса, иллюстрирующая составы моноклиновых пироксенов. На диаграмму нанесены составы исследованных пироксенов

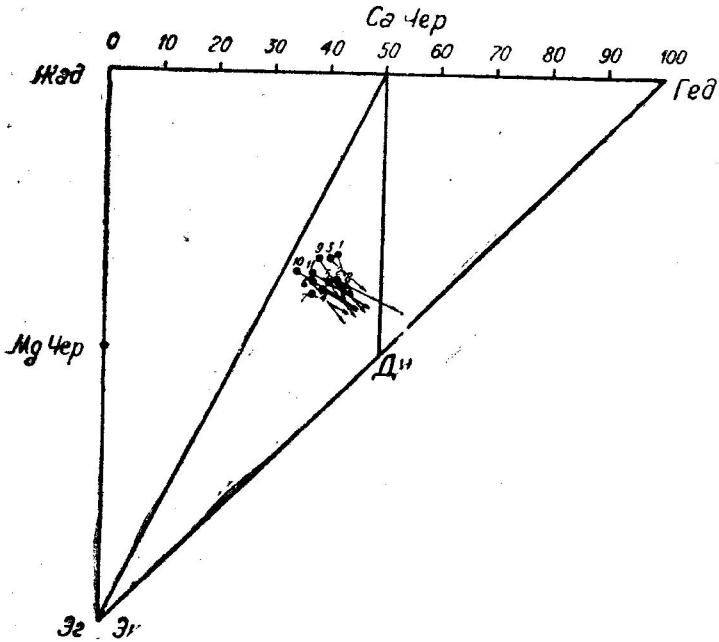


Рис. 6. Пятикомпонентная диаграмма состава пироксенов интрузивных пород Квиран и Арджеван-Гуджарети.

Квиранский интрузив: 1—габбро (обр. 6624); 2—габбро-монцит (обр. 6626); 3—биотитовое габбро (обр. 6627); 4—роговообманково-биотитовое габбро (обр. 6540); 5—биотитовое габбро (обр. 6650); 6—пироксеновый порфирит (обр. 65158); 7—габбро (обр. 65208); 8—эссекит-порфирит (обр. 65288). Бардзонджварский интрузив: 9—калишпатовое габбро (обр. 328). Рехский интрузив: 10—габбро (обр. 6661). Кабурский интрузив: 11—габбро (обр. 6732)

№ п/п	П о р о д а	Интрузив	О к с и				
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1	6624 габбро	Квиран	46,22	1,00	5,76	5,82	4,23
2	65208 "	"	49,29	0,43	6,60	2,55	4,39
3	6626 габбро-монцит	"	47,97	0,70	0,83	4,66	8,87
4	6650 биотитовое габбро	"	49,39	0,58	4,87	4,63	3,47
5	6627 " "	"	47,00	0,94	6,20	4,80	4,90
6	6640 биотит-роговообм. габбро	"	48,95	0,52	6,14	2,69	4,51
7	65288 эссексит-порфирит	"	48,80	0,62	5,00	4,00	3,00
8	65158 пироксеновый-порфирит	"	46,30	0,93	5,70	5,62	4,21
9	6732 габбро	Хачков	49,50	0,36	4,60	4,23	6,70
10	6661 "	Реха	49,80	0,77	5,50	5,79	7,28
11	328 калишпатовое габбро	Бардзонджвари	49,58	0,50	5,41	55,5	5,94

Кристаллохимические формулы:

- $(\text{Na}_{0,07}\text{K}_{0,01}\text{Ca}_{0,089}\text{Mg}_{0,03})_1(\text{Mg}_{0,67}\text{Fe}^{2+}_{0,13}\text{Mn}_{0,01}\text{Fe}^{3+}_{0,16}\text{Ti}_{0,03})(\text{Si}_{1,75}\text{Al}_{0,25})_2$
- $(\text{Na}_{0,03}\text{Ca}_{0,80}\text{Mg}_{0,17})_1(\text{Mg}_{0,66}\text{Fe}^{2+}_{0,14}\text{Mn}_{0,01}\text{Fe}^{3+}_{0,08}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{0,10})(\text{Si}_{1,82}\text{Al}_{0,18})_2$
- $(\text{Na}_{0,03}\text{Ca}_{0,87}\text{Mg}_{0,10})_1(\text{Mg}_{0,66}\text{Fe}^{2+}_{0,28}\text{Mn}_{0,01}\text{Fe}^{3+}_{0,03}\text{Ti}_{0,02})(\text{Si}_{1,84}\text{Al}_{0,04}\text{Fe}^{3+}_{0,12})_2(\text{O}_{5,86})$
- $(\text{Na}_{0,06}\text{Ca}_{0,83}\text{Mg}_{0,11})_1(\text{Mg}_{0,67}\text{Fe}^{2+}_{0,11}\text{Mn}_{0,01}\text{Fe}^{3+}_{0,13}\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,06})_1(\text{Si}_{1,85}\text{Al}_{0,15})_2(\text{O}_6)$
- $(\text{Na}_{0,05}\text{K}_{0,01}\text{Ca}_{0,86}\text{Mg}_{0,08})_1(\text{Mg}_{0,63}\text{Fe}^{2+}_{0,15}\text{Mn}_{0,01}\text{Fe}^{3+}_{0,14}\text{Ti}_{0,03}\text{Al}_{0,04})_1(\text{Si}_{1,77}\text{Al}_{0,23})_2(\text{O}_{5,95})$
- $(\text{Na}_{0,05}\text{K}_{0,01}\text{Ca}_{0,82}\text{Mg}_{0,12})_1(\text{Mg}_{0,67}\text{Fe}^{2+}_{0,08}\text{Mn}_{0,01}\text{Fe}^{3+}_{0,14}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{0,09})_1(\text{Si}_{1,82}\text{Al}_{0,18})_2(\text{O}_{5,95})$
- $(\text{Na}_{0,03}\text{K}_{0,01}\text{Ca}_{0,90}\text{Mg}_{0,06})_1(\text{Mg}_{0,74}\text{Fe}^{2+}_{0,09}\text{Mn}_{0,01}\text{Fe}^{3+}_{0,11}\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,03})_1(\text{Si}_{1,81}\text{Al}_{0,19})_2(\text{O}_{5,95})$
- $(\text{Na}_{0,05}\text{K}_{0,01}\text{Ca}_{0,81}\text{Mg}_{0,13})_1(\text{Mg}_{0,67}\text{Fe}^{2+}_{0,13}\text{Mn}_{0,01}\text{Fe}^{3+}_{0,16}\text{Ti}_{0,03})_1(\text{Si}_{1,76}\text{Al}_{0,25})_2$
- $\text{Na}_{0,09}\text{K}_{0,01}\text{Ca}_{0,01}\text{Ca}_{0,76}\text{Mg}_{0,14})_1(\text{Mg}_{0,59}\text{Fe}^{2+}_{0,21}\text{Mn}_{0,01}\text{Fe}^{3+}_{0,12}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{0,06})_1(\text{Si}_{1,86}\text{Al}_{1,04})_2(\text{O}_{5,96})$
- $(\text{Na}_{0,08}\text{K}_{0,02}\text{Ca}_{0,71}\text{Mg}_{0,15})_1(\text{Mg}_{0,54}\text{Fe}^{2+}_{0,22}\text{Mn}_{0,01}\text{Fe}^{3+}_{0,16}\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,05})_1(\text{Si}_{1,82}\text{Al}_{0,18})_2(\text{O}_{5,97})$
- $(\text{Na}_{0,05}\text{K}_{0,01}\text{Ca}_{0,79}\text{Mg}_{0,19})_1(\text{Mg}_{0,52}\text{Fe}^{2+}_{0,19}\text{Mn}_{0,01}\text{Fe}^{3+}_{0,16}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{0,11})_1(\text{Si}_{1,87}\text{Al}_{0,13})_2(\text{O}_6)$

Нами было прослежено изменение состава моноклинных пироксенов в щелочноземельных и субщелочных породах Квиранского интрузива (рис. 7).

Как видно из рисунка 7, магний и $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}$ ведут себя вполне закономерно — первый при увеличении «а/с» — уменьшается, а второй, наоборот, увеличивается; не совсем понятно поведение кальция, который остается примерно в равных количествах. Это, по-видимому, вызвано тем, что при кристаллизации пироксенов кальций всегда находился в избытке и тем самым одинаково влиял на формирование состава пироксенов, тогда как магний и железо в условиях разной щелочности среды минералообразования проявляли разную активность.

Наконец, следует указать, что картина распределения степени железистости и глиноземистости моноклинных пироксенов исследованных пород незакономерна. Можно лишь отметить, что они изменяются в небольших интервалах и еще раз говорят о близости состава пироксенов. Так, например, «удельная» железистость изменяется в пределах от 30 до 55%, «стандартная» — от 10 до 25%, «общая» — от 20 до 35%, а глиноземистость от 6 до 11%; исключение составляет лишь пироксен из габбро-монцитита Квиран, где глиноземистость очень низкая и равна 1,2%.

моноклинных пироксенов

л ы, в е с, %										Аналитик
MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O-	H ₂ O+	Сумма	
0,22	12,31	22,05	0,97	0,20	0,30	0,27	0,08	0,56	99,99	К. Мтиулишвили
0,15	15,16	20,08	0,43	—	0,08	—	0,03	0,77	99,96	В. Кобиашвили
0,30	13,48	21,12	0,66	—	0,51	0,28	0,07	0,73	100,18	"
0,33	13,86	20,70	0,78	—	0,44	0,12	0,09	1,01	100,27	"
0,26	12,55	21,30	0,60	0,20	0,46	—	0,12	0,72	99,85	Л. Арешидзе
0,30	14,32	20,61	0,64	0,26	0,29	—	0,02	0,73	99,98	В. Кобиашвили
0,10	14,48	22,80	0,40	0,20	0,14	—	0,20	0,66	100,20	Л. Арешидзе
0,27	14,40	20,10	0,64	0,12	—	—	0,04	0,40	98,73	"
0,25	12,93	18,70	1,30	0,20	—	—	0,64	0,80	100,21	Л. Вашакидзе
0,17	13,43	18,13	1,24	0,40	—	—	0,03	0,72	102,15	Л. Арешидзе
0,17	11,95	19,53	0,62	0,30	—	—	0,25	0,35	100,15	Л. Вашакидзе

Железистость:

	„удельная“ f ⁰	„стандартная“ f'	„общая“ f''	Глиноземистость
(O _{5,89} OH _{0,11}) ₆	55,3%	16,1%	30,0%	8,5%
(O _{5,99} OH _{0,01}) ₆	34,44%	13,94%	19,82%	9,1%
OH _{0,12}) ₆	31,97%	26,95%	35,16%	1,24%
	54,51%	12,34%	23,63%	6,97%
OH _{0,05}) ₆	46,9%	17,9%	29,1%	9,1%
OH _{0,05}) ₆	37,88%	15,08%	21,42%	8,7%
OH _{0,05}) ₆	54,3%	10,5%	20,4%	7,2%
(O _{5,91} OH _{0,09}) ₆	54,74%	14,05%	26,47%	8,2%
OH _{0,04}) ₆	36,12%	22,48%	31,23%	6,5%
OH _{0,03}) ₆	41,47%	23,38%	34,27%	7,5%
	45,57%	21,75%	33,80%	11,4%

Амфиболы — широко распространенные темноцветные минералы щелочноземельных пород, реже встречающиеся в субщелочных породах.

Он наблюдается как в виде обособленных идиоморфных выделений, так и в виде скоплений ксеноморфных зерен. По цвету различаются широко распространенные зеленые и менее распространенные коричневые разновидности.

Для диоритов характерны крупные выделения и единичных кристаллов, и скопления амфибола. Габбро-диориты и габбро характеризуются гораздо меньшим содержанием амфибола — в основном, развизающегося по пироксену.

В субщелочных породах амфибол почти полностью отсутствует и только изредка (обр. 6640) встречается в виде вытянутых по оси Z призматических кристаллов коричневатозеленого цвета.

По своему внешнему облику особняком стоит амфибол из рогово-обманкового габбро, где он наблюдается в виде мелких темноокрашенных выделений (по размерам иногда уступает плагиоклазу).

Результаты измерения оптических констант амфиболов сведены в таблицу 10.

По значению n_{Ng} и $2V$ исследованные амфиболы наиболее близко стоят к обыкновенной роговой обманке и частично паргаситу (Трегер, 1952).

Для установления закономерностей изменения составов амфиболов в процессе дифференциации, были проведены химические анализы амфиболов различных пород (табл. 11). Анализы были пересчитаны по методу И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964), а результаты пересчетов использованы для диагностики амфиболов согласно классификации, предложенной У. А. Диром (1965).

Из приведенных данных следует, что исследованные амфиболы представляют собой обычную известковистую разновидность.

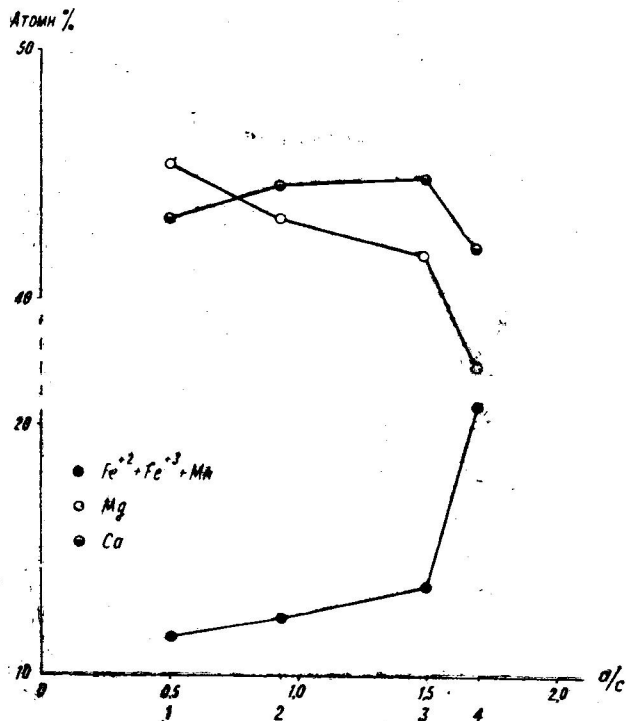


Рис. 7. Зависимость состава пироксенов от параметра «a/c» пород (Квиран).

1—габбро; 2—роговообманково-биотитовое габбро;
3—биотитовое габбро; 4—габбро-монцит

Однако амфиболы из субщелочных пород Квиран, а также из сиенито-диорита и габбро Рехского интрузива больше приближаются к составу паргасита.

В исследованных породах широко распространен парагенезис амфибола и платиоклаза (особенно в щелочноземельных породах Квиран, Хачков и Реха). В связи с этим нами проведено определение температур образования пород по методу Л. Л. Перчука (1966)⁹. Результаты расчетов сведены в таблицу 12.

Приведенный расчет для роговообманково-биотитового габбро приближителен, так как в породе кроме амфибола присутствуют био-

⁹ Этот метод основан на существовании зависимости в распределении кальция между сосуществующими амфиболами и плаггиоклазами в зависимости от температуры образования породы.

Оптические свойства амфиболов

№ образца	Порода и интрузив	cNg°	2V° (по двум выходам)	Плеохроизм		
				Ng	Nm	Np
6533	Габбро-диорит Квиран	16—18	86—88	зеленый	зеленый	желто-зеленый
6647	Диорит "	18—19	83—85	"	"	"
65204	Роговообманковое габбро "	15—17	78—80	темно-зеленый	буровато-зеленый	зеленов.-желтоват.
6628	Диоритовый порфирит "	18—19	72—74	зеленый	желто-зеленый	светло-желто-зелен.
6640	Роговообманково-биотитовое габбро "	16	60—62	коричн.-зеленый	зеленый	светло-желтый
65288	Эссексит-порфирит "	20—22	75—77	темно-зеленый	буровато-зеленый	зеленовато-желтый
6732'	Габбро-диорит Кабур	17—18	60	зеленый	желто-зеленый	светло-желто-зеленый
6654	Габбро-диорит Хачков	24—25	128	зеленый	желто-зеленый	светло-желто-зеленый
6655	Габбро-диорит "	18	60	зеленов.-коричн.	желтов.-коричн.	светло-желтый
6661	Габбро Реха	15—18	70	зеленый	желто-зеленый	светло-желто-зеленый
6666	Сиенито-диорит "	18	128	"	"	"
6666'	" "	18	88	"	"	"
65255	Роговообманковый порфирит Квиран	18—20	88—90	"	"	"

тит и пироксен, а диаграмма Перчука рассчитана только для амфиболовых пород (амфибол находится в равновесии с плагиоклазом).

Полученные данные хорошо согласуются с температурами образования этих же пород, полученными по плагиоклазовому геотермометру и двухполевошпатовому термометру. Используя кривые зависимостей изменения магнетиальности сосуществующих пироксенов и амфиболов от изменения температуры образования пород (Перчук Л. Л., 1968) нами и по этому методу определены температуры образования пород (табл. 13) при этом полученные значения несколько выше значений, полученных предыдущими методами определения, но сходимость результатов удовлетворительная.

Биотиты. Биотит является характерным минералом субщелочных пород Квиран и Бардзонджвари. Он представлен, в основном, крупными пластинчатыми с зубчатыми краями скелетообразными выделениями. Биотиты исследованы как оптически (табл. 14), так и химическим анализом (табл. 15). Данные анализов были пересчитаны на кристаллохимические формулы по катионному методу (И. Д. Борнеман-Старынкевич, 1964).

Как видно из таблицы 14, по показателям преломления исследованные биотиты почти не различаются (Ng ≈ Nm колеблется от 1,640

№ образ- ца	П о р о д а	Интрузив	О к с и				
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
6647	Диорит	Квиран	49,36	1,28	9,53	2,71	10,86
6533	Габбро-диорит	"	42,6	1,38	11,5	6,8	10,2
65204	Роговообм. габбро	"	41,13	1,62	9,95	9,51	11,35
6628	Диоритовый порфирит	"	38,56	4,38	6,01	17,11	8,97
65255	Роговообм. порфирит	"	41,3	1,56	15,1	6,8	5,7
6640	Роговообм.-биотит. габбро	"	42,88	5,01	9,34	5,42	6,49
65288	Эссексит-порфирит	"	35,60	1,76	15,40	5,80	6,70
6654	Габбро-диорит	Хачков	49,22	1,48	6,40	3,57	9,94
6655	"	"	41,0	1,82	13,9	4,0	8,8
6732	"	Кабур	45,7	1,24	9,9	5,7	7,3
6661	Габбро	Реха	41,9	1,32	13,9	5,4	5,0
6666	Сиенито-диорит	"	44,9	1,62	17,1	3,6	8,7

Кристаллохимические формулы:

- $(Ca_{1,73}Na_{0,07}K_{0,03})_{1,83}(Fe^{2+}_{1,29}Mg_{2,69}Fe^{3+}_{0,29}Ti_{0,14}Al_{0,62})_{5,03}(Si_{7,03}Al_{0,97})_8O_{21,89}$
- $(Ca_{1,90}Na_{0,50}K_{0,30})_{2,70}(Fe^{2+}_{1,30}Mg_{2,26}Mn_{0,10}TiO_{0,17}Fe^{3+}_{0,78}Al_{0,45})_{5,25}(Si_{6,40}Al_{1,60})_8$
- $(Ca_{1,74}Na_{0,07}K_{0,25})_{2,06}(Fe^{2+}_{1,38}Mg_{2,56}Mn_{0,09}Fe^{3+}_{0,97})_{5,00}(Si_{0,02}Al_{1,72}Ti_{0,18}Fe^{3+}_{0,08})_{8,00}$
- $(Ca_{1,72}Na_{0,29}K_{0,04})_{2,05}(Fe^{2+}_{1,14}Mg_{2,35}Mn_{0,13}Fe^{3+}_{1,36})_{5,00}(Si_{5,84}Al_{1,07}Ti_{0,50}Fe^{3+}_{0,59})_{8,00}$
- $(Ca_{2,00}Na_{0,60}K_{0,13})_{2,73}(Fe^{2+}_{0,07}Mg_{2,90}Mn_{0,02}Ti_{0,17}Fe^{3+}_{1,36})_{5,00}(Si_{6,00}Al_{2,00})_8O_{22,7}$
- $(Ca_{2,15}Na_{0,50}K_{0,20})_{2,85}(Fe^{2+}_{0,80}Mg_{3,05}Mn_{0,03}Ti_{0,60}Fe^{3+}_{0,60}Al_{0,10})_{5,18}(Si_{6,40}Al_{1,60})_8$
- $(Ca_{2,01}Na_{0,46}K_{0,26})_{2,73}(Fe^{2+}_{0,82}Mg_{2,70}Mn_{0,02}Fe^{3+}_{0,63}Ti_{0,15}Al_{0,50})_{4,86}(Si_{5,88}Al_{2,17})_8O_{22}$
- $(Ca_{1,50}Na_{0,20}K_{0,03})_{1,73}(Fe^{2+}_{1,15}Mg_{3,42}Mn_{0,06}Fe^{3+}_{0,37})_{5,00}(Si_{6,77}Al_{1,04}Ti_{0,16}Fe^{3+}_{0,03})_{8,00}$
- $(Ca_{1,75}Na_{1,10}K_{0,05})_{2,90}(Fe^{2+}_{1,20}Mg_{3,00}Mn_{0,03}Ti_{0,21}Fe^{3+}_{0,45}Al_{0,60})_{5,50}(Si_{6,10}Al_{1,90})_8O_{23,2}$
- $(Ca_{1,97}Na_{0,40}K_{0,12})_{2,50}(Fe^{2+}_{0,88}Mg_{3,16}Mn_{0,03}Ti_{0,13}Fe^{3+}_{0,62}Al_{0,23})_{5,00}(Si_{6,56}Al_{1,44})_8O_{22,12}$
- $(Ca_{2,20}Na_{0,56}K_{0,07})_{2,83}(Fe^{2+}_{0,61}Mg_{3,21}Mn_{0,01}Ti_{0,14}Fe^{3+}_{0,60}Al_{0,44})_{5,00}(Si_{6,07}Al_{1,93})_{8,00}$
- $(Ca_{2,00}Na_{0,61}K_{0,20})_{2,81}(Fe^{2+}_{1,10}Mg_{1,40}Mn_{0,04}Ti_{0,18}Fe^{3+}_{0,42}Al_{1,85})_{5,00}(Si_{6,80}Al_{1,20})_8O_{24,22}$

Таблица 12

Результаты определения температур образования пород по методу
Л. Л. Перчука (1966)

№ образца	Порода и интрузив	Коэффициент распределения кальция		Темпера- тура, градусы С
		в плагиоклазе $\left(\frac{Ca}{Ca+Na+K}\right)$	в амфиболе $\left(\frac{Ca}{Ca+Na+K}\right)$	
6647	Диорит (Квиран)	0,47	0,9	500
6628	Диоритовый порфирит "	0,4	0,8	550
65204	Роговообманковое габбро "	0,57	0,8	650
6640	Роговообманково- биотитовое габбро "	0,53	0,7	750
6654	Габбро-диорит (Хачков)	0,54	0,8	650
6666	Сиенито-диорит (Реха)	0,42	0,7	650

тав амфиболов

л ы в е с, %										Аналитик
Mgo	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O-	H ₂ O+	Сумма	
12,72	0,08	11,36	0,25	0,22	0,13	—	0,15	1,25	99,90	В. Кобиашвили
10,08	0,68	11,7	1,6	1,25	0,34	—	0,40	1,36	99,8	Л. Арешидзе
11,70	0,76	11,12	0,55	1,33	0,16	0,15	0,09	0,51	99,93	В. Кобиашвили
10,43	1,03	10,59	1,07	0,25	0,13	—	0,09	1,26	99,88	"
13,06	0,16	12,6	2,14	0,7	0,14	—	0,12	0,56	99,7	Л. Арешидзе
13,76	0,21	13,31	1,57	0,90	0,30	—	0,12	0,50	99,81	В. Кобиашвили
12,71	0,14	12,70	1,60	1,40	0,07	—	0,16	1,70	99,70	Л. Арешидзе
16,59	0,47	9,92	0,56	0,26	0,08	—	0,23	1,37	100,09	В. Кобиашвили
12,37	0,24	10,4	3,60	0,3	0,2	—	0,60	2,96	100,2	Л. Арешидзе
14,4	0,22	12,8	1,4	0,64	0,09	—	0,24	0,68	100,3	"
14,88	0,12	14,0	2,0	0,4	0,21	—	0,16	0,64	99,9	"
6,25	0,27	11,5	2,14	0,9	0,15	—	0,32	2,08	99,9	"

Железистость в %

	„удельная“ f ⁰	„стандартная“ f'	„общая“ f''
(OH) _{1,19}	18,4	32	35
O _{22,7} (OH) _{1,40}	37,7	36,2	47,6
O _{20,97} (OH) _{0,50}	43,3	26,9	48,8
O _{21,43} (OH) _{1,27}	63,2	32,7	56,8
(OH) _{0,55}	52	19,6	37,7
O _{23,66} (OH) _{0,50}	43	21	31,6
(OH) _{1,66} O _{0,37} 2,02	43,6	22,8	34,4
O _{20,53} (OH) _{1,24}	25	25	30
(OH) _{2,00}	29	28,4	36
(OH) _{0,70}	41,4	22,2	32,7
O _{22,43} (OH) _{0,61}	49,3	16	27,2
(OH) _{2,00}	27,5	43,8	51,8

Таблица 13

Результаты определения температур образования пород по методу
Л. Л. Перчука (1968)

№ образца	Порода и интрузив	Коэффициенты распределения магния		Температура, градусы С
		в амфиболе $\left(\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn}}\right)$	в пироксене $\left(\frac{\text{Mg}}{\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn}}\right)$	
6640	Роговообманково-биотитовое габбро (Квиран)	0,68	0,77	800
65288	Эссекит-порфирит (Квиран)	0,65	0,80	900
6732	Габбро (Кабур)	0,66	0,70	700
6661	Габбро (Реха)	0,72	0,65	650

до 1,643); кроме биотита из жильного эссексит-порфирита, у которого сравнительно низкое значение показателя преломления ($N_g \approx N_m$ равно 1,630).

Из химических анализов биотитов можно заметить некоторых характерные особенности их химического состава и уловить общие закономерности изменения составов при переходе от более ранних (габбро-эссекситов) к более поздним (эссексит-порфиристам) породам.

Таблица 14

Оптические свойства биотитов

№ образца	Порода и интрузив	$N_g \approx N_m$	Плеохроизм	
			N_g и N_m	N_p
6626	Габбро-монцит (Квиран)	1,642	зеленовато-коричневый	желтовато-зеленый
6640	Роговообманково-биотитовое габбро (Квиран)	1,643	темно-коричнево-красноват.	соломенно-желтый
6650	Биотитовое габбро (Квиран)	1,643	"	"
65288	Эссексит-порфирит (Квиран)	1,630	зеленый	светло-соломенный
328	Калишпатовое габбро (Бардзонджвари)	1,640	зеленовато-коричневый	желтовато-зеленый

На диаграмму (рис. 8), предложенную А. А. Маракушевым и И. А. Тарашиным (1965), нанесены результаты химических анализов биотитов. Из диаграммы видно, что биотиты габбро-эссекситов (6626, 6650, 6640) менее глиноземистые и отвечают составу флогопит-антитовых биотитов, тогда как биотит из эссексит-порфирита ближе стоит к ряду истонит-сидерофиллита. Обеднение глиноземом биотитов из габбро-эссекситов отражается и на кристаллохимической формуле минерала, где алюминий в шестерной координации присутствует в незначительном количестве (от 0,09 до 0,28 в формуле), а в биотите

Химический состав биоти

№ образца	Порода	О к с					
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
6640	Роговообм.-биотит. габбро	39,97	1,82	12,31	6,15	8,42	0,32
6650	Биотитовое габбро	35,95	2,54	16,23	6,48	9,71	0,23
6626	Габбро-монцит	33,91	2,10	16,83	6,59	9,82	0,34
65288	Эссексит-порфирит	36,7	1,7	17,0	4,1	5,4	0,17

Кристаллохимические формулы:

1. $[(K,Na)_{0,54}Ca_{0,67}]_{1,21}(Mg_{1,68}Fe^{2+}_{0,55}Fe^{3+}_{0,38}Mn_{0,02}Ti_{0,11}Al_{0,28})_{3,00}(Si_{3,14}Al_{0,86})_{4,00}O_{10}$
2. $[(K,Na)_{0,81}Ca_{0,13}]_{0,94}(Mg_{1,75}Fe^{2+}_{0,61}Fe^{3+}_{0,37}Mn_{0,01}Ti_{0,09}Al_{0,17})_{3,00}(Si_{2,72}Al_{1,28})_{4,00}O_{10}$
3. $[(K,Na)_{0,60}Ca_{0,14}]_{0,74}(Mg_{1,79}Fe^{2+}_{0,62}Fe^{3+}_{0,37}Mn_{0,02}Ti_{0,12}Al_{0,09})_{3,00}(Si_{2,58}Al_{1,42})_{4,00}O_{10}$
4. $[(K,Na)_{0,78}Ca_{0,30}]_{1,08}(Mg_{1,98}Fe^{2+}_{0,55}Fe^{3+}_{0,24}Ti_{0,09}Al_{0,36})_{3,00}(Si_{2,82}Al_{1,18})_{4,00}O_{10}[O_{0,98}$

из эссексит-порфирита наблюдается высокое общее весовое содержание алюминия (17,00), а также высокое его содержание в шестерной координации (0,36).

