

О. Д. СТАВРОВ

**ГЕОХИМИЯ
ЛИТИЯ, РУБИДИЯ, ЦЕЗИЯ
В МАГМАТИЧЕСКОМ
ПРОЦЕССЕ**

О. Д. СТАВРОВ

ГЕОХИМИЯ
ЛИТИЯ, РУБИДИЯ, ЦЕЗИЯ
В МАГМАТИЧЕСКОМ
ПРОЦЕССЕ



МОСКВА «НЕДРА» 1978



Ставров О. Д. Геохимия лития, рубидия, цезия в магматическом процессе. М., «Недра», 1978, 214 с.

В книге на материале главных типов магматических формаций впервые рассматривается геохимия редких щелочных элементов в ходе эволюции верхней мантии и развития магматического процесса; показана индикаторная роль этих элементов при решении вопросов генезиса и рудоносности магм. Особое внимание уделяется оценке рудоносности магматических формаций на редкие щелочи.

Приведен также большой материал по летучим элементам (бор, фтор), оказывающим существенное влияние на поведение редких щелочей как в процессе формирования магматических серий пород, так и месторождений этих элементов.

Работа базируется на оригинальных исследованиях автора с привлечением большого литературного материала. Основной объем анализов на редкие щелочи (а также натрий и калий), бор и фтор выполнен автором в одной спектральной лаборатории, по единым методикам с использованием международных стандартов. Это придает аналитическому материалу строгую сопоставимость, а выводам — наибольшую обоснованность.

Книга рассчитана на геохимиков, петрологов, геологов, занимающихся изучением широкого круга вопросов, связанных с магматическими породами, их генезисом и рудоносностью.

Табл. 67, ил. 36, список лит. — 153 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Представленная работа является итогом пятнадцатилетних исследований автора по геохимии редких щелочных элементов в различных магматических формациях СССР и первой обобщающей работой по геохимии этих элементов в магматическом процессе.

Основные задачи исследований сводились к следующему:

1. Выявление закономерностей распределения редких щелочных элементов в породах и минералах магматических формаций.

2. Выявление факторов, определяющих рудоносность магматических формаций и выяснение условий, ведущих к концентрированию редких щелочных элементов в магматическом процессе.

3. Использование редких щелочных элементов как индикаторов для решения вопросов генезиса магм, их рудоносности на редкие щелочные элементы и других задач прикладной геологии.

Естественно, что охватить исследованием все разнообразие магматических пород было невозможно. Для решения поставленных задач были необходимы: 1) выбор представительных геологических объектов; 2) единый методический подход и строгая сопоставимость, а также точность и высокая чувствительность аналитических определений содержания редких щелочных элементов.

При выборе объектов исследования учтены главнейшие современные работы по узловым вопросам процесса магмообразования. Соблюдение второго условия гарантировалось проведением автором самостоятельных аналитических исследований на протяжении всего периода работы в спектральной лаборатории ВИМС с использованием одних и тех же эталонов, контрольных проб и международных стандартов.

Количественные определения щелочных элементов выполнены на нестандартном пламенном фотометре с чувствительностью анализа на литий, рубидий и цезий $2 \cdot 10^{-5}$ — $5 \cdot 10^{-5}$ %; натрий и калий 10^{-3} % в породе (при навеске 1 г/50 мл раствора). Определения фтора и бора выполнены спектральным методом по известным методикам В. Г. Хитрова, А. К. Русанова. Чувствительность количественного анализа фтора 0,005%, бора 10^{-4} %.

По завершении аналитических исследований из анализированных пород были составлены контрольные серии. Анализ этих серий показал хорошую сходимость с данными, получен-

ными на протяжении всего периода исследования. Поэтому весь приведенный в работе аналитический материал, полученный непосредственно автором, можно считать строго сопоставимым между собой.

Проанализировано около 1000 проб пород и минералов на главные и редкие щелочные элементы, а также значительная часть проб — на фтор и бор. Автор, пользуясь случаем, выражает благодарность проф. А. К. Русанову за предоставленную ему возможность проведения самостоятельных аналитических исследований в течение 15 лет в спектральной лаборатории ВИМС.

Основной каменный материал по различным магматическим формациям для анализа собран автором, а также любезно предоставлен для этих целей рядом исследователей — О. З. Алиевой, Г. И. Арсановой, В. В. Архангельской, Р. Д. Гаврилиным, В. И. Герасимовским, Л. В. Дмитриевым, Е. Б. Знаменским, А. М. Портновым, И. Ф. Романовичем, Г. Б. Рудником, Т. А. Смирновой, А. А. Ухановым, которым автор выражает искреннюю признательность.

ВВЕДЕНИЕ

Элементы первой группы периодической системы Д. И. Менделеева — литий, натрий, калий, рубидий и цезий — занимают особое место при исследовании магматического процесса. Действительно, содержания и соотношения двух главных из этих элементов — натрия и калия — характерная особенность типа магмы. Редкие же щелочные элементы (их содержания и величины отношений между собой и главными щелочными элементами) выступают как индикаторы процессов магмообразования, дифференциации магм и их генезиса.

В определенных условиях развития магматического процесса образуются промышленные скопления лития, рубидия и цезия, а расширяющаяся сфера их использования ставит задачу увеличения минерально-сырьевой базы этих элементов. Решение этой задачи немыслимо без глубоких знаний геохимического поведения редких щелочных элементов в геологических процессах, и в первую очередь в магматическом процессе.

Со времени В. И. Вернадского, положившего начало изучению геохимии редких щелочных элементов в магматическом процессе, накоплен большой литературный материал. Однако степень изученности отдельных магматических формаций по редким щелочным элементам далеко недостаточная (например, ультраосновная щелочная формация), что требует существенного дополнительного материала при рассмотрении геохимии редких щелочных элементов в магматическом процессе.

Исследования, выполненные ранее различными авторами, позволили выявить индикаторную роль рубидия в магматическом процессе.

Рубидий и калий образуют те идеальные твердые растворы, к которым наиболее полно применим закон распределения Бергто — Нернста, что создает максимально благоприятные возможности в применении закономерностей распределений рубидия и изменения величины K/Rb для расшифровки процесса эволюции и генезиса таких силикатных расплавов, где калий является макрокомпонентом, а рубидий микрокомпонентом.

Большое значение в понимании закономерностей распределения редких щелочных элементов в породах магматических серий, изменения в них величины K/Rb имеют исследования коэффициентов распределения этих элементов между кристаллизующимися минералами, фенокристаллами минералов и основной массой породы, а также между кристаллизующимися минералами и гидротермальным раствором.

Работы в этом направлении показали, что среди темноцветных породообразующих минералов магматических пород наибольшую величину K/Rb имеют амфиболы. Неожиданной оказалась низкая величина K/Rb в оливинах по сравнению с пироксенами и основной массой породы.

Вхождение в структуру оливина калия и рубидия вполне возможно, исходя как из общих геометрических, так и энергетических соображений. Наиболее подходящими являются октаэдрические позиции, занимаемые обычно магнием и двухвалентным железом, вхождение в которые калия и рубидия возможно по одной из следующих схем: $2Mg^{2+} \rightarrow R+Fe^{3+}$; $MgFe^{2+} \rightarrow R+Fe^{3+}$; $2Fe^{2+} \rightarrow R+Fe^{3+}$.

Учитывая, что средние расстояния $Mg(Fe) - O$ в оливине равны $2,07 \cdot 10^{-10} - 2,17 \cdot 10^{-10}$ м и октаэдрические позиции располагаются по двум геометрическим плоскостям $\pm 0,50$ и $25; 75$, вполне вероятно замещение одновременно двух соседних октаэдров без ущерба для замещаемых объемов. Появление трехвалентного железа в структуре оливина вызывает оттягивание электронной плотности кислорода от соседней октаэдрической позиции, что позволяет размещать в ней ион более крупный, чем магний. Поскольку предполагается при этом, что $2p$ электрона кислорода оттянуты на трехвалентное железо, а внешний уровень кислорода ($2s$) имеет радиус $0,45 \cdot 10^{-10}$ м (по Слэтеру), то расстояние $Rb - O$ в замещаемой позиции становится равным $1,94 \cdot 10^{-10}$ м, а $K - O$ всего $1,78 \cdot 10^{-10}$ м, т. е. расстояние от центра до вершины октаэдра ($2,07 \cdot 10^{-10} - 2,17 \cdot 10^{-10}$ м) оказывается более приемлемым для рубидия, чем для калия.

Пироксены, благодаря наличию широкого спектра октаэдрических позиций, способных вмещать и крупные (Ca, Sr, Ba) и средние — высокозарядные (Mg, Fe, Co, Cr, Ni) катионы, видимо, в одинаковой мере допускают в структуру и калий, и рубидий.

В амфиболе калий имеет собственную структурную позицию, содержание его может достигать первых процентов без изменения геометрии структуры амфибола. Для рубидия эта позиция мала.

Среди лейкократовых породообразующих минералов изверженных пород наибольшую величину K/Rb имеют плагиоклазы (до 2—3 тыс.).

В собственно калиевых минералах магматических пород (калиевом полевом шпате и биотите) величина K/Rb в биотите в 2—3 раза ниже, чем в калиевом полевом шпате, отражая более благоприятные структурные возможности биотита (калий находится в координации 12) для вхождения рубидия.

Еще в большей степени роль структуры минерала сказывается на распределении по минералам крупного иона — цезия. Экспериментальные исследования [134] показали, что синтези-

рованный в гидротермальных условиях (600°C) ортоклаз может содержать изоморфно не более 500 млн.^{-1} * цезия. При более высоких содержаниях цезия в ортоклазе обнаруживается поллуцит. Ограниченное вхождение цезия в решетки калиевых породообразующих минералов приводит к тому, что концентрация цезия в некоторых случаях может достигать уровня, достаточного для образования цезиевого минерала поллуцита.

В связи с большой величиной K/Rb в амфиболах следует подчеркнуть, что величина K/Cs в них невысокая, содержание цезия соизмеримо с содержанием в сосуществующем с амфиболом калиевом полево шпате, а величина Rb/Cs в амфиболе соизмерима с сосуществующим с ним биотитом [77]. Для амфиболов характерно наличие крупных полостей неправильной формы между кольцами амфиболовых лент [6], в которых может располагаться крупный ион цезия. Структурное положение рубидия и цезия в амфиболе различное.

Геохимическая связь цезия с калием в магматическом процессе значительно слабее проявлена, чем рубидия с калием. Цезий легко образует в присутствии летучих элементов весьма подвижные комплексные соединения. Доказательством существования в природе подобных соединений является появление среди возгонов некоторых вулканов минерала авогадрита $(\text{K, Cs})\text{BF}_4$.

Все это определяет более сложную картину геохимии цезия в магматическом процессе по сравнению с рубидием, повторяющим в значительной степени геохимическую историю калия.

Для лития в группе щелочных металлов ближайшим аналогом является натрий. Вместе с тем щелочные свойства лития выражены значительно слабее, чем у других щелочей, и по ряду химических свойств литий приближается к таким элементам второй группы, как магний. В магматическом процессе петрогенным аналогом лития является магний и в меньшей степени двухвалентное железо.

В то же время литий определенным образом связан в этом процессе с минерализаторами, и в первую очередь со фтором, что отмечал еще В. М. Гольдшмидт.

Литий совместно с другими щелочами, особенно с натрием, к которому он ближе всего стоит энергетически, накапливается в пегматитах, где образует свои собственные минералы.

Отмеченные особенности геохимии лития, рубидия, цезия необходимо учитывать при рассмотрении геохимии редких щелочных элементов в магматическом процессе.

* Млн.^{-1} — миллионная доля содержания элемента; соответствует г/т, мг/л.

**СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ
О МАГМАТИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ
И ОБОСНОВАНИЕ
ВЫБОРА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ**

Понятие «магматический процесс» включает: а) генерирование магмы; б) дифференциацию магмы с образованием характерных ассоциаций магматических пород (магматических формаций); в) взаимосвязь между собой различных магм (и магматических формаций).

Все магмы подразделяются на мантийные (первичные) и коровые (вторичные). Начальный состав образующихся магм определяется условиями плавления и составом исходного вещества.

Исходным веществом верхней мантии многие исследователи считают перидотиты. Этот вывод базируется на изучении пород включений в базальтах и кимберлитах, экспериментальных данных и особенностях распространения скоростей прохождения сейсмических волн в верхней мантии.

Важнейшей особенностью большей части верхней мантии является способность давать в результате соответствующих процессов, протекающих в верхней мантии, базальтовые магмы с образованием гипербазитового остатка (работы А. П. Виноградова, А. Э. Рингвуда и Д. Х. Грина).

Наиболее полно составу исходных пород верхней мантии отвечает состав пиrolита, предложенный А. Э. Рингвудом (в %): SiO_2 45,16; MgO 37,49; FeO 8,04; Fe_2O_3 0,46; CaO 3,08; Al_2O_3 3,54; Na_2O 0,57; K_2O 0,13; Cr_2O_3 0,43; NiO 0,20; CoO 0,01; TiO_2 0,71; MnO 0,14; P_2O_5 0,06; $\Sigma = 100,00$. Этот состав отвечает приблизительно одной части базальта и трем частям альпино-типного перидотита.

Экспериментальными исследованиями показано (работы Г. С. Йодера и К. Э. Тилли; Д. Х. Грина и А. Э. Рингвуда; И. Д. Мак-Грегора; И. Кушниро; Н. И. Хитарова и др.), что в условиях верхней мантии из пиrolитового состава в зависимости от давления и температуры могут кристаллизоваться породы с различными минеральными ассоциациями: 1) оливин+слабоглиноземистые пироксены+плагноклаз (плагноклазовый пиrolит) ($9 \cdot 10^8$ Па); 2) оливин+глиноземистые пироксены±шпинель (пироксеновый пиrolит) ($9-12 \cdot 10^8$ Па);

3) оливин+слабоглиноземистые пироксены+ гранат (гранатовый пиrolит) ($> 3 \cdot 10^9$ Па).

Гранатовые перидотиты представляют собой эквивалент шпинелевых перидотитов, соответствующий более высоким давлениям. Наименее глубинную фацию составляют плагиоклаз-содержащие разности. Наличие в мантии различных минеральных ассоциаций в значительной степени определяется пересечением геотерм с полями устойчивости этих ассоциаций (рис. 1) [9, 67, 118].

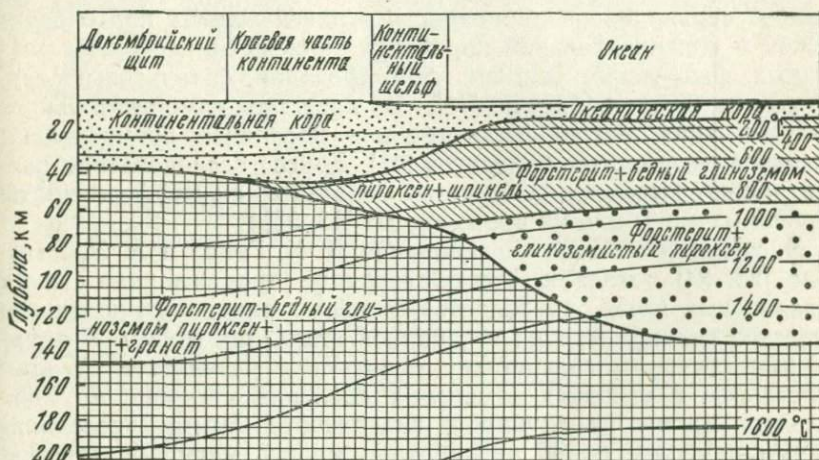


Рис. 1. Гипотетический разрез земной коры и верхней мантии в океанических областях и на докембрийских щитах [9]

Из отмеченных минеральных ассоциаций наиболее обычны шпинелевые и гранатовые. Ниже раздела Мохоровичича располагается слой шпинелевых перидотитов, толщина которого зависит от геотермического градиента и мощности земной коры. Под континентальной корой непосредственно располагаются гранатовые перидотиты. В. В. Белоусов [7] и В. А. Магницкий [52] на основании анализа геологических, геофизических и экспериментальных данных также считают, что под континентальной корой состав верхней мантии отвечает гранатовому перидотиту.

О шпинелевом (лерцолитовом) составе верхней мантии под океанической корой свидетельствует работа Л. В. Дмитриева [28].

Рассматриваемая модель верхней мантии является лишь общей схемой. Так В. С. Соболевым и другими [74] на основе классификации глубинных ксенолитов выделено восемь типов

состава верхней мантии, вероятно, отвечающих разным тектоническим областям.

Однако при рассмотрении общих вопросов соотношения различных магм по данным геохимических исследований может быть использована схема, приведенная на рис. 1.

В природе обычно выделяются две главные серии базальтовых магм: толеитовая и щелочная. Различие в химизме толеитовых и щелочных базальтов выражается главным образом в содержании щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) и кремнезема. Более тонкие отличия составов устанавливаются между океаническими и континентальными базальтами, что, вероятно, является отражением первичной неоднородности верхней мантии под океанической и континентальной корой или зависит от несколько различных физических условий формирования базальтовых расплавов в этих областях [43]. В качестве самостоятельного третьего типа магмы выделяется в последнее время магма высокоглиноземистых базальтов [41]. Другие исследователи рассматривают высокоглиноземистые базальты как дифференциаты первичных магм или их производных [43, 95].

Экспериментальные исследования Д. Х. Грина и А. Э. Рингвуда [23, 24] показали, что образование трех главных групп базальтовых магм определяется степенью плавления исходного вещества верхней мантии и глубиной отделения магмы. В дальнейшем состав магмы может меняться в результате отсадки кристаллов в условиях изменения давления нагрузки по мере подъема магмы из глубин к поверхности. Этими исследователями наиболее полно разработана модель магмообразования в пределах верхней мантии.

Существенное влияние на процессы, протекающие в верхней мантии, по мнению И. Куширо [45 и др.], оказывает вода. По данным этого автора, вода в верхней мантии может быть заключена в кристаллической структуре минералов (слюды, амфибол) в форме гидроксил-ионов, а с увеличением глубины (при распаде водосодержащих минералов) — в интерстициях между кристаллами или во включениях в кристаллах. При этом считается, что присутствие даже весьма низких содержаний воды существенно влияет на температуру начала плавления мантийного вещества.

По расчетам А. Э. Рингвуда [67], среднее содержание воды в мантии составляет 0,1%, и ее присутствие понижает температуру начала плавления примерно на 200°C .

Составы базальтовых магм, образующиеся в верхней мантии в зависимости от указанных условий, показаны на рис. 2 [22]. Оливиновые толеиты образуются на глубинах 35—70 км при наиболее интенсивном плавлении пиролита. Тугоплавким остатком является оливин ± ромбический пироксен. Меньшая степень плавления пиролита на тех же глубинах ведет к появлению

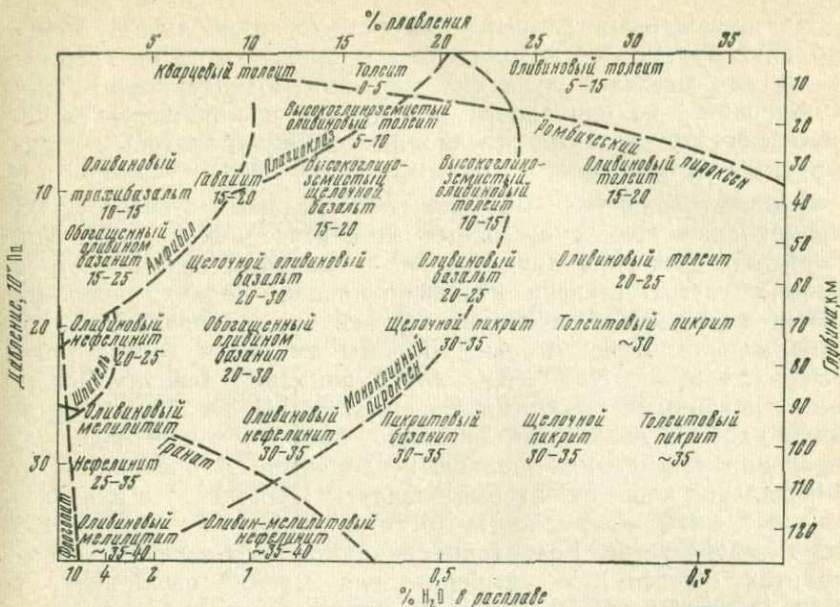


Рис. 2. Базальтовые магмы, образующиеся в результате частичного плавления вещества мантии [22]. Цифры при каждом типе базальтовых магм указано содержание нормативного оливина в этом расплаве в момент его образования на данной глубине. Пунктирные линии с названиями минералов означают, что при экстракции магмы в условиях левее этой кривой названный при ней минерал будет входить в тугоплавкий остаток

щелочных базальтов с ассоциацией тугоплавких минералов (оливина, глиноземистых пироксенов), по составу отвечающей перидотитовым включениям в природных щелочных базальтах. Высокоглиноземистые базальты и кварцевые толеиты могут возникать при частичном плавлении пиrolита, которое сопровождается отделением магмы от остаточных кристаллов на глубинах меньше 35 км (остаток алливалит, анортозит + расслоенный перидотит). Крайне недосыщенные кремнекислотой магмы, состоящие из оливиновых нефелинита и мелилитита, образуются на наибольших глубинах при малой степени плавления пиrolита. Согласно экспериментам [111, 119], тугоплавкий остаток при этом отвечает гранатовому перидотиту, т. е. тому типу перидотитов, которые наиболее широко распространены среди включений в кимберлитах.

Каждая из трех базальтовых магм образует свои линии дифференциации. Оливиновые толеиты дифференцируются в сторону кварцевых толеитов и фаялитовых гранофиров. Щелочные оливиновые базальты и базаниты — в сторону гавайитов, муджеритов, трахитов и т. д. Высокоглиноземистые оливиновые толеиты дифференцируются в сторону нормальных толеитов, кварцевых толеитов и фаялитовых гранофиров [23]. В интрузивной фации образуются соответствующие серии пород.

Из приведенных данных следует, что: наибольший объем выплавки приходится на оливиновые толеиты, остаток которых по составу отвечает дунитам — перидотитам (гарцбургитам); наименьший — на оливиновые нефелиниты и оливиновые мелилититы, остаток которых отвечает по составу гранатовым перидотитам.

Следовательно, если мы сможем исследовать степень фракционирования редких щелочных элементов между выплавкой и остатком для этих двух систем, то получим возможность в целом судить о степени концентрирования редких щелочных элементов в выплавляемых из верхней мантии различного состава магмах. Действительно, объемы выплавок других магм и их составы (по $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, SiO_2) попадают в вилку между вышеотмеченными объемами и составами выплавляемых магм. Такие расчеты позволяют, очевидно, выявить также содержание в пиrolите редких щелочных элементов. В пределах континентальной коры толеитовые базальты (выплавка) и альпинотипные дуниты — перидотиты (остаток) образуют первую систему для расчетов. Гранатовые перидотиты включений в кимберлитах (остаток) и кимберлитовая магма (выплавка), а также родственная ей магма, дающая серию пород ультраосновной — щелочной формации, образуют вторую систему для расчетов степени фракционирования редких щелочных элементов в зависимости от объема выплавки, ее состава и образующегося тугоплавкого остатка. Принципиальная возможность проведения подобного рода расчетов для главных элементов была показана Л. В. Дмитриевым [28] на примере базальтов и гипербазитов срединных океанических хребтов (океаническая кора).

Особое место в вопросах магмообразования в связи с процессами, протекающими в верхней мантии, занимают известково-щелочные и калиевые щелочные магмы.

А. Э. Рингвуд [24, 67], основываясь на геологических, геофизических и экспериментальных данных, считает, что образование андезитовой (андезит-дацитовой) магмы может происходить в результате ее выплавления из толеитовых базальтов, прошедших стадию эклогитизации (или амфиболитизации). Исследования Н. И. Хитарова и других [95] также показали, что магма андезитового состава может образоваться при плавлении высокоглиноземистых и даже оливиновых толеитовых базальтов при давлениях свыше $2 \cdot 10^9$ Па. Вместе с тем исследования И. Куширо [45] показали возможность выплавления известково-щелочной андезитовой (дацитовой) магмы из мантийного перидотита (шпинелевого лерцолита) в присутствии воды. Связь андезитовых расплавов с мантийным источником находит широкое признание, подтверждаясь геолого-петрохимическими и геохимическими (изотопия стронция) данными [24].

Существуют и противоположные точки зрения, признающие образование известково-щелочной магмы в результате переплавления материала коры основной магмой [73]. Геохимические исследования андезитов имеют большое значение для затрагиваемых вопросов.

Генезис калиевых щелочных магм все больше связывается с верхней мантией. Согласно В. С. Соболеву [72, 73], такие магмы возникают в результате ассимиляции зон скопления флогопита поднимающимися из мантии магмами. Предполагается, что такие зоны возникают в самых верхних горизонтах верхней мантии вследствие выноса калия в ходе дегазации мантии. Считается, что флогопиты гипербазитовых включений в кимберлитах и щелочных базальтах (в том числе глиммериты) относятся к такого типа слюдам. А. Кандари [112] на основании исследования лейцитовых вулканических пород Италии и Бирунги считает, что магма по составу отвечала биотитовому пироксениту. Очевидно геохимическое сопоставление по редким щелочным элементам слюды из включений, а также самих включений и калиевых щелочных пород могут дать существенную дополнительную информацию в вопросах генезиса калиевых щелочных магм.

Не менее сложной продолжает оставаться и проблема образования гранитов, несмотря на ее всестороннее обсуждение и современные достижения в этой области. Работы последних лет по гранитам, в том числе в области изотопии и геохимии, заставляют снова вернуться к этой проблеме. Все больше появляется данных, свидетельствующих о зарождении магматических [55], интрузивных [40] гранитов в нижних горизонтах земной коры [87, 107, 113, 124, 132, 149, 150]. Е. К. Устиев [90] признавал возможность существования собственно гранитной магмы.

Опытами Т. Х. Грина [25, 26] показано, что плавление кварцевого диорита (равного андезиту) приводит к появлению кислого (гранитного) расплава с удалением в остаток плагиоклаза (анортозитов). В. П. Петров отмечает [64], что при этом очевидно получится ювенильный гранит, о котором было довольно много споров и который, видимо, никаким другим путем получиться не может.

Как считает Т. Х. Грин, при частичном плавлении нижней части коры со средним составом, близким к андезиту в условиях давлений, существующих в этой части земной коры, проявляется сильная сепарация кристаллов плагиоклаза (андезин — кислый лабрадор), а также, в меньшей мере, пироксенов и рудных минералов. Разделение кристаллов и жидкости может происходить по механизму фильтр-прессинга в условиях деформаций, возникающих на определенных этапах геотектонического развития земной коры. В зависимости от интенсивности проявления деформаций и фильтр-прессинга гранитная фракция

может либо интродуцировать в верхние горизонты земной коры, либо ассоциировать в пространстве с аноксидитовым комплексом, образуя полностью обособленные тела или тела, связанные постепенными переходами с аноксидитовыми комплексами. Подобные построения, отмечает Т. Х. Грин, согласуются с геологическими исследованиями аноксидитовых комплексов и ассоциирующих с ними кислых пород.

Исследования аноксидитовых формаций привели А. П. Лебедева [46] к выводу о том, что в тесной ассоциации аноксидитов крупных массивов с гранитоидами следует, видимо, искать решение проблемы генезиса аноксидитовой магмы. Им отмечается большой объем кислого магматического материала, входящего в рассматриваемую формацию.

Е. В. Шарков [98] на примере Салминского массива габбро-аноксидитов — гранитов рапакиви показал, что кристаллизация должна начаться с выделения основного плагиоклаза. По мере понижения основности плагиоклаза к нему должен присоединиться ортоклаз и еще позже кварц. Кристаллизация должна закончиться тройной эвтектикой: кислый плагиоклаз — ортоклаз — кварц. Этот исследователь считает, что подобного рода массивы являлись вероятными магматическими очагами областей древнего липаритового вулканизма, ныне выведенными на дневную поверхность. Следует подчеркнуть, что, согласно экспериментам, генерация такой гранитной магмы происходит на глубине порядка 33 км, что соответствует нижним частям земной коры в континентальных областях.

Изучение структуры земной коры под гранитными массивами юго-западной Англии [87] показало, что нижняя кора сложена, вероятнее всего, средними породами, селективное плавление которых приводит к образованию гранитов. Скорость прохождения волн под батолитом непосредственно выше поверхности Мохо в этом регионе, согласно этим авторам, составляет 6,6—7,0 км/с. Близкие скорости прохождения волн имеют аноксидиты [110].

Все это намечает новые возможные пути в анализе сложного вопроса происхождения гранитов, выделения среди них разных генетических групп, для чего необходимы новые данные, к числу которых в первую очередь относятся геохимические.

Приведенный выше материал показывает, что процессы магмообразования в мантии и коре должны иметь определенные логические связи. Эти связи должны фиксироваться и в геохимических характеристиках магматических пород, слагающих магматические формации, что необходимо учитывать при анализе геохимии отдельных элементов в магматическом процессе.

При изучении геохимии редких щелочных элементов в магматическом процессе выбор объектов исследования диктовался вышеизложенным материалом по узловым вопросам процесса

магмообразования. Кроме того, представлялось наиболее правильным для выявления основных особенностей геохимии лития, рубидия, цезия в магматическом процессе рассмотреть эти элементы в магматических породах, характеризующихся контрастными содержаниями и соотношениями между собой главных щелочных элементов — натрия и калия.

Соответственно объектами исследования явились: 1) породы и минералы верхней мантии (как области зарождения первичных, базальтовых магм); 2) базальты (толеновые и щелочные — континентальные и океанические); 3) андезиты (включая дациты, липариты, граниты как породы единого известково-щелочного ряда, а также игнимбриты) островных дуг и континентов; 4) породы ультраосновной — щелочной формации; 5) породы формации агпайтовых нефелиновых сиенитов; 6) породы формации калиевых щелочных сиенитов (рифтовых зон и складчатых областей); 7) натровая и калиевая серии щелочных пород рифтовых зон Восточной Африки; 8) породы габбровой формации; 9) магматические и анатектические граниты.

ГЕОХИМИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Проблема связи земной коры с мантией становится одной из самых актуальных в современной геологии и вызывает растущий интерес к геохимическому изучению вещества мантийного происхождения: альпийских гипербазитов складчатых поясов и срединноокеанических хребтов, а также ультраосновных включений в базальтах и кимберлитах.

Содержание щелочных элементов в отторженцах мантии привлекает особое внимание, так как резкое обогащение земной коры щелочами по сравнению с перидотитами, слагающими верхнюю мантию, — характерная особенность процесса образования внешней оболочки Земли. Пониманию этого процесса, вероятно, могут помочь данные по изучению распределения, наряду с натрием и калием, редких щелочей, а также соотношение геохимически близких калия и рубидия в земной коре и мантии. Для гипербазитов этих сведений еще недостаточно. Особенно мало их для пироповых разновидностей, которые, за довольно редкими исключениями, встречаются лишь как ксенолиты в кимберлитовых трубках взрыва и являются наиболее глубинными образованиями из всех доступных непосредственному изучению и, по-видимому, наименее измененными породами верхней мантии. Однако представляется возможным воздействие на эти включения щелочно-ультраосновного кимберлитового расплава. Поэтому в настоящем разделе работы определение щелочных элементов выполнено автором не только в ультраосновных включениях, но и в самих кимберлитах. Материалом для исследования послужила коллекция А. В. Уханова [85].

Петрографическая характеристика. Кимберлиты, анализировавшиеся нами, были представлены как массивными разновидностями, так и брекчиями и туфобрекчиями. Из них к слюдному типу относится кимберлит трубки «Слюдянка», на 5—10% состоящий из табличек слюды, а также обогащенные слюдой обломки кимберлита ранней генерации, включенные в кимберлитовые брекчии ряда трубок. Последние переполнены обломками разнообразных, особенно вмещающих пород (из анализировавшегося материала они тщательно выбраны). Остальной каменный материал, использованный для анализов, относится к трубке «Обнаженная», которая известна разнообразием, оби-

лим и свежестью содержащихся в ней ультраосновных включений. Эти включения, принадлежащие и к шпинелевой, и к пироповой разновидностям гипербазитов, образовались в широком интервале давлений и температур и, следовательно, вынесены кимберлитовым расплавом с разных глубин [91].

2321 Среди включений шпинелевых гипербазитов преобладают перидотиты (гарцбургиты) и дуниты, петрографически почти не отличающиеся от тех же пород дунит-гарцбургитовой формации, но в целом более крупнозернистые и слабо затронутые серпентинизацией. Составы породообразующих оливина, энстатита и акцессорного хромшпинелида, а также количественные соотношения этих минералов такие же, как в обычных гипербазитах: энстатит 10—30%, моноклинный пироксен 1—3%, хромшпинелид 0,5—2%, а остальное приходится на оливин. Слюдяные и содержащие слюду перидотиты, как правило, более мелкозернистые и энстатита в них больше. Если судить по формам выделения, слюда вторична. Пироксениты представлены крупнозернистыми энстатитами и вебстеритами. Гранатовые перидотиты (лерцолиты) не менее чем на 40% состоят из оливина, содержат от 5 до 50% энстатита и переменные количества хромдиоксида и пиропового граната. Хромшпинелид в этих породах отсутствует. Гранатовые пироксениты — крупнозернистые породы с неравномерным распределением минералов и нередко с грубополосчатыми текстурами. В их составе преобладают хромдиоксид, гранат и энстатит, а оливин присутствует в подчиненном количестве. В некоторых разновидностях содержится шпинель. Эклогиты сложены крупными (до 3 см) зернами моноклинного пироксена и гранатом, ромбического пироксена чаще всего нет, но иногда он слагает до 20% объема породы. Петрохимически эклогиты неоднородны, среди них есть и более железистые, темно окрашенные разновидности, и бледно окрашенные, обедненные железом, но с повышенным содержанием СаО и Al₂O₃.

Помимо включений и самих кимберлитов, щелочи были определены в минералах, слагающих эти породы. Особо следует остановиться на слюде. А. П. Бобрневичем с соавторами [1] в кимберлитах Якутии выделяется три генерации слюды различного происхождения: 1) ксеногенная слюда во включениях пород верхней мантии; 2) магматический биотит, кристаллизующийся в кимберлитах; 3) метасоматический биотит, развивающийся по ксенолитам в кимберлитах.

Определение возраста разных слюд подтверждает такое деление и показывает «древний» возраст слюд первой группы. Параллельно с изучением закономерностей распределения щелочей во включениях кимберлитов были определены содержания этих элементов в гипербазитах альпинотипных и океанического дна.

Среднее содержание щелочных эле

Порода	Район	Число проб	Na, %
Хондритовый метеорит			0,68
Альпинотипный дунит и перидотит	Урал и Сибирь	22	0,021 ± 0,009
То же	Разные районы земного шара	10	0,024
Перидотит океанического дна	Индийский океан	6	0,12
Дунит и перидотит (включения в базальтах)	Разные районы земного шара	6	0,143
Дунит и перидотит (включения в кимберлите)	Африка	3	0,066
То же	Якутия, трубка «Обнаженная»	13	0,06 ± 0,038
Пироксенит (включения в кимберлите)	То же	4	0,28 ± 0,16
Гранатовый перидотит (включения в кимберлите)	»	6	0,365 ± 0,16
Гранатовый пироксенит (включения в кимберлите)	»	11	0,51 ± 0,27
Эклогит (включения в кимберлите)	»	12	0,81 ± 0,27

В табл. 1—5 и на графиках (рис. 3—5) приведены результаты изучения распределения щелочных элементов и фтора во включениях кимберлитов, кимберлитах, альпинотипных дунитах и перидотитах, в перидотитах океанического дна.

Натрий и калий. На фоне альпинотипных дунитов и перидотитов включения ультраосновных пород из кимберлитов отличаются почти на порядок более высокими содержаниями калия и натрия. Максимальное содержание натрия установлено в эклогитах (0,81%) при величине Na/K 9,6. Максимальное содержание калия отмечено в гранатовых перидотитах и гранатовых пироксенитах (0,1 и 0,84% соответственно) при значениях Na/K 3,4 и 6. По содержаниям натрия и калия эти разности включений близки к хондритам (0,68% Na и 0,1% K [57]).

ментов в ультраосновных породах

K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	K/Rb	Rb/Li	Na/K	Литературный источник
0,10	2,0	3,0	333	1,5	6,8	[57]
0,0085 ± 0,0048	0,62 ± 0,037	0,40 ± 0,19	212	0,6	2,5	Данные автора
0,0034	Не опр.	0,13	258	—	7,0	[142]
0,022	2,2	0,67	328	0,3	5,5	[85]
0,013	Не опр.	0,5	278	—	11,0	[142]
0,063	Не опр.	3,4	193	—	1,1	[142]
0,035 ± 0,021	1,13 ± 0,8	1,67 ± 1,06	209	1,3	1,7	Данные автора
0,056 ± 0,027	2,3 ± 0,77	3,1 ± 2,7	180	1,3	5,0	
0,11 ± 0,06	1,5 ± 0,78	3,95 ± 1,55	279	2,6	3,5	
0,084 ± 0,051	1,17 ± 0,55	2,94 ± 1,36	286	2,5	6,1	
0,085 ± 0,02	4,12 ± 2,49	4,65 ± 3,34	183	1,1	9,6	

В дунитовых, перидотитовых и пироксенитовых включениях содержание калия и натрия ниже, чем в гранатовых перидотитах, гранатовых пироксенитах и эклогитах. Отношение же Na/K в дунитовых и перидотитовых включениях находится на уровне альпинотипных гипербазитов. Во всех группах включений натрий преобладает над калием. Исключение составляет группа слюдяных и содержащих слюду перидотитов, где на содержание щелочей, и в первую очередь калия, влияет количество присутствующей слюды. Слюда из слюдяного перидотита содержит Na 0,33%, K 5,34%. Не исключено, что появление слюды в слюдяном перидотите связано с влиянием самих кимберлитов, в которых содержания калия 0,3—0,5%, натрия 0,1—0,15%, с преобладанием калия над натрием в 3—5 раз.

В плане сопоставления различных гипербазитов интересны данные по содержанию калия и натрия в перидотитах океанического дна. Эта группа пород в координатах К—Na занимает промежуточное положение между альпинотипными дунитами—перидотитами и дунитами—перидотитами из включений в кимберлитах (см. рис. 3).

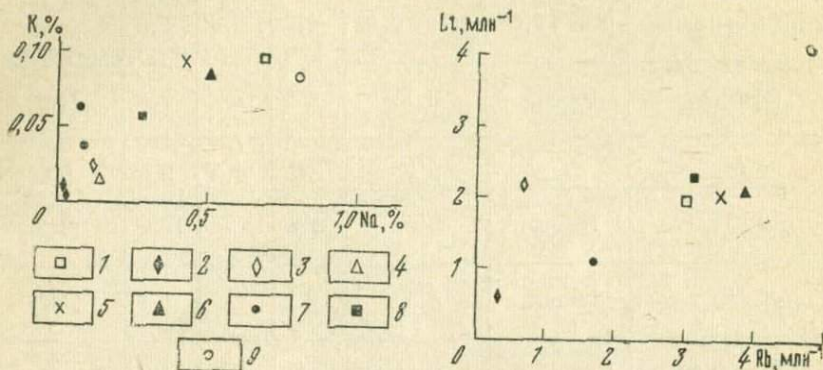


Рис. 3. График К-Na в гипербазитах включений, альпинотипных, океанического дна и хондритах:

1 — метеориты—хондриты; 2 — гипербазиты альпинотипные (дуниты, перидотиты); 3 — гипербазиты океанического дна (перидотиты); 4 — включения в базальтах (дуниты, перидотиты); 5—9 — включения в кимберлитах (5 — гранатовый перидотит; 6 — гранатовый пироксенит; 7 — дуниты, перидотиты; 8 — пироксениты; 9 — эклогиты)

Рис. 4. График Li—Rb в гипербазитах включений, альпинотипных, океанического дна и хондритах. Условные обозначения см. рис. 3

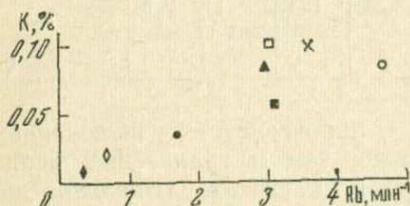


Рис. 5. График К—Rb в гипербазитах включений, альпинотипных, океанического дна и хондритах. Условные обозначения см. рис. 3

Исследование баланса распределения щелочных элементов в минералах различных групп гипербазитовых включений кимберлитов показало, что натрий главным образом связан с пироксенами, а распределение калия сложнее. Так, в гранатовом перидотите минералом-концентратором и носителем калия выступает гранат, содержащий 0,07% калия. Близкие результаты получены и для гранатового пироксенита. В эклогитах содер-

Содержание щелочных элементов
в средних пробах пород включений в кимберлитах

Номер средней пробы	Порода	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	K/Rb	Rb/Li	Rb/Cs	Na/K
C-3	Гранатовый перидотит	0,32	0,078	2,2	3,4	~0,1 ($<0,2$)	230	1,54	~30	4,1
C-5	Гранатовый пироксенит	0,62	0,13	2,75	5,40	$<0,2$	241	1,96	—	4,8
C-1	Дунит, перидотит	0,04	0,025	1,85	1,2	$<0,2$	208	0,65	—	1,6
C-4	Пироксенит	0,194	0,066	3,75	3,45	$<0,2$	192	0,92	—	2,9
C-6	Эклогит	0,92	0,095	6	4,4	$<0,2$	215	0,73	~20	9,7

жание калия в гранате соизмеримо с пироксенами, т. е. на гранат приходится до 50% и более калия породы. По данным В. Л. Гриффин [121], гранат из перидотитового включения практически содержит весь калий породы (см. табл. 3). Величина $K_2O_{\text{(гранат)}}/K_2O_{\text{(клинопироксен)}}$ по данным этих же авторов меняется следующим образом: включения в кимберлитах 2; включения в щелочных базальтах 0,7; метаморфические породы 0,3.

Содержание калия в гранатах из включений в кимберлитах интересовало многих исследователей, особенно в связи с опытами И. Куширо [133], когда в гранате, полученном из флогопита при высоких давлениях, было найдено до 5% калия. Исследования [140] гранатов из эклогитовых включений трубки «Робертс Виктор» с помощью микроанализатора показали, что калий в гранате находится в виде собственного минерала — слюды. Однако М. Г. Роннигер и Б. В. Милль (1973 г.) доказали возможность вхождения калия в структуру граната. Видимо, присутствие калия в гранате может быть связано как со структурными, так и с неструктурными формами, доля каждой из которых в гранате, возможно, определяется *P-T* условиями и общей концентрацией калия.

По-видимому гранат в области верхней мантии может быть носителем калия.

По данным Н. В. Соболева и др. [74], концентратором калия в области верхней мантии, где отсутствуют флогопит и амфибол, является клинопироксен, в котором устойчивая примесь калия (до 0,3%) относится к давлениям $>3 \cdot 10^9$ Па.

Особый интерес представляет переход гранатовых разностей перидотитов в шпинелевые, как возможный механизм отделения щелочей, в первую очередь калия. Содержание калия в шпин-

Содержание щелочных элементов в минералах включений из кимберлитовых трубок

Кимберлитовая трубка	Порода	Минерал	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	K/Rb
«Обнаженная» (Якутия)*	Слюдяной перидотит	Порода в целом Слюда	0,27	0,19	1,0	16	119
			0,33	5,34	8,0	700	77
	Перидотит	Порода в целом Хромшпинелид	0,22	0,030	0,5	1,0	300
			He опр.	0,011	He опр.	He опр.	He опр.
	Гранатовый перидотит	Порода в целом Оливин Клинопироксен Гранат	0,56	0,084	3,0	3,5	237
			0,025	0,038	0,5	1,25	304
			0,75	0,040	0,5	1,40	286
			0,21	0,070	0,7	3,5	200
	Гранатовый пироксенит	Порода в целом Ортопироксен Клинопироксен Гранат	0,55	0,070	0,5	1,4	500
			0,87	0,038	He опр.	0,8	475
1,38			0,056	«	1,1	510	
0,20			0,040	«	0,8	500	
То же	Порода в целом Флогопит	0,56	0,087	2,4	3,0	290	
		0,32	6,73	He обн.	200	336	
»	Порода в целом Амфибол Слюда	0,70	0,13	1,3	5,5	236	
		1,30	0,14	0,5	3,3	423	
		1,42	5,22	He обн.	450	116	
»	Порода в целом Хромшпинелид	0,27	0,047	1,0	1,5	312	
		He опр.	0,014	He опр.	He опр.	He опр.	
Южная Африка**	Эклогит	Порода в целом Ортопироксен Клинопироксен Гранат	0,75	0,080	3,0	2,8	286
			0,58	0,075	He опр.	2,8	268
			2,49	0,060	»	2,4	250
			0,10	0,035	»	1,3	270
	»	Порода в целом Ортопироксен Клинопироксен Гранат	0,88	0,09	4,5	5,2	173
			0,58	0,092	He опр.	He опр.	He опр.
«Весселтон»	Перидотит	Клинопироксен Ортопироксен Оливин Флогопит	He опр.	0,0742	He опр.	3,64	204
			»	0,0145	»	0,63	229
			»	0,0015	»	0,066	221
			»	7,15	»	255	280
«Дютойскап»	Гранатовый перидотит	Клинопироксен Ортопироксен Оливин Гранат	»	0,0454	»	1,11	410
			»	0,005	»	0,354	142
			»	0,0003	»	0,015	200
			»	0,08	»	3,85	208
»	Эклогит	Порода в целом Клинопироксен Гранат	»	0,051	»	2,43	210
			»	0,022	»	0,85	260
			»	0,44	»	1,84	239
«Робертс Виктор»	»	Порода в целом Клинопироксен (с вростками амфибола) Гранат	»	0,224	»	5,51	407
			»	0,112	»	1,22	916
			»	0,049	»	1,53	318

* По (85).

** По (121).

Содержание щелочных элементов
в кимберлитах некоторых трубок Якутии

Трубка	Порода	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	K/Rb
«Зарница»	Кимберлитовая брекчия	0,015	0,10	12,0	10,0	100
	Включение слюдяного кимберлита в брекчии	0,05	0,67	8,5	57,0	118
«Удачная»	Кимберлитовая брекчия	0,055	0,55	60,0	30,0	183
	Кимберлит базальтоидный	0,065	0,50	26,0	28,0	178
	Кимберлитовая брекчия	0,021	0,17	19,5	16,5	103
«Дальняя»	Кимберлит базальтоидный	0,115	0,24	4,7	33,0	73
	Включение слюдяного кимберлита в брекчии	0,15	0,60	13,5	38,0	158
«Обнаженная»	Кимберлитовая брекчия	0,33	0,25	11,0	13,5	185
	Слюда из кимберлита	1,75	5,0	5,5	450	111
«Слюдянка»	Кимберлит слюдяной	0,25	0,47	30,0	55,0	85
	Слюда из кимберлита	0,25	3,0	9,0	370	81
«Русловая»	Кимберлит	0,105	0,085	6,0	7,5	113
«Оливиновая»	»	0,20	0,47	11,0	50,0	94

Таблица 5

Содержание фтора в средних пробах
гипербазитов и кимберлитов

Породы	F, %
Гипербазиты включений:	
дунит, перидотит	0,053
пироксенит	0,052
гранатовый перидотит	0,066
гранатовый пироксенит	0,060
эклогит	0,041
Кимберлиты	0,094
Гипербазиты:	
альпинотипный дунит, перидотит	0,015
перидотит океанического дна	0,026

нели составляет 0,01—0,014%, что почти на порядок ниже, чем в гранате (см. табл. 3). Наши исследования показывают, что шпинелевые разности включений в кимберлитах содержат в 2—3 раза меньше калия и натрия по сравнению с гранатовыми перидотитами включений.

При появлении флогопита этот минерал становится концентратором калия. Однако роль носителя калия слюда выполняет лишь в слюдяных и содержащих слюду перидотитах.

Рубидий и величина отношений K/Rb. Минимальными содержаниями рубидия среди рассматриваемых гипербазитов характеризуются альпинотипные дуниты и перидотиты (по нашим данным $0,4 \text{ млн.}^{-1}$, данным А. М. Штюбе и других $0,13 \text{ млн.}^{-1}$). Включения пород верхней мантии в кимберлитах имеют содержания рубидия на порядок более высокие ($3—4,5 \text{ млн.}^{-1}$). Из них эклогиты и гранатовые перидотиты содержат рубидия больше ($4,65$ и $3,95 \text{ млн.}^{-1}$ соответственно), чем шпинелевые разности ($1,67 \text{ млн.}^{-1}$). По содержанию рубидия перидотиты океанического дна располагаются между альпинотипными гипербазитами и шпинелевыми разностями перидотитов включений из кимберлитов.

Хондриты содержат рубидий (3 млн.^{-1} по [57]) в количестве, близком к содержанию этого элемента в наиболее обогащенных им типах включений из кимберлитов. В самих кимберлитах содержание рубидия на порядок выше (см. табл. 4) и соизмеримо с данными И. Б. Давсона для кимберлитов Базатуленда (18 млн.^{-1}).

Многочисленные примеры распределения рубидия по минералам включений показывают (см. табл. 3), что метасоматическая слюда содержит наибольшее количество рубидия ($450—700 \text{ млн.}^{-1}$). Высокими содержаниями характеризуется и слюда самих кимберлитов (см. табл. 4).

Слюда же собственно включений (ксеногенная, по А. П. Бобривичу [1], мантийная, по В. Л. Гриффину и другим [121]) содержит рубидия в 2—3 раза меньше.

Среди других минералов включений обращают на себя внимание гранаты из гранатовых перидотитов. В этом минерале содержание рубидия выше, чем в остальных минералах, слагающих породу. Такой же характер распределения по минералам гранатовых перидотитов был отмечен и для калия. Вопрос о формах нахождения рубидия в гранате, очевидно, решается с тех же позиций, как это было рассмотрено выше для калия.

На общем графике K—Rb (см. рис. 5) намечается линейная зависимость: увеличение содержания рубидия при возрастании содержания калия от альпинотипных гипербазитов через океанические гипербазиты к гипербазитам включений в кимберлитах. Хондриты на графике располагаются ближе к гранатовым перидотитам и гранатовым пироксенитам.

Согласно исследованиям Л. В. Дмитриева [28], верхняя мантия под океанической корой представлена лерцолитами, образующими комплементарный ряд с выплавляемыми из нее базальтами и гарцбургитовым тугоплавким остатком. По данным этого исследователя, величина K/Rb в гарцбургитах (390) ниже, чем в исходных лерцолитах (480).

Наши исследования пород включений в кимберлитах показывают уменьшение величины K/Rb от гранатовых перидотитов и гранатовых пироксенитов к дунитам, перидотитам и пироксенитам включений.

Альпинотипные дуниты и перидотиты, которые рассматриваются как тугоплавкий остаток при выплавлении толеитовых базальтов из мантии под континентальной корой, также имеют величину K/Rb ниже, чем наименее дифференцированные породы верхней мантии, т. е. в тугоплавком остатке, образующемся при выплавлении базальтов из мантии, величина K/Rb снижается по сравнению с исходными породами. В таком случае в выплавляемых базальтах следует ожидать увеличения K/Rb по сравнению с исходной породой, что и отмечается Л. В. Дмитриевым [28] для океанических базальтов (K/Rb 1420). Такое изменение величины отношения K/Rb в ряду: исходная порода верхней мантии — тугоплавкий остаток — выплавка объясняется кристаллоструктурными особенностями минералов остатка, главным образом оливина, для которого K/Rb фенокристалл: мезостази < 1 (см. введение).

Среди минералов включений минимальное значение K/Rb имеют метасоматические слюды (77—116), что близко к величине этого отношения в слюдах из кимберлитов (81—111). С метасоматической слюдой связана низкая величина K/Rb в слюдяных перидотитах.

Особый интерес представляет ксеногенная (мантийная) слюда, в которой величина K/Rb высокая и соизмерима с величиной этого отношения в других минералах включений и в самих включениях. Ксеногенная слюда, видимо, может образовываться либо при твердофазовых переходах в условиях высокого давления в мантии, либо при воздействии на породы верхней мантии калийсодержащих эманаций при дегазации мантии [72, 73]. Важно подчеркнуть, что в ксеногенной слюде сохраняется «мантийная» величина K/Rb .

Цезий. Содержание цезия в изучавшихся породах значительно ниже чувствительности применявшегося метода анализа ($< 0,2$ млн.⁻¹). Исключение составляют лишь один образец гранатового пироксенита (0,2 млн.⁻¹ Cs), два образца слюдяного перидотита (4,0 и 1,1 млн.⁻¹ Cs) и один образец эклогита (0,2 млн.⁻¹ Cs). Судя по этим образцам, величина Rb/Cs во включениях колеблется в пределах 35—80.

По данным Б. Мэйсона [57], в хондритах содержание цезия составляет 0,1 млн.⁻¹ при отношении Rb/Cs , равном 30.

В кимберлитах цезий не установлен ($<0,2$ млн.⁻¹). В альпинотипных дунитах и перидотитах, а также перидотитах океанического дна цезия содержится также $<0,2$ млн.⁻¹.