А. А. Маракушев и И. А. Тарарин (1965) изменение глиноземистости слюд связывают с изоморфизмом $(Mg, Fe) O + SiO_2 \rightarrow Al_2O_3$ что, по их мнению, вызвано изменением температуры образования и щелочности среды. Если учесть то обстоятельство, что габбро-эссекситы и эссексит-порфириды формировались в различных условиях, то

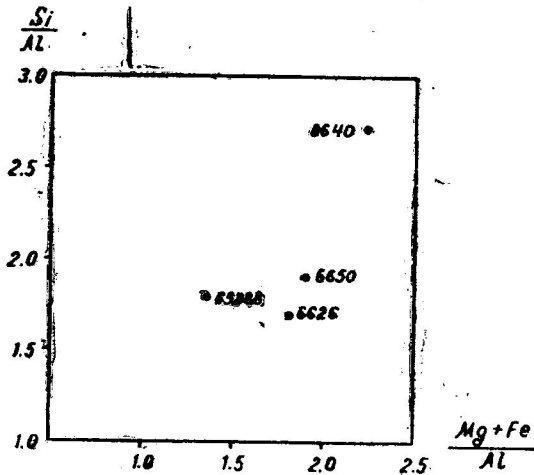


Рис. 8. Относительная глиноземистость биотитов из субщелочных пород Квиранского интрузива

естественно допустить, что биотиты из этих пород должны иметь некоторые различия в составе. Здесь же отметим структурно-морфологические особенности биотитов из этих пород и их взаимоотношения с другими минералами. Биотиты из габбро-эссекситов встречаются главным образом в виде скелетообразных выделений, включающих в себя кристаллы плагиоклазов и пироксенов, а в эссексит-порфирите био-

Таблица 15

тов Квиранского интрузива

л ы, вес. %									Аналитик
MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O-	H ₂ O+	Сумма	
14,28	7,68	0,72	4,25	0,13	0,11	0,68	2,98	99,82	Б. Кобиашвили
15,54	1,56	0,51	6,99	0,08	0,15	0,49	3,73	100,19	"
15,86	1,68	0,52	5,47	1,61	0,16	0,73	4,19	99,81	"
17,18	3,7	0,8	6,58	0,14	—	0,88	4,34	98,69	Л. Арешидзе

	Железистость, %			Железистость в % по В. С. Соболеву (1950)	Глиноземистость Al	Na+K / Al	100 атом. %
	f ⁰	f ¹	f ²				
[O _{0,86} (OH) _{1,12}] _{2,00}	39,7	24,7	35,3	48	16,6	47,1	
[O _{0,51} (OH) _{1,49}] _{2,00}	37,8	26	36	48	21	56	
[O _{0,18} (OH) _{1,82}] _{2,00}	37,6	25,7	35,6	47	22	40	
(OH) _{1,64}] _{2,00}	41	15	23	35	22,3	49,7	

тит наблюдается в виде обособленных больших идиоморфных выделений (кристаллов).

Одной из важнейших констант для железо-магнезиальных минералов является коэффициент железистости, который нами рассчитан двумя различными способами. Однако расчет этой константы, по данным химических анализов, показал значительное его расхождение со значением, полученным по показателям преломления (при использовании графика В. С. Соболева, 1950). Однако нужно отметить, что график В. С. Соболева построен для гранитоидных пород, что, очевидно, является причиной столь большого расхождения.

Если сравнить коэффициент железистости исследованных биотитов, то увидим, что при почти одинаковых значениях «удельной» железистости биотитов из таббро-эссекситов и эссексит-порфиритов, наблюдается большое расхождение значений «стандартной» и «общей» железистости.

На график (рис. 9) нанесены фигуративные точки, изображающие состав биотитов из субщелочных пород Квиран.

Как видно из графика, изменение железистости в биотитах вызвано в основном изменением содержания двухвалентного железа. Наконец, нужно отметить, что фигуративные точки, изображающие составы исследованных биотитов на диаграмме, расположены в поле распространения основных пород, что хорошо согласуется с нашими данными.

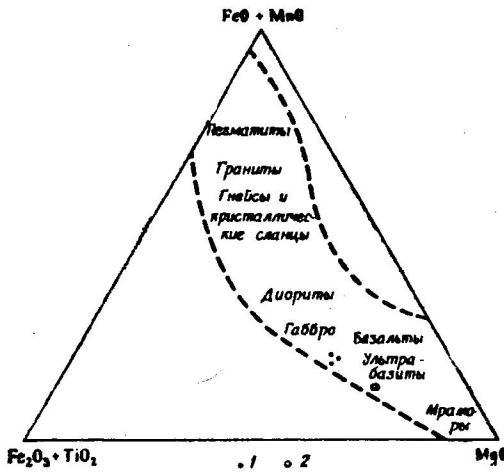


Рис. 9. Колебания химического состава биотитов в зависимости от типа материнских пород.

- 1—биотиты из габбро-эссекситов;
- 2—биотит из эссексит-порфирита

Интересные результаты были получены по температурам образования субщелочных пород Квиранского интрузива (табл. 16) по биотит-пироксеновому термометру (Перчук, 1968). Как видно из таблицы, эти данные хорошо согласуются с температурами образования, полученными по другим геотермометрам.

Акцессорные минералы встречаются почти во всех разновидностях пород. Наиболее характерны они для более кислых разновидностей щелочноземельных пород, а также жильных пород. Представлены они, в основном, магнетитом, апатитом и сфеном.

Магнетит наблюдается чаще всего как в эндоконтактовых породах диоритового состава, так и в субщелочных и жильных породах. Форма их выделений самая разнообразная, но большей частью встречаются в виде округло-изометричных зерен.

Результаты химических анализов мономинеральных фракций магнетитов из основных разновидностей пород приведены в таблице 17. Анализы были пересчитаны по методу, предложенному У. А. Диром и др. (1966), и выведены кристаллохимические формулы.

Как это можно заметить из приведенных данных, все исследованные магнетиты по составу соответствуют титанистым разновидностям: такого же состава магнетиты наблюдаются в Мерисском интрузиве (Иваниц-

кий и др., 1969). Все эти данные хорошо согласуются с исследованиями А. Ф. Баддингтона и др. (Buddington и др., 1955), которые отмечают, что магнетиты из средних и основных пород более богаты титаном, чем магнетиты кислых пород и что они в большинстве случаев образуются при магматических температурах, одновременно с другими сили-

Таблица 16

Результаты определения температур образования пород по методу
Л. Л. Перчука (1968)

№ образца	Порода	Коэффициенты распределения магния		Температура, градусы С
		в биотите $\left(\frac{\text{Mg}}{\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn}}\right)$	в пироксене $\left(\frac{\text{Mg}}{\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn}}\right)$	
6640	Роговообманково-биотитовое габбро	0,64	0,77	750
6650	Биотитовое габбро	0,63	0,74	700
6626	Габбро-мондонит	0,63	0,70	700
65288	Эссексит-порфирит	0,77	0,80	700

катными фазами, хотя Т. В. Иваницкий (Иваницкий и др., 1969) в Мерисском массиве отмечает, что магнетитовая минерализация в интрузивных породах наиболее поздняя и генетически связана с высокотемпературными остаточными газово-жидкими растворами магмы.

В исследованных нами породах четко выделяются две морфогенетические разновидности магнетита. Первая разновидность магнетита приурочена к темноцветным минералам (особенно пироксенам) и наблюдается в парагенезисе с актинолитом, хлоритом, лейкоксеном и эпидотом и генетически связана с позднемагматическими аутометасоматическими процессами. Вторая же разновидность представлена обособленными зернами или скоплениями и наиболее часто встречается в субщелочных породах. Эта разновидность, по-видимому, образована в магматическую стадию кристаллизации пород. По мнению Б. И. Злобина (1960) недостаток натрия для образования натриевых темноцветных минералов свидетельствует об ограниченной комбинации (Na^+ , Fe^{+3}), какую мы имеем, например, в эгирине. В связи с этим, значительная часть Fe^{+3} сбрасывается в акцессорный магнетит.

Апатит встречается большей частью в более кислых разновидностях пород в диоритах и диоритовых порфиритах, а также в жильных породах. Представлен он, в основном, длинно-призматическими кристаллами серого цвета.

По оптическим характеристикам исследованные апатиты относятся к фтор-апатитам (Винчелл, Г. Винчелл, 1953), что подтверждается содержанием в них фтора (таблица 18), которое схоже с содержанием фтора фтор-апатитов, приведенными У. А. Диром и др. (1966).

Сфен наиболее часто встречается в кварцевых диоритах, эндоконтактных диоритовых порфиритах и гидротермально измененных породах. Зерна сфена обладают изометричными и неправильными формами, но иногда он образует характерные клиновидные и конвертообразные кристаллы желтого цвета.

Таблица 17

Химический состав магнетитов

№ образ-ца	П о р о д а	Интрузив	О к и с л ы, вес. %					Аналитик
			Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MgO	Сумма	
6626	Габбро-монцит	Квиран	63,34	27,63	4,08	0,43	96,33	К. Мтиулишвили
6650	Биотитовое габбро	"	64,29	28,38	3,68	0,50	97,41	"
65288	Эссексит-порфирит	"	65,25	22,50	5,24	1,44	92,00	"
6628	Диоритовый порфирит	"	62,64	25,97	4,10	0,28	93,78	"
6654	Габбро-диорит	Хачков	62,33	28,84	4,20	0,64	96,37	"

Кристаллохимические формулы:

1. $(\text{Fe}^{3+}_{15,2}\text{Ti}_{0,8})_{16,0} (\text{Fe}^{2+}_{7,4}\text{Mg}_{0,2}\text{Ti}_{0,2})_{8,0} \text{O}_{32}$
2. $(\text{Fe}^{3+}_{15,3}\text{Ti}_{0,7})_{16,0} (\text{Fe}^{2+}_{6,1}\text{Mg}_{0,7}\text{Mn}_{0,2}\text{Ti}_{1,0})_{8,0} \text{O}_{32}$
3. $(\text{Fe}^{3+}_{15,8}\text{Ti}_{0,4})_{16,0} (\text{Fe}^{2+}_{7,2}\text{Mg}_{0,10}\text{Mn}_{0,30}\text{Ti}_{0,6})_{8,1} \text{O}_{32}$
4. $(\text{Fe}^{3+}_{15,6}\text{Ti}_{0,4})_{16,0} (\text{Fe}^{2+}_{7,2}\text{Mg}_{0,10}\text{Mn}_{0,30}\text{Ti}_{0,6})_{8,1} \text{O}_{32}$
5. $(\text{Fe}^{3+}_{15,0}\text{Ti}_{1,0})_{16,0} (\text{Fe}^{2+}_{7,7}\text{Mg}_{0,31}\text{Mn}_{0,09})_{8,1} \text{O}_{32}$

Показатели преломления и содержание фтора в апатитах

№ образца	Порода и интрузив	Показатели преломления			Содержание фтора, вес. % по хим. анализу
		No	Ne	No — Ne	
6628	Диоритовый порфирит- (Квиран)	1,633	1,630	0,003	1,35
6650	Биотитовое габбро- (Квиран)	1,632	1,629	0,003	1,64
65288	Эссексит-порфирит- (Квиран)	1,635	1,630	0,005	1,15

Примечание: Анализы на фтор сделаны в ГЕОХИ АН СССР

Последовательность кристаллизации породообразующих минералов

Микроскопическое изучение взаимоотношений породообразующих минералов позволило выявить последовательность выделения породообразующих минералов и на основании этого выделить парагенетические ассоциации минералов.

В первую очередь нужно отметить, что поскольку плагиоклазы часто представлены нормально-зональными кристаллами, очевидно, что кристаллизация более основного плагиоклаза предшествовала кристаллизации более кислого.

В группе темноватных минералов последовательность выделения отдельных разновидностей установлена на основании реакционных взаимоотношений между ними. С этой точки зрения наиболее показательны взаимоотношения пироксена и амфибола в щелочноземельных породах, в которых от габбро к диоритам наблюдается постепенная смена парагенезисов от пироксена + плагиоклаз 64—82 — в габбро, пироксен + роговая обманка + плагиоклаз 54—70 — в габбро-диоритах до роговая обманка + плагиоклаз 51—57 + кварц — в диоритах и кварцевых диоритах.

Взаимоотношение пироксена и роговой обманки в этих породах показывает, что пироксены всегда выделяются раньше чем роговые обманки и находятся в реакционных взаимоотношениях с последними, сопровождаясь обогащением альбитовой составляющей сосуществующих с ними плагиоклазов. Это, видимо, связано с обогащением расплава летучими, и в первую очередь водой, в ходе кристаллизации габбровой магмы при падении температуры.

Как указывалось, породы Квиранского интрузива, Арджеван-Гуджаретского рудного узла образованы в результате дифференциации габбровой магмы. В этой связи любопытно рассмотреть нормативный состав габбро, считая эти породы производными некоторого материнского расплава, ближе всего отражающее ее состав.

На основании анализа структурных взаимоотношений минералов габбро и пересчета химического состава породы методом Т. Барта¹⁰,

¹⁰ Согласно уравнению Т. Барта, $ab' + 2di' + 2,3hy' = 123$ (где ab' , di' , hy' — величины нормативных компонентов, соответственно, альбита, диопсида и гиперстена), если сумма больше 123 первым кристаллизуется пироксен, если меньше 123 — плагиоклаз (Барт, 1956).

выявлены некоторые характерные особенности кристаллизации породообразующих минералов [в таблице 19 приводятся данные пересчета 3-х анализов габбро и значения нормативных компонентов ab (альбит), di (диопсид) an (анортит) и hy (гиперстен)].

Полученные данные позволяют считать, что в Квиранском и Рехском интрузивах в габбровых породах первым кристаллизовался пироксен, тогда как в Кабурском интрузиве происходила почти одновременная (эвтектическая) кристаллизация плагиоклаза и пироксена.

Таблица 19

Нормативные компоненты для габбро Квиран, Реха и Кабур

№ породы	6624			6661			6732		
	вес. %	колич. катионов X1000	% содерж. катионов	вес. %	колич. катионов X1000	% содерж. катионов	вес. %	колич. катионов X1000	% содерж. катионов
SiO ₂	44,58	743	45,2	47,32	788	47,1	47,67	794	47,7
TiO ₂	0,76	10	0,6	1,34	32	1,8	1,27	16	0,9
AlO _{1 1/2}	14,44	222	13,5	17,46	244	14,5	20,12	294	17,7
FeO _{1 1/2}	5,04	62	3,8	7,35	92	5,5	4,03	50	3,0
FeO	3,00	42	2,5	5,37	75	4,5	4,67	65	3,9
MnO	0,15	2	0,1	0,16	2	0,1	0,18	2	0,1
MgO	7,84	194	11,8	5,14	127	8,5	5,56	137	8,2
CaO	19,20	342	20,8	10,19	182	10,8	10,28	184	11,2
NaO 1/2	0,13	4	0,2	3,21	104	6,2	3,49	112	6,7
KO 1/2	0,75	16	1,0	0,75	16	0,9	0,36	8	0,5
PO _{2 1/2}	0,58	8	0,5	0,32	2	0,1	0,17	2	0,1
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		1645	100		1674	100		1664	100
				ab'=32%; di'=32%; an'=19%; hy'=17%; ab'+2di'+2,3 hy'=123 135>123			ab'=33%; di'=27%; an'=25%; hy'=15%; ab'+2 di'+2,3 hy'=123 121,5<123		

Генетическое значение выявленной закономерности очевидно. Отсутствием эвтектических взаимоотношений в начальных расплавах, дающих габбровые породы Квиран и Реха, обусловило образование более кислых членов щелочноземельной серии (диоритов и кварцевых диоритов). В этом аспекте генетическая связь последних с габбровой магмой очевидна.

Наоборот, для габбро Кабурского интрузива характерна эвтектическая (или близкая к ней) кристаллизация пироксена и плагиоклаза (Боуэном показано, что диопсид с анортитом образует бинарные эвтектики; 1928) и в связи с этим отсутствие в ассоциации с ними более кислых членов.

Для выделения парагенетических ассоциаций минералов необходимо также определить, с каким по составу плагиоклазом кристаллизуется тот или иной темноцветный минерал.

Как уже говорилось, пироксен большей частью наблюдается в виде крупных порфировидных выделений, но нередко случаи включения его в плагиоклаз, состав которого не кислее лабрадора (№ 60).

Роговая обманка наблюдается в виде включений в плагиоклазе, что, видимо, указывает на образование роговой обманки раньше внешней зоны плагиоклаза, но видимо позднее внутренней части последнего; во всяком случае очевидно, что соприкасающиеся части этих минералов кристаллизовались практически одновременно. Исходя из подобных наблюдений, взаимного прорастания плагиоклаза (по составу принадлежащего андезину, № 50—30) и роговой обманки в диоритовых породах можно предположить почти одновременную их кристаллизацию.

Наиболее поздним минералом в щелочноземельных породах является кварц, который всегда ксеноморфен и заполняет интерстиции между другими минералами.

Совершенно другой ассоциацией породообразующих минералов характеризуются субщелочные породы Квиранского и Арджеван-Гуджаретского интрузивов. Пироксен здесь является главным породообразующим минералом и, как правило, встречается в виде больших идиоморфных выделений, не характеризующихся реакционным взаимоотношением с биотитом и (редко встречающейся) роговой обманкой. Все эти особенности позволяют предположить, что пироксен в субщелочных габброидах кристаллизовался одним из первых. Из темноцветных минералов наиболее поздним, по всей вероятности, является биотит, так как он имеет часто скелетообразную форму и содержит включения хорошо ограненных кристаллов пироксена и плагиоклаза.

Наиболее характерной чертой субщелочных пород является сосуществование основного плагиоклаза (лабрадора № 70) и калиевого полевого шпата. Калишпат, видимо, наиболее поздний минерал, т. к. им заполнены (с образованием монцититовых структур) промежутки между другими минералами и, кроме того, в него включены идиоморфные кристаллы лабрадора и салит-авгита.

Эссексит-порфириты, которые нами рассматриваются как жильные аналоги субщелочных габброидных пород Квиранского интрузива, характеризуются той же минеральной ассоциацией (плагиоклаз + пироксен + роговая обманка + биотит + калишпат). Все темноцветные минералы — пироксен, роговая обманка и биотит — образуют порфировидные идиоморфные выделения и, несомненно, являются наиболее ранними образованиями, тогда как плагиоклаз и калишпат, как правило, встречаются в основной мелкокристаллической массе. К сожалению, ничего нельзя сказать о порядке кристаллизации внутри группы темноцветных минералов; вероятнее всего, что они кристаллизовались почти одновременно.

Касаясь последовательности образования аксессуарных минералов, необходимо отметить, что магнетит, апатит и сфен большей частью встречаются внутри зерен различных породообразующих минералов. Это указывает на образование их еще в магматическую стадию (если они не являются метакристаллами).

Петрографическое описание пород

Квиранский интрузив

Габбро¹¹ макроскопически представлены меланократовыми среднезернистыми породами, с габбровой структурой, переходящей в офитовую; характеризуются почти полным отсутствием вторичных минералов и бедностью акцессорными минералами, тогда как более кислые разновидности пород больше подвергнуты изменению и богаты акцессорными минералами. Порода сложена крупными (до 1,5—2 см) кристаллами пироксена (салит-авгит) и среднезернистым плагиоклазом (№ 55—72). Плагиоклаз образует идиоморфные, часто полисинтетически сдвойникованные выделения, иногда окаймленные более кислым плагиоклазом (№ 25). Крупные выделения пироксенов слегка уралитизированы и хлоритизированы. Рудный минерал представлен магнетитом. Из акцессорных в редких случаях наблюдается апатит.

Габбро-диориты представлены серыми полнокристаллическими породами. Главным темноцветным минералом этих пород является обыкновенная роговая обманка, в подчиненном количестве присутствует моноклинный пироксен (салит-авгит, в основном, в виде реликтов). Плагиоклаз образует идиоморфные выделения, по составу отвечающие лабрадору (№ 56—60). Габбро-диориты, подобно габбро, слагают западный склон г. Квиран и устье ущелья Нанас-геле.

Диориты, наиболее распространенные породы массива, характеризуются постепенными взаимопереходами с габбро-диоритами и представляют собой плотные, мелко- и среднезернистые, местами порфиоровидные породы зеленовато-серого цвета. На глаз в них различаются крупные выделения роговой обманки и желтовато-зеленые выделения эпидота.

Структура диоритов переходная от офитовой к порфиоровидной. Диориты в основном состоят из плагиоклаза (№ 42—57) и обыкновенной роговой обманки, реже встречается кварц. Из вторичных минералов характерны эпидот, хлорит; акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом и лейкоксеном.

Плагиоклаз образует идиоморфные зональные кристаллы, размерами не превышающими 1,5 мм в длину. Роговая обманка большей частью образует скопления по-разному ориентированных кристаллов до 3 мм в поперечнике, а иногда встречается в виде отдельных идиоморфных кристаллов. Вместе с роговой обманкой встречаем хлорит, эпидот, магнетит и кальцит. Кварц всегда ксеноморфен, распределен в породе неравномерно и заполняет промежутки между плагиоклазом и роговой обманкой. Эпидот чаще всего развивается за счет плагиоклазов. Иногда при высокой степени эпидотизации диорит превращается в кварцевый эпидозит, который сложен в основном эпидотом и кварцем.

На западном склоне г. Квиран и в верховьях р. Нанас-геле в диоритах встречаются шпильеры роговообманкового габбро. Макроскопически — это свежая темная порфиоровидная порода с крупными выделениями обыкновенной роговой обманки темно-зеленого цвета и плагиоклаза (№ 50—83). Микроструктура породы гипидиоморфнозернистая. Порода сложена из присутствующих в равном количестве плагиоклаза и обыкновенной роговой обманки, кроме которых присутствуют магнетит, эпидот и сфен.

¹¹ Последовательность описания соответствует последовательности образования различных типов пород.

Вышеописанные породы (габбро, габбро-диориты, диориты) секутся породами габбро-эссекситового состава. Обнажаются они, в основном, в юго-восточной и восточной частях массива. Наиболее характерные разновидности пород габбро-эссекситов: габбро-монцониты (состоящие из основного плагиоклаза, моноклинного пироксена, биотита, кали-натрового полевого шпата) и биотитовые габбро (сложенные основным плагиоклазом, моноклинным пироксеном и биотитом), иногда в биотитовом габбро в незначительном количестве присутствует роговая обманка.

Габбро-монцониты — макроскопически порфириовидные породы, в которых наблюдаются выделения плагиоклаза (№ 72—73), крупные до 5—7 мм выделения черного пироксена (авгит), биотита (более мелкие и редкие выделения) и санидина, присутствие которого придает породе розоватый оттенок. Микроструктура породы монцонитовая.

Габбро-монцониты совершенно постепенно переходят в мелкозернистые биотитовые габбро. Эти последние представлены более темными породами, состоящими из плагиоклаза (№ 69—70), пироксена (салит-авгит) и биотита (из ряда флогопит-аннита). По химизму биотитовые габбро идентичны габбро-монцонитам; в них пироксен встречается в виде участков скоплений, биотит распределен более равномерно, плагиоклаз представлен идиоморфными выделениями; из аксессуарных присутствуют магнетит и апатит, изредка появляется небольшое количество первичной роговой обманки.

Диоритовые порфириты встречаются как в краевых частях интрузива, так и в виде жил, залегающих и в интрузиве, и во вмещающих породах. Это светло-серые породы с хорошо выраженной порфировой структурой. Макроскопически в породе наблюдаются длиннопризматические выделения плагиоклазов (около 5 мм в длину) и зеленой роговой обманки. Диоритовые порфириты имеют полнокристаллическую порфириовидную структуру с аллотриоморфнозернистой структурой основной массы. Порфировые выделения плагиоклазов (№ 37—55) часто выявляют нормальную зональность с большим количеством зон. Роговая обманка обыкновенная, зеленого цвета, в виде крупных порфириовых идиоморфных, иногда зональных и сдвойникованных выделений, края которых хлоритизированы. Основная мелкозернистая масса сложена теми же минералами, что и порфировые выделения; порода содержит также хлорит, магнетит, апатит и сфен. В зальбандах жил, залегающих в известняках характерно развитие процесса эпидотизации, а сами породы обогащаются эпидотом, кальцитом, хлоритом и сфеном (редко в них появляется вторичный кварц). С породами флиша диоритовые порфириты образуют андалузитовые роговики.

Широко распространены в массиве **роговообманковые порфириты**. Макроскопически порода темно-серого цвета с крупными выделениями обыкновенной роговой обманки (1,2—3 см) и андезина — № 46 (0,5—1 см). Иногда встречаются шпалы (до 15 см в поперечнике) целиком сложенные роговой обманкой. Структура породы порфировая, с микролитовитрофировой (местами пилотакситовая) структурой основной массы. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза (местами ориентированных в одном направлении) и цементирующего хлоритизированного стекла. В большом количестве и в виде мелких вкрапленников присутствует магнетит, в небольшом количестве — карбонат.

Не менее широко распространены **пироксеновые порфириты**. Макроскопически они плотные темные породы с порфириовыми выделениями пироксенов. Порода состоит из авгита, плагиоклаза (№ 67—68),

большого количества вкрапленников магнетита и стекловатой основной массы, присутствующей в малом количестве, а также карбоната и хлорита.

Большим развитием как в массиве, так и во вмещающих породах пользуются жилы меланократовых **эссексит-порфириров**. Они представлены породами темно-серого цвета с шестоватыми длиннопризматическими кристаллами пироксена и амфибола, присутствуют и редкие более крупные выделения биотита. Структура породы порфировая с микророзернистой структурой основной массы. Порфировые выделения представлены диоксид-салитом и паргаситом, а также биотитом (из ряда истонит-сидерофиллит), реже плагиоклазом (№ 63—64). Основная масса породы состоит из лейст и микротаблитчатых выделений плагиоклаза и ортоклаза, мелкозернистого пироксена и роговой обманки, крупных скоплений, а также равномерно рассеянных вкрапленностей магнетита, ксеноморфного хлорита и кальцита. Иногда в зальбандах жилы в основной массе появляется стекло. Из аксессуарных минералов довольно часто встречается апатит. Наконец, нужно отметить, что в отличие от диоритовых порфириров жилы эссексит-порфириров с вмещающими породами имеют холодные контакты.

Большинство выходов Арджеван-Гуджаретских интрузивов представлены породами щелочноземельной серии: габбро, габбро-диоритами, кварцевыми диоритами и сиенито-диоритами. В отличие от них, Бардзонджварский интрузив, который также входит в эту группу, сложен субщелочными породами — калишпатовое габбро.

Все интрузивы отличаются монотонным минеральным составом пород, имеющим много общего с составом вмещающей вулканогенной толщи.

Небольшой Кабурский интрузив, входящий в состав этой группы, в основном сложен породами габбро, а также габбро-диоритами. Породы имеют диабазовую структуру, переходящую в порфировидную. Главным порообразующим минералом является плагиоклаз (№ 71—73) в виде больших призматических выделений. Темноцветные минералы представлены авгитом, присутствующим в подчиненном количестве обыкновенной роговой обманкой. Аксессуарные минералы встречаются в незначительном количестве и представлены магнетитом, апатитом и сфеном. Сходными по составу породами сложены Хачковский и Рехский (около минерального источника) интрузивы.