Литий. Во включениях из кимберлитов содержание лития колеблется от 1,13 (дуниты, перидотиты) до 4,12 млн.⁻¹ (эклогиты). Альпинотипные дуниты и перидотиты характеризуются наименьшим содержанием лития (0,6 млн.⁻¹). Интерес представляет анализ величины Rb/Li в рассматриваемых гипербазитах. Величина этого отношения для включений из кимберлитов >1 . В альпинотипных гипербазитах величина Rb/Li <1 . Можно предполагать, что в первом случае отражено исходное соотношение элементов в верхней мантии. Во втором случае гипербазиты образуются как остаток при выплавлении базальтов из пород верхней мантии, это ведет к перераспределению лития и рубидия между образующимися фазами. Известная геохимическая связь лития с магнием, железом обуславливает для лития большие возможности относительно рубидия «остаться» в гипербазитах при выплавлении базальтов.

По содержанию лития и величине Rb/Li к гипербазитам включений близки хондриты.

Для гипербазитов океанического дна содержание лития составляет 2,2 млн.⁻¹ при Rb/Li <1 . Исследования Л. В. Дмитриева [28] также показывают, что породы верхней мантии под океанической корой характеризуются величиной Rb/Li <1 . Содержание лития, по Л. В. Дмитриеву, в лерцолитах составляет $4,1 \pm 0,6$ млн.⁻¹, гарцбургитах $3,2 \pm 0,9$ млн.⁻¹, т. е. процесс выплавления базальтовой магмы под океанической корой, так же как и под континентальной, приводит к обеднению литием тугоплавкого остатка.

При рассмотрении распределения лития по минералам (см. табл. 3) обращает на себя внимание очень низкое содержание лития (<2 млн.⁻¹) в ксеногенной слюде включений. В метасоматической слюде и в слюде из кимберлитов содержание лития выше (до 10 млн.⁻¹), однако во всех этих случаях слюды резко обеднены литием по отношению к рубидию.

В самих кимберлитах содержание лития составляет от 6 до 60 млн.⁻¹. Отмечается более высокое его содержание в кимберлитовых брекчиях по сравнению с базальтоидными кимберлитами (см. табл. 4). Повышенное содержание лития в кимберлитах скорее всего связано с серпентинитовой основной массой породы.

Фтор. Максимальное содержание фтора во включениях наблюдается в гранатовых перидотитах (0,066%), наименьшее — в эклогитах (0,041%). В альпинотипных дунитах и перидотитах содержание фтора значительно ниже (0,019%). Перидотиты океанического дна занимают промежуточное положение (0,025%) между альпинотипными гипербазитами и аналогич-

ными породами включений. В кимберлитах (см. табл. 5) установлено также относительно высокое содержание фтора (0,08—0,1 %).

Результаты наших исследований по распределению щелочных элементов в гипербазитовых включениях из кимберлитов, а также в альпинотипных дунитах и перидотитах находятся в хорошем соответствии с данными А. М. Штюбе и В. Р. Мэрфи [142]. Эти авторы с геохимических позиций подтвердили остаточную природу альпинотипных гипербазитов, а также показали их резкое обеднение щелочами по отношению к ультраосновным включениям в базальтах и кимберлитах.

Аналогичные результаты, полученные нами на материале дунит-гарцбургитовой формации Урала и Сибири и кимберлитов Якутии, подтверждают глобальный характер отмеченных геохимических особенностей.

Вышеизложенный материал показывает, что под континентальной корой среди пород верхней мантии по содержанию в них главных и редких щелочных элементов можно выделить три группы:

1. Гранатовые перидотиты включений (гранатовые лерцолиты), обладающие в целом наиболее высокими содержаниями щелочных элементов. Эти породы, по-видимому, представляют наименее дифференцированную верхнюю мантию, отвечающую ее наиболее глубинной фации. По содержанию и соотношению щелочных элементов они приближаются к хондритовым метеоритам.

2. Шпинелевые гипербазиты включений (дуниты, гарцбургиты), содержание в которых щелочных элементов в два-три раза ниже, чем в гранатовых лерцолитах.

3. Альпинотипные дуниты и перидотиты, содержание в которых щелочных элементов на порядок ниже, чем в гранатовых лерцолитах включений.

Процессы, протекающие в верхней мантии, приводят к отделению от нее главных и редких щелочных элементов. Это происходит как на стадии перехода гранатсодержащих перидотитов в шпинелевые, так и в ходе выплавления базальтов, когда щелочными элементами резко обедняется тугоплавкий остаток, а базальты обогащаются ими.

Процесс эволюции мантии под материками и океанами имеет, видимо, общую физико-химическую направленность [28]. Однако гипербазиты океанического дна занимают промежуточное положение по содержанию калия между дунитами и перидотитами включений в кимберлитах и альпинотипными гипербазитами, отличаясь от тех и других более высоким содержанием натрия и величинами K/Rb , Rb/Li . Эти геохимические отличия могут указывать либо на разную интенсивность процессов эволюции мантии под континентальной корой и океани-

ческой [28], либо на неодинаковый состав первичного вещества верхней мантии под океанами и континентами.

В целом же исходные породы верхней мантии являются первоначальным источником поступления главных и редких щелочных элементов в генерируемые из верхней мантии магмы. Ответ на вопрос, являются ли они основным источником этих элементов для генерируемых магм, может быть получен после рассмотрения распределения этих элементов в базальтах (см. гл. 3) и соответствующих расчетов (см. гл. 10).

ГЕОХИМИЯ ЛИТИЯ, РУБИДИЯ, ЦЕЗИЯ
В БАЗАЛЬТАХ И АНДЕЗИТАХ

Среди трех главных типов базальтов (толеитовых, щелочных и высокоглиноземистых) последние занимают наименее определенное положение как первичная магма.

Рассматривая распределение редких щелочных элементов в базальтах, характеризующихся максимальным объемом выплавки и минимальным, и тугоплавких к ним остатках, можно судить о степени концентрирования редких щелочных элементов в разного состава базальтах, выплавленных из верхней мантии. Поэтому рассмотрение распределения редких щелочных элементов в базальтах ограничивается толеитовыми и щелочными базальтами (табл. 6).

Таблица 6

Средний состав базальтов, % [42]

Компоненты	Толеитовые		Щелочные оливиновые
	Океанические	Континентальные	
SiO ₂	49,15	47,78	45,83
TiO ₂	2,09	2,22	3,06
Al ₂ O ₃	15,09	15,33	14,99
Fe ₂ O ₃	3,35	4,09	3,90
FeO	7,56	7,51	8,43
MnO	0,17	0,15	0,14
MgO	7,75	6,99	7,65
CaO	10,61	9,00	10,02
Na ₂ O	2,23	2,85	2,91
K ₂ O	0,30	1,31	1,18
P ₂ O ₅	0,23	0,44	0,48

Особое место занимает исследование геохимии редких щелочных элементов в породах известково-щелочного ряда в связи с вопросами генезиса андезитовой магмы (табл. 7) и появлением высоких содержаний цезия в стеклах дацито-липаритового состава.

Геохимия редких щелочных элементов в базальтах и породах известково-щелочного ряда рассматривается в работе главным образом на основе анализа литературного материала с привлечением оригинальных данных по океаническим толеитовым базальтам и игнимбритам.

При изучении геохимии редких щелочных элементов в базальтах основное внимание исследователи уделяют анализу

Таблица 7

Средний состав андезитов
из различных геологических областей, % [53]

Компоненты	Известковые*	Известково-щелочные**	Щелочно-известковые***
SiO ₂	58,68	58,65	58,05
TiO ₂	0,81	0,79	1,10
Al ₂ O ₃	17,29	17,43	17,15
Fe ₂ O ₃	2,97	3,21	3,30
FeO	3,96	3,48	2,54
MnO	0,12	0,10	0,13
MgO	3,14	3,28	2,16
CaO	7,13	6,26	5,13
Na ₂ O	3,24	3,82	4,57
K ₂ O	1,27	1,99	3,60
H ₂ O	1,20	1,06	1,64
P ₂ O ₅	0,17	0,18	0,43
Сумма	99,98	100,25	99,80

* Среднее из 89 анализов известковых андезитов островных дуг.

** Среднее из 29 анализов известково-щелочных андезитов окраин континентов.

*** Среднее из 13 анализов щелочно-известковых андезитов из внутриконтинентальных районов.

величины K/Rb. Эти данные, а также величина Sr^{87}/Sr^{86} используются при определении генезиса магм. Двум другим редким щелочным элементам — литию и цезию — уделено очень мало внимания и сведения по их содержанию в базальтах ограничены.

Толентовые базальты. Изучение геохимии толентовых базальтов океанических областей и континентов показывает их существенные отличия.

Подводные базальты характеризуются высокими величинами K/Rb, K/Cs, низкими содержаниями калия, бария, ниобия, низкой величиной Th/U, а редкие земли обеднены легкими элементами [106, 143 и др.].

Океанические толентовые базальты. Наиболее полно особенности распределения щелочных элементов в океанических толентовых базальтах рассмотрены в последних работах С. Р. Харта [125] (K 0,116%; Rb 1,11 млн. $^{-1}$; Cs 0,016 млн. $^{-1}$; K/Rb 1060; K/Cs $7 \cdot 10^4$; Rb/Cs 69). Средние содержания щелочных элементов получены С. Р. Хартом на основе анализа литературного материала и новых определений щелочных элементов в 28 образцах неизмененных базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия, Срединно-Атлантического хребта и др. В этих породах установлены низкие содержания H_2O^+ (<0,7% в базальтах и 0,1—0,2% в стекловатых разностях), что по С. Р. Харту отвечает уровню водонасыщенности образующихся базальтовых магм и характеризует неизмененные разности базальтов.

На каменном материале, собранном Л. В. Дмитриевым по базальтам дна Индийского океана, автором выполнены определения щелочных элементов и фтора в толентовых базальтах и долеритах (табл. 8). Полученные нами данные близки к ре-

Таблица 8

Содержание щелочных элементов и фтора в толентовых базальтах Индийского океана

Номер пробы	Порода	Na, %	K, %	Li, млн $^{-1}$	Rb, млн $^{-1}$	F, %	K/Rb	Rb/Li	Na/K
1/1	Оливиновый базальт	2,0	0,22	2,6	1,5	0,041	1460	0,58	9,1
3/4	»	1,9	0,39	2,3	6,0	0,045	650	2,6	4,8
4/5	»	1,8	0,25	1,9	4,2	0,032	595	2,2	7,2
27/2	Безоливиновый базальт	1,8	0,38	6,5	9,0	0,024	422	1,4	4,7
27/3	»	1,8	0,11	1,1	1,0	0,028	1100	0,9	16,4
13/2	»	1,7	0,15	2,0	1,5	0,040	1000	0,75	11,3
161	Долерит	2,0	0,28	8,5	8,2	0,027	341	0,96	7,1
6/3	»	1,7	0,08	12,0	1,2	0,030	666	0,10	21,2
30/2	»	1,6	0,22	20,0	4,2	0,045	523	0,21	7,3
27/5	»	1,7	0,18	12,0	2,2	0,022	812	0,18	9,4

Примечание. Содержание Cs составляет <0,5 млн $^{-1}$.

Среднее содержание щелочных элементов
в континентальных толеитовых базальтах

Порода (регион)	Число проб	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs	Rb/Li	Na/K	Литературный источник
Толеитовый базальт (Карелия)	25	—	0,22	—	4,8	—	457	—	—	—	—	[103]
Оливиновый базальт (Канада)	24	0,89	0,058	—	1,3	—	446	—	—	—	15,3	
То же (Зап. Гренландия)	24	1,09	0,166	—	3,6	—	461	—	—	—	6,6	
Среднее по всем толеитам	—	1,86	0,58	—	30	—	193	—	—	—	3,2	
Среднее по оливиновым толеитам	—	1,71	0,50	—	18	—	278	—	—	—	3,4	
Базальт (Базатуленд)	21	1,79	0,615	—	50	—	122	—	—	—	2,9	[131]
Долерит (Карру)	44	1,65	0,725	—	17	—	424	—	—	—	2,3	
Низкомагниевый базальт (Карру)	20	1,85	1,28	—	42	—	302	—	—	—	1,4	
Оливиновый базальт (Карру)	44	1,25	1,34	—	33	—	408	—	—	—	0,93	
Долерит (Карру)	8	1,34	0,56	—	12,7	1,37	440	3720	9,3	—	2,4	[114]
Базальт (Канада)	6	—	0,30	—	10,0	0,43	300	7000	23	—	—	[106]
Оливиновый толеит (Антарктика)	6	—	0,61	—	25,8	—	236	—	—	—	—	
Гиперстеновый толеит (Антарктика)	15	—	0,50	—	21,7	—	231	—	—	—	—	[122]
Пижонитовый толеит (Антарктика)	12	—	1,07	—	46	—	234	—	—	—	—	
Толеитовый базальт (Сибирская платформа)	17	—	0,71	12	27	—	263	—	—	2,3	—	[60]
Габбро-долериты (Сибирская платформа)	12	—	0,47	16	16	—	293	—	—	1	—	
То же (Норильск)	3	0,86	0,31	7,3	13	1,0	239	3870	13	1,8	2,8	Данные автора
Среднее		1,42	0,58	12	22	0,9	262	6500	24	1,8	2,4	

зультатам С. Р. Харта. На основании этих анализов можно приблизительно оценить содержание в толеитовых океанических базальтах лития ($\sim 2 \text{ млн.}^{-1}$) и фтора ($\sim 0,036\%$) (по образцам с максимальными значениями величины K/Rb).

Континентальные толеитовые базальты. В табл. 9 сведены данные по содержанию щелочных элементов в континентальных толеитовых базальтах из разных толеитовых провинций. Континентальные толеитовые базальты существенно отличаются от океанических повышенным содержанием не только калия, но и лития, рубидия и цезия. Показательными являются параметры K/Rb , K/Cs , Rb/Cs — более низкие в континентальных оливиновых базальтах. Величина Na/K в 2—5 раз выше в океанических толеитовых базальтах. Величина K/Rb выше в тех разностях континентальных толеитовых базальтов, которые характеризуются более низкими содержаниями калия. В процессе дифференциации силлов толеитовых базальтов *in situ* (до пегматитов и гранофиров) на фоне общего увеличения содержания калия и рубидия величина K/Rb фактически остается неизменной или проявляет слабую тенденцию к снижению [122] (табл. 10).

Щелочные оливиновые базальты. Щелочные оливиновые базальты распространены как на континентах, так и островных дугах.

В табл. 11 приведены средние содержания калия, рубидия и величины K/Rb в щелочных оливиновых базальтах различных регионов. Наблюдается незначительный интервал колебания в величинах рассматриваемых параметров. Среднее содержание калия составляет $0,95\%$, рубидия 23 млн.^{-1} , а величина отношения K/Rb равна 412. В работе Осима Минору и др. [138] на основании анализа 14 подводных образцов щелочного оливинового базальта Тихого океана величина K/Rb колеблется в интервале 284—721.

Таблица 10

Распределение калия, рубидия в ходе дифференциации силлов толеитовых базальтов [122]

Порода	Силл	K, %	Rb, млн.^{-1}	K/Rb
Оливиновый толеит	I	0,61	25,8	236
Пегматит		1,77	85	208
Гиперстеновый толеит	II	0,50	21,7	231
Гранофировый долерит		1,35	55	245
Гранофир		2,35	99	237
Пижонитовый толеит	III	1,07	46	234
Пегматит		2,81	131	214

Среднее содержание элементов в щелочных
оливиновых базальтах различных регионов

Регион	K, %	Rb, млн ⁻¹	K/Rb	Литературный источник
Антарктика	0,84	24	348	[122]
О-в Ренион	0,65	15	434	[137]
Австралия	1,22	30	407	[105]
Гавайи	0,88	18,4	478	[135]
»	0,80	16	500	[123]
Среднее для океанического щелочного оливинового базальта	1,20	30	400	[143]
Среднее	0,95	23	412	

Заслуживает внимания поведение рассматриваемых элементов в комагматических сериях пород, образующихся в процессе кристаллизационной дифференциации родоначальной щелочно-оливино-базальтовой магмы. Для этих серий пород (табл. 12) исследователи единодушно отмечают постоянство или слабую тенденцию к снижению величины K/Rb в породах основного ряда (оливиновый щелочной базальт, гавайит, муджерит). Систематическое снижение величины K/Rb наблюдается в более щелочных членах комагматической серии пород (трахиты — фонолиты). Влияние процессов контаминации в этих случаях исключаются (на основании исследования изотопии стронция [123, 137]).

В работе М. И. К. Эббот [105] рассмотрена графическая зависимость K/Rb — K для серии пород (см. табл. 12). Снижение величины K/Rb происходит на трахитовой стадии дифференциации расплава. Особенно наглядно это иллюстрируется серией пород горы Нандевар (Австралия) и объясняется М. И. К. Эбботом тем, что в трахитах полевой шпат имеет состав, близкий к составу расплава минимума ($Or_{35}Al_{65}$). Дальнейшая дифференциация расплава к комендитам и щелочным рнолитам ведет к увеличению отношения кварц — полевые шпаты по мере движения ликвидуса к минимуму в системе $KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8 - SiO_2$. Концентрация калия при этом снижается, рубидий же продолжает накапливаться, что ведет к быстрому уменьшению величины K/Rb.

Снижение величины K/Rb в рассматриваемом ряду пород начинается фактически с появления собственно калиевых минералов и связано с меньшей величиной коэффициента распределения рубидия (по сравнению с калием) между кристалли-

Среднее содержание элементов в сериях пород
щелочных оливиновых базальтов

Порода	К, %	Rb, млн ⁻¹	K/Rb	Литератур- ный источ- ник
Антарктика				
Щелочной оливиновый базальт	0,84	24	384	[122]
Гавайит	1,64	55	298	
Муджерит	2,08	59	352	
Щелочной трахит	4,22	128	330	
Кварцевый трахит	4,54	126	361	
Новая Зеландия				
Базанит	0,73	24	304	[122]
Муджерит	1,64	41	401	
Фонолит	4,43	210	211	
О-в Ренион				
Щелочной оливиновый базальт	0,65	15	434	[137]
Щелочной андезит (гавайит)	1,65	50	330	
Сиенит	3,90	105,6	370	
Австралия				
Щелочной оливиновый базальт	1,22	30	407	[105]
Гавайит	1,62	35,5	456	
Муджерит	2,43	59	412	
Бенморит	2,65	60	442	
Щелочной сиенит	2,55	64	398	
Трахит	4,51	121	372	
Щелочной риолит	4,51	188	240	
Комендит	4,08	270	151	
Гавайи				
Щелочной оливиновый базальт	0,88	18,4	478	135
Гавайит	1,70	34	500	
Муджерит	2,57	67	395	
Трахит	3,54	121	293	

зующимися минералами калия и расплавом по мере снижения температуры.

Можно согласиться с мнением М. И. К. Эббота, что нет существенных различий между континентальными и океаническими щелочными оливиновыми базальтами, по крайней мере по калию и рубидию. Петрохимическая близость составов этих двух групп базальтов отмечается в работах В. А. Кутолина [43].

А. Е. И. Энгл (1971 г.) на основании имеющегося геохимического, петрохимического и геологического материала считает

океанические щелочные оливиновые базальты продуктом фракционирования толеитовой магмы. При этом подчеркивается более высокое значение K/Rb в толеитовых океанических базальтах. Следует отметить, что континентальные толеитовые базальты, в отличие от океанических, характеризуются более низкими величинами K/Rb по сравнению с щелочными оливиновыми базальтами. Это хорошо иллюстрируется работой Б. М. Ганна [122] по толеитовой и щелочной серии базальтов Антарктики (см. табл. 9, 11).

В. А. Кутолин [43] считает, что щелочные оливиновые базальты континентов образуются в глубоких частях мантии, а океанические — возникают в результате дифференциации толеитовой магмы. Однако исследования распределения щелочных элементов, бария, отношений изотопов стронция и K/Rb привели С. Р. Харта [125] к выводу о генерировании океанических щелочных оливиновых базальтов из мантии более «первичной» по сравнению с мантией области генерации толеитовых океанических базальтов.

В последнее время в океанических щелочных оливиновых базальтах обнаружены включения гранатовых перидотитов. (О генезисе щелочных оливиновых базальтов см. гл. 10).

Среди щелочных базальтов особое место занимают ультракалиевые базальты. Особенности распределения в них редких щелочных элементов представляют интерес в связи с дальнейшим рассмотрением геохимии лития, рубидия, цезия в калиевых щелочных интрузивных сериях пород.

Данные по распределению калия, рубидия в калиевых эффузивных породах Западной Рифтовой зоны Африки приведены в гл. 7. Калиевые щелочные лавы этого региона содержат в среднем 4,16% калия, 151 млн^{-1} рубидия и характеризуются величиной K/Rb , равной 287 [109], что несколько выше значения этого параметра для калиевых вулканитов Центральной Италии (200).

По данным С. М. Кравченко, неизменные богатые калием вулканиты Центрального Алдана образуют комагматическую серию пород (эпилейцит-ортоклазовые базальты — ортоклазовые андезиты — щелочные трахиты) и характеризуются интервалами концентраций калия 2,3—8,55%, рубидия $50\text{—}150 \text{ млн}^{-1}$ и величиной K/Rb 300—600 (среднее 423). Отклонение от этих параметров в сторону снижения величины K/Rb (до 161) и увеличение концентрации рубидия (до 330 млн^{-1}) С. М. Кравченко связывает с образованием аккумулятивных пород (эпилейцитовых фонолитов) в процессе аккумуляции кристаллов лейцита.

Что касается сведений о распределении лития, цезия, в сериях пород щелочных базальтов, то они крайне скудные. Для щелочных оливиновых базальтов вулкана о-ва Ян-Майен, расположенного в осевой части океанического хребта, приводятся

следующие данные [116]: натрий 2,43%, калий 2,16%, рубидий 60 млн^{-1} , цезий $0,64 \text{ млн}^{-1}$, K/Rb 361, K/Cs — 33 900, Na/K 1,13, Rb/Cs 94.

Эти авторы отмечают, что по нормативной классификации породы являются промежуточными между щелочным оливиновым базальтом и базанитом. По содержанию анортита, калишпата и цветному индексу они являются калиевыми базальтами. Обращает на себя внимание низкое содержание цезия и высокое значение параметра K/Cs.

Андезиты. Данные по содержанию рассматриваемых элементов в породах известково-щелочных серий, располагающихся в пределах островных дуг Западной части Тихоокеанского пояса, приведены в табл. 13. В пределах этого пояса выделяются как высококалиевые, так и низкокалиевые андезиты. Важно отметить, что низкокалиевые разности характеризуются более высокими значениями K/Rb (порядка 500; высококалиевые 300—400) и меньшими содержаниями цезия.

Для пород известково-щелочной серии островных дуг в целом отмечены низкое содержание цезия и большая величина K/Cs ($>10\,000$), что характерно и для толентовых океанических базальтов. Содержание фтора в андезитах, дацитах и липаритах Японских островов составляет 0,04; 0,028 и 0,023% [145].

В табл. 14 приведены содержания щелочных элементов (и летучих) в породах известково-щелочных серий, располагающихся на континентах. Андезито-базальты и андезиты — высококалиевые. От андезито-базальтов и андезитов островных дуг их отличают более высокие содержания рубидия, цезия и лития. Величина K/Rb находится в пределах 300 и менее, а K/Cs $<10\,000$, что характерно и для континентальных толентовых базальтов. К аналогичным выводам пришли П. Джейкс и А. Уайт [130], сопоставив кальциево-щелочные породы островных дуг и Анд (K/Rb 400 и 230 соответственно). Содержание летучих (фтор) также выше в породах известково-щелочных серий, располагающихся в пределах континентов. Особенно наглядно отличия между двумя рассматриваемыми группами выявляются при сопоставлении с одной стороны, пород известково-щелочных серий Камчатки и Курильских островов, а с другой — Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (см. табл. 13, 14). Для этого пояса характерно мощное проявление игнимбригов, свидетельствующих о связи вулканизма с формированием близповерхностных кислых интрузий [90 и др.]. В связи с этим нами изучено (на материале Г. И. Арсановой) распределение щелочных элементов в игнимбритах Камчатки (табл. 15).

Игнимбриты характеризуются теми же содержаниями рассматриваемых элементов, что и андезиты, дациты. Согласно Б. В. Иванову, ксенолиты гранитного, гранодиоритового состава в игнимбритах Карымского вулкана также содержат щелочные

Содержание элементов в породах известково-щелочных серий островных дуг

Порода	Число проб	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs	Rb/Li	Na/K	Литературный источник
Курильские острова												
Андезито-базальт, андезит	87	He опр.	1,0	10	18	—	550	10000	18	1,8	—	[47]
Дацит	—	»	2,0	10	40	—	500	8000	16	4	—	
Камчатка												
Андезито-базальт, андезит	44	»	1,1	13	20	2,1	570	5230	10	1,5	—	[48] Данные автора
Игнимбри	3	3,55	2,01	11,5	39,7	1,02	506	19600	39	3,5	1,8	
Среднее по игнимбрикам Камчатки	10	3,12	1,76	11,5	37	1,1	476	16000	34	3,2	1,8	То же [48]
Ксенолит гранитов, гранодиоритов в игнимбриках	5	He опр.	1,80	20	33	3	545	6000	11	1,6	—	
О-в Фиджи												
Андезит	2	2,65	1,04	—	22	0,28	472	37100	78	—	2,5	[144]
О-в Бугенвиль												
Андезит	5	3,17	1,35	—	25	0,22	540	61300	114	—	2,3	[144]
Андезит высококалийевый	4	2,95	2,02	—	56	0,68	361	29700	82	—	1,5	
Средний андезит тихоокеанский	—	2,73	1,33	—	31	0,50	430	26800	62	—	2,1	
О-в Сайпан (Марианские о-ва)												
Андезит низкокалийевый	2	1,95	0,58	—	11,5	—	505	—	—	—	3,4	[144]
Дацит	2	2,52	1,31	—	15	0,16	873	81600	94	—	1,9	
Соломоновы о-ва												
Андезит	2	—	1,03	—	24	—	430	—	—	—	—	[129]
Дацит	2	—	1,66	—	48,5	—	342	—	—	—	—	
Восточное Папуа												
Андезит высококалийевый	—	—	1,70	—	53	—	321	—	—	—	—	[129]

Содержание элементов в породах известково-щелочных серий, располагающихся в пределах континентов

Порода	Число проб	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	B, млн ⁻¹	F, %	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs	Rb/Li	Na/K	Литературный источник
Караякское нагорье														
Андезит, дацит	5	2,66	3,86	18	111	7	—	—	347	5500	16	6,2	0,69	Данные автора
Субвулканический гранит-порфир	4	2,67	2,61	25	80	4,3	—	—	326	6100	19	3,2	1,02	
Охотско-Чукотский вулканогенный пояс														
Андезито-базальт	—	2,35	2,31	20,5	80	12	7,5	0,039	294	1930	7	3,9	1,02	[65]
Субвулканический андезито-базальт	—	2,75	2,51	33	90	6,5	17,5	0,065	306	3870	14	2,7	1,1	
Игнимбрит, липарит	—	2,81	2,57	32	143	6	25	0,034	250	5950	24	4,5	0,79	
Субвулканический кварцевый порфир	—	1,71	3,58	20	135	12	28	0,040	266	2980	11	6,8	0,48	
Андезит, дацит и их туфы	—	2,71	3,42	25	120	10	11,5	0,037	285	2420	12	4,8	0,79	
Субвулканический дацит и гранодиорит-порфир	—	2,81	4,10	24	135	6	16	0,049	304	6830	23	5,6	0,69	
Сихотэ-Алинская складчатая область														
Субвулканический гранит-порфир	10	2,29	3,79	27	155	5	6,7	0,04	244	7600	31	5,7	0,61	Данные автора
Липарит	2	2,53	3,46	35	155	7	—	—	223	4900	22	4,3	0,73	
Монголо-Охотская складчатая область														
Липарит	4	2,42	4,2	18	180	3,2	5,5	0,09	233	13000	56	10	0,58	То же
Восточное Забайкалье														
Андезито-базальт, андезит	40	—	2,21	—	65	—	—	—	340	—	—	—	—	[75]
Трахитоидный андезит	14	—	2,90	—	90	—	—	—	323	—	—	—	—	
Андезито-дацит	18	—	3,91	—	120	—	—	—	325	—	—	—	—	[75]
Дацил, липарито-дацит	6	—	3,69	—	130	—	—	—	284	—	—	—	—	
Липарито-дацит, липарит	10	—	3,53	—	160	—	—	—	220	—	—	—	—	
Западный Тянь-Шань														
Андезитовый порфирит	7	—	—	—	—	5	7	—	—	—	—	—	—	[62]
Дациловый порфир	8	—	—	—	—	19	28	—	—	—	—	—	—	
Липаритовый порфир	7	—	—	—	—	11	16	—	—	—	—	—	—	
Кураминский хребет														
Игнимбрит	2	3,43	1,27	27	47	2,0	—	—	260	—	23	1,7	2,7	Данные автора
Кавказ														
Базальт	8	2,09	0,59	6,3	14	—	—	—	435	—	—	2,2	3,5	[49]
Андезит	21	2,83	1,74	27	45	—	—	—	396	—	—	1,7	1,6	
Дацил	6	3,04	1,54	15	31	—	—	—	495	—	—	2,1	2,0	
Трахибазальт	17	3,44	3,20	17	92	—	—	—	363	—	—	—	—	
Трахандезит	18	4,10	3,56	11	107	—	—	—	333	—	—	—	—	
Деленит	8	3,39	3,75	8	160	—	—	—	234	—	—	—	—	

Содержание щелочных элементов в игнимбритах

Регион	Число проб	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹
Камчатка:						
Карымский влк.	3	3,56	2,01	11,5	40	1
влк. Мутновского	1	3,37	2,0	11,5	47	1,1
с.з. Коронацкого	2	3,06	1,9	13,2	40	1,3
ист. Паужецкий	2	2,87	1,4	12,7	27	0,8
хр. Галык	2	2,63	1,5	8,7	35	1,2
Среднее	10	3,12	1,76	11,5	37	1,1
Кураминский хр.	2	3,43	1,23	27	47	2

Продолжение табл. 15

Регион	Число проб	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs	Rb/Li	Na/K
Камчатка:						
Карымский влк.	3	503	20100	40	3,5	1,8
влк. Мутновского	1	425	18200	43	4,1	1,7
оз. Коронацкого	2	475	14600	31	3	1,6
ист. Паужецкий	2	520	17500	34	2,1	2
хр. Галык	2	430	12500	29	4	1,7
Среднее	10	476	16000	34	3,2	1,8
Кураминский хр.	2	262	6150	23	1,7	2,8

элементы в тех же количествах и имеют те же значения величин K/Rb, Rb/Cs, что и игнимбриды (см. табл. 13).

В свою очередь, игнимбриды и граниты Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, генетически связанные с известково-щелочной серией пород, характеризуются присущими этой группе величинами рассматриваемых геохимических параметров (см. табл. 14). Таким образом, отмеченные различия между андезитами островных дуг и континентов проявлены во всей серии генетически связанных с ними пород, в том числе в игнимбридах и гранитах. Этот вывод подтверждается и анализом игнимбридов Кураминского хребта, относящихся к континентальной известково-щелочной серии (см. табл. 15).

В. К. Ротман [68] на основе анализа диаграммы, связывающей средний состав кислых вулканических пород, степень их

сваривания и объем, а также сопоставления их нормативного состава на диаграмме $Or - Ab - Q$ считает, что вулканические породы районов островных дуг и Восточно-Азиатского материка существенно различаются. Вероятно, появляющиеся в связи с этими двумя группами пород гранитоиды будут характеризоваться не только своими специфическими геохимическими параметрами, но и металлогенической специализацией (и не только по редким щелочным элементам).

В связи с приведенными данными нельзя не обратить внимания на то, что такими же различиями по рассматриваемым параметрам характеризуются океанические и континентальные толентовые базальты.

Хотя происхождение пород известково-щелочных серий является дискуссионным, тем не менее опыты Д. Х. Грина [25] показали возможность выплавления андезитов и более кислых составов из толентов, прошедших стадию эклогитизации. Не исключено, что в таком случае андезитовая магма, зарождающаяся в области островных дуг за счет океанических толентов, может наследовать их специфические черты по рассматриваемым геохимическим параметрам. То же, возможно, происходит с андезитовой магмой на континентах. П. Джейкс и А. Уайт [129] также отмечают, что вкост островных дуг наблюдается увеличение содержания калия при уменьшении величины K/Rb от толентов к низкокалиевым известково-щелочным, высококалиевым известково-щелочным породам и, наконец, к шошонитам. Такой характер геохимической эволюции рассматриваемых параметров эти авторы видят в разных значениях K/Rb в амфиболите.

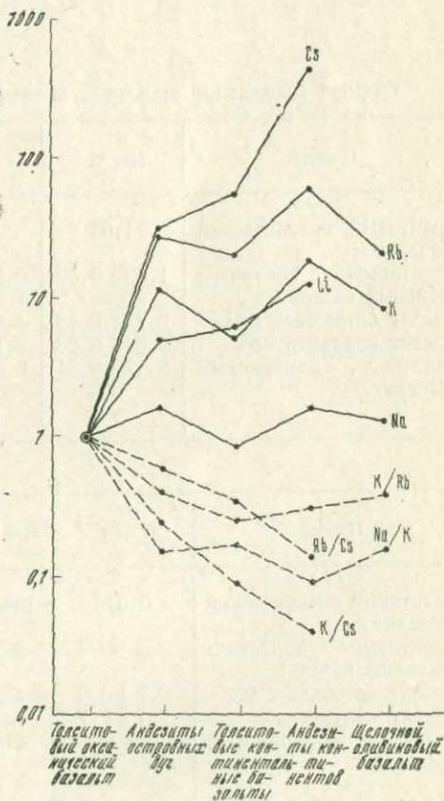


Рис. 6. Распределение щелочных элементов и изменение величин индикаторных отношений в базальтах и андезитах относительно толентового океанического базальта.

и биотите, а также в различных пропорциях этих минералов, вовлекаемых в плавление при опускании блогов океанической коры, испытывающей преобразование от амфиболитов к эклогитам.

Отмеченные общие закономерности распределения лития, рубидия, цезия в базальтах и андезитах хорошо иллюстрируются изменением в них величин коэффициентов накопления редких щелочных элементов относительно толеитовых океанических базальтов (табл. 16, рис. 6).

Толеитовые континентальные базальты по сравнению с океаническими характеризуются резким увеличением содержания лития (в 6 раз), рубидия (в 20 раз), цезия (в 56 раз) и накоплением рубидия, цезия относительно калия (K/Rb 262, K/Cs 6500) и цезия относительно рубидия (Rb/Cs 24). Содержание рубидия почти в 2 раза выше содержания лития.

Максимальные содержания редких щелочных элементов отмечены в породах известково-щелочной серии континентов (см. табл. 16). Особенно это относится к цезию (7 млн^{-1}), для которого коэффициент накопления в андезитах континентов отно-

Таблица 16

Среднее содержание щелочных элементов в базальтах и андезитах

Порода	Na, %	K, %	Li, млн^{-1}	Rb, млн^{-1}
Толеитовый океанический базальт	1,66	0,116	2	1,11
Толеитовый континентальный базальт	$1,42 \pm 0,39$	$0,58 \pm 0,36$	$12 \pm 4,4$	$22 \pm 14,6$
Андезит островных дуг	$2,73 \pm 0,46$	$1,33 \pm 0,42$	$10 \pm 2,1$	$31 \pm 14,5$
Андезит континентов	$2,64 \pm 0,26$	$2,19 \pm 0,42$	$25 \pm 6,2$	$67 \pm 17,2$
Щелочной оливинный базальт	$2,17 \pm 0,21$	$0,95 \pm 0,23$		$23 \pm 6,8$

Продолжение табл. 16

Порода	Cs, млн^{-1}	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs	Rb/Li	Na/K
Толеитовый океанический базальт	0,016	1060	70000	69	0,55	14
Толеитовый континентальный базальт	$0,9 \pm 0,4$	262	6500	24	1,8	2,4
Андезит островных дуг	$0,8 \pm 0,6$	430	16600	39	3	2,1
Андезит континентов	$7 \pm 2,7$	326	3100	10	2,7	1,2
Щелочной оливинный базальт	< 1 (?)	412	$p \cdot 10^3$ (?)	$p \cdot 10$ (?)		2,3

сительно толеитовых океанических базальтов составляет более 400. Андезит-дацит-липаритовая формация континентов заслуживает внимания как потенциально-цезиеносная. Подтверждением этому служит появление в ряде регионов высоких содержаний цезия в стеклах дацит-липаритового состава, а также в термальных водах в районах проявления андезитового магматизма.

К выводу о повышенной цезиеносности вулканогенных образований дацит-липаритового состава, располагающихся в пределах континентальной коры, приходят также А. А. Креницкий и др.

Содержание редких щелочных элементов и величины их соотношений являются индикаторами различий океанических и континентальных толеитовых базальтов, андезитов островных дуг и континентов.

ГЕОХИМИЯ ЛИТИЯ, РУБИДИЯ, ЦЕЗИЯ В УЛЬТРАОСНОВНОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ФОРМАЦИИ

Геолого-петрографическая характеристика массивов.

Геохимия лития, рубидия, цезия в процессе формирования пород ультраосновной щелочной формации рассматривается на примере Карело-Кольского региона. Общая характеристика ультраосновной щелочной формации этого региона приводится в фундаментальных исследованиях группы А. А. Кухаренко [34 и др.]. Согласно этим исследованиям, в пределах Карело-Кольского региона выявлено 16 крупных и мелких массивов ультраосновной щелочной формации, вытягивающихся в два пояса — Кандалакшский и Салма-Ковдорский.

Данные абсолютного возраста свидетельствуют о длительности формирования пород, слагающих отдельные массивы, и принадлежности всей формации в целом к каледонскому возрасту.

В предлагаемой работе рассматриваются массивы Лесная Барака, Большой и Малый Ковдор (Салма-Ковдорский пояс), массивы Турьего п-ова, Вуори-Ярви (Кандалакшский пояс) и Кургинский массив, занимающий обособленное положение.

Выбор массивов не случаен. Согласно А. А. Кухаренко с соавторами, устанавливается определенная зависимость между глубиной формирования массивов, уровнем денудационного среза интрузивов и распространенностью в них главных серий пород: 1) гипербазитовой, 2) щелочной, 3) карбонатитовой.

Гипербазиты преобладают в наиболее глубинных массивах (Лесная Барака). Массивы средних глубин имеют более сложное строение — в них присутствуют все указанные серии пород, широко развиты контактово-реакционные и метасоматические образования (Ковдор, Вуори-Ярви). Наименее глубинными, несущими признаки субвулканических образований (некки, свиты даек), являются массивы Турьего п-ова.

Такой широкий охват массивов позволил рассмотреть все основные серии пород, как собственно магматические, так и метасоматические, слагающие в целом ультраосновную щелочную формацию, и минералы из них.

Для решения общих задач, поставленных автором, перво-степенный интерес представляло рассмотрение геохимических особенностей распределения редких щелочных элементов по главным сериям пород и отдельным минералам из них.

Особую трудность представлял подбор материала по гипербазитам, так как практически во всех массивах последние испытывают влияние наложенных процессов, связанных с внедрением щелочной магмы. Особенно «опасно» для анализа щелочных элементов появление в этих случаях слюды.

Оливиниты Лесной Вараки, среди которых встречены практически неизменные разности, могут быть эталоном для правильной оценки содержания главных и редких щелочных элементов в гипербазитах ультраосновной щелочной формации и последующего сопоставления с гипербазитами других формаций.

Для оценки влияния наложенной слюды на содержание в гипербазитах щелочных элементов был выполнен анализ слюд из них. Поскольку последние появляются на разных стадиях формирования пород ультраосновной щелочной формации и являются наиболее благоприятными минералами для концентрации редких щелочей, то были проанализированы слюды из различных пород. Эти исследования важны для выявления таких параметров в слюдах, как K/Rb , Rb/Cs , Rb/Li , являющихся дополнительными данными при решении генетических вопросов формирования пород рассматриваемой формации и для ее оценки как потенциального источника редких щелочных элементов.

Особый интерес для генетических вопросов представило исследование распределения главных и редких щелочных элементов в оливине, пироксене и мезостазице оливинового мельтейгитпорфира Турьего п-ова, поскольку его состав отождествляется с составом исходной магмы ультраосновной щелочной формации [44].

Анализ фенитов, дайковых пород выполнялся для получения дополнительных данных при оценке формации как возможного источника редких щелочных элементов.

Массив Лесная Варака. Массив имеет в плане овальную форму и представляет собой крупное внутренне неоднородное тело оливинитов, окаймленное узкой прерывистой зоной пироксенитов. Оливиниты слагают 85—90% площади массива и подразделяются на рудные мелко- и среднезернистые оливиниты и безрудные — грубозернистые. Последние слагают обособленное тело, окаймляя главное поле рудных оливинитов, и по всем геологическим признакам являются более поздней субфазой.

В рудных оливинитах оливин содержит 11—12% фаялитового компонента, в безрудных 14—15%. В качестве примеси в породах иногда появляется диопсид-авгит.

Все проанализированные оливиниты характеризуются в шлифах полным отсутствием даже единичных зерен слюды и очень слабо проявленными процессами серпентинизации.

Содержание щелочных элементов и фтора
в породах массива Лесная Варакка

Номер пробы	Порода	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹
113	Оливинит: рудный	0,016	0,0063	0,7	0,4
114	»	0,008	0,0048	0,9	0,4
112	»	0,020	0,0070	0,8	0,4
110	»	0,005	0,0030	1,5	0,2
111	безрудный	0,023	0,0062	2,2	0,5
115	»	0,022	0,010	1,5	0,6
116	»	0,031	0,009	1,3	0,5
	Среднее	0,018	0,0066	1,27	0,43
	Нефелиновый пироксенит (среднее по 4 пробам)	1,77	0,68	2,1	21

Продолжение табл. 17

Номер пробы	Порода	Cs, млн ⁻¹	F, %	K/Rb	Rb/Li	Na/K
113	Оливинит: рудный	<0,2	He опр.	157	0,57	2,5
114	»	<0,2	0,005	120	0,44	1,7
112	»	<0,2	0,012	175	0,50	2,8
110	»	<0,2	0,006	150	0,13	1,7
111	безрудный	<0,2	0,007	124	0,23	3,7
115	»	<0,2	0,007	167	0,40	2,2
116	»	<0,2	0,005	180	0,38	3,4
	Среднее	<0,2	0,007	153	0,34	2,7
	Нефелиновый пироксенит (среднее по 4 пробам)	<0,2	0,2	323	10	2,6

Помимо оливинитов из периферической части массива были отобраны пробы нефелиновых пироксенитов (табл. 17).

Массив Вуори-Ярви. Массив Вуори-Ярви залегает среди олигоклазовых гнейсо-гранитов архея. Это сложное интрузивное тело зонально-концентрического строения. Центральная часть сложена пироксенитами, оливинитами и оливино-пиро-

кисновыми породами. На долю пироксенитов среди этих пород приходится около 60%. Во внутренней части выделяются нормальные и рудные пироксениты, в краевой части гипербазитовой зоны распространены нефелиновые пироксениты.

Породы ийолит-мельтейгитовой серии являются более поздними по отношению к гипербазитам и слагают периферическую зону массива. Встречаются метасоматиты ийолит-мельтейгитового состава. К жильной фации ийолит-мельтейгитов относятся ийолит-пегматиты, пересекающие как гипербазиты, так и щелочные породы массива.

Вмещающие гнейсо-граниты подверглись процессам щелочного метасоматоза с образованием фенитов.

Из гипербазитов наименее изменены лишь пироксениты. Пироксен представлен диопсид-авгитом, в качестве примеси присутствует апатит (в отдельных пробах до 5—7%), в долях процента встречается флогопит.

Среди пород ийолит-мельтейгитовой серии проанализированы мелко- и среднезернистые ийолиты. Помимо пироксена (эгирииндиопсида) и нефелина, в качестве породообразующих минералов в них присутствуют меланит и сфен. Значительное количество меланита (20—30%) характерно для ийолитов внутренней зоны, примыкающей к пироксенитам. Ийолиты внешней зоны характеризуются преобладанием сфена над меланитом [34].

Особый интерес для рассмотрения поведения редких щелочных элементов при интенсивном выносе натрия и калия в экзоконтакты массива представляли анализы фенитов. Были отобраны пробы по возрастанию степени фенитизации вмещающих пород: от гнейсов, располагающихся вдали от массива и слабо затронутых процессом фенитизации, через калишпатизированные породы с реликтами кварца до массивных пород, которые располагаются в экзоконтакте массива и сложены эгирином, альбитом, нефелином в тонкозернистой массе.

В табл. 18 приведены результаты аналитических исследований пород и минералов массива Вуори-Ярви.

Массив Большой Ковдор. Массив представляет собой сложный интрузив центрального типа, сформировавшийся в несколько фаз при значительном участии постмагматических процессов.

По А. А. Кухаренко и др. [44], в первую фазу сформировались оливиниты центрального ядра, во вторую фазу — пироксениты. В переходной зоне между этими породами образовались реакционно-метасоматические оливино-пироксенитовые породы. В третью фазу внедрилась щелочная магма, давшая начало породам ийолит-мельтейгитовой серии. Среди пород этой серии выделяются мелкозернистые мельтейгиты и ийолиты внешнего кольца и более лейкократовые ийолиты, ийолит-уртиты внутренних частей массива. Первые сформировались несколько

Содержания щелочных элементов и фтора в породах
и минералах массива Вуори-Ярви

Порода, минерал	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹
Пироксенит	0,48	0,20	0,8	6,0
Ийолит	5,29	1,78	1,48	31,1
Метасоматит ийолит-мель- тейгитового состава	3,8	1,39	0,7	23,3
Ийолит-пегматит	4,50	1,62	3,2	32
Ийолит-пегматит, нефе- лин канкринитизирован	5,0	1,50	1,0	18
Гнейс вдали от массива, слабо фенитизирован	3,6	1,7	10	25
Гнейс калишлатизирован- ный	4,0	3,8	16	42
Фенит (эгирин-альбит-не- фелиновая порода)	6,0	1,37	1,7	15
Пироксен из пироксени- та	0,47	0,064	0,9	1,97
Флолопит из пробы пи- роксенита	1,02	6,64	12	250

Продолжение табл. 18

Порода, минерал	Cs, млн ⁻¹	F, %	K/Rb	Rb/Li	Na/K	Rb/Cs
Пироксенит	<0,2	0,105	333	7,5	2,4	
Ийолит	<0,2	0,06	575	21	3,0	
Метасоматит ийолит-мель- тейгитового состава	<0,2	0,066	596	33	2,7	
Ийолит-пегматит	<0,2	0,12	507	10	2,8	
Ийолит-пегматит, нефе- лин канкринитизирован	<0,2	0,03	835	18	3,3	
Гнейс вдали от массива, слабо фенитизирован	<0,17	Не опр.	680	2,5	2,2	147
Гнейс калишпатизирован- ный	<0,2	0,058	910	2,6	1,1	
Фенит (эгирин-альбит-не- фелиновая порода)	<0,2	0,020	915	8,7	4,4	
Пироксен из пироксени- та	<0,2	Не опр.	325	2,2	7,3	
Флолопит из пробы пи- роксенита	2,7	»	254	21	0,15	74

раньше. Жильные ийолиты-пегматиты связаны с ийолитами внутренних зон.

В самостоятельную субфазу образовались дайки мелкозернистых ийолитов, секущих оливиниты, пироксениты, щелочные

Содержание элементов в породах и минералах массива Бол. Ковдор

Порода, минерал	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	F, %	K/Rb	Rb/Li	Na/K	Rb/Cs
Оливинит	0,06	0,12	0,8	5	<0,2	0,02	240	6,2	0,5	
Пироксенит	0,3	0,13	0,5	4,8	<0,2	0,022	270	9,6	2,3	
Ййолит жильный	5,75	1,74	1,1	39,8	<0,2	0,05	436	36	3,3	
Метасоматит ййолитовый	5,0	1,62	3,0	50	<0,2	0,013	324	17	3,1	
Турьяит пироксеновый	2,33	0,5	1,6	13	<0,2	He onp.	375	8,1	4,7	
Турьяит	2,75	2,85	2,6	100	0,8	»	287	38	0,9	125.
Мелилит	2,06	0,073	1,0	0,9	<0,2	0,005	810	0,9	27	
Пироксен из пироксенита	0,27	0,1	0,3	3,7	<0,2	He onp.	270	12,4	2,7	
Нефелин из ййолита	11,36	3,52	1,7	43	<0,2	»	820	25	3,2	
Пироксен из ййолита	2,37	0,095	1,7	3	<0,2	»	316	1,8	2,5	
Нефелин из ййолит-пегматита	11,3	5,1	0,8	65	<0,2	»	785	81	2,2	
Нефелин из ййолит-пегматита	11,0	5,6	1,0	70	<0,2	»	800	70	2,0	
Меланит из ййолит-пегматита	0,12	0,012	13	He onp.	He onp.	He onp.	—	—	10	
Нефелин+мелилит из пироксенового турьяита	4,87	0,93	1,35	11	<0,2	»	845	8,1	—	
Пироксен	4,32	0,08	0,8	2,7	<0,2	»	295	3,4	54	
Слюда	0,72	6,72	5,2	250	2,6	»	269	48	0,11	96

породы краевых зон, мелилитовые и другие реакционно-метасоматические породы. Возникновение последних связано с преобразованием оливинитов, пироксенитов и ийолитов в период главной фазы внедрения и кристаллизации щелочной магмы. К этому же периоду относится образование фенитов.

К более позднему этапу относится формирование пород рудного комплекса (апатито-форстеритовые породы, магнетитовые руды, кальцит-магнетитовые руды, карбонатиты).

Для исследований из гипербазитов были отобраны оливиниты и пироксениты. Однако эти породы в значительной степени флогопитизированы. Поэтому валовый анализ гипербазитов и слюды из них и сопоставление этих данных с анализами оливинитов Лесной Вараки позволяет судить о степени влияния флогопитизации на распределение и содержание в гипербазитах щелочных элементов. Среди ийолитов были проанализированы главным образом их жильные разности. Был выполнен также анализ мелилитовых пород. Основное же внимание уделено анализу слюды, появляющейся на различных этапах формирования пород массива. Результаты аналитических исследований массива Бол. Ковдор сведены в табл. 19, 20.

Массив Малый Ковдор. Детальное геолого-петрографическое описание этого массива выполнено Н. А. Волотовской [12]. Массив образует сложную интрузию трещинного типа, сложенную (в порядке формирования пород) трахитоидными ийолитами, трахитоидными нефелиновыми сиенитами и пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами. С породами сиенитовой серии генетически связаны сиенит-пегматиты, сиенит-аплиты и дайки порфирировидных нефелиновых сиенитов.

Н. А. Волотовская на основании сопоставления породообразующих минералов и химизма пород массива делает вывод о

Т а б л и ц а 20

Содержание щелочных элементов в слюдах из пород массива Бол. Ковдор

Порода*, из которой выделена слюда, характеристика слюды	Число проб	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹
Железистый флогопит из ослюденелых оливинитов	3	0,91	6,38	0,93	240
Мелилитовые и апомелилитовые породы, флогопит	4	0,66	6,57	6,7	303
Зона ослюденения щелочных пород, связанная с карбонатитами I стадии, биотит	5	0,21	7,27	15	430
Слюды алатит-магнетитовых руд и карбонатитов II стадии, флогопит и тетраферрифлогопит	4	0,17	7,44	6,3	545

Порода*, из которой выделена слюда, характеристика слюды	Число проб	Cs, млн ⁻¹	K/Rb	Rb/Li	Rb/Cs	Na/K
Железистый флогопит из ослюденелых оливинитов	3	3,2	266	258	80	0,14
Мелилитовые и апомелилитовые породы, флогопит	4	3,1	217	45	98	0,10
Зона ослюденения щелочных пород связанная с карбонатами I стадии, биотит	5	5,9	170	29	73	0,03
Слюды апатит-магнетитовых руд и карбонатитов II стадии, флогопит и тетраферрифлогопит	4	5,1	136	86	107	0,02

* Расчленение пород по Е. М. Эпштейну (1970 г.).

его принадлежности к каледонскому комплексу ультраосновных щелочных пород. По определению абсолютного возраста массив также является каледонским [37].

Именно появление сиенитовой фазы в связи с интрузивом ультраосновных щелочных пород представляет интерес для анализа и дальнейших сопоставлений и выводов. В табл. 21 приведены аналитические данные по массиву Мал. Ковдор.

Массивы Турьего полуострова. В пределах Турьего п-ова породы рассматриваемой формации слагают небольшие массивы, а также представлены жильной серией различного петрографического состава.