В строении Хачковского интрузива принимают участие габбро, габбро-диориты, диориты и кварцсодержащие диориты. Породы полнокристаллические, гипидиоморфнозернистые (с одинаковым идиоморфизмом плагиоклаза и роговой обманки), однако в приконтактных участках массива породы приобретают мелкозернистое строение и порфировидную структуру. Породы сложены плагиоклазом (№ 54—82) и обыкновенной роговой обманкой, а также авгитом и кварцем. Количество авгита увеличивается в приконтактных участках, где, наряду с обыкновенной роговой обманкой, появляется и базальтическая ее разновидность¹².

¹² Интересные сведения об образовании базальтических роговых обманок приводит К. М. Тимербаева (1967), которая считает, что они образуются путем окисления обычной зеленой роговой обманки. Процесс этот осуществляется не присоединением добавочного кислорода, а удалением водорода, что в лабораторных условиях достигается нагреванием роговой обманки (обыкновенной) до 800°C. Эти данные наводят на мысль, что базальтические роговые обманки в приконтактных частях Хачковского интрузива образовались за счет перегрева (зона закалки).

Кроме роговой обманки в породах присутствует плагиоклаз. Плагиоклаз образует как таблитчатые, так и длиннопризматические идиоморфные выделения (1—5 мм). Авгит в основном присутствует в виде реликтов и часто замещается зеленой роговой обманкой. Базальтические роговые обманки встречаются обособленно, в виде идиоморфных призматических кристаллов. Кварц всегда ксеноморфен и заполняет промежутки между другими минералами; количество его увеличивается с уменьшением основности породы. Акцессорные минералы — магнетит, сфен — большей частью наблюдаются в диоритах и кварцсодержащих диоритах.

Рехский габбровый интрузив (около минерального источника) по минеральному составу схож с Кабурским. Структура породы переходная — от диабазовой к порфиroidной. Породы сложены в основном плагиоклазом и пироксеном. Акцессории представлены магнетитом и сфеном. Плагиоклаз (№ 64—68) таблитчатый или длиннопризматический, полисинтетически sdвойникованный, иногда зональный. Пироксен (авгит) представлен как довольно крупными (3—5 мм) порфиroidными, так и более мелкими выделениями, иногда замещается лучистой роговой обманкой. Наконец, следует отметить, что часто наблюдаются агрегаты магнетита, хлорита и карбоната, псевдоморфизирующие, видимо, оливин.

Сиенито-диоритовый Рехский (около Гуджаретского месторождения) интрузив по своему минеральному составу похож на Мерисский. Породы, слагающие интрузив, сами сложены плагиоклазом (№ 50—54), обыкновенной роговой обманкой, кварцем, ортоклазом и единичными выделениями авгита (уралитизированного). Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом и сфеном. Изменения количественных соотношений породообразующих минералов придают интрузиву довольно пестрый вид с частыми взаимопереходами меланократовых и лейкократовых пород. Ортоклаз и кварц содержатся в небольшом количестве и заполняют промежутки между другими минералами (распределены неравномерно).

Бардзонджварский интрузив сложен калишпатовыми габбро, по составу отвечающими габбро-монцитам Квиранского массива. Порода состоит из плагиоклаза (№ 69—70), авгита, ортоклаза и биотита. Плагиоклаз идиоморфен и представлен призматическим или таблитчатым выделением (1—3 мм, редко 6—7 мм). Авгит чаще наблюдается в виде крупных выделений. В некоторых случаях наблюдаются пойкилитовые вросстки авгита в плагиоклазе. Иногда с краев авгит уралитизирован. Ортоклаз распределяется неравномерно и заполняет промежутки между индивидами плагиоклаза и авгита. Выделения биотита крупные, но редкие. Акцессорные минералы занимают менее 2—3 % породы и представлены магнетитом, апатитом, реже — сфеном.

Во всех исследованных интрузивах широко проявлены процессы автотметасоматоза, представленные, альбитизацией, актинолитизацией, хлоритизацией и эпидотизацией.

Контакт-метаморфические процессы широко проявлены в Квиранском и Хачковском интрузивах. Эти процессы выражены как термическим (нормальным) метаморфизмом — ороговикование мраморизации, так и контакт-метасоматическими явлениями с образованием зон скарнирования.

Петрохимические особенности интрузивных пород

Имеющийся в настоящее время материал позволяет довольно подробно охарактеризовать петрохимические особенности габбро-диоритовых интрузивов восточной части Аджаро-Триалетской складчатой системы.

При обсуждении вопросов петрохимии нами использовался метод А. Н. Заварицкого (1960), по которому были пересчитаны результаты хим. анализов и нанесены на векторную диаграмму (рис. 12). Для сравнения на диаграмму нанесены также вариационные (осевые) линии пород Зекарского интрузива (Кекелия, 1966) и вулканогенных пород Аджаро-Триалетской складчатой системы (Дзоценидзе, 1948), а также средние химические составы габбро-диоритов и эссекситов по Дели.

Квиранский интрузив

Химические анализы пород Квиранского интрузива сведены в таблицу 20, а результаты пересчета нанесены на диаграмму (рис. 10). Как видно из приводимых данных химический состав исследованных пород отвечает нормальным составам, где соотношение молекулярных количеств компонентов следующее: $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Пресыщение глиноземом ($\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) отмечается лишь для кварцсодержащего диорита (обр. 6648), который сложен, в основном, плагиоклазом андезитового состава с небольшим количеством роговой обманки и кварца (порода довольно интенсивно подвержена вторичным изменениям, выраженным в эпидотизации и хлоритизации, а также в частичной серицитизации плагиоклаза).

Для габбро и их субщелочных разновидностей габбро-эссекситов важной особенностью является недосыщенность их кремнекислотой (коэффициент «Q» здесь, как правило, отрицательный). Сравнительно высокими положительными значениями коэффициента Q (до + 7,7) характеризуются диориты и кварцевые диориты, в которых минералогически это выражено образованием свободного кварца в парагенезисе с более кислым плагиоклазом.

Из основных числовых характеристик наибольшее колебание испытывает «а» (выражение щелочности). Наиболее низки его значения для габбро (от 1,4 до 5,6) с постепенным увеличением для диорита.

Для некоторых габбро (обр. № 6624, 65208, табл. 20) свойствен эвкритовый характер химизма, что вытекает из малой величины параметра «а» и высокого содержания в породе кальция. Максимальных значений параметр «а» достигает в субщелочных породах (12,2). Эти породы представлены эссекситами и монцонитами. Эффект повышения коэффициента щелочности («а») минералогически выражается в образовании биотита и калишпата в парагенезисе с основным плагиоклазом и клинопироксеном. По химическому и минеральному составу эти породы близки к шонкиниту и монцониту Зекарского интрузива (Кекелия, 1966), а также к породам Намонастревского интрузива (Закариадзе, 1968).

Наиболее высокими значениями параметра «с», характеризуются габбро, габбро-диориты и субщелочные породы Квиранского интрузива. Небольшие пределы колебаний параметра «с» для эссекситов и более значительные — для габбро довольно ясно сказывается на составе плагиоклазов отмеченных пород.

Химический состав пород щелочноземельной серии Квиранского интрузива

Окис- лы, вес. %	Порода и № пробы												
	Габбро						Габбро-диориты и диориты						
	67108	65259	6624	65205	65208	65287	65204	65216	6533	655	6648	6647	65221
SiO ₂	41,95	43,57	44,58	47,38	47,76	47,87	47,96	49,50	51,55	53,10	53,11	52,28	57,02
TiO ₂	0,85	1,00	0,76	1,52	0,55	0,66	0,76	0,79	0,65	0,65	0,67	0,97	2,11
Al ₂ O ₃	20,01	16,31	16,44	15,30	14,91	18,85	18,91	17,29	17,68	18,02	20,27	15,32	15,20
Fe ₂ O ₃	8,14	11,20	5,04	2,39	2,69	5,92	3,85	2,74	6,96	5,75	2,81	2,02	0,54
FeO	4,32	5,04	3,00	6,42	5,90	4,68	5,23	6,39	3,92	4,14	5,11	6,84	5,24
MnO	0,16	0,14	0,15	0,20	0,20	0,21	0,12	0,21	0,25	0,21	0,15	0,18	0,16
CaO	16,67	14,67	19,20	11,69	12,10	10,07	10,35	8,90	9,85	8,23	6,95	10,16	4,62
MgO	3,98	2,60	7,84	10,02	10,25	4,31	4,89	6,04	3,44	2,72	4,69	6,13	4,37
Na ₂ O	1,60	1,70	0,13	2,21	1,67	1,20	3,60	3,38	3,20	3,80	3,32	4,00	4,87
K ₂ O	0,85	1,00	0,75	0,61	0,40	1,00	1,77	0,55	0,20	0,50	0,55	0,70	0,88
P ₂ O ₅	—	0,48	0,58	0,22	0,27	0,04	0,55	0,31	0,12	0,12	0,14	—	0,24
SO ₃	—	—	0,47	0,07	—	—	0,34	—	0,23	—	—	—	—
Влага	0,20	0,19	0,08	0,13	0,17	0,26	0,14	0,23	0,18	0,21	0,15	0,34	0,17
П.п.п.	1,53	1,47	1,12	2,09	2,98	5,20	1,46	3,72	1,64	2,87	1,90	0,96	4,53
Сумма	99,83	99,37	99,84	100,25	99,85	100,27	99,83	100,05	99,87	100,32	99,83	99,90	99,95

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому (1960)

a	5,2	5,6	1,4	5,6	4,2	4,7	9,7	8,6	7,9	9,7	8,4	9,9	12,5
c	13,2	9,0	10,8	7,4	8,0	11,9	8,8	7,9	8,6	8,1	8,9	5,3	4,2
b	29,8	30,8	35,2	32,1	32,4	21,4	21,8	23,4	21,0	17,1	18,4	24,4	14,9
s	52,9	54,6	53,6	54,9	55,4	62,0	59,7	60,1	62,5	65,1	64,3	60,4	68,4
f'	41	51	22	26	25	51	37	39	51	56	—	34	38
m'	25	16	39	53	54	39	41	16	29	28	42	43	51
c'	34	33	39	21	21	10	22	15	20	16	46	23	11
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12	—	—
n	74	71	20	85	87	63	88	90	96	93	91	90	89
t	1,4	1,8	1,3	2,4	0,9	0,4	1,2	1,2	0,9	0,9	1,0	1,4	2,7
φ	26	34	13	6,4	7	29	12	10	2,9	31	13	6,7	2,8
Q	-18,5	-11,0	-7,2	-8,8	-5,6	+2,7	-8,8	-5,0	+0,6	+2,7	+3,0	+5,7	+7,6
a/c	0,4	0,62	0,1	0,8	0,5	0,4	1,1	1,1	0,9	1,2	0,9	1,9	3,0

Примечание: Все силикатные анализы пород, приведенные в работе, выполнены в химической лаборатории Геологического института АН СССР химиками-аналитиками В. Кобишвили, К. Мтиулишвили и В. Бугианишвили и в лаборатории химического анализа Грузинского геолуправления химиком-аналитиком К. Джабуа.

Сравнительно высокие значения параметра «b» для габбро указывают на более меланократовый их характер по сравнению с диоритами и субщелочными породами.

Интрузивные породы Арджеван-Гуджаретского рудного узла

Изучение химических составов исследованных пород (таблица 22) позволяет выявить следующие их особенности. Все породы отвечают нормальным породам (по Заварицкому, 1950), где $CaO + Na_2O + K_2O > Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$. Высокие значения параметра «a» некоторых пород (обр. № 6655, 6666, 328 и др.) объясняются наличием в них калиевого полевого шпата и биотита в ассоциации с плагноклазом и пироксеном (калишпатовое габбро обр. 328, является аналогом

субщелочных разновидностей Квиранского и Зекарского интрузивов). Коэффициент Q колеблется в значительных пределах — от $-23,6$ до $+14,4$. Из таблицы 22 видно, что значение параметра «в» колеблется в значительных пределах, однако, в основном имеет низкие значения. Это указывает на сравнительно лейкократовый характер пород Арджеван-Гуджаретских интрузивов. Колебание же величины параметра «в», по-видимому, связано с непостоянством количественно-минералогиче-

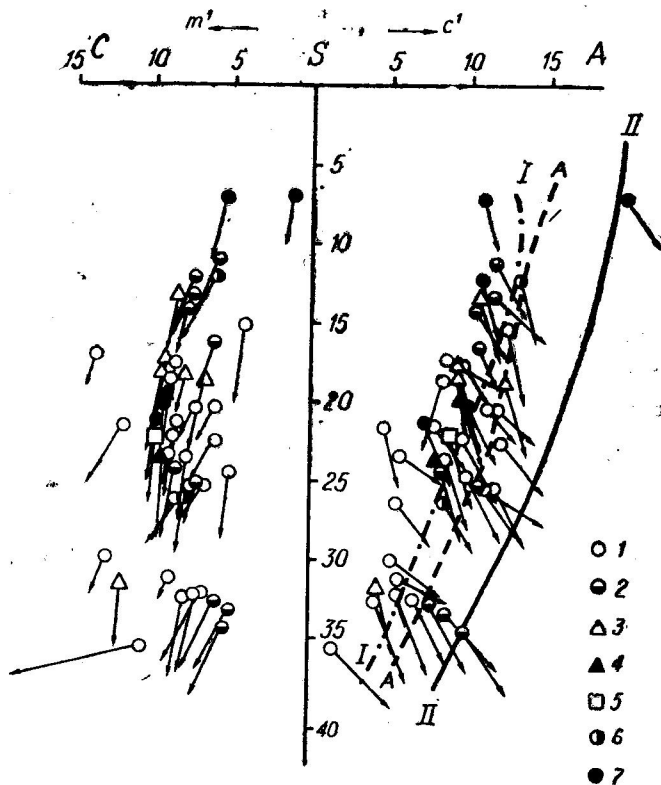


Рис. 10. Векторная диаграмма химического состава габброидов Квиранского и группы Арджеван-Гуджаретских интрузивов.
1—интрузивные породы Квиран; 2—жильные породы Квиран;
3—интрузивные породы Хачков; 4—жильные породы Хачков;
5—Кабурский интрузив; 6—интрузив Реха; 7—жильные породы Гуджарети

ческого состава габброидных пород и в первую очередь темноцветных породообразующих минералов (главным образом пироксена и роговой обманки), что приводит к частым взаимопереходам меланократовых и лейкократовых пород.

К вопросу о формировании интрузивов в аспекте их петрохимических особенностей

Изложенные результаты позволяют наметить следующие петрохимические особенности исследованных габброидных пород Квиранского интрузива и интрузивов Арджеван-Гуджаретского рудного узла. По химическому составу эти породы принадлежат к щелочноземель-

Химический состав субщелочных пород Квиранского интрузива

Оксиды, вес. %	Порода и № пробы						
	Габбро-эссекситы						
	6627	6640	6650	65238	67109	6591	6626
SiO ₂	45,65	45,36	45,34	48,61	50,02	51,25	46,92
TiO ₂	0,45	2,18	0,74	0,50	0,70	0,55	0,74
Al ₂ O ₃	23,29	15,28	18,70	17,68	17,55	17,00	17,40
Fe ₂ O ₃	5,71	6,24	5,83	8,32	5,18	7,31	5,30
FeO	1,98	4,64	4,00	3,42	3,88	3,60	4,31
MnO	0,14	0,23	0,19	0,28	0,18	0,21	0,25
CaO	13,50	11,48	10,20	8,57	9,64	8,68	10,20
MgO	1,72	8,66	5,32	2,28	4,44	2,60	5,11
Na ₂ O	2,60	2,03	2,72	3,20	3,40	3,40	2,72
K ₂ O	1,20	1,56	3,37	2,20	3,00	2,60	3,15
P ₂ O ₅	0,32	0,55	0,67	0,14	—	0,39	—
SO ₃	0,24	—	0,40	—	—	—	—
Влага	0,60	0,17	0,36	0,20	0,33	0,39	—
П. п. п.	3,00	1,79	2,00	4,66	1,53	1,75	—
Сумма	100,40	100,17	99,87	100,06	99,85	99,73	99,87

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому (1960)

a	8,7	6,6	11,7	11,3	12,2	11,9	11,1
b	13,8	7,1	7,6	7,4	6,0	6,1	6,8
s	16,7	32,2	25,0	20,0	22,4	20,0	25,0
b	60,8	54,1	55,7	61,0	59,3	62,0	57,1
f'	48	32	38	58	38	52	38
m'	20	46	38	22	34	23	37
c'	32	22	22	20	28	25	25
n	71	67	55	69	63	66	60
t	0,7	3,4	1,2	0,74	1,0	0,8	1,1
φ	34	17	21	39	20	33	19
Q	-10,4	-12,1	-19,6	-7,4	-11,7	-5,9	-14,8
a/c	0,63	0,93	1,5	1,5	2,0	2,0	1,7

ному ряду. На диаграмме (рис. 10), особенно в нижней и средней ее частях, видно, что фигуративные точки расположены близко друг к другу, но не совпадают. Расположение точек на плоскостях SAB и SCB указывает на разную щелочность этих пород, при близких значениях содержаний кремнекислоты (табл. 20, 21, 22). Минералогически это выражается в образовании нового парагенезиса, характеризующегося развитием полей кристаллизации кали-натрового полевого шпата и биотита при значительном постоянстве состава плагиоклаза и пироксена. Эти породы характеризуются четырехминеральным парагенезисом (калишпат + биотит + плагиоклаз + пироксен), в отличие от пород, фигуративные точки которых расположены ближе к линии SB (на плоскости SAB). К первым относятся некоторые фации Квиранского интрузива, а также породы Бардзонджвари (см. таблицы 20, 21, 22).

Определенный интерес представляет распределение калия и натрия в породах (рис. 11). Как видно из таблиц, по распределению калия и натрия исследованные породы четко разделяются. Если породы Квиранского интрузива отличаются большими значениями отношения K_2O/Na_2O , то породы интрузивов Арджеван-Гуджаретского рудного узла носят ярко выраженный натриевый характер. К ним отно-

сятся также некоторые габбро и диориты Квирана. Высокое значение отношения K_2O/Na_2O (близкое к 1 и больше) наблюдается в субщелочных породах Квирана, а также в калишпатовом габбро Бардзонджварского и в сиенито-диоритах Рехского интрузивов (повышенное содержание в них калия объясняется наличием калиевых минералов — биотита и калиевого полевого шпата). Существенно же натриевый характер габброидов Арджеван-Гуджаретской группы интрузивов объясняется широким распространением здесь процессов альбитизации плагиоклаза (результат натриевого автотометасоматоза; Касрадзе, Надарейшвили, 1969).

В таблице 23 приведены химические анализы жильных пород, распространенных в пределах исследованных интрузивных массивов. Детальная химико-минералогическая характеристика жильной серии Квиран дается в работе М. Д. Купарадзе (1966). Нами впервые приводятся

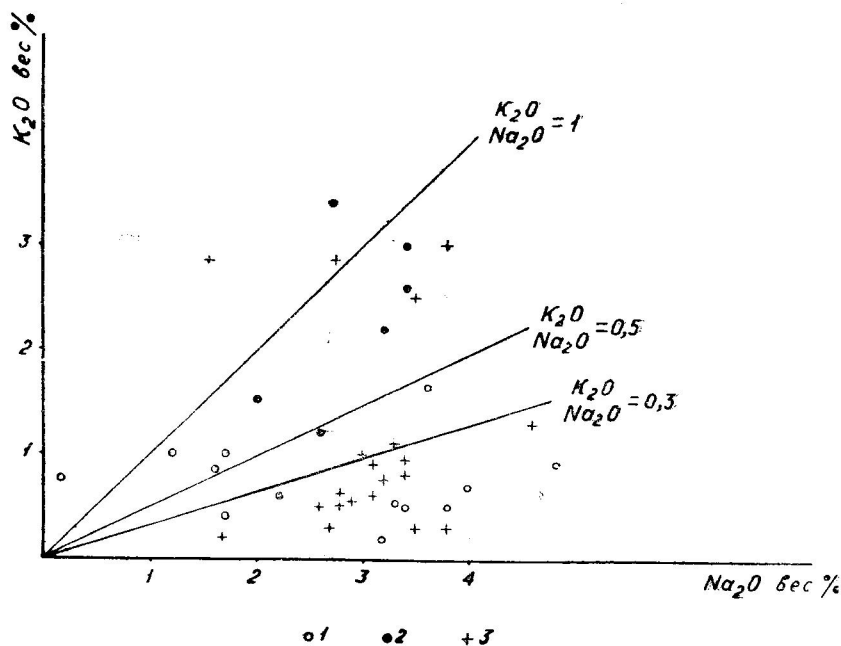


Рис. 11. Распределение калия и натрия в породах Квиранского и Арджеван-Гуджаретского интрузивов.

1—щелочноземельные породы Квиранского интрузива; 2—субщелочные породы Квиранского интрузива; 3—породы Арджеван-Гуджаретских интрузивов

химические анализы жильных пород Гуджарети и Арджевани. При сравнении роя векторов жильных и интрузивных пород наблюдается большое сходство их химизма. Фигуративные точки пород жильной серии (рис. 10) полностью совпадают с таковыми для габбровых пород. Однако здесь необходимо отметить, что некоторые жильные породы Гуджарети отличаются большой кремнекислотностью и щелочностью (черные точки в верхней части диаграммы — рис. 10).

Геологическая сопряженность, общность химизма и сходство минеральных ассоциаций исследованных интрузивных и жильных пород дает основание предположить, что они связаны с единой родоначальной магмой базальтоидного состава. Расположение же фигуративных точек жильных и интрузивных пород вдоль одной линии (близко к $K_2O/Na_2O = 0,3$)

Химический состав жильных пород

К в и р а н с к и й м а с с и в

Окислы, пес. %	№ пробы															
	65288	65198	6557	65158	65139	65255	65146	65236	6628	65194	6662	6676	6665	6672	6669	6726
SiO ₂	43,10	45,68	46,24	48,27	48,49	48,57	55,26	55,27	58,11	60,07	50,55	51,32	53,44	64,20	66,27	49,50
TiO ₂	1,15	0,82	0,85	0,75	0,65	0,80	0,49	0,60	0,37	0,42	0,62	0,65	0,65	0,40	0,30	0,88
Al ₂ O ₃	15,50	14,61	14,49	15,64	18,59	18,36	18,12	16,32	19,37	17,01	20,37	18,12	16,90	16,90	16,20	19,30
Fe ₂ O ₃	5,80	6,08	6,58	7,78	4,66	7,66	3,27	6,22	2,67	2,84	3,85	4,90	5,10	2,68	2,04	3,50
FeO	4,90	4,32	3,90	5,22	3,53	5,04	3,88	3,42	2,59	2,52	5,33	4,53	4,20	1,23	1,80	4,70
MnO	0,33	0,20	0,18	0,21	0,20	0,25	0,15	0,32	0,12	0,07	0,18	0,20	0,14	0,07	0,09	0,17
MgO	8,76	8,44	7,65	4,04	3,74	5,92	2,33	2,56	2,18	2,26	4,31	4,69	3,38	1,19	1,61	4,85
CaO	11,80	11,73	13,04	10,98	9,11	7,95	8,11	3,40	3,49	3,74	10,00	10,52	9,05	2,21	5,11	8,90
Na ₂ O	3,00	2,36	2,60	2,00	3,50	3,20	3,50	3,40	3,42	3,00	4,00	2,80	3,10	8,00	4,00	3,80
K ₂ O	2,30	1,57	2,10	0,50	2,00	0,60	1,40	1,80	2,55	2,20	0,50	0,50	1,70	8,00	1,30	0,40
P ₂ O ₅	0,33	0,48	—	0,12	—	0,20	—	0,25	0,38	0,26	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	0,07	—	сл.	—	0,20	—	0,31	0,03	—	—	—	—	—	—	—
Вагга	0,52	0,53	0,27	0,41	0,70	0,02	—	0,56	0,43	—	0,18	0,22	0,27	0,22	0,41	1,28
П. п. п.	3,86	2,99	2,11	4,57	4,50	0,90	3,24	2,70	1,52	1,54	0,22	0,48	0,70	0,78	0,85	2,84
Сумма	99,73	99,88	99,71	100,49	99,67	99,68	99,75	100,17	99,86	99,87	100,11	99,87	99,92	99,68	99,98	100,20

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому (1930)

a	9,9	7,7	8,7	5,5	10,7	8,4	10,4	10,7	11,6	11,7	10,9	7,2	9,7	19,9	10,9	9,6
c	5,5	6,1	5,1	8,6	7,3	8,8	7,8	6,2	7,5	6,0	9,3	9,8	7,8	1,2	5,5	9,2
b	34,0	32,6	33,1	25,9	25,1	24,0	14,0	16,0	13,1	10,9	19,9	21,1	18,4	6,9	7,0	19,6
s	50,6	53,6	53,1	60,0	56,9	58,8	67,8	67,1	67,8	71,4	60,8	61,9	64,1	72,0	76,5	61,6
f'	29	30	28	49	31	51	50	58	38	45	44	49	48	50	50	42
m'	43	45	39	28	26	44	30	29	29	36	38	40	32	29	40	45
c'	28	25	33	23	43	5	20	13	33	19	18	17	20	21	10	13
п	68	69	66	64	73	90	79	74	67	72	93	90	74	87	82	94
t	2,0	1,3	1,3	1,2	0,9	1,2	0,6	0,9	0,3	0,5	0,9	0,9	0,9	0,5	0,3	1,3
q	15	16	17	28	44	29	21	35	18	22	17	20	25	33	24	17
Q	-24,1	-14,3	-16,2	+0,4	-14,9	-7,0	+6,8	+6,2	+5,0	+13,4	-7,7	-0,4	+1,0	+3,0	+25,8	-15,4
a/c	1,8	1,3	1,7	0,64	1,5	0,9	1,3	1,7	1,5	1,95	1,1	0,7	1,2	16,4	2,0	1,0

Примечание. Образцы 65146, 65236, 6628, 65194—диоритовые порфириты; 65288, 65198, 6557, 65139—эссексит-порфириты; 65158, 6662—пироксеновые порфириты; 65255, 6665—роговообманковые порфириты; 6676—базальт; 6726—оливиновый базальт; 6672—роговообманковый сиенит-порфир; 6669—роговообманковый гранодиорит-порфир.

Йеллоустонского парка, а также к палеогеновым породам Аджаро-Триалетии, линия А—А) свидетельствует о их принадлежности к единой серии.

С целью сравнения на диаграмму (рис. 10) нанесены осевые линии химизма пород Зекарского интрузива (I—I и II—II, отвечающие, соответственно, типу Йеллоустонского парка, в частности породам вулкана Крандал и типу Этны и Марос-Хайвуд, по А. Н. Заварицкому,

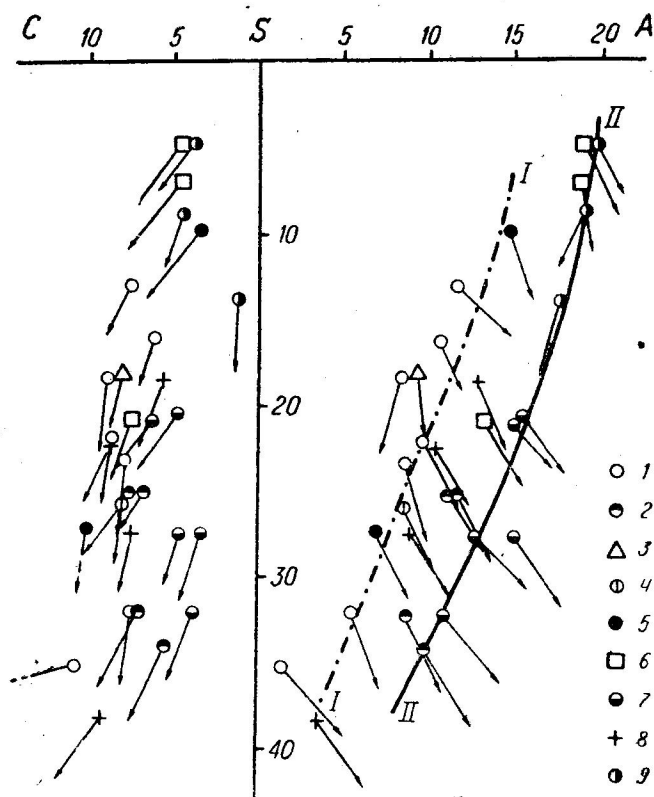


Рис. 12. Векторная диаграмма интрузивных пород Аджаро-Триалетской складчатой системы, исследованных на редкоземельные элементы.

I—I щелочноземельная серия; II—II—субщелочная серия. Интрузивы: 1—Квиранский (щелочноземельная серия); 2—Квиранский (субщелочная серия); 3—Хачковский (щелочноземельная серия); 4—Рехский (щелочноземельная серия); 5—Мерисский (щелочноземельная серия); 6—Намонастревский (субщелочная серия); 7—Зекарский интрузив (щелочноземельная серия); 8—Зекарский (субщелочная серия); 9—Вакиджварский (субщелочная серия)

1950). Как видно из диаграммы, фигуративные точки исследованных пород располагаются ближе к линии SB (на плоскости SAB), что указывает на меньшую их щелочность (низкие значения коэффициента «а») по сравнению с габбро-диоритовой серией Зекари. Как будет показано, этот эффект оказал существенное влияние на распределение и поведение редкоземельных элементов в рассматриваемых породах.

Забегая вперед, отметим, что одной из задач нашего исследования было выяснение распределения редкоземельных элементов в наиболее

представительных интрузивных породах Аджаро-Триалетии¹³. С этой целью нами построена векторная диаграмма (рис. 12), которая хорошо иллюстрирует принадлежность исследованных пород к двум петрохимически различным сериям (щелочноземельной — линия I—I и субщелочной — линия II—II).

С целью сравнения, нами дополнительно построена векторная диаграмма (рис. 13), на которую нанесены средние составы всех исследованных нами типов пород Квиранского и Арджеван-Гуджаретских интрузивов¹⁴, а также составы их аналогов по Дэли. Анализ диаграммы (рис. 13) показывает, что химические составы исследованных пород несколько отличны от составов габбро, диоритов и эссекситов по Дэли. Фигуративная точка габбро Квиран (I) заметно отклонена от соответствующего типа габбро Дэли (57-Д). Такое расположение ее указывает на более меланократовый и меньший щелочной характер Квиранского габбро; меньшая длина и менее пологий наклон вектора

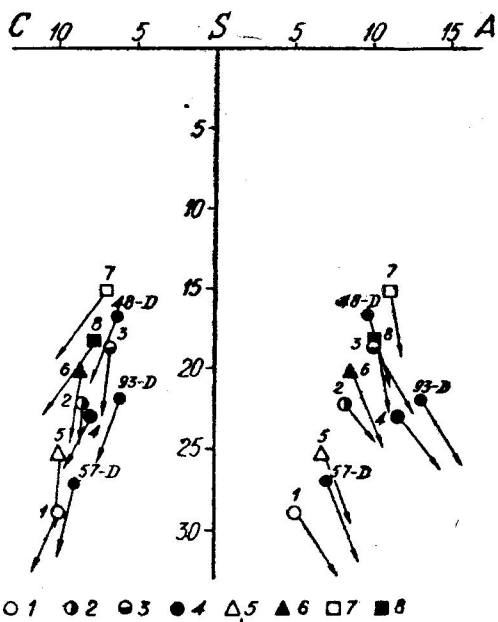


Рис. 13. Векторная диаграмма средних типов пород Квиранского и Арджеван-Гуджаретских интрузивов и средних аналогов по Дэли.

1—габбро Квиран (среднее из 7 анализов); 2—габбро-диорит Квиран (среднее из 3 анализов); 3—диорит Квиран (среднее из 4 анализов); 4—габбро-эссексит Квиран (среднее из 8 анализов); 5—габбро Арджеван-Гуджарети (среднее из 8 анализов); 6—диорит Арджеван-Гуджарети (среднее из 8 анализов); 7—сиенито-диорит Арджеван-Гуджарети (среднее из 4 анализов); 8—калишпатовое габбро Бардзонджвари; 57-Д — габбро по Дэли; 93-Д — эссексит по Дэли; 48-Д — диорит по Дэли

(I) свидетельствует о повышенной известковистости (C') и относительно низкой магнезиальности по сравнению с аналогом по Дэли (57-Д).

Минералогически этот эффект выражается в образовании известковистых породообразующих минералов (основного плагиоклаза, салит-авгита и акцессорного апатита).

¹³ Силикатные анализы пород интрузивов Мериси, Намонастревы, Вакиджвари. Закари занятованы из работ: Иваницкий и др., 1969; Закариадзе, Гельман, 1967; М. Кекелия, 1966.

¹⁴ Средние составы выведены из силикатных анализов, приведенных в таблицах 20, 21, 22.

Габбро Арджеван-Гуджаретской группы интрузивов (5) почти не отличается по щелочности от габбро до Дэли (57—Д) и характеризуется преобладанием натрия над калием (пологий наклон вектора на плоскости SAB). Последнее, как уже было отмечено, обусловлено большим распространением здесь явлений натриевого автотемасоматоза.

Рассматривая диориты (рис. 13) необходимо отметить, что они заметно отличаются друг от друга и от диорита по Дэли (48—Д). Расположение фигуративной точки 6 указывает на более меланократовый характер арджеван-гуджаретских диоритов, что обусловлено большим количеством в них роговой обманки и наличием реликтового клинопироксена по сравнению с квиранскими.

На основании рассмотрения геологических, петрографо-минералогических и петрохимических особенностей можно заключить, что породы Квиранской и Арджеван-Гуджаретской групп интрузивов образуют ассоциацию, характеризующуюся следующим рядом пород: габбро-габбро-диорит-диорит (сюда входят и менее распространенные кварцевые диориты), показывающим

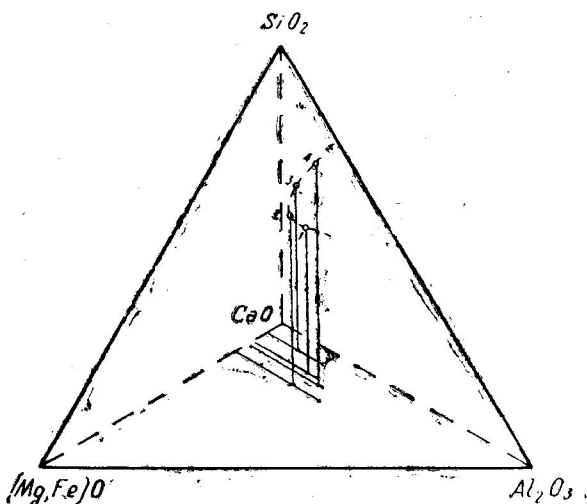


Рис. 14. Диаграмма, иллюстрирующая ход кристаллизации габбровой магмы (на примере Квиранского массива).
1—габбро (среднее из 4 анализов); 2—габбро-диорит (среднее из 2 анализов); 3—диорит (среднее из 4 анализов); 4—кварцевый диорит (среднее из 3 анализов)

аналогию с типом Йеллоустонского парка (рис. 10) и породы повышенной щелочности—габбро-эссекситы, габбро-монцониты, калишпатовые габбро—близкие к типам Этны и Марос-Хайвуд. Таким образом, здесь выделяются две самостоятельные группы пород, из которых одна соответствует известково-щелочным дифференциатам, другая же начальным членам щелочных типов пород (по А. Н. Заварицкому). Эти последние не обнаруживают отчетливых свойств известковых или щелочных пород и являются переходными. Следовательно, исследованные нами породы по петрохимическим особенностям подразделяются на щелочноземельные и субщелочные породы.

Для иллюстрации хода кристаллизации основной магмы с образованием ряда габбро—габбро-диорит — кварцевый диорит нами построена диаграмма (рис. 14)¹⁵.

Линия, соединяющая точки усредненных анализов главных типов пород Квиранского интрузива, очевидно отвечает кристаллизации котектического расплава.

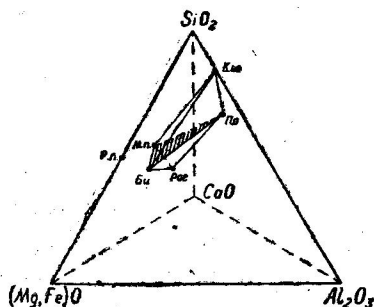


Рис. 15. Диаграмма состав-парагенезис габбро-эссекситов Квиранского интрузива. Рп.—ромбический пироксен; Мп.—моноклинный пироксен; Рог.—роговая обманка; Би—биотит; Пл—плаггиоклаз; Кш—кали-натровый полевой шпат

биотит+кали-натровый полевой шпат, с другой стороны, в пределах одного поля является, по всей вероятности, результатом изменения температуры.

Геолого-петрохимические данные позволяют сделать предположение о том, что в Квиранском интрузиве мы наблюдаем два типа дифференциации — местную (в пределах магматической камеры) и глубинную. Первая обусловила, по-видимому, образование пород щелочноземельной серии. Возникновение же субщелочных пород является результатом глубинной дифференциации габбрового расплава.

Таким образом, в процессе становления пород Квиранского интрузива, наряду с температурным фактором, в результате которого образовались более кислые разновидности пород нормального ряда, существенное значение имел и фактор щелочности (концентрация в расплаве щелочных элементов K_2O и Na_2O), обусловивший формирование пород субщелочной серии.

Изложенные данные по геологии и петрографии Квиранского интрузива показывают, что основная магма, внедрившаяся в меловые известняки и в палеогеновые флишевые отложения, в основном, оказывала на них тепловое воздействие (образуя в непосредственном контакте диоритовые порфириты).

По Дж. Кеннеди (1958), снижение температуры расплава в при контактовых частях интрузива приводит к миграции в эти его части

¹⁵ Способ построения диаграммы описан в работе Д. С. Коржинского (1957). Диаграмма иллюстрирует соотношение главных виртуальных инертных компонентов основных пород.

летучих и воды. Именно с этим, видимо, нужно связать обогащенность верхней и периферийных зон интрузива летучими, что подтверждается увеличением здесь степени аутоматоматических процессов (альбитизации, актинолитизации и др.).

Последовательность кристаллизации породообразующих минералов габбро происходила по схеме пироксен-плагиоклаз. В связи с оседанием пироксена под действием сил гравитации верхняя часть интрузива заметно обеднялась этим компонентом. Следовательно, в ходе дифференциации основной магмы, с повышенным содержанием летучих, остаточный расплав обогащается плагиоклазовой составляющей.

Можно думать, что на конечных стадиях происходила кристаллизация богатого кремнеземом, щелочами и летучими остаточного расплава, в результате которого образовывался более кислый плагиоклаз, роговая обманка и кварц.

Отдельно следует рассмотреть вопрос о формировании габбро-эссекситов. Геолого-петрографические наблюдения позволяют считать, что габбро-эссекситы связаны с более поздней интрузивной фазой.

Наиболее сложным является выяснение механизма образования субщелочной магмы из основной. Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1961), разбирая вопрос о реакции основной магмы с известняками, опираясь на классическую гипотезу Дэли, считают, что при ассимиляции известняка из нормальной базальтовой магмы, вследствие ассимиляционной дифференциации, образуются остаточные, бедные кремнеземом щелочные магмы. В связи с этим, можно полагать, что при глубинной дифференциации, в связи с ассимиляцией известняков, образовалась та порция магмы, которая дала субщелочные породы Квиранского интрузива. Как уже отмечалось в предыдущих разделах книги Арджеван-Гуджаретские интрузивные образования, в отличие от квиранских, характеризуются более однообразным составом и по химизму сравнительно близко стоят к вмещающей их вулканогенно-осадочной толще среднего эоцена. Исходя из этого, они нами рассматриваются как комапатичные с вулканогенной толщей среднего эоцена. К аналогичному выводу приходит и М. А. Кекелия в отношении Зекарского интрузива.

ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ИНТРУЗИВАХ

Распределение редкоземельных элементов в процессе кристаллизации пород

Для установления закономерности распределения редких земель при процессах кристаллизации пород необходимо выяснить особенности их поведения в минералах с определением баланса РЗЭ. В настоящее время в литературе существуют единичные данные по балансу РЗЭ. Полный баланс РЗЭ выполнен для двух гранитов (Гаври-

лов, Туранская, 1958) и одного габбро (Towell и др., 1965). Баланс суммы РЗЭ известен лишь для комагматичной серии пород Витошского плутона (Ел. Алексиев и др., 1965). Невелико число и неполных балансов, главным образом, расчетов по аксессуарным минералам из щелочных пород (Еськова и др., 1964; Герасимовский и др., 1966; Коваленко и др., 1969). При скудности данных по балансу РЗЭ большое значение приобретают определения состава и содержания РЗЭ в породообразующих и аксессуарных минералах основных пород, которым в последнее время уделяется большое внимание (Балашов, Кекелия, 1965; Haskin и др., 1966; Freg и др., 1968; Hermann и др., 1968; Schnetzler и др., 1968).

Анализ существующих данных по распределению РЗЭ в породообразующих и аксессуарных минералах приводит к двум главным выводам:

1. РЗЭ разделяются по составу и концентрации между фемическими и салическими породообразующими минералами с преимущественным накоплением средних и тяжелых РЗЭ в фемических, а легких РЗЭ — в салических минералах (Балашов, 1963).

2. Максимальное количество РЗЭ рассеивается в породообразующих минералах основных пород (до 92% от суммы РЗЭ породы). В кислых и щелочных породах доля породообразующих минералов как носителей РЗЭ резко уменьшается (до 20—40% от суммы РЗЭ породы).

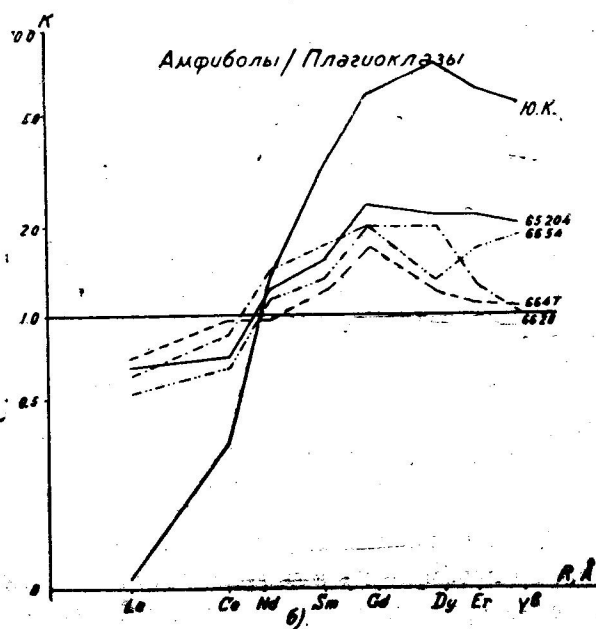
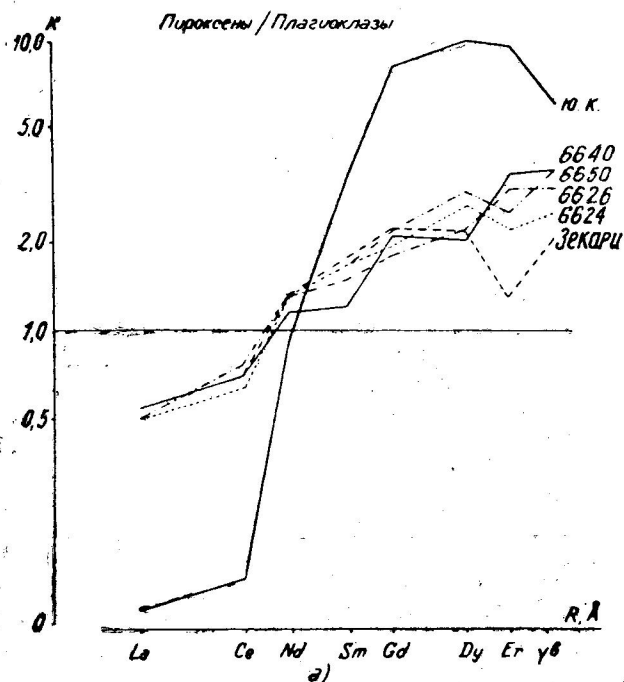
Поскольку в интрузивных и эффузивных комагматических сериях во многих случаях основные породы являются ранним продуктом кристаллизации, и, так как в породообразующих минералах габброидов рассеивается подавляющая масса РЗЭ этих пород, логично предположить, что закономерности фракционирования РЗЭ между породообразующими минералами основных пород определяют возможность изменения суммы РЗЭ и соотношения отдельных лантаноидов в остаточном расплаве, из которого кристаллизовались фациальные разновидности кислых и щелочных пород.

Для выяснения этого вопроса наиболее благоприятным из исследованных нами интрузивов является Квиранский, так как, он сформирован в продолжении двух фаз. В первой фазе возникают породы от габбро до диоритов и диоритовых порфиритов, а во второй — субщелочные габброиды (биотитовые и калишпатовые габбро-монциты) и жилы эссексит-порфирита. Благодаря этому, на примере пород Квиранского интрузива удалось не только выяснить характер фракционирования РЗЭ между фемическими и салическими минералами габброидов, но и проследить изменения состава и содержания РЗЭ в отдельных минералах основных пород и более кислых и щелочных дифференциатов.

Рассмотрим распределение РЗЭ в отдельных минералах этих пород.

В таблицах 24, 25, 26 приведены данные, полученные по балансу РЗЭ в породах обеих фаз Квиранского интрузива, а для сравнения — в габбро-диоритах Хачковского интрузива и в габбро Южно-Калифорнийского батолита (Towell и др., 1965). В результате можно заключить следующее:

1. Все темноцветные породообразующие минералы (пироксен, ро-



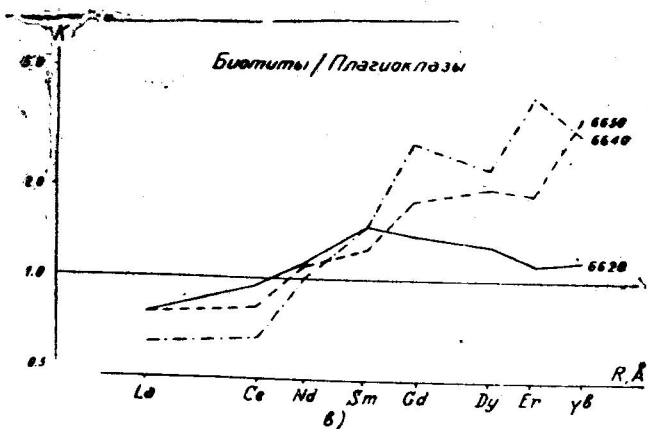


Рис. 16. Различие между темноцветными минералами и плагиоклазом габброидов по составу РЗЭ [Квиранский, Хачковский и Зекарский интрузивы; для сравнения Южно-Калифорнийский (Ю. К.) батолит]. Составы РЗЭ: пироксенов (а), роговых обманок (б) и биотитов (в), выраженные в процентах от суммы РЗЭ сравниваются с составами РЗЭ плагиоклазов по способу, описанному в работе (Балашова, и др. 1968)

говая обманка и биотит) габброидных пород по сравнению с плагиоклазами и калиевым полевым шпатом характеризуются более высокой концентрацией РЗЭ и обогащены средними и тяжелыми лантаноидами (и иттрием) (рис. 16 а, б, в), что подтверждает данные о распределении РЗЭ в породообразующих минералах ранних исследований (Towell и др., 1965; Балашов, Кекелия, 1965).

2. Вместе с тем, для обеих групп породообразующих минералов отмечаются различия в составе и концентрации РЗЭ.

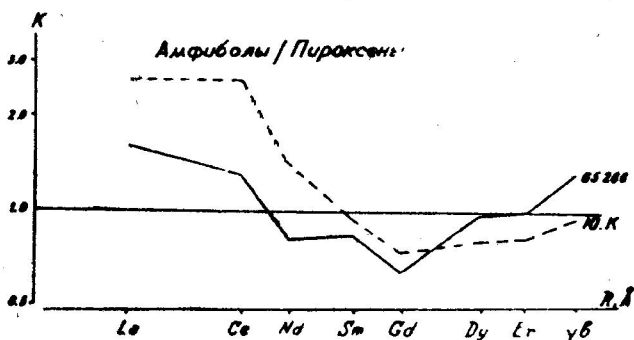


Рис. 17. Различие между амфиболами и пироксенами из эссекит-порфирита Квиран (обр. 65288) и габбро Южно-Калифорнийского батолита в составе РЗЭ

В пироксенах концентрация РЗЭ в 1,9—2,7 раза ниже, чем в сосуществующих роговых обманках, а в составе РЗЭ наблюдается относительное накопление средних лантаноидов (рис. 17). В калиевом по-

левом шпате концентрация РЗЭ в 1,7 раза ниже, чем сосуществующих с ним плагиоклазах, а в составе РЗЭ еще более резко преобладают легкие лантаноиды. Аналогичная картина в распределении РЗЭ в полевошпатовой составной части пород была установлена для лейкократовых гранитов Южно-Калифорнийского батолита (Towell и др., 1965).

Указанная разница состава в концентрации РЗЭ в породообразующих минералах, видимо, обусловлена прежде всего влиянием кристаллохимических особенностей самих минералов.

3. Чтобы оценить влияние структур минералов на распределение в них РЗЭ, рассмотрим состав и содержание РЗЭ в одноименных минералах из различных пород Квиранского интрузива.

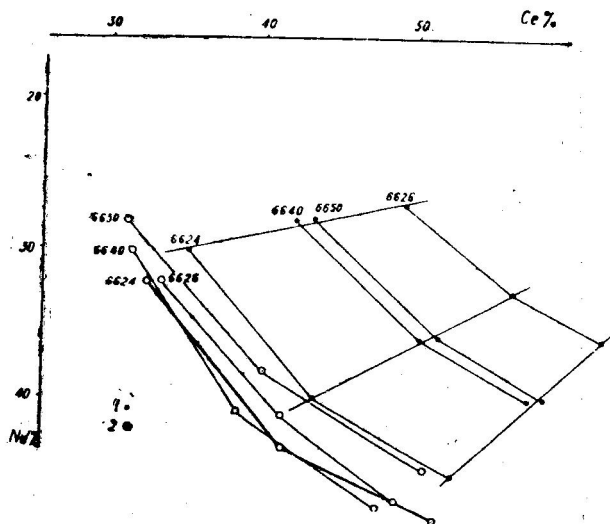


Рис. 18. Изменение состава РЗЭ в породах (1) и пироксенах (2) из этих пород

Пироксены. Концентрации РЗЭ в пироксенах из габбро и биотитового габбро близки (157 и 187 г/т, соответственно), что соответствует и близости содержания РЗЭ в самых породах (110 г/т и 145 г/т). Лишь для пироксена из габбро-монцонита отмечается увеличение суммы РЗЭ до 220 г/т. Однако и в самой породе при этом содержание РЗЭ повышено (170 г/т). В перечисленных породах пироксен является единственным или главным минералом-концентратором РЗЭ (таблицы 24, 25, 26).

В отличие от пород, состав РЗЭ в пироксенах характеризуется минимальными вариациями и в целом все пироксены обогащены тяжелыми и средними лантаноидами по отношению к самим породам (рис. 18).

Однако степень различий в составе РЗЭ пироксена и материнской породы не одинакова. Как видно из рис. 19, состав РЗЭ пироксена из нормального габбро I фазы максимально приближается к соотношению отдельных лантаноидов самой породы. Разница в составе РЗЭ между породой и пироксеном увеличивается для биотитового габбро и особенно для габбро-монцонита.

Корреляция суммы РЗЭ в пироксене и породе нарушается для пироксена из эссексит-порфирита, с которым сосуществуют и такие темновцветные, как роговая обманка и биотит.

Состав РЗЭ во всех пироксенах почти идентичный, несмотря на значительные изменения состава РЗЭ как между породами первой и

Баланс распределения редкоземельных элементов в породах I фазы Квиранского интрузива

Элемент	Г а б р о. обр. 6624																	
	Пироксен			Плагиоклаз			Порода			Роговая обманка			Плагиоклаз			Порода		
	1	2	3	1	2	3	4	5	6	1	2	3	1	2	3	4	5	6
La	14	7	63,6	5,9	2,9	26,4	90	9,9	11	16	5,8	65	7,9	4,6	59,5	130	10,4	8,0
Ce	32	16	76,2	9,2	4,6	22	98	20,6	21	34	12,3	64,7	14	8,2	48,5	108	20,5	19
Pr	7	3,5	79,5	1,2	0,6	13,6	93	4,1	4,4	7,1	2,5	57	1,9	1,1	27,2	82	3,6	4,4
Nd	32	16	84,2	4,7	2,8	14,7	99	18,8	19	31	11,2	64	7,4	4,4	28	89	15,6	17,5
Sm	9,5	4,7	88,8	1,1	0,5	9,5	98	5,2	5,3	8,5	3,1	51	1,7	1,0	20	68	4,1	6,1
Eu	1,6	0,8	66,6	0,5	0,25	21	92	1	1,2	1,5	0,5	25	1	0,6	34	60	1,1	2,1
Gd	10	5	86,2	0,95	0,5	8,5	95	5,5	5,8	10,6	3,8	57	1,2	0,7	14	67,3	4,5	6,7
Tb	1,7	0,9	90—	—	—	—	90	0,9	1,0	2	0,7	58,3	0,2	0,1	17	75	0,8	1
Dy	9,2	4,6	83,5	0,7	0,4	7,3	91	5,0	5,5	8,2	3	53,6	1	0,6	15	68	3,6	5,6
Ho	1,4	0,7	70	—	—	—	70	0,7	1	1,6	0,6	54,5	0,2	0,1	19	72,6	0,7	0,9
Er	4,8	2,4	75	0,5	0,3	9,3	85	2,7	3,2	5,5	2	77	0,7	0,4	15,4	92,3	2,4	2,6
Yb	3,8	1,9	77	0,4	0,2	7,7	81	2,1	2,6	4,6	1,7	68	0,7	0,4	16	84	2,1	2,5
Y	43	21,5	71,7	4,8	2,4	8	80	24	30	60	22	88	8,0	2,07	22	110	26,7	25
ΣРЭ	170	84	76,5	30	15	13,6	90	99	110	192	69,3	68	45	26,5	30	98	99,8	102

Элемент	Диорит, обр. 6647						Диоритовый порфирит, обр. 6628														
	Роговая обманка			Плагиоклаз			Порода			Роговая обманка			Плагиоклаз			Апатит			Порода		
	1	2	3	1	2	3	4	5	6	1	2	3	1	2	3	1	2	3	4	5	6
La	11,5	3,3	39,3	9,2	6,1	72,7	112	9,4	8,4	23	3,3	24,2	12,5	10	74	250	1,5	11,5	109,3	14,8	13,5
Ce	23	6,6	41,3	13,5	8,9	55,7	97	15,7	16	60	8,6	35,8	19	15,1	63	390	2,3	9,6	108,4	26	24
Pr	3,4	1	41,7	1,9	1,3	54,3	96	2,3	2,4	9	1,3	37,2	2,3	1,8	51,5	63	0,4	11,3	100	3,5	3,5
Nd	13,5	3,9	42	8	5,3	57	99	9,2	9,3	40	6,5	54	8,4	6,7	55	220	1,3	10,8	129,8	14,5	12
Sm	4,5	1,3	46,5	2,1	1,4	50	96,5	2,7	2,8	12	1,7	48,5	1,7	1,3	37,2	48	0,3	8,6	94,3	3,3	3,5
Eu	1,4	0,4	44,5	1,2	0,8	89	134	1,2	0,9	3	0,4	44	1,2	1	110	4,3	0,03	3,3	157,3	1,43	0,9
Gd	5	1,4	35	1,7	1,1	28	63	2,5	4	13	1,9	50	1,7	1,4	38	38	0,2	5,3	93,3	3,5	3,8
Tb	0,8	0,23	46	—	—	—	46	2,3	0,5	2,2	0,3	—	—	—	—	5,5	0,04	—	—	0,34	—
Dy	3,5	1	29,5	1,4	0,9	26,5	56	1,9	3,4	10	1,5	47	1,3	1,3	34,4	35	0,2	6,3	87,7	2,8	3,2
Ho	0,6	0,2	28,6	—	—	—	28,6	0,2	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Er	1,8	0,5	27,8	0,95	0,6	33,3	61	1,1	1,8	6	0,9	41	0,8	0,7	32	19,5	0,1	3,1	76,1	1,7	2,2
Yb	1,4	0,4	21	0,7	0,45	24	45	0,8	1,9	3,5	0,5	28	0,7	0,6	33	13	0,1	5,6	67	1,2	1,8
Y	17	4,9	27,3	10	6,6	36,7	64	11,5	18	45	6,5	31	9,1	7,3	35	210	1,3	6,2	72,2	15,1	21
ΣРЗЭ	89	25,5	36,5	51	33,5	48	84	59	70	230	33,1	35,5	60	47,8	51,5	1300	7,8	8,4	95,4	88,7	93

- Примечание: 1—содержание элемента в минерале, г/т;
 2—содержание элемента в минерале с учетом количества последнего в породе, г/т;
 3—процент элемента, приходящегося на минерал от содержания элемента в породе;
 4—концентрация элемента по сумме в минералах (% от содержания в породе);
 5—концентрация элемента по сумме в минералах (г/г);
 6—содержание элемента в породе, г/т.