Наиболее развиты в массивах породы ийолит-мельтейгитовой серии, нефелиновые пироксениты и турьяиты. Щелочные породы характеризуются неравномерным распределением сла-

Таблица 21

Содержание элементов в породах и минералах массива Мал. Ковдор

Порода, минерал	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹
Нефелиновый пироксенит	1,37	0,3	8	11	<0,2
Ийолит	5,67	2,11	8,2	41	0,33
Нефелиновый сиенит	5,75	2,71	21,5	91	0,8
Пироксен из трахитоидного ийолита	1,05	0,305	3	6,5	<0,2
Слюда	0,27	7,08	299	300	12,5
Полевой шпат из нефелинового сиенита	5,65	4,65	3,7	75	0,35
Пироксен	2,01	0,415	30	21	<0,2
Слюда	0,72	6,0	258	650	55

Порода, минерал	F, %	K/Rb	Rb/Li	Na/K	Rb/Cs
Нефелиновый пироксенит	0,062	273	1,4	4,6	
Ййолит	0,026	514	5	2,7	124
Нефелиновый сиенит	0,16	298	4,2	2,1	113
Пироксен из трахитоидного ййолита	Не опр.	470	3,2	3,4	
Слюда	»	236	1	0,04	24
Полевой шпат из нефелино- вого сиенита	»	620	20	1,2	214
Пироксен	»	198	0,7	4,8	
Слюда	»	92	2,4	0,12	12

гающих их минералов и частыми переходами одних пород в другие, хотя существуют и резкие границы между ними. Среди некоторых массивов встречены штокообразные и дайковые тела оливиновых мельтейгит-порфиров. В отдельных участках они насыщены ксенолитами ййолит-мельтейгитов, гранодиоритов и других пород, приобретая вид эруптивной брекчии, и отвечают фации вулканических жерл [34].

Изучение этих образований представляет большой интерес для наших исследований. По петрохимической характеристике они сопоставимы с нефелинитами Маймеч-Котуйской провинции, Южно-Американского и Восточно-Африканского регионов [37].

Комплексы ультраосновных щелочных пород Карело-Кольского региона и оливиновых мельтейгит-порфиров имеют близкий средний химический состав. Общий минеральный состав их достаточно полно отражает особенности минералогии ультраосновных щелочных массивов, а порядок выделения минералов (оливин — пироксен — пироксен + нефелин) совпадает с последовательностью образования пород рассматриваемой формации [44].

Поэтому, помимо валового анализа проб оливиновых мельтейгит-порфиров, были выполнены анализы вкрапленников оливина, пироксена, а также мезостазиса породы. Анализы выполнены по пробе 710, отобранной из дайки в обрывах Турьего мыса. Порода плотная, темно-серого (до черного) цвета, оливин во вкрапленниках составляет ~20% от объема, пироксен (диопсид-авгит) ~20%. Оба минерала чистые, слабо затронуты вторичными процессами и пригодны для анализа. Результаты этих исследований сведены в табл. 22.

Кургинский массив. Кургинский массив находится к северо-востоку от Ловозерского и приурочен к долгоживущей и неоднородной в возрастном отношении Северо-Восточной тек-

Содержание элементов в породах массивов Турьего полуострова

Порода	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹
Нефелиновый пироксенит	1,31	0,34	1,7	7,8	<0,2
Ийолит	5,58	2,54	4,36	61	<0,2
Метасоматит ийолит-мельтейгитового состава	5,2	2,45	3,72	61	<0,2
Турьяит	4,15	1,72	2,3	64	0,4
Оливиновый мельтейгит-порфир	2,2	1,0	7	35	1,5
Фенит	3,0	5,87	13	170	<0,2
Мельтейгитовый порфирит	4,27	2,20	13	80	Не опр.
Нефелинит	5,12	2,50	5,0	55	»

Продолжение табл. 22

Порода	B, млн ⁻¹	F, %	K/Rb	Rb/Li	Na/K	Rb/Cs
Нефелиновый пироксенит	7	0,1	436	4,6	3,8	
Ийолит	4,8	0,08	416	14	2,2	
Метасоматит ийолит-мельтейгитового состава	7,7	0,08	401	16	2,1	
Турьяит	11	0,1	276	28	2,4	160
Оливиновый мельтейгит-порфир	12	0,14	286	5	2,2	23
Фенит	5	0,1	345	13	0,6	
Мельтейгитовый порфирит	5,3	0,6	278	6	1,9	—
Нефелинит	3,5	0,09	454	11	2	—

тонической зоне. В этой зоне располагаются также крупнейшие плутоны нефелин-сиенитовой формации.

Массив сложен гипербазитами и сиенитами, которые образуют штокообразное тело в гипербазитах. Возраст гипербазитов по K-Ag соотношению в пироксене датируется как протерозойский. Возраст сиенитов по K-Ag соотношению в биотите определяется как каледонский. Гипербазиты и щелочные сиениты пересекаются жилами нефелиновых сиенитов, луявритов, малиньитов и тингуанитов, которые обнаруживают все черты сходства с аналогичным комплексом пород Ловозерского массива [44]. Таким образом, Кургинский массив является полиформационным интрузивным комплексом, где в одной тектонически ослабленной зоне совмещены производные от протерозойского до герцинского магматических циклов [44].

С этих позиций исследование массива само по себе представляет определенный интерес. Наше же внимание в первую очередь привлекают сиениты Кургинского массива, имеющие

возраст, близкий с сиенитами Мал. Ковдора. Сиенитовая серия пород представлена главным образом меланократовыми пироксен-биотитовыми щелочными и нефелиновыми сиенитами и лейкократовыми трахитондными щелочными сиенитами (несколько более поздние по времени формирования) [44 и др.].

При воздействии щелочных сиенитов на гипербазиты Кургинского массива возникают контактово-реакционные метасоматические породы, содержащие биотит. Слюда встречается и в самих гипербазитах, возраст ее тот же, что и сиенитов.

Интерес представляет сравнительный анализ слюд и сиенитов Кургинского массива по содержанию в них редких щелочных элементов со слюдами и сиенитами Ковдорского массива. Результаты этих исследований сведены в табл. 23.

Т а б л и ц а 23

Содержание элементов в породах и минералах Кургинского массива

Порода, минерал	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹
Сиенит пироксен-биотитовый	4,98	2,44	12,6	65	0,38
Сиенит лейкократовый	4,42	3,41	16,3	118	0,89
Слюда из перидотита	0,57	5,8	8	224	3,1
Слюда из амфибол-плагноклазовых контактово-реакционных пород	0,72	6,45	22	247	2,5
То же	0,47	7,85	32	320	3,7
Слюда из пироксен-биотитового сиенит-порфира	0,48	6,57	89	241	2,1
Слюда из лейкократового сиенита	0,37	7,75	125	750	9,5

Продолжение табл. 23

Порода, минерал	F, %	K/Rb	Rb/Li	Na/K	Rb/Cs
Сиенит пироксен-биотитовый	0,15	376	5,1	2	170
Сиенит лейкократовый	0,21	289	7,2	1,3	133
Слюда из перидотита	Не опр.	259	28	0,1	72
Слюда из амфибол-плагноклазовых контактово-реакционных пород	»	261	11	0,1	99
То же	»	245	10	0,06	87
Слюда из пироксен-биотитового сиенит-порфира	»	273	2,7	0,07	115
Слюда из лейкократового сиенита	»	103	6	0,04	79

* По А. А. Кухаренко и др. (1971 г.)

Натрий и калий. Для дальнейших построений весьма важно оценить содержание натрия и калия в оливинитах ультраосновной щелочной формации. Неизменные разности оливинитов (массив Лесная Варака) содержат 0,018% Na и 0,0066% K (Na/K 2,7). Эти содержания главных щелочных элементов в оливинитах близки к содержанию натрия и калия в альпинотипных дунитах, а также в дунитах и перидотитах габбро-норитовой формации Кольского п-ова (Na 0,026% и K 0,011%), т. е. содержания натрия и калия в оливинитах ультраосновной щелочной формации низкие, как и в гипербазитах других формаций. Повышенные содержания главных щелочей (и особенно калия) в оливинитах появляются в связи со слюдой, развивающейся по оливинитам. Даже незначительное количество слюды (единичные зерна) полностью затушевывает картину первоначального содержания и соотношения натрия и калия в оливинитах, что показано на примере оливинитов массива Бол. Ковдор. Слюда из оливинитов Бол. Ковдора содержит 0,56% Na и 6,2% K (Na/K 0,09).

В пироксенитах присутствие единичных зерен слюды сказывается в меньшей степени (по сравнению с оливинитами) на содержание в породе натрия и калия, хотя и для пироксенитов этот фактор необходимо учитывать. Поэтому для правильного анализа распределения главных и редких щелочных элементов в пироксенитах и оценки в них величины K/Rb выполнены анализы монофракций пироксенов из пироксени-

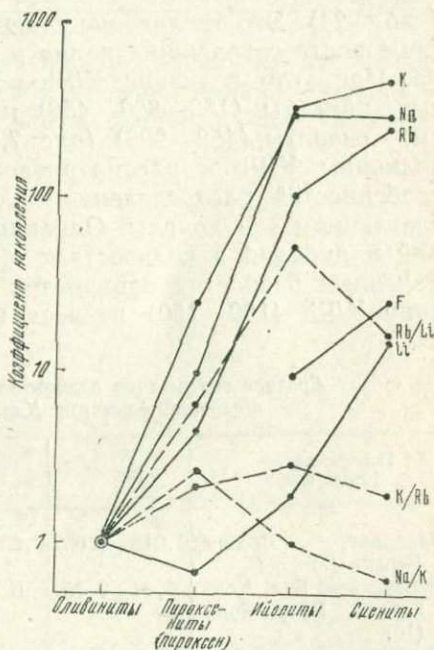


Рис. 7. Изменения величины коэффициентов накопления щелочных элементов и фтора в процессе дифференциации ультраосновной щелочной магмы

тов, показавшие содержание 0,47% Na и 0,064% K (Na/K 7,3) (пироксены из пироксенитов массива Вуори-Ярви).

Слюда из пироксенитов массива Вуори-Ярви содержит 1,02% Na и 6,64% K (Na/K 0,15). В породах главного ряда (оливиниты — пироксениты — ийолиты — снениты) намечается тенденция к снижению величины Na/K.

В метасоматических слюдах, появляющихся на различных

стадиях процесса формирования комплекса пород данной формации, также наблюдается снижение величины Na/K от железистых флогопитов из гипербазитов (0,14) к железистым флогопитам из меллилитовых пород (0,1), далее от биотитов из зон биотитизации и карбонатитов I стадии (0,03) к тетраферрифлогопиту из редкометалльных участков в карбонатитах (0,02). Содержание натрия в слюдах в этом направлении снижается от 0,91 до 0,17%, а калия возрастает от 6,38 до 7,44% (см. табл. 20). Таким образом, наблюдается увеличение роли калия к заключительным этапам магматического и постмагматического процессов.

Рубидий. Анализ распределения средних содержаний рубидия в ряду пород оливиниты — пироксениты — ийолиты — сиениты ультраосновной — щелочной формации Карело-Кольского региона показывает последовательное увеличение содержания этого элемента от оливинитов ($0,43 \text{ млн}^{-1}$) к пироксенитам ($6,2 \text{ млн}^{-1}$), ийолитам (45 млн^{-1}) и сиенитам (103 млн^{-1}) (табл. 24). Это увеличение содержания рубидия происходит на фоне роста содержания калия в породах рассматриваемого ряда. При этом величина K/Rb возрастает на отрезке оливиниты — ийолиты (153—306—458) и снижается на отрезке ийолиты — сиениты (458—293) (рис. 7, 8). Такой характер изменения величины K/Rb в рассматриваемом ряду пород вытекает из особенностей распределения калия и рубидия по минералам, слагающим эти породы. Оливины из оливинитов содержат калий и рубидий в количествах, близких к содержанию в неизмененных разностях оливинитов, и имеют минимальную величину K/Rb (100—150) из всех минералов, слагающих породы

Таблица 24

Среднее содержание элементов в породах ультраосновной щелочной формации Карело-Кольского региона

Порода, массив (число проб)	Na, %	K, %	Li, млн^{-1}	Rb, млн^{-1}
Оливинит, Лесная Варака (7)	$0,018 \pm 0,007$	$0,0066 \pm 0,0024$	$1,27 \pm 0,52$	$0,43 \pm 0,12$
Пироксенит, Бол. Ковдор, Вуори-Ярви (10)	$0,44 \pm 0,15$	$0,19 \pm 0,09$	$0,72 \pm 0,12$	$6,2 \pm 2,8$
Пироксен из пироксенитов Вуори-Ярви (3)	0,47	0,064	0,9	1,97
Ийолит, Бол. Ковдор, Вуори-Ярви, Турий п-ов (18)	$5,56 \pm 1,02$	$2,06 \pm 0,51$	$2,49 \pm 0,51$	45 ± 17
Сиенит, Мал. Ковдор, Кургинский массив (7)	$5,19 \pm 0,84$	$3,02 \pm 0,51$	$19,3 \pm 5$	103 ± 18

Порода, массив (число проб)	Cs, млн ⁻¹	F, %	K/Rb	Rb/Li	Rb/Cs	Na/K
Оливинит, Лесная Варака (7)	<0,2	0,007 ± 0,0026	153	0,34	—	2,7
Пироксенит, Бол. Ковдор, Вуори-Яр- ви (10)	<0,2	0,089 ± 0,055	306	8,6	—	2,3
Пироксен из пироксе- нитов Вуори-Ярви (3)	<0,2	Не опр.	325	2,2	—	7,3
Ийолит, Бол. Ковдор, Вуори-Ярви, Турий п-ов (18)	<0,2	0,066 ± 0,036	458	18	—	2,7
Сиенит, Мал. Ковдор, Кургинский массив (7)	0,84 ± 0,13	0,18 ± 0,035	293	5,4	123	1,7

указанного ряда. В пироксенах (диопсид-авгит) из пироксенитов содержание рубидия в 4—7 раз выше, однако величина K/Rb в них выше (270—350), чем в оливинах. Еще большую

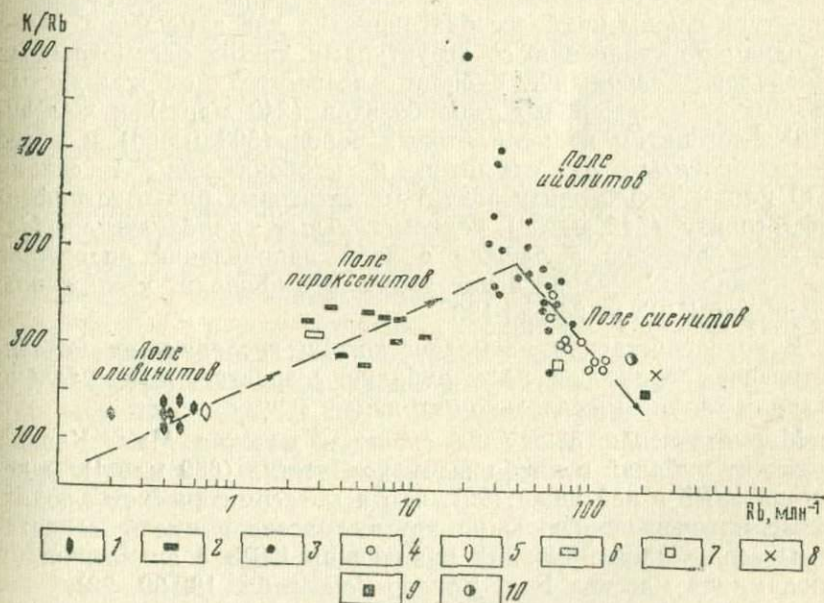


Рис. 8. График Rb—K/Rb для пород ультраосновной щелочной формации:

1 — оливиниты; 2 — пироксениты; 3 — ийолиты; 4 — сиениты; 5—7 — дайка оливинового мельтейгит-порфира (5 — оливин, 6 — пироксен, 7 — мезостазис); 8 — Хибины («Генеральная проба»); 9 — Ловозеро (средняя проба); 10 — сиениты ультраосновной щелочной формации В. Саян

величину K/Rb имеют пироксены (эгирин-авгит) из ийолитов (470), хотя содержание рубидия в этих пироксенах примерно в два раза выше, чем в пироксенах из пироксенитов. Максимальная величина K/Rb установлена в нефелинах (около 800, при содержании рубидия 55 млн^{-1}). Отставание рубидия в накоплении относительно калия в ряду минералов оливин—пироксен (пироксениты) — пироксен (ийолиты) — нефелин единого генетического ряда пород приводит к увеличению величины K/Rb на отрезке оливиниты — ийолиты, а в пределах серии мельтейгит-уртиты к уртитам (по мере увеличения содержания нефелина). Такой характер распределения калия и рубидия по вышеотмеченным минералам и породам на отрезке оливиниты — ийолиты создает предпосылки для накопления рубидия относительно калия на тех этапах дифференциации исходной магмы, где появляются калиевые полевые шпаты, слюды, т. е. в сиенитах (на отрезке ийолиты — сиениты).

Аналогичная картина снижения величины K/Rb с момента появления собственно калиевых минералов наблюдалась при дифференциации щелочных оливиновых базальтов (см. гл. 3).

Особое значение для понимания геохимии рубидия в породах рассматриваемой формации имеет исследование его содержания и величины K/Rb в слюдах. Слюды (флогопит, биотит) широко представлены в породах данной формации, а структура слюды наиболее благоприятна для замещения калия рубидием по сравнению со структурами других рассмотренных минералов. Содержание рубидия возрастает от железистых флогопитов ослюденелых гипербазитов (240 млн^{-1}) к железистым флогопитам из мелилитовых пород (303 млн^{-1}) и далее через биотиты из слюдитов и карбонатитов I стадии (430 млн^{-1}) к флогопиту апатит-магнетитовых руд и тетраферрифлогопиту (545 млн^{-1}) редкометалльных карбонатитов. Накопление рубидия в слюдах в этом направлении опережает увеличение содержания в них калия, что приводит к снижению отношения K/Rb от 266 до 136.

В ходе собственно магматического и последующих метасоматических процессов роль рубидия возрастает относительно калия, а калия относительно натрия.

Магматическая слюда из сиенитов массива Мал. Ковдор содержит рубидий в наибольшем количестве (650 млн^{-1}), а величина K/Rb в ней ниже (92), чем в метасоматических слюдах. Метасоматические слюды из других массивов имеют сопоставимые содержания рубидия и величину K/Rb с аналогичными слюдами из массива Бол. Ковдор (см. табл. 18, 20, 23).

Следует подчеркнуть, что развивающаяся по оливинитам слюда даже при незначительном ее содержании меняет первоначальную картину распределения рубидия в оливините в сторону завышения в них содержания рубидия и увеличения вели-

чины K/Rb. В слюде из оливинитов величина K/Rb в 1,5 раза выше, чем в оливине.

Содержание рубидия в неизмененных разностях оливинитов и величина K/Rb в них близки к значениям этих параметров в гипербазитах других формаций (альпинотипной, габбро-норитовой).

В пироксенитах ультраосновной щелочной формации, где также проявляется процесс флогопитизации, значение величины K/Rb правильнее оценивать по пироксену. Так, в массиве Vuori-Yarvi пироксениты содержат $6,2 \text{ млн}^{-1}$ рубидия, а пироксен около 2 млн^{-1} , величина K/Rb в породе составляет 306, а в пироксене 325.

Исследование пород ийолит-мельтейгитовой серии массивов Бол. Ковдор, Vuori-Yarvi и Турьего п-ова показали, что метасоматиты ийолит-мельтейгитового состава близки по содержанию рубидия и величине K/Rb к магматическим ийолит-мельтейгитам.

Сиениты среди пород ультраосновной щелочной формации Карело-Кольского региона проявлены слабо. Непосредственно в ассоциации с ийолитами нефелиновые сиениты как более поздняя фаза внедрения появляются в массиве Мал. Ковдор. По сравнению с ийолитами в нефелиновых сиенитах значительно возрастает содержание рубидия, а величина K/Rb снижается от 514 до 298 (см. табл. 21).

Сиениты Кургинского массива по величинам рассматриваемых параметров близки к сиенитам Мал. Ковдора. Причем наблюдается увеличение содержания рубидия и снижение величины K/Rb к лейкократовым сиенитам более поздней фазы внедрения (см. табл. 23).

Среди контактово-реакционных пород были проанализированы мелилитовые породы, главным образом турьяиты массивов Бол. Ковдор и Турьего п-ова (см. табл. 19, 22). Содержания рубидия и величина K/Rb в них значительно меняются, что связано с колебанием количественно-минерального состава этих пород и в первую очередь с содержанием слюды. Баланс распределения рубидия по минералам пироксенового турьяита (см. табл. 19) показал содержание рубидия в слюде в количестве 250 млн^{-1} (K/Rb 269), нефелине + мелилите 11 млн^{-1} (K/Rb 845), пироксене $2,7 \text{ млн}^{-1}$ (K/Rb 295). В отдельно проанализированных мелилитах найдено около 1 млн^{-1} рубидия (K/Rb 700—800).

Зоны фенитизации также характеризуются значительным колебанием в содержании рубидия ($15\text{—}200 \text{ млн}^{-1}$) и большой величиной K/Rb (320—900).

Все приведенные данные показывают, что в процессе формирования пород ультраосновной щелочной формации ни на магматическом, ни на постмагматическом этапах не возникает практически интересных концентраций рубидия.

Цезий. Для пород главного ряда (оливиниты — пироксени-ты — ийолиты — сиениты) характерно крайне низкое содержание цезия в оливинитах, пироксенитах и ийолитах ($<0,2$ млн⁻¹).

Поскольку оливин, пироксен, и нефелин из этих пород не содержат цезий ($<0,2$ млн⁻¹), создаются максимально благоприятные условия для появления цезия в сиенитах, когда образуются собственно калиевые минералы и из них в первую очередь слюда. Однако и в сиенитах содержание цезия низкое (около 1 млн⁻¹).

Среди минералов ультраосновной щелочной формации цезий был обнаружен лишь в слюдах, остальные минералы (оливин, пироксен, нефелин, мелилит) содержат его в количестве $<0,2$ млн⁻¹ (исключение составил К-Na полевой шпат из нефелиновых сиенитов массива Мал. Ковдор — $0,35$ млн⁻¹). Поскольку структура биотита благоприятна для вхождения цезия на место калия, то биотит обычно имеет минимальную величину К/Cs по сравнению с другими минералами, находящимися с ним в парагенезисе, и по отношению к самой породе. В метасоматических слюдах рассматриваемой формации содержание цезия составляет 3—6 млн⁻¹, а величина отношения К/Cs высокая (13—20 тыс.), что свидетельствует, видимо, о низких концентрациях цезия не только на этапе формирования пород главного ряда, но и на постмагматической стадии. Величина Rb/Cs в слюдах остается практически на уровне 80—100, указывая на отсутствие накопления цезия относительно рублидия в рассматриваемом ряду метасоматических слюд (от железистых флогопитов из оливинитов до тетраферрифлогопита из редкометалльных участков карбонатитов). Присутствие цезия в метасоматических слюдах объясняет его появление в турьянитах ($0,3—0,9$ млн⁻¹). Однако величины К/Cs (до 60 тыс.) и Rb/Cs (90—200) в этих породах значительно выше, чем в слюдах. Это происходит за счет содержания калия и рублидия в тех минералах породы, где цезий отсутствует (мелилит, нефелин, пироксен).

Слюда магматическая (сиенитов, а также из ийолитов массива Мал. Ковдор) содержит значительно больше цезия ($10—55$ млн⁻¹) по сравнению с метасоматической слюдой. Балансы распределения цезия по минералам пород, где присутствует магматическая слюда, показали, что цезий практически весь концентрируется в слюде. В массиве Мал. Ковдор содержание цезия увеличивается в ходе дифференциации расплава от ийолитов ($0,33$ млн⁻¹) к нефелиновым сиенитам ($0,8$ млн⁻¹), а величина Rb/Cs снижается. Это является отражением соответствующего увеличения содержания цезия и снижения величины Rb/Cs в слюдах из пород ($12,5$ и 55 млн⁻¹; Rb/Cs 24 и 12). В фенитах массивов Вуори-Ярви и Турьего п-ова цезий не установлен ($<0,2$ млн⁻¹), что, видимо, связано как с общим низким содержанием цезия в постмагматических растворах,

так и с образованием в фенитах минералов, структура которых не благоприятна для накопления цезия (пироксены, полевые шпаты).

Все эти данные указывают на низкое содержание цезия в исходной магме, формирующей весь комплекс пород ультраосновной щелочной формации.

Литий. В ряду пород оливиниты — пироксениты — ийолиты — сиениты, начиная с пироксенитов, наблюдается последовательное увеличение содержания лития (см. табл. 24).

В пироксенитах литий содержится в минимальных количествах ($0,72 \text{ млн}^{-1}$). Оливиниты содержат $1,27 \text{ млн}^{-1}$ лития. В слюдах, развивающихся по оливинитам, найдено $0,5—1 \text{ млн}^{-1}$ лития, т. е. процесс флогопитизации не приводит к увеличению содержания лития в оливинитах, в отличие от рубидия, содержание которого возрастает. Соответственно оливиниты, содержащие флогопит (массив Бол. Ковдор), имеют величину Rb/Li значительно выше 1 (Rb/Li в слюде из оливинитов более 200), тогда как оливиниты, не содержащие флогопит, и сам оливин имеют величину Rb/Li меньше 1 ($0,3$). Этот параметр, наряду с K/Rb , может служить индикатором степени изменения гипербазитов.

Пироксен из пироксенитов содержит литий в том же количестве, что и сами пироксениты (массив Вуори-Ярви: пироксен $0,9 \text{ млн}^{-1}$, пироксенит $0,8 \text{ млн}^{-1}$).

Для ийолитов также установлены низкие содержания лития ($2,5 \text{ млн}^{-1}$). По отдельным массивам его содержания в ийолитах составляют от 1,1 (Бол. Ковдор) до $4,4 \text{ млн}^{-1}$ (Турый п-ов). Более высокое содержание лития найдено для ийолитов массива Мал. Ковдор ($8,2 \text{ млн}^{-1}$). Это связано с присутствием в них магматической слюды, содержание в которой лития достигает 300 млн^{-1} , пироксен же из этих ийолитов содержит всего лишь 3 млн^{-1} лития. Пироксен и нефелин из ийолитов имеют близкие между собой содержания лития (по $1,7 \text{ млн}^{-1}$, ийолиты Бол. Ковдора). Поэтому в породах ийолит-мельтейгитовой серии количественные соотношения пироксена и ийолита мало влияют на общее содержание в породе лития.

Резкое увеличение содержания лития наблюдается в сиенитах ($19,3 \text{ млн}^{-1}$, что в 15 раз выше, чем в оливинитах). Однако и это содержание не является высоким. Баланс распределения лития по минералам нефелиновых сиенитов массива Мал. Ковдор показал, что биотит содержит до 260 млн^{-1} лития, пироксен 30 млн^{-1} и полевой шпат $3,7 \text{ млн}^{-1}$. Минералом носителем и концентратором лития является биотит.

Из минералов, слагающих породы ультраосновной щелочной формации, наиболее структурно благоприятными для лития являются биотит (флогопит), а также мелилит $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Mg})(\text{Si},$

Al)₂O₇, вхождение в который лития на место магния возможно по известным схемам: $2Mg_{VI}^{2+} \rightarrow Li_{VI}^{+} Al_{VI}^{3+}$ или $Mg_{VI}^{2+} \cdot Al_{IV}^{3+} \rightarrow Li_{VI}^{+} \times \times Si_{IV}^{4+}$. К этой же группе минералов следует отнести и меланит (шорломит), где возможно замещение по схеме $Mg^{2+}Fe^{3+} \rightarrow LiTi^{4+}$. В этих минералах следовало бы ожидать наиболее высоких концентраций лития. Однако флогопиты, появляющиеся на различных стадиях метасоматического процесса, характеризуются низкими содержаниями лития: от 0,5—1 млн⁻¹ во флогопите из гипербазитов до 7 млн⁻¹ в тетраферрифлогопите из редкометальных участков в карбонатитах. Наиболее высокими содержаниями лития среди метасоматических слюд выделяются биотиты из зон биотитизации (до 20 млн⁻¹). Во флогопитах из его месторождений содержание лития не превышает 2 млн⁻¹. Для этих слюд характерна большая величина Rb/Li (см. табл. 20).

На фоне метасоматических слюд магматические слюды выделяются значительно более высокими содержаниями лития и более низкой величиной Rb/Li. Так, слюда из сиенитов и ийолитов массива Мал. Ковдор содержит соответственно 260 и 300 млн⁻¹ лития (Rb/Li 2,4 и 1). Слюды из сиенитов Кургинского массива содержат 90—125 млн⁻¹ лития (Rb/Li 2,7—6).

В мелилите содержание лития низкое (1—2 млн⁻¹). В шорломите из ийолит-пегматитов массива Бол. Ковдор найдено 13 млн⁻¹ лития.

Все эти данные показывают, что как на магматическом, так и на метасоматическом этапах формирования пород ультраосновной щелочной формации Карело-Кольского региона концентрация лития находилась на низком уровне. Это, видимо, сказалось и на низких содержаниях лития в фенитах, хотя возникающие в процессе фенитизации минералы (особенно амфибол) могли бы быть концентраторами лития (литиевый амфибол — холмквистит).

Фтор и бор. Фтор является характерным элементом ультраосновной щелочной формации. С поздними этапами формирования пород этой формации связаны месторождения флюорита. В пределах Карело-Кольского региона флюоритовые жилы в связи с массивами ультраосновных щелочных пород встречаются в обнажениях Турьего мыса.

Исследование распределения фтора по породам ультраосновной щелочной формации Карело-Кольского региона показало, что фтор в наибольших количествах присутствует в сиенитах (0,18%), где его содержание в 26 раз выше, чем в начальных членах главного ряда пород — оливинитах. Фтор, видимо, играет существенную роль в распределении редких щелочных элементов по породам этого ряда. Вместе с редкими щелочны-

ми элементами он накапливается в сиенитах*.

Роль фтора как минерализатора и комплексообразователя в отношении редких щелочных элементов проявлена неодинаково на разных этапах формирования рассматриваемых пород. Так, в пироксенитах фтор может входить в пироксен, но основная масса его фиксируется в апатите. В этих породах трудно ожидать появления положительной корреляционной связи между литием и фтором, поскольку минералы носители и концентраторы лития и фтора в этих породах различные и максимальное содержание фтора приурочено к пироксенитам, содержащим апатит.

В сиенитах же для лития и фтора минералом концентратором является биотит. Колебание в содержаниях лития и фтора в этих породах синхронно.

Общее увеличение содержания лития и фтора отмечается и в метасоматических слюдах. Так, в биотитах из слюдитов и карбонатитов I стадии содержание лития на порядок выше, чем в слюдах из гипербазитов. По данным В. А. Кононовой [37], в этих слюдах в 2—5 раз выше и содержание фтора по сравнению со слюдами из оливинитов.

В зонах фенитизации максимальные содержания лития сопровождаются и более высокими содержаниями фтора (фениты Турьего мыса: 2,4 млн⁻¹ лития — 0,04% фтора; 24 млн⁻¹ лития — 0,17% фтора).

Содержание бора определено нами лишь в породах ультраосновных щелочных массивов Турьего п-ова (3—12 млн⁻¹). Для ийолитов среднее содержание бора составляет 4,8 млн⁻¹, метасоматитов ийолит-мельтейгитового состава 7,7 млн⁻¹, меллитовых пород 10—12 млн⁻¹. Сравнение этих данных с кларками бора в различных породах позволяет считать его характерным элементом-минерализатором ультраосновной щелочной формации, влияние которого на распределение редких щелочных элементов в рассматриваемых породах требует более тщательного исследования.

Распределение щелочных элементов по составляющим фазам оливинового мельтейгит-порфира. В табл. 25 дано распределение щелочных элементов по составляющим фазам оливинового мельтейгит-порфира (проба 710). На графике (рис. 9) нанесены коэффициенты накопления элементов относительно оливина в каждой из последующих фаз.

Привлекают внимание содержание редких щелочных элементов и их соотношения в оливиновом мельтейгит-порфире и

* Нефелиновые сиениты ультраосновных-щелочных комплексов Вост. Саяны имеют близкие к сиенитам ультраосновной щелочной формации Карело-Кольского региона содержания рассматриваемых элементов Na 5,46%; K 4,60%; Li 17,6 млн⁻¹; Rb 170 млн⁻¹; Cs 4,7 млн⁻¹; F 0,08%; K/Rb 270; Na/K 1,2; Rb/Li 10. (Среднее по шести пробам из коллекции А. А. Фролова, анализы автора).

Содержание щелочных элементов в составляющих фазах
оливинового мельтейгит-порфира (проба 710)

Фаза	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹
Порода в целом	1,85	1,0	7,5	35
Оливин	0,018	0,011	2,6	0,7
Пироксен	0,45	0,088	2,5	2,8
Мезостазис	2,64	1,62	13,2	63

Продолжение табл. 25

Фаза	Cs, млн ⁻¹	K/Rb	Rb/Li	Rb/Cs	Na/K
Порода в целом	1,75	285	4,7	20	1,85
Оливин	0,2	157	0,27	—	1,64
Пироксен	0,2	314	1,12	—	5,12
Мезостазис	2,75	257	4,76	23	1,63

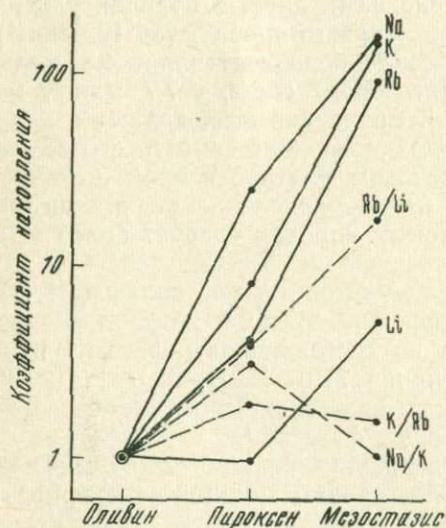


Рис. 9. График изменения величины коэффициентов накопления щелочных элементов в пироксене и мезостазисе оливинового мельтейгит-порфира относительно оливина

его мезостазисе: общее содержание в породе щелочных элементов определяется их содержанием в мезостазисе, поскольку ни «фаза оливина», ни «фаза пироксена» неблагоприятны для концентрации щелочных элементов.

Выше было показано, что геохимические особенности распределения редких щелочных элементов в процессе формирования пород главного ряда: оливиниты — пироксениты — ийолиты — сиениты находятся в зависимости от возникающих минеральных парагенезисов. В связи с этим весь ряд пород в отношении распределения редких щелочных элементов и изменения величины K/Rb (см. рис. 8) разделяется на два отрезка:

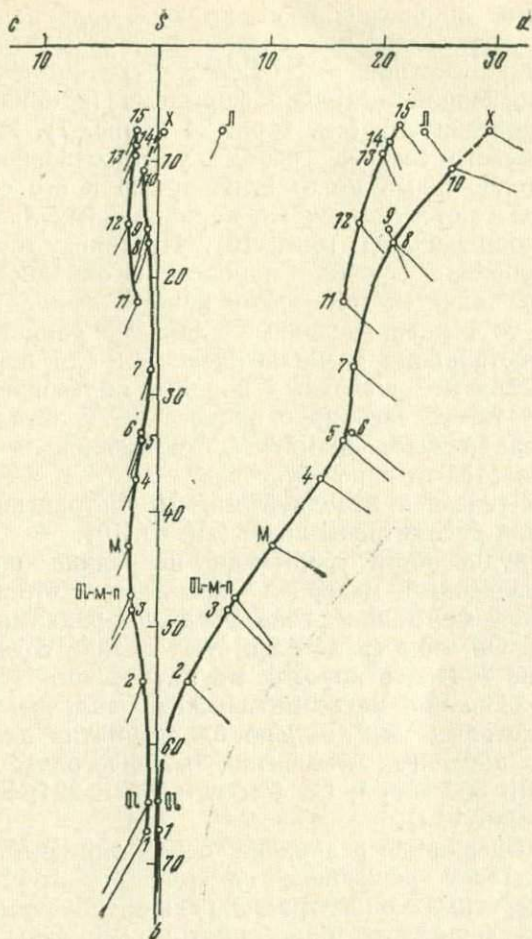


Рис. 10. Диаграмма химического состава ультраосновных—щелочных пород Карело-Кольского региона [12, 14, 34, 44].

Средний состав пород ультраосновной щелочной формации Кольского п-ова (1 — оливиниты, 2 — пироксениты, 3 — нефелиновые пироксениты, 4 — мельтейгиты, 6 — ийолиты; 9 — ийолит-уртиты; 10 — нефелиновые и канкринитовые сyenиты); средний состав пород Мал. Ковдора (5 — трахитоидный ийолит; 7 — трахитоидный нефелиновый сyenит, 8 — пойкилитовый нефелиновый сyenит); средний состав пород Кургичского массива (11 — среднезернистый сyenит-порфир, 12 — массивные пироксен-биотитовые щелочные сyenиты, 13 — крупнозернистые трахитоидные щелочные сyenиты, 14 — лейкократовые щелочные сyenиты с криптопертитом, 15 — лейкократовые щелочные сyenиты с антипертитом); состав оливниного мельтейгит-порфира — проба 710, данные автора. (Ol-м-п — вадовый анализ пробы, Ol — анализ оливина из пробы, М — анализ мезостазиса); Л — средний состав Ловозерского массива; X — средний состав Хибинского массива

а) оливиниты — пироксениты — ийолиты;

б) ийолиты — сиениты.

Изучение содержания редких и главных щелочных элементов в оливине, пироксене и мезостазице оливинового мельтейгит-порфира показало, что содержания всех этих элементов и величины их соотношений близки к соответствующим породам ультраосновной щелочной формации (оливинитам, пироксену из пироксенитов) (см. табл. 24 и рис. 7). На диаграмме петрохимического состава пород ультраосновной щелочной формации оливиновый мельтейгит-порфир и его составляющие фазы располагаются на тех же вариационных линиях в полях соответствующих пород (рис. 10). Поскольку последовательность образования оливин — пироксен в оливиновом мельтейгит-порфире является процессом кристаллизационной дифференциации, то вышеприведенные данные свидетельствуют в пользу существования комагматического ряда пород оливиниты — пироксениты — щелочные породы, образование которого может быть также связано с процессом кристаллизационной дифференциации исходной магмы, отвечающей по составу оливиновому мельтейгит-порфиру.

Вопросы генезиса исходной магмы ультраосновной щелочной формации рассмотрены ниже (см. гл. 10).

Оценка рудности формации на редкие щелочные элементы. Приведенный материал показывает, что ультраосновная щелочная формация резко обеднена редкими щелочными элементами. Об этом свидетельствуют низкие содержания этих элементов не только в породах магматического этапа, но и на стадии образования метасоматических залежей минералов, структура которых максимально благоприятна для концентрации редких щелочных элементов (во флогопите найдено: Li 1,7 млн⁻¹; Rb 350 млн⁻¹; Cs 4 млн⁻¹; K/Rb 224; Rb/Cs 88, а в мелилите 2 млн⁻¹ Li).

Низкое содержание редких щелочных элементов в исходной магме оказывает решающее влияние на отсутствие практически интересных концентраций редких щелочных элементов, несмотря на формально благоприятные моменты для их накопления: а) малой степени рассеивания редких щелочных элементов при дифференциации магмы на отрезке оливиниты — ийолиты; б) относительно высокого содержания летучих в магме (особенно фтора) и их накопления к конечным этапам процесса); в) наличия постмагматических скоплений флогопита, структура которого крайне благоприятна для концентрирования редких щелочных элементов.

Ультраосновная щелочная формация неперспективна на обнаружение практически интересных концентраций редких щелочных элементов.

ГЕОХИМИЯ ЛИТИЯ, РУБИДИЯ, ЦЕЗИЯ В ФОРМАЦИИ АГПАИТОВЫХ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ

В Карело-Кольском регионе породами формации агпаитовых нефелиновых сиенитов сложены крупные щелочные массивы — Хибинский и Ловозерский.

Средний состав магмы Хибинского и Ловозерского массивов близок составу фонолитовых магм, и все разнообразие пород этих массивов, по мнению А. А. Кухаренко и других [44], могло быть получено в ходе дифференциации расплава фонолитового типа. При этом породы Ловозерского массива они считают прямым продолжением ряда дифференциации пород Хибинского массива и предполагают, что формирование как мелилит-базальтовой магмы (породы ультраосновной щелочной формации), так и фонолитовой магмы (породы формации агпаитовых нефелиновых сиенитов) происходит за счет единого субстрата, но подвергшегося плавлению в различных условиях.

В. И. Герасимовский и др. [14] рассматривают агпаитовые нефелиновые сиениты Ловозерского массива как составную часть единого палеозойского магматического комплекса, в который входят интрузии ультраосновных щелочных пород, эффузивы Ловозерской свиты, сиениты и нефелиновые сиениты Хибинского массива. При этом агпаитовые нефелиновые сиениты возникают на заключительных этапах формирования щелочной магмы. Миаскитовые нефелиновые сиениты и щелочные сиениты предшествуют формированию агпаитовых пород.

Таким образом, по мнению целого ряда исследователей, между формацией агпаитовых нефелиновых сиенитов и ультраосновной щелочной формацией существует генетическая связь.

С этих позиций для нас представляет интерес не только рассмотрение геохимии редких щелочных элементов в породах Ловозерского и Хибинского массивов, но и сравнение этих данных с данными по геохимии редких щелочных элементов в породах ультраосновной щелочной формации Карело-Кольского региона.

ЛОВОЗЕРСКИЙ МАССИВ

Исследование геохимии редких щелочных элементов, а также фтора и бора в Ловозерском массиве выполнены

В. И. Герасимовским и др. [14]. Поэтому остановимся лишь на основных выводах, полученных этими исследователями по геохимии рассматриваемых элементов.

В табл. 26 сведены аналитические данные по щелочным и летучим элементам в породах Ловозерского массива. В этих исследованиях анализы щелочных элементов выполнены В. И. Лебедевым, контрольные пробы которого неоднократно анализировались автором на редкие щелочные элементы. По-

Таблица 26
Среднее содержание элементов в породах Ловозерского массива [14]

Фаза, ее распространенность от площади массива (проанализированные породы)	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	B, млн ⁻¹
I фаза, 5% (нефелиновые и нефелин-гидросодалитовые сиениты)	8,26 (4)	3,76 (5)	32 (4)	125 (5)	0,75 (2)	6 (3)
II фаза, 77% (уртиты, ийолит-уртиты, фойяиты, луавриты, амфиболовые луавриты)	7,14 (15)	4,36 (20)	24 (15)	227 (20)	1,24 (11)	15 (8)
III фаза, 18% (эвдиалитовые луавриты, порфириовидные луавриты; пойкилитовые содалитовые сиениты, тавиты)	7,16 (9)	4,01 (12)	76 (9)	295 (12)	2,1 (7)	18 (7)
Среднее по массиву с учетом площадей распространения пород каждой фазы	7,18	4,27	37	235	1,37	15

Продолжение табл. 26

Фаза, ее распространенность от площади массива (проанализированные породы)	F, %	Cl, %	K/Rb	Rb/Cs	Rb/Li	Na/K	K _a **
I фаза, 5% (нефелиновые и нефелин-гидросодалитовые сиениты)	0,21 (8)	0,1 (11)	301	166	3,9	2,2	1,00
II фаза, 77% (уртиты, ийолит-уртиты, фойяиты, луавриты, амфиболовые луавриты)	0,12 (59)	0,13 (24)	192	183	9,5	1,6	1,24
III фаза, 18% (эвдиалитовые луавриты, порфириовидные луавриты, пойкилитовые содалитовые сиениты, тавиты)	0,18 (26)	0,29 (10)	136	140	3,9	1,8	1,35
Среднее по массиву с учетом площадей распространения пород каждой фазы	0,14	0,16	181	171	6,9	1,7	1,28

Примечание. В скобках — число анализов; среднее содержание элементов по фазам вычислены с учетом площади распространения каждой разновидности анализировавшихся пород; K_a — коэффициент аплитности.

лучена хорошая сходимость результатов анализов. Несмотря на это, автором были выполнены дополнительно определения содержания щелочных элементов в пробах пород Ловозерского массива, любезно предоставленных для этой цели В. И. Герасимовским (табл. 27). Результаты наших анализов оказались близкими к результатам анализа этих же проб, полученных В. И. Лебедевым, что позволяет провести строгое сопоставление содержаний редких щелочных элементов в породах Ловозерского массива и ультраосновной щелочной формации. Те же результаты получены при сопоставлении фтора и бора.

Интрузивные породы, слагающие Ловозерский массив, сформированы в четыре фазы внедрения. Относительная распространенность пород каждой фазы приведена в табл. 26.

Таблица 27

Среднее содержание щелочных элементов в породах Ловозерского массива*

Фаза (проанализированные породы)	Число проб, включая средние	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹
I фаза (нефелиновые и нефелин-гидросодалитовые сиениты)	5	7,84	3,78	25	111
II фаза (фойяиты, луявриты)	6	6,96	4,87	25	195
III фаза (эвдиалитовые луявриты, порфирировидные луявриты)	4	7,42	4,19	43	221
Среднее по массиву с учетом площадей распространения пород каждой фазы		7,01	4,68	28	196

Продолжение табл. 27

Фаза (проанализированные породы)	Число проб, включая средние	Cs, млн ⁻¹	K/Rb	Rb/Cs	Rb/Li	Na/K
I фаза (нефелиновые и нефелин-гидросодалитовые сиениты)	5	1,08	341	102	4,4	2,1
II фаза (фойяиты, луявриты)	6	1,37	250	142	7,8	1,4
III фаза (эвдиалитовые луявриты, порфирировидные луявриты)	4	2,2	189	100	5,1	1,8
Среднее по массиву с учетом площадей распространения пород каждой фазы		1,5	237	131	7	1,5

* С учетом площади распространения каждой разновидности анализировавшихся пород.

Породы IV фазы представлены серией даек щелочных лампрофиров, занимают менее 0,01% площади массива и данные по ним нами не приводятся.

Ловозерский массив в основном сложен породами агпаитового ряда, которые по химическому составу отличаются от нефелиновых сиенитов миаскитового ряда меньшим содержанием Si, Fe, Ca и большим Ti, Fe⁺³, Na, F, Cl, S и особенно редких элементов — Nb, Ta, Zr, Hf, TR и др. При этом в генетически единой серии пород Ловозерского массива от первой фазы к третьей происходит закономерное изменение химического состава [14]: 1) уменьшается дефицит кремнекислоты, величины Q становится меньше и одновременно несколько увеличивается параметр S ; 2) снижается роль щелочей, связанных в алюмосиликатах, и возрастает их роль в темноцветных минералах (уменьшается параметр a и возрастает \bar{c}); 3) повышается величина коэффициента агпаитности; 4) увеличивается значение Fe³⁺/Fe²⁺.

В. И. Герасимовский считает, что избыток щелочей препятствовал удалению летучих (F, Cl, S, P) и редких элементов из расплава с постмагматическими растворами.

Литий. Геохимия лития в процессе формирования пород и минералов Ловозерского массива определяется не только известной кристаллохимической связью с магнием (и Fe²⁺), но и геохимической историей в этом процессе фтора и натрия [14].

В свое время А. Е. Ферсман на основании минералогического анализа отмечал почти полное отсутствие лития в Хибинском и Ловозерском плутонах. Действительно, содержание лития в Ловозерском массиве низкое и составляет 37 млн⁻¹ по анализам В. И. Лебедева и 28 млн⁻¹ по нашим данным. К концу магматического процесса происходит накопление лития, в породах III фазы его содержание по нашим данным повышается до 43 млн⁻¹.

Благодаря невысокому содержанию лития в исходной магме и широким возможностям к изоморфизму в минералах, возникающих в процессе кристаллизации пород Ловозерского массива, литий рассеивается и не образует практически интересных концентраций. Максимальное содержание лития установлено в амфиболовом луяврите, где максимально также содержание фтора (0,78%). Из минералов наиболее высокие содержания лития и фтора найдены в тайниолите (1,5%) и полилитиионите (2,8%). В других минералах содержание лития значительно меньше и в них он также ассоциирует с натрием и фтором.

По данным И. П. Тихоненкова, контактовые зоны Ловозерского массива также характеризуются низкими содержаниями лития.

Рубидий. По данным В. И. Герасимовского и В. И. Лебедева [16], среднее содержание рубидия в массиве составляет

235 млн⁻¹ при величине K/Rb, равной 181. Рубидий накапливается в породах III фазы Ловозерского массива, а величина K/Rb снижается от 301 (I фаза) до 136 (III фаза). Наши данные близки к этим результатам (см. табл. 27). Исследования В. П. Волкова [14] показали, что геохимия рубидия в агпаитовых нефелиновых сиенитах Ловозерского массива определяется поведением калия в ходе кристаллизации сиалической части нефелиновых сиенитов. Минералом-носителем рубидия выступает калиевый полевой шпат, содержащий свыше 75% рубидия породы. Минералами-концентраторами являются микроклин и нефелин. Содержание рубидия в микроклине составляет 390—480 млн⁻¹, в нефелине 250—300 млн⁻¹, в эгирине 15—30 млн⁻¹, на долю последнего в балансе распределения рубидия по породе приходится всего около 1%. Арфведсониты содержат не более 80 млн⁻¹ рубидия, а величина K/Rb в них самая высокая из породообразующих минералов (400—600). Это является причиной увеличения K/Rb в амфиболовых люавритах II фазы относительно других пород этой же фазы.

В целом, по данным В. П. Волкова, величины отношений K/Rb в главных породообразующих минералах (микроклине, нефелине, эгирине) агпаитовых нефелиновых сиенитов Ловозерского массива близкие и соответствуют величине K/Rb в породах, т. е. структуры этих минералов «равноценны» между собой относительно возможности вхождения в них рубидия на место калия.

Цезий. По данным В. И. Герасимовского содержание цезия в массиве низкое (1,37 млн⁻¹). В процессе последовательного формирования пород содержание цезия возрастает от 0,75 (I фаза) до 2,1 млн⁻¹ (III фаза). Для массива характерны высокие значения величин K/Cs (30—40 тыс.) и Rb/Cs (>100). Все это подчеркивает не только общее низкое содержание цезия в Ловозерском массиве, но и обеднение массива цезием относительно рубидия. Даже в астрофиллите из нефелин-сиенитовых пегматитов Ловозерского массива содержание цезия невысокое (50 млн⁻¹), а величина Rb/Cs значительная (68) (по данным Е. И. Семенова), хотя известно, что структурное положение калия в астрофиллите по срав-

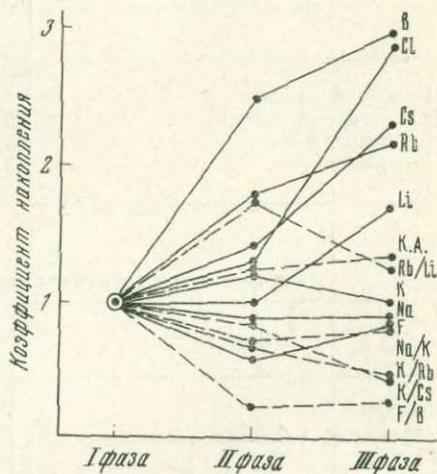


Рис. 11. График изменения величины коэффициентов накопления щелочных элементов и летучих по фазам Ловозерского массива

нению с другими минералами щелочных пород наиболее благоприятно для замещения его цезием, и в случае повышенных содержаний цезия в исходной магме его концентрация в астрофиллите достигает целых процентов, а величина Pb/Cs становится менее 1 [70, 80].

Общий характер распределения редких щелочных элементов в процессе формирования пород Ловозерского массива наглядно иллюстрируется коэффициентами накопления элементов по фазам массива (рис. 11). На фоне общего увеличения коэффициента агпаитности к заключительному этапу формирования пород возрастает и содержание редких щелочных элементов.

ХИБИНСКИЙ МАССИВ

Геохимия редких щелочных элементов в породах Хибинского массива изучена в значительно меньшей степени, чем в Ловозерском.

В табл. 28 приведены содержания щелочных элементов в породах Хибинского массива по данным Б. И. Злобина и В. И. Лебедева [33]. Согласно Е. Д. Осокину [36], максимальное содержание рубидия и минимальная величина K/Rb установлены в рисчорритах (табл. 29). Исследования Л. В. Козыре-

Таблица 28

Содержание щелочных элементов в некоторых породах Хибинского массива

Порода	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	K/Rb	Rb/Li
Массивный хибинит	5,80	4,15	11	85	488	7,7
Трахитоидный хибинит	5,50	4,45	37	180	247	4,9
Массивный фойяит	5,75	4,25	20	110	386	5,5
Уртит-ийолит	5,60	5,00	28	190	263	6,8

Таблица 29

Распределение рубидия в породах Хибинского массива

Порода	K, %	Rb, млн ⁻¹	K/Rb
Хибинит	4,62	170	272
Нефелиновый сиенит	5,28	120	440
Фойяит	5,02	230	218
Рисчоррит	8,35	540	155
Ийолит-уртит	4,38	100	438

вой показали те же закономерности в распределении рубидия в породообразующих минералах Хибинского массива, какие были установлены В. П. Волковым для Ловозерского массива.

Среднее содержание щелочных элементов и летучих в Хибинском массиве по пробе «Хибины Генеральная» приведено в табл. 30.

Таблица 30

Среднее содержание элементов в Хибинском и Ловозерском массивах

Массив	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	V, млн ⁻¹	F, %	Cl, %
Хибинский*	7,30	5,44	20	235	2,6	10	0,12	0,036
Ловозерский**	7,18	4,27	37	235	1,37	15	0,14	0,16
Ловозерский***	7,01	4,68	28	196	1,5	—	—	—

Продолжение табл. 30

Массив	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs	Rb/Li	Na/K	K _a	F/V
Хибинский*	231	21000	91	12	1,3	1,02	120
Ловозерский**	181	31000	171	6,9	1,7	1,28	93
Ловозерский***	237	31000	131	7	1,5	—	—

* По А. А. Кухаренко и др.

** По работам В. И. Герасимовского с сотрудниками.

*** По анализам автора, выполненным по частным и средним пробам Ловозерского массива.

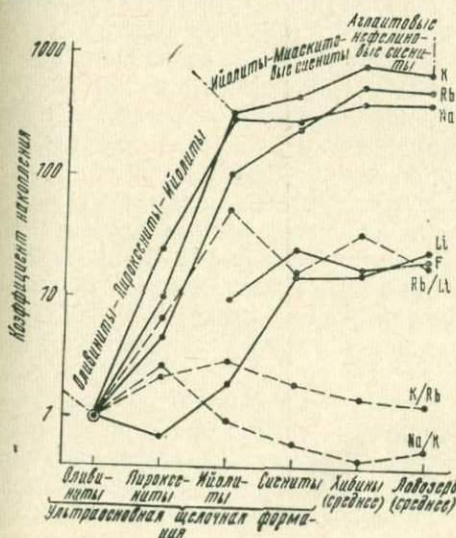


Рис. 12. График изменения величины коэффициентов накопления щелочных элементов и фтора в процессе дифференциации ультраосновной щелочной магмы

На рис. 12 показан характер изменения коэффициентов накопления щелочных элементов и фтора в Хибинском и Ловозерском массивах по сравнению с величинами коэффициентов накопления в серии пород ультраосновной щелочной формации. Расчеты выполнены относительно средних содержаний элементов в фазе оливинитов ультраосновной щелочной формации. Наблюдается закономерное и последовательное накопление главных и редких щелочных элементов, фтора, а также уменьшение величины K/Rb от фазы ийолитов к сиенитам ультраосновной щелочной формации и далее к «агпайтовым магмам» Хибинского и Ловозерского массивов (см. рис. 12). Эти данные свидетельствуют о существовании генетической связи между породами двух рассматриваемых формаций.

В целом породы формации агпайтовых нефелиновых сиени- тов Карело-Кольского региона, как и породы ультраосновной щелочной формации, обеднены редкими щелочными элементами и мало перспективны на обнаружение в связи с ними самостоятельных месторождений этих элементов. Возможно лишь попутное их извлечение из нефелина при переработке его на глинозем и соду.

ГЕОХИМИЯ ЛИТИЯ, РУБИДИЯ, ЦЕЗИЯ В ФОРМАЦИИ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Геохимия редких щелочных элементов в щелочных породах калиевой линии рассматривается на примере двух групп массивов, каждая из которых располагается в разных геологоструктурных единицах земной коры.

I. Группа щелочных массивов Северо-Байкальского и Кодаро-Удоканского пояса, обрамляющих с юга и юго-запада Сибирскую платформу.

Характерной особенностью формирования всех комплексов щелочных пород Северо-Байкальского и Кодаро-Удоканского пояса является их пространственно-временная связь с палеорифтовыми структурами, возникающими на ослабленных зонах развития глубинных разломов. Щелочные породы появляются на конечных этапах развития палеорифтовых структур, на ранних же стадиях характерны инъекции мантийного вещества (гипербазиты) [3].

Байкальский разлом, так же как и Восточно-Африканские рифты, М. С. Нагибина относит к структурам активизации, для которых характерно проявление базальтоидного магматизма.

II. Группа щелочных массивов геосинклинальных областей. К ним относятся варисские щелочные массивы Северного Тянь-Шаня, располагающиеся в тектонически ослабленных и наиболее проницаемых зонах сочленения древних антиклинориев (каледонских) и более молодых депрессий (варисских).

Наиболее важной чертой, объединяющей все районы развития калиевых щелочных пород, является наличие тектонической активизации в периоды, непосредственно предшествующие образованию щелочных массивов. Кроме того, для калиевых щелочных комплексов характерно наличие комагматичной и обычно пространственно совмещенной с интрузивными породами эффузивной фации, а также сложнзональное строение массивов [89].

Вопросы петрологии, генезиса и структурного положения рассматриваемых групп массивов калиевых щелочных пород разбираются в работах [3, 13, 30, 59, 89], которые легли в основу приведенной ниже геолого-петрографической характеристики соответствующих массивов.

**ГЕОХИМИЯ ЛИТИЯ, РУБИДИЯ, ЦЕЗИЯ В КАЛИЕВЫХ
ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО
И КОДАРО-УДОКАНСКОГО ПОЯСОВ
(ЗОНА БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА)**

Геолого-петрографическая характеристика массивов. В пределах Северо-Байкальского и Кодаро-Удоканского поясов располагается целая группа магматических верхнепалеозойских и мезозойских массивов щелочных лейцитовых и нефелиновых сиенитов.

По величине коэффициента агпаитности щелочные породы массивов занимают промежуточное положение между агпаитовыми и миаскитовыми породами и характеризуются своими минеральными ассоциациями. В подчиненном количестве встречаются агпаитовые разновидности. Для всех пород характерна калиевая специализация. Породы с $Na/K > 1$ развиты спорадически и представлены аутометасоматическими переработанными сиенитами и альбититами. Агпаитность калиевых щелочных пород возникает при сравнительно низких температурах, носит позднемагматический и послемагматический характер [56].

Наиболее крупными массивами являются Сыннырский, Бурпалинский, Сакунский, Мурунский. Геохимические исследования выполнены нами по Сыннырскому, Бурпалинскому и Сакунскому массивам.

В качестве дополнительного материала по геохимии редких щелочных элементов в рассматриваемых породах используются результаты исследования И. Г. Минеевой [56] по Мурунскому и Е. Д. Осокина [89] по Сыннырскому массивам.

Сыннырский и Бурпалинский массивы располагаются в Северо-Байкальском, а Сакунский и Мурунский — в Кодаро-Удоканском поясах развития щелочных пород.

Магматический комплекс калиевых щелочных пород представлен щелочными, нефелиновыми, кальсилитовыми, псевдолейцитовыми сиенитами. С их формированием связаны поздние и постмагматические образования, состав которых определяется щелочностью метасоматизирующих растворов: сначала существенно калиевых, затем натровых и на последних этапах кремнекислотных.

С породами калиевого щелочного комплекса в пределах массивов тесно ассоциируют щелочноземельные гранитоиды.

В вопросах последовательности формирования, генезиса пород массивов у исследователей, занимавшихся их изучением, нет единого мнения.

По данным В. В. Архангельской [3], Сыннырский, Бурпалинский и Сакунский массивы слагаются палеозойскими гранитоидными и щелочными породами калиевой линии. В составе массивов участвуют следующие группы пород, представляющих каждая самостоятельную фазу внедрения (от ранних к позд-

ним): гранитоиды (кварцевые сиениты, монцониты, кварцевые диориты, лейкократовые граниты), нефелин-псевдолейцитовые сиениты, щелочные сиениты, лейкократовые субщелочные граниты. Кроме того, наблюдаются поздние и постмагматические образования: симплектитовые метасоматиты — результат процесса калиевого метасоматоза нефелин-псевдолейцитовых сиенитов, нефелинизированные щелочные сиениты, метасоматические гранит-аплиты и микроклиниты. При этом лишь в Сакунском массиве присутствуют образования всех фаз. Бурпалинский массив слагают гранитоиды и щелочные сиениты, а из постмагматических пород — нефелинизированные щелочные сиениты, метасоматические гранит-аплиты и микроклиниты. Широко проявлены процессы натриевого метасоматоза. В пределах Сыннырского массива гранитоиды ранней фазы обособляются в самостоятельные тела, а собственно массив слагается нефелин-псевдолейцитовыми сиенитами и щелочными сиенитами, относительно широко развиты симплектитовые метасоматиты. В. В. Архангельская считает, что пространственно-временная связь щелочных пород рассматриваемой группы с гранитоидами является не комагматической, а объясняется почти одновременным возникновением очагов основных и коровых гранитоидных магм и их внедрением вдоль единых зон с образованием телескопированных массивов (Бурпалинский, Сакунский).

Ю. М. Шейнманн, Ф. Р. Апельцин и Е. А. Нечаева (1961 г.) отнесли массивы Северо-Байкальского пояса к гранитоидной щелочной формации (субформации щелочных сиенитов).

По мнению Р. П. Тихоненковой и др. [89], в пределах Северо-Байкальского пояса развиты породы как щелочно-гранитоидной, так и щелочно-базальтоидной формаций. К последней в пределах этого пояса относятся Сыннырский и Бурпалинский массивы.

Сакунский массив. Сакунский массив представляет собой типичный гетерогенный интрузивный массив, в формировании которого принимают участие несколько разновозрастных, различных по составу, и, видимо, разнокомплексных интрузий, последовательно внедрившихся по единой ослабленной зоне [3]. Наиболее древними (1980 млн. лет) являются гипербазиты, представленные ксенолитами пироксенитов среди гранитоидных и щелочных пород.

Комплекс щелочных пород (218—308 млн. лет) занимает около 30% площади массива и представлен щелочными и нефелиновыми сиенитами, фенитами, поздние и постмагматическими образованиями и жильными производными.

Щелочные сиениты крупно-, средне- и гигантозернистые породы, состоящие на 80—90% из трахитоидно расположенных идиоморфных кристаллов ортоклаз-пертита, а также из мел-

ких выделений эгирина, биотита, альбита, сфена, апатита, шорломита, нефелина.

Нефелиновые сиениты преобладают среди пород щелочного комплекса. Это серые, средне-мелкозернистые лейкократовые породы, состоящие из крупных идиоморфных кристаллов ортоклаза (50—80%) с пойкилитовыми включениями калиевого нефелина (20—40%), мелких выделений лепидомелана, шорломита (10—20%), реже эгирина, апатита, магнетита, позднего альбита.

В жильных разностях нефелиновых сиенитов наблюдаются крупные вкрапленники калиевого полевого шпата (до 3—5 см), и мелкие (2—3 мм) неправильные — нефелина. Иногда встречаются изометричные нефелин-ортоклаз-канкринитовые образования (до 3 см в диаметре) микропегматитовой и пойкилитовой структур, напоминающие псевдолейциты.

Ксенолиты пироксенитов среди нефелиновых сиенитов фенитизированы.

Нефелиновые сиениты в виде мелких тел и жил секут фениты в зоне развития щелочных сиенитов. Щелочные сиениты и фениты на контакте с нефелиновыми сиенитами нефелинизированы.

Постмагматические процессы приводят к появлению среди щелочных и нефелиновых сиенитов жилоподобных тел альбит-эгирин-канкринитизированных и эгирин-нефелиновых пород, либнеритовых сиенитов, микроклинитов.

Породы гранитоидного комплекса (254—268 млн. лет) занимают около 70% площади массива и отвечают по составу кварцевым сиенитам, граносиенитам, монцонитам. Переходы между ними постепенные. В главной фации породы среднезернистые, содержат моноклинный пироксен, ранний плагиоклаз (10—20%), калиевый полевой шпат (30—50%), поздний альбит (5—10%), кварц (10—20%).

Наиболее поздние магматические образования в массиве представлены субщелочными лейкократовыми граносиенитами, кварцевыми сиенитами и гранитами, жилы и мелкие тела которых рвут все более ранние интрузивные образования. Они близки по составу кварцевым сиенитам и граносиенитам, слагающим основную часть массива.

Все отмеченные группы интрузивных пород в той или иной степени участвуют в строении и других щелочных массивов калиевой линии. Поэтому на примере Сакунского массива, где они представлены наиболее полно, можно в целом рассмотреть распределение в них редких щелочных и летучих элементов (табл. 31, рис. 13).

Сыннырский массив. В строении Сыннырского массива принимают участие гранитоиды (кварцевые сиениты, граносиениты) и комплекс щелочных пород. Гранитоиды располагаются в экзоконтактах массива.

Содержание элементов в породах Сакунского массива

Порода	Число проб	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	B, млн ⁻¹
Щелочной комплекс							
Щелочной сиенит	4	2,6	8,68	4	235	1,5	—
Нефелиновый сиенит	6	2,76	8,46	8,2	302	2,6	—
Среднее*		2,70	8,5	7,4	290	2,4	—
Комплекс древних гипербазитов							
Фенитизированные ксенолиты пироксенитов в нефелиновых сиенитах	4	3,12	7,07	5,5	153	1	8,1
Гранитоидный комплекс							
Сиенито-диориты, граносиениты	7	2,81	4,23	13	147	1,64	6
Комплекс жильных гранитов							
Граносиениты, кварцевые сиениты, граниты	6	3,27	3,36	16,8	125	1	Не опр.

Продолжение табл. 31

Порода	Число проб	F, %	K/Rb	Rb/Cs	Rb/Li	Na/K
Щелочной комплекс						
Щелочной сиенит	4	0,01	369	156	59	0,30
Нефелиновый сиенит	6	0,024	280	116	37	0,33
Среднее*		0,022	293	121	39	0,32
Комплекс древних гипербазитов						
Фенитизированные ксенолиты пироксенитов в нефелиновых сиенитах	4	0,07	416	153	28	0,44
Гранитоидный комплекс						
Сиенито-диориты, граносиениты	7	0,076	288	89	11	0,66
Комплекс жильных гранитов						
Граносиениты, кварцевые сиениты, граниты	6	0,061	269	125	7	0,97

* С учетом площади распространения щелочных и нефелиновых сиенитов.

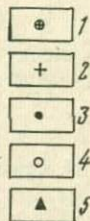
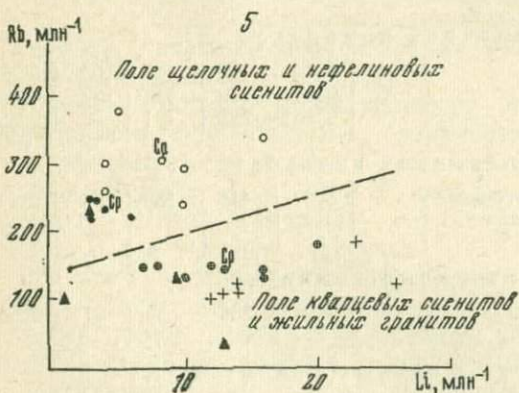
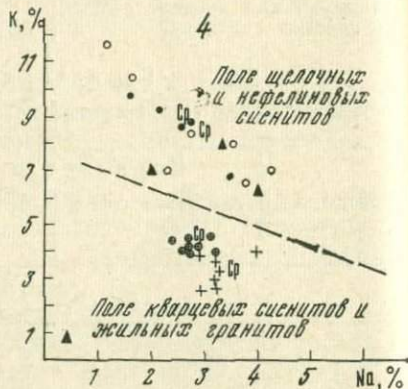
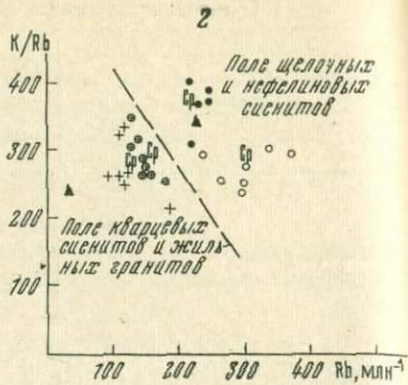
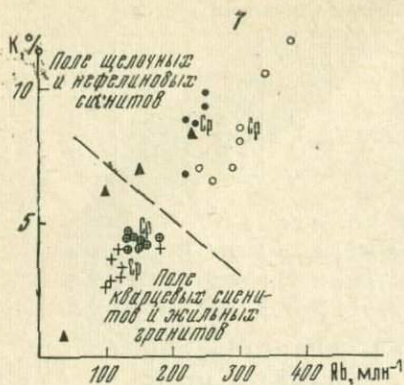


Рис. 13. График изменения концентрации щелочных элементов и величины отношения K/Rb в породах Сакунского массива

1 — кварцевые сиениты; 2 — жильные граниты; 3 — щелочные сиениты; 4 — нефелиновые сиениты; 5 — ксенотиты (фенитизированные пироксениты)

Среди пород щелочного комплекса В. В. Архангельская выделяет две главные интрузивные фазы: I фаза — массивные нефелиновые, биотитовые сиениты и II фаза — трахитоидные щелочные и нефелинсодержащие пироксен-амфиболовые сиениты.

Р. П. Тихоненкова и др. [89] считают Сынный массив однофазным интрузивом с предшествующей фазой комагматичных щелочных эффузивов. Внедрившаяся магма состава лейцитового феолита дифференцировалась *in situ* с образованием пород фации эндоконтактов (псевдолейцит-мезо-меланократовые пироксеновые щелочные и нефелинсодержащие сиениты — II фаза В. В. Архангельской) и главной фации (биотитовые нефелиновые сиениты — I фаза В. В. Архангельской; псевдолейцитовые сиениты). При этом считается, что кристаллизация расплава шла от периферии к центру интрузива.

Температура кристаллизации щелочных и нефелиновых сиенитов, согласно исследованиям Л. И. Паниной [63] по термометрии минералов, составляет 980—1100° С.

Среди массивных нефелиновых сиенитов (занимающих около 60% площади массива) В. В. Архангельская выделяет главную фацию и фацию эндоконтактов.

Главная фация представлена серыми крупно- и среднезернистыми породами гипидиоморфнозернистой или аллотриоморфнозернистой структуры, состоящими главным образом из микроклина (ортоклаза) (до 60—80%), нефелина (10—12%) и биотита (лепидомелана) (до 10%). Апатит, сфен и магнетит присутствуют в аксессуарных количествах.

Породы фации эндоконтактов более меланократовые и представляют собой гибридные разности нефелиновых сиенитов, практически нацело ассимилировавших ксенолиты вмещающих осадочно-метаморфических пород. Среди темноцветных появляется эгирин-авгит.

В периферических частях интрузии нефелиновых сиенитов местами встречены псевдолейцитовые сиениты.

Трахитоидные щелочные сиениты (занимающие около 40% площади массива) — серые различной зернистости породы, часто порфиридные, в составе которых главную роль играет микроклин-пертит (до 90%), нередко альбитизированный, и эгирин-авгит, местами обрастающий гастингситом. Реже встречается биотит (до 5%). Спорадически наблюдается нефелин. Среди аксессуарных характерен сфен. Преобладающая структура породы — гипидиоморфнозернистая. К фации эндоконтактов относятся меланократовые амфибол-биотитовые сиениты.

Среди разнообразных жильных пород массива наиболее распространены грорудиты и микроклиниты, а также щелочные базальтоиды типа камптонит-мончикитов. Грорудиты — мелкозернистые, часто порфиробластовые породы, состоящие в

Среднее содержание элементов в породах массива Сыныр

Комплексы пород	Число проб	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	B, млн ⁻¹	F, %	K/Rb	Rb/Cs	Rb/Li	Na/K	F/B
Кварцевые сиениты Западного и Восточного гранитоидных массивов	5	3,85	5,24	22	180	2	6	0,17	291	90	8	0,75	280
Трахитоидные щелочные сиениты													
главная фация	7	3,05	7,98	9	210	2	8	0,07	380	105	23	0,38	87
фация эндоконтактов	2	4,00	6,25	62	180	10	28	0,26	346	18	3	0,64	93
Нефелиновые сиениты													
главная фация	6	2,70	12,3	18	490	11	11	0,09	251	44	27	0,22	82
фация эндоконтактов	5	2,76	6,25	33	210	15	14	0,34	297	14	6	0,44	244
Метасоматические породы фазы нефелиновых сиенитов													
симплектитовые метасоматиты	2	0,11	16,70	5	740	6	8	0,014	226	123	147	0,01	18
содалитизированные сиениты с анальцимом	2	3,00	9,75	11	750	16	12	0,05	130	47	67	0,31	42
меланократовые метасоматиты	2	4,32	2,50	31	90	4,5	8	1,64	278	20	3	1,73	—
либнеритизированные породы	2	0,11	15,25	18	830	11	8	0,026	184	75	46	0,01	33
Жильные породы (метасоматические)													
фазы щелочных сиенитов													
альбит-микроклиновые	3	1,75	12,10	4	680	9	15	0,005	178	75	170	0,14	3
грозудиты	2	5,00	5,80	2	390	4	13	0,005	148	98	195	0,86	4
Щелочные базальтоиды	2	4,50	4,11	14	150	14	8	0,15	274	10	11	1,1	188
Среднее по массиву (по главным фациям щелочных и нефелиновых сиенитов с учетом площадей их распространения)	13	2,80	10,80	15	390		10	0,083	276	49	29	0,26	83

основном из микроклина (до 60%), кварца (15—20%), альбита и единичных зерен эгирина. Микроклиниты иногда практически нацело сложены микроклином, редко появляется эгириин (1—5%), в таком же количестве встречаются сфен и циркон. Иногда по микроклину развивается альбит. Камптонит-мончикиты являются одними из наиболее поздних интрузивных проявлений в пределах массива. Они образуют дайковые пояса по зонам региональных разломов. Породы слагаются в основном амфиболом (баркевикит), пироксеном (титан-авгит, эгириин), калиевым полевым шпатом, биотитом и нефелином. Встречаются единичные зерна оливина.

Помимо интрузивных пород массива нами проанализированы некоторые метасоматически измененные разновидности сиенитов (табл. 32). К таким разновидностям относятся:

1) симплектитовые (микропегматитовые) сиениты, образующиеся при метасоматическом замещении минералов нефелиновых сиенитов калиофилином и ортоклазом (К-метасоматоз);

2) содалитизированные нефелиновые сиениты с анальцимом (Na-метасоматоз);

3) меланократовые метасоматиты — преимущественно приурочены к участкам развития ксенолитов, характерные минералы — эгириин, лепидомелан, апатит, нефелин, цеолиты, сфен;

4) либнеритовые сиениты, образующиеся за счет нефелиновых и симплектитовых сиенитов при их гидротермальном изменении. В табл. 33 дано сопоставление содержаний щелочных элементов в Сакунском и Сыннырском массивах.

Бурпалинский массив. Массив в плане имеет зональное строение. Периферическая его часть сложена кварцевыми сиенитами и граносиенитами, центральная — щелочными трахитоидными сиенитами.

Таблица 33

Среднее содержание редких щелочных элементов в сиенитах массивов (по главным фациям)¹

Массив	Порода	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹
Сакунский	Щелочной сиенит	2,6 ± 0,8	8,68 ± 1,35	4 ± 1,5	235 ± 17	1,5 ± 0,5
	Нефелиновый сиенит	2,76 ± 1,24	8,46 ± 2,2	8,2 ± 4,8	302 ± 52	2,6 ± 1,3
Сыннырский	Щелочной сиенит	3,05 ± 0,51	7,98 ± 1,17	9 ± 7	210 ± 18	2 ± 0,8
	Нефелиновый сиенит	2,70 ± 1,1	12,3 ± 0,85	18 ± 14	490 ± 64	11 ± 2,9

Массив	Порода	V, млн ⁻¹	F, %	K/Rb	Rb/Cs	Rb/Li	Na/K
Сакунский	Щелочной сиенит		0,01 ± 0,003	369	156	59	0,3
	Нефелиновый сиенит		0,024 ± 0,02	280	116	37	0,33
Сыннырский	Щелочной сиенит	8 ± 3	0,07 ± 0,015	380	105	23	0,38
	Нефелиновый сиенит	11 ± 4,5	0,09 ± 0,07	251	44	27	0,22

По наблюдениям Г. В. Андреева и А. М. Портнова [59], массив сформирован в две главные интрузивные фазы: I фаза — кварцевые сиениты и граносиениты, II фаза — щелочные трахитоидные сиениты. Каждой фазе свойственны свои жильные и метасоматические образования. С первой фазой связаны жильные граниты, гранит-аплиты, сиенит-аплиты, кварц-микроклиновые пегматиты. Со второй фазой — щелочные и нефелиновые сиенит-пегматиты, грорудиты.

Р. П. Тихоненкова с соавторами [89] относят нефелиновые сиениты к метасоматическим образованиям.

Важно отметить, что все исследователи отмечают минералогическое и химическое тождество кварцевых сиенитов и граносиенитов Бурпалинского массива с аналогичными породами Сыннырского массива. То же относится и к щелочным сиенитам обеих массивов. Существенным же отличием Бурпалинского массива от Сыннырского является интенсивное развитие в первом послемагматического, преимущественно натрового, метасоматоза, отдельные стадии которого почти не проявлены в пределах Сыннырского массива. Метасоматические процессы приводят к появлению эгириновых, альбит-эгириновых и альбитовых метасоматитов в экзоконтактных зонах фенитизации кордиеритовых роговиков, а также в зонах дробления внутри массива. Эти же процессы приводят к преобразованию пегматитов в их замещенные разновидности. С метасоматическими процессами связано широкое проявление редкоземельно-редкометалльной минерализации, детально изученной А. М. Портновым.

Таким образом, если на примере Сакунского и Сыннырского массивов можно рассмотреть закономерности распределения редких щелочных элементов в магматических и метасоматических породах, то на примере Бурпалинского массива, отличающегося интенсивным развитием процесса натрового метасоматоза, сопровождающегося появлением разнообразных минера-

лов, можно проследить особенности геохимии редких щелочных элементов в минералах и выявить возможности концентрации этих элементов в практически интересных количествах на заключительных этапах формирования щелочных пород калиевой линии. Поэтому рассмотрение распределения редких щелочных элементов в породах Бурпалинского массива ограничивается лишь данными табл. 34, составленной по результатам ранее выполненной работы [81], основное же внимание уделено минералам.

Натрий и калий. Рассмотрим кратко распределение главных щелочных элементов по породам, слагающим калиевые щелочные массивы зоны Байкальского рифта. В Сакунском массиве наиболее полно представлены все интрузивные фазы этих пород. Согласно нашим данным (см. табл. 31), породы гранитоидного комплекса этого массива характеризуются содер-

Таблица 34

Среднее содержание элементов в породах Бурпалинского массива

Комплексы пород	Число проб	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹
Кварцевые сиениты	6	2,89	4,80	27	160	5
Трахитоидные щелочные сиениты*	7	6,20	5,75	57	310	17
Жильная серия:						
кварц-микроклиновые пегматиты	5	4,02	7,82	37	705	7
сиенит-пегматиты	8	4,83	5,35	193	665	48
кварц-полевошпатовые поздние жилы	4	7,56	4,17	35	235	2

Продолжение табл. 34

Комплексы пород	Число проб	B, млн ⁻¹	K/Rb	Rb/Cs	Rb/Li	Na/K
Кварцевые сиениты	6	9	300	32	6	0,62
Трахитоидные щелочные сиениты*	7	16	185	18	5	1,10
Жильная серия:						
кварц-микроклиновые пегматиты	5	25	110	100	19	0,52
сиенит-пегматиты	8	117	84	14	3	0,90
кварц-полевошпатовые поздние жилы	4	21	178	117	7	1,80

* Затронуты метасоматическими процессами.

жанием 2,81% Na и 4,23% K и имеют величину Na/K, равную 0,66. На графике в координатах K—Na (см. рис. 13) породы гранитоидного комплекса образуют обособленное поле от пород щелочного комплекса, для которых установлены высокие содержания калия (щелочные сиениты 8,68%, нефелиновые сиениты 8,46%) и низкие величины Na/K (0,30—0,33), что отвечает величине Na/K для существенно калиевых нефелиновых сиенитов. В щелочных и нефелиновых сиенитах Сакунского массива содержания как натрия, так и калия, близкие.

Несколько другая картина в распределении натрия и калия наблюдается в породах щелочного комплекса Сыннырского массива, где содержание калия возрастает в 1,5 раза в главной фации нефелиновых сиенитов относительно главной фации щелочных сиенитов, а величина Na/K снижается до 0,22.

Еще более низкая величина Na/K (0,13) среди щелочных магматических пород, слагающих рассматриваемые массивы, установлена И. Г. Минеевой [56] для лейцитовых и трахитовых порфиров (вулканические и субвулканические фации) Мурунского массива (табл. 35).

По данным Р. П. Тихоненковой с соавторами [89], в выделяемой ими главной интрузивной фации Сыннырского массива содержание калия возрастает от биотитовых нефелиновых сиенитов (10,56%), к псевдолейцитовым нефелиновым сиенитам (12,02%) и затем к псевдолейцитовым сиенитам (15,19%), а величина Na/K снижается от 0,2 до 0,08. Последние две разновидности щелочных пород рассматриваются В. В. Архангельской как метасоматические образования, связанные с фазой нефелиновых сиенитов. Согласно нашим данным, в них также

Таблица 35

Содержание щелочных элементов и фтора в породах Мурунского массива

Комплексы пород	Число проб]	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	F, %	K/Rb	Rb/Li	Na/K
Пуласкитовые и нефелиновые сиениты	21	2,2	6,9	6	320	0,05	206	53	0,32
Лейцитовые и трахитовые порфиры	14	1,3	9,9	8	360	0,07	276	45	0,13
Жильные псевдолейцитовые тингуаиты и сельсбергиты	10	2,1	9,5	6	240	0,04	395	40	0,22
Среднее		2,1	7,6	6,3	320	0,06	237	53	0,28

установлены максимальные содержания калия (16,7% в симплектитовых метасоматитах) и минимальная величина Na/K (0,01).

В трахитоидных щелочных сиенитах Бурпалинского массива определены более высокие содержания натрия, содержания же калия несколько ниже, чем в соответствующих щелочных породах Сакунского и Сыннырского массивов. Это связано с процессами натрового метасоматоза, широко проявленными в Бурпалинском массиве. Менее измененные разности этих пород содержат 6,21% калия, 3,76% натрия и имеют величину Na/K, равную 0,6 [59].

В целом же щелочной комплекс магматических пород, слагающих рассматриваемые массивы, является существенно калиевым. Среднее содержание натрия и калия в этом комплексе (по главным фациям пород и с учетом площади их распространения) составляет 2,53% и 8,97% соответственно, а величина Na/K в нем равна 0,28.

В эндоконтактовых фациях щелочных и нефелиновых сиенитов возрастает роль натрия (увеличивается значение Na/K).

Следует подчеркнуть, что гранитоидные породы Сыннырского и Бурпалинского массивов по содержаниям и соотношениям главных щелочных элементов близки к гранитоидному комплексу Сакунского массива.

В ксенолитах пироксенитов, включенных в щелочные породы Сакунского массива и подвергшихся фенитизации, величина Na/K меняется в пределах 0,29—0,64, повышаясь в наиболее измененных разностях, что указывает на более интенсивный вынос в ксенолиты натрия относительно калия. Суммарное содержание главных щелочей в ксенолитах достигает 11,4%.

В ряду метасоматических пород, связанных с нефелиновыми сиенитами, содержание натрия возрастает от симплектитовых сиенитов (калиевый метасоматоз) к содалитизированным сиенитам (натровый метасоматоз).

В зависимости от степени либнеритизации нефелиновых сиенитов увеличивается в них роль калия и снижается натрия (Na/K до 0,01).

Все эти процессы, очевидно, определяют геохимическое поведение редких щелочных элементов на постмагматических этапах формирования комплекса пород калиевой щелочной линии.

Рубидий. При рассмотрении распределения рубидия и изменения величины K/Rb по магматическим породам, слагающим Сакунский и Сыннырский массивы, выявляется обособленное положение пород гранитоидного комплекса (вместе с жильными гранитами) от пород щелочного комплекса (см. рис. 13; 14). Содержание рубидия и величина K/Rb в гранитоидах Сакунского массива составляет 147 млн⁻¹ и 288, в гранитоидах жильного комплекса — 125 млн⁻¹ и 269. Кварцевые

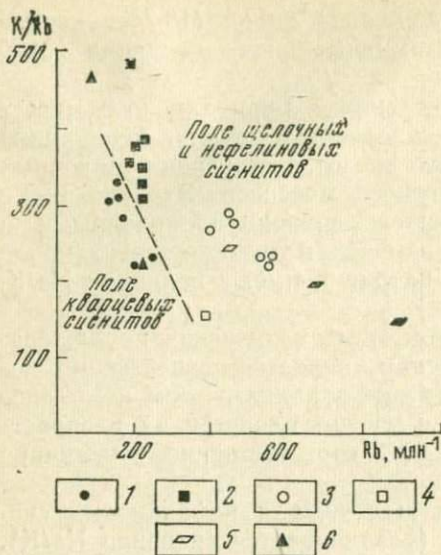


Рис. 14. График Rb—K/Rb для интрузивных пород Сыннырского массива: 1 — кварцевые сиениты (главная фация); 2 — щелочные сиениты (главная фация); 3 — нефелиновые сиениты; 4—6 — жильные породы (4 — грорудиты, 5 — микроклиниты, 6 — щелочные базальтоиды)

сиениты Сыннырского и Бурпалинского массивов и гранитоиды Сакунского массива характеризуются близкими значениями рассматриваемых параметров (соответственно 180 и 160 млн⁻¹; K/Rb 291 и 300).

Породы щелочного комплекса Сакунского и Сыннырского массивов характеризуются более высокими по сравнению с гранитоидами этих массивов содержаниями рубидия. Щелочные сиениты этих массивов имеют близкие содержания рубидия и величины K/Rb (235 и 210 млн⁻¹; K/Rb 369 и 380).

Нефелиновые сиениты Сыннырского массива, отличающиеся повышенными содержаниями калия по сравнению с Сакунским, имеют и более высокое содержание рубидия (490 млн⁻¹ по сравнению с 302 млн⁻¹). Величина K/Rb ниже в нефелиновых сиенитах Сыннырского массива (251 по сравнению с 280 в нефелиновых сиенитах Сакунского массива).

Минералом-концентратором рубидия в этих породах является биотит, в котором увеличение содержания рубидия и снижение величины K/Rb так же, как и в самих породах, происходит от щелочных сиенитов к нефелиновым и далее к щелочным пегматитам. Такой же характер распределения рубидия отмечается и в полевых шпатах (табл. 36).

Коэффициент распределения рубидия между щелочными и нефелиновыми сиенитами Сакунского массива равен 0,78, а Сыннырского 0,43, что, видимо, может свидетельствовать о большей степени дифференцированности щелочного комплекса Сыннырского массива по сравнению с Сакунским. В последнем В. В. Архангельской отмечены постепенные переходы щелоч-

Распределение лития и рубидия в минералах пород Сыннырского массива, млн⁻¹ [89]

Минерал	Порода	Li	Rb	K/Rb
Биотит	Щелочной сиенит	150	510	158
	Биотитовый нефелиновый сиенит	470	770	96
	Нефелин-полевошпатовый пегматит	1900	2700	27
Полевой шпат	Щелочной сиенит	5	290—360	220—402
	Биотитовый нефелиновый сиенит	5	540	239

ных сиенитов в нефелиновые, а в Сыннырском массиве эти породы образуют самостоятельные фазы внедрения.

В фациях эндоконтактов щелочных и нефелиновых сиенитов Сыннырского массива наблюдается уменьшение содержания вместе с калием и рубидия, что приводит к незначительным изменениям величины параметра K/Rb в эндоконтактовых фациях относительно главных.

В щелочных сиенитах Бурпалинского массива содержание рубидия выше, а величина K/Rb понижена по сравнению с щелочными сиенитами Сакунского и Сыннырского массивов. Это связано с влиянием метасоматических процессов, проявленных в той или иной степени в анализировавшихся образцах щелочных сиенитов Бурпалинского массива.

Метасоматические процессы, с которыми связано образование симплектитовых метасоматитов, содалитизированных и либнеритизированных сиенитов, приводят к увеличению содержания рубидия и снижению величины K/Rb в этих породах по сравнению с нефелиновыми сиенитами. Наиболее высокие содержания рубидия (830 млн⁻¹) установлены в либнеритизированных разностях метасоматитов. Наименьшая величина K/Rb отмечена в содалитизированных сиенитах, что, вероятно, объясняется присутствием в них анальцима, способного к избирательному накоплению рубидия относительно калия [115].

Жильные метасоматические породы, связанные с фазой щелочных сиенитов Сыннырского массива, также характеризуются увеличением в них содержания рубидия и снижением величины K/Rb относительно щелочных сиенитов (см. табл. 32).

Породы щелочного комплекса Сыннырского массива на графике Rb—K/Rb (см. рис. 14) образуют единый эволюционный ряд, обособленный от гранитоидного комплекса, подчеркивая самостоятельное положение последнего. Это же отмечается для Сыннырского массива Р. П. Тихоненковой и др. [89].

В фенитизированных ксенолитах пироксенитов, включенных в нефелиновые сиениты Сакунского массива, по мере увеличения в них содержания калия возрастает и содержание рубидия. Однако калий более интенсивно выносится в ксенолиты относительно рубидия, что приводит к росту в них величины K/Rb до 625 (по сравнению с 280 для нефелиновых сиенитов массива).

По данным Р. П. Тихоненковой с соавторами [89], главными минералами-носителями рубидия в породах щелочного комплекса Сыннырского массива являются полевой шпат, нефелин, биотит, псевдолейцит. В нефелинах содержание рубидия возрастает с увеличением содержания кальсилитового минала. В псевдолейцитовых породах концентратом рубидия выступает псевдолейцит (до 1200 млн^{-1}). Исследования Ц. М. Хендерсона [127] показали, что содержание рубидия в псевдолейцитовых вкрапленниках может быть в 2—4 раза выше, чем в породе и обусловлено оно, видимо, высоким содержанием рубидия в первичном лейците. Структурные особенности лейцита благоприятны для вхождения рубидия, что доказано экспериментальными исследованиями [134].

Более подробно вопросы распределения рубидия в минералах калиевых щелочных пород рассматриваются ниже совместно с цезием. В целом, среднее содержание рубидия в калиевых щелочных массивах зоны Байкальского рифта составляет 33 млн^{-1} , а величина K/Rb равна 260.

Содержание рубидия несколько выше в Сыннырском массиве (390 млн^{-1}) по сравнению с Сакунским (290 млн^{-1}) и Мурунским (320 млн^{-1}). Однако величины K/Rb в них близкие (276, 293, 237 соответственно). Следует подчеркнуть, что величина K/Rb в рассмотренных массивах значительно выше величины этого параметра для земной коры (170 по А. П. Виноградову). Следовательно, калиевые щелочные массивы зоны Байкальского рифта обеднены рубидием относительно калия по сравнению с земной корой.

Цезий. Распределение цезия по интрузивным породам рассматриваемых массивов неодинаково. Наиболее низкие содержания цезия, в среднем не превышающие 3 млн^{-1} , установлены в интрузивных породах, слагающих Сакунский массив. Из них породы гранитоидного комплекса, включая и жильные граниты, содержат цезий в меньшем количестве ($1—1,6 \text{ млн}^{-1}$), чем породы щелочного комплекса ($1,5—2,6 \text{ млн}^{-1}$), и на графике $Rb—Cs$ они образуют поле точек, обособленное по этим параметрам от пород щелочного комплекса (см. рис. 13). То же самое наблюдается для гранитоидов и других калиевых щелочных массивов зоны Байкальского рифта (см. табл. 32, 34).

Среднее содержание цезия в калиевых щелочных массивах зоны Байкальского рифта составляет 4 млн^{-1} , что близко к со-

держанию цезия в земной коре ($3,7 \text{ млн}^{-1}$), однако большая величина K/Cs (22 тыс.) указывает на дефицит цезия в калиевых щелочных породах рифтовой зоны по сравнению с земной корой (K/Cs около 7000). Щелочные породы Сакунского массива по сравнению с земной корой обеднены цезием и относительно рубидия (Rb/Cs 116 и 156, в земной коре Rb/Cs 40).

Более высокие содержания цезия выявлены в нефелиновых сиенитах Сынырского массива (11 млн^{-1} , Rb/Cs 44, K/Cs 11200). В щелочном комплексе этого массива содержание цезия в 3 раза выше, по сравнению с щелочным комплексом Сакунского массива (8 млн^{-1} по сравнению с $2,4 \text{ млн}^{-1}$). В обоих массивах наблюдается увеличение содержания цезия от щелочных сиенитов к нефелиновым (для Сакунского массива в 1,7 раза, Сынырского в 5,4 раза). От щелочных сиенитов к нефелиновым происходит снижение величин Rb/Cs и K/Cs .

Таким образом, в процессе дифференциации калиевой щелочной магмы цезий в большей мере, чем рубидий, накапливается в последующих членах ряда дифференциации. Наиболее высокие содержания цезия установлены в сиенит-пегматитах (48 млн^{-1}) Бурпалинского массива, для них характерна и минимальная величина Rb/Cs (14) (см. табл. 34). Содержание цезия возрастает и в фациях эндоконтактов щелочных пород, что видно на примере Сынырского массива. В фациях эндоконтактов величины Rb/Cs , K/Cs резко снижаются относительно главной фации, поскольку содержание рубидия и калия в фациях эндоконтактов, в отличие от содержания цезия, уменьшается относительно главной фации.

В метасоматических породах, развитых по нефелиновым сиенитам Сынырского массива, содержание цезия очень неравномерное. Если распределение рубидия контролируется главным образом содержанием калия, то в распределении цезия существенную роль играет структура новообразованных минералов и характер распределения в породах летучих (фтора, бора). Так, наиболее высокое содержание цезия (16 млн^{-1}) среди этих пород зафиксировано в содалитизированных сиенитах, где присутствует в значительном количестве анальцит и другие цеолиты. На примере анальцита из вулканических пород Италии показано, что его образование за счет лейцита ведет к накоплению в анальците рубидия, цезия (до 600 млн^{-1}) и снижению Rb/Cs [115].

В целом отмечается увеличение специализации массивов по цезию от Сакунского к Сынырскому и Бурпалинскому.

Большой интерес для понимания геохимии цезия в рассматриваемых массивах представляет исследование особенностей его распределения и изменение величины Rb/Cs в минералах, появляющихся на конечных этапах формирования калиевых щелочных массивов, так как к этим этапам относительно ранних увеличивается в несколько раз общая концентрация цезия

и появляются минералы, структурно благоприятные для его накопления. Бурпалинский массив в этом отношении представляет наибольший интерес.

В табл. 37 приведены минералы сиенит-пегматитов, нефелиновых сиенит-пегматитов, альбититов и фенитов Бурпалинского массива, в которых определены содержания цезия и рубидия. Исследования А. М. Портнова [59] показали, что в незамещенных разностях сиенит-пегматитов на ранней стадии их формирования кристаллизуются микроклин, арфведсонит.

Таблица 37

Содержание цезия и рубидия в минералах Бурпалинского массива, млн⁻¹

Минералы и их генетическое положение	Cs	Rb	Rb/Cs
Сиенит-пегматиты			
Нижние зоны жилы:			
Микроклин	<4	1700	>400
Арфведсонит	160	250	1,6
Астрофиллит	13200	10000	0,7
Катаплект	120	Нет*	—
Анальцим	200	600	3
Верхние зоны жилы:			
Микроклин	20	5000	250
Тайниолит	240	8000	32
Манганострофиллит	10000	8000	0,8
Кальциевый катаплект	450	Нет	—
То же, гидратированный	18	»	—
Натролит	Нет	»	—
Нефелиновые сиенит-пегматиты			
Микроклин	80	3000	38
Нефелин	31	1500	48
Эвдиалит	140	110	0,8
Натролит	Нет	60	—
Альбититы			
Эвдиалит	40	20	0,5
Катаплект	100	70	0,7
Фениты			
Литиевый биотит	390	8000	21
Астрофиллит	6000	8000	1,6
Катаплект	76	140	1,8
Щелочные сиениты			
Эвдиалит	34	20	0,6

* «Нет» для рубидия означает <5 млн⁻¹, для цезия <2 млн⁻¹.

В промежуточной стадии появляются тайниолит, астрофиллит, катаплект, анальцим. Минералы поздних стадий — гамбергит, альбит нами не анализировались. Для жил сиенит-пегматитов А. М. Портновым установлена вертикальная зональность, выражающаяся в смене в верхних горизонтах жил астрофиллита манганострофиллитом, литиевого биотита тайниолитом, катаплекта кальциевым катаплектом. В гипергенных условиях катаплект превращается в гидрокатаплект. Натролит относится к минералам гидротермальной стадии формирования жил.

Жилы нефелиновых сиенит-пегматитов встречаются редко. Они состоят главным образом из микроклина, нефелина (нефелин-микроклиновые агрегаты в центре жил с арфведсонитом, лепидомеланом). В жилах присутствует эвдиалит. В альбититах широко развиты эвдиалит, катаплект. В фенитах, развивающихся по коордиеритовым роговикам, широко представлены астрофиллит, натровый катаплект, литиевый биотит.

Все рассматриваемые минералы удобно разделить на две группы: группу калиевых минералов, в которых цезий, как и рубидий, занимает позиции калия, и группу бескальциевых минералов, но со структурами, благоприятными для вхождения крупного катиона цезия. В отдельных случаях в структурах этих минералов можно ожидать резкое накопление цезия.

К первой группе минералов отнесены микроклин, нефелин, слюды (литиевый биотит и литиевый мусковит), астрофиллит (K_2Na_2Ca) (Fe, Mn) (Ti, Zr) (Si_2O_7) OH.

В этой группе представляет интерес слюдоподобный астрофиллит, один из характерных минералов щелочных магм. Расшифровки структуры этого минерала показывают большие структурные возможности для вхождения в него цезия на место калия (по сравнению со слюдой) [153 и др.].

Ко второй группе отнесены минералы с кольцевой структурой: эвдиалит, натриевый катаплект и кальциевый катаплект.

Последняя расшифровка кристаллической структуры эвдиалита [21] выявила ее цеолитоподобный характер, что создает в структуре эвдиалита удобное вместилище для дополнительных крупных катионов. Кроме того, среди минералов второй группы рассматриваются амфибол (арфведсонит) и цеолиты (анальцим и натролит). Вхождение цезия в структуру амфибола рассмотрено во введении. Для анальцима $Na[AlSi_2O_6] \cdot H_2O$ допускается существование в определенных пределах изоморфного ряда с поллуцитом $Cs[AlSi_2O_6]$, что объясняет постоянное присутствие в нем натрия. При этом предполагается замещение $Cs \rightarrow Na + \text{одна молекула } H_2O$.

Микроклин из нижних зон сиенит-пегматитовых жил содержит цезий в количестве $< 4 \text{ млн}^{-1}$. В верхних зонах содержание в нем цезия увеличивается до 20 млн^{-1} . В этом же направлении в микроклин увеличивается и содержание рубидия (от 1700 до 5000 млн^{-1}), величина же Rb/Cs снижается от > 400

до 250, что подчеркивает стремление цезия концентрироваться в апикальной части пегматитовой жилы в большей степени относительно рубидия. Более высокие содержания цезия установлены в микроклине из нефелиновых сиенит-пегматитов (80 млн^{-1} , Rb/Cs 38). В нефелине из этих же пегматитов содержание цезия в 2,5 раза ниже, а величина Rb/Cs выше (48) по сравнению с микроклином.

Астрофиллит из сиенит-пегматитов нижних зон содержит $13\,200 \text{ млн}^{-1}$ цезия и $10\,000 \text{ млн}^{-1}$ рубидия, а величина Rb/Cs < 1 . Высокие содержания цезия установлены и в манганострофиллите из верхних зон сиенит-пегматитовых жил.

Повышенные содержания цезия в астрофиллитах (до 1000 млн^{-1}) отмечались Е. В. Свешниковой и Е. Е. Каленчук [70] при исследовании Татарского щелочного массива.

Установленные нами [80] на порядок выше содержания цезия в астрофиллитах привлекли к нему внимание. Дальнейшие исследования в этом направлении позволили А. Ф. Ефимову с соавторами [96] открыть собственно цезиевый астрофиллит-куплетскит, содержащий 10,8% цезия и имеющий очень низкую величину Rb/Cs (0,03).

Исследования Н. Ф. Челищева [97] ионнообменных свойств астрофиллитов в надкритических условиях показали, что последний является типичным ионнообменным минералом. Активными центрами обмена в нем служат межслоевые катионы, в качестве которых наряду с калием и натрием выступают рубидий и цезий. При этом в широком интервале концентраций наиболее резко наблюдается увеличение в твердой фазе цезия уже при незначительном увеличении его содержания в растворе.

Астрофиллит, видимо, может рассматриваться как минерал-индикатор относительной концентрации цезия в системе, из которой он кристаллизуется. Так, в астрофиллитах Ловозерского и Хибинского массивов, обедненных цезием, содержание его, по данным А. А. Ганзеева и др., не превышает 70—240 млн^{-1} .

В арфведсоните из нижних зон сиенит-пегматитовой жилы содержание цезия (160 млн^{-1}) на два порядка выше, чем в микроклине из этой же зоны, в то время как содержание рубидия в арфведсоните на порядок ниже. Поэтому величина Rb/Cs в амфиболе очень низкая (1,6) по сравнению с микроклином. Этот пример наглядно показывает ведущую роль структуры минерала в распределении цезия по сравнению с распределением рубидия, для которого на первый план выступает тесная связь с калием. Два других минерала — катаплеит и эвдиалит — подчеркивают это. В сиенит-пегматитах присутствуют натриевый катаплеит, кальциевый катаплеит и гидрокатаплеит. В натриевом катаплеите из нижней зоны жилы содержится 120 млн^{-1} цезия, тогда как рубидий в нем не найден ($< 5 \text{ млн}^{-1}$), Кальциевый катаплеит верхней зоны жилы содержит цезий в большем количестве (450 млн^{-1}), рубидий также отсутствует.

Увеличение содержания цезия в кальциевом катаплевите по сравнению с натриевым связано, видимо, как с общим накоплением цезия в верхней зоне пегматитовой жилы, так и с более рыхлой, дефектной структурой кальциевого катаплевита, которая, по данным А. М. Портнова, образуется в результате замещения $2\text{Na}^+ \rightarrow \text{Ca}^{2+}$. При гидратации в процессе образования гидрокатаплевита цезий интенсивно выносится (18 млн^{-1} в гидратированном кальциевом катаплевите).

Следует отметить, что в слюде тайниолите ($\text{KLiMg}_2 \cdot [\text{Si}_4\text{O}_{10}] \times \text{F}_2$) цезия содержится 240 млн^{-1} почти в два раза меньше, чем в кальциевом катаплевите из этой же зоны жилы, а рубидия 8000 млн^{-1} ($\text{Rb/Cs } 32$) при его отсутствии в катаплевите ($\text{Rb/Cs} \ll 1$).

В эвдиалите из щелочных сиенитов найдено 34 млн^{-1} цезия и 20 млн^{-1} рубидия ($\text{Rb/Cs } 0,6$). В эвдиалите из нефелинового сиенит-пегматита содержание цезия значительно выше (140 млн^{-1} , $\text{Rb/Cs } 0,8$). Видимо, содержание цезия в эвдиалите отражает его общую концентрацию в расплаве на каждой из стадий дифференциации. В связи с этим отметим, что в эвдиалите из Ловозерского массива содержание цезия по нашим данным, составляет $< 2 \text{ млн}^{-1}$. По химическому же составу, по данным А. М. Портнова, эвдиалиты щелочных сиенитов Бурпалинского и Ловозерского массивов близки.

В анальците из нижней зоны сиенит-пегматитовой жилы найдено 200 млн^{-1} цезия ($\text{Rb } 600 \text{ млн}^{-1}$, $\text{Rb/Cs } 3$). В натролите, появляющемся на стадии гидротермального изменения пегматитовых жил, цезий не установлен ($< 2 \text{ млн}^{-1}$), видимо, эти процессы приводят к выносу цезия (рубидия) из пегматитовых жил.

Из минералов зон альбитизации и фенитизации наиболее высокие содержания цезия установлены, как и в случае щелочных пегматитов, в астрофиллите. Последний из зоны фенитизации содержит 6000 млн^{-1} цезия, что в 15 раз выше, чем в биотите из этой же зоны. При этом величина Rb/Cs в астрофиллите на порядок ниже, чем в биотите. Эти данные подчеркивают отмеченные для астрофиллита более благоприятные структурные возможности вхождения цезия на место калия по сравнению с биотитом. Для рубидия обе структуры равноценны в замещении им калия, что выражается в одинаковых содержаниях рубидия в астрофиллите и биотите (8000 млн^{-1}). Одинаковые содержания рубидия установлены также в манганострофиллите и тайниолите из верхней зоны сиенит-пегматитовой жилы. Таким образом, цезий стремится концентрироваться в минералах, структура которых (полости, каналы) благоприятна для размещения крупного катиона цезия. В породах калиевой щелочной линии к числу таких минералов относятся катаплевит, эвдиалит, апальцим.

Из числа калиевых минералов лишь астрофиллит, благодаря

его структурным особенностям, представляет идеальный случай для замещения калия цезием. В этом минерале цезий установлен в максимальных количествах.

Литий. Содержания лития в щелочных породах Сакунского, Сынырского и Бурпалинского массивов различны. Минимальные количества лития установлены в щелочных и нефелиновых сиенитах Сакунского массива (4 и 8,2 млн⁻¹). Более высокими содержаниями лития характеризуются щелочные и нефелиновые сиениты Сынырского массива (9 и 18 млн⁻¹, главные фации). Щелочные породы Мурунского массива приближаются по содержаниям лития к сакунским.

Как в Сакунском, так и Сынырском массивах содержание лития возрастает в 2 раза от щелочных сиенитов к нефелиновым. Минералом-концентратором лития в этих породах является биотит. Содержание лития также увеличивается от биотитов щелочных сиенитов (150 млн⁻¹) к биотитам из нефелиновых сиенитов (470 млн⁻¹) и затем к биотитам из щелочных пегматитов (1900 млн⁻¹) (см. табл. 36). В сиенит-пегматитах Бурпалинского массива, среди минералов которых присутствует тайниолит, содержание лития возрастает до 197 млн⁻¹.

В фациях эндоконтактов щелочных пород Сынырского массива количество лития возрастает относительно главных фаций. При этом для фации эндоконтактов щелочных сиенитов коэффициент накопления лития почти в 4 раза выше, чем для нефелиновых сиенитов, и равен 7.