второй интрузивных фаз, так и внутри субщелочных пород второй фазы (Надарейшвили, М. Кекелия, Балашов, 1969).

На рисунке 20 видно, что различие заключается лишь в относительной концентрации иттербия: пироксены из биотитовых габбро и габбро-монцитов обогащены этим элементом, а в пироксенах эссексит-порфириров отмечается его дефицит. В отличие от габбро-монцитов и биотитовых габбро в эссексит-порфирите, по-видимому, сказывается влияние сосуществующей с пироксеном роговой обманки, обогащенной

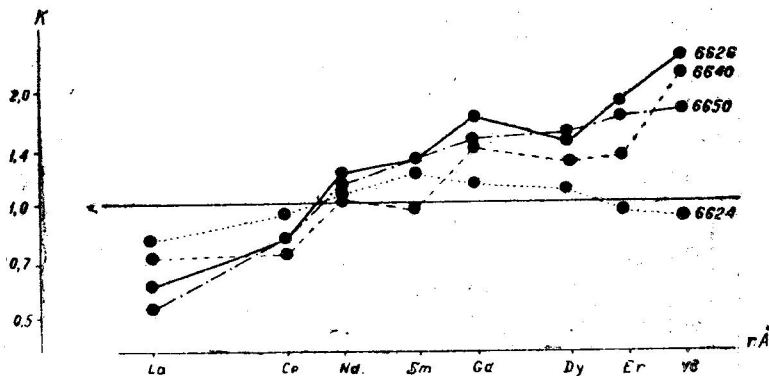


Рис. 19. Увеличение степени обогащения тяжелыми лантаноидами пироксенов по сравнению с исходными породами

тяжелыми лантаноидами. Таким образом, концентрация РЗЭ в пироксенах из пород, где он является главным темноцветным минералом-концентратором РЗЭ, прямо коррелируется с ростом содержания РЗЭ в породе. Состав РЗЭ в пироксенах подвержен гораздо меньшим колебаниям, чем состав РЗЭ самих пород.

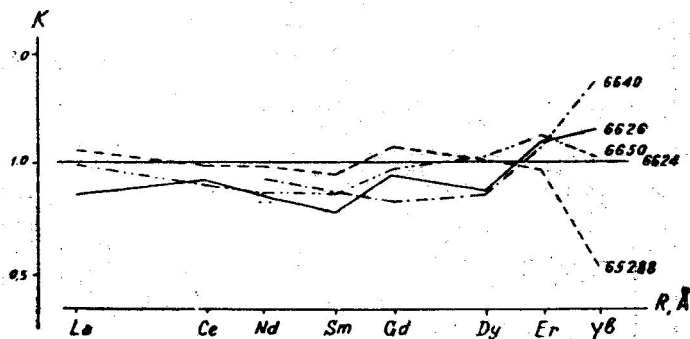


Рис. 20. Состав РЗЭ в пироксенах из пород Квиранского интрузива. Все пироксены сравниваются с пироксеном из габбро (обр. 6624).

Амфиболы. По химическому составу они отличаются несущественно. Можно лишь отметить повышенное содержание Ti и Fe^{+} в роговой обманке диоритового порфирита и небольшое обогащение щелочами роговой обманки из эссексит-порфирита.

Напомним, что все исследованные амфиболы представлены обыкновенной роговой обманкой; лишь амфибол из эссексит-порфирита близок по составу к парегаситу.

Баланс распределения редкоземельных элементов в субщелочных породах II фазы Квиранского интрузива

Элемент	Роговообманково-биотитовое габбро, обр. 6640															Биотитовое габбро, обр. 6650																																																																																																																																																																																																																																																																																				
	Пироксен					Биотит					Плагиоклаз					Порода					Пироксен					Биотит					Плагиоклаз																																																																																																																																																																																																																																																																					
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	4	5	6	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3																																																																																																																																																																																																																																																																
	12,5	4,4	24,2	6,0	0,4	2,2	14	7,2	40	68,4	12	18	12,5	3,4	22	7	1,4	10	13	6,3	41,0	25	8,8	23,2	9	0,7	2,1	22	11	32,2	57,5	20,5	34	31,5	8,5	29,3	14	2,7	9,3	26	13	45	6,8	2,4	44	3	0,2	4	5	2,6	47	95	5,2	5,5	4,6	1,2	32,4	2	0,4	10,8	3,1	1,5	40,6	24	8,4	37	8,7	0,6	2,6	13	6,5	28	58	15,5	23	28,5	7,7	40,5	9,3	1,8	10	12	6	32	6,3	2,2	34,5	3	0,2	3,1	3,3	1,7	26,5	64	4,1	6,4	8,6	2,3	48	2,4	0,5	10,5	3	1,5	31	—	—	—	2,0	1,1	48	48	1,1	2,3	1,7	0,4	36,3	—	—	—	3	0,6	12	1,3	25	8,4	3	51	4,8	0,3	5	2,3	1,2	21	77	4,5	5,9	10,5	2,8	54	3	0,6	12	1,3	25	0,2	0,1	10	0,9	0,1	10	—	—	—	20	0,2	1,1	1,6	0,4	57	0,4	0,1	14,3	—	—	—	2,5	2,8	54	2,5	0,6	12	2	1	20	7	2,5	46	4	0,3	5,5	2,5	1,3	24	75,5	4,1	5,5	10,5	2,8	54	2,5	0,6	12	2	1	20	0,1	0,05	39	—	—	—	39	0,05	1,3	2,3	0,6	71	0,4	0,1	14,3	—	—	—	2,4	0,2	5,6	1,9	1	28	89	3,2	3,6	6,3	1,7	59	1,6	0,3	11	1,3	0,7	26	5,8	5,8	2	80	1,9	0,1	4	1	0,5	20	104	2,6	2,5	4,3	1,1	55,5	1,6	0,3	16,6	0,7	0,4	22,4	46	16	45	24	1,7	4,8	11,4	5,8	16	66	23,5	36	60	16	64	16	3	10	13,6	6,6	30	157	54,8	38	70	3,5	5,1	40,4	28	145	187	50,5	44	61	12	10,3	81	40
La	12,5	4,4	24,2	6,0	0,4	2,2	14	7,2	40	68,4	12	18	12,5	3,4	22	7	1,4	10	13	6,3	41,0																																																																																																																																																																																																																																																																															
Ce	25	8,8	23,2	9	0,7	2,1	22	11	32,2	57,5	20,5	34	31,5	8,5	29,3	14	2,7	9,3	26	13	45																																																																																																																																																																																																																																																																															
Pr	6,8	2,4	44	3	0,2	4	5	2,6	47	95	5,2	5,5	4,6	1,2	32,4	2	0,4	10,8	3,1	1,5	40,6																																																																																																																																																																																																																																																																															
Nd	24	8,4	37	8,7	0,6	2,6	13	6,5	28	58	15,5	23	28,5	7,7	40,5	9,3	1,8	10	12	6	32																																																																																																																																																																																																																																																																															
Sm	6,3	2,2	34,5	3	0,2	3,1	3,3	1,7	26,5	64	4,1	6,4	8,6	2,3	48	2,4	0,5	10,5	3	1,5	31																																																																																																																																																																																																																																																																															
Eu	—	—	—	—	—	—	2,0	1,1	48	48	1,1	2,3	1,7	0,4	36,3	—	—	—	1,3	0,6	54,5																																																																																																																																																																																																																																																																															
Gd	8,4	3	51	4,8	0,3	5	2,3	1,2	21	77	4,5	5,9	10,5	2,8	54	3	0,6	12	1,3	25																																																																																																																																																																																																																																																																																
Tb	0,2	0,1	10	0,9	0,1	10	—	—	—	20	0,2	1,1	1,6	0,4	57	0,4	0,1	14,3	—	—	—																																																																																																																																																																																																																																																																															
Dy	7	2,5	46	4	0,3	5,5	2,5	1,3	24	75,5	4,1	5,5	10,5	2,8	54	2,5	0,6	12	2	1	20																																																																																																																																																																																																																																																																															
Ho	0,1	0,05	39	—	—	—	—	—	—	39	0,05	1,3	2,3	0,6	71	0,4	0,1	14,3	—	—	—																																																																																																																																																																																																																																																																															
Er	5,8	2	55	2,4	0,2	5,6	1,9	1	28	89	3,2	3,6	6,3	1,7	59	1,6	0,3	11	1,3	0,7	26																																																																																																																																																																																																																																																																															
Yb	5,8	2	80	1,9	0,1	4	1	0,5	20	104	2,6	2,5	4,3	1,1	55,5	1,6	0,3	16,6	0,7	0,4	22,4																																																																																																																																																																																																																																																																															
Y	46	16	45	24	1,7	4,8	11,4	5,8	16	66	23,5	36	60	16	64	16	3	10	13,6	6,6	30																																																																																																																																																																																																																																																																															
ΣРЭЭ	157	54,8	38	70	3,5	5,1	80	40,4	28	70	100,3	145	187	50,5	44	61	12	10,3	81	40	36,1																																																																																																																																																																																																																																																																															

Продолжение

Элемент	Биогитовое габбро, обр. 6650						Габбро-монцонит, обр. 6626														
	Апатит			Порода			Пироксен		Биогит		Плагиоклаз		Кальевый полевой шпат		Порода						
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	1	2	3	1	2	3	4	5	6			
La	690	1,6	10	83	12,7	15,5	18	6	25	77	0,8	3	21,5	10	40	16	2	8	71	19	277
Ce	1150	2,3	8	91,6	26,5	29	42	13	28	15,5	1,6	4	33	15	32	24	3	7	68	33	49
Pr	174	0,3	8,1	92	3,4	3,7	8	2,5	39	2,4	0,3	5	4,7	2,3	38	2,4	0,3	5	83	5,4	6,5
Nd	697	1,4	7,5	90	16,9	19	37	12	52	11	1,1	5	17,5	8	35	8	1	4,5	82	22	27
Sm	167	0,3	6,8	95,8	4,6	4,8	10	3,1	47	2,9	0,3	4,5	4	1,8	28	2	0,3	4,5	84	5,5	6,8
Eu	28	0,06	5,5	97,3	1,1	1,1	2	0,6	35	—	—	—	1,6	0,9	53	1,6	0,2	11,8	100	1,7	1,7
Gd	146	0,3	6,0	97	5	5,2	10	3,1	55	3,6	0,4	7	3,7	1,7	30	1,7	0,2	4	96	5,4	5,7
Tb	21	0,04	6	77,3	0,6	0,7	1,5	0,5	42	0,5	0,05	4	0,7	0,3	25	—	—	—	64	0,9	1,4
Dy	119	0,2	4	90	4,6	5,2	9,5	3	60	3	0,3	6	2,5	1,1	22	1,6	0,2	4	89	4,6	5,2
Ho	17,5	0,03	4,3	100	0,7	0,7	2	0,6	114	—	—	—	0,6	0,2	28	—	—	—	130	0,8	0,6
Er	63	0,1	4	103	2,8	2,7	7	2,2	69	2	0,2	6,2	1,4	0,7	22	0,8	0,1	3,2	92	3,2	3,5
Yb	49	0,1	5,5	105	1,9	1,8	6	1,8	85	2	0,2	4,6	1,2	0,5	23	0,5	0,04	1,8	100	2,5	2,5
Y	760	1,5	5	109	7,1	25	62	19	60	19	1,9	6	17,5	8	25	7	1	3	86	30	35
ΣРЗЭ	4200	8,4	7,3	97,7	111	115	220	67	40	70	7	3,7	107	50	30	64	7,7	4,6	79	132	170

Эссексит-порфирит, обр. 65288

Элемент	Пироксен			Роговая обманка			Бнотит			Плагиоклаз+кальцит			Магнетит			Апатит			Порода				
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	4	5	6		
																						1	2
Le	5,3	2,2	14	24	28,5	22,1	13,5	10,5	2,4	15,5	0,6	15	15,5	200	1	6,5	92	14,3	15,5				
Ce	11	4,5	17	40	22,5	1,7	6,5	21	4,8	18,5	13	0,5	1,9	400	2	7,7	90	23,5	26				
Pr	2,1	0,9	21,5	4,4	1,1	1	24	2,5	0,6	14	2,4	0,1	2,3	50	0,3	7,2	95	4	4,2				
Nd	11	4,5	26,5	26	6,4	38	21	10	2,3	13,5	16	0,4	2,3	220	1,1	6	107	18,3	17				
Sm	3,1	1,3	29	8	2	45	0,6	13	—	—	1	0,04	0,9	56	0,3	7	94	4,2	4,5				
Eu	0,2	0,1	9	1,7	0,5	45	—	—	—	—	—	—	—	8	0,04	4	58	0,7	1,1				
Gd	3,9	1,6	32	7,1	1,7	34	0,6	12	—	—	—	—	—	58	0,3	6	84	4,2	5				
Tb	0,6	0,3	30	1,3	0,3	30	—	—	—	—	—	—	—	8,6	0,04	4	70	0,7	1				
Dy	3,3	1,3	31	6,1	1,5	36	0,5	12	—	—	—	—	—	35	0,2	4,8	84	3,5	4,2				
Ho	—	—	—	1,2	0,3	34	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	34	0,3	0,9				
Er	1,6	0,7	32	3,4	0,9	41	0,2	9	—	—	—	—	—	22	0,1	4,5	87	1,9	2,2				
Yb	0,7	0,3	16	3,5	0,9	48	0,1	5,3	—	—	—	—	—	11	0,05	2,7	74	1,4	1,9				
Y	16,5	6,7	32	34	8,4	40	1,5	7,2	—	—	—	—	—	220	1,1	5,3	85	17,7	21				
ΣРЭЭ	60	24,5	24	162	40	38	13	12,5	14	13,3	50	4,8	4,6	1300	6,5	6,2	98,6	102,8	105				

Примечание: 1—содержание элемента в минерале, г/т;

2—содержание элемента в минерале с учетом его количества в породе, г/т;

3—процент элемента, приходящегося на минерал от содержания элемента в породе;

4—концентрация элемента по сумме в минералах (% от содержания в породе);

5—концентрация элемента по сумме в минералах, г/т;

6—содержание элемента в породе, г/т.

Изменения концентраций РЗЭ в роговых обманках (89 г/т 230 г/т) из пород I фазы Квиранского интрузива весьма значительны, но прямо коррелируются с содержанием РЗЭ в породах. Исключение составляет лишь паргасит из эссексит-порфирита II фазы, который характеризуется сложным парагенезисом темноцветных минералов.

Изменение РЗЭ роговых обманок носит направленный характер. Роговая обманка из роговообманкового габбро I фазы по сравнению с роговыми обманками диоритов и диоритовых порфиритов I фазы и, особенно, эссексит-порфиритов II фазы обогащена более тяжелыми лантаноидами (рис. 21), что соответствует изменению состава РЗЭ в самих породах.

Биотиты в Квиранском интрузиве присутствуют лишь в субщелочных породах II фазы.

Как было показано, биотиты (обр. 6640, 6650, 6626) отвечают составу флогопит-аннитовых биотитов, тогда как биотит (обр. 65288) близок к ряду истонит-сидерофиллит.

В биотитовых габбро и габбро-монцонитах концентрация РЗЭ в биотитах ниже (60 г/т и 70 г/т), чем в сосуществующих пироксенах. Биотит из эссексит-порфирита, наоборот, отличается мак-

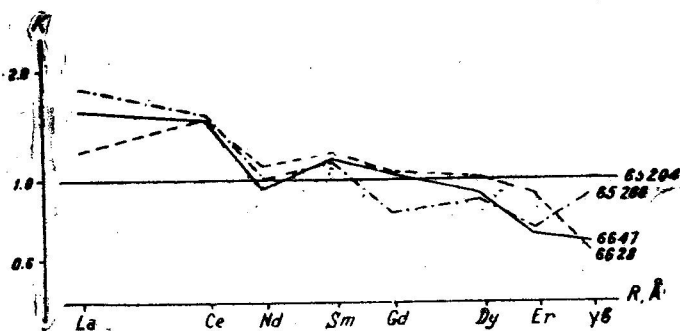


Рис. 21. Изменение состава РЗЭ роговых обманок диорита (обр. 6647), диоритового порфирита (обр. 6628) и эссексит-порфирита (обр. 65288) по отношению к роговой обманке габбро I фазы (обр. 65204) Квиранского интрузива

симальным содержанием РЗЭ. Для соотношения РЗЭ в биотитах характерны довольно резкие, но не систематические колебания. Корреляция содержания и состава РЗЭ с распределением РЗЭ в породах отсутствует. По-видимому, содержание и состав РЗЭ в биотите существенно зависят от условий его образования (время выделения, парагенезис и т. п.). Так, например, в лейкократовом граните Южно-Калифорнийского батолита (Towell и др., 1965), при отсутствии других темноцветных породообразующих минералов, содержание РЗЭ в биотите достигает 1500 г/т, в 9 раз превышая содержание РЗЭ в самой породе.

Сопоставление распределения РЗЭ в трех темноцветных минералах из пород Квиранского интрузива показывает, что минимальные вариации состава РЗЭ типичны для пироксенов. Более резкие изменения, но направленного характера, отмечаются для роговых обманок, и максимальные несистематические колебания в составе РЗЭ обнаруживают биотиты. Кроме того, изменение концентрации РЗЭ в пироксенах и роговых обманках обнаруживает корреляцию с изменением концентрации в самих породах; для биотитов эта корреляция отсутствует.

Баланс распределения редкоземельных элементов в породах Хачковского интрузива (Грузия) и Южно-Калифорнийского батолита

Элемент	Габбро-диорит, обр. 6654—Хачков						Габбро—Южно-Калифорнийский батолит																	
	Плагиоклаз			Роговая обманка			Порода			Плагиоклаз			Роговая обманка			Авгит			Апатит			Порода		
	1	2	3	1	2	3	4	5	6	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	4	5	6
	15	24	3,5	11	2,7	2,0	3,0	—	1,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
La	8,8	15	53	8,2	3,3	20	73	12,1	16,7	2,3	1,4	34	2,4	0,4	10	0,4	0,03	0,8	392	1,2	30	75	3,0	4,0
Ce	14,1	24	48	16,3	6,5	22	70	20,6	29,5	3,6	2,2	15	11,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14,5
Pr	2,1	3,5	40	3,1	1,3	25	65	3,4	5,3	—	0,3	11	—	—	—	—	—	—	172	0,5	22,4	—	—	2,2
Nd	6,5	11	34	13	5,2	28	62	11,7	19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	534	1,6	24	—	—	7,7
Sm	1,6	2,7	30	4,0	1,6	30	60	3,2	5,8	0,3	0,2	9,0	9,0	1,5	68	4,4	0,3	13,5	97,4	0,8	13,5	104	2,3	2,2
Eu	1,1	2,0	1,1	—	—	—	100	1,1	1,1	0,8	0,5	145,5	2,1	0,4	36,2	0,9	0,07	5,4	17,3	0,05	4,6	92,7	1,0	1,1
Gd	1,8	3,0	27	6,5	2,6	38	65	4,4	6,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Tb	—	—	—	—	—	—	—	—	1,1	—	—	—	4,0	1,8	60	1,3	0,09	28	12,5	0,04	8	100	0,5	0,5
Dy	1,5	2,5	30	3,4	1,4	28	58	2,9	5,1	0,2	0,1	3,6	13,1	2	72	7,9	0,5	17,2	66,5	0,2	7,2	100	2,8	2,8
Ho	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	0,03	5,0	2,5	0,4	66,6	1,5	0,1	21,7	13,5	0,04	6,7	100	0,6	0,6
Er	1,1	1,8	42	3,3	1,3	50	92	2,4	2,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	1,00	1,7	52	3,3	1,3	68	120	2,3	1,9	0,15	0,1	5,9	7,8	1,3	77	4	0,3	17,6	19,9	0,06	3,5	104	1,8	1,7
Y	12,3	21	43	32,5	13	46	89	25,3	28,5	1,1	0,7	4,5	73,1	11,4	74	44,4	2,5	16	327	1	6,5	101	15,6	15,5
ΣPЭ	52,1	89	42	95	38	31	73	90,1	125	10,5	6,2	11,7	163	28	52,8	86	5,9	11,1	2873	86,2	16,2	91,8	48,7	53

Примечание: 1—содержание элемента в минерале, г/т;

2—содержание элемента в минерале с учетом его количества в породе, г/т;

3—процент элемента, приходящегося на минерал, от содержания элемента в породе;

4—концентрация элемента по сумме минералов (% от содержания в породе);

5—концентрация элементов по сумме минералов, г/т;

6—содержание элемента в породе, г/т.

Таким образом, совокупность данных по составу и содержанию РЗЭ в темноцветных минералах позволяет заключить, что в ряду пироксен — роговая обманка — биотит влияние кристаллохимических особенностей минералов на распределение РЗЭ в них постепенно уменьшается, и решающее значение приобретают условия кристаллизации. При этом специфика кристаллохимических свойств прежде всего определяет состав РЗЭ и менее сказывается на содержании лантаноидов.

Плагиноклазы. В основных породах обеих фаз Квиранского интрузива состав плагиноклазов колеблется в пределах № 64—75. Концентрация РЗЭ в плагиноклазах значительно варьирует (30 г/т — 107 г/т), возрастая от пород первой фазы ко второй. Плагиноклазы наиболее кислого дифференциата первой интрузивной фазы содержат максималь-

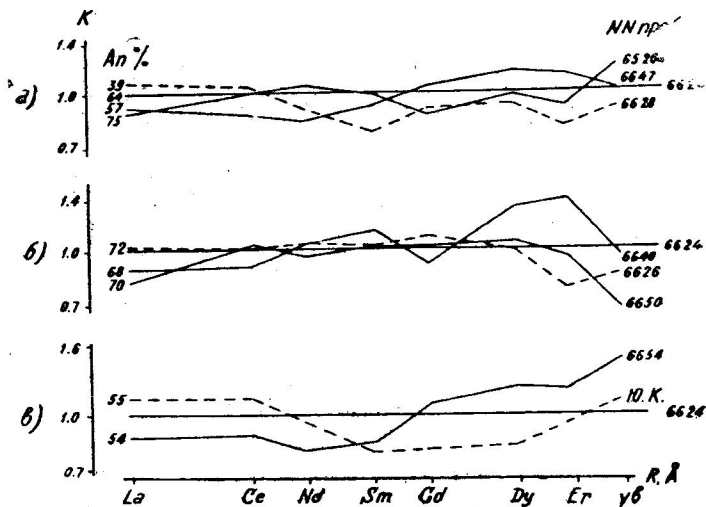


Рис. 22. Изменение состава РЗЭ в плагиноклазах из пород I (а) и II (б) фаз Квиранского интрузива, из габбро-диоритов Хачковского интрузива (обр. 6654) и габбро Южно-Калифорнийского батолита (в), по сравнению с плагиноклазом нормального габбро (обр. 6624)

ные, по сравнению с габбро, концентрации РЗЭ. В породах этой фазы корреляция в содержании РЗЭ между плагиноклазом и самой породой не отмечается. Плагиноклаз габбро-монцонита второй фазы максимально обогащен суммой РЗЭ в соответствии с содержанием РЗЭ в самой породе.

Состав РЗЭ в плагиноклазах варьирует незначительно. Легкими РЗЭ обогащены плагиноклазы из диоритового порфирита и габбро-монцонита (рис. 22), что согласуется с накоплением в этих породах легких РЗЭ.

Таким образом, в целом для пород Квиранского интрузива содержание суммы РЗЭ в плагиноклазе не коррелируется с содержанием РЗЭ в самих породах. Наиболее общей тенденцией является увеличение концентрации РЗЭ и обогащение легкими лантаноидами плагиноклазов наиболее кислых и щелочных дифференциатов по отношению к плагиноклазу нормального габбро. Как и в случае темноцветных минералов, на состав РЗЭ плагиноклазов влияет присутствие других лейкократовых минералов. Так, например, при значительном содержании калиевого полевого шпата в породе состав РЗЭ плагиноклаза может существенно отклониться в сторону накопления более тяжелых РЗЭ; вследствие это-

го плагиоклаз из пород более ранних фаз будет иметь состав РЗЭ, обогащенный более легкими лантаноидами, чем плагиоклаз, находящийся в парагенезисе с калиевым полевым шпатом. Подобная картина наблюдается и для плагиоклазов из пород Южно-Калифорнийского батолита (Towell и др., 1965).

Из диаграммы (рис. 23 а, б) следует, что в Квиранском массиве при переходе от пород I интрузивной фазы к породам II фазы изменя-

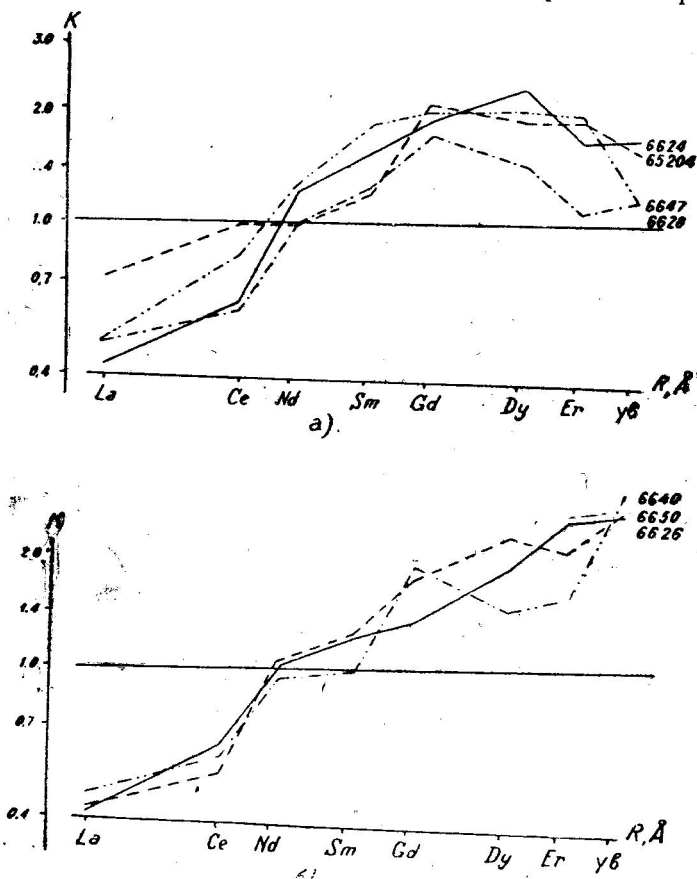


Рис. 23. Различия в степени разделения РЗЭ между пироксенами и амфиболами по сравнению с плагиоклазом в породах I (а) и II (б) фазы Квиранского интрузива

ется как характер фракционирования РЗЭ между темноцветными минералами и плагиоклазом, так и степень разделения отдельных лантаноидов. Если пироксены и амфиболы из пород I интрузивной фазы по сравнению с сосуществующими плагиоклазами обогащены преимущественно средними лантаноидами (Sm—Dy, реже Er), то пироксены второй фазы — иттербием, причем степень его накопления превышает обогащение другими лантаноидами темноцветных минералов пород I фазы.

Наконец, следует обратить внимание на различие в степени разделения лантаноидов между темноцветными минералами и плагиоклазами в габброидах Квиранского и Хачковского интрузивов, с одной стороны, и габбро Южно-Калифорнийского батолита — с другой (рис. 16 а, б). Из рисунка 22 видно, что составы РЗЭ плагиоклазов из габ-

бро и габбро-диорита рассматриваемых интрузивов довольно близки; следовательно, различие в степени фракционирования РЗЭ пород в целом обусловлено главным образом изменением состава лантаноидов темноцветных минералов. Можно предположить, что причиной последнего являются различия условий формирования интрузивов. Для небольших интрузивных тел, которыми представлены основные породы Аджаро-Триалетии, условия кристаллизации отвечают гипабиссальным, в то время как для Южно-Калифорнийского батолита вероятны большие глубины формирования.