Намечается определенный ряд в распределении щелочных элементов между главной фацией, где содержания элементов приняты за единицу, и фацией эндоконтактов Сынырского массива: $Rb \leq K (< 1)$; $Na < Cs < Li (> 1)$. Наибольшее увеличение содержания в эндоконтактах отмечено для лития и наименьшее — для рубидия, что приводит к резкому снижению величины Rb/Li в фациях эндоконтактов. Относительно высокие содержания лития в щелочных сиенитах Бурпалинского массива (57 млн⁻¹) по сравнению с Сынырским следует отнести за счет проявления в первых метасоматических процессов.

Гранитоидные породы Сакунского и Сынырского массивов характеризуются содержаниями лития более высокими, чем щелочные породы этих массивов. Для гранитоидов характерна и более низкая величина Rb/Li . На графике $Rb-Li$ (см. рис. 13) породы гранитоидного комплекса Сакунского массива, включая жильные граниты, обособлены от щелочного комплекса.

Среди метасоматических пород, связанных с формированием щелочного комплекса Сынырского массива, наиболее высокими содержаниями лития характеризуются меланократовые метасоматиты, среди минералов которых присутствует лепидомелан — концентратор лития.

В целом содержание лития в калиевых щелочных массивах зоны Байкальского рифта, вычисленное по главным фациям щелочных пород Сакунского, Сыннырского и Мурунского массивов, с учетом площади распространения пород в пределах массивов, составляет $9,6 \text{ млн}^{-1}$, что ниже, чем содержание лития в земной коре (32 млн^{-1}). Процессы дифференциации калиевой щелочной магмы ведут к накоплению лития на конечных этапах и к появлению в пегматитах собственного минерала лития — тайниолита, представляющего, однако, лишь минералогический интерес.

Фтор и бор. В породах рассматриваемых массивов нами определены содержания фтора и бора. Специальные исследования геохимии фтора в Мурунском массиве проделаны С. И. Щукиным и В. К. Титовым [101]. Все эти данные позволяют более правильно понять некоторые особенности поведения редких щелочных элементов в процессе формирования пород калиевой щелочной линии.

Содержание фтора в породах щелочного комплекса Сакунского и Сыннырского массивов невысокое и составляет соответственно 0,022 и 0,083%. В Мурунском массиве, по данным И. Г. Минеевой [56], среднее содержание фтора равно 0,06%. Нефелиновые сиениты характеризуются более высокими содержаниями фтора по сравнению с щелочными сиенитами (для Сакунского массива в 2,4 раза, для Сыннырского в 1,3 раза). Увеличение содержания фтора установлено и для фаций эндоконтактов щелочных и нефелиновых сиенитов Сыннырского массива (в 3,7 и 3,8 раза выше, чем содержание фтора в главных фациях).

Среди метасоматических пород Сыннырского массива высокие содержания фтора зафиксированы в меланократовых метасоматитах (1,64%).

Исследования С. И. Щукина и В. К. Титова [101] показали, что в процессе формирования калиевых щелочных пород Мурунского массива происходит вынос фтора во вмещающие породы экзоконтакта, особенно с гидротермальными (натрийсодержащими) растворами, возникающими на поздних стадиях кристаллизации щелочного расплава.

Фтор является характерным элементом калиевых щелочных магм зоны Байкальского рифта, хотя его содержание (0,55%) в 2 раза ниже содержания фтора в агпайтовых щелочных магмах Ловозерского и Хибинского массивов.

Содержание бора в рассматриваемых щелочных породах Сыннырского массива достигает $10\text{--}11 \text{ млн}^{-1}$; в фациях эндоконтактов его содержание увеличивается до 28 млн^{-1} . В щелочных пегматитах Бурпалинского массива содержание бора достигает 117 млн^{-1} . В пределах этого массива, по данным А. М. Портнова, бор участвует в поздних этапах щелочного

метасоматоза, где фиксируется в составе бритолита, меланодерита, бората бериллия — гамбергита. Вынос его во вмещающие породы сопровождается образованием турмалиновых прожилков.

Летучие элементы вносят определенные коррективы в распределение редких щелочных элементов, особенно лития и цезия, как на собственно магматическом, так и на постмагматическом этапах. Увеличение содержания лития, цезия по фазам и фациям щелочных пород происходит одновременно с возрастанием концентрации в них фтора и бора. Кроме того, отмечается общее направление в увеличении среднего содержания лития, цезия, фтора и бора от Сакунского (Мурунского) массива в сторону Сыннырского (Бурпалинского) массива. На постмагматических стадиях формирования пород массивов четко проявлена связь лития с фтором. В фенитизированных ксенолитах пироксенитов, включенных в щелочные породы Сакунского массива, содержание лития увеличивается одновременно с содержанием фтора.

Таким образом, фтор и бор являются характерными элементами-минерализаторами магмы, формирующей калиевые щелочные массивы зоны Байкальского рифта, и оказывают существенное влияние на распределение в породах лития и цезия.

Оценка рудоносности формации калиевых щелочных пород зоны Байкальского рифта на редкие щелочные элементы. Приведенный материал по геохимии редких щелочных элементов в процессе формирования калиевых щелочных массивов зоны Байкальского рифта показывает, что из числа редких щелочных элементов для цезия создаются наиболее благоприятные условия для концентрирования. Необходимым условием появления на постмагматических стадиях формирования калиевых щелочных массивов высоких концентраций цезия является начальная специализация магматического очага на цезий. Специализация по цезию проявлена в ряде рассмотренных массивов (Сыннырский, Бурпалинский). Чуткими минералами-индикаторами цезиеносности калиевых щелочных массивов являются астрофиллит, катаплент, эвдиалит.

В астрофиллитах из зон фенитизации содержания цезия достигают 6000 млн^{-1} . В случае широкого проявления таких зон они могут рассматриваться как новый источник цезия [80]. Возможность извлечения цезия из астрофиллита методом катионного обмена показана Н. Ф. Челищевым [97].

Таким образом, формация калиевых щелочных пород зоны Байкальского рифта может быть в целом охарактеризована как потенциально цезиеносная. Кроме зон фенитизации с цезийсодержащим астрофиллитом, не исключено появление обогащенных цезием вод глубинной циркуляции.

ГЕОХИМИЯ ЛИТИЯ, РУБИДИЯ, ЦЕЗИЯ В КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ СЕВЕРО-ТЯНЬШАНЬСКОЙ ОБЛАСТИ СКЛАДЧАТОСТИ

Геолого-петрографическая характеристика массивов. Геохимия редких щелочных элементов в калиевых щелочных породах Северо-Тяньшаньской области складчатости рассматривается на примере массивов Кзыл-Омпул, Сандык, Кара-Кунуз, Соуг-Джайляу.

Наиболее детально изучены сложные интрузивы — Кзыл-Омпул, Сандык. В 1955—1956 гг. автор принимал участие в полевых исследованиях этих массивов в составе Киргизской экспедиции Ин-та геохимии АН СССР. Каменный материал для исследования по массивам Кзыл-Омпул, Кара-Кунуз, Соуг-Джайляу был любезно предоставлен автору Р. Д. Гаврилиным. Массив Сандык детально изучался в петро-геохимическом плане Б. И. Злобиным [32], которым рассмотрена геохимия лития, рубидия, цезия в породах и минералах из этого массива. Анализы щелочных элементов в этих работах были выполнены в Институте геохимии АН СССР В. И. Лебедевым. Средние пробы пород Сандыкского массива, проанализированные автором, показали отличную сходимость по щелочным элементам с данными В. И. Лебедева. Поэтому ниже для сопоставления материала по редким щелочным элементам приводятся данные по массиву Сандык.

Геолого-петрохимическая характеристика массивов дается по работам Б. И. Злобина и Р. Д. Гаврилина [13, 32].

Рассматриваемые массивы входят в две группы: Кыломпульскую (Кзыл-Омпул, Сандык) и Каракунузскую (Кара-Кунуз, Соуг-Джайляу). Интрузии первой группы приурочены к западному окончанию Терской-Алатау и восточному окончанию Киргизского хребта, вторая группа — к области сопряжения Чу-Илийских гор и хр. Заилийский Алатау. Обе группы разделены субширотным Кеминским разломом. Структурное положение массивов контролируется линейными тектоническими зонами, геологическое развитие которых прослеживается от нижнего палеозоя до альпийского и кайнозойского времени. Возраст массивов калиевых щелочных пород варисский.

В строении массивов принимают участие породы трех главных интрузивных фаз: 1) сиениты (щелочноземельные и нефелиновые); 2) граносиениты; 3) граниты. Полностью все фазы проявлены лишь в массиве Кзыл-Омпул. Последовательность внедрения фаз фиксируется как геологическими данными, так и определениями абсолютного возраста пород.

Массив Кзыл-Омпул. В строении массива принимают участие сиениты (I фаза), граносиениты (II фаза) и граниты (III фаза). Среди пород I фазы наибольшим развитием пользуются щелочноземельные сиениты (90% площади). В крупнопорфировидных их разновидностях около 50—70% от объема

породы составляют фенокристаллы калиевого полевого шпата, а основная масса сложена калиевым полевым шпатом, андезитом № 38—44, диопсидом (со значительной долей авгитовой составляющей), биотитом и реже роговой обманкой. Количество темноцветных минералов достигает трети от объема основной массы породы. Фациями этих сиенитов являются кварцсодержащие и щелочные разности, составляющие в сумме не более 10% от площади интрузии сиенитов. Вариации в структуре связаны с колебаниями содержаний фенокристаллов ортоклаза и их величиной (30—95%, 5—30 см).

Ко второй подфазе в интрузии сиенитов отнесены среднепорфировидные сиениты, образующие небольшие рвущие тела. По составу они не отличаются от сиенитов первой подфазы. Среди них преобладают лейкократовые щелочноземельные разности с количеством темноцветных до 10—15% от объема породы.

Третья подфаза представлена нефелиносодержащими и псевдолейцитовыми сиенитами, связанными между собой постепенными переходами. Эти породы прорывают крупнопорфировидные сиениты первой подфазы. Химический их состав почти идентичен составу бескварцевых щелочноземельных сиенитов первой подфазы. В калийной части отмечаются или округлые псевдолейцитовые обособления, или нефелин в виде мелких редких зерен (2—3%). В основной массе среди темноцветных минералов, наряду с диопсид-авгитом, развиты лепидомелан и арфведсонит, иногда встречается оливин. Породы третьей подфазы пересекаются жильными сиенитами.

Формирование пород первых трех подфаз не разделял большой промежуток времени, они генетически связаны и имеют близкий состав, хотя образованию нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов предшествовала некоторая дифференциация расплава.

Четвертую подфазу слагают равномерно-зернистые лейкократовые биотитовые кварцевые сиениты, развитые в виде небольших жилообразных тел. В их составе калиевый полевой шпат резко преобладает над плагиоклазом (№ 10; 6—15%), количество кварца местами достигает 10%, а биотита 4%. По составу они являются переходными от сиенитов ранних подфаз к жильным сиенитам и отличаются от остальных сиенитов бедностью основаниями и более высоким содержанием SiO_2 .

Таким образом, сиенитовая магма эволюционировала как в сторону образования недосыщенных нефелиносодержащих сиенитов, так и в направлении образования пересыщенных кремнеземом пород. Последняя тенденция (учитывая жильные породы) представляется основной в ее развитии [13].

Ко второй интрузивной фазе массива Кзыл-Омпул относятся граносиениты (около 40% площади массива). Это среднезернистые серые породы с многочисленными мелкими фено-

кристаллами микроклина и среднезернистой основной массой (микроклин 42—53%, плагиоклаз № 35—43, 17—33%, кварц 12—18%, роговая обманка 3—6%, биотит 3—8%, нередко и моноклинный пироксен). В граносиенитах устойчив биотит-роговообманковый парагенезис. По сравнению с сиенитами граносиениты обеднены Al_2O_3 и K_2O . Суммарное количество оснований приблизительно такое же, как и в сиенитах.

Наиболее молодую III интрузивную фазу массива составляют лейкократовые граниты (около 11% площади массива) богатые калиевым полевым шпатом (50—70%), среднезернистые породы, содержащие кислый плагиоклаз (10—20%), кварц (25—35%) и немного биотита (~1%). По содержанию кварца они приближаются к аляскитовым гранитам. Среди них выделяются две разновидности: гранит-порфиры и граниты. Для этих пород характерно высокое суммарное содержание щелочей (в среднем 9,23%) и ничтожное содержание оснований. Изредка встречаются разности, пересыщенные щелочами.

Петрохимические исследования [13] показали, что по ряду признаков (сумма щелочей до 12,7%, характеристикам a , n и др.) сиениты Кызыл-Омпула близки к щелочным породам (лейцитовым), но по другим более многочисленным признакам (содержанию CaO , сумме оснований и т. п.) ближе к щелочноземельным. Коэффициент агпаитности в сиенитах меньше 1. Граносиениты массива характеризуются высоким содержанием щелочей (до 9,2%) с преобладанием калия (Na/K 0,49). Граниты массива стоят на грани щелочных и щелочноземельных гранитов, близких к аляскитам (в некоторых анализах появляется характеристика c').

Из расчета среднего состава пород массива и анализа нормативного состава пород отдельных фаз на диаграмме SiO_2 — $KAlSiO_4$ — $NaAlSiO_4$ Р. Д. Гаврилин [13] считает, что магма массива имела граносиенитовый состав, близкий к сиенитовому. При этом предполагается, что образование калиевых сиенитов происходило путем сегрегации кристаллов ортоклаза из родоначальной магмы с последующими обособлениями их в относительно замкнутой магматической камере.

Общей тенденцией в направлении дифференциации исходной магмы является смена магм, богатых щелочными металлами, кальцием и основаниями (сиениты), более кислыми магмами, бедными основаниями (граниты). К концу процесса возрастает относительная роль натрия, при общем снижении содержания калия. Всю серию рассмотренных пород массива Кызыл-Омпул Р. Д. Гаврилин с соавторами [13] считает комагматической.

Массив Сандык. По данным Б. И. Злобина [32], массив Сандык имеет зональное строение и является сложнодифференцированным. В строении массива принимают участие породы двух главных интрузивных фаз: I фаза — щелочные габброиды и щелочноземельные сиениты (с фацией лейкократовых щелоч-

ноземельных сиенитов); II фаза — роговообманковые щелочные нефелиновые сиениты и сиениты. Породами I фазы сложены краевые и апикальные части массива, а породами II фазы — внутренние. Контакты между фазами интрузивные.

Среди пород I фазы наиболее распространены щелочноземельные сиениты. Это крупнокристаллические породы с вкрапленниками K-Na полевого шпата. Состав пород: K-Na полевой шпат — 60—70%, пироксен диоксид-авгитовой серии 10—15%, плагиоклаз № 40, 50—15—20%, биотит 5—10%. Петрохимически породы близки к щелочноземельному сиениту (по Дэли). В лейкократовой фации щелочноземельных сиенитов содержание K-Na полевого шпата 70—80%, темноцветных 10—15%.

Щелочные габброиды занимают незначительную площадь в краевых и апикальных частях интрузива. Породы среднезернистые, меланократового облика, состоят из K-Na полевого шпата (30—40%), авгит-диоксида (25—40%), плагиоклаза № 50 (10—35%), биотита (5—15%) и отвечают среднему типу эссексита (по Дэли). Между породами I фазы встречаются все возможные переходные разновидности от эссексита до лейкократового кварцсодержащего нормального или щелочного сиенита.

Среди пород II фазы преобладают роговообманковые щелочные сиениты. Эти породы пространственно тесно связаны с нефелиновыми сиенитами и местами являются нефелинсодержащими. Переходы одних пород в другие происходят через промежуточные разности на коротком расстоянии. Состав пород: 80—95% ортоклаз-пертита, 3—10% роговой обманки, 0—10% кислого плагиоклаза. Петрохимически породы близки к щелочным сиенитам типа пуласкита.

Нефелиновые сиениты состоят из 65—85% ортоклаза, 5—30% нефелина, 2—5% биотита, 1—3% авгитового пироксена и 0—9% бурозеленой роговой обманки. Для структур нефелиновых сиенитов характерны псевдолейцитовые обособления. Петрохимически и минералогически породы близки к миаскитам. Взаимоотношения нефелиновых сиенитов с роговообманковыми щелочными сиенитами указывают на несколько более позднее образование нефелиновых сиенитов.

В целом породы I фазы соответствуют щелочноземельным сиенитам первой подфазы массива Кзыл-Омпул, а породы II фазы — подфазе нефелинсодержащих и псевдолейцитовых сиенитов [13].

Среди темноцветных минералов обычными ассоциациями являются авгит, биотит и обыкновенная роговая обманка.

Состав исходной магмы массива Сандык по расчету близок к щелочноземельному сиениту и характеризуется значительным содержанием калия и его преобладанием над натрием (n 37,0),

величиной RO/R_2O , близкой 1, повышенным содержанием кальция и некоторым недостатком SiO_2 (Q 4,5) [32].

Каракурузская группа массивов. В рассматриваемых массивах Каракурузской группы наиболее распространенными породами являются сиениты с редкой жильной серией. Граносиениты проявлены в виде небольших тел в Каракурузском массиве и здесь не рассматриваются. Сиениты массива Кара-Куруз близки по химическому составу к крупнопорфировидным щелочноземельным сиенитам Кзыл-Омпула, но содержат более мелкие фенокристаллы ортоклаза (3—5 см, 50—80%). Около 10—15% породы составляют обыкновенная роговая обманка и биотит. Пироксен-биотитовые и пироксен-роговообманковые разности редки.

Сиениты Соуг-Джайлау по минеральному и химическому составу аналогичны сиенитам массива Кара-Куруз, но характеризуются меньшей величиной фенокристаллов ортоклаза и большим содержанием биотита и роговой обманки (в сумме 15—25%).

Интрузии сиенитов Кзыломпульской и Каракурузской групп составляют единую и наиболее древнюю фазу рассматриваемых массивов [13]. Вместе с тем наблюдается и существенные отличия:

а) в пределах фазы сиенитов Кзыломпульской группы массивов, в отличие от Каракурузской, проявлена дифференциация, выражающаяся в образовании подфаз и фаций сиенитов различного состава;

2) сиениты Кзыломпульской группы характеризуются парагенезисом основного плагиоклаза с ортоклазом, биотитом и моноклинным пироксеном. Минеральный парагенезис сиенитов Каракурузской группы — ортоклаз, средний плагиоклаз, биотит, роговая обманка.

В целом Р. Д. Гаврилин с соавторами считают, что породы калиевой серии рассматриваемых массивов образуются в процессе кристаллизационной дифференциации из родоначальной магмы граносиенитового, близкого к щелочноземельным сиенитам, состава.

В табл. 38—40 сведены результаты исследований по распределению редких щелочных и летучих элементов в породах рассматриваемых массивов.

Натрий и калий. Для сиенитов всех четырех массивов характерно: а) резкое преобладание калия над натрием; б) близкая величина Na/K (0,43—0,53) и суммарного содержания щелочей (8,68—9,40%). В массивах Кзыл-Омпул и Сандык в ходе дифференциации магмы появляются нефелиновые сиениты, в которых содержание калия наиболее высокое по сравнению с другими разностями щелочных пород этих массивов. При этом в нефелиновых сиенитах массива Кзыл-Омпул величина Na/K близка к щелочноземельным сиенитам (0,50 и 0,48), а в не-

Среднее содержание элементов в фазах массива Кызыл-Омпул

Фаза	Порода	Число проб	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	B, млн ⁻¹	F, %	K/Rb	Rb/Cs	Rb/Li	Na/K	F/B
I	Щелочно-земельный сиенит Нефелиновый сиенит	6	3,83	5,89	31	445	35	81	0,19	132	13	14	0,48	23
		5	3,19	6,38	39	550	67	160	0,20	116	8	14	0,50	12
II	Граносиенит	5	2,30	4,68	25	450	26	68	0,15	103	17	18	0,49	22
III	Лейкократовый гранит	7	3,10	4,13	12	392	7,7	9,5	0,10	105	51	33	0,75	105
	Среднее по массиву, с учетом площадей распространения фаз	—	2,65	5,24	27	442	29	70	0,17	118	15	16	0,50	24

Таблица 39

Среднее содержание элементов в фазах массива Сандык* [32]

Порода	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	B**, млн ⁻¹	F**, %	K/Rb	Rb/Cs	Rb/Li	Na/K	F/B
I фаза												
Щелочные габброиды, щелочноземельные пироксен-биотитовые и лейкократовые сиениты	3,09	5,21	21	310	17	21	0,14	168	18	15	0,59	68
II фаза												
Роговообманковые щелочные сиениты	3,08	7,23	40	610	31	27	—	119	20	15	0,43	—
Нефелиновые сиениты	2,16	8,67	31	950	38	24	0,07	91	25	31	0,25	31
Среднее по II фазе	2,84	7,61	37	710	33	26	—	107	21	19	0,37	—
Среднее по массиву	3,00	5,68	25	400	20	23	0,15	142	20	16	0,53	64

* С учетом площади распространения каждой группы пород.

** Анализы автора по средним пробам Б. И. Злобина.

Среднее содержание элементов в сиенитах различных массивов

Массив	Число проб	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹
Кзыл-Омпул	10	2,83±0,47	5,89±0,69	31±9,8	445±56
Сандык	30	3,00	5,68	25	400
Кара-Кунуз	8	3,04±0,36	6,36±0,36	25±15	390±26
Соуг-Джайляу	4	2,79±0,29	6,47±0,61	27±2,2	360±34
Среднее	—	2,92±0,12	6,10±0,38	27±2,8	400±35

Продолжение табл.40

Масса	Число проб	Cs, млн ⁻¹	K/Rb	Rb/Cs	Rb/Li	Na/K	$\frac{\Sigma Na + K}{\%}$	K/Cs
Кзыл-Омпул	10	35±10,5	132	13	14	0,43	8,72	1700
Сандык	30	20	142	20	16	0,53	8,68	2840
Кара-Кунуз	8	7±2	163	56	16	0,48	9,40	9000
Соуг-Джайляу	4	4±2	180	90	13	0,43	9,26	16000
Среднее	—	17±14	152	24	15	0,48	9,0	3600

фелиновых сиенитах массива Сандык эта величина Na/K значительно снижается (0,25) по отношению к щелочноземельным сиенитам (0,59). Снижение величины Na/K в нефелиновых сиенитах массива Сандык происходит в результате увеличения в них содержания калия и уменьшения содержания натрия. В граносиенитах массива Кзыл-Омпул содержание калия ниже, чем в сиенитах, величины же Na/K в обеих группах пород близкие (0,48 и 0,49). Еще более низкие содержания калия характерны для лейкократовых гранитов этого массива (4,13%). Таким образом, на фоне увеличивающегося содержания SiO₂ от сиенитов к лейкократовым гранитам происходит снижение содержания калия и некоторое увеличение роли натрия (Na/K в лейкократовых гранитах 0,75).

Среди пород рассматриваемых массивов наиболее резко выраженный калиевый характер имеют нефелиновые сиениты, а из них — нефелиновые сиениты массива Сандык.

Рубидий. Исследование распределения рубидия и величины отношения K/Rb в сиенитах показало, что более высокие содержания рубидия характерны для сиенитов массивов Кылом-

пульской группы (400—445 млн⁻¹) по сравнению с массивами Каракурузской группы (360—390 млн⁻¹). Сиениты Кзыломпульской группы выделяются и более низкой величиной K/Rb (132—142, в Каракурузской группе 163—180). Среднее содержание рубидия в калиевых щелочных породах Северного Тянь-Шаня,

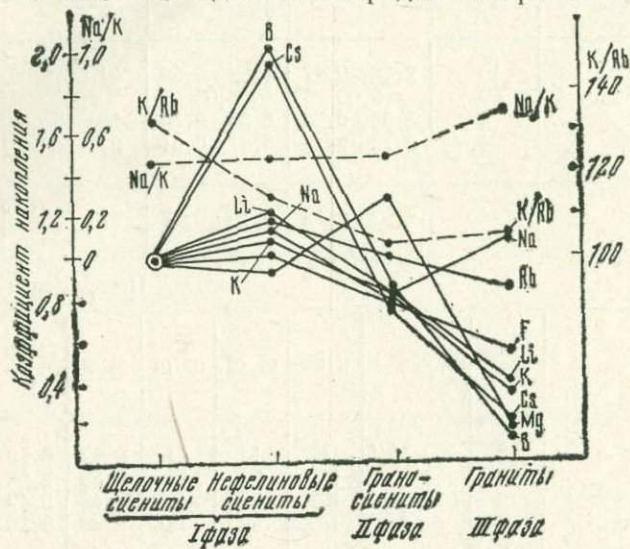


Рис. 15. График изменения величины коэффициентов накопления K, Na, Li, Rb, Cs, B, F, Mg и отношения Na/K и K/Rb в фазах массива Кзыл-Омпул

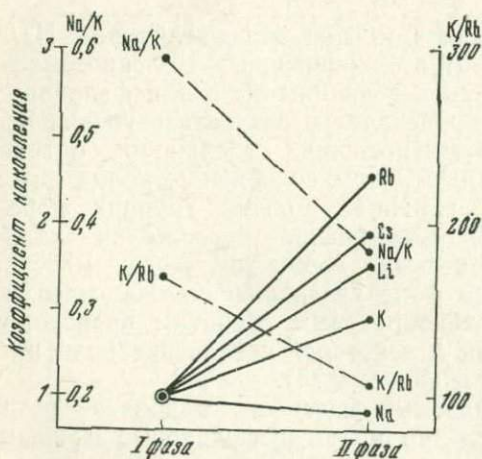


Рис. 16. График изменения величины коэффициентов накопления щелочных элементов в фазах массива Сандык

вычисленное по двум группам массивов, составляет 400 млн⁻¹, а величина K/Rb, равная 152, показывает, что в рассматриваемых щелочных породах рубидий находится с калием в тех же соотношениях, что и в земной коре (170).

В процессе дифференциации сиенитовой магмы в сторону нефелиновых сиенитов на фоне увеличения содержания калия возрастает и содержание рубидия. При этом идет более прогрессивное накопление рубидия и величина K/Rb снижается от

щелочноземельных сиенитов к нефелиновым (рис. 15, 16).

Коэффициент распределения рубидия между щелочноземельными и нефелиновыми сиенитами массива Кзыл-Омпул равен 0,81, а массива Сандык 0,43. Как и в случае калиевых щелочных массивов зоны Байкальского рифта, можно полагать, что более низкая величина коэффициента распределения указывает на большую степень дифференцированности щелочных пород массива Сандык. Действительно, в пределах массива Сандык помимо двух самостоятельных фаз внедрения четко выделяются три фации в пределах первой и две фации щелочных пород в пределах второй фазы [32], а объем, занимаемый нефелиновыми сиенитами среди щелочных пород массива Сандык, гораздо больше, чем в массиве Кзыл-Омпул. Содержание рубидия в породах массива Сандык закономерно возрастает в каждой последующей фации в пределах фазы (для I фазы от 240 до 350 млн⁻¹, для II фазы от 610 до 950 млн⁻¹, а величина K/Rb снижается в два раза от фации щелочных габроидов I фазы (184) к нефелиновым сиенитам II фазы (91). По параметрам Rb—K/Rb все эти породы образуют единый комагматический ряд.

Среди минералов щелочных пород массивов Кзыл-Омпул и Сандык наибольшее количество рубидия (900—1100 млн⁻¹; K/Rb 65—85) содержат биотиты нефелиновых сиенитов. В ортоклазе содержание рубидия ниже (420—560 млн⁻¹), а величина K/Rb выше (184—202), чем в биотите (табл. 41). При этом около

Таблица 41

Распределение щелочных элементов по минералам нефелиновых сиенитов

Минерал	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	K/Rb	Rb/Cs	Rb/Li
Кзыл-Омпул*								
Биотит	0,54	7,55	210	1100	81	69	132	5,2
Ортоклаз	2,24	8,5	2,5	420	23	202	18	170
Сандык**								
Биотит	Не опр.	7,65	200	900	62	85	13	4,5
Ортоклаз	»	10,3	7	560	28	184	—	34
Нефелин	»	7,54	12	410	Не опр.	184	—	34
Авгит	»	1,15	90	70	3,5	164	20	0,8

* Анализ автора.

** Из работы Б. И. Злобина [32].

80% рубидия связано с ортоклазом, на долю биотита и нефелина приходится примерно по 10% [32]. Биотит и ортоклаз щелочноземельных сиенитов по сравнению с этими минералами из нефелиновых сиенитов содержат меньше рубидия и имеют более высокие отношения K/Rb (биотит 750 млн⁻¹, K/Rb 83; ортоклаз 230 млн⁻¹, K/Rb 290 — массив Сандык). Таким образом наблюдается общий характер изменения содержания рубидия и величины K/Rb по породам и минералам в процессе дифференциации сиенитовой магмы.

В граносиенитах массива Кызыл-Омпул содержание рубидия (450 млн⁻¹) находится на уровне его содержания в щелочноземельных сиенитах (445 млн⁻¹). В лейкократовых гранитах рубидий присутствует в меньших количествах (390 млн⁻¹). Если весь ряд пород массива Кызыл-Омпул от сиенитов до лейкократовых гранитов рассматривать как комагматический, то следует констатировать, что в условиях снижения роли калия и возрастания относительной роли натрия от сиенитов к гранитам комагматичность рассматриваемого ряда пород в координатах параметров Rb—K/Rb не проявляется.

Цезий. Калиевые щелочные сиениты рассматриваемых массивов характеризуются неравномерным содержанием цезия по сравнению с рубидием. Наименьшими содержаниями цезия выделяются сиениты массивов Каракурузской группы (Соуг-Джайляу 4 млн⁻¹, Кара-Куруз 7 млн⁻¹). Сиениты массивов Кызыломпульской группы содержат в несколько раз больше цезия (Сандык 20 млн⁻¹; Кызыл-Омпул 35 млн⁻¹). Значительной дисперсией содержаний цезия характеризуются сиениты каждого из массивов. В щелочноземельных сиенитах массива Кызыл-Омпул содержание цезия колеблется от 24 до 50 млн⁻¹, в нефелиновых сиенитах — от 36 до 130 млн⁻¹. В сиенитах массивов Кара-Куруз и Соуг-Джайляу колебания в содержании цезия составляют от 1 до 13 млн⁻¹. Поскольку рубидий распределен относительно цезия более равномерно, то величина Rb/Cs изменяется в той же степени, что и содержание цезия от пробы к пробе.

В сравнении с земной корой содержание цезия относительно калия в сиенитах Кызыломпульской группы выше в два-три раза. Содержание цезия в сиенитах этой группы массивов превосходит в 2—3 раза содержания цезия в гранитах, с которыми связаны редкометалльные пегматиты с поллуцитом. Особенно обогащены цезием нефелиновые сиениты массива Кызыл-Омпул (67 млн⁻¹). В нефелиновых сиенитах Сандык содержание цезия составляет 38 млн⁻¹.

В обоих массивах наблюдается двукратное увеличение в содержании цезия от щелочноземельных к нефелиновым сиенитам. При этом заметного накопления цезия относительно рубидия в процессе дифференциации сиенитовой магмы не наблюдается. Средняя величина Rb/Cs в щелочноземельных сиенитах

массива Қзыл-Омпул составляет 13, в нефелиновых сиенитах 8. В массиве Сандык Rb/Cs в I фазе составляет 18, а во II фазе — 21.

Анализ распределения цезия по минералам нефелиновых сиенитов показывает, что цезий в большей степени, чем рубидий, концентрируется в биотите по сравнению с ортоклазом (см. табл. 41). При этом коэффициенты сокристаллизации Rb/Cs (биотит): Rb/Cs (ортоклаз) для нефелиновых сиенитов массивов Сандык и Қзыл-Омпул близкие (0,65 и 0,79), что указывает на одинаковый характер взаимного распределения рубидия и цезия между биотитом и ортоклазом при кристаллизации нефелиновых сиенитов обоих массивов.

В граносиенитах массива Қзыл-Омпул содержание цезия снижается по сравнению с сиенитами, наименьшие содержания цезия установлены в лейкократовых гранитах ($7,7 \text{ млн}^{-1}$).

Величины Rb/Cs и K/Cs возрастают от сиенитов (13 и 1700) к лейкократовым гранитам (51 и 6000). Процесс дифференциации исходной магмы массива Қзыл-Омпул, в ходе которого образуется комагматичная серия пород сиениты—граносиениты—лейкократовые граниты, приводит к обеднению последних порций расплава цезием в большей степени, чем рубидием и калием.

Литий. Литий в сиенитах различных массивов Қзыломпульской и Қаракунузской групп содержится в близких количествах ($25\text{—}31 \text{ млн}^{-1}$). Среднее его содержание в калиевых щелочных породах Северного Тянь-Шаня на основании этих данных составляет 27 млн^{-1} , что близко к среднему содержанию лития в земной коре (32 млн^{-1}). Величина Rb/Li в земной коре равна 5, Cs/Li 0,1. В рассматриваемых сиенитах эти соотношения сдвигаются в пользу рубидия (Rb/Li 15) и особенно цезия (Cs/Li 1).

В процессе дифференциации сиенитовой магмы содержание лития увеличивается к нефелиновым сиенитам. В массиве Қзыл-Омпул это увеличение незначительно (в 1,2 раза), а в массиве Сандык породы II фазы относительно пород I фазы содержат в 1,8 раза больше лития (37 и 21 млн^{-1}).

Распределение лития по минералам щелочных пород массива Сандык показало, что более 75% его сосредоточено в темноцветных минералах. В наибольшем количестве литий присутствует в биотите, который является для него минералом-концентратором. Биотит является и главным минералом-носителем лития, уступая эту роль амфиболу лишь в роговообманковых щелочных сиенитах массива Сандык, содержание в которых амфибола в 5 раз выше, чем биотита, а содержание лития в амфиболе всего лишь в два раза ниже по сравнению с биотитом.

В биотите нефелиновых сиенитов массивов Қзыл-Омпул и Сандык литий содержится в близких количествах (210 и

200 млн⁻¹). Для массива Қзыл-Омпул характерно уменьшение содержания лития от сиенитов (31 млн⁻¹) к граносиенитам (25 млн⁻¹) и затем к гранитам (12 млн⁻¹).

Фтор и бор. Распределение фтора и бора в калиевых щелочных массивах Северного Тянь-Шаня рассмотрено на примере массива Қзыл-Омпул, а также по средним пробам пород массива Сандык.

Как показали исследования, фтор и бор являются характерными элементами калиевых щелочных массивов Қзыломпульской группы. В щелочноземельных и нефелиновых сиенитах массива Қзыл-Омпул содержания фтора близкие (0,19 и 0,20%), а содержание бора в два раза выше в нефелиновых сиенитах (81 и 160 млн⁻¹). Относительно земной коры содержания фтора в сиенитах массива Қзыл-Омпул (0,19%) в 3 раза выше, а бора (81 млн⁻¹) в 7 раз. Высокие содержания этих элементов и в массиве Сандык (фтор 0,15%, бор 23 млн⁻¹). О повышенных содержаниях летучих в щелочной магме массива Сандык свидетельствует наличие в сиенитах II фазы флюорита, содалита [32].

Наличие высоких содержаний фтора, бора может оказывать существенное влияние на распределение редких щелочных элементов в процессе дифференциации калиевой щелочной магмы. Так, для массива Қзыл-Омпул намечается общая тенденция в распределении по фазам (подфазам) лития и фтора, цезия и бора (см. рис. 15). Наиболее высокие содержания этих элементов установлены в нефелиновых сиенитах, а минимальные — в лейкократовых гранитах заключительной фазы, промежуточные — в фазе граносиенитов.

Интересные данные получены при расчете парных коэффициентов корреляции калия, рубидия, цезия с летучими, а также калия с рубидием и калия с цезием (табл. 42) в породах массива Қзыл-Омпул. Расчет коэффициентов корреляции К—В, Rb—В, Cs—В дает следующие значения: +0,19; +0,38; +0,71, указывая на увеличение степени связи с бором в ряде К—Rb—

Таблица 42

Коэффициент корреляции К, Rb, Cs с В и F
в породах массива Қзыл-Омпул (I—II фазы)

Коррелируемые пары	Число проб	Коэффициент корреляции	Коррелируемые пары	Число проб	Коэффициент корреляции
Rb—К	21	+0,68	К—F	21	+0,09
Cs—К	21	+0,70	Rb—F	21	+0,07
К—В	21	+0,19	Cs—F	21	-0,03
Rb—В	18	+0,38	Li—В	18	+0,54
Cs—В	18	+0,71	Li—F	21	+0,1

Сs, что согласуется с разработанными В. В. Щербиной [100] положениями о щелочности элементов и их степени связи в силикатном расплаве с различными кислотами, среди которых бороалюмокремневая является наиболее сильной.

Связь рубидия с калием является доминирующей и определяет распределение рубидия по фазам, цезий же ведет себя двойственно, что выражается одинаково высокой положительной корреляцией цезия как с калием (+0,7), так и с бором (+0,71). Для лития коэффициент корреляции с бором составляет +0,54, тогда как с фтором +0,1. Очевидно бор является в данном случае наиболее активным минерализатором, оказывающим существенное влияние на распределение по породам как цезия, так и лития.

Анализ величины коэффициента F/V в породах массива Кызыл-Омпул показывает, что на стадии кристаллизации калиевых щелочных пород относительно возрастает роль бора (F/V в нефелиновых сиенитах 12), а при увеличении содержания SiO₂ и снижении содержания калия возрастает роль фтора (F/V в лейкократовых гранитах 105).

На исключительную роль бора в связи с проявлением калиевого щелочного вулканизма Центральной Италии указывает в своей работе М. Форназери [115]. В породах вулкана Вико содержание бора достигает 205 млн⁻¹ (F 0,18%; F/V 9).

Оценка рудоносности формации калиевых щелочных пород Северного Тянь-Шаня на редкие щелочные элементы. Среди калиевых щелочных массивов Северного Тянь-Шаня массивы Кызыломпульской группы выделяются высокими содержаниями цезия. Эти массивы наиболее дифференцированы. В процессе дифференциации содержание цезия в нефелиновых сиенитах массивов Кызыл-Омпул и Сандык возрастает в два раза по сравнению с более ранними фазами щелочноземельных сиенитов. Для этих массивов характерно и значительное содержание летучих элементов — фтора, бора, что свидетельствует о высоком их содержании в исходной магме. Между распределением цезия и бора по породам массива Кызыл-Омпул установлен высокий положительный коэффициент корреляции.

Все эти данные приводят к выводу о том, что калиевые щелочные массивы Кызыломпульской группы Северного Тянь-Шаня заслуживают дальнейших исследований на предмет возможного нахождения в связи с ними рудопроявлений цезия. При этом в первую очередь следует обратить внимание на изучение зон экзоконтактов вокруг таких массивов, где совместно с летучими на постмагматической стадии процесса возможна и концентрация цезия. На проявление процессов альбитизации, фенитизации в связи с этими массивами есть указания в работах Р. Д. Гаврилина и Б. И. Злобина.

Сравнение калиевых щелочных пород зоны Байкальского рифта и Северного Тянь-Шаня.

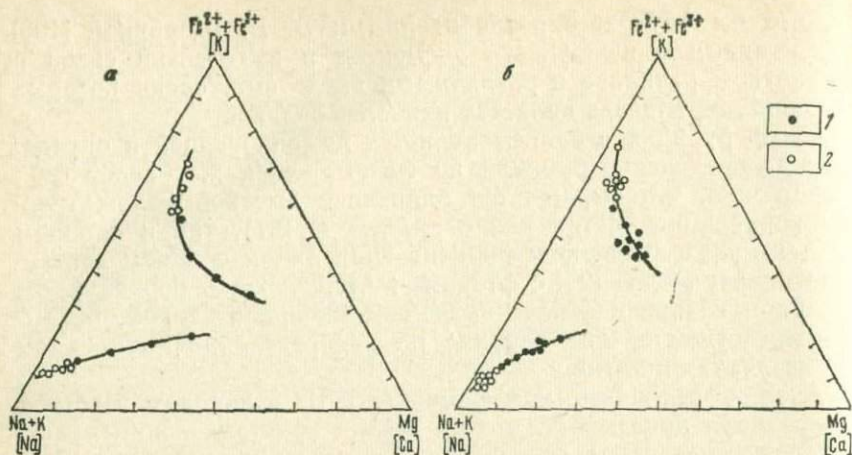


Рис. 17. Вариационная диаграмма изменения состава калиевой щелочной магмы в процессе дифференциации.

a — массив Сандык: 1 — породы I фазы (щелочноземельные сенинты); 2 — породы II фазы (щелочные и нефелиновые сенинты); *б* — массив Сынныр: 1 — щелочные сенинты; 2 — нефелиновые сенинты

В строении калиевых щелочных массивов зоны Байкальского рифта и Северного Тянь-Шаня принимают участие породы щелочного комплекса от сенинтов до нефелиновых сенинтов. Процесс дифференциации щелочной магмы, формирующий эти комплексы, описывается близкими вариационными диаграммами составов, что хорошо видно на примере массивов Сынныр и Сандык (рис. 17). Вместе с тем для калиевых щелочных пород зоны Байкальского рифта характерен более высокий потенциал натрия, что выражается в соответствующих минеральных парагенезисах с участием щелочного пироксена.

По величине коэффициента агпайтности калиевые щелочные породы зоны Байкальского рифта занимают промежуточное положение между агпайтовыми и миаскитовыми и характеризуются своими минеральными ассоциациями. С формированием калиевых щелочных массивов этой зоны связано широкое проявление постмагматических процессов, среди которых процессы натриевого метасоматоза оказывают решающее влияние на появление редкометальной минерализации и высоких концентраций цезия.

Калиевые щелочные породы Северного Тянь-Шаня относятся к типично миаскитовым. Среди них появляются и кварцсодержащие разновидности. С формированием калиевых щелочных массивов этой зоны связано более слабое (чем в зоне Байкальского рифта) проявление постмагматических процессов.

Отметим некоторые наиболее важные черты сходства и различия геохимии редких щелочных элементов в калиевых ще-

дочных породах, формирующихся в различных геоструктурных условиях.

В процессе формирования калиевых щелочных пород обеих геоструктурных зон максимальные содержания редких щелочных элементов и летучих приходятся на фазу (подфазу) нефелиновых сиенитов.

В распределении по породам лития, цезия выявляется прямая зависимость от распределения в породах летучей фазы. В пределах калиевых щелочных массивов появляются массивы, резко обогащенные цезием.

В обоих случаях рубидий выступает как индикатор процесса образования комагматической серии калиевых щелочных пород (по параметрам $Rb-K/Rb$).

Вместе с тем калиевые щелочные массивы зоны Байкальского рифта резко отличаются от калиевых щелочных массивов Северного Тянь-Шаня более низкими содержаниями лития, цезия, (рубидия), летучих и большей величиной K/Rb , K/Cs , Rb/Cs , Rb/Li .

Такой важный параметр, как K/Rb , показывает, что магма, формировавшая калиевые щелочные массивы зоны Байкальского рифта, была обеднена рубидием относительно калия по сравнению с земной корой. Магма, формировавшая калиевые щелочные массивы Северного Тянь-Шаня, характеризовалась тем же соотношением рубидия с калием, что и земная кора.

Такое же отличие выявлено и по параметру K/Cs с той лишь разницей, что калиевые щелочные массивы Северного Тянь-Шаня обогащены цезием в два раза относительно калия в сравнении с земной корой, а массивы зоны Байкальского рифта еще более резко, чем рубидием, обеднены цезием относительно калия в сравнении с земной корой.

Кроме того, помимо цезия, калиевые щелочные массивы зоны Байкальского рифта характеризуются резкими колебаниями в содержаниях лития.

Причины таких различий, видимо, обусловлены особенностями формирования калиевых щелочных магм в различных геолого-структурных условиях. Отдельные стороны этого вопроса с геохимической позиции рассмотрены в гл. 10.

**ГЕОХИМИЯ РУБИДИЯ В ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ
РИФТОВЫХ ЗОН ВОСТОЧНОЙ АФРИКИ**

Рифтовые зоны Восточной Африки привлекают внимание исследователей, занимающихся вопросами строения верхней мантии и магмообразования.

Значительные работы по геохимическому изучению магматических пород рифтовых зон Восточной Африки выполнены в последнее время группой В. И. Герасимовского (Институт геохимии АН СССР).

Однако информация по геохимии редких щелочных элементов в магматических породах этих зон пока лишь незначительна. Работа К. Белл и других [109] содержит лишь анализ распределения рубидия и величины K/Rb в породах Западной и Восточной рифтовых зон (табл. 43). Тем не менее и эти данные представляют большой интерес в плане сопоставления с результатами вышеприведенных исследований по щелочным породам различных формаций.

Общая характеристика вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки, которая приведена ниже, дана по В. И. Герасимовскому и А. И. Полякову [15].

Восточная и Западная рифтовые зоны характеризуются различной спецификой структурных особенностей и магматизма.

Среди вулканических пород Восточной рифтовой зоны выделяется две главные серии: натриевая серия щелочных пород и серия пород умеренной щелочности.

В серии щелочных пород наиболее распространены нефелиниты, фонолиты. Глубинными аналогами этих пород, обнажающимися в ряде вулканов, являются пироксениты, мельтейгиты, ийолит-уртиты, нефелиновые сиениты и сиениты. С щелочными породами связаны карбонатиты, проявленные в виде отдельных массивов в ядрах эродированных вулканов, а также лавовых потоков. Специфической особенностью карбонатных лав является присутствие в них значительного количества щелочных элементов (в %): Na_2O 29—30; K_2O 6,57—7,58; а также летучих: CO_2 30,73—32,40; SO_3 2—2,88; F 1,84—2,69; Cl 2,07—3,86 (Dawson, 1966 г.). Щелочной вулканизм сопровождается большим количеством выделений газа.

Серия пород умеренной щелочности представлена оливинными базальтами (пикрито- и андезито-базальты). Характерными породами этой серии являются трахиты. На конечных

Таблица 43

Среднее содержание Rb в породах Западной и Восточной рифтовых зон

Порода	Вулканические поля	Число проб	K, %	Rb млн ⁻¹	K/Rb
Западная рифтовая зона (K-серия)					
Нефелинит	Бирунга	17	4,58	142	333
Мелилит	»	6	3,96	102	395
Лейцитит	»	9	4,86	200	254
Угандит	»	2	2,32	88	267
Абсарокит	»	5	3,02	137	228
Микенит	»	3	5,30	163	325
Шшонит	»	3	3,69	140	264
Мурамбит	»	2	1,84	67	279
Кивит	»	2	2,73	102	267
Банакит	»	3	4,26	167	244
Базанит	»	1	3,68	145	254
Латит	»	4	4,06	207	197
Трахиандезит	»	2	4,09	167	246
Трахит	»	2	5,27	234	226
Мафурит	Буньяругуру	4	5,41	176	309
Угандит	»	1	3,32	163	204
Катунгит	»	1	4,73	200	237
»	Катунга, Буньяругуру, Катве-Кикоронго	4	3,24	128	258
Включения	Бирунга	1	0,73	11	664
Кенталленит	»	1	1,68	46	365
Кальсилитит	Катве-Кикоронго	1	4,77	90	530
Анкаратрит	»	1	3,16	104	304
Восточная рифтовая зона (Na-серия)					
Нефелинит	Элгон, Напак, Тороро	12	1,84	51	361
Фонолит	Тороро, Морото, Агоро	8	3,29	84	401
Ийолит	Тороро, Бидеро, Агоро, Напак	9	2,97	64	474
Уртит	Будеро, Агоро	2	4,20	69	636
Нефелиновый сиенит	» »	2	5,77	195	298
Сиенит	Агоро	1	3,81	159	240
Сиенитовый фенит	Тороро	1	5,69	123	463
Нефелинит	Напак	3	1,86	49	379
Ийолит	»	5	3,04	56	544
Уртит	»	1	3,94	52	756

этапах дифференциации умеренно-щелочной серии пород появляются нефелиновые ромбен-порфиры. Кислые разновидности пород (риолиты, комендиты, кислые трахиты) ограничены в распространении.

Вулканические породы Западной рифтовой зоны (более молодой) представлены серией калиевых щелочных пород и умеренно-щелочных пород. Умеренно-щелочные породы (базальты, трахиты и др) близки по химизму к аналогичным породам Восточной зоны.

Калиевая серия щелочных пород представлена: 1) лейцитовыми, бесполовошпатовыми породами (лейцитами, угандитами, мелилит-лейцитовыми нефелинитами); 2) лейцит-полевошпатовыми породами (везувитами, лейцитовыми базанитами, кивитами, мурамбитами); 3) полевошпатовыми породами с малым количеством лейцита или без него (трахитами, банакитами, шошонитами, абсоракитами); 4) кварц-полевошпатовыми породами (гиперстеновыми латитами). Встречаются лавы ультраосновных пород, содержащих оливин, авгит и лейцит (угандит); мелилит и лейцит или лейцитовое стекло (катунгит); авгит и кальсилит (мафурит); мелилит и кальсилит (кальсилитовый катунгит). С калиевой серией щелочных пород также связаны карбонатиты.

Петрохимические расчеты [15] подтвердили наличие двух серий пород в пределах Восточной рифтовой зоны. При этом предполагается, что состав исходной магмы щелочной натриевой серии отвечал оливин-мелилитовому меланефелиниту, а основным процессом, обуславливающим большое разнообразие вулканических пород Восточной и Западной рифтовых зон, считается кристаллизационная дифференциация, которая определяет распределение как петрогенных, так и редких элементов.

Термобарометрические исследования В. Б. Наумова, А. И. Полякова, Б. П. Романчева [58] выявили следующие особенности условий кристаллизации вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки:

1. Каждая из вышеотмеченных серий пород характеризуется независимым развитием и имеет свои температурные и глубинные интервалы кристаллизации:

а) серия пород оливиновых базальтов $1260-950^{\circ}$, $19-20 \times 10^7$ Па;

б) серия пород натриевых базальтоидов $1320-880^{\circ}$ С, $28-30 \cdot 10^7$ Па;

в) серия пород калиевых базальтоидов $1400-1080^{\circ}$ С, $48-60 \cdot 10^7$ Па.

2. Понижение температуры кристаллизации для отдельных разностей пород в выделенных сериях находится в соответствии с гипотезой кристаллизационной дифференциации.

3. Высокие температуры кристаллизации минералов из меланократовых разностей пород указывают на подкоровое (мантийное) происхождение родоначальных расплавов.

О глубинном зарождении щелочных магм свидетельствуют и «мантийные» включения в щелочных породах. Особый интерес для выявления генезиса калиевых щелочных пород представ-

ляют присутствующие в них включения биотитовых перидотитов, пироксенитов и глиммеритов (биотититов).

По данным К. Белл, распределение рубидия и величина K/Rb в породах Западной и Восточной рифтовых зон следующее:

Западная рифтовая зона			
	K, %	Rb, млн ⁻¹	K/Rb
Лавы	4,16	151	287
Включения	2,59	63	466
Восточная рифтовая зона			
Лавы	2,42	64	377
Плутонические породы	3,81	91	468

В калиевых щелочных вулканических породах Западной рифтовой зоны содержание рубидия выше, а величина K/Rb ниже, чем в натриевых щелочных вулканических породах Восточной рифтовой зоны. При этом отмечается, что в плутонических породах Восточной рифтовой зоны величина K/Rb значительно выше по сравнению с их вулканическими аналогами. Так, для вулкана Напак величина K/Rb в серии пород ийолитуртиты составляет 578, а в предполагаемых вулканических аналогах (нефелинитовых лавах) 355.

Результаты исследования В. И. Герасимовского и В. И. Лебева [16] по геохимии рубидия в рассматриваемых сериях щелочных пород близки к данным К. Белл. Однако ими показано, что содержания рубидия и величина K/Rb в интрузивных и эффузивных породах натриевой серии близки. Кроме того, в лейцититах эти авторы установили более высокие содержания рубидия (до 337 млн⁻¹). В. И. Герасимовский подчеркивает, что величина K/Rb в обоих сериях щелочных пород снижается от ранних дериватов к более поздним.

Содержания рубидия и величины K/Rb в породах натриевой серии Восточной рифтовой зоны находятся в хорошем согласии с величинами этих параметров в соответствующих породах ультраосновной щелочной формации Карело-Кольского региона. От ийолитов к сиенитам в обоих регионах наблюдается увеличение содержания рубидия и снижение величины K/Rb. Сопоставимы и диаграммы эволюции составов пород этих регионов (рис. 18).

Отметим также, что по содержанию рубидия и величине K/Rb калиевые щелочные породы рифтовых зон Восточной Африки сопоставимы с калиевыми щелочными породами Байкальской рифтовой зоны (см. гл. 5). При этом температуры кристаллизации калиевых щелочных и нефелиновых сиенитов Сынырского массива (980°—1100°С) Байкальской зоны сопоставимы с вышеприведенными температурами кристаллизации щелочных пород рифтовых зон Африки.

Исследования В. И. Герасимовского и Е. Н. Савиновой (1972 г.) распределения фтора в породах щелочных серий рифтовых зон Восточной Африки показали что породы натриевой серии обогащены фтором относительно пород калиевой серии и фтор более тесно связан с натрием, чем с калием. Породы натриевой серии имеют следующие содержания фтора: оливковые мелилититы 0,165%, оливковые меланефелиты 0,17%, нефелиниты 0,25%, фонолиты 0,13%.