Сопоставляя и анализируя картину распределения РЗЭ во всех породообразующих минералах Квиранского интрузива, можно заключить, что изменение состава РЗЭ в них менее контрастно, чем вариации суммы РЗЭ. При этом изменение состава РЗЭ плагиоклазов аналогично наблюдаемому в роговых обманках. Характер изменения концентрации РЗЭ плагиоклазов не имеет аналогов среди темноцветных минералов. Эта особенность, по нашему мнению, имеет принципиальное значение. Действительно, содержание РЗЭ в пироксенах и амфиболах пропорционально содержанию РЗЭ в исходных породах, т. е. величине, в известной мере, случайной, слагающейся из концентраций РЗЭ породообразующих и акцессорных минералов. Для плагиоклазов подобная корреляция отсутствует. Напомним, что концентрация РЗЭ в плагиоклазах в несколько раз ниже, чем в обоих темноцветных минералах. Логично допустить, что благодаря низкой изоморфной емкости плагиоклазов в отношении РЗЭ, они являются единственными породообразующими минералами, которые насыщены РЗЭ (по содержанию РЗЭ плагиоклазы находились в равновесии с расплавом). Иначе говоря, закономерное накопление РЗЭ в плагиоклазах от основных к более кислым и щелочным породам контролировалось изменением концентрации (активности) РЗЭ в расплаве. Напротив, для темноцветных минералов концентрации РЗЭ в расплаве была недостаточной для их насыщения РЗЭ, при их более высокой изоморфной емкости. Поэтому можно считать, что характер распределения суммы РЗЭ в темноцветных минералах Квиранского интрузива скорее отражает специфику условий кристаллизации именно этого интрузива, в то время как эволюция в распределении РЗЭ в плагиоклазах указывает на направление изменений концентрации и состава РЗЭ в расплаве в ходе кристаллизационной дифференциации.

Любая попытка оценить влияние кристаллизации породообразующих и акцессорных минералов на изменение состава и концентрации РЗЭ остаточного расплава должна учитывать порядок кристаллизации минералов.

Как это было показано нами, в габбро Квиранского интрузива наблюдается более раннее по сравнению с плагиоклазом, выделение пироксена, а в габбро-диоритах и диоритах происходит почти одновременное выделение амфибола и плагиоклаза. В плагиоклазе концентрация РЗЭ в 4—7 раз ниже, чем в темноцветных минералах и поэтому подавляющая масса РЗЭ (68—76,5%, табл. 24, 25, 26) в основных породах связана с пироксеном или роговой обманкой, а на плагиоклазы приходится 13—30% от суммы РЗЭ породы. В темноцветных минералах концентрируются преимущественно средние и тяжелые лантаноиды, в плагиоклазах — легкие. Отсюда очевидно, что нормальное габбро (в котором основная доля РЗЭ приходится на пироксен) должно быть относительно обогащено преимущественно средними и тяжелыми РЗЭ, в то время как остаточный расплав неизбежно обогащается легкими

лантаноидами. Накопление легких РЗЭ в плагиоклазах и амфиболах из более кислых и щелочных пород (поздних дифференциатов) подтверждает справедливость сделанного предположения.

Мы уже отмечали, что содержание РЗЭ в пироксенах, роговых обманках и плагиоклазах возрастает для более кислых и щелочных пород. Это служит косвенным доказательством того, что активность лантаноидов в остаточном расплаве увеличивается. Об этом свидетельствует и возрастание (по сравнению с породами I фазы) концентрации РЗЭ в породах II фазы Квиранского интрузива.

Таким образом, накопление средних и тяжелых РЗЭ в темноцветных минералах из габбро обуславливает появление избытка легких РЗЭ и увеличение суммы РЗЭ в остаточном расплаве. Это позволяет объяснить особенности распределения РЗЭ в поздних дифференциатах Квиранского массива.

Состав РЗЭ в кислых дифференциатах I фазы и в субщелочных габброидах II фазы, видимо, определяется следующими факторами:

1) соотношением количеств темноцветных и светлоокрашенных минералов;

2) обогащением легкими лантаноидами амфиболов и плагиоклазов при постоянстве состава РЗЭ пироксенов;

3) появлением акцессорного апатита, концентрирующего избыточное количество легких РЗЭ остаточного расплава, ибо состав РЗЭ апатитов близок к составу РЗЭ плагиоклазов (рис. 24).

Таким образом, очевидно, что в поздних дифференциатах по сравнению с габбро происходит изменение баланса РЗЭ. Если на породообразующие минералы габбро приходится 90—98% от суммы РЗЭ породы, то в диоритах и диоритовых порфиритах 84—87%, а в субщелочных габбро — 70—90% (табл. 24, 25). Аналогичная картина была уста-

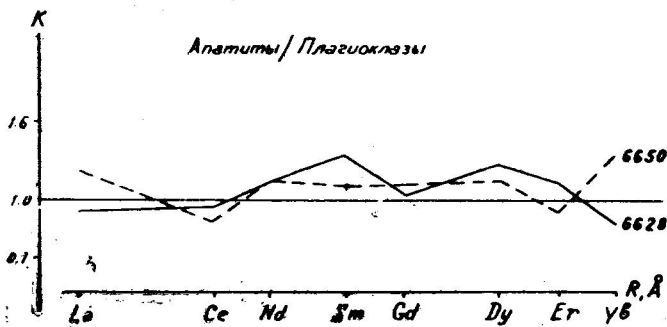


Рис. 24. Сходство состава РЗЭ апатитов и плагиоклазов из диоритового порфирита (обр. 6628) и биотитового габбро (обр. 6650) Квиранского интрузива

новлена для Витошского плутона в Болгарии (Алексиев и др., 1965). Отметим, что кроме апатита — главного концентратора избытка РЗЭ остаточного расплава — небольшое количество РЗЭ накапливает и акцессорный магнетит (табл. 25).

Из балансов РЗЭ (табл. 24, 25) вполне очевидно, что содержание РЗЭ в поздних дифференциатах Квиранского интрузива контролируется соотношением фемических, салических и акцессорных минералов и концентрации РЗЭ в них. Так как концентрация РЗЭ в плагиоклазах значительно ниже, чем в темноцветных минералах и в апатите, то в породах, существенно обогащенных плагиоклазами, при незначи-

Элемент	Породы субщелочной серии											
	65288	6650	31	283	6640	335	328	6626	68	13	53	11
ΣP_{33}	105	115	130	140	145	160	160	170	180	190	200	230
ΣCe	1,8	1,7	4,2	6	1,6	6,6	2,3	2,5	3,7	7	3,5	3,2
ΣY	15,5	15,5	24,4	38,2	18	37,4	26	27	50	40,8	36	40
La	26	29	46,8	57,3	31	59,4	47	49	55	74,8	71	76
Ce	4,2	3,7	7,8	4,1	5,5	9,3	6,3	6,5	7,8	9,9	7,2	9,6
Pr	17	19	19,5	21,2	23	25,8	25	27	24	34	34	40
Nd	4,5	4,8	5,9	3,6	6,4	5,4	7,1	6,8	4,5	6,5	6,1	10,4
Sm	1,1	1,1	—	—	2,3	—	1,8	1,7	2,3	—	1,6	—
Eu	5,0	5,2	4,1	2,8	5,9	4,1	5,1	5,7	6,2	4,1	6,5	12
Gd	1,0	0,7	—	—	1,1	—	1,2	1,4	—	—	1,3	—
Tb	4,2	5,2	3,3	2,1	5,5	2,5	4,8	5,2	4,0	2,4	4,7	7,2
Dy	0,9	0,7	—	—	1,3	—	0,5	0,6	—	—	—	—
Ho	2,2	2,7	1,4	0,7	3,6	1,0	2,6	3,5	2,9	1,4	3,4	2,8
Er	1,9	1,8	1,0	0,4	2,5	0,4	1,3	2,2	1,8	1,0	2,7	1,2
Yb	0,3	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Lu	21	25	13,7	6,4	36	6,4	32	35	22	13,6	25	28
Y												

Примечание: Образцы № 65205, 6647, 65216, 65221, 6628, 65204, 6624, 44, 65236, 65288, 6650, 6640, 6626—из Квиранского; № 6651, 6654 из Хачковского; № 6732—из Кабурского; 6661, 6666—из Рехского; № 328—из Бардонджварского; № 63, 68—из Вакиджварского; № 10, 6, 91, 23, 8, 28—из Мерисского; № 31, 283, 335, 13, 11—из Намонастревского интрузивов.

тельном количестве апатита, какими являются диориты и диоритовые порфириты, среднее содержание РЗЭ более низкое, чем в габбро. Данный пример не представляет собой исключения. Аналогичная картина наблюдается в сложных габброидных интрузивах других регионов (Балашов, 1970, Haskin, Haskin, 1968).

Таким образом, если в щелочноземельных породах I интрузивной фазы Квиранского массива концентрация и состав лантаноидов в основном контролируется соотношением (которое изменяется в широких пределах) темноцветных и светлоокрашенных минералов, то в субщелочных породах II фазы, где соотношение темноцветных и светлоокрашенных минералов такое же, как в габбро I фазы, изменение состава и содержание РЗЭ вызвано различием состава и содержания РЗЭ в самих минералах. Последнее, по-видимому, обусловлено изменением щелочности среды минералообразования.

Факторы дифференциации РЗЭ в интрузивных породах Аджаро-Триалетской складчатой системы

Полученные данные по содержанию РЗЭ в породах изученных интрузивов приведены в таблице 27. Как видно из таблицы, содержание Σ РЗЭ в породах, слагающих разные интрузивы, колеблется в широких пределах от 40 г/т до 230 г/т; закономерно меняется и соотношение Σ Се/ Σ Y¹⁶ (Σ Се/ Σ Y колеблется от 0,7 до 7).

По содержанию и составу РЗЭ исследованные породы разделились на две группы, в соответствии с петрохимическим разделением пород.

В породах щелочноземельной серии содержание РЗЭ колеблется в более широких пределах (от 40 г/т до 180 г/т), чем в субщелочной (от 105 г/т до 230 г/т). В это же время степень фракционирования РЗЭ является более высокой в субщелочных породах, на что указывает более широкое изменение величины отношения Σ Се/ Σ Y (от 1,6 до 7) в последних, по сравнению с щелочноземельными (от 0,7 до 2). Следовательно, решающую роль в фракционировании РЗЭ играет щелочность пород, тогда как кремнекислотность больше влияет на изменение абсолютных содержаний каждого редкоземельного элемента. Такой характер распределения РЗЭ наблюдается и в породах Зекарского интрузива (Балашов, Кекелия, 1965). В целом все интрузивные породы Аджаро-Триалетии имеют цериевый состав, а Σ Се/ Σ Y в среднем равняется двум, что характерно для пород с некоторой повышенной щелочностью.

Породы, слагающие эти интрузивы, в общем характеризуются следующим соотношением элементов в цериевой и иттриевой группах: Ce>La>Nd>Sm>Pr и Y \gg Gd>Dy>Er>Yb.

¹⁶ В работе при расчете относительного состава РЗЭ в Σ Се принято включать элементы от лантана до европия, а в Σ Y — остальные и иттрий.

Особо следует отметить поведение лантана, соотношение которого с другими редкоземельными элементами меняется в зависимости от степени щелочности пород. Лантан как сильное основание легко реагирует на изменение щелочности среды, поэтому в породах более низкой концентрации калия и натрия роль лантана понижается, и мы видим уже иное соотношение в щелочноземельных породах $Ce > Nd > La$, чем в субщелочных, где всегда $Ce > La > Nd$. В этой связи показательными являются так называемые лантановые графики. Выбор лантана в качестве элемента-стандарта для исследованных интрузивных пород позволил увидеть возрастание его роли вместе с церием и празеодимом в формировании состава РЗЭ субщелочных пород. Это объясняется некоторым отличием химических свойств лантана от остальных лантаноидов,

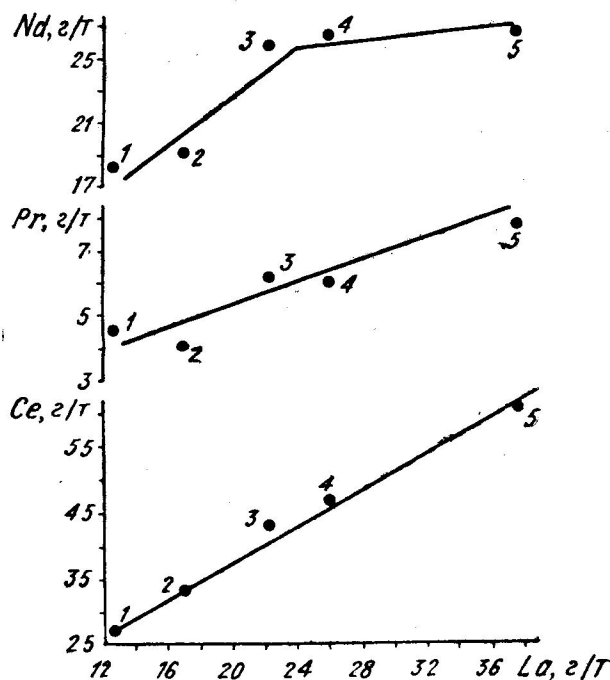


Рис. 25. График относительной концентрации церия, празеодима, неодима в интрузивных породах Аджаро-Триалетии в зависимости от концентрации лантана („лантановый график“).

1—габбро; 2—габбро-диориты и диориты; 3—сиенито-диориты; 4—щелочные габброиды; 5—биотитовые сиениты

дов, зависящих непосредственно от щелочности среды (например, наибольшая основность лантана среди других трехвалентных редкоземельных элементов и наименьшая устойчивость его комплексных соединений).

С увеличением содержания лантана в ряду габбро—габбро-диориты—диориты—сиенито-диориты—щелочные габброиды—биотитовые сиениты увеличивается содержание церия, празеодима и неодима. Тут так же, как в отдельных интрузивах, наиболее четкую корреляцию лантан обнаруживает с церием и празеодимом и менее четкую — с неодимом (рис. 25).

Принимая во внимание тот факт, что интрузивные породы Аджаро-Триалетии характеризуются цериевым составом, интересно выявить

корреляцию лантана с другими РЗЭ цериевой группы, так как последняя играет решающую роль в определении характера распределения РЗЭ в целом¹⁷.

Разную корреляцию обнаруживает лантан с основными редкоземельными элементами цериевой группы (с церием, празеодимом и неодимом) в щелочноземельных и субщелочных породах.

В щелочноземельных породах лантан обнаруживает прямую корреляцию с церием, празеодимом и неодимом (рис. 26).

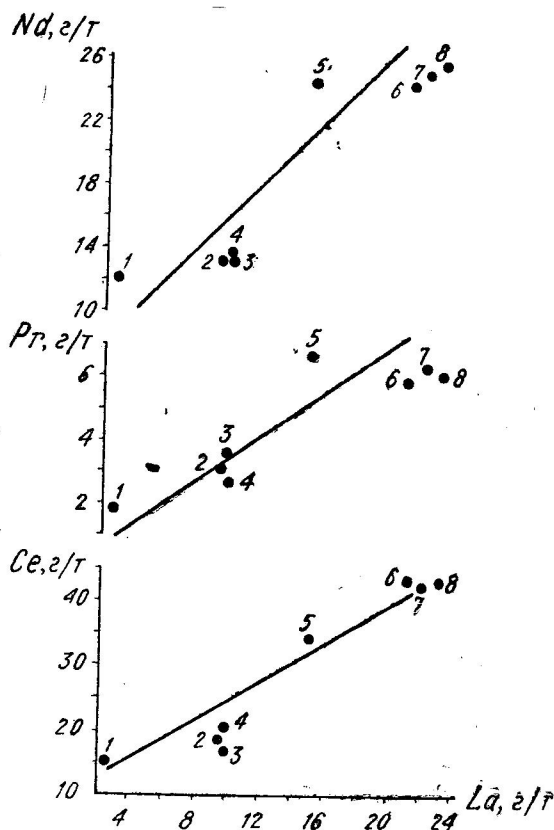


Рис. 26. Лантановый график для щелочноземельных пород интрузивов Аджаро-Триалетии.

- 1—Кабур (габбро); 2—Хачков (габбро и габбро-диориты); 3—Реха (габбро); 4—Квиран (габбро, габбро-диориты и диориты); 5—Мериси (габбро-диориты); 6—Зекари (габбро, габбро-диориты и диориты); 7—Мериси (сиенито-диориты); 8—Реха (сиенито-диориты)

В субщелочных породах роль сильных оснований — церия и празеодима — повышается, обнаруживая с лантаном также прямую корреляцию, неодим же, характеризующийся меньшей основностью по сравнению с церием и празеодимом, обнаруживает с лантаном слабую корреляцию (рис. 27).

¹⁷ Лантановые графики для интрузивных пород Аджаро-Триалетии построены на основании установленных корреляционных зависимостей лантана с церием, празеодимом и неодимом для исследованных интрузивов в отдельности.

Наиболее близкие значения соотношения лантана с церием, празеодимом и неодимом наблюдаются в щелочноземельных породах интрузивов Хачков, Реха (минеральный источник) и Квиран, с одной стороны, и Зекари, Мериси (сиенито-диориты) и Реха (сиенито-диориты), — с другой. Для интрузивных пород Аджаро-Триалетии в целом наблюдается корреляция лантана с церием, празеодимом и неодимом, которая уменьшается от церия к неодиму.

На основании характера распределения РЗЭ в гранитных метасоматитах и ультраосновных и основных породах Д. А. Минеевым (1962) и Л. С. Бородиным (1962) лантаноиды подразделяются на три группы: La—Nd, Sm—Ho, Er—Lu. В связи с этим нами построены трехкомпонентные диаграммы для интрузивных пород Аджаро-Триалетии (рис. 28, 29).

Как видно из диаграмм, в исследованных породах ведущую роль играет группа наиболее легких лантаноидов от лантана до неодима. Наибольшей обогащенностью легкими лантаноидами характеризуются щелочные габбро и биотитовые сиениты (рис. 30).

В щелочноземельных интрузивных породах наблюдается примерно одинаковый характер соотношения трех групп лантаноидов. Некоторое обеднение группой элементов от лантана до неодима наблюдается в Кабурском интрузиве (рис. 28).

По сравнению с щелочноземельными породами, субщелочные показывают некоторую обогащенность группой элементов от лантана до неодима (рис. 29). Группа элементов от самария до гольмия присутствует во всех разновидностях интрузивных пород Аджаро-Триалетии в больших количествах чем группа наиболее тяжелых лантаноидов — от эрбия до лютеция.

Разделение лантаноидов на три группы¹⁸ несколько искажает картину соотношений РЗЭ, однако, как было показано на наших примерах, подчеркивает особую роль в габброидных породах группы элементов от лантана до неодима.

¹⁸ Автор настоящей работы обсуждает данные по РЗЭ, опираясь на принятое большинством авторов разделение РЗЭ на цериевую и иттриевую группы.

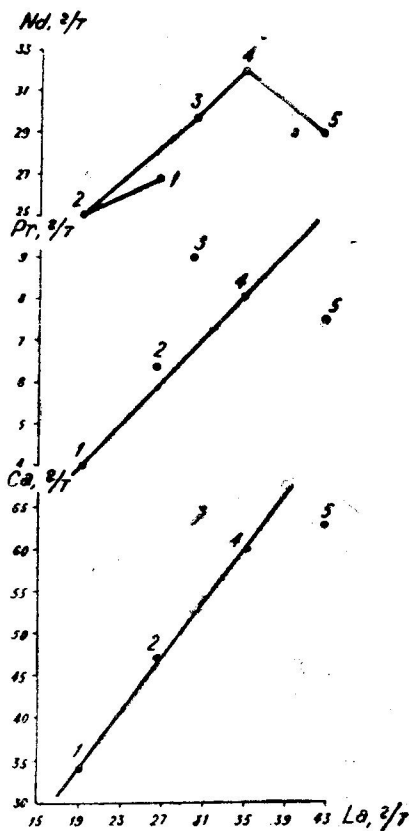


Рис. 27. Лантановый график для субщелочных пород интрузивов Аджаро-Триалетии.

1—Квиран; 2—Бардзонджвари; 3—Намонастреви; 4—Зекари; 5—Вакиджвари

Несмотря на то, что в целом породы интрузивов Аджаро-Триалетии характеризуются цериевым составом РЗЭ, мы встречаем породы и с преобладанием иттриевой группы. Эти породы являются наиболее ос-

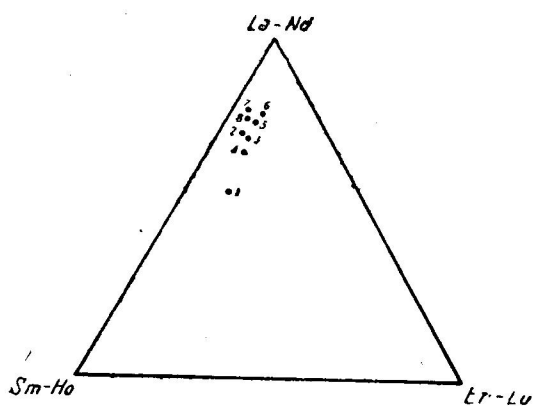


Рис. 28. Трёхкомпонентная диаграмма лантаноидов для щелочноземельных интрузивных пород. 1—Кабур (габбро); 2—Хачков (габбро и габбро-диориты, ср. из 2 анализов); 3—Реха (габбро); 4—Квиран (габбро, габбро-диориты и диориты, ср. из 8 анал.); 5—Мериси (габбро и диориты, ср. из 2 анал.); 6—Мериси (сиенито-диориты, ср. из 4 анал.); 7—Зекари (габбро, габбро-диориты и диориты, ср. из 8 анал.); 8—Реха (сиенито-диорит)

новными (нормальное габбро) для данного региона; наряду с этим, они отличаются этой щелочностью. Иттриевый состав обнаруживают только габброидные породы интрузивов Квиран, Кабур, Хачков. Наиболее цериевый состав мы встречаем в намонастревских породах. Для иллюстрации изложенного нами была построена диаграмма зависимости состава ($\Sigma Ce/\Sigma Y$) от величины петрохимического параметра „а/с“ в породах интрузивов Аджаро-Триалетии (рис. 31). Из диаграммы видно, что с увеличением значения параметра „а/с“ заметно увеличивается роль легких лантаноидов.

В соответствии с петрохимическими особенностями рассматриваемых пород (щелочноземельные и субщелочные), они, как уже отмечалось, различаются и по составу РЗЭ. Для иллюстрации характера фракционирования РЗЭ в отмеченных породах нами была построена семикомпонентная диаграмма (Балашов, Шараськин, 1966). Как видно из диаграммы (рис. 32), габбро, габбро-диориты и диориты (точки I—I) обогащены в целом более тяжелыми лантаноидами (смещение точек влево на диаграмме), чем субщелочные (точки II—II). Кроме того, в пределах менее щелочной группы (точки I—I) габбро и диориты Зекарского интрузива отличаются относительно богатым обогащением легкими лантаноидами по сравнению с габбро и диоритами остальных интрузивов (рис. 33).

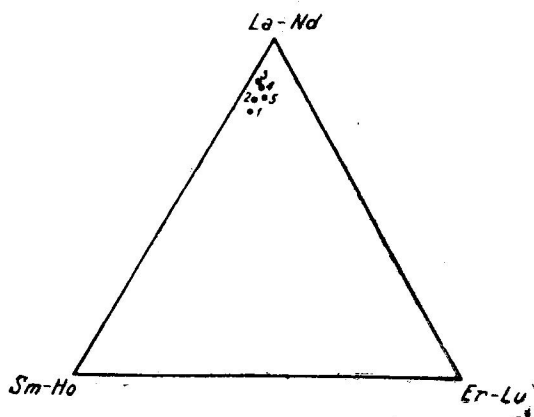


Рис. 29. Трёхкомпонентная диаграмма лантаноидов для субщелочных интрузивных пород. 1—Квиран (габбро-эссекситы, ср. из 4 анал.); 2—Бардзонджвари (калишпатовое габбро); 3—Намонастреви (биотитовые сиениты, среднее из 5 анал.); 4—Вакиджвари (сиениты, среднее из 2 анал.); 5—Зекари (габбро-шонкиниты, среднее из 2 анал.)

Таким образом, менее щелочные разновидности габбро- и диоритов, с одной стороны, и в целом группа габбро-диоритов по сравнению с более щелочными габбро-монцонитами и сиенитами, с другой, одинаково характеризуются меньшей степенью обогащения легкими РЗЭ, показывая тем самым определенную зависимость состава РЗЭ габброидных пород от их петрохимического типа.

Сопоставление составов РЗЭ в породах интрузивов Квиран и Зекари (в обоих интрузивах наблюдаются разновидности габброидов обоих петрохимических типов I—I и II—II), позволяет предположить разницу в степени фракционирования РЗЭ в зависимости от времени и характера дифференциации исходного расплава. В частности, в

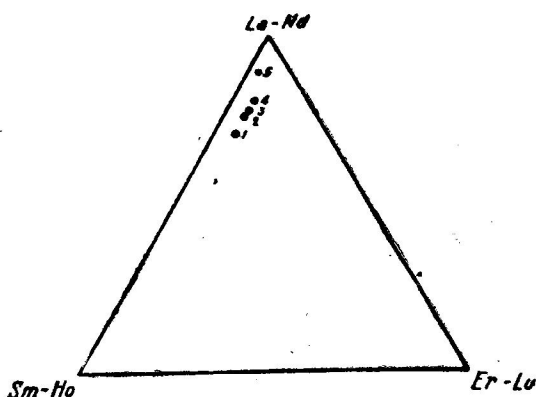


Рис. 30. Трехкомпонентная диаграмма лантаноидов для интрузивных пород Аджаро-Триалетии в целом.

1—габбро (среднее из 13 анал.); 2—габбро-диориты и диориты (ср. из 10 анал.); 3—сиенито-диориты (ср. из 5 анал.); 4—габбро-эссекситы и шонкиниты (ср. из 8 анал.); 5—биотитовые сиениты (ср. из 6 анал.)

времени и характера дифференциации исходного расплава. В частности, в

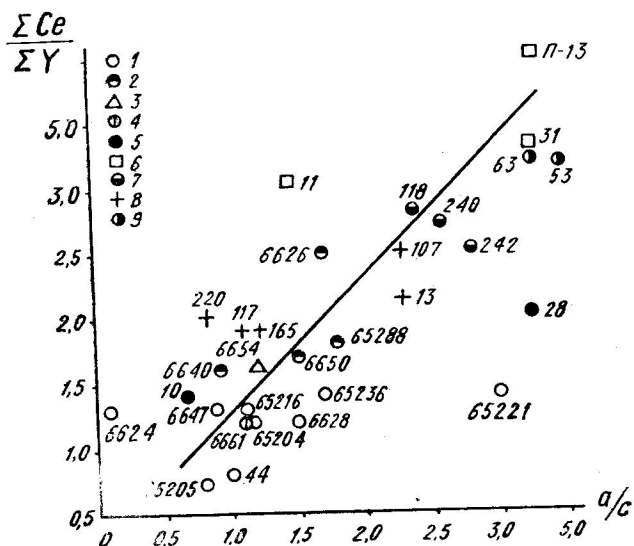


Рис. 31. Изменение состава ($\Sigma Ce/\Sigma Y$) РЗЭ в зависимости от изменения величины петрохимического параметра „a/c“ в габброидных породах Аджаро-Триалетии.

1—Квиран (щелочноземельные породы); 2—Квиран (субщелочные породы); 3—Хачков (щелочноземельные породы); 4—Реха (щелочноземельные породы); 5—Мериси (щелочноземельные породы); 6—Намонастрви (субщелочные породы); 7—Зекари (субщелочные породы); 8—Зекари (щелочноземельные породы); 9—Вакиджвари (субщелочные породы)

Квиранском интрузиве субщелочные габброиды являются продуктами глубокой дифференциации и связаны с поздней самостоятельной фазой. Видимо, поэтому между щелочноземельными и субщелочными породами Квиранского интрузива обнаруживается резкое различие в составе РЗЭ

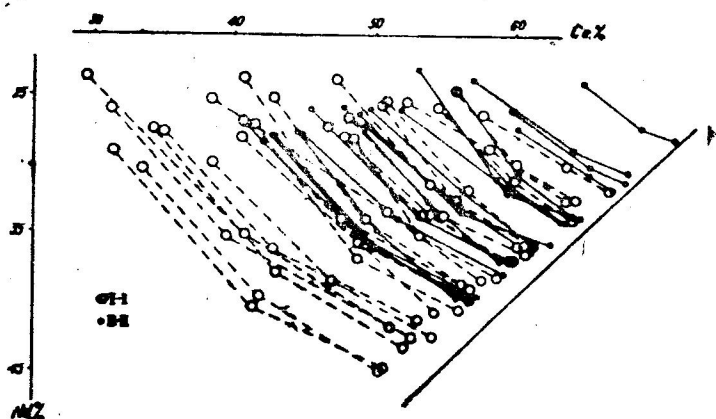


Рис. 32. Различие в составах РЗЭ габброидных пород Аджаро-Триалетии
I—I—породы щелочноземельные;
II—II—породы субщелочные

(Балашов, М. Кекелия, Надарейшвили, 1969). Напротив, в Зекарском интрузиве субщелочные породы образуются в результате повышения потенциала щелочей в отдельных участках массива (Кекелия, 1966). Эта особенность образования субщелочных пород отражается и на сос-

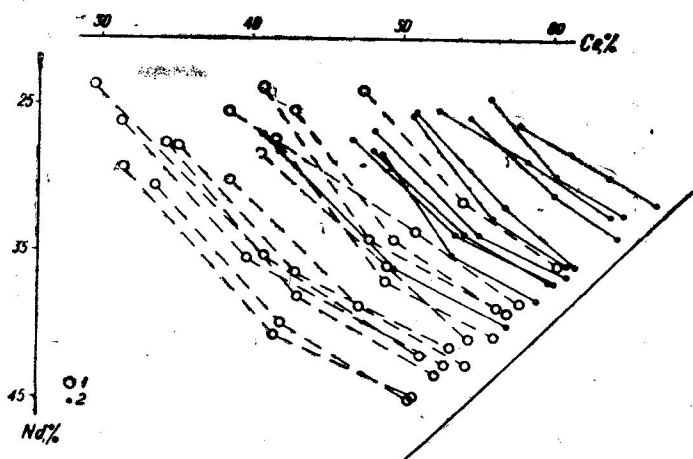


Рис. 33. Различие в составах РЗЭ внутри известковощелочных пород некоторых интрузивов Аджаро-Триалетии
1—породы интрузивов Квиран, Реха, Хачков, Мериси;
2—породы Зекарского интрузива

таве РЗЭ, которые существенно не отличаются от составов РЗЭ в других породах Зекарского интрузива. Намечается лишь иное соотношение легких лантаноидов. В частности, изменения значения отношения Ce/Nd

в щелочноземельных породах происходит в связи с ростом содержания церия; содержания неодима остается почти постоянным; в это же время в субщелочных породах наблюдается уменьшение значения Ce/Nd отношения за счет возрастания значения неодима (Балашов, М. Кекелия, 1965). Можно отметить также несколько пониженное содержание иттербия для субщелочной серии по сравнению с габбро и диоритами Зекарского интрузива. Таким образом, большая контрастность составов РЗЭ между различными породами обнаруживается в Квиранском двухфазном интрузиве, меньшая — в Зекарском.

Однако приведенные соображения в отношении причины различного распределения РЗЭ в пределах Квиранского и Зекарского интрузивов не являются однозначными, так как породы щелочноземельной серии Зекарского интрузива отличаются несколько большей щелочностью

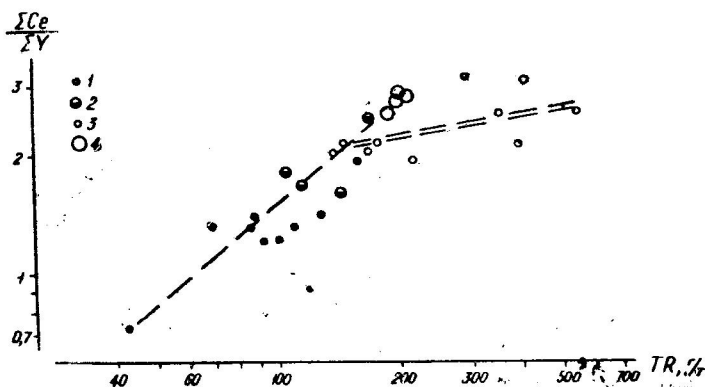


Рис. 34. Изменение состава ($\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$) и содержания РЗЭ в породах Квиранского и Зекарского интрузивов.

1—габбро, габбро-диориты и диориты (Квиран); 2—биотитовое, биотит-роговообманковое габбро и габбро-монцититы (Квиран); 3—габбро, габбро-диориты и диориты (Зекари); 4—шонкиниты и габбро-шонкиниты (Зекари)

по сравнению с аналогичными породами Квиранского интрузива. Следовательно, не исключена возможность того, что меньшая разница в составах РЗЭ пород обоих типов Зекарского интрузива связана с меньшей петрохимической контрастностью этих пород.

Диаграмма состав-концентрация РЗЭ, приведенная на рис. 34, подчеркивает различие в характере фракционирования РЗЭ в обоих рассматриваемых интрузивах: субщелочные породы Квиранского интрузива отличаются максимальными значениями суммы РЗЭ и отношения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$, в то время как субщелочные породы Зекари характеризуются повышенными значениями отношения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ по сравнению с щелочноземельными породами соответствующих интрузивов.

В Квиранском интрузиве наблюдается накопление суммы РЗЭ при росте относительного содержания преимущественно легких лантаноидов при переходе от пород щелочноземельной серии к субщелочным. Аналогичное фракционирование РЗЭ отмечается в многофазных массивах, с ранними фазами которых связаны габброидные породы (Сандык — Злобин, Балашов, 1961; Сусамырский батолит — Леонова, Балашов, 1963; Витошский плутон — Алексиев, 1965; Южно-Калифорнийский батолит — Towell и др., 1965 и др.) и на океанических островах типа Га-

вайских, при переходе от ранних толеитовых базальтов к молодым щелочным базальтам, базальтоидам и гавайитам (Schilling, Winchester, 1966).

Следовательно, такое фракционирование РЗЭ можно рассматривать как типичное для глубинной дифференциации базальтоидных и гранитоидных магм. Напротив, возрастание отношения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ без существенного роста суммы РЗЭ, обнаруженное в субщелочных породах Зекарского интрузива, имеет сходство с аналогичными изменениями состава РЗЭ, отмеченными в щелочном габбро Аламджахского траппового интрузива (Балашов, Нестеренко, 1966).

Подобное фракционирование РЗЭ мы относим к кристаллизационной дифференциации *in situ*.

Из сводной диаграммы состав-содержание РЗЭ в интрузивах Аджаро-Триалетии (рис. 35) можно заметить следующее:

1. Для щелочноземельных пород (линия I—I) обнаруживается максимальное изменение концентрации РЗЭ при минимальных вариациях в составе лантаноидов (отношение $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$).

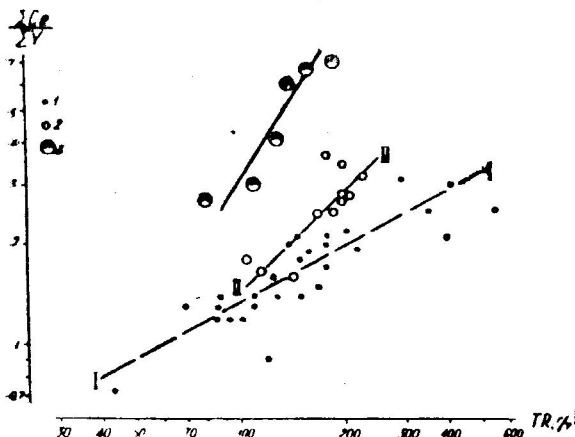


Рис. 35. Изменение состава-содержания РЗЭ в породах различных петрохимических типов интрузивов Аджаро-Триалетии.

1—щелочноземельные породы (Кабур, Реха, Хачков, Квиран, Мериси, Зекари); 2—субщелочные породы (Квиран, Бардзонджвари, Зекари); 3—субщелочные породы (Намонастреви)

2. Субщелочные породы разных интрузивов (линия II—II) отличаются увеличением изменения отношения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ при меньших колебаниях суммы РЗЭ, т. е. для линии II—II увеличивается наклон состава-содержания в сторону $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ отношения.

3. Максимальное изменение состава РЗЭ обнаруживают породы интрузивов Намонастреви, отличающиеся от остальных субщелочных разновидностей более высокой кремнекислотностью и щелочностью.

Степень фракционирования состава РЗЭ возрастает от пород с наименьшей к породам более высокой щелочности, тогда как степень изменения концентраций РЗЭ происходит в сторону увеличения от пород субщелочных к щелочноземельным. Этот вывод, видимо, имеет большое значение для понимания особенностей дифференциации РЗЭ в интрузивных и эффузивных основных породах, в которых минимальное фракционирование состава РЗЭ следует ожидать в наименее щелочных разновидностях. Действительно, толеитовые базальты океанического дна (Хэскин и др., 1968), толеитовые породы островных дуг (Балашов, Леонов, 1969), трапповые интрузивы Сибирской платформы (Балашов, Нестеренко, 1966) и основные породы Скаергардского интрузива (Haskin, Haskin, 1968), обедненные щелочными элементами, характеризуются

минимальной дифференциацией состава РЗЭ при значительном диапазоне колебаний их концентраций (следовательно, с понижением щелочности основных магм постепенно уменьшается степень фракционирования РЗЭ).

Влияние фациальных изменений интрузивных пород на содержание РЗЭ

Из анализа содержаний РЗЭ в интрузивных породах Аджаро-Триалетии (табл. 28, 29) следует, что различие в содержании $\Sigma\text{РЗЭ}$ и отношения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ наблюдается не только между щелочными и субщелочными типами пород, но и между различными породами каждого петрохимического типа.

При сравнении средних содержаний редкоземельных элементов в главных разновидностях пород рассматриваемых (на содержание РЗЭ) интрузивов Аджаро-Триалетии, выяснилось, что увеличение как содержаний РЗЭ, так и индикаторного соотношения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ происходит от габбро к габбро-диоритам и диоритам (щелочноземельные породы) и от габбро-эссекситов к биотитовым сиенитам (субщелочные породы). Среднее содержание $\Sigma\text{РЗЭ}$ для габбро равняется 109 г/т, для габбро-диоритов и диоритов — 120 г/т; соответственно возрастает и $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ от 1,0 до 1,5.

Такая же картина наблюдается и в субщелочных породах, где $\Sigma\text{РЗЭ}$ возрастает от щелочного габбро (156 г/т) до биотитовых сиенитов (166 г/т), а $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ соответственно от 2,0 до 5,0. Можно предположить, что увеличение содержания РЗЭ от габбро к диоритам и от щелочных габбро к биотитовым сиенитам обусловлено накоплением редких земель в более кислых дифференциатах, подобно тому, как это имеет место в сильно дифференцированных многофазных интрузивных массивах.

Тауэлл и др. (Towell и др., 1965), изучая Южно-Калифорнийский батолит, получили следующие данные по содержанию $\Sigma\text{РЗЭ}$ для габбро — 59 г/т, тоналита — 94 г/т, гранодиорита — 121 г/т и для лейкократового гранита — 175 г/т.

Точно такой же характер распространения РЗЭ наблюдается в исследованном нами Квиранском интрузиве, а также в Зекарском интрузиве (Балашов, Кекелия, 1965), в массиве Сандык (Злобин, Балашов, 1961), в Сусамырском батолите (Балашов, 1963) и в других, где видно синхронное увеличение РЗЭ и относительного содержания легких РЗЭ с повышением кремнекислотности пород.

Такая же тенденция установлена для островных океанических пород (Frei, Haskin, Poetz, Haskin, 1968).

Чтобы детально рассмотреть вопрос о изменении содержания редких земель для отдельных членов рассматриваемых петрохимических типов пород Аджаро-Триалетии, нами были выведены средние содержания РЗЭ для исследованных интрузивов в соответствии с их петрохимическим разделением (таблицы 28, 29).

Для сравнения изменения содержания индивидуальных РЗЭ по данным таблиц 28 и 29, построены графики отдельно для интрузивов, сложенных щелочноземельными породами (рис. 36) и отдельно для интрузивов, сложенных субщелочными породами (рис. 37). Интрузивы, которые сложены породами обоих типов, также рассмотрены раздельно.

Как видно из таблицы 28, содержание Σ РЗЭ в интрузивах Аджаро-Триалетии (щелочноземельный тип) меняется в широких пределах (от 83 до 165 г/т) и эти изменения вызваны в первую очередь изменением содержания лантана, церия, неодима и иттрия (рис. 36), тогда как изменения содержания самария, гадолиния, диспрозия, эрбия и иттербия незначительны.

Наиболее близкими как по содержанию Σ РЗЭ, так и по характеру изменения составов оказались габбро, габбро-диориты и диориты

Таблица 28

Содержание РЗЭ в щелочноземельных породах интрузивов Аджаро-Триалетской складчатой системы, г/т

Элементы	Кабур (габбро)	Хачков (габбро и габбро-диориты)	Реха (габбро)	Квиран (габбро, габбро-диориты и диориты)	Мериси (габбро и диориты)	Мериси (сиенито-диориты)	Зекари (габбро, габбро-диориты и диориты)	Реха (сиенито-диориты)
La	2,1	9,3	9,6	9,6	14,8	21,8	21,0	22,7
Ce	15	18,6	16,5	19,1	34,1	42,7	42,9	43
Pr	1,8	3,1	3,5	2,6	6,7	6,2	5,8	6,0
Nd	12	13	13,0	13,6	24,5	25,0	24,3	25,5
Sm	4,1	3,5	3,7	4,7	7,2	6,3	6,4	6,8
Eu	1,3	0,5	—	1,3	—	—	0,8	0,8
Gd	4,3	4,5	4,1	5,0	6,8	6,6	6,0	7,2
Tb	0,6	0,6	—	0,4	—	—	0,9	—
Dy	6,5	4,2	5,0	4,6	5,3	5,9	5,2	6,1
Ho	1,1	—	—	0,2	—	—	0,8	—
Er	3,5	2,2	2,4	3,5	4,0	3,8	3,0	3,8
Yb	2,0	1,5	2,3	2,3	3,4	3,0	2,3	3,5
Lu	0,4	0,2	—	—	—	—	—	—
Y	31	22	22	24,8	34,3	34,7	25,2	35
Σ РЗЭ	83	83	85	95	145	160	145	165
Колич. анализов	1	Среднее из 2	1	Среднее из 8	Среднее из 2	Среднее из 4	Среднее из 8	1
Литер. источник	Публикуется впервые						Балашов, М. Кекелия, 1965	Публикуется впервые

Хачковского, Рехского (минеральный источник) и Квиранского интрузивов, а также сиенито-диориты Мерисского, габбро-диориты Зекарского и сиенито-диориты Рехского (месторождение) интрузивов.

Изменение содержания Σ РЗЭ в субщелочных породах Аджаро-Триалетии менее контрастны (от 134 до 200 г/т), что для щелочноземельных пород и, видимо, обусловлено, в основном, изменением содержания лантана, церия и в меньшей степени иттрия (рис. 37).

Рис. 36. Характер распределения РЗЭ в щелочно-земельных породах интрузивов Аджаро-Триалетни.

1—Кабур (габбро); 2—Хачков (габбро и диорит); 3—Реха (габбро); 4—Квиран (габбро и диорит); 5—Мериси (габбро и диорит); 6—Мериси (сиенито-диориты); 7—Зекари (габбро и диориты); 8—Реха (сиенито-диориты)

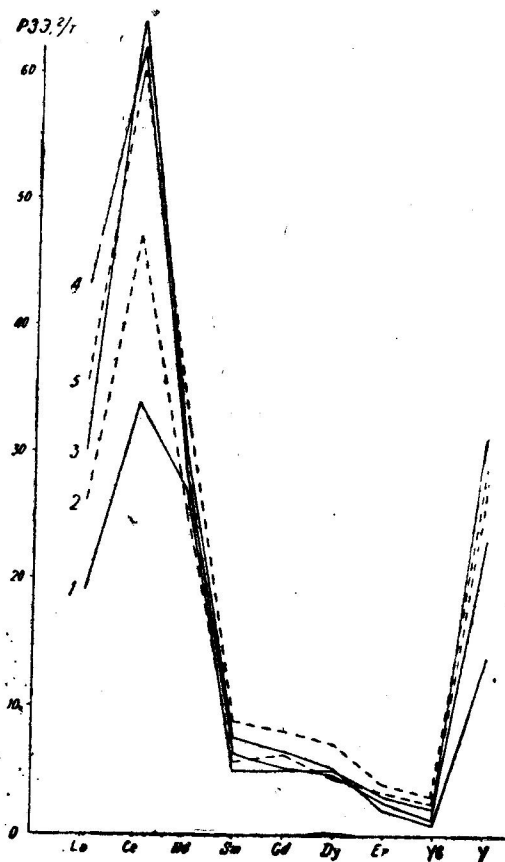
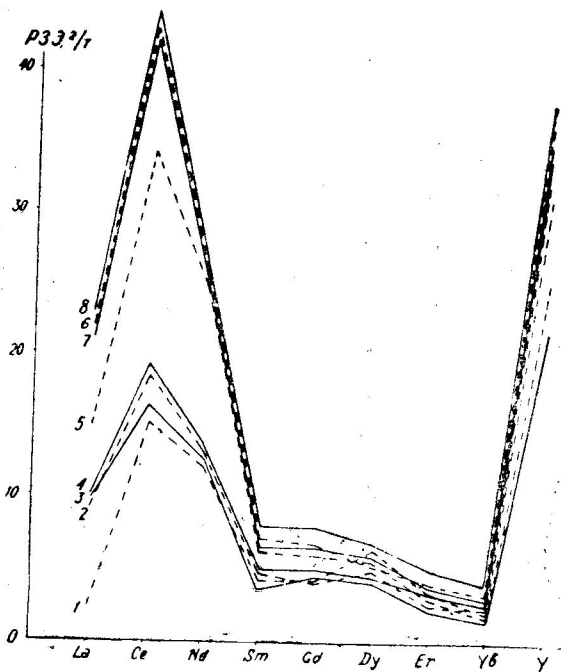


Рис. 37. Характер распределения РЗЭ в субщелочных породах интрузивов Аджаро-Триалетни.

1—Квиран (габбро-эссекситы); 2—Бардзонджвари (калишпатовое габбро); 3—Намонастреви (биотитовые сиениты); 4—Вакиджвари (биотитовые сиениты); 5—Зекари (шонкиниты)

Содержание РЗЭ в субщелочных породах интрузивов
Аджаро-Триалетской складчатой системы, г/т

Элементы	Квиран (габбро- эссекситы)	Бардзон- джвари (ка- лишпатовое габбро)	Намонастреви (сиениты, кали- шпатовое габбро)	Вакиджвари (биотитовые сиениты)	Зекари (габбро- шонкиниты)
La	19	26	30	53	35,5
Ce	34	47	64	63	60,5
Pr	4,0	6,3	9,0	7,5	8,0
Nd	27	25	29,4	29	32
Sm	5,0	7,1	7,4	5,8	8,5
Eu	1,8	1,8	—	2,0	—
Gd	5,0	5,1	6,4	6,4	8,0
Tb	1,05	1,2	—	0,7	—
Dy	5,0	4,8	4,0	4,3	7,1
Ho	0,9	0,5	—	—	—
Er	3,0	2,6	2,0	3,2	4,0
Yb	2,1	1,3	1,0	2,3	2,5
Lu	0,2	—	—	—	—
Y	28,0	32	14	23,5	28,5
Σ РЗЭ	134	160	170	190	200
Количество анализов	Среднее из 4	1	Среднее из 5	Среднее из 2	Среднее из 2
Литературный источник	Публикуются впервые				М. Кекелия, 1966

Сопоставление данных содержания и распределения РЗЭ в интрузивных породах Аджаро-Триалетии с данными по другим регионам

Накопившийся к настоящему времени материал по распределению РЗЭ в основных и средних породах, щелочных габброидах и породах сиенитового состава¹⁹ для отдельных регионов земного шара суммированы в таблицах 30, 31, 32, 33. Для иллюстрации характера распределения РЗЭ нами построены также семикомпонентные диаграммы (рис. 38, 39, 40, 41). Как видно на одной из диаграмм (рис. 38), наибольшей обогащенностью элементами иттриевой группы, а также неодимом, характеризуются габбро и диабазы Финляндии. Относительной обогащенностью легкими лантаноидами отличаются нориты Бушвельда, габбро из Сан-Маркоса, стандарт диабаза (W — 1), габбро Аджаро-Триалетии и габбро из Монтаны. Эти породы характеризуются также почти одинаковым характером фракционирования РЗЭ (близкое расположение фигуративных точек 2, 3, 4, 5, 6), с наблюдающимися лишь небольшими различиями (например, смещение фигуративных точек диабаза W — 1).

¹⁹ Ссылки на литературный источник см. в таблицах 30, 31, 32, 33.

Содержание РЗЭ в основных породах, г/т

Элементы	Финляндия (габбро и диабазы)	Бушвельд (норит)	Сан-Маркос (габбро)	W-1 (диабаз)	Аджаро- Триалетия (габбро)	Айронтон, Монтана (габбро)
La	1,7	4,8	4,0	11,6	12,3	12,8
Ce	3,4	6,4	14,5	24	27,3	—
Pr	0,86	1,87	2,2	3,7	4,5	4,7
Nd	4,3	4,3	7,7	15	17,9	20
Sm	0,86	1,08	2,2	3,8	5,3	5,9
Eu	—	0,59	1,05	1,09	0,9	3,7
Gd	1,6	1,04	—	4,2	5,6	5,1
Tb	—	—	0,48	0,75	0,5	0,5
Dy	0,87	—	2,8	—	5,1	—
Ho	—	0,23	0,57	1,35	3,1	1,21
Er	0,88	0,81	—	2,6	2,3	4,4
Tu	—	0,1	0,25	0,36	—	0,72
Yb	0,8	0,54	1,70	2,1	2,2	2,7
Lu	—	—	0,26	0,33	—	0,60
Y	4,7	6,2	16	24	23,3	29
Σ РЗЭ	22	28	59	100	109	123
Литератур- ный источ- ник	Сахама, 1952	Хэскин и др., 1968			Публикуется впервые	Хэскин и др., 1968

Таблица 31

Содержание РЗЭ в средних породах, г/т

Элементы	Бонсолл (гюналит)	Аджаро- Триалетия (габбро- диориты и диориты)	Гора Вудсон (грано- диорит)	Составная проба 60% SiO ₂	Сусампр- ский батолит (габбро- диориты и диориты)	Черногор- ский интрузив, Сибир- ская платф. (габбро- диориты)
La	13,4	17,0	25	68	45	14
Ce	23	33,3	34	—	90	30
Pr	5,7	4,0	7,0	9,8	13	4,3
Nd	17	19	22	39	47	21
Sm	3,7	5,0	4,0	5,8	12	6,7
Eu	1,06	1,04	0,80	2,6	—	2,7
Gd ¹	—	5,2	—	7,9	11	6,5
Tb	0,84	0,5	0,83	1,48	3,1	—
Dy	2,6	4,6	3,0	—	11	7,7
Ho	0,75	—	0,90	1,89	3,8	—
Er	—	3,0	—	3,4	5,7	3,6
Tu ¹	0,39	—	0,37	0,52	—	—
Yb	2,0	2,4	2,9	3,0	6,6	2,3
Lu ¹	0,3	—	0,39	0,45	—	—
Y	22	26	25	30	64	35
Σ РЗЭ	97	120	121	250	380	134
Литератур- ный ис- точник	Хэскин и др., 1968	Публикуется впервые	Хэскин, 1968		Балашов, 1963	Балашов, Нестеренко, 1966

Таблица 32

Содержание РЗЭ в щелочных габброидах, г/т

Элементы	Аджаро-Триалетия (габбро-эссекситы и шонкиниты)		Сандык (щелочные габброиды)	Колорадо (щелочные базальты)	Аламджакский ин- трузив, Сибирская платформа (щелоч- ное габбро)
	пироксен- биотитовые сие- ниты	роговооб- манковые сиениты			
La	26,0	—	27	79	24
Ce	47	—	60	210	55
Pr	6,0	—	7,0	40	9,1
Nd	26	—	32	105	35
Sm	7,0	—	7,0	20	7,9
Eu	1,0	—	—	6,6	1,7
Gd	6,0	—	7,0	14,5	7,9
Tb	0,7	—	—	2,8	—
Dy	4,0	—	5,0	—	2,9
Ho	0,5	—	—	2,8	—
Er	3,0	—	3,0	—	1,2
Tu	—	—	—	—	—
Yb	1,8	—	5,0	0,81	—
Lu	—	—	—	2,6	0,5
Y	28	—	35	0,57	—
Σ РЗЭ	156	—	190	41	12
				530	160
Литературный источник	Публикуется впервые	Злобин, Балашов, 1961	Хэскин и др., 1968	Балашов, Нестеренко, 1966	

Таблица 33

Содержание РЗЭ в сиенитах, г/т

Элементы	Аджаро-Триалетия		С а н д ы к				Кзыл- Омпул
	пироксен- биотитовые сие- ниты	роговооб- манковые сиениты	щелочно- земель- ные сие- ниты	лейкократо- вые щелоч- ноземельные сиениты	роговооб- манковые щелочные сиениты	нефели- новые сиениты	сиениты
La	37,8	22,2	29	57	92	60	47
Ce	60,8	43	57	100	180	110	94
Pr	7,8	6,2	7,0	13	20	12	12
Nd	26,4	25,8	29	52	77	43	45
Sm	5,5	6,4	6,0	11	15	6,0	10
Eu	0,7	—	—	—	—	—	—
Gd	4,6	6,7	5,0	8,0	9,0	4,6	7,7
Tb	—	—	2,0	—	—	—	—
Dy	3,5	6,6	3,0	6,0	6,0	3,0	8,5
Ho	—	—	—	—	4,0	—	—
Er	2,0	4,6	2,0	3,0	4,0	1,0	4,0
Yb	1,2	3,7	2,0	—	—	—	3,6
Y	15	36	20	31	46	13	40
Σ РЗЭ	166	163	160	290	450	250	280
Литературный источник	Публикуется впервые	Злобин, Балашов, 1961				Балашов, 1963	

Большая контрастность характера распределения РЗЭ по сравнению с габбро наблюдается в диоритах (табл. 31, рис. 39). Более иттриевые составы имеют диориты Бонсола и Черногорского интрузива.

Диориты Аджаро-Триалетии характеризуются относительной обогащенностью цериевой группой (церием, неодимом и самарием).

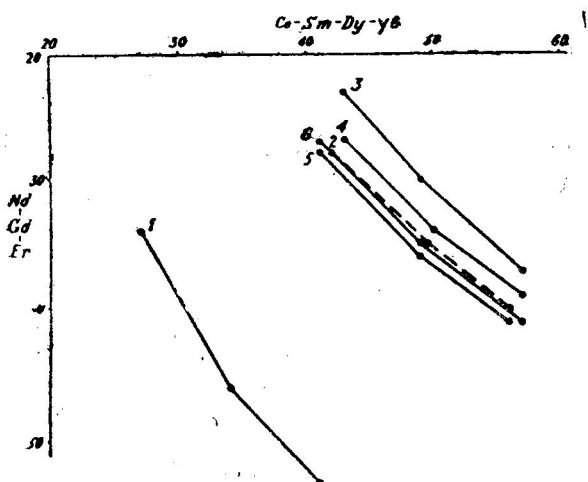


Рис. 38. Сравнение состава РЗЭ в габбро различных регионов.

- 1—Финляндия; 2—Бушвельд (Африка); 3—Сан-Маркос (Южная Калифорния); 4—Стандарт W-1; 5—Аджаро-Триалетия (Грузия); 6—Айронтон, Монтана (США)

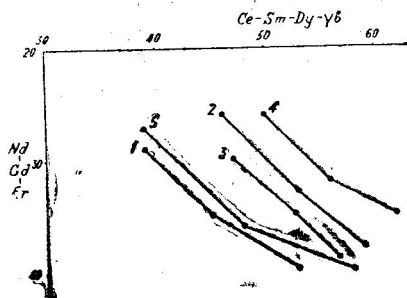


Рис. 39. Сравнение состава РЗЭ в средних породах различных регионов.