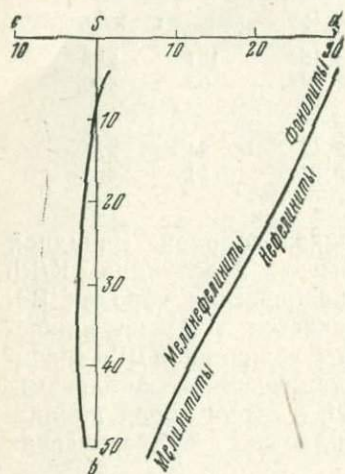


Рис. 18. Диаграмма химического состава вулканических пород Восточноафриканской рифтовой зоны (натровая щелочная серия) [15]

ри, обладают устойчивой геохимической спецификой по рассматриваемым элементам в пределах континентальных рифтовых зон (и зон активизации для Na-серии), а параметры $Rb-K/Rb$ могут быть использованы при решении вопроса происхождения таких магм.

К ним близки содержания фтора в оливковых мельтейгит-порфирах (фация вулканических жерл по [34]) ультраосновной щелочной формации Кольского полуострова.

В породах калиевой щелочной серии содержание фтора составляет максимально 0,12—0,14% (мафуриты, катунгиты, угандиты). Среднее же содержание фтора в базанитах составляет 0,082%, что близко к содержанию его в породах вулканогенных фаций калиевых щелочных массивов зоны Байкальского рифта (0,1%, гл. 6).

Все эти данные показывают, что магмы, формирующие породы натриевой и калиевой щелочной серии,

ГЕОХИМИЯ ЛИТИЯ, РУБИДИЯ, ЦЕЗИЯ В ГАББРОВОЙ ФОРМАЦИИ

Особенности распределения и содержания редких щелочных элементов в породах ряда дифференциации габброидной магмы рассматриваются на примере габбро-гранитных массивов Урала. Одна группа массивов располагается в Тагильском, а другая — в Магнитогорском мегасинклинориях. Эти крупные структурные зоны образуют единый Тагильско-Магнитогорский прогиб, представляющий собой западную структурно-фациальную зону эвгеосинклинальной части Уральской палеозойской геосинклинали.

Нами были исследованы наиболее типичные массивы: Ауэрбаховский, Павдинский, Тагильский, Кушвинский, Покровский, Волковский (Тагильский мегасинклинорий), массивы Магнитогорской группы и некоторые из массивов Верхнеуральской группы (Магнитогорский мегасинклинорий). Только такой широкий охват массивов, учитывая интенсивно проявленные процессы их изменения (даже на глубине по кернам скважин), позволил подобрать для исследования соответствующий материал по каждой группе пород.

Согласно работам уральских геологов И. Д. Соболева, Д. С. Штейнберга, Н. Д. Знаменского, Г. Б. Ферштатера и других исследователей и нашим данным, в пределах изучавшихся массивов выделяются следующие группы пород: 1) габбро, 2) диориты, 3) гранодиориты, 4) граниты, 5) плагиограниты, 6) сиениты (граносиениты).

Ниже приводится краткое описание типичных пород, представители которых были проанализированы на редкие щелочные элементы и фтор.

Г а б б р о — преимущественно среднезернистые, нередко порфировидные породы. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (в основном лабрадор до битовнита) 45—55%, моноклинный пироксен до 35%. Из других минералов встречается ромбический пироксен до 5—10%, оливин до 5% и амфибол, как правило, замещающий пироксен, до 10—15%. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, цирконом, сфеном.

Диориты являются наиболее распространенными породами массивов Тагильского мегасинклинория. По составу породы отвечают главным образом кварцевому диориту: плагиоклаз

(средний — основной андезин до кислого лабрадора) 65—70% амфибол до 20%, пироксен до 1—5%, кварц 5—10% (до 15%). Из акцессорных минералов чаще всего встречаются магнетит до 1—3%, апатит, сфен, циркон, иногда турмалин. Структура пород преимущественно гипидиоморфнозернистая.

Гранодиориты пользуются довольно широким распространением, особенно в массивах Тагильского мегасинклинория. В частности, они широко развиты в пределах Ауэрбаховского массива, слагая его центральную часть. Породы среднезернистые, с четко выделяющимися часто удлиненными зёрнами роговой обманки. Средний состав гранодиоритов: плагиоклаз (кислый — средний андезин) 40—50%, кварц 15—20%, калиевый полевой шпат 10—15%, амфибол 10—15%, биотит 5—10%. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, сфен. Структура породы гипидиоморфнозернистая.

Граниты характеризуются сравнительно слабой распространённостью в пределах рассматриваемых массивов Тагильского мегасинклинория, но вместе с граносиенитами являются наиболее распространёнными породами Магнитогорского интрузивного комплекса. Состав гранитов: кварц 30—35%, плагиоклаз (альбит-олигоклаз) 10—15% (до 25—30%), пертитизированный калиевый полевой шпат 35—40%, биотит до 2—3%, амфибол 1—3%. Для пород характерна микропегматитовая структура. В краевых частях массивов Магнитогорского интрузивного комплекса граниты нередко обеднены кварцем и по составу отвечают граносиенитам, вплоть до кварцевых и кварцсодержащих сиенитов.

Плагиограниты. Наиболее четко положение плагиогранитов относительно других разностей пород проявляется в пределах Павдинского массива, где они образуют интрузивные контакты с диоритами. Макроскопически плагиограниты представлены мелкозернистыми, слабопорфировидными породами, средний состав: кварц 35%, плагиоклаз (преимущественно олигоклаз) 50%, калиевый полевой шпат отмечается не всегда и в незначительном количестве (от 1—2% до 10%), амфибол до 5%, реже наблюдается биотит. Акцессорные минералы — магнетит, сфен, циркон, апатит. Среднее содержание Na_2O в породе 5%, K_2 0,8%. Структура породы слабопорфировидная и гипидиоморфнозернистая.

Сиениты широко распространены в пределах Кушвинского, Тагильского, а также Покровского массивов. Породы от средне- до крупнозернистых, нередко с планпараллельной текстурой.

Средний состав сиенитов: плагиоклаз (основной олигоклаз — средний андезин) 45—50%, пертитизированный калиевый полевой шпат 35—40%, амфибол, нередко с реликтами пироксенов, 10—15%. Изредка встречается биотит. Акцессорные минералы — магнетит, апатит, сфен, иногда флюорит и циркон.

На диаграмме А. Н. Заварицкого вариационные кривые гранитоидов габбрового ряда занимают положение близкое к известково-щелочной серии, по Дэли.

Образование гранитоидов рассматриваемой формации путем дифференциации базальтоидной магмы в настоящее время является общепризнанным. Детальные петрологические исследования Г. Б. Ферштатера [93] показали, что процессом образования габбро-гранитных ассоциаций является кристаллизационная дифференциация исходных базальтовых магм. Расчеты Г. Б. Ферштатера, проверенные им геологическим картированием, показывают, что при габбровом составе исходной магмы количество образующегося гранитного расплава не превышает 10—15%.

В работе Д. С. Штейнберга и других [61] на основе анализа диаграмм вариации составов рассматриваемых серий пород в системах $Ab - Or - Q$; $Ab - Or - Ah$; $SiO_2 - Na_2O$; $SiO_2 - K_2O$ показано исключительное разнообразие путей дифференциации базальтовых магм, приводящих к образованию гранитоидов и гранитов. Самому «краткому пути» соответствует главная известково-щелочная серия: габбро-кварцевый диорит — гранодиорит — гранит. Сиениты, граносиениты занимают промежуточное положение в «граносиенитовой» серии. Наиболее основные и наиболее кислые породы в этих сериях близки к нормальным известково-щелочным базальтам и гранитам. Плагииграниты являются членом габбро-плагиигранитной серии.

В рассматриваемых габбро-гранитных массивах Урала проявлена как главная серия дифференциации (габбро — диориты — гранодиориты — граниты), так и с отклонением к граносиенитам, сиенитам и плагиигранитам.

В табл. 44 приведено распределение редких щелочных элементов, фтора в породах главной серии габбровой формации Тагильского мегансинклиория с дополнением по содержанию этих элементов в сиенитах и плагиигранитах из некоторых массивов этой зоны.

В пределах Магнитогорского мегасинклиория габбро-гранитная серия представлена рядом габбро — кварцевый диорит — гранодиорит — олигоклазовый гранит — анортоклазовый гранит (граносиенит) [93].

На основании сопоставления данных табл. 44 и рис. 19, 20 можно отметить как общие закономерности, так и черты отличия в распределении редких щелочных элементов в рассматриваемых сериях пород двух зон — Тагильской и Магнитогорской.

1. В породах главного габбро-диорит-гранодиорит-гранитного ряда по мере увеличения содержания SiO_2 увеличивается и содержание калия, снижается величина Na/K , что является главной закономерностью дифференциации этой серии пород [61].

Среднее содержание элементов в породах массивов габбровой

Порода	Мегасинклиорий	Число проб	Na, %	K, %
Габбро	Тагильский Магнитогорский	11	1,49±0,31	0,32±0,11
		6	2,17±0,12	0,40±0,01
Диорит	Тагильский Магнитогорский	8	3,23±0,47	1,23±0,47
		7	3,41±0,37	1,64±0,1
Гранодиорит	Тагильский	9	3,06±0,28	2,57±0,43
Гранит	Тагильский Магнитогорский	7	2,82±0,27	3,85±0,54
		8	3,12±0,48	3,50±0,67
Сиенит	Тагильский	8	3,95±0,43	3,44±0,46
Граносиенит	Магнитогорский	10	4,10±0,65	3,06±0,5
Плагиогранит	Тагильский	6	3,73±0,05	0,66±0,12

2. Распределение лития довольно сложное. С одной стороны, литий стремится к накоплению относительно петрогенного аналога магния к кислым членам серии, что выражается в резком увеличении Li/Mg в гранитах (в 10 раз по сравнению с габбро) (см. рис. 19). С другой стороны, на распределение лития влияет минералогический фактор (преимущественная концентрация в биотите), а также связь с летучими элементами (фтором). Максимальное содержание лития в серии пород Тагильской зоны приходится на гранодиориты (6,1 млн⁻¹), где и максимальное содержание биотита. Следует отметить при этом общий характер распределения лития и фтора (см. рис. 19). Этого не наблюдается в породах Магнитогорской зоны, что, возможно, показывает различную степень участия летучей фазы в геохимической истории лития и подчеркивает необходимость учета разных факторов при рассмотрении особенностей распределения лития в процессе формирования конкретных магматических серий пород.

Однако независимо от этого гранитоиды габбро-гранитных серий обеих зон характеризуются низкими содержаниями лития (3—7 млн⁻¹).

3. Содержание рубидия в рассматриваемой серии пород в целом отвечает распределению калия. Максимальное содержание его приходится на граниты. Однако эта концентрация

формации Тагильского и Магнитогорского мегасинклиориев

Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	F, %	K/Rb	Rb/Li	Na/K
1,8±0,8	7,3±2,5	<0,5	0,027±0,008	440	4	4,6
6,7±1,0	18±4,2	<0,5	0,041±0,009	222	3	5,4
1,8±0,8	24±5	<0,5	0,025±0,003	510	13	2,7
4,1±1,32	49±12	0,5	0,047±0,015	333	12	2,1
6,1±1,75	63±6,7	0,3	0,050±0,018	415	10	1,2
3,1±1,8	105±21	0,4	0,014±0,006	370	34	0,7
7±4	144±34	2,9±1,3	0,026±0,009	243	21	0,9
1,1±0,37	60±10,1	<0,5	0,046±0,021	572	54	1,1
2,4±1,3	72±17,5	<0,5	0,037±0,021	425	30	1,3
2,3±1,1	8,2±1,7	0,5	0,009±0,005	805	3	5,7

(105 млн⁻¹ для гранитов Тагильской зоны и 144 млн⁻¹ для Магнитогорской зоны) в два-три раза ниже, чем для гранитов заключительных фаз интрузивных дифференцированных гранитоидных комплексов (см. гл. 9).

4. Цезий — нехарактерный элемент габбро-гранитных серий. Его содержание в рассматриваемых группах пород составляет обычно менее 0,5 млн⁻¹. Лишь в гранитах цезий появляется в количестве 1—5 млн⁻¹, подчеркивая тем самым стремление концентрироваться в наиболее поздних и кислых членах в процессе дифференциации базальтовой магмы.

5. От габбро к диоритам происходит увеличение величины K/Rb; это, видимо, связано с тем, что в пироксенах это отношение ниже, чем в амфиболах. В данном случае решающую роль на величину параметра K/Rb в габбро и диоритах играет фактор «минералогического контроля». Как было показано выше, величина K/Rb увеличивается в ряду оливин — пироксен — амфибол. В габбро минералом-носителем рубидия и калия выступает пироксен, а в диоритах — амфибол.

6. От диоритов, через гранодиориты к гранитам величина K/Rb закономерно снижается, отражая известную тенденцию уменьшения этого параметра в гранитной серии пород на фоне возрастающей роли калия (и снижения величины Na/K) в ходе дифференциации магмы. В этом ряду пород калий и рубидий

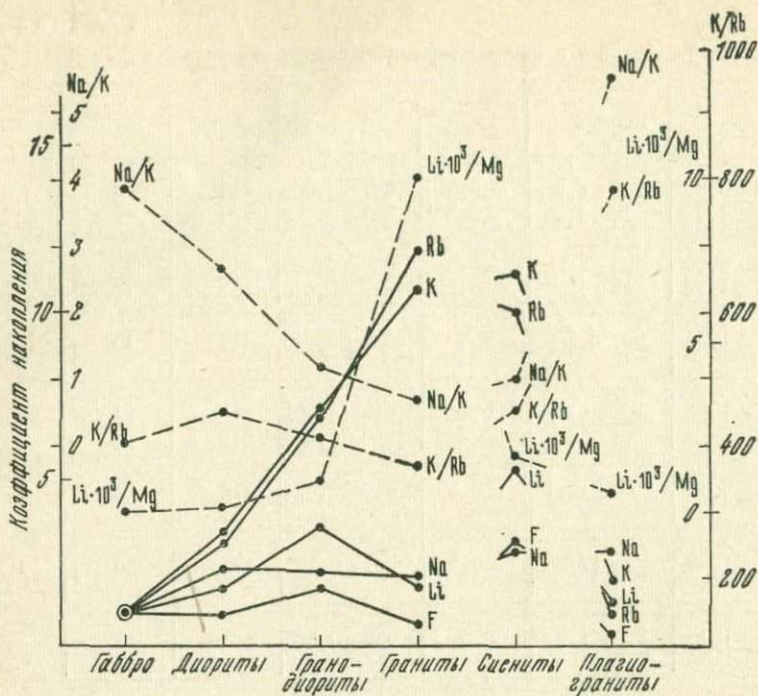


Рис. 19. График изменения величины коэффициентов накопления K, Na, Li, Rb, F и величины отношений Na/K, K/Rb, Li-10³/Mg в серии пород габбровой формации Тагильского мегасинклинория

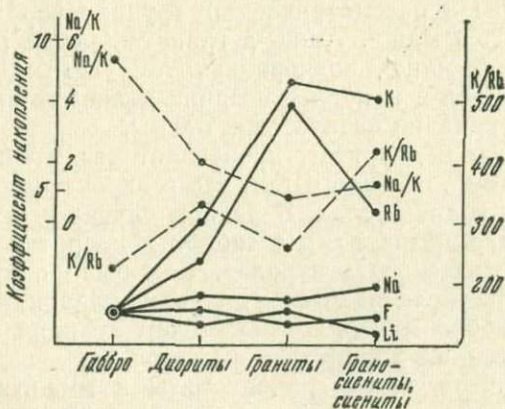


Рис. 20. График изменения величины коэффициентов накопления K, Na, Rb, Li, F и Na/K и K/Rb в серии пород габбровой формации Магнитогорского мегасинклинория

распределяются по собственно калиевым минералам — калишпату и биотиту с накоплением рубидия относительно калия в ходе снижения температуры кристаллизации.

7. Характерными отличиями пород габбро-гранитного ряда Магнитогорского мегасинклинория от Тагильского являются их более «натриевый характер» и более высокие содержания в них редких щелочных элементов и фтора (см. табл. 44). Приблизительная оценка содержания рассматриваемых элементов в исходных магмах (табл. 45) может быть сделана на основании

Таблица 45

Оценка содержания элементов в исходной магме габбро-гранитной серии пород Урала

Зона (мегасинклинорий)	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	F, %	K/Rb	Rb/Li	Na/K
Тагильская	2,0	0,7	2,2	19	0,03	358	8,6	2,8
Магнитогорская	2,6	0,8	6	37	0,041	216	6,2	3,1
Среднее	2,3	0,75	4,1	28	0,035	268	6,8	3,0

Таблица 46

Среднее содержание элементов в породах габбровой формации Урала

Порода	Число проб	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹
Габбро	17	1,76 ± 0,4	0,35 ± 0,09	3,5 ± 2,5	11 ± 5,9
Диорит	15	3,19 ± 0,5	1,42 ± 0,47	2,9 ± 1,8	35 ± 15,9
Гранит	15	3,00 ± 0,41	3,63 ± 0,78	5,5 ± 3,5	123 ± 35
Граносиенит, сиенит	18	4,00 ± 0,55	3,21 ± 0,51	1,8 ± 1,1	67 ± 15,6

Продолжение табл. 46

Порода	Cs, млн ⁻¹	F, %	K/Rb	Rb/Cs	Rb/Li	Na/K
Габбро	<0,5	0,032 ± 0,01	318	—	3,1	5
Диорит	<0,5	0,32 ± 0,015	406	—	12	2,2
Гранит	1,9	0,021 ± 0,014	295	65	22	0,8
Граносиенит, сиенит	<0,5	0,040 ± 0,02	480	—	37	1,2

данных Г. Б. Ферштатера [93] по относительной распространенности каждой группы пород в пределах серий.

Из табл. 45 видно, что «магма», давшая серию габбро-гранитных пород Магнитогорской зоны, имела повышенное содержание натрия и была в два раза обогащена литием и рубидием по сравнению с «магмой» Тагильской зоны. Не исключено, что причина кроется в различной глубине генерации из мантии магм, как это полагают Д. С. Штейнберг и другие [61] при объяснении состава и соотношения различных групп пород рассматриваемых габбро-гранитных серий.

8. Максимальное содержание редких щелочных элементов приходится на граниты главного ряда дифференциации. По нашим данным, эти содержания следующие (табл. 46): литий $5,5 \text{ млн}^{-1}$, рубидий 123 млн^{-1} , цезий $1,9 \text{ млн}^{-1}$, K/Rb 295. В. В. Ляховичем и Л. Н. Овчинниковым (1970 г.) для гранитоидов габбровой формации приводятся близкие к нашим содержания лития $5,3 \text{ млн}^{-1}$, цезия 2 млн^{-1} , но более низкие рубидия 37 млн^{-1} .

В целом граниты габбровой формации резко обеднены литием и цезием (на порядок), рубидием (в два-три раза) по сравнению с гранитами, с которыми связаны месторождения этих элементов.

Еще в меньшей степени редкие щелочные элементы концентрируются при «сиенитовом» и «плагногранитовом» пути дифференциации базальтовой магмы.

Полученные данные указывают на прямую зависимость содержания редких щелочных элементов в каждой группе пород от первоначальной концентрации этих элементов в материнской магме.

9. Габбровая формация неперспективна на обнаружение месторождений редких щелочных элементов.

**ГЕОХИМИЯ ЛИТИЯ, РУБИДИЯ, ЦЕЗИЯ
В ГРАНИТАХ**

Нами исследованы две группы гранитов.

Первая группа представлена магматическими гранитами, по классификации К. Менерта [55], или гранитами интрузивных плутонов, по Ю. А. Кузнецову [40]. Одним из характерных признаков этой группы является широкое проявление процесса дифференциации исходной гранитной магмы. В работе эти граниты названы *гранитами интрузивных дифференцированных комплексов*. На заключительных этапах формирования таких комплексов могут появляться редкометальные пегматиты и граниты, несущие промышленные концентрации редких щелочных элементов.

Вторая группа представлена анатектическими гранитами, возникающими в процессе анатексиса высокометаморфизованных пород. В процессе анатексиса, селективного плавления высокометаморфизованных пород появляются расплавы гранитного состава, пегматиты плагиоклазовые, плагиоклаз-микроклиновые, микроклиновые с широким проявлением процессов мусковитизации (до промышленного мусковита). Граниты варьируют по составу от гранодиоритов, адамеллитов до лейкократовых выплавов, близких к эвтектоидным.

В обеих группах встречаются граниты и пегматиты близкого (по главным породообразующим минералам и элементам) состава. В связи с этим естественно возникают следующие вопросы: 1) одного ли генетического плана эти образования или картина принципиально разная и в чем эти различия? 2) является ли область ультраметаморфизма «поставщиком» того гранитного расплава, который слагает дифференцированные гранитные комплексы складчатых областей?

Решение поставленных вопросов помимо теоретического имеет большое практическое значение для оценки потенциальной рудоносности на литофильные рудные элементы (редкие щелочные элементы, ниобий, тантал, олово, вольфрам и др.) гранитоидов каждой группы.

С петрохимических позиций ответ на эти вопросы затруднен ввиду близости химического состава образующихся пород, но в какой-то мере их можно осветить, используя результаты исследований по геохимии лития, рубидия, цезия в гранитоидах каждой группы. При этом для генетических построений наи-

Среднее содержание элементов по фазам интрузивных дифференцированных гранитоидных комплексов

Гранитоидный комплекс (рудопроявления редких щелочных элементов)	Фаза, фация	Число проб	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	B, млн ⁻¹	F, %	K/RB	K/Cs	Rb/Cs	Rb/Li	Na/K	F/B
Граниты PR ₁	I фаза	7	2,36	4,51	32	210	2,5	0,5	0,052	215	18000	84	6,5	0,52	>1000
	II фаза	6	2,25	4,67	27	270	3,5	0,5	0,069	173	13000	77	10	0,48	>1100
	главная фация; фация эндокон- тактов	8	2,39	4,20	43	280	4,2	0,8	0,14	150	10000	67	6,5	0,57	1700
Граниты PR ₃ (редкометалльные пегматиты)	I фаза	5													
	фация эндокон- тактов;	7	2,36	2,89	90	180	21	22	0,12	160	1400	8,6	2	0,82	55
	главная фация	9	2,65	3,06	46	150	11	11	0,12	204	2800	13,8	3,2	0,87	110
II фаза	9	2,43	4,16	37	320	8	7	0,037	130	5200	40	8,6	0,58	53	
Северо-Тяньшаньская каледонская геосинклиналь															
Сусамырский массив	I фаза	18	2,29	3,50	32	170	7	7	0,1	206	5000	24	5,3	0,65	143
	II фаза	11	2,49	3,88	55	250	10	10	0,13	155	3900	25	4,5	0,64	125
Восточно-Кунгей- ский массив (редкометалльные граниты)	I фаза	11	2,63	2,98	23	130	2,5	11	0,15	230	12000	52	5,7	0,88	136
	II фаза (внутренние зоны)	6	3,60	3,78	43	360	5	18	0,43	106	7600	72	8,4	0,95	240
Терскойский массив (редкометалльные граниты)	I фаза	6	2,30	3,26	20	140	6	5	0,20	233	5400	23	7	0,7	400
	II фаза (внутрен- ние зоны)	6	3,20	4,00	50	360	10	8	0,65	111	4000	36	7,2	0,8	810
Урало-Тяньшаньская герцинская геосинклиналь															
Каратюбинский массив	I фаза	8	2,74	3,86	52	170	8	7	0,049	227	4800	21	3,3	0,71	70
	II фаза	7	2,72	4,32	127	264	18	53	0,060	164	2400	15	2,1	0,63	11
Зирабулак Зиаэт- динский массив (редкометалльные пегматиты)	I фаза	8	2,55	3,77	56	176	7,9	3	0,062	214	4800	22	3,1	0,68	210
	II фаза	9	2,62	4,69	165	295	22	22	0,090	159	2100	13	1,8	0,56	41
Тамдынский массив	I фаза	5	2,73	4,43	32	184	5,9	6,8	0,076	241	7500	31	5,8	0,62	111
	II фаза	4	2,68	4,45	55	255	11	10	0,137	175	4000	23	4,6	0,60	137
Зайсанская герцинская геосинклиналь															
Калбинский массив (редкометалльные пегматиты)	I фаза	7	2,62	3,40	140	170	12	9,2	0,12	200	2800	14	1,2	0,77	130
	фация эндокон- тактов;	7	2,76	3,20	85	150	7	5,6	0,07	213	4600	21	1,8	0,86	125
	главная фация	6	2,62	4,17	123	260	14	13	0,15	160	3000	28	2,1	0,63	115
II фаза	6	2,62	4,17	123	260	14	13	0,15	160	3000	28	2,1	0,63	115	
Верхоянская мезозойская геосинклиналь															
Ынных-Хайский и Арга-Ынных- Хайский массив (редкометалльные пегматиты)	I фаза	30	2,53	3,46	112	190	13	23	0,075	182	2700	16	1,7	0,73	23
	II фаза	14	2,47	3,87	187	320	31	48	0,099	121	1300	10	1,7	0,64	4
Монголо-Охотская мезозойская область складчатости															
Шахматинский мас- сив*	I фаза	—	2,65	3,61	—	170	—	—	—	212	—	—	—	0,73	—
	II фаза	—	2,24	3,86	—	250	—	—	—	154	—	—	—	0,58	—

* По М. М. Кузьмину и др. (1964 г.).

более важен анализ особенностей распределения в гранитоидах рубидия [78, 79].

В данной главе использованы главным образом материалы автора, полученные в процессе исследования геохимии редких щелочных элементов в гранитоидных комплексах и связанных с ними пегматитах и редкометальных гранитах различных регионов и при сравнительно геохимическом анализе гранитоидов Урало-Тяньшаньской складчатой области. В последнем случае представилась возможность провести сопоставления в пределах единой складчатой области гранитов интрузивных дифференцированных комплексов с анатектическими.

ГЕОХИМИЯ ЛИТИЯ, РУБИДИЯ, ЦЕЗИЯ В ГРАНИТАХ ИНТРУЗИВНЫХ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Геолого-петрографическая характеристика. Геохимия редких щелочных элементов в гранитах интрузивных дифференцированных комплексов рассмотрена на оригинальном материале по одиннадцати гранитным массивам, имеющим различный возраст и регионы распространения (табл. 47), а также по гранитоидам и связанным с ними камерным пегматитам Коростенского плутона (Украинский кристаллический массив).

Некоторые из исследовавшихся массивов сопровождаются рудоносными на редкие щелочные элементы пегматитами и альбитизированными и грейзенизированными редкометальными гранитами. Геохимия лития, рубидия, цезия в этих геологических образованиях рассмотрена на примере редкометальных пегматитов Саяна и редкометальных гранитов Северного Тянь-Шаня.

Последовательность формирования пород каждого комплекса однозначно доказывается геологическими данными. К табл. 47 необходимы некоторые пояснения.

1. Каждая фаза внедрения гранитов может иметь жильную серию или сопровождаться фазой дополнительных интрузий. К последней относятся мелкозернистые граниты, слагающие штоки и дайки в калбинских гранитах, а также жильные аляскитовые и лейкократовые граниты герцинских комплексов Западного Узбекистана.

2. Некоторыми исследователями в пределах каледонских гранитоидных комплексов Северного Тянь-Шаня и герцинских гранитоидов Западного Узбекистана за начальную фазу комплекса принимаются габбро, габбро-диориты. Однако другими исследователями эти породы рассматриваются как гибридные проявления в более поздних фазах гранитоидов.

Ю. А. Билибин [8] предлагал выделять проявления диоритовых магм, предшествующие образованию гранитоидных батолитов, в самостоятельную диоритовую интрузивную формацию (добатолитовую). В пределах других рассматриваемых комп-

лексов габбро-диориты и диориты как самостоятельная ранняя фаза не встречены. Учитывая это, и в каледонских гранитоидных комплексах Северного Тянь-Шаня и герцинских — Западного Узбекистана, за начальную фазу принимается фаза гранодиоритов, гранитов.

Краткое описание рассматриваемых гранитоидных комплексов Саяна (массивы PR₁, PR₃), Алтая (Калбинский массив), Северного Тянь-Шаня (Сусамырский массив) и их сравнительная петрохимическая характеристика даны в ранее опубликованной работе автора [77].

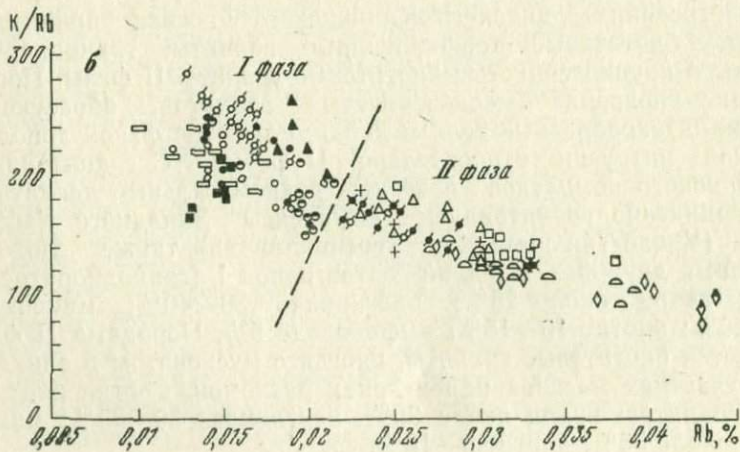
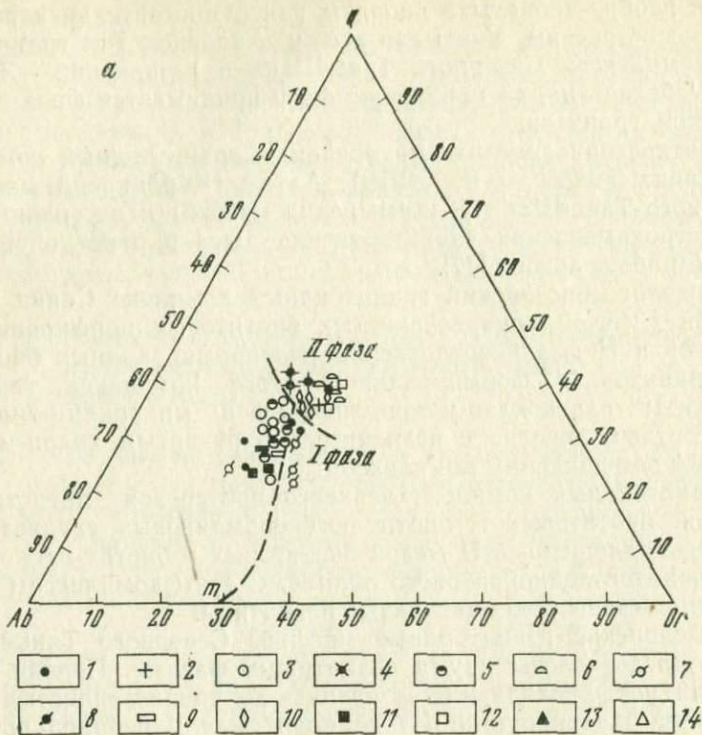
Нижнепротерозойский гранитоидный комплекс Саяна представлен I фазой крупнозернистых биотитовых порфиroidных гранитов и II фазой среднезернистых порфиroidных биотитовых гранитов. С формированием этого комплекса связаны пегматиты плагиоклаз-микроклинового и микроклин-биотитового составов, иногда с незначительно развитым кварц-мусковитовым замещающим комплексом.

Гранитоидный комплекс верхнего протерозоя представлен I фазой биотитовых и биотит-роговообманковых среднезернистых гранодиоритов и II фазой биотитовых и биотит-мусковитовых гранитов лейкократового облика. С этим комплексом генетически связаны редкометалльные пегматиты.

Каледонские гранитоидные массивы Северного Тянь-Шаня также представлены двумя гранитными фазами. Первая фаза сложена порфиroidными от средне- до крупнозернистых гранодиоритами, гранитами. Из темноцветных минералов присутствует биотит, реже амфибол. Вторая фаза представлена среднезернистыми биотитовыми гранитами лейкократового облика. В пределах Кунгейского и Терскейского массивов к апикальным участкам гранитов II фазы местами приурочены зоны альбитизации и грейзенизации с амазонитом, несущие редкометалльное рудопроявление.

В строении герцинского Калбинского массива принимают участие биотитовые порфиroidные граниты, гранодиориты I фазы и крупнозернистые биотитовые граниты II фазы. Последующие внедрения мелкозернистых гранитов, образующих мелкие штокообразные тела и дайки, являются фазой дополнительной интрузии относительно II фазы. С гранитоидами Калбинского комплекса связаны редкометалльные пегматиты.

Герцинские гранитоидные комплексы Западного Узбекистана (Урало-Тяньшаньская геосинклиналь) также сложены породами двух фаз. Средний состав пород I (гранодиоритовой) фазы: кварц около 25%; плагиоклаз 30—40%; микроклин 15—20%; биотит 10—15%; амфибол до 5%. Породами II фазы являются биотитовые граниты, иногда с мусковитом в апикальных участках массива или в зонах разломов. Состав биотитовых гранитов: кварц около 30%, плагиоклаз 30—35%; микроклин около 35%; биотит 5—10%.



Гранитоидные массивы (Ынных-Хайский и Арга-Ынных-Хайский) Верхоянской мезозойской геосинклинали относятся к одному мезозойскому гранитоидному комплексу. Последовательность формирования и состав каждой из фаз одинаковы в обоих массивах. Породами I фазы являются средне-крупнозернистые адамеллиты состава: плагиоклаз 40—42%, ортоклаз 18—20%, кварц 27—29%, биотит 11—13%. В зоне эндоконтакта породы представлены резко порфировидными мелко-среднезернистыми биотитовыми гранодиоритами состава: плагиоклаз 45—50%, ортоклаз 12—13%, кварц 23—25%, биотит 13—18%. Ко II фазе относятся крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты. Последние затронуты автометасоматическими процессами (грейзениризованы) и представлены двуслюдяными разностями. Состав гранитов следующий: плагиоклаз 25—30%, ортоклаз 35—40%, кварц 30—35%, биотит 2—4%, мусковит 2—3%. С этими массивами связаны редкометалльные пегматиты.

Шахтаминский массив (Восточное Забайкалье) сложен I фазой гранодиоритов (до биотит-роговообманковых гранитов) и II фазой биотитовых гранитов.

Для анализа хода процесса дифференциации гранитной магмы при формировании рассматриваемых комплексов автором использована диаграмма, описывающая фазовые соотношения «гранитной системы» $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ в ходе кристаллизации [146].

На диаграмме (рис. 21) нанесены нормативные составы гранитоидов, слагающих изученные комплексы. Четко выделяется поле гранитоидов I фазы, контролируемое «термическим жолобом» диаграммы Таттла, и более компактное поле гранитов II фазы, тяготеющее к точке *M* (тройного температурного минимума). Небольшие отклонения индивидуальных составов от точки *M*, наблюдаемые в природных условиях, связаны с воздействием некоторых факторов, влияющих на положение этой точки [136, 146]:

1) повышение парциального давления паров воды в кристаллизующейся системе смещает состав тройного минимума в сторону обогащения остаточного расплава альбитом, при этом закономерно понижается температура котектического минимума. Так при давлении в $0,5 \cdot 10^8$ Па температура тройного

Рис. 21. Диаграмма нормативного состава гранитов (а) и график Rb—K/Rb (б) I и II интрузивных фаз дифференцированных гранитных комплексов
Сусамырский массив: 1—I фаза; 2—II фаза; *Калбинский массив*: 3—I фаза; 4—II фаза; *Ынных-Хайский и Арга-Ынных-Хайский массивы*: 5—I фаза; 6—II фаза; *Шахтаминский массив*: 7—I фаза; 8—II фаза; *Восточно-Кунгейский массив*: 9—I фаза; 10—II фаза; *Саяны, граниты PR₁*: 11—I фаза; 12—II фаза; *Саяны, граниты PR₂*: 13—I фаза; 14—II фаза

минимума равна 770°C , а состав расплава отвечает соотношению кварц—альбит—ортоклаз 39:30:31. При давлении $2 \cdot 10^8$ Па температура минимума снижается до 670°C и соотношение тех же компонентов составляет 35:40:25. При этом содержание воды в гранитном расплаве возрастает с 2 до 6%;

2) увеличение содержания в плагиоклазе анортитовой составляющей (при постоянном давлении воды) смещает состав низкоплавкой жидкости в сторону обогащения калиевым полевым шпатом, а температура ее кристаллизации повышается.

В результате в природных гранитных системах при кристаллизации наблюдается «поле точек тройного температурного минимума». Стремление природной гранитной магмы достигнуть при дифференциации тройного температурного минимума является для нее естественным законом эволюции. Наши исследования показывают, что в процессе такой эволюции единый гранитоидный магматический очаг дифференцируется на две главные фазы, причем фигуративные точки второй фазы попадают в поле, соответствующее тройному температурному минимуму.

Состав II фазы варьирует от биотитовых до существенно лейкократовых гранитов и, очевидно, зависит от условий формирования массива (глубины, насыщенности летучими элементами), которые и определяют отмеченные особенности дифференциации гранитного расплава.

Поскольку геохимия лития, рубидия, цезия в гранитах и генетически связанных с ними пегматитах подробно рассмотрена в монографии автора [77], эти вопросы освещаются в сжатой форме с привлечением дополнительного материала и в применении к задачам выявления общей картины геохимической эволюции редких щелочных элементов в магматическом процессе.

Рубидий. В гранитоидах, где калиевыми минералами являются калиевый полевой шпат и биотит, на долю этих двух минералов приходится от 70 до 90% рубидия, содержащегося в породе. Содержание этого элемента в калиевом полевоом шпате гранита обычно находится в пределах $250\text{--}600 \text{ млн}^{-1}$ и в биотитах из этих гранитов $600\text{--}2000 \text{ млн}^{-1}$, т. е. содержание рубидия в биотитах лишь в 2—3 раза выше содержания рубидия в калиевом полевоом шпате. Поэтому в нормальных гранитах, где отношение содержания микроклина к содержанию биотита всегда выше 3, главным минералом-носителем рубидия выступает калиевый полевой шпат, на долю которого приходится до 80% рубидия от его общего содержания в породе [77].

В меланократовых разностях гранитоидов (кварцевые диориты, гранодиориты), где существенно возрастает содержание биотита, на его долю приходится более половины рубидия, содержащегося в породе.

Совершенный изоморфизм рубидия с калием приводит

к тому, что рубидий не образует своих минералов. В пегматитовом процессе при максимально благоприятных условиях рубидий в лучшем случае образует рубидиевый мусковит, лепидолит с содержанием до 4—5% рубидия. Теснейшая геохимическая связь рубидия с калием предопределяет в целом равномерное распределение рубидия по гранитам. В результате каждый гранитоидный комплекс (независимо от региона и возраста) характеризуется практически одними и теми же средними содержаниями рубидия*. Эти содержания ($180\text{--}230 \text{ млн}^{-1}$) Rb, K/Rb, $160\text{--}200$) отвечают среднему содержанию рубидия в целом для гранитов и гранодиоритов (200 млн^{-1}) и свидетельствуют об отсутствии специализированных на рубидий гранитных магматических очагов рассматриваемых комплексов (аналогично отсутствию специализации на калий). Однако в процессе дифференциации рубидий ввиду несколько большего ионного радиуса накапливается относительно калия в поздних фазах. Поскольку граничные магматические очаги содержат практически одинаковое количество рубидия и дифференцируются на две главные фазы, то соответственно, все первые и все вторые фазы разных гранитных комплексов должны характеризоваться близкими между собой содержаниями рубидия и величинами K/Rb (см. табл. 47, 48). В дополнение к ранее опубликованным данным по этому вопросу [77, 78] приведен более общий график (см. рис. 21).

Среднее содержание рубидия в первой фазе дифференцированных гранитоидных комплексов равно 170 млн^{-1} , во второй — 280 млн^{-1} . Величина K/Rb для первой фазы равна в среднем 210, а для второй — 143. При этом 90% образцов первой фазы содержат $140\text{--}200 \text{ млн}^{-1}$ рубидия при величине K/Rb $180\text{--}260$, а во второй фазе — $230\text{--}330 \text{ млн}^{-1}$ рубидия при величине K/Rb $110\text{--}180$.

Эти данные подтверждают однотипность формирования гранитоидных комплексов и определенное тождество соответствующих фаз различных гранитоидных комплексов.

Высокотемпературные типы гранитных пегматитов рассматриваемых комплексов по содержанию рубидия и величине K/Rb непосредственно следуют за второй гранитной фазой интрузивного комплекса, продолжая естественный ряд эволюции гранитоидного комплекса.

Как отмечал А. Е. Ферсман, «пегматитовый процесс не есть что-то совершенно обособленное и независимое: он является лишь частью, отрезком во времени и прежде всего в температурном интервале охлаждения гранитного очага, и провести резкую границу между кристаллизацией самого гранита и началом пегматитового образования нельзя» [92, с. 472].

При этом в качестве непосредственно связующего звена

* С учетом площади распространения гранитов каждой фазы.

Среднее содержание элементов в гранитоидных интрузивных дифференцированных комплексах (с учетом площадей распространения I и II фаз, главные фации)

Массив	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	B, млн ⁻¹	F, %	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs	Rb/Li	Na/K	F/B
Алтае-Саянская геосинклиналь													
Граниты PR ₁	2,33	4,56	30	230	2,8	0,5	0,06	198	16300	82	7,8	0,51	1200
Граниты PR ₃	2,61	3,33	40	190	10	10	0,1	176	3300	19	4,7	0,78	100
Северо-Тяньшаньская каледонская геосинклиналь													
Сусамырский	2,31	3,56	34	180	7,6	7,6	0,11	199	4700	24	5,3	0,65	145
Восточно-Кунгейский	2,95	3,24	30	210	3,3	13	0,24	190	10500	64	7	0,91	184
Терскойский	2,50	3,5	30	207	7	6	0,35	192	4000	30	7	0,71	583
Урало-Тяньшаньская герцинская геосинклиналь													
Каратюбинский	2,7	4,08	77	200	11	22	0,06	206	3700	18	2,6	0,66	27
Зирабулак-Зиаэтдинский	2,6	4,07	92	205	13	9	0,07	196	3200	16	2,2	0,64	78
Тамдынский	2,7	4,4	40	208	7	7	0,09	216	6300	30	5,2	0,62	128
Зайсанская герцинская геосинклиналь													
Калбинский	2,73	3,58	98	200	10	8,5	0,1	180	3600	20	2	0,76	117
Верхоянская мезозойская геосинклиналь													
Ынных-Хайский и Арга-Ынных-Хайский	2,48	3,58	130	220	17	36	0,08	163	2100	13	1,7	0,69	10
Монголо-Охотская мезозойская область складчатости													
Шахтаминский	2,61	3,64		180				202				0,71	
Среднее по гранитной магме	2,6 ±0,18	3,8 ±0,43	60 ±34	200 ±15	8,8 ±3,8	12	0,13 ±0,06	190	4300	23	3,3	0,7	80

между собственно гранитами и жильными пегматитами, очевидно, можно рассматривать шлировые пегматиты. На примере миаролового типа хрусталеносных пегматитов Воьлини было показано постепенное накопление рубидия (от 200 до 650 млн⁻¹) в изменение величины K/Rb (от 244 до 82) при переходе от гранитов, располагающихся в удалении от пегматитов, через граниты переходной зоны к зоне пегматита с пегматоидно-графической структурой [77].

Редкометальные пегматиты характеризуются, по данным Н. А. Солодова [36], средним содержанием рубидия 1000 млн⁻¹ и величиной K/Rb около 20.

Микроклин, являясь «сквозным» минералом гранитов и пегматитов и минералом-носителем рубидия, наиболее четко фиксирует закономерность изменения содержания рубидия в процессе формирования гранитов и связанных с ними пегматитов. Величина K/Rb в микроклинах меняется от 140—170 (для микроклинов второй гранитной фазы) до 100 (в микроклинах из плагиоклаз-микроклиновых пегматитов ранних стадий пегматитового процесса) и далее через промежуточные значения до 8—12 (в редкометальных пегматитах)* [77]. При этом содержание рубидия и величина K/Rb в микроклинах из пегматитов одного и того же типа, но из различных регионов и разного возраста, оказываются весьма близкими, что вполне закономерно, поскольку:

- 1) содержание рубидия и величина K/Rb в соответствующих фазах гранитоидных комплексов различных регионов близки;
- 2) редкометальные пегматиты различных регионов также имеют близкие между собой значения рассматриваемых параметров (как по валовым пробам, так и в микроклинах).

Таким образом, начальные и конечные стадии процесса дифференциации гранитной магмы характеризуются в различных регионах одними и теми же величинами рассматриваемых параметров. Поэтому на промежуточных стадиях пегматитового процесса в различных регионах также отмечаются близкие содержания рубидия и величины K/Rb. Рубидий выступает как элемент-индикатор процесса дифференциации гранитной магмы [78].

Применение параметров Rb—K/Rb для анализа этого процесса требует соответствующего подбора материала. В связи с этим следует отметить, что появление в гранитах на автометасоматической стадии мусковита, замещающего биотит, не сказывается сколько-либо заметно на изменение величины рассматриваемых параметров, так как во-первых, в этих случаях содержание рубидия в мусковите соизмеримо с биотитом и, во-вторых, эти граниты являются лейкократовыми и основная масса рубидия в них связана с калиевым полевым шпатом.

* Микроклин пегматитов из блоковых зон.

Однако в случае развития мусковитизации по гранитам ранней фазы под воздействием гранитов поздней фазы значения рассматриваемых параметров в таких разностях гранитов начинают приближаться к их значениям в гранитах II фазы (в зависимости от интенсивности процесса мусковитизации). Хлоритизация биотита не приводит к существенному перераспределению рубидия и изменению величины K/Rb в гранитах [77].

Очевидно, что процессы незначительного изменения калиевого полевого шпата также не будут существенно влиять на рассматриваемые параметры, поскольку минеральные новообразования в этих процессах представлены калиевыми минералами.

Процессы контаминации приводят к увеличению значения K/Rb и это особенно должно сказаться на гранитоидах заключительных фаз (где значение K/Rb минимальное), так как, согласно данным Хорстмана (1959 г.), осадочные породы имеют высокую величину K/Rb (порядка 200). В значительно меньшей степени, очевидно, это будет влиять на гранитоиды начальных фаз дифференциации, поскольку для них характерно низкое содержание рубидия, а величина K/Rb близка к таковой в осадочных породах. Эти вопросы заслуживают специального изучения.

С учетом высказанных замечаний область применения параметров $Rb-K/Rb$ для исследования процесса дифференциации гранитных магм расширяется.

Цезий. Многочисленные балансы распределения цезия по минералам гранитоидов [77] показали, что для цезия, в отличие от рубидия, основным минералом-носителем в гранитах является не калиевый полевой шпат, а биотит. Несмотря на незначительное содержание биотита в гранитах на его долю приходится до 70% цезия, содержащегося в породе. Даже в лейкократовых разностях гранитов с биотитом связано около половины всего находящегося в породе цезия. В случае же гранодиоритов концентрация цезия в биотите достигает 90% от его общего содержания в породе. При этом содержание цезия в биотите в 11—17 раз выше, чем в калиевом полевоом шпате, тогда как концентрация рубидия в биотите обычно только в 2—3 выше, чем в калиевом полевоом шпате.

Обращает внимание тот факт, что цезий всегда входит в большем количестве в состав лепидолита и биотита-флогопита, чем в состав мусковита. В данном случае также резко сказывается кристаллохимический фактор — тип структуры слюды. Ионный радиус K^+ в шестерной координации в мусковите равен $1,5 \cdot 10^{-10}$ м, а в биотите $1,65 \cdot 10^{-10}$ м [134].

Несомненный интерес представляет преимущественная концентрация цезия в роговой обманке по отношению к калиевому полевоому шпату. Величина же Rb/Cs в роговой обманке приближается к величине этого отношения в биотите.

Распределение рубидия и цезия в минералах кордиеритового сланца, млн⁻¹ [77]

Минерал	Rb	Cs	Rb/Cs
Кордиерит	500	2000	0,25
Биотит	1300	1200	1,1
Кварц+биотит+плагиоклаз основной массы (без кордиерита)	600	700	0,86
Кордиеритовый сланец	500	1500	0,33

В то время как рубидий концентрируется в калиевых минералах, цезий может накапливаться в минералах, не содержащих калий, но характеризующихся наличием крупных полостей в структуре. Примером является кордиерит, где цезий, видимо, занимает те же позиции, что и в берилле. Структура берилла-кордиерита с вертикальными полыми каналами настолько благоприятна для вхождения цезия, что содержание его в кордиеритах и бериллах выше, чем в сосуществующих с ними слюдах.

Образец кордиеритового сланца (табл. 49) взят вблизи рудной пегматитовой жилы. Высокое содержание рубидия и цезия в нем является следствием выноса этих элементов при формировании пегматита.

Содержание цезия в кордиерите в 2 раза выше, чем в биотите.

Согласно нашим данным, концентрация цезия в бериллах достигает 4%, в то время как в лепидолитах она обычно не превышает 1—1,5%. Рубидий в этих минералах в первую очередь входит на место калия в лепидолит, чем и объясняется преимущественное по отношению к рубидию накопление цезия в цезиевых бериллах, появляющихся в пегматитах в тесной ассоциации с лепидолитом.

Таким образом, «структурный фактор» контролирует распределение цезия по минералам независимо от того, калиевые это минералы или нет, что отмечалось и в предыдущих главах.

Можно наметить следующую схему последовательного увеличения концентрации рубидия и цезия в рассмотренных минералах гранитов и пегматитов.

Граниты	Пегматиты
Рубидий: Микроклин →биотит	микроклин→мусковит→лепидолит
Цезий: микроклин— →роговая обманка →биотит	микроклин мусковит→лепидолит →берилл (кордиерит)→поллуцит

Следует подчеркнуть, что цезий, содержание которого в гранитах в 10—20 раз ниже, чем рубидия, способен образовывать свои собственные минералы в генетически связанных с грани-

тами пегматитах, в то время как рубидий практически всегда находится в рассеянном состоянии. В этом состоит одно из принципиальных различий геохимии цезия и рубидия. Рубидий является идеальным «дублиром» калия и полностью разделяет его геохимическую историю. Вместе с тем до некоторой степени сходные ионные радиусы рубидия и цезия объясняют часто совместное нахождение этих элементов в одних и тех же минералах гранитов и пегматитов. Однако, в отличие от рубидия, теснейшим образом связанного с калием, цезий проявляет свои индивидуальные геохимические свойства. А. Е. Ферсман (1955 г.) отмечал, что калиевые соединения могут быть ведущими по отношению к рубидию и в меньшей степени — к цезию, который может образовывать свои собственные соединения. К числу таких соединений цезия относится минерал авогадрит состава $(K, Cs)BF_4$, появляющийся среди возгонов некоторых вулканов. Термодинамический расчет показывает устойчивость соединения $CsBF_4$ в условиях кристаллизации гранита и пегматитового процесса [77].

Образованию соединений цезия с летучими элементами благоприятствует также затрудненный изоморфизм цезия с калием в породообразующих минералах при кристаллизации гранитов. Поэтому и картина распределения цезия в процессе формирования гранитоидных комплексов сложная по сравнению с рубидием.

1. Распределение цезия в гранитах каждой фазы характеризуется значительной дисперсией содержания, что особенно заметно на фоне равномерного содержания по фазе калия и рубидия и отражается в широких колебаниях величин K/Cs , Rb/Cs .

2. Вследствие высокой летучести соединений цезия содержание его в различных интрузивных фазах гранитных комплексов зависит не только от степени дифференциации этих комплексов и последовательности развития интрузивных фаз, но и от тектонических условий их формирования. Как правило, при возникновении мелкозернистых аплитоподобных гранитов или даек аплитов, образование которых происходит в условиях быстрого остывания и потери летучих элементов, содержание цезия (бора) в них резко падает. Это положение подтверждается данными автора и других исследователей, а также экспериментальными работами [147].

В гранитоидных массивах, сложенных гранодиоритами, гранитами комагматичных фаз, отмечается четкая положительная корреляция в распределении по породам цезия и бора [77]. Такая связь между цезием и бором установлена и В. Д. Отрощенко [62] в образцах кислых эффузивов из генетически связанных серий.

В генетически несвязанных образцах гранитов положительной корреляции между цезием и бором не отмечено [51].

Очевидно, что степень наблюдаемой положительной корреляционной связи цезий—бор при кристаллизации гранитоидной магмы будет зависеть от многих факторов, в том числе: а) первоначального содержания элементов, особенно бора в магме; б) условий кристаллизации (глубины, экранирующего влияния кровли); в) возможности появления собственных минералов цезия и бора (турмалина, поллуцита).

При этом соответственно между цезием и калием в гранитоидах не отмечается четкой корреляционной зависимости.

3. Совместно с фтором и бором цезий концентрируется в эндоконтактовых фациях гранитов, где содержание его возрастает в 1,5—2 раза по сравнению с главной фацией, а величины Rb/Cs, K/Cs снижаются.

Цезий с летучими элементами выносится в зоны экзоконтактов. Так, Э. Л. Хорстман (1959 г.) указывает, что ксенолиты сланцев в гранитном батолите Боулдер преимущественно обогащены цезием (21 млн^{-1}) и в значительно меньшей степени рубидием.