- 1—Бонсол (Южн. Калифорния); 2—Аджаро-Триалетия (Грузия); 3—гора Вудсон (Южн. Калифорния); 4—Сусамырский батолит (Киргизия); 5—Черногорский интрузив (Сибирь)

Из щелочных габброидов (табл. 32, рис. 40) близкими по характеру фракционирования РЗЭ являются габбро-эссекситы и габбро-

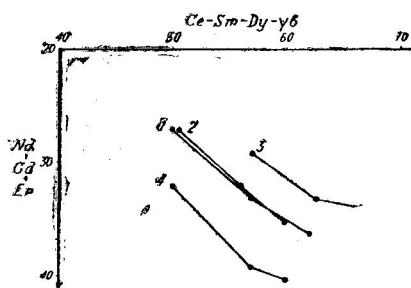


Рис. 40. Сравнение состава РЗЭ в щелочных габброидах различных регионов.

- 1—Аджаро-Триалетия (Грузия); 2—Сандык (Киргизия); 3—Колорадо (США); 4—Аламджахский интрузив (Сибирь)

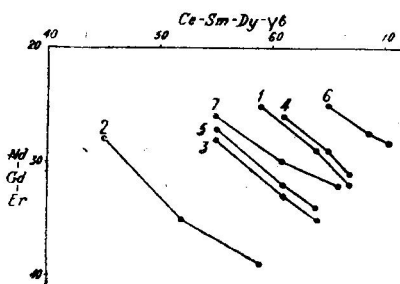


Рис. 41. Сравнение состава РЗЭ в сиенитах различных регионов.

- 1—Пироксен-биотитовые сиениты (Аджаро-Триалетия); 2—роговообманковые сиениты (Аджаро-Триалетия); 3—щелочноземельные сиениты (Сандык); 4—лейкократовые сиениты (Сандык); 5—роговообманковые щелочные сиениты (Сандык); 6—нефелиновые сиениты (Сандык); 7—сиениты (Кзыл-Омпул)

шонкиниты Аджаро-Триалетии и щелочные габброиды массива Сандык. Несколько особняком стоят щелочные базальты Колорадо и щелоч-

ные габбро Аламджахского интрузива, обладающие, соответственно, цериевым и иттриевым составом.

Наибольшую контрастность по распределению РЗЭ из всех приведенных примеров выявляют сиениты, в которых наблюдается такая же картина, что и в габброидах в целом — зависимость состава РЗЭ от петрохимического типа пород (табл. 33, рис. 41).

Сравнение полученных данных по РЗЭ для интрузивов Аджаро-Триалетской складчатой системы с содержанием РЗЭ в породах других регионов земного шара позволяет лишь в первом приближении установить некоторое сходство и различие в распределении РЗЭ. Выявление же факторов дифференциации РЗЭ и характера их распределения в породах одного петрохимического типа, формировавшихся в различных геотектонических условиях, требует дополнительного фактического материала и является предметом дальнейших исследований.

Вопросы корреляции редкоземельных элементов

Наиболее значительные исследования по вопросу корреляционных соотношений между редкоземельными элементами выполнены Э. Е. Вайнштейном и др. (1956), Е. И. Семеновым, Р. Л. Баринским (1958), Л. С. Бородиным (1960, 1962), Д. А. Минеевым (1965) и другими.

Е. И. Семенов и Р. Л. Баринский (1958) группу лантаноидов подразделяют на семь подгрупп на основании тесной корреляции между соседними четными и нечетными элементами.

Л. С. Бородин (1962) и Д. А. Минеев (1965) наиболее целесообразным считают деление РЗЭ на три подгруппы:

- 1) наиболее основные La, Ce, Pr, Nd;
- 2) наименее основные Er, Tu, Yb, Lu;
- 3) промежуточные Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho.

Большинство исследователей считают, что по геохимическим свойствам РЗЭ нужно разделить на цериевую и иттриевую группы, однако и здесь нет единства во взглядах на местоположение разграничивающей линии. В. М. Гольдшмидт, Л. Томассен (1933) и их последователи границу проводили по европию, а в дальнейшем и европий включали в цериевые земли. Э. Е. Вайнштейн и др. (1956) в цериевую группу включали и гадолиний и т. д.

Нужно отметить, что все перечисленные исследования по выяснению корреляционных соотношений между РЗЭ несколько односторонни, так как все они основаны на изучении состава РЗЭ только в минералах и, следовательно, не могут однозначно решить вопрос о геохимической дифференциации редкоземельных элементов в магматическом процессе. Для решения этого вопроса большой интерес представляет выявление корреляционных соотношений между РЗЭ и петрогенными элементами (химическим составом пород).

Нам удалось собрать данные по ста образцам базальтоидных пород из Аджаро-Триалетии, по траппам Сибирской платформы (Балашов, Нестеренко, 1966), щелочноземельным и щелочным базальтоидным породам Центральной Армении (Павленко и др., 1966), базальтам и щелочным базальтам океанических островных дуг Гавайй (Schilling, Winchester, 1966) и данные по базальтам и долеритам океанического дна (Балашов, Дмитриев, Шараськин, 1970).

На основании этого материала нами произведена попытка установления предпочтительной связи отдельных РЗЭ с теми или иными петрогенными элементами в базальтоидных породах и на основании этого выделение групп редких земель, наиболее тесно связанных между собой.

Данные по среднему распределению РЗЭ в базальтоидных породах относительно земной коры показаны на графике (рис. 42).

Как видим, все исследованные нами базальтоидные породы обнаруживают дифференциацию редких земель, характерную для стандарта основной породы (W-1); однако наблюдается некоторое изменение состава цериевой группы элементов в исследованных породах, что, очевидно, вызвано неполной аналогией сопоставляемых пород.

Для количественной оценки корреляционных связей между редкоземельными и петрогенными элементами нами проведена математическая обработка аналитических данных с помощью корреляционного анализа (Белинский и др., 1965). Зависимость $Y = f(X)$ (где Y индивидуальные РЗЭ, а также Σ РЗЭ и $\Sigma Ce/\Sigma Y$, а X —Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na и K) выражена линейным уравнением:

$$Y = C_0 + A_1 X_1 + A_2 X_2 + \dots + A_8 X_8,$$

где C_0 —среднее содержание конкретного РЗЭ; A_1, A_2, \dots, A_8 —коэффициенты регрессии (указывают на сколько единиц в среднем меняется Y при изменении X на одну единицу, т. е. характеризует силу связи Y с X).

Для решения данного уравнения была составлена специальная программа для ЭВМ. Все расчеты проводились на ЭВМ типа БСВМ-2 в Вычислительном центре АН Грузинской ССР.

Для оценки коэффициента регрессии приводим график (рис. 43), на котором показаны зависимости Ce от Na и Ce от K. Коэффициент регрессии, показывающий силу связи Ce с Na = 1,4, а Ce с K = 0,5, что выражается в наклоне линий (чем больше коэффициент регрессии, тем круче линия, изображающая корреляционную зависимость двух элементов. Следует указать, что коэффициенты регрессии бывают и отрицательные, указывающие на обратную корреляцию).

В результате расчетов получены значения коэффициентов регрессии, указывающие на силу связи РЗЭ с отдельными петрогенными элементами (табл. 34).

В таблице 34 петрогенные элементы, обнаруживающие прямую и обратную корреляцию с редкими землями расположены в ряд по убыванию абсолютной величины коэффициента регрессии.

Прежде чем перейти к обсуждению данных, приведенных в таблице 34, следует отметить, что выявленные нами зависимости не претендуют на то, что они однозначны для рассмотренных регионов. Зада-

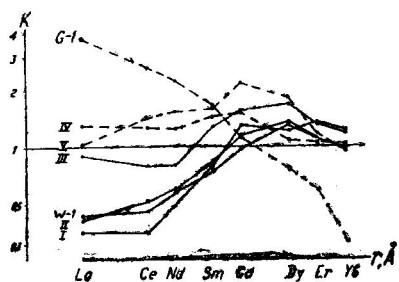


Рис. 42. Изменение состава РЗЭ в базальтоидных породах относительно среднего состава земной коры.

I—дно океана; II—Сибирская платформа; III—Аджаро-Триалетия; IV—Центральная Армения; V—Гавайские острова; W-1 стандарт диабаз; G-1 стандарт гранит

ча, как уже отмечалось, состояла в том, чтобы на конкретном материале показать связи редких земель с петрогенными элементами и на основании этого выделить наиболее близкие друг к другу группы редких земель.

Из анализа таблицы 34 следует, что по характеру корреляции с петрогенными элементами редкие земли можно разделить на три группы: 1) лантан и церий, 2) иттербий и иттрий, 3) остальные РЗЭ (Нада-

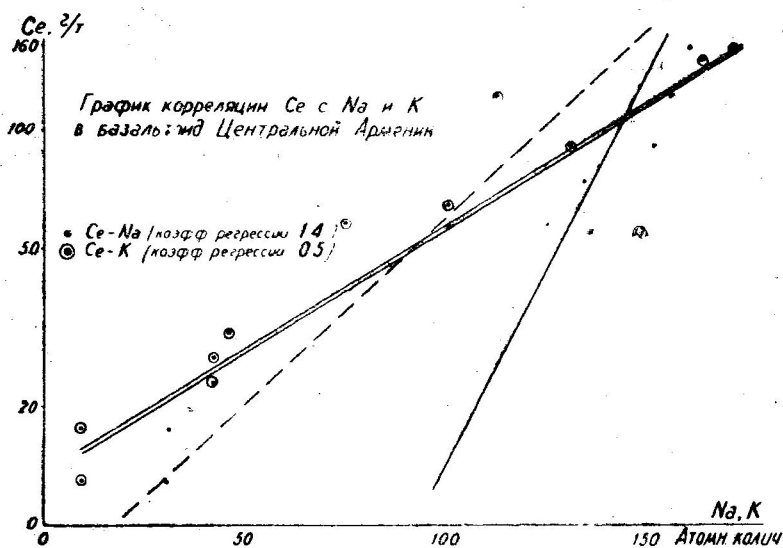


Рис. 43. Зависимость изменения содержаний церия от изменения содержания натрия (пунктирная и сплошная линии) и калия (двойная линия)

рейшвили, Балашов, 1969). Однако состав указанных групп по числу РЗЭ не является строго постоянным и, видимо, меняется с изменением конкретных геохимических условий.

Полученные нами данные показывают, что на изменение абсолютной величины Σ РЗЭ и на изменение состава редких земель влияют одни и те же факторы, т. е. Σ РЗЭ обнаруживает такую же корреляцию с петрогенными элементами, что и большинство индивидуальных редких земель.

В большинстве случаев нелогично ведет себя индикаторное соотношение Σ Ce/ Σ Y, показывая тем самым, что такое деление часто является искусственным и искажает действительную картину. Хотя на графике (рис. 44) видно, что это отношение вполне закономерно увеличивается с увеличением РЗЭ в изученных породах, однако, по всей вероятности, это вызвано тем, что составы редких земель в основном определяются присутствием в них лантана и церия, которые благодаря их высокому кларковому содержанию, составляют около 50% Σ РЗЭ.

Наконец, нужно отметить, что предложенное нами деление редких земель на три группы наиболее близко к классификации Л. С. Бородин и Д. А. Минеева. Состав этих групп является достаточно постоянным для конкретных случаев минералообразования, но изменяется в широких пределах при переходе от одного семейства пород к другому.

Следовательно, как справедливо отмечает Л. С. Бородин (1962), исследователи, которые в каждом отдельном случае минералообразования проводят определенную границу между группами редких земель, правы лишь постольку, поскольку они не выходят за рамки данного случая и неправы, когда они считают эту границу неизменной для различных геохимических процессов.

И, что самое важное, такое рассуждение нас приводит к мысли, что группу лантаноидов нужно рассматривать как неделимую, а их фракционирование, в какой-то мере явлением аномальным, вызванным конкретными геохимическими условиями минералообразования.

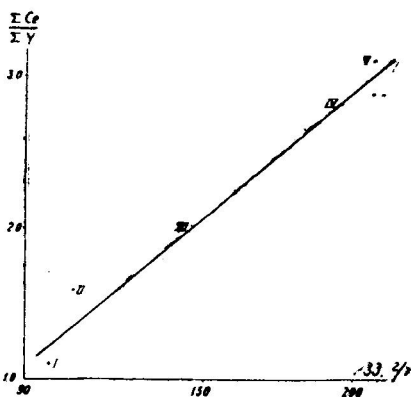


Рис. 44. Изменение отношения $\Sigma Ce/\Sigma Y$ и ΣPr_3 в базальтоидах.

I—дно океана; II—Сибирская платформа; III—Аджаро-Триалетия; IV—Центральная Армения; V—Гавайские острова

ЛИТЕРАТУРА

- Алексиев Е. И. К вопросу о разделении редкоземельных элементов, в магматическом процессе. В сб. «Проблемы геохимии», Изд. «Наука», М., 1965.
- Алексиев Е., Бояджиева Р., Пунев Л. Л. Геохимия на редкоземельные элементы във Витошкия плутон. Изв. на геолог. ин-т, кн. XIII, 1965.
- Балашов Ю. А., Туранская Н. В. О лантановом максимуме редкоземельных элементов в лампрофиллите. «Геохимия», № 7, 1960₁.
- 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, 1960₂.
- Балашов Ю. А. Эволюция состава и содержаний редкоземельных элементов в интрузивных фазах Ловозерского щелочного массива (Кольский полуостров). «Геохимия», № 3, 1962.
- Балашов Ю. А. Дифференциация редкоземельных элементов в магматическом процессе. В сб. «Химия земной коры», т. I, Изд. АН СССР, 1963.
- 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. Применение семикомпонентных диаграмм для анализа составов редкоземельных элементов в природных системах. «Геохимия», № 12, 1966.

- Балашов Ю. А., Нестеренко Г. В. Распространенность редкоземельных элементов в трапах Сибирской платформы. «Геохимия», № 9, 1966.
- Балашов Ю. А., Соболев Р. Н., Чеховских М. М. Изменение в соотношениях редкоземельных элементов как геохимический индикатор гидризации магматических расплавов. «Геохимия», № 11, 1968.
- Балашов Ю. А., Кекелия М. А., Надарейшвили Д. Г. Влияние щелочности пород на фракционирование редкоземельных элементов в габброидных интрузиях. «Геохимия», № 5, 1969.
- Балашов Ю. А., Леонова Л. Л. Разделение редкоземельных элементов в эффузивах островных дуг океанов. «Геохимия», № 8, 1969.
- Балашов Ю. А., Дмитриев Л. В., Шарасьян А. Я. Особенности распределения редкоземельных элементов и иттрия в коренных породах океанического дна. «Геохимия», № 6, 1970.
- Балашов Ю. А., Надарейшвили Д. Г., Кекелия М. А. Баланс редкоземельных элементов в габброидах Квиранского интрузива. «Геохимия», № 10, 1970.
- Барт Т. Ф. Теоретическая петрология. Изд. ИЛ, 1956.
- Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. Изд. АН СССР, М., 1962.
- Белинский В. А., Калихман И. Л., Майстров Л. Е., Митькин А. М. Высшая математика с основами математической статистики. Изд. «Высшая школа», М., 1965.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. Изд. «Наука», 1964.
- Бородин Л. С. О корреляционных связях редкоземельных элементов и некоторых особенностях разделения редких земель в процессах эндогенного минералообразования. «Геохимия», № 6, 1960.
- Бородин Л. С. О некоторых основных вопросах геохимии редких земель. Тр. ИМГРЭ, вып. 9, 1962.
- Бородин Л. С. Редкоземельные элементы как геохимические индикаторы при решении вопросов эндогенного минералообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1965.
- Вайнштейн Э. Е., Тугаринов А. И., Туранская Н. В. О закономерностях в распределении редких земель в некоторых минералах. «Геохимия», № 2, 1956.
- Вайнштейн Э. Е., 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.
- Варшалл Г. М., Рябчиков Д. И. Гравиметрическое определение суммы редкоземельных элементов в породах, минералах и сплавах. Журн. «Аналитическая химия», 19, вып. 2, 202, 1964.
- Веселовская М. М. Химико-минералогические исследования в области пироксенов диопсид-авгитового ряда. Тр. ИГН, вып. 86, петрогр. сер., 1950.
- Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры. Сообщение I. «Геохимия», № 1, 1961.
- Виноградов А. П. Геохимия за рубежом. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1961₂.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», № 7, 1962.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. Изд. ИЛ, 1953.
- Гаврилова Л. К., Туранская Н. В. Распределение редких земель в породообразующих и акцессорных минералах некоторых гранитов. «Геохимия», № 2, 1958.

- Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение северо-западной части Триалетского хребта. Бюлл. геол. ин-та АН ГССР, № 2, вып. 3, 1935.
- Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд. АН ГССР, 1949.
- Герасимовский В. И., Волков В. Т., Котарко Л. Н., Поляков А. И., Сапрыкина Т. В., Балашов Ю. А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. Изд. «Наука», М., 1966.
- Герасимовский В. И., Балашов Ю. А. К геохимии редкоземельных элементов в Илимауссакском щелочном массиве (Ю.-З. Гренландия). «Геохимия», № 5, 1968.
- Гинзбург А. И., Журавлева Л. Н., Иванов И. Б., Щербина В. В. Редкоземельные элементы и их месторождение. Госгеолтехиздат, М., 1959.
- Гольдсмит Ю. Р., Левас Ф. Соотношение устойчивости микроклина и санидина. В сб. «Полевые шпаты», М., 1956.
- Гольдшмидт, Томассен Л. Рентгено-спектрографические исследования распределения редких земель в минералах. В сб. «Основные идеи геохимии», вып. 1, 1933.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН ГССР, 1948.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы (тт. 1—5). Изд. «Мир», М., 1965—1966.
- Еремеев В. П., Петров В. П. Петрографическая характеристика неонинтрузий горы Квиран (Грузинская ССР). Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 36, № 10, 1940.
- Еськова Е., Жабин А., Мухитдинов Т. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. Изд. «Наука», М., 1964.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1960.
- Закариадзе Г. С. Вопросы петрологии сиенитовых интрузий Вакиджвари и Мериси в свете закономерностей распределения в них лития и рубидия. Кандидатская диссертация, ГЕОХИ, АН СССР, 1964.
- Закариадзе Г. С., Гельман О. Я. Сопоставление интрузий Вакиджвари и Мериси по содержанию лития и рубидия в породах. В сб. «Некоторые вопросы геохимии и минералогии Грузии». Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1967.
- Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. Госгеолтехиздат, М., 1961.
- Злобин Б. И. Петрографический очерк и петрохимия щелочной интрузии горы Сандык (Северная Киргизия). Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1960.
- Злобин Б. И., Балашов Ю. А. О распределении и соотношении редкоземельных элементов в щелочной плюмазитовой серии эссексита — нефелинового сиенита. «Геохимия», № 9, 1961.
- Иваницкий Т. В. Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии. Тбилиси, 1963.
- Иваницкий Т. В., Гварамадзе Н. Д., Мchedlishvili Т. Д., Шавишвили И. Д., Надарейшвили Д. Г., Мачавариани М. Ш. Геохимия и металлогеническая специализация интрузивов Аджарии. Тр. Геол. ин-та. нов. серия, вып. 20, 1969.
- Касрадзе Д. А., Надарейшвили Д. Г. К петрографии интрузивных пород Арджеван-Гуджаретского рудного узла. Сообщ. АН ГССР, 53, № 1, 1969.
- Кекелия М. А. Геохимические особенности и петрология Зекарского массива. Кандидатская диссертация. Геол. ин-т АН ГССР, Тбилиси, 1966.

- Кекелия М. А., Балашов Ю. А.** Факторы дифференциации редкоземельных элементов в Зекарской габбро-диоритовой интрузии и вмещающей андезитобазальтовой толще. *Сообщ. АН ГССР, XIX, № 2, 1967.*
- Кекелия М. А., Надарейшвили Д. Г.** К петрохимии интрузивных образований восточной части Аджаро-Триалетской складчатой системы. *Сообщ. АН ГССР, 55, № 2, 1969.*
- Кеннеди Дж.** О роли воды в магме. В сб. «Земная кора». Изд. ИЛ, 1958.
- Коржинский Д. С.** Принцип подвижности щелочной при магматических явлениях. Сб., посвященный акад. Д. С. Белянкину, Изд. АН СССР, 1946.
- Коржинский Д. С.** Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Труды I петрограф. совещ., 1955.
- Коржинский Д. С.** Физико-химические основы парагенезисов минералов. Изд. АН СССР, 1957.
- Коваленко В. И., Окладникова Л. В., Павленко А. С., Пополитов Э. И., Филиппов Л. Ф.** Петрология среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. В кн. «Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований». Изд. «Наука» М., 1965.
- Коваленко В. И., Знаменская А. С., Пополитов Э. И., Абрамова С. Р.** Поведение редкоземельных элементов и иттрия в процессе эволюции щелочных гранитоидов. «Геохимия», № 5, 1969.
- Купарадзе М. Д.** Геологическое строение, вещественный состав и условия формирования Дзамского скарново-железорудного месторождения. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1966.
- Леонова Л. Л., Балашов Ю. А.** Распределение урана, тория и редкоземельных элементов в гранитоидах Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань). «Геохимия», № 11, 1963.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А.** О минералогических критериях щелочности гранитоидов. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1965.
- Марфуни А. С.** Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение, М., 1962.
- Минеев Д. А., Макаровичкин Б. А., Жабин А. Г.** К изучению поведения лантаноидов в процессах изменения редкоземельных минералов. «Геохимия», № 7, 1962.
- Минеев Д. А.** Геохимическая дифференциация редкоземельных элементов. «Геохимия», № 12, 1963.
- Минеев Д. А.** Исследование свойств и возможностей тройной диаграммы $\Sigma\text{Ce} - \Sigma\text{Y}_1 - \Sigma\text{Y}_2$. «Геохимия» № 12, 1965.
- Надарейшвили Д. Г., Балашов Ю. А.** К вопросу корреляции между петрогенными и редкоземельными элементами в базальтоидах (тезисы). I. Республиканская научная конференция молодых ученых и аспирантов Грузинской ССР, посвященная 100-летию со дня рождения В. И. Ленина. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1969.
- Надарейшвили Д. Г., Кекелия М. А., Балашов Ю. А.** Состав редкоземельных элементов в пироксенах из габброидных пород Квиранского интрузива. *Сообщ. АН ГССР, 55, № 1, 1969.*
- Надирадзе В. Р., Абамелик Е. М.** Петрография неогитрузий района с. Ткемловани, ДАН СССР, т. II, XIV, № 1, 1949.
- Надирадзе В. Р.** Интрузии и рудопроявления Аджаро-Триалетской складчатой системы (докторская диссертация). МГУ, 1956.
- Островский И. А.** Оптические свойства синтетических эгириндиопсидов. Сб., посвященный академику Д. С. Белянкину. Изд. АН СССР, 1946.

- Павленко А. С., Балашов Ю. А., Геворкян Р. Г., Туранская Н. В. Поведение редкоземельных элементов при образовании щелочноземельных и щелочных комагматических базальтоидных пород Центральной Армении. «Геохимия», № 2, 1966.
- Перчук Л. Л. Зависимость коэффициента распределения кальция между сосуществующими амфиболами и плагиоклазами от температуры. ДАН СССР, т. 169, № 6, 1966.
- Перчук Л. Л. Принцип влияния температуры и давления на равновесия природных железомagneзиальных минералов. Изв. АН СССР, серия геол., № 42, 1968.
- Расс И. Т. Редкоземельные элементы в пироксенях и апатитах Ковдорского щелочно-ультраосновного массива. «Геохимия», № 9, 1968.
- Ронов А. Б., Балашов Ю. А., Мигдисов А. А. Геохимия редкоземельных элементов в осадочном цикле. «Геохимия», № 1, 1967.
- Рябчиков И. Д. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта. В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия». 1965.
- Сармин А. П. Отчет о Дзамском месторождении. СОПС АН СССР, 1932.
- Сахама Т. Г. Рассеянные элементы в породах южной Финской Лапландии. В сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». Изд. ИЛ, М., 1952.
- Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Особенности состава редких земель в минералах. «Геохимия», № 4, 1958.
- Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд. «Наука», 1963.
- Синькова Л. А., Туранская Н. В. О различном влиянии калия и натрия на миграционную способность редкоземельных элементов. «Геохимия», № 5, 1958.
- Соболов В. С. Значение железистости феррических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотита, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. ИЛ, М., 1961.
- Тимербаева К. М. Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. Изд. «Наука», М., 1967.
- Туранская Н. В. Разработка методов рентгеноспектрального анализа редкоземельных элементов и их применение для геохимии. Канд. диссертация, ГЕОХИ АН СССР, 1958.
- Хевеши Г. Редкие земли с точки зрения строения атома. Научн. хим. техн. Изд-во, Л., 1929.
- Хомяков А. П. О роли химического и кристаллохимического факторов в распределении редких земель. «Геохимия», № 2, 1967.
- Хэскин Л. А., Фрей Ф. А., Шмитт Р. А., Смит Р. Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. Изд. «Мир», М., 1968.
- Швей И. В. Об особенностях распределения РЗЭ в минералах в зависимости от условий их образования. В сб. «Минеральное сырье», вып. 4, М., 1962.
- Buddington A. F., Fahey I., Vlisidis A. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. Am. Journ. Sci., 253, 497, 1955.
- Frey F. A., Haskin M. A., Poetz J. A., Haskin L. A. Rare-earth abundances in some basic rocks. J. Geophys. Res., v. 73, № 18, 1968.
- Goldshmidt V. M. and Thomassen L. Skr. Selsk. Oslo Nat.-Naturv. kl. №5 1924.
- Goldschmidt V. M., Ulrich F., Bart T. Skr. Vid. Selsk. Oslo, Nat.—Naturv. Kl. № 5, 1925.
- Goldschmidt V. M. Die Naturwissenschaften, 18, 1930.
- Haskin L. A., Frey F. A., Schmitt R. A., Smith R. N. Meteoritic, solar and terrestrial rare-earth distributions. Phys. Chem. Earth, 7, 1966.

- Haskin L. A., Haskin M. A. Rare-earth elements in the Skaergard intrusion. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, v. 32, № 4, 1968.
- Hess H. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. *Amer. miner.*, 34, № 9—10, 1949.
- Minami E. Gehalte an seltenen Erden in europäischen und japanischen Tonschiefern. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen*, IV, N. F. L. 1, 155, 1935.
- Noddaek I. R. Die Heufigkeiten der seltenen Erden in Meteoriten. *R. anorg. allgem. chem.*, 225, 337, 1935.
- Rassel H. N. *Astrophys. J.*, 70, 1929.
- Schilling L. G., Winchester I. W. Rare earths in Hawaiian basalts. *Science*, vol. 153, № 37—38, 1966.
- Schnetzler C. C., Philpotts J. A. Partition coefficients of rare earth elements and barium between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts. I. в кн.: „Origin and distribution of the elements“, edited by L. H. Ahrens. *International series of monographs in earth sciences*, v. 30, 1968.
- Smith I. R., Yoder H. S., Jr. Variations in X-ray powder diffraction patterns of plagioclase feldspars, *Am. Miner.*, 41, 632, 1956.
- Poldervaart A., Hess H. H. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *Journ. Geol.*, 59, 472, 1951.
- Towell D. G., Winchester J. W., Volfovsky Spirn R. V. Rare-earth distributions in some rocks and associated minerals of the batholith of Southern California, *J. Geophys. Res.*, v. 70, № 14, 3485, 1965.
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Геология, минералогия и петрография интрузивов Квиран и Арджеван-Гуджаретского рудного узла	8
Геология магматических образований	8
Породообразующие минералы	14
Последовательность кристаллизации породообразующих минералов	35
Петрографическое описание пород	38
Петрохимические особенности интрузивных пород	42
К вопросу о формировании интрузивов в аспекте их петрохимических особенностей	44
Геохимия редкоземельных элементов в интрузивах	53
Распределение редкоземельных элементов в процессе кристаллизации пород	53
Факторы дифференциации РЗЭ в интрузивных породах Аджаро-Триалетской складчатой системы	72
Влияние фациальных изменений интрузивных пород на содержание РЗЭ	81
Сопоставление данных содержания и распределения РЗЭ в интрузивных породах Аджаро-Триалетии с данными по другим регионам	84
Вопросы корреляции редкоземельных элементов	83
Литература	91