В экзоконтактовых зонах редкометальных пегматитов содержание цезия достигает 1500 — 1700 млн^{-1} , а величина Rb/Cs снижается до 0,3 по сравнению с 10 в пегматитах, что свидетельствует о резком выносе цезия из пегматитовых жил [77]. При этом следует подчеркнуть, что все экзоконтактовые зоны рассматриваемых пегматитов, обогащенные цезием, подвергнуты интенсивной турмалинизации.

4. По цезию, в отличие от рубидия, гранитные комплексы проявляют резко выраженную геохимическую (металлогеническую) специализацию. Граниты, с которыми связаны цезий-содержащие пегматиты, характеризуются повышенными содержаниями цезия и одновременно бора [77], что подтверждается и другими исследователями [51]. Содержание цезия и бора в таких гранитах обычно 10 млн^{-1} и более, а в безрудных — менее 3 — 4 млн^{-1} .

5. По мере развития пегматитового процесса закономерно меняется концентрация цезия в «сквозных» породообразующих минералах — микроклине и мусковите. На примере зональных пегматитовых полей Саяна показано [77], что концентрация цезия в микроклинах и мусковитах соответственно возрастает от $0,44$ и 55 млн^{-1} в плагиоклаз-микроклиновых пегматитах до 650 и 1430 млн^{-1} в редкометальных пегматитах, а величина Rb/Cs в ходе пегматитового процесса изменяется от 35 (в микроклинах) и 40 (в мусковитах) первой группы пегматитов, до 12 (в микроклинах) и 8 (в мусковитах) редкометальных пегматитов. Это характерно и для редкометальных пегматитов Кольского п-ова. Т. Ф. Боровик-Романова, А. Ф. Соседко и др. [10] показали, что содержание рубидия в микроклине выше 4000 млн^{-1} и величина Rb/Cs ниже 10 могут служить поисковым критерием для обнаружения в пегматитах редко-

металльной минерализации. Следует отметить, что мусковит пегматитов по рассматриваемым параметрам, как и микроклин, играет роль индикатора редкометального оруденения.

На значение величины Rb/Cs в лепидолитах пегматитов как индикатора на поллуцит указывал А. И. Гинзбург [17].

6. В пегматитовом процессе большая роль в распределении и концентрации цезия отводится летучим элементам (фтору, бору). Так, в мусковитах от ранних типов пегматитов к поздним, помимо редких щелочных элементов, возрастает и содержание бора (от 120 до 700 млн⁻¹). Во всех без исключения случаях бор в значительных количествах присутствует также в лепидолитах (до 7500 млн⁻¹) [77].

Лепидолито-рубеллитовый подтип редкометальных пегматитов, для которых характерен и поллуцит, появляется в условиях спокойного формирования пегматитовых тел, в апикальных участках, т. е. там, где концентрируются летучие элементы. Он характеризуется образованием минералов-концентраторов цезия — лепидолита, цезиевого берилла, собственно цезиевого минерала поллуцита и боро-цезиевого минерала родицита, а также полихромного и розового турмалина. Все это свидетельствует не только о парагенетической связи цезия с бором, а и о более глубокой геохимической, выражающейся в существовании общих форм переноса и условий накопления этих элементов в рассматриваемых процессах.

Следует подчеркнуть, что указанная специфическая особенность геохимии цезия в какой-то степени сближает его с литием, который также обнаруживает тесную геохимическую связь со фтором. По-видимому, этим в значительной степени объясняется характерная ассоциация цезия и лития в гранитных пегматитах и пневматолито-гидротермальных образованиях.

Литий. В гранитоидах минералом концентратором и носителем лития выступает биотит, на долю которого приходится до 90% лития, содержащегося в породе. С роговой обманкой, ассоциирующей с биотитом, связано лишь около 2% лития. При этом концентрация лития в биотите почти в 20 раз превышает концентрацию его в роговой обманке [77].

Очевидно, можно было бы ожидать значительной концентрации лития при дифференциации гранитной магмы в тех фазах, где максимально содержание биотита. Однако на распределение лития существенное влияние оказывает характер распределения в гранитах фтора. В процессе формирования рассматриваемых гранитоидных комплексов наблюдается одновременное увеличение или снижение содержания в гранитах лития и фтора. Причем в большинстве случаев II фаза комплексов обогащена литием и фтором относительно I фазы, хотя содержание темноцветных минералов выше в I фазе. Кроме того литий и фтор накапливаются в фациях эндоконтактов

гранитоидных фаз, где концентрация этих элементов в 1,5—2 раза превышает их содержание в главных фациях (см. табл. 47).

Примером тесной связи лития с фтором в процессе формирования гранитоидного интрузивного комплекса служит Калбинский массив (коэффициент корреляции литий—фтор +0,84 при $t^*=5,7$, что превышает табличное значение t для 0,1% уровня значимости). В этом массиве литий совместно с фтором концентрируется в фации эндоконтактов, а также, подобно фтору, накапливается в гранитах II фазы, хотя содержание биотита в них меньше, чем в гранитах главной фации I фазы. В дальнейшем содержание фтора и лития резко убывает в гранитах фазы дополнительных интрузий и особенно в аплитах [77].

О связи лития с фтором в рассматриваемом процессе свидетельствует также закономерное увеличение содержания обоих элементов при переходе от гранитов к шлировым пегматитам, в которых появляются минералы лития и фтора, что показано на примере пегматитов Коростенского плутона [77].

Очевидно, что связь лития с фтором также играет определенную роль и в распределении лития по железисто-магнезиальным минералам гранитоидов, поскольку допускается изоморфизм $Mg_{VI}O \rightarrow Li_{VI}F$ [17].

В работе Н. В. Белова [5] показано, что порядок выделения породообразующих минералов регулируется минерализаторами. При этом, общая последовательность кристаллизации пироксены—амфиболы—биотиты определяется все возрастающим содержанием в магме OH и F и тем самым увеличивающейся возможностью для анионов-минерализаторов не только быть «катализаторами», но и входить в решетку. Именно в этой последовательности установлено и увеличение концентрации лития в темноцветных минералах.

Содержание лития в главных фациях гранитоидов различных массивов изменяется от 20 до 112 млн⁻¹ (I фаза) и от 27 до 187 млн⁻¹ (II фаза). Коэффициент накопления лития меняется от I ко II фазе в пределах от менее 1 (Саяны, PR_1 , PR_3) до 3 (Зирабулак-Зиаэтдинский массив). При этом литий проявляет тенденцию образовывать повышенные концентрации в гранитоидах, с которыми связаны редкометалльные пегматиты.

О принадлежности гранитов к комплексу, с которым связаны редкометалльные пегматиты, могут свидетельствовать данные о содержании лития в гранитах эндоконтактовых фаций, где он концентрируется совместно с летучими элементами.

Процессы изменения гранитоидов могут обусловить перераспределение лития. Так как литий на 90% сконцентрирован в биотите, то, очевидно, главную роль должны играть процессы изменения биотита. При хлоритизации биотита не отмечается

* t — критерий Стьюдента.

каких-либо существенных изменений в содержании лития в гранитоидах, ибо в хлорите для лития существуют те же возможности к изоморфному замещению магния, что и в биотите. Подтверждением этого является существование в природе литиевого хлорита — кукента. Процесс мусковитизации биотита существенно сказывается на содержании лития в породе, приводя к его выносу. Так, например, мусковит, развивающийся по биотиту гранитоидов II фазы верхнепротерозойского комплекса Саяна, содержит почти в 5 раз меньше лития, чем биотит (230 и 1100 млн⁻¹ соответственно) [77]; это, возможно, и является причиной наблюдающегося в данном комплексе уменьшения содержания лития от I фазы ко II фазе, хотя отбирались образцы с минимальным проявлением мусковитизации. Объяснение этому факту кроется в различных условиях изоморфного вхождения лития в биотит и мусковит. Н. В. Белов отмечает, что мусковит можно считать «почти пегматитовым образованием, создающимся из Si- и Al-ионов в отсутствие цветных, когда для Al уже затруднена (или не нужна) четверная координация и в присутствии K-ионов указанные ионы создают структуру, формально сходную с флогопит-биотитовыми, но с мелкими Al октаэдрами, которые не могут вместить сколько-нибудь значительного количества других катионов» [6, с. 18]. Исследования А. И. Гинзбурга [17] также показывают, что изоморфная емкость мусковита относительно лития ограничена, так как после замещения $Al_{VI} \cdot 2Al_{IV} \rightarrow Li_{VI} \cdot 2Si_{IV}$ следующая замена невозможна, ибо не остается алюминия в координации 4. Теоретически в структуру мусковита без ее изменения может войти не более 0,5 атомных количеств лития ($\sim 0,8\%$).

Наши исследования показали, что в мусковитах из пегматитов Саяна содержание лития по мере развития пегматитового процесса возрастает от 40 (плагноклаз-микроклиновые пегматиты) до 300 млн⁻¹ (редкометалльные пегматиты). В мусковитах из пегматитов безрудного на редкие щелочные элементы гранитоидного комплекса нижнего протерозоя Саяна содержание лития не превышает 40 млн⁻¹, тогда как в биотитах из этих же пегматитов содержится до 300 млн⁻¹ лития.

Для оценки потенциальной рудоносности гранитоидного комплекса на литий особенно показательным является анализ данных по содержанию лития в кварце как гранитов, так и их жильных производных [76]. Поскольку литий в магматическом процессе тесно связан с летучими, то его появление в кварце, определяется той ролью минерализаторов (F, B, OH и др.), которую они как «катализаторы» играют при кристаллизации минералов и особенно кварца. Среди породообразующих минералов кристаллизация кварца всегда затруднена и происходит на самых поздних этапах, когда концентрация минерализаторов максимальная [5].

Так как кварц обладает ограниченными возможностями к изоморфизму и обычно не содержит большого количества структурных примесей и постоянен в своих свойствах, то, очевидно, тот набор катионов редких элементов, который встречается в природных кварцах, будет определяться исключительно наличием последних в среде, окружающей кварц и способствующей его кристаллизации. Следовательно, можно ожидать и в кварце самих гранитов появление редких элементов, концентрация которых происходит на заключительных этапах становления гранитоидного комплекса (пегматиты, грейзены, гидротермальные жилы) и связана с минерализаторами. К числу таких элементов относится и литий. Содержание лития в кварцах гранитов и пегматитов верхнего протерозоя Саяна закономерно возрастает от гранитов (4 млн^{-1}) до редкометальных пегматитов (220 млн^{-1}). Содержание же лития в кварце из гранитов и пегматитов безрудного на редкие щелочные элементы нижнепротерозойского комплекса составляет всего лишь 1,2 и $1,8 \text{ млн}^{-1}$ соответственно [76].

Таким образом, содержание лития в кварце отражает потенциальную рудоносность гранитоидного комплекса на литий. Другим, помимо кварца, сквозным минералом, связующим граниты и пегматиты, является микроклин. Анализ микроклина на литий с той же целью, что и кварца, неперспективен. В микроклине как гранитов, так и пегматитов содержание лития обычно не превышает $5\text{--}10 \text{ млн}^{-1}$. Резкое увеличение его содержания отмечается лишь в микроклине тех пегматитов, Такое увеличение содержания лития, возможно, связано с где появляются собственные минералы лития ($120\text{--}400 \text{ млн}^{-1}$). явлением в микроклинах микроростков минералов лития, что отмечалось В. М. Гольдшмидтом (1954 г.) для микроклинов из месторождения Юта (Швеция). Это предположение подтверждается сравнением содержания лития в микроклине и мусковите (в минералах с совершенно различными возможностями для вхождения в них лития) из одних и тех же жил пегматитов редкометального пояса. Если содержание лития в микроклине из высокотемпературных пегматитов почти на порядок ниже, чем у мусковита ($5,4$ и 44 млн^{-1}), то в пегматитах с минералами лития содержание его в микроклинах резко возрастает (в 50 раз) и становится соизмеримым с содержанием в мусковите (250 и 300 млн^{-1} лития соответственно).

Использование индикаторной роли рубидия в определении места редкометальных альбитизированных и грейзенизированных гранитов в процессе дифференциации гранитной магмы. Альбитизированные и грейзенизированные граниты, несущие литий-танталовое оруденение, располагаются, как правило, в купольных частях гранитных массивов. По терминологии А. А. Беуса [2], они относятся к литионит-амазонит-альбитовым

апогранитам, а их генезис трактуется как метасоматический.

На подобного рода образования указывал еще в 1931 г. А. Е. Ферсман [92], приводя в качестве примера гранитные массивы с вкрапленностью берилла, касситерита, топаза, лепидолита и др. и считая их «пегматитовым остатком», не отделившимся от гранитного массива.

О. Д. Левицким и др. [102] литионит-амазонит-альбитовые граниты Этыкинского массива рассматриваются как самостоятельная интрузивная фаза, появившаяся в результате кристаллизации магмы биотитовых гранитов. По содержанию летучих и рудных компонентов они приближаются к пегматитовым расплавам.

Для решения вопросов генезиса рассматриваемых гранитов большое значение представляло изучение вертикальных разрезов гранитных массивов, в купольных частях которых располагаются альбитизированные и грейзенизированные редкометальные граниты. Такие разрезы в пределах Северного Тянь-Шаня были изучены автором совместно с Л. Г. Фельдманом. Массивы относятся ко II фазе биотитовых гранитов верхнекаледонского гранитоидного комплекса. Благодаря высокогорному рельефу в ряде случаев они вскрыты на глубину до 500 м с сохранением кровли. Это дало возможность проследить особенности изменения петрографических, петрохимических, минералогических и геохимических характеристик гранитов от нижних горизонтов, представленных биотитовыми лейкократовыми разностями, до верхних — амазонитовых фаций, содержащих до 60% альбита, топаз, литиевую слюду (преимущественно циннвальдит), колумбит-танталит, касситерит и другие характерные для подобных образований минералы. С геохимических позиций эти разрезы были изучены автором, с петрографических и минералогических — Л. Г. Фельдманом, по результатам исследования которого ниже приводится соответствующее описание разреза. В качестве примера распределения по вертикальному разрезу редких щелочных элементов, летучих приводится Курментинский массив, являющийся II фазой Восточно-Кунгейского гранитоидного комплекса (Кунгей-Алатау). Ряд аналогичных по составу и строению массивов изучен автором в хр. Терской-Алатау. Результаты исследований совпадают с данными по детально изученному Курментинскому массиву.

В пределах вскрытой части массива можно выделить четыре зоны, связанных между собой постепенными переходами.

Породы *первой зоны*, сложенные светло-серыми лейкократовыми биотитовыми гранитами, по химическому составу близки к аляскитам. Граниты принадлежат к плюмазитовому ряду, но имеют высокое значение коэффициента агпаитности (0,88—0,90). Величина Na/K составляет около 1. Особенно

характерно повышенное содержание фтора (0,4—0,6%). Биотит представлен железисто-глиноземистой разновидью, содержащей 185 млн^{-1} лития и 0,8—0,85% фтора. Соотношение главных породообразующих минералов (альбит 32—38%, кварц 33—34%, калишпат 30—31%) составляет около 1:1:1. Характерен кислый состав первичного (альбит I) плагиоклаза (№ 0—3, редко № 8—12). Порода имеет типичную для гранитов гипидиоморфнозернистую структуру с убывающим относительным идиоморфизмом в ряде альбит I—калишпат—кварц. Четко выражены явления коррозии альбита и его замещения калишпатом. Парагенезис акцессорных минералов типичен для гранитов ильменит-магнетит-монацитового типа: магнетит, ильменит (мало), монацит, циркон, торит, флюорит. Характерным является присутствие самарскита, фергусонита и небольших количеств колумбита. В верхних частях нижней зоны начинают появляться в небольших количествах (до 3%) мелкотаблитчатый альбит II (развивающийся в основном за счет альбита I) и литиевый биотит ($1500\text{—}1900 \text{ млн}^{-1}$ лития), замещающий первичный биотит.

Выше по разрезу, в гранитах *второй зоны*, увеличивается роль натрия ($\text{Na/K } 1,05$), уменьшается количество железа, кальция, магния. Содержание альбита II достигает 5—10%, а альбита I снижается до 25—30%. Слюда представлена реликтовым литиевым биотитом (до 2300 млн^{-1} лития), по которому развивается голубовато-зеленая разновидность, содержащая до 3700 млн^{-1} лития. По составу эта слюда соответствует промежуточному члену ряда литиевый биотит—протолитионит. В гранитах второй зоны возрастает содержание колумбита (с несколько более высоким значением Ta/Nb). Появляются флюоцерит и топаз. Структура породы становится неравнозернистой вследствие развития мелкозернистого агрегата альбита II.

В гранитах *третьей зоны* наблюдается еще более интенсивное изменение состава и структуры породы. Продолжает увеличиваться роль натрия, суммарное содержание альбита возрастает до 35—40%, из которых альбит II составляет 12—15%, калишпат 24—28%, кварц 30—33%. Среди слюд преобладает протолитионит, содержащий около 5000 млн^{-1} лития и 2,46% фтора, но появляется и светло-зеленая разновидность, близкая к цинвальдиту. Топаз образует более крупные выделения (0,1—0,3 мм) и его содержание достигает 0,7—1%, кварц проявляет тенденцию к образованию округлых порфиробластов. Среди акцессорных минералов появляется бурый призматический касситерит, возрастает содержание колумбита, состав которого отвечает тантало-колумбиту.

Четвертая апикальная зона массива представлена главным образом амазонитовой фацией гранитов, содержащей до 58% альбита (до 50% альбит II генерации), 17—27% микроклина

(амазонита), 20—27% кварца, слюду и до 3% топаза. Светло-зеленая слюда содержит до 5500 млн⁻¹ лития, 2,92% фтора и является циннвальдитом. Кварц образует «горошковые» выделения, что придает характерный облик структуре гранитов верхней зоны. Снижается содержание кремнезема до 72—74% (против 76% в нижней зоне) и калия до 3,32 (против 3,78%), возрастает содержание натрия до 4,5% (против 3,6%) и глинозема до 15—16% (против 13,5%). Акцессорные минералы представлены колумбит-танталитом, черным железистым бипирамидальным касситеритом II, малаконом, бесцветным флюоритом. Содержание фтора по всему разрезу высокое (до 0,7%).

Содержание рубидия и величина K/Rb в породах (табл. 50) изменяется по разрезу от внутренних (глубинных) зон массива к апикальным. Величины этих параметров для гранитов, залегающих на наиболее глубоких уровнях, близки к значениям соответствующих параметров для второй фазы дифференциации гранитоидных комплексов. Точки нормативных составов также располагаются в поле гранитов II фазы (см. рис. 21), образуя с гранодиоритами предшествующей фазы единый гра-

Таблица 50

Среднее содержание элементов в гранитах Восточно-Кунгейского массива

Фазы, зоны	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹
I фаза—гранодиориты	2,63±0,45	2,98±0,4	23±11	130±23
II фаза—лейкократовые граниты (внутренние зоны)	3,60±0,41	3,78±0,34	43	360±75
1 зона—внутренняя	3,60±0,41	3,78±0,34	43	360±75
2 зона—промежуточная	3,70±0,23	3,52±0,17	112±60	620±53
3 зона—промежуточная	3,82±0,33	3,51±0,28	182±37	700±107
4 зона—апикальная	4,45±0,51	3,3±0,58	254±126	1400±373

Продолжение табл. 50

Фазы, зоны	Cs, млн ⁻¹	B, млн ⁻¹	F, %	K/Rb	Rb/Cs	Rb/Li	Na/K
I фаза—гранодиориты	2,5±2,5	11±6	0,15±0,06	230	52	5,6	0,88
II фаза—лейкократовые граниты (внутренние зоны)	5±4,5	18±4,2	0,43±0,20	105	72	8,4	0,95
1 зона—внутренняя	5±4,5	18±4,2	0,43±0,20	105	72	8,4	0,95
2 зона—промежуточная	17±7	16±4,5	0,48±0,09	57	36	5,5	1,05
3 зона—промежуточная	33±12	29±11	0,50	50	21	3,8	1,09
4 зона—апикальная	21±5,7	14±5	0,51±0,19	24	67	5,5	1,34

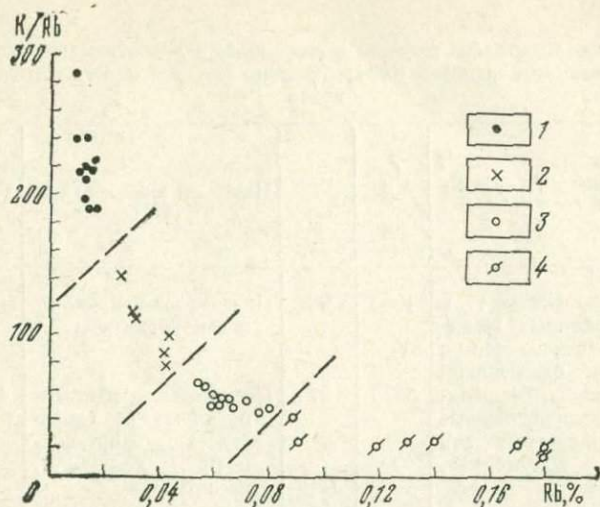


Рис. 22. График Rb—K/Rb для гранитоидных фаз и редкометалльных гранитов каледонского интрузивного комплекса хр. Кунгей-Алатау [78].

1 — I фаза (гранодиориты); 2 — II фаза (лейкократовые граниты нижних горизонтов массива); 3 — слабо метасоматически измененные лейкократовые граниты II фазы средних горизонтов массива с самарскитом, фергусонитом; 4 — альбитизированные и грейзенизированные граниты апикальных зон с колумбитом (граниты II фазы)

нитный комплекс. По мере приближения к апикальной зоне массива параметры Rb—K/Rb проходят через значения, характерные для высокотемпературных гранитных пегматитов, и в апикальных участках достигают величин, близких для редкометалльных пегматитов (рис. 22); то же характерно и для микроклина. Содержание рубидия и величина K/Rb в микроклинах первой зоны близки к значениям этих величин в микроклинах второй фазы гранитных комплексов. В микроклинах второй зоны значения этих параметров соответствуют их значениям в микроклинах из кварц-плагиоклаз-микроклиновых пегматитов, непосредственно следующих за II фазой гранитного комплекса и являющихся составной частью зонального пегматитового поля. Микроклины же апикальной зоны по значениям этих величин сопоставимы с микроклином альбитизированных пегматитов, несущих спорадическое оруденение колумбита, касситерита, из того же зонального пегматитового поля (табл. 51).

Параллельно изменению в разрезе по зонам (снизу вверх) содержания рубидия и величины K/Rb происходит смена режима щелочей, увеличение интенсивности аутометасоматических процессов, смена минеральных форм нахождения редких элементов подобно наблюдаемым явлениям в ходе пегматитового процесса.

Среднее содержание рубидия в микроклинах альбитизированных и грейзенизированных гранитов Курментинского массива и пегматитов зональных полей

Альбитизированные и грейзенизированные граниты	—1		Пегматиты зонального поля [77]	—1	
	Rb, млн	K/Rb		Rb, млн	K/Rb
Слабоальбитизированные и грейзенизированные граниты промежуточных зон с фергусонитом, самарскитом	1360	96	Плагиоклаз-микроклиновые пегматиты	1200	100
Интенсивно альбитизированные и грейзенизированные граниты апикальных зон массива с колумбитом, касситеритом	3370	37	Пегматиты альбитизированные со спорадическим оруденением колумбита, касситерита	4000	30

Таким образом, по своему положению в геологической истории эволюции гранитоидных комплексов альбитизированные и грейзенизированные граниты связана с кристаллизацией гранитов второй фазы и отвечают тому месту, которое в более глубоких комплексах занимают пегматиты. В генетическом отношении гранитные массивы, сложенные в верхних частях альбитизированными и грейзенизированными гранитами, следует рассматривать как гранитные массивы с практически не отделившимся «пегматитовым остатком» (термин А. Е. Ферсмана).

Формирование такого рода образований происходит в гипабиссальных условиях на магматическом этапе становления гранитного массива в его верхней части при экранирующей роли пород кровли и высокой активности летучих компонентов. Процесс кристаллизации расплава в магматической камере в этом случае развивается от внутренних зон к внешним, что сопровождается последовательным увеличением общей щелочности, содержания минерализаторов в незакристаллизовавшейся части расплава и, как следствие этого, снижением температуры кристаллизации каждой из последующих зон и увеличением в них концентрации редких элементов с коэффициентом распределения меньше 1.

В результате наблюдается вертикальная зональность в пределах купольных частей таких массивов. По минералого-геохимической характеристике такие зоны могут сопоставляться с определенными типами пегматитов в зональных пегматитовых полях [84]. Эта генетическая концепция формирования альбитизированных и грейзенизированных редкометалльных гранитов выдвинута и обоснована впервые автором [78].

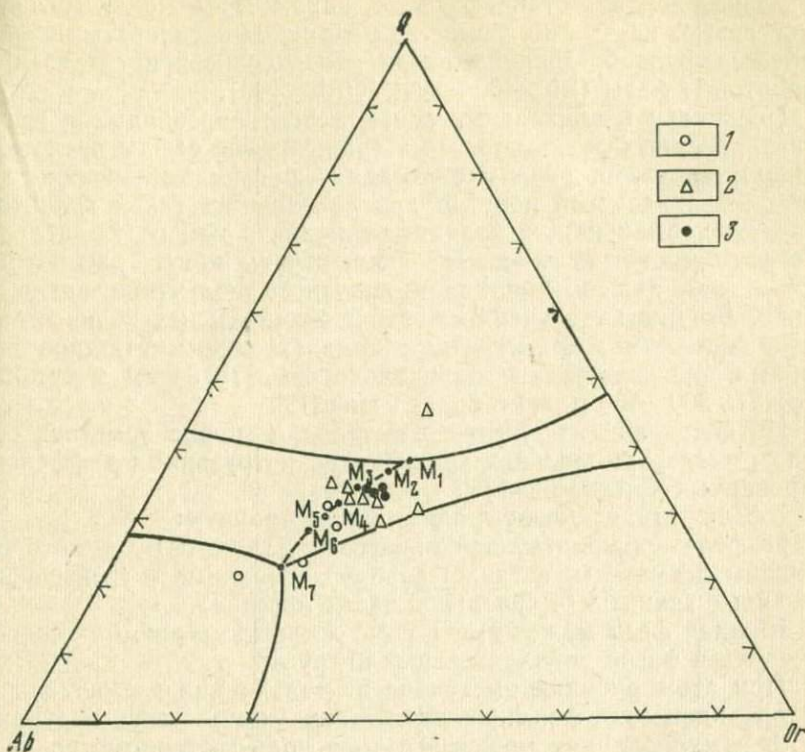


Рис. 23. Положение составов редкометалльных гранитов Сев. Тянь-Шаня на диаграмме тройной системы альбит—ортоклаз—кварц [18].
 М — котектические минимумы и эвтектические точки в системе альбит-ортоклаз—кварц, при давлениях воды от $0,5 \times 10^8$ Па (M_1) до $1 \cdot 10^9$ Па (M_7) [136]. Зоны массивов: 1 — верхние; 2 — промежуточные; 3 — нижние

Веским подтверждением магматического генезиса рассматриваемых образований явилась находка топазсодержащего кварцевого кератофира (онгонита), близкого по минеральному и химическому составу к альбит-лепидолитовым гранитам [35].

На диаграмме (рис. 23) показано положение фигуративных точек составов редкометалльных гранитов по зонам II фазы Восточно-Кунгейского массива. Еще ближе к альбитовому углу смещаются фигуративные точки альбит-лепидолитовых гранитов, т. е. составы смещаются к все более низкотемпературным минимумам и эвтектикам. Соответственно в формировании гранитоидного комплекса намечаются две последовательные линии единого процесса дифференциации гранитной магмы: 1) «гранитная линия» — дифференциация на I и II фазы (см. рис. 21) и 2) линия дифференциации остаточного («пегматитового») расплава (см. рис. 23). Оба этапа, как было

показано, хорошо отбиваются по параметрам $Rb-K/Rb$, что дает возможность по этим значениям фиксировать начало процесса рудообразования после завершения кристаллизации гранитов II фазы ($Rb > 400$ млн⁻¹, $K/Rb < 100$).

Поскольку в апикальных зонах альбитизированных и грейзенизированных редкометалльных гранитов все слюды представлены минералами ряда циннвальдит—криофиллит—лепидолит, легко извлекаемыми попутно при обогащении таких гранитов с целью добычи из них колумбит-танталита или микролита, то эти флотационные слюдяные концентраты могут рассматриваться как дешевый источник попутного получения лития и цезия. Во многих случаях слюды в значительных количествах возникают и в экзоконтактных надинтрузивных участках подобных массивов. Такие циннвальдитовые грейзены могут содержать 300—500 млн⁻¹ и более цезия [19].

На основании изложенного материала можно наметить общую схему формирования гранитоидов интрузивных дифференцированных комплексов [78]:

I фаза — гранодиориты, адамеллиты, граниты;

II фаза — (граниты, лейкократовые граниты), с которой связаны пегматиты, а также альбитизированные и грейзенизированные граниты (в купольной части массива).

Каждая фаза может иметь свою жильную серию или сопровождаться фазой дополнительных интрузий.

При этом рубидий выступает не только как элемент-индикатор процесса формирования таких комплексов. Величина K/Rb в микроклинах может играть и роль геотермометра рассматриваемого процесса, поскольку: 1) различные гранитоидные комплексы характеризуются близкими начальными содержаниями рубидия и величиной K/Rb ; 2) минералом-носителем рубидия является калишпат; 3) отмеченные этапы формирования комплекса относятся к собственно магматической стадии. В этих случаях, очевидно, коэффициент распределения рубидия по микроклинам из каждой фазы, из зон вертикального разреза «редкометалльных гранитов» и из разных типов пегматитов зависит главным образом от температуры.

А. И. Гинзбург и Л. Г. Фельдман [18] приводят следующие температуры по зонам Курментинского массива: I зона 660°С; IV зона (апикальная) 600°С.

Эти результаты близки к данным В. И. Коваленко [35] (интервал кристаллизации литий-фтористых гранитов 650—550°С).

Л. Ш. Базаров и др. [4] на основании результатов гомогенизации газовой-жидких включений в кварце, а также использования геотермометра Барта приводят соответственно следующие интервалы температур кристаллизации:

1) исходные биотитовые граниты 800—1020°С (по Т. Барту 770°С);

- 2) протолитионит-микроклин-альбитовые апограниты 710—800°С (по Т. Барту 650—660°С);
- 3) циннвальдит-амазонит-альбитовые апограниты 640—710°С (по Т. Барту 560—570°С);
- 4) циннвальдит-альбит-амазонитовые апограниты 410—620°С (по Т. Барту 480°С);
- 5) циннвальдит (криофиллит)-амазонит-альбитовые апограниты 400—520°С (по Т. Барту 380°С).

Приведенные температурные интервалы формирования редкометальных гранитов близки к температурным интервалам развития пегматитового процесса [29, 92, 128].

По экспериментальным данным температура начала плавления кварц-полевошпатового гранитного пегматита при $1,5\text{--}2 \cdot 10^8$ Па составляет 610—620°С, при $0,8 \cdot 10^8$ Па — 650°С [148].

Для сподуменовых пегматитов ($\sim 2\%$ Li_2O) при $2 \cdot 10^8$ Па образование гомогенного расплава происходит при температуре выше 625°С [141], которая может рассматриваться как температура ликвидуса (начала кристаллизации). Температура начала плавления образцов литий-фторсодержащего пегматита ($\sim 0,6\%$ Li_2O и $0,6\%$ F) при $0,5 \cdot 10^8$ Па составляет $595 \pm 5^\circ\text{C}$; $1 \cdot 10^8$ Па — $565 \pm 5^\circ\text{C}$; $2 \cdot 10^8$ Па — $555 \pm 5^\circ\text{C}$. Температура ликвидуса соответственно равна $850 \pm 10^\circ\text{C}$; $750 \pm 10^\circ\text{C}$; $675 \pm 10^\circ\text{C}$ [128].

Как показали экспериментальные исследования, присутствие дополнительных минерализаторов сильнее снижает температуру солидуса системы, чем ликвидуса, что приводит к увеличению температурного интервала кристаллизации расплава.

Используя эти и другие данные, а также результаты изучения распределения рубидия и изменения величины K/Rb в породах и микроклинах различных этапов формирования дифференцированных интрузивных гранитоидных комплексов, можно графически наметить примерный характер изменения величины K/Rb в микроклинах таких комплексов в зависимости от температуры (рис. 24). Очевидно эта зависимость может быть уточнена как экспериментальными данными, так и соответствующими специальными исследованиями одновременно величины K/Rb в микроклинах и температуры образования пород по существующим геотермометрам. В данном случае, исходя из вышеотмеченных предпосылок, подчеркивается возможность использования параметра K/Rb в микроклинах рассматриваемых ком-

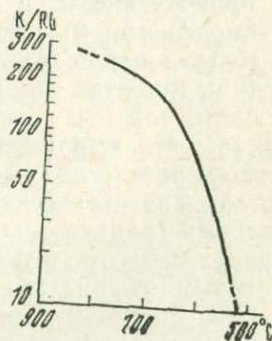


Рис. 24. Примерный характер изменения величины отношения K/Rb в микроклинах от температуры в процессе формирования дифференцированных гранитоидных комплексов

плексов в качестве геотермометра процесса. При этом для гранитов с содержанием слюды не выше 3—5% приблизительная оценка температуры кристаллизации может быть дана и по величине K/Rb в породе (так как основная масса калия и рубидия связана с калишпатом).

Используя эти данные, можно заключить, что более низкие температуры кристаллизации характерны для заключительных фаз тех гранитоидных комплексов, с которыми связаны редкометальные пегматиты или редкометальные граниты. Это и понятно, если учесть, что температура кристаллизации будет определяться количеством минерализаторов (газово-водной фазы), которые играют решающую роль в последующем процессе рудообразования.

ГЕОХИМИЯ ЛИТИЯ, РУБИДИЯ, ЦЕЗИЯ В АНАТЕКТИЧЕСКИХ ГРАНИТАХ

Геолого-петрографическая характеристика. Геохимия редких щелочных элементов в анатектических гранитах рассматривается на оригинальном материале по Сысертскому гранит-гнейсовому комплексу, Исетскому массиву Урала [82, 83] и литературным данным по метаморфическим комплексам Северо-Западного Адирондака [152], Палмер, Южная Австралия [151], Мамы [99], Бирюсы [20], Енисейского края [31]; Карелии [69], Кольского п-ова [66] и Восточного Забайкалья [71].

Во всех перечисленных работах выполнены исследования по геохимии редких щелочных элементов.

Возраст анатектических гранитов, связанных с этими комплексами, Ag—Pz.

Общими чертами рассматриваемых гранитов являются: 1) приуроченность к амфиболитовой и гранулитовой фациям метаморфизма; 2) зависимость состава гранитов и пегматитов от состава пород, за счет которых они развиваются; 3) образование гранитов как с постепенным переходом к материнским породам, так и с перемещением гранитного расплава в пространстве, что выражается в пересечении гнейсов, кристаллических сланцев жилами гранитов и пегматитов; 4) изменение состава анатектических гранитов от гранодиоритов до лейкократовых гранитов, пегматитов — от плагиоклазовых до микроклиновых; 5) отсутствие связи пегматитов с какими-либо определенными гранитами (Соколов, 1970 г.).

Подготовка (гранитизация) субстрата к плавлению (анатексису) может, видимо, идти как путем метаморфической дифференциации, так и в какой-то мере с привнесением отдельных компонентов (особенно калия) из внешнего источника, возможно из мантии (особенно для раннего докембрия). Такие элементы, как Mg, Mn, Fe, Ca, Ti, выносятся в процессе грани-

тизации. При этом некоторые авторы считают, что хотя мигматизация и базификация являются сопряженными процессами, однако их не следует рассматривать как простую дифференциацию исходного материала.

На диаграмме $Ab-Or-Q$ нанесены точки нормативных составов кристаллических сланцев, гнейсов и гранитов (рис. 25). В отличие от гранитов интрузивных дифференцированных комплексов составы анатектических гранитов отклоняются от котектических. Составы лейкоратовых разностей анатектических гранитов могут быть близкими к эвтектоидным составам гранитов интрузивных дифференцированных комплексов, что лишнее раз подчеркивает трудность их различия, особенно когда анатектические граниты «отжаты» из области своего зарождения в более высокие структурные горизонты.

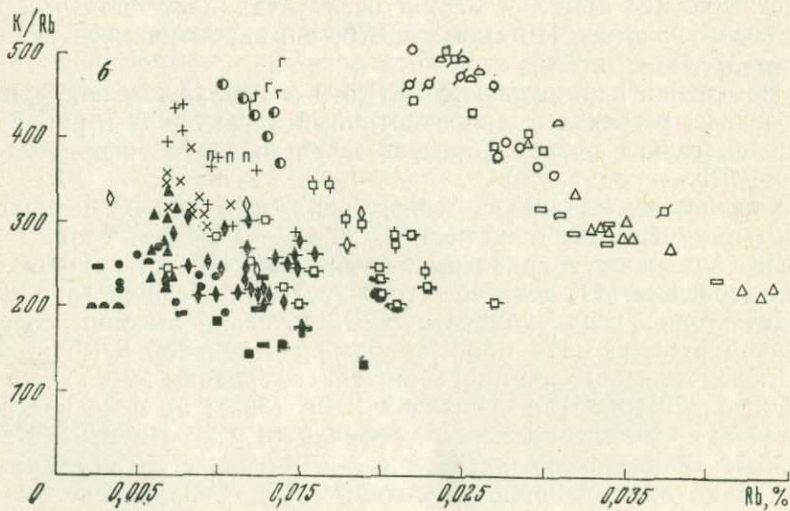
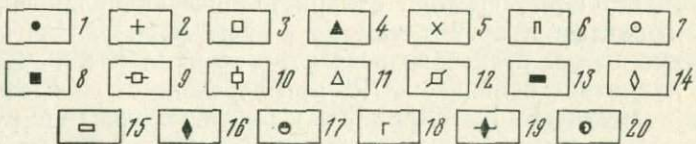
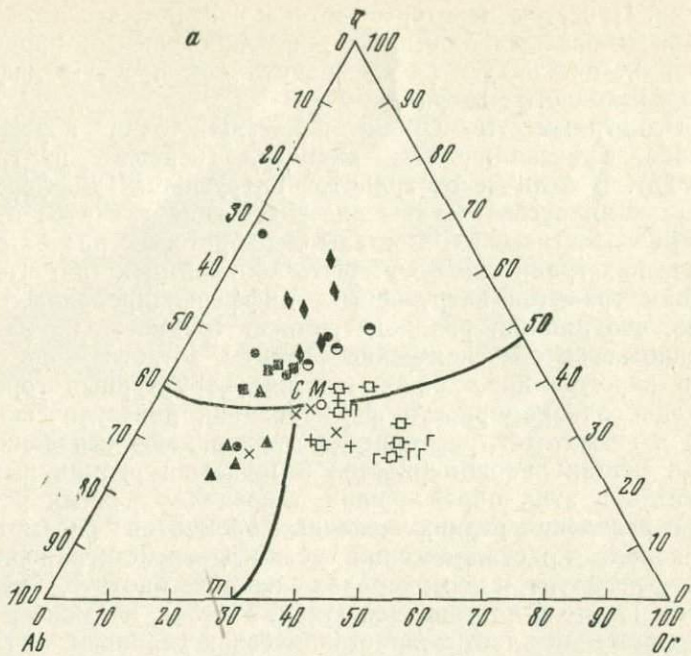
Общие закономерности формирования анатектических гранитов и пегматитов различных регионов дают основание ожидать и общих закономерностей в геохимии редких щелочных элементов в этих образованиях в пределах разных регионов.

Распределение редких щелочных элементов рассмотрено в ряду пород: кристаллический сланец—гнейс—гранодиорит—гранит—пегматит и в минералах из них: биотите, калиевом полевошпате и плагиоклазе (табл. 52—54), а также в кварц-полевошпатовой части кристаллических сланцев и гнейсов.

Рубидий. При переходе от кристаллических сланцев, гнейсов к гранитам и пегматитам на общем фоне увеличения содержания калия резко возрастает величина K/Rb . Впервые такое изменение величины K/Rb при переходе от гнейсов к гранитам подметил К. К. Жаров [31]. Среднее содержание рубидия в кристаллических сланцах, гнейсах составляет 98 млн^{-1} при величине K/Rb 215; в лейкоратовых разностях гранитов соответственно 124 млн^{-1} и 378; в пегматитах плагиоклаз-микроклинового состава 120 млн^{-1} и 330; в микроклинах из пегматитов 317 млн^{-1} и 332.

Изменения параметров Rb , K/Rb в метаморфических сериях различных регионов имеют однотипный характер (см. рис. 25). Каждая группа пород образует свое «поле» в координатах $Rb-K/Rb$.

Сравнительный анализ содержания рубидия и величины K/Rb в минералах, слагающих кристаллические сланцы и гнейсы, а также в гранитных жилах из этих же комплексов (см. табл. 52—54), показал, что в пределах графика (рис. 26) выделяются: 1) поле биотита с относительно высоким содержанием рубидия (474 млн^{-1}) и низкой величиной K/Rb (156); 2) поле калиевого полевошпата со средним содержанием рубидия 373 млн^{-1} и величиной K/Rb (325); 3) поле плагиоклаза со средним содержанием рубидия (9 млн^{-1}) и K/Rb (378); 4) поле кварц-полевошпатовой части, имеющее среднее значение содержания рубидия и величины K/Rb , совпадающие с ана-



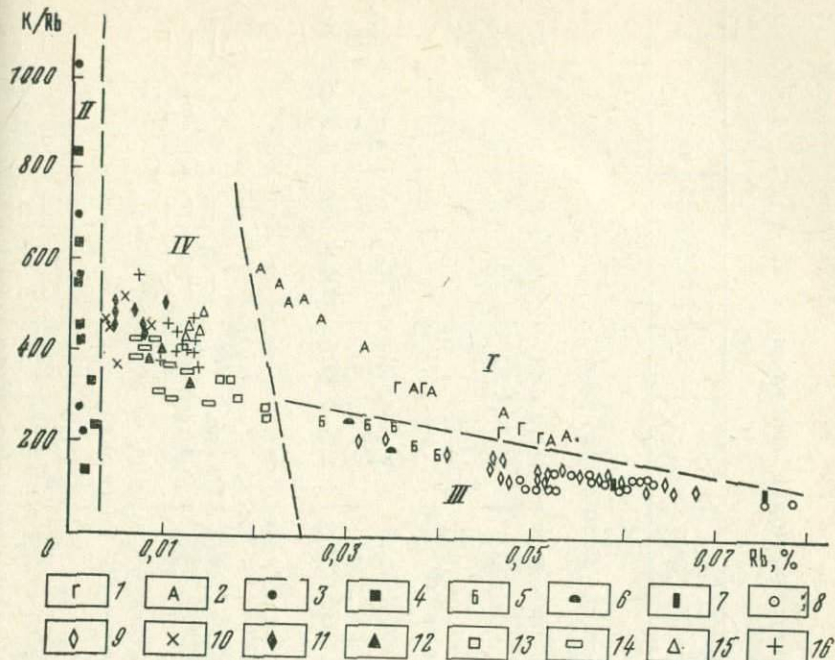


Рис. 26. График Rb—K/Rb для гранитных жил метаморфических комплексов и минералов кристаллических сланцев и гнейсов [79].

Кристаллические сланцы и гнейсы. I — поле калиевых полевых шпатов; 1 — гранулитовая фация; 2 — амфиболитовая фация; II — поле плагноклазов; 3 — гранулитовая фация; 4 — амфиболитовая фация; III — поле биотитов; 5 — Сысертский метаморфический комплекс; 6 — Исетский массив; 7 — метаморфический комплекс Палмер; 8 — амфиболитовая фация (Северо-Западный Адирондак); 9 — гранулитовая фация (Северо-Западный Адирондак); IV — поле кварц-полевошпатовой части; 10 — амфиболитовая фация (Северо-Западный Адирондак); 11 — гранулитовая фация (Северо-Западный Адирондак). Гранитные жилы (поле IV): 12—13 — массивы (12 — Исетский, 13 — Таракский); 14—16 — метаморфические комплексы (14 — сысертский, 15 — Палмер, 16 — Северо-Западный Адирондак)

логичными значениями этих параметров для анатактических жильных гранитов и пегматитов.

Анализ этих данных показывает, что анатактические расплавы (особенно лейкократовые, пегматитовые) формируются главным образом за счет кварц-полевошпатовой части высокометаморфизованных пород.

В случае полного переплавления исходных пород (или пере-

Рис. 25. Диаграмма нормативного состава (а) и график Rb—K/Rb (б) пород метаморфических комплексов.

Сысертский метаморфический комплекс (Урал): 1 — кристаллические сланцы, гнейсы; 2 — лейкократовые граниты; 3 — микроклины из пегматитов; Исетский массив (Урал): 4 — гранодиориты; 5 — граниты; 6 — пегматиты; 7 — микроклины из пегматитов; Таракский массив (Енисейский край): 8 — гнейсы; 9 — граниты; 10 — лейкократовые граниты; 11 — микроклины из пегматитов; бирюсинские пегматиты; 12 — микроклины; Мамский метаморфический комплекс; 13 — гнейсы; 14 — пегматиты; 15 — микроклины из пегматитов; метаморфический комплекс Палмер (Южная Австралия); 16 — кварц-полевошпатовые сланцы, гнейсы; 17 — мигматиты; 18 — граниты; метаморфический комплекс Северо-Западного Адирондака; 19 — парагнейсы; 20 — гранитные жилы

Содержание элементов в породах метаморфических комплексов

Порода	Число проб	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs	Rb/Li	F, %
Сысертский метаморфический комплекс (Урал)											
Кристаллический сланец	2	2,25	1,67	17	67	1,5	249	11000	45	3,9	0,47
Гнейс, гранито-гнейс	9	3,39	1,57	24	70	2,1	227	7500	33	2,9	0,60
Гранит лейкократовый	9	3,08	3,52	10	98	0,7	366	46000	140	9,8	0,025
Исетский массив (Урал)											
Гранодиорит	9	3,36	1,88	18	67	1,3	278	14400	51	3,7	0,054
Гранит	4	3,60	2,88	14	91	0,8	307	36000	113	6,5	0,02
Пегматит	2	2,02	4,13	14	110	1,2	376	34000	92	7,9	He опр.
Таракский массив (Енисейский край)											
Гнейс	3	2,30	1,90	23	140	He опр.	150	—	—	6,1	—
Гранит	13	2,20	3,80	14	160	»	240	—	—	11,4	—
Лейкократовый гранит	6	1,90	5,60	4	190	»	300	—	—	47,5	—
Мамский метаморфический комплекс											
Гнейс	6	1,64	1,77	He опр.	79	He опр.	224	—	—	—	—
Пегматит	He опр.	3,83	29	130	»	295	—	—	—	4,5	—

Метаморфический комплекс Сев. Карелии

Амфиболит	3	»	0,64	30	32	Не опр.	200	—	—	1,1	—
Гнейс	12	«	0,61	26	65	»	235	—	—	2,5	—

Метаморфический комплекс Кейвской серии (Кольский п-ов)

Кристаллический сланец	20	0,80	2,00	33	140	Не опр.	140	—	—	4,2	—
Плаггиогнейс	15	2,00	2,10	15	130	»	160	—	—	8,7	—
Гнейс	15	2,40	2,60	20	130	»	200	—	—	6,5	—
Гранито-гнейс	20	2,10	2,90	12	130	»	220	—	—	10,8	—
Пегматоидные жилы в гранито-гнейсах	5	0,50	4,50	2	150	»	290	—	—	75,0	—
Гранитоиды Мурманского блока	10	2,20	3,40	15	110	»	300	—	—	7,3	—

Метаморфический комплекс Палмер (Юж. Австралия)

Кварц-полевошпатовый сланец	6	2,21	2,51	9,5	95	<2	254	—	—	10	—
Магматит	3	1,96	3,50	9,5	155	<2	226	—	—	16,3	—
Гранитные жилы в мигматитах	4	2,11	6,04	3,2	133	Нет	454	—	—	41,6	—

Метаморфический комплекс (Северо-Западный Адирондак)

Амфиболитовая фация

Парагнейс	20	Не опр.	2,82	Не опр.	123	Не опр.	231	—	—	—	—
Гранито-гнейс	9	»	3,45	»	130	»	271	—	—	—	—
Гранитные жилы	6	»	5,23	»	123	»	431	—	—	—	—

Гранулитовая фация

Парагнейс	22	»	3,07	Не опр.	100	»	307	—	—	—	—
Гранитные жилы	5	»	4,80	»	110	»	436	—	—	—	—

Содержание элементов в калиевых полевых шпатах метаморфических комплексов

Порода	Число проб	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	K/Rb
Сысертский метаморфический комплекс (Урал)							
Жильный лейкократовый гранит	4	0,91	11,19	Не опр.	163	Не опр.	685
Микроклиновый пегматит с биотитом	6	1,30	11,12	<3	247	<2	455
Исетский массив (Урал)							
Жильный лейкократовый гранит	1	0,72	13,10	Не опр.	275	Не опр.	476
Микроклиновый пегматит с биотитом	5	1,28	10,52	<3	276	<2	382
Таракский массив (Енисейский край)							
Микроклин из порфиробластов гранитов	11	1,47	9,98	1	360	<20	276
Микроклин из пегматоидных обособлений в гранитах	13	1,60	9,90	Не опр.	380	Не опр.	270
Мамский метаморфический комплекс							
Плагиоклазовый пегматит	8	1,34	9,97	12	340	»	291
Микроклин-плагиоклазовый пегматит	8	1,43	9,24	7	340	»	273
Плагиоклаз-микроклиновый пегматит	8	1,75	9,58	6	410	»	233
Микроклиновый пегматит	8	1,47	9,42	5	300	»	314
Микроклин из блоково-графической зоны пегматитов	8	1,45	9,05	9	320	»	283
Микроклин из зоны кварц-мусковитового замещения	15	1,33	9,18	17	310	»	296
Бирюсинские мусковитовые пегматиты							
Микроклин I генерации	—	1,40	12,20	5	250	3	488
Микроклин II генерации	—	1,30	11,90	4	375	3	318
Микроклин III—IV генерации	—	0,90	12,80	5	513	3	223
Метаморфический комплекс Сев. Карелии							
Плагиоклаз-мусковитовый пегматит (жила Тэдино № 27)	7	Не опр.	12,50	3	500	Не опр.	250
Плагиоклаз-микроклиновый пегматит (жила Хэто-Ламбина, № 129)	16	»	11,70	6	250	»	470
Метаморфический комплекс Палмер (Юж. Австралия)							
Мигматит	4	0,93	11,86	Не опр.	240	Не опр.	494

Содержание элементов в биотитах метаморфических комплексов

Порода	Число проб	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	K/Na	K/Rb	Rb/Cs
Сысертский метаморфический комплекс (Урал)									
Биотит-гранатовый сланец	2	0,25	7,00	115	270	11	28	259	25
Гранито-гнейс	3	0,118	7,62	165	360	12	65	212	30
Жильный лейкократовый гранит	1	0,195	7,76	240	540	20	40	143	27
Пегматит	2	0,15	8,00	150	720	18	53	111	40
Исетский массив (Урал)									
Гранодиорит	3	0,17	8,08	130	330	7,4	47	245	45
Гранит	1	0,13	7,75	185	400	11	60	194	36
Пегматит	6	0,085	7,91	300	520	22	93	152	24
Мамский метаморфический комплекс									
Метаморфические породы	4	0,23	7,12	340	420	He опр.	31	170	
Плагиоклазовый пегматит	8	0,13	7,55	420	560	26	58	135	22
Пегматиты микроклиновый и смешанного состава	16	0,14	7,10	470	700	59	54	108	12
Бирюсинские мусковитовые пегматиты									
Плагиоклазовый пегматит	—	0,13	7,70	540	595	41	59	129	15
Существенно микроклиновый пегматит	—	0,12	8,50	220	765	4	71	111	190
Метасоматический комплекс Сев. Карелии									
Пегматит (жила Хэто-Ламбина № 129)	13	He опр.	He опр.	280	290	He опр.	He опр.	340	—
Метаморфический комплекс Палмер (Юж. Австралия)									
Кварц-полевошпатовый сланец	2	0,16	7,82	He опр.	675	He опр.	49	117	—
Мигматит	3	0,15	8,10	»	641	»	54	125	—
Метаморфический комплекс (Северо-Западный Адирондак)									
Парагнейс амфиболитовой фации	20	He опр.	7,43	He опр.	600	He опр.	He опр.	123	—
Парагнейс гранулитовой фации	22	»	7,35	»	521	»	»	142	—

кристаллизации при «субмагматических» температурах) граниты будут иметь более основной состав и характеризоваться содержанием рубидия и величиной K/Rb , близкой к исходной породе (например, гранодиориты Исетского массива, [82]).

Детальное исследование распределения редких щелочных элементов в процессе гранитизации биотит-амфибол-плагиоклазовых сланцев дано в работе [71]. Согласно И. С. Седовой, гранитизация сначала проявляется образованием в сланцах порфиробласт и линзовидных сегрегаций калиевого полевого шпата, вокруг которых минералы перекристаллизовываются с укрупнением зернистости, но почти без изменения состава. В результате образуются очковые гранодиорито-гнейсы. По мере развития порфиробласт увеличивается число перекристаллизованных участков и уменьшается количество биотита и амфибола, затем последний полностью исчезает. В итоге образуются полосчатые биотитовые гранито-гнейсы, в которых еще сохраняются реликты субстрата и, наконец, возникают мелкие тела однородных гранитов с резкими, иногда секущими контактами. Пробы на анализ отбирались из участков, где непосредственно установлены все переходы до мобильных гранитов (табл. 55).

От кристаллических сланцев к гранитам наблюдается последовательное увеличение содержания калия от 2,64% до 4,59%, в то же время содержание рубидия снижается от кристаллических сланцев (149 млн^{-1}) к гранитизированным их разностям (104 млн^{-1}) и гранито-гнейсам (108 млн^{-1}). В гранитах содержание рубидия также остается ниже (120 млн^{-1}), чем в кристаллических сланцах. Величина K/Rb возрастает последовательно от кристаллических сланцев (177) к гранитам (383). На фоне такого распределения рубидия и возрастания величины K/Rb от кристаллических сланцев к гранитам парадоксальным, на первый взгляд, выглядит последовательное увеличение содержания рубидия и снижение величины K/Rb в микроклине и биотите из пород того же ряда. Наблюдаемый характер распределения рубидия связан с тем, что в рассматриваемом ряду пород уменьшается количество биотита — минерала-концентратора рубидия и возрастает количество калиевого полевого шпата — минерала-концентратора калия. Новообразованный калиевый полевой шпат в значительной степени появляется за счет биотита, весь калий которого переходит в калишпат (КПШ). Освобождающийся из биотита рубидий перераспределяется между калишпатом и остающимся биотитом (Б) с практически одним и тем же коэффициентом сокращения — $K_D = (K/Rb)_{\text{КПШ}} : (K/Rb)_{\text{Б}}$ в гранитизированных сланцах (3,6), гранито-гнейсах (3,8) и гранитах (3,8). Часть рубидия при этом выносится в зоны базификации вместе с Fe, Mg, Ca, Ti. В результате величина K/Rb возрастает от кристаллических сланцев к гранитам.

Изменение содержания щелочных элементов в процессе гранитизации биотит-амфибол-плагиоклазовых сланцев [71]

Анализ	Порода	Число проб	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹
Вала пробы	Кристаллический сланец	8	3,39±0,56	2,64±0,45	30,3±7,8	149±35
	То же, гранитизированный	8	3,70±0,35	3,57±0,62	16,9±4,9	104±20
	Гранито-гнейс	8	3,22±0,32	4,00±0,38	11,8±2,9	108±11
	Гранит	7	3,25±0,32	4,59±0,49	8,4±3,2	120±19
Калишпата*	Кристаллический сланец гранитизированный	11	1,45±0,22	11,0±0,67	2,6±1,1	225±2,7
	Гранито-гнейс	9	1,37±0,21	11,4±0,41	3,5±1,0	264±17
	Гранит	6	1,36±0,33	11,7±0,42	2,9±1,2	307±46
Биотита	Кристаллический сланец	8	0,18±0,037	7,45±0,15	121±25	563±66
	То же, гранитизированный	10	0,12±0,019	7,90±0,33	147±23	582±75
	Гранито-гнейс	9	0,10±0,017	7,56±0,43	198±35	675±81
	Гранит	5	0,095±0,014	7,16±0,93	192±49	661±85

Продолжение табл. 55

Анализ	Порода	Число проб	Cs, млн ⁻¹	K/Rb**	K/Cs**	Rb/Cs**	Rb/Li**	R/Na**
Вала пробы	Кристаллический сланец	8	3,4±1,65	177	7 800	44	4,9	—
	То же, гранитизированный	8	2,9±1,58	344	12 300	36	6,2	—
	Гранито-гнейс	8	1,1±0,34	370	36 300	98	9,1	—
	Гранит	7	1,27±0,50	383	36 200	94	14,3	—
Калишпата*	Кристаллический сланец гранитизированный	11	1,0±0,28	489	110000	225	86	—
	Гранито-гнейс	9	1,25±0,37	433	91000	211	75	—
	Гранит	6	2±0,85	381	58000	153	106	—
Биотита	Кристаллический сланец	8	13,6±4,3	132	5500	41	4,6	41
	То же, гранитизированный	10	16,2±4,7	135	4900	36	4,0	66
	Гранито-гнейс	9	20,9±7,3	112	3600	32	3,4	76
	Гранит	5	20,7±9,9	108	3400	32	3,4	76

* В кристаллических сланцах калишпата отсутствует.

** Расчеты автора.

При развитии процесса гранитизации по породам основного состава содержание биотита может увеличиваться, что сопровождается и увеличением в породах рубидия. Однако K_D остается и здесь сколь же высоким, что обуславливает большую величину K/Rb в кварц-полевошпатовой части гнейсов и соответственно в формирующихся за счет нее анатектических гранитах и пегматитах.

В процессе гранитизации допускается дополнительный принос калия из внешнего источника (мантия, базальтовый слой). В связи с этим следует отметить, что величина K/Rb в эманациях при дегазации мантии вероятнее всего отвечает величине этого параметра в самих породах верхней мантии и является высокой (около 300) и соизмеримой с величиной K/Rb в анатектических гранитах и пегматитах.

Цезий и литий. Анатектические граниты (особенно лейкократовые) в 2—3 раза обеднены цезием по сравнению с исходными кристаллическими сланцами. Содержание цезия в таких гранитах составляет 0,8—1,5 млн⁻¹. Величина K/Cs увеличивается в гранитах в 3—5 раз относительно исходных пород, а величина Rb/Cs возрастает до 100 и выше по сравнению с 40—50 в исходных породах.

В калиевом полевошпате и биотите в процессе гранитизации биотит-амфибол-плагиоклазовых сланцев содержание цезия возрастает, а величина Rb/Cs снижается к гранитам (см. табл. 55). Величина коэффициента сокристаллизации для цезия и калия между биотитом и калиевым полевым шпатом во много раз выше, чем для рубидия, и в рассматриваемом ряду пород равна в среднем 21 (для рубидия 3,5). По существу весь цезий сосредоточивается в биотите. По мере уменьшения в процессе гранитизации содержания биотита цезий в значительной степени выносится, а появляющиеся на конечных этапах этого процесса анатектические граниты резко обедняются цезием.

То же происходит и с литием, для которого биотит является в рассматриваемом ряду пород главным минералом концентратором и носителем. В кварц-полевошпатовую часть литий практически не входит. Содержание его в анатектических гранитах низкое и составляет 3—15 млн⁻¹.

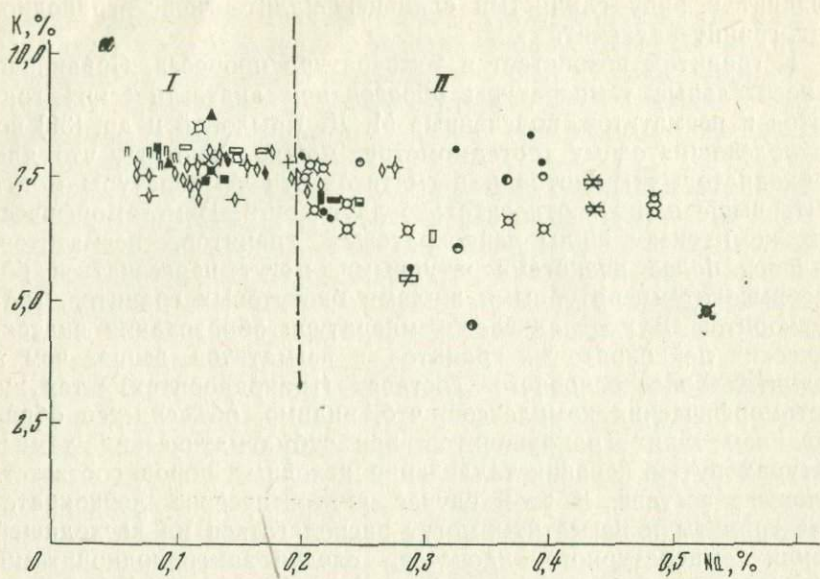
СРАВНЕНИЕ ГРАНИТОВ ИНТРУЗИВНЫХ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ С АНАТЕКТИЧЕСКИМИ ГРАНИТАМИ

В работе, посвященной метаморфизму и гранитизации архея Восточной Сибири, Н. В. Фролова [94] отмечает, что наиболее равновесной и устойчивой твердой системой является аляскит. Все метаморфизующиеся породы стремятся приблизиться к составу аляскита. Мигматиты, гранодиориты, граниты

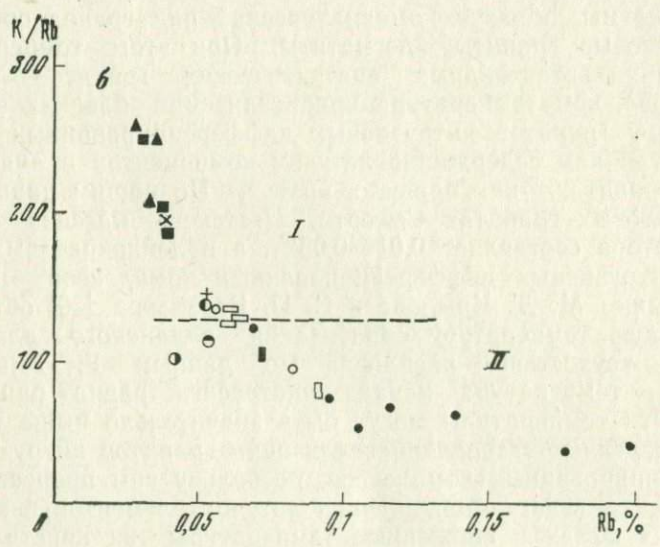
рассматривались этим исследователем как «недоразвившийся» аляскит в ряду глинистый сланец→филлит→гнейс→гранодиорит, гранит→аляскит.

К гранитам возрастает и температура процесса. Сравнивая относительные температуры образования анатектических гранитов и пегматитов, полученные М. Д. Крыловой и др. [39] по двуполевошпатовому геотермометру, можно отметить, что для лейкократовых гранитов и пегматитов эти температуры могут быть выше и ниже относительно друг друга. В метаморфических комплексах жилы лейкократовых гранитов, пегматитов, являясь более низкотемпературными, могут пересекаться более высокотемпературными жилами биотитовых гранитов, гранодиоритов. В ряде случаев температура образования анатектических лейкократовых гранитов и пегматитов выше, чем в гранитах более основного состава (гранодиоритах) тех же метаморфических комплексов, что, видимо, объясняется образованием таких гранодиоритов при субмагматических температурах путем перекристаллизации исходных пород соответствующего состава. В этом случае анатектические лейкократовые граниты и пегматиты могут располагаться на восходящей линии температурного процесса, следуя за гранодиоритами, образованными в процессе перекристаллизации без прохождения исходными породами стадии переплавления. Примером такого случая могут служить гранодиориты Исетского массива, рассекаемые лейкократовыми гранитами и пегматитами [82].

Лейкократовые граниты и пегматиты интрузивных дифференцированных комплексов однозначно располагаются на нисходящей температурной ветви процесса дифференциации гранитной магмы, образуя комагматический ряд гранодиориты—лейкократовые граниты—пегматиты. При этом температура образования эвтектоидных анатектических гранитов может быть выше, чем температура кристаллизации близких к ним по составу гранитов интрузивных дифференцированных комплексов, так как содержание летучих компонентов в анатектических гранитах, как правило, низкое. По нашим данным, в лейкократовых гранитах Сысерти, Исетского массива содержание фтора составляет 0,01—0,05%, а в лейкократовых гранитах интрузивных дифференцированных комплексов—на порядок выше. М. Д. Крылова и С. П. Васильева [39] объясняют высокую температуру образования алданского аляскита (830°С) «сухостью» расплава. По данным Г. Винклера (1969 г.), температура начала анатексиса равна примерно 640°С. Эти температуры могут быть значительно выше температур последних этапов кристаллизации гранитов интрузивных дифференцированных комплексов, поскольку сам процесс дифференциации ведет к накоплению летучих элементов в заключительных фазах и снижению температуры их кристаллизации.



- | | | | | | | | |
|------|------|------|------|------|------|------|------|
| ■ 1 | + 2 | □ 3 | ▲ 4 | × 5 | ∩ 6 | — 7 | ⊕ 8 |
| ◇ 9 | ⬇ 10 | ▭ 11 | ⊗ 12 | ○ 13 | ● 14 | ⊖ 15 | ⦿ 16 |
| ▣ 17 | □ 18 | ⦿ 19 | ⦿ 20 | ⊗ 21 | ⊗ 22 | | |



Результаты определения по биотитам (К-Аг методом) абсолютного возраста пород гранитоидного состава, возникающих в пределах единого метаморфического комплекса, показали, что в них не наблюдается та определенная возрастная последовательность формирования, которая устанавливается в ряду пород гранодиориты — лейкократовые граниты — пегматиты интрузивных дифференцированных комплексов.

Сравнение диаграмм $Ab-Or-Q$ (см. рис. 21 и 25) показывает, что фигуративные точки состава гранитов интрузивных дифференцированных комплексов на диаграмме согласуются с изменением состава в системе $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$ по мере снижения температуры. Фигуративные точки составов анатектических гранитов отклоняются от котектических. Такие же отличия составов установлены между гранитами Палмер и анатектическими гранитами вмещающего метаморфического комплекса [150]. При этом граниты Палмер по геохимической характеристике (в том числе по редким щелочным элементам) отвечают гранитам интрузивных дифференцированных комплексов, что вместе с данными по изотопному отношению Sr^{87}/Sr^{86} резко отличает их от анатектических гранитов гранито-гнейсового комплекса.

Исследования Т. Барта показали, что состав некоторых гранитов и гнейсо-гранитов Норвегии настолько пестр, что нет никакой связи между ним и составом «гранитного минимума». Такие граниты и гнейсо-граниты, по мнению Т. Барта, возникли не в результате кристаллизации остаточных расплавов. К этой группе относятся граниты глубоких континентальных зон, где происходили явления гранитизации [108].

Две группы гранитов отличаются также по содержанию натрия и калия в биотитах из них. На графике (рис. 27) выделяется поле биотитов анатектических гранитов с низким содержанием натрия и высоким значением K/Na по сравнению с биотитами из гранитов дифференцированных комплексов. То же наблюдается для биотитов и на графике $Rb-K/Rb$ (см. рис. 27).

Рассматриваемые две группы гранитоидов резко отличаются по геохимии редких щелочных элементов. Особенно наг-

Рис. 27. Графики $K-Na$ (а) и $Rb-K/Rb$ (б) для биотитов метаморфических комплексов и дифференцированных гранитов комплексов.

1 — метаморфические комплексы, 11 — дифференцированные гранитные комплексы. Сысертский комплекс: 1 — гнейсы; 2 — лейкократовые граниты; 3 — пегматиты; Исетский массив: 4 — гранодиориты; 5 — граниты; 6 — пегматиты; Мамский комплекс: 7 — гнейсы; 8 — пегматиты влагноклазовые; 9 — пегматиты микроклиновые; комплекс Палмер: 10 — кварц-полевощапчатые сланцы; 11 — мигматиты; 12 — бирюсинские мусковитовые пегматиты. Палеозойские гранитоидные массивы Урала: 13 — граниты I фазы; 14 — граниты II фазы; 15 — пегматиты; палеозойский гранитоидный комплекс Забайкалья: 16 — фация газимурских диоритов; 17 — фация верхнеурдинских гранитоидов; 18 — фация лейкократовых гранитов; 19 — фация кудиканских гранитов; 20 — фация мелко- и среднетермистых гранитов дополнительных интрузий; Западно- и Восточно-Иультинский интрузив (Mz): 21 — гранодиориты и граниты; 22 — шпировые пегматиты в гранитах

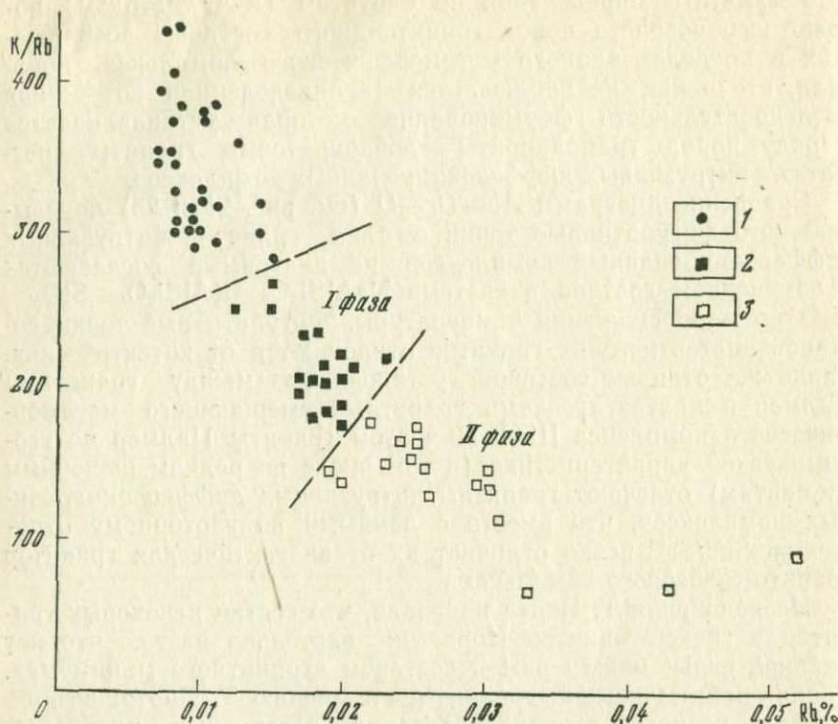


Рис. 28. График Rb—K/Rb для гранитоидов Среднего и Южного Урала. 1 — анатектические граниты; 2—3 — гранитоиды дифференцированных комплексов (2 — I фаза, 3 — II фаза)

лядно это при сравнении анатектических гранитов и гранитов интрузивных дифференцированных комплексов в пределах одного региона. Такие сопоставления выполнены автором для верхнепалеозойских гранитоидов Урала (рис. 28, 29). Содержание редких элементов в лейкократовых разностях анатектических гранитов (массивы: Верх. Исетский, Шарташский, Сысертский), близких петрохимически к гранитам заключительной фазы интрузивных дифференцированных комплексов, ниже содержаний этих элементов даже в начальной фазе дифференцированного комплекса (массивы: Шиловско-Коневский, Санарский, Джабык-Карагайский, Мурзинско-Адуйский).

Особенно резко обеднены анатектические граниты литием, цезием. Для них характерны большие величины K/Cs, Rb/Cs. Сравнение содержания редких щелочных элементов и величин K/Rb, Rb/Cs в биотитах и калиевых полевых шпатах двух групп гранитов Урала также показывает их четкое различие. Биотиты и калиевые полевые шпаты анатектических гранитов и пегматитов отличаются низкими содержаниями редких ще-

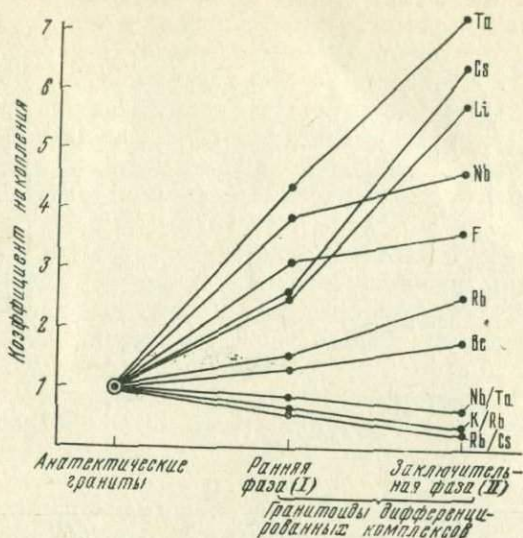


Рис. 29. График коэффициентов накопления элементов в гранитоидах дифференцированных комплексов относительно анатектических гранитов (Средний и Южный Урал)

лочных элементов и высокими значениями K/Rb , Rb/Cs по сравнению с теми же минералами из гранитов и пегматитов интрузивных дифференцированных комплексов. Фигуративные точки минералов каждой группы гранитов на графиках $Rb-K/Rb$, $Cs-Rb/Cs$ образуют свои поля [83].

При сравнении геохимии рубидия в породах двух групп гранитоидов четко наблюдаются диаметрально противоположные тенденции (рис. 30). Различие не только в характере направленности процесса, но и в величинах параметров $Rb-K/Rb$.

Из всего вышеизложенного материала по геохимии рубидия в гранитоидах видно, что даже полное переплавление кристаллических сланцев, гнейсов с последующей кристаллизацией расплава при понижении температуры не даст гранитов с параметрами $Rb-K/Rb$, соответствующих гранитам интрузивных дифференцированных комплексов, поскольку содержание рубидия в кристаллических сланцах и гнейсах в два раза ниже содержания его в гранитной магме (200 млн^{-1}), формирующей эти комплексы. Граниты первой фазы этих комплексов содержат 170 млн^{-1} рубидия (K/Rb 210), второй фазы 280 млн^{-1} (K/Rb 143). Еще более высокие содержания рубидия и низкие значения K/Rb (<100) отмечены в пегматитах гранитных интрузивных дифференцированных комплексов.

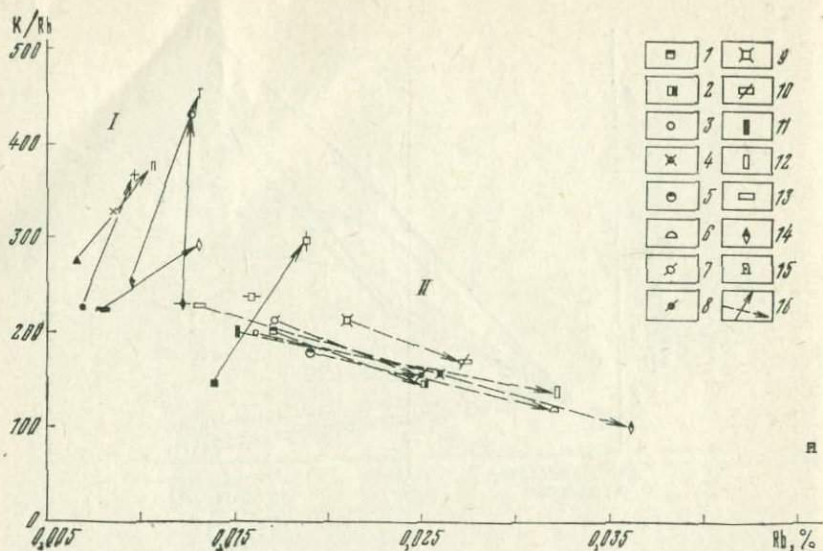


Рис. 30. График Rb—K/Rb для пород метаморфических комплексов и дифференцированных гранитных комплексов.

I — метаморфические комплексы (см. условные обозначения к рис. 25); *II* — гранитоиды дифференцированных комплексов. *Сусамырский массив*: 1 — I фаза; 2 — II фаза; *Калбинский массив*: 3 — I фаза; 4 — II фаза; *Ынных-Хайский массив*: 5 — I фаза; 6 — II фаза; *Шахтаминский массив*: 7 — I фаза; 8 — II фаза; *Саяны (граниты PR₁)*: 9 — I фаза; 10 — II фаза; *Саяны (граниты PR₂)*: 11 — I фаза; 12 — II фаза; *Восточно-Кунгейский массив*: 13 — I фаза; 14 — II фаза; 15 — гранитные пегматиты; 16 — вектор направленности процесса

Таким образом, каждая рассматриваемая группа гранитов характеризуется глобальным проявлением своих особенностей в геохимии редких щелочных элементов.

Совершенно различно и положение пегматитов, появляющихся в ассоциации с гранитоидами рассматриваемых групп.

Пегматиты анатектические располагаются в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. «Материнскими» для них являются сами высокометаморфизованные породы, за счет которых они образуются.

Пегматиты интрузивных дифференцированных гранитных комплексов появляются на заключительных этапах дифференциации гранитной магмы, следуя за гранитами II фазы. Эта группа пегматитов располагается обычно в породах андалузит-кордиерит-мусковитовой субфации кордиерит-амфиболитовой фации метаморфизма (по классификации Г. Винклера, 1969 г.).

Сложность в вопросе выявления генезиса той и другой группы гранитов различна. Генезис анатектических гранитов в свете всего изложенного выше относительно прост, особенно когда непосредственно наблюдаются переходы гнейс—гранит, т. е. образование таких гранитов связано с процессом анатек-

сиса осадочно-метаморфических толщ. Холмквист подчеркивал, что «отделение кварц-полевошпатового материала от пород происходит главным образом на той высокой ступени регионального метаморфизма, которая таким образом соответствует первым стадиям переплавления коры» [55, с. 193].

В решении вопроса о принадлежности гранитов к той или иной из рассматриваемых групп в сложных случаях (например, перемещенные анатектические граниты) может помочь применение графика $Rb-K/Rb$.

Генезис гранитоидов дифференцированных комплексов сложен. Все отмеченные различия позволяют предполагать, что граниты интрузивных дифференцированных комплексов образуются из магмы, возникающей не за счет анатексиса кристаллических сланцев и гнейсов.

Вопросы генезиса такой магмы рассмотрены в главе 10. В табл. 56 приведены основные характеристики двух рассмотренных групп гранитов.

Таблица 56

Основные характеристики гранитов интрузивных дифференцированных комплексов и анатектических гранитов

Характеристика	Граниты интрузивных дифференцированных комплексов	Анатектические граниты
Состав	Гранодиориты → лейкократовые граниты → пегматиты («апограниты»)	Гранодиориты → лейкократовые граниты → пегматиты
Дифференциация гранитного расплава	Проявлена по всему ряду: гранодиорит → лейкократовый гранит → пегматит («апогранит»); согласно эксперименту Таттла—Боуэна	Проявлена лишь в отдельных телах пегматитов, реже гранитов
Абсолютный возраст	Убывает в ряду: гранодиорит → лейкократовый гранит → пегматит	Неоднозначен в ряду: гранодиорит → лейкократовый гранит → пегматит
Температура	Падает в ряду: гранодиорит → лейкократовый гранит → пегматит («апогранит»)	Неоднозначна в ряду: гранодиорит → лейкократовый гранит → пегматит
Содержание летучих	Возрастает в ряду: гранодиорит лейкократовый гранит → пегматит («апогранит»)	Убывает в ряду: гнейс → гранодиорит → лейкократовый гранит

Характеристика	Граниты интрузивных дифференцированных комплексов	Анатектические граниты
Рудные элементы Li, Cs, Sn, Ta	Обогащение в ряду: гранодиорит → . . . → пегматит («апогранит»)	Обеднение в ряду: гнейс → гранодиорит → лейкократовый гранит
Место и тип пегматов	Заключительный этап магматической стадии дифференциации гранитного комплекса; пегматиты от безрудных до натрово-литиевых	Процесс плавления кварц-полевошпатовой части кристаллических сланцев и гнейсов; пегматиты редкоземельные, керамические, мусковитовые
Месторождения редких щелочных элементов	Генетически связаны с гранитными дифференцированными комплексами	В генетической связи с анатектическими гранитами отсутствуют
Параметр K/Rb и коэффициент кристаллизации K_D рубидия	$K_D < 1$, K/Rb убывает в ряду: гранодиорит → . . . → пегматит («апогранит»)	$K_D > 1$, K/Rb возрастает в ряду гнейс → . . . → пегматит

Оценка рудоносности гранитов на редкие щелочные элементы. Редкометалльные пегматиты и граниты, несущие месторождения редких щелочных элементов, генетически связаны только с гранитами интрузивных дифференцированных комплексов.

Гранитные комплексы, сопровождающиеся редкометалльными пегматитами, проявляют специализацию по литию, цезию (табл. 57) и неспециализированы по рубидию. Характерными для них являются, соответственно, пониженная величина индикаторного отношения K/Cs, Rb/Cs, Rb/Li и более высокие содержания в них бора, по сравнению с безрудными комплексами.

Гранитные комплексы, сопровождающиеся альбитизированными и грейзенизированными редкометалльными гранитами, характеризуются высокими содержаниями фтора (до 0,2—0,3%). В случае появления в редкометалльных гранитах месторождений редких щелочных элементов гранитный комплекс оказывается «специализированным» по литию, цезию, аналогично специализации при появлении редкометалльных пегматов.

Среднее содержание элементов в рудоносных и безрудных (на редкие щелочные элементы) гранитных комплексах*

Комплекс	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs	Rb/Li	B, млн ⁻¹	F, %
Рудоносный (по 5 комплексам)	87 ± 32	204 ± 11	12 ± 3	184	3000	17	2,5	17	0,08
Безрудный (по 6 комплексам)	33 ± 4,4	201 ± 19	5,5 ± 2,3	199	8500	38	6	7	0,08

* Расчет средних сделан по средним содержаниям в каждом комплексе, вычисленным с учетом распространенности пород каждой фазы (по содержаниям в главных фазах).

Особенности процесса дифференциации гранитной магмы являются важными факторами, определяющими возможность появления рудных скоплений редких щелочных элементов на заключительных этапах этого процесса. Спокойная обстановка формирования комплекса и первоначально повышенное содержание летучих компонентов благоприятно сказываются на степени дифференцированности гранитной магмы с образованием на заключительных этапах расплавов, обогащенных летучими и теми редкими элементами, для которых коэффициент распределения составляет меньше 1. Чем меньше коэффициент распределения, тем больше «остаточный» расплав обогащается элементом. Снижение температуры кристаллизации остаточных расплавов в результате увеличения содержания в них летучих элементов будет приводить к уменьшению их коэффициента распределения.

В качестве меры степени дифференцированности гранитных комплексов может быть использована величина коэффициента распределения рубидия между гранитами I и II фаз комплекса. При вычислении коэффициента распределения рубидия мы допускаем, с определенной долей условности, существование в процессе формирования комплекса равновесия:

I фаза (твердое) ⇌ II фаза (жидкое)

Расчеты показывают, что коэффициент распределения меньше в тех гранитных комплексах, с которыми связаны редкометалльные пегматиты и особенно в случае связи с ними редкометалльных гранитов (табл. 58), что объясняется высоким содержанием фтора в этих комплексах и его ролью в снижении температуры кристаллизации остаточных расплавов.

Коэффициенты распределения рубидия между I и II фазами гранитных комплексов

Массив (регион)		$K = \frac{Rb_{I(тв)}}{Rb_{II(ж)}}$
Рудоносный	Калбинский (Казахстан)	0,58
	Граниты PR ₃ (Саяны)	0,47
	Ынных-Хайский (Якутия)	0,59
	Зирабулак-Зиаэтдинский (Средняя Азия)	0,59
	Кунгейский (Тянь-Шань)	0,36
	Терскойский (Тянь-Шань)	0,39
Безрудный*	Сусамырский (Киргизия)	0,68
	Шахтаминский (Забайкалье)	0,68
	Граниты PR ₁ (Саяны)	0,78

* На редкометалльные пегматиты и редкометалльные граниты.

Анатектические граниты резко обеднены редкими щелочными элементами (особенно литием, цезием), летучими по сравнению даже с безрудными гранитами интрузивных дифференцированных комплексов. С анатектическими гранитами и пегматитами месторождения редких щелочных элементов не связаны.

Повышенные содержания редких щелочных элементов (лития, цезия) могут быть установлены в зонах базификации, возникающих в процессе гранитизации и анатексиса метаморфических толщ, однако они вряд ли могут быть практически интересными.

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА МАГМ И ИХ РУДОНОСНОСТИ НА РЕДКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В СВЯЗИ С ГЕОХИМИЕЙ ЛИТИЯ, РУБИДИЯ, ЦЕЗИЯ

В предыдущих главах рассмотрены вопросы геохимии редких щелочных элементов в породах и минералах различных магматических формаций. По каждой из формаций сделаны соответствующие выводы, а также дана оценка их рудоносности на редкие щелочные элементы.

В настоящей главе в свете полученных данных затронуты вопросы соотношения различных типов магм, их генезиса и рудоносности на редкие щелочные элементы. Рассматриваются те гипотезы происхождения магм, которым в наибольшей мере удовлетворяют выявленные геохимические закономерности распределения в магмах редких щелочных элементов.

Очевидно, что построения, в основу которых положен геохимический анализ процессов магмообразования, могут быть признаны удовлетворительными, если они не противоречат геологическим, геофизическим наблюдениям и подкрепляются экспериментальными данными.

Рассмотрим соотношение по редким щелочным элементам первичных магм, генерируемых из мантии под континентальной корой.

В главе 2 было показано, что по содержанию главных и редких щелочных элементов, а также величинам индикаторных отношений K/Rb , K/Cs , Rb/Cs , Rb/Li (Na/K) гранатовые лерцолиты включений из кимберлитовых трубок приближаются к хондритам и являются наименее дифференцированными породами верхней мантии.

Однако для гранатовых лерцолитов включений отмечаются вариации составов [27 и др.], причины которых могут быть различны. В литературе обсуждается одна причина: вариации состава гранатовых лерцолитов включений связаны с различной степенью фракционирования из них расплавов. В этом смысле гранатовые лерцолиты включений в целом можно рассматривать как породы верхней мантии, частично претерпевшие плавление с удалением расплава. К таким расплавам относятся крайне недосыщенные кремнекислотой магмы состава оливинового нефелинита (до оливинового мелилитита),

объем выплавки которых из гранатового лерцолита крайне мал и составляет примерно 6% ($P \cdot 3 \cdot 10^9$ Па, $T \cdot 1250^\circ$ С). В этом случае остаточные перидотиты содержат (в %): оливина 60; ортопироксена 18; клинопироксена 14, граната 18 [119].

Степень фракционирования редких щелочных элементов между выплавляемыми из верхней мантии различного состава базальтами и образующимися остатками может быть оценена по содержаниям этих элементов: 1) в максимальном объеме выплавки и остатке и 2) в минимальном объеме выплавки и остатке (см. гл. 1).

Для магм, генерируемых под континентальной корой, такие расчеты можно выполнить исходя: 1) из содержания щелочных элементов в континентальных толеитовых базальтах (выплавка) и альпинотипных перидотитах (остаток) (см. табл. 1,16); 2) из содержания рассматриваемых элементов в оливиновом мельтейгит-порфире (см. табл. 25) и гранатовом лерцолите включений из кимберлитовых трубок (см. табл. 1,2). Химический состав оливинового мельтейгит-порфира рассматривается как близкий к составу исходной магмы ультраосновной щелочной формации (см. гл. 4). Точка зрения о генетическом родстве и сходстве составов родоначальных магм ультраосновной щелочной и кимберлитовой формаций является в настоящее время широко признанной. Подтверждением этому может служить также близость химического состава и содержаний редких щелочных элементов (табл. 59) оливиновых мельтейгит-порфиров и оливин-мونتичеллитовой породы, которая, по мнению целого ряда исследователей, отвечает (близка) исходному составу кимберлитовой магмы.

Таблица 59

Сравнение содержаний элементов в оливин-мونتичеллитовой породе и оливиновом мельтейгит-порфире

Порода	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	F, %	K/Rb	K/Cs	Rb/Li	Rb/Cs	Na/K
Оливин-мونتичеллитовая (исходная кимберлитовая магма)	1,4	0,6	3,5	27	1	0,19	222	10 000	7,7	27	2,3
Оливиновый мельтейгит-порфир (исходная магма ультраосновных щелочных комплексов)	1,85	1,0	7,5	35	1,5	0,14	285	5 700	4,7	20	1,85

Отметим, что в экспериментах Р. Балтитюд и Д. Х. Грина [111, 119] состав оливинового нефелинита близок к оливиновому мельтейгит-порфиру (проба 710), а остаток — к гранатовому лерцолиту. Соответственно в расчетах, очевидно, мы вправе рассматривать включения гранатовых лерцолитов из кимберлитов как остаток по отношению к выплавляемому из гранатового пиролита расплаву состава оливинового мельтейгит-порфира (проба 710).

Такие расчеты позволяют вычислить те содержания главных и редких щелочных элементов в исходном пиролите, которые необходимы, чтобы получить соответствующие содержания этих элементов в выплавке и остатке (табл. 60). По двум независимым вариантам расчета эти содержания оказались близкими между собой и приближающимися к содержаниям главных и редких щелочных элементов в гранатовых лерцолитах включений из кимберлитовых трубок.

При таком составе верхней мантии обеспечивается комплементарность по главным и редким щелочным элементам выплавки и остаточного вещества. Таким образом, исходные породы верхней мантии являются главным и основным источником щелочных элементов для выплавляемых из них базальтов любых составов, т. е. эти элементы являются когерентными для рассматриваемой системы.

Таблица 60

Содержание элементов в пиролите под континентальной корой по двум вариантам расчета

Порода (объем выплавки и остатка, %)	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	F, %	K/Rb	K/Cs	Rb/Li	Rb/Cs	Na/K
Толит континентальный (25 %)	1,42	0,58	12	22	0,9		262	6500	1,8	24	2,4
Дуниты, перидотиты альпино-типные (75 %)	0,021	0,0085	0,62	0,4	<0,2	0,019	212		0,65		2,5
Пиролит-А	0,38	0,15	3,5	5,8	0,2		259	7500	1,6	30	2,5
Оливиновый мельтейгит-порфир (6%)	1,85	1,0	7,5	35	1,75	0,14	285	5700	4,7	20	1,85
Гранатовый перидотит включений (94 %)	0,34	0,09	1,9	3,7	~0,1	0,066	242		2,0		3,8
Пиролит-В	0,43	0,14	2,3	5,6	0,2	0,071	258	7000	2,2	30	3
Пиролит (среднее)	0,41	0,15	3	5,7	0,2	0,07	259	7500	1,9	30	2,7

Этот вывод подтверждается расчетом содержаний щелочных элементов в пиролите исходя из объема выплавки щелочных оливиновых базальтов (15%, см. рис. 2) и содержаний в них щелочных элементов (см. табл. 16), а также содержаний этих элементов в перидотитовых включениях пород верхней мантии в оливиновых щелочных базальтах как возможном к ним остатке (см. табл. 1). В этом случае содержание натрия в пиролите составило 0,43%, калия 0,14%, рубидия 4 млн^{-1} , что близко к содержаниям этих элементов в гранатовом пиролите.

В главе 3 было отмечено, что имеющиеся данные указывают на близкий состав континентальных и океанических щелочных оливиновых базальтов, что подтверждается и близкими содержаниями в них калия, рубидия и величинами K/Rb . Так как под континентальной корой такие базальты выплавляются из гранатовых перидотитов (что подкрепляется и вышеприведенным расчетом по щелочным элементам), то можно полагать, что и под океанической корой щелочные оливиновые базальты генерируются из мантии более «первичной» по сравнению с мантией области генерации толентовых океанических базальтов, как это считает С. Харт [125], т. е. с глубин, где верхняя мантия представлена гранатовыми перидотитами (глубины порядка 80—100 км, по данным Л. В. Дмитриева [28]).

Таким образом, за исходное вещество верхней мантии под континентами, из которого образуются первичные магмы, нами принимается гранатовый лерцолит (пиролит) со средними содержаниями щелочных элементов, приведенными в табл. 60. Эта модель находится в соответствии с геологическими, геофизическими, экспериментальными данными и подтверждается геохимическими исследованиями по редким щелочным элементам.

Поскольку выплавление толентовой и щелочной магмы состава оливинового мельтейгит-порфира отражает два крайних случая, это позволяет оценить границы возможных концентраций редких щелочных элементов в базальтах при разной степени их выплавления из гранатового пиролита. Остановимся на этих вопросах. В табл. 61, 62 приведены соответствующие расчеты, для наглядности часть из них отражена на графиках (рис. 31—33).

При сопоставлении этих данных приходим к следующим выводам.

1. Наибольшее фракционирование щелочных элементов происходит при выплавлении из пиролита толентовых континентальных базальтов, в которых коэффициенты накопления относительно остатка, представленного дунитами и перидотитами, для натрия, калия достигают 80, рубидия 70 и лития 20.

Такое эффективное разделение рассматриваемых элементов между выплавкой и остатком, скорее всего, может быть получено в процессе, протекающем по механизму зонного плавления

Таблица 61

Коэффициенты накопления щелочных элементов и фтора
в выплавляемом базальте и остатке относительно исходного пиролита

Порода	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	F, %	K/Rb	K/Cs	Rb/Li	Rb/Cs	Na/K
Пиролит-А	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Толент континентальный	3,9	3,9	3,4	3,8	—	—	1,03	—	1,12	—	1
Перидотит, дунит	0,05	0,05	0,17	0,06	—	—	0,83	—	0,35	—	1
Пиролит-В	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Оливиновый мельтейгит-порфир	4,3	6,9	3	6,2	9	2	1,1	0,8	2,1	0,7	0,62
Гранатовый перидотит включений	0,79	0,62	0,85	0,66	0,5	0,9	0,94	1,2	0,9	1,3	1,27

Таблица 62

Коэффициенты накопления элементов в базальтах
относительно остатка при плавлении пиролита

Порода	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	F, %	K/Rb	Rb/Li	Rb/Cs	Na/K
Дунит, перидотит (остаток)	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Толентовый базальт континентальный	79	76	20	67	—	—	1,14	3,2	—	1,04
Гранатовый перидотит включений (остаток)	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Оливиновый мельтейгит-порфир	5,4	11	3,9	9,5	15	2	1,2	2,8	—	0,5

с переменной шириной расплавленной зоны и образованием равновесной тугоплавкой фазы (принцип Виноградова — Ярошевского [11]). Этот механизм, как отмечает А. А. Ярошевский [104], объединяет свойство как «обычного» зонного плавления с тенденцией к стационарному режиму, так и направленной кристаллизации с тенденцией к значительному накоплению «легкоплавких» компонентов в конечных жидкостях. Такой процесс, очевидно, будет протекать интенсивно лишь при значительном объеме начальной выплавки.

2. Выплавление из пиролита магмы состава оливинового нефелинита характеризуется значительно меньшим эффектом разделения щелочных элементов несмотря на малый объем такой магмы, (коэффициенты накопления относительно остатка составляют для натрия 5,4; калия 11; лития 3,9; рубидия 9,5).

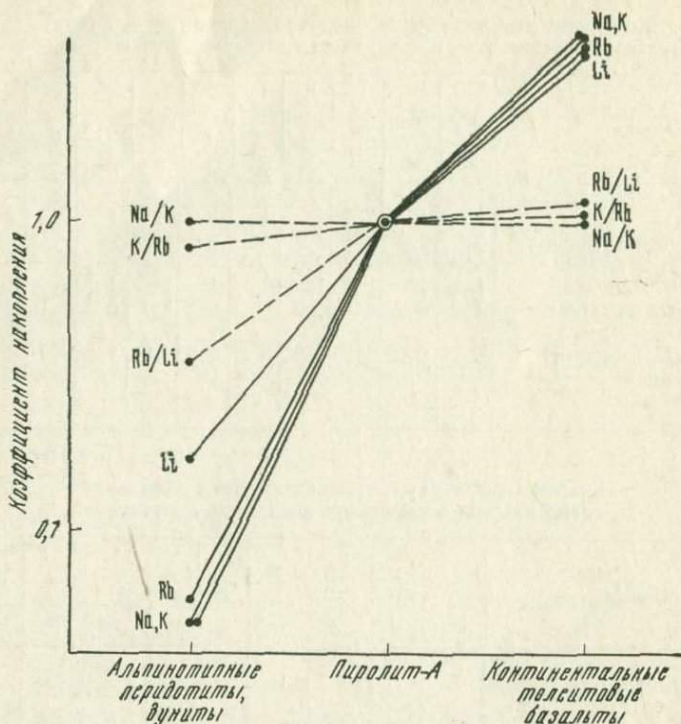


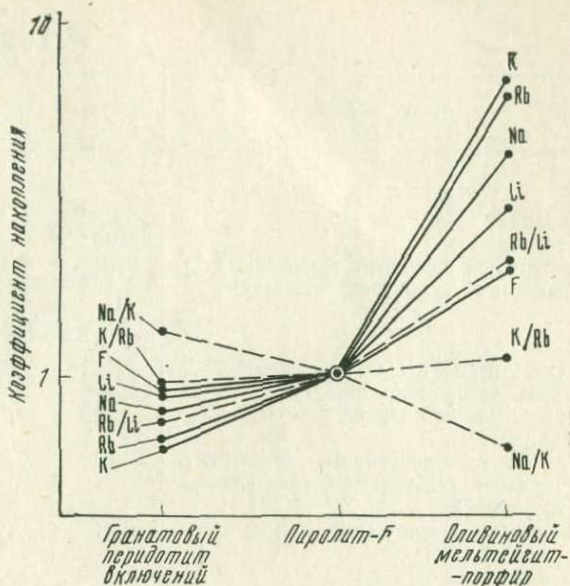
Рис. 31. График изменения величины коэффициентов накопления щелочных элементов в выплавляемом континентальном телситовом базальте и в перидотитовом остатке относительно исходного пиролита

В процессе зонного плавления в малом объеме выплавляемой жидкости следовало бы ожидать максимальной концентрации калия, рубидия, цезия [104], но этого не наблюдается. Можно предположить, что в данном случае образование расплава происходит в результате селективного плавления исходного вещества верхней мантии при отсутствии равновесия между малым количеством расплава, концентрирующим легкоплавкие компоненты, и тугоплавким остатком.

3. В процессе дальнейшей кристаллизационной дифференциации выплавляемых базальтовых магм образуются серии пород, в которых накопление редких щелочных элементов связано, как правило, с наиболее поздними из них. Эти вопросы рассмотрены в предыдущих главах.

Особенностью дифференциации первичных магм в связи с геохимией редких щелочных элементов является то, что фазы оливина и граната имеют более низкие величины K/Rb , чем последующие кристаллизующиеся фазы. Это вытекает как из наших исследований (см. гл. 4), так и данных других авторов

Рис. 32. График изменения величины коэффициентов накопления щелочных элементов и фтора в выплавляемом щелочном базальте и в гранатовом перидотитовом остатке относительно исходного пиролита



[120, 129] и может объяснить наблюдающиеся увеличения значений K/Rb в выплавляемых базальтах относительно остатка (дунита, перидотита, гранатового перидотита). Пиролит естественно занимает по параметру K/Rb промежуточное положение. Другим интересным фактом, как было отмечено в главе 2, является преобладание рубидия над литием в хондритах и близких к ним по составу породах верхней мантии — гранатовых лерцолитах. В то же время дуниты, перидотиты, появляющиеся либо как остаточная фаза в процессе выплавления толеитового базальта, либо при кристаллизационной дифференциации базальта, характеризуются величиной $Rb/Li < 1$ (табл. 63). Такой характер распределения лития и рубидия в гипербазитах, являющихся остаточной равновесной фазой (или ранней фазой кристаллизующегося базальта), вытекает из геохимических особенностей этих элементов. А именно, для лития, изоморфно замещающего Mg (Fe^{2+}), создаются более благоприятные, чем для рубидия, условия «задержаться» в гипербазитах. При выплавлении же щелочной магмы с гранатовым лерцолитом в остатке в последнем сохраняются соотношения Rb/Li , характерные для исходных пород верхней мантии, подчеркивая неравновесный характер протекающего в этом случае процесса выплавления магмы.

Следует особо отметить, что дифференциация толеитовых континентальных магм, так же как и щелочных, не создает необходимых предпосылок к появлению практически интерес-

Среднее содержание элементов в

Порода, минерал	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹
Гипербазиты				
Хондрит*	0,68	0,10	2	3
Пиролит	0,40	0,15	3	5,7
Гранатовый пирidotит включений	0,34	0,09	1,9	3,7
Гранатовый пироксенит включений	0,56	0,10	2,0	4,2
Гипербазиты процесса кристал-				
Дунит, перидотит альпинотипный	0,021	0,0085	0,62	0,4
То же, габбро-норитовой формации	0,026	0,011	2,5	1,0
Дунит, ультраосновной щелочной формации	0,018	0,0066	1,27	0,43
Оливин из оливинового мельтейгит-порфира (ультраосновная щелочная формация)	0,018	0,011	2,6	0,7
Перидотит океанического дна	0,12	0,022	2,2	0,67

Данные Б. Мейсона [57].

ных концентраций редких щелочных элементов как на собственно магматическом, так и постмагматическом этапах. Первичные магмы бедны этими элементами. В процессе кристаллизационной дифференциации таких магм содержания редких щелочных элементов возрастают до 20 млн⁻¹ лития, 200 млн⁻¹ рубидия, 3 млн⁻¹ цезия, но это также невысокие концентрации.

Мы приходим к следующим выводам.

1. Исходные породы верхней мантии являются главным источником щелочных элементов для выплавляемых из них базальтов любых составов.

2. Возникающие под континентальной корой первичные магмы от толеитового до щелочного состава не являются потенциально рудоносными на редкие щелочные элементы. Еще в большей степени это относится к океаническим толеитовым базальтам, резко обедненным этими элементами.

Какие факторы необходимы для создания таких концентраций редких щелочных элементов в магме, по которым она могла бы быть отнесена по этим элементам к потенциально рудоносной? В главе 3, где рассматривались базальты и андезиты островных дуг и континентов, было показано, что наиболее высокими содержаниями редких щелочных элементов выделяются континентальные андезиты (литий 25 млн⁻¹, рубидий 67 млн⁻¹, цезий 7 млн⁻¹), в которых концентрация этих элементов по сравнению даже с толеитовыми континентальными ба-

различных группах гипербазитов

Cs, млн ⁻¹	F, %	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs	Rb/Li	Na/K
ты мантии						
0,1	—	333	10 000	30	1,5	6,8
0,2	0,07	259	7 200	30	1,9	2,7
<0,2	0,066	242	>5 000	>20	2,0	3,7
<0,2	0,06	238	>5 000	>20	2,1	5,6
лизационной дифференциации						
<0,2	0,019	212	—	—	0,65	2,5
<0,2	0,026	110	—	—	0,4	2,4
<0,2	0,007	153	—	—	0,34	2,7
<0,2	—	157	—	—	0,27	1,64
<0,2	—	328	—	—	0,3	5,5

зальтами выше в 2—7 раз. Отмеченная их повышенная цезиеносность находит свое отражение в появлении в связи с ними месторождений цезийсодержащих стекол, а также высоких концентраций цезия в термальных водах из районов проявления андезитового вулканизма.

Причины повышенных концентраций редких щелочных элементов в таких магмах очевидно кроются в их генезисе. Было показано, что андезиты островных дуг наследуют геохимическую специфику по редким щелочным элементам, присущую океаническим толеитовым базальтам, т. е. являются обедненными этими элементами. Андезиты континентальные наследуют геохимическую специфику по этим элементам континентальных толеитовых базальтов и являются относительно обогащенными редкими щелочными элементами.

В связи с этими особенностями андезитов привлекает внимание точка зрения Т. Х. Грина и А. Э. Рингвуда [24] на происхождение пород известково-щелочного ряда в результате выплавления их из погружающихся в мантию блоков эклогитизированных толеитовых базальтов. Для островных дуг таким материалом будут океанические толеитовые базальты, погруженные под островные дуги в ходе расширения океанической коры с преобразованием базальта в эклогит, блоки которого могут опускаться в мантию с последующим выплавлением из них андезитовых расплавов. Подобные процессы, ви-

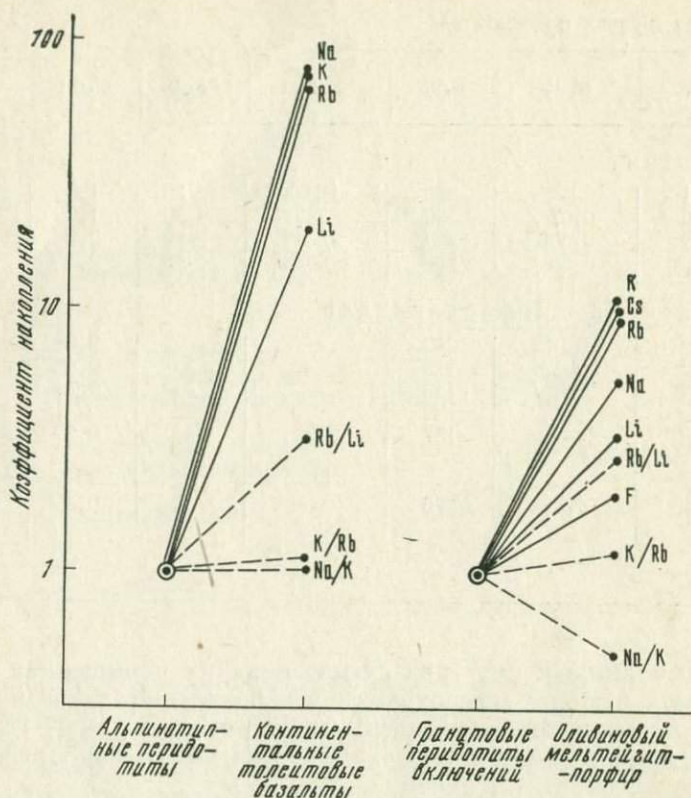


Рис. 33. График сравнения величин коэффициентов накопления щелочных элементов в различных базальтовых выплавках относительно остатков

димо, могут проходить и при развитии геосинклинальных областей в пределах континентальной коры с образованием андезитовой магмы в результате плавления континентальных толеитовых базальтов.

При этом андезиты островных дуг (Курильская гряда, Камчатка) содержат в два раза меньше калия, рубидия, лития и на порядок меньше цезия, а также характеризуются высокими значениями параметров K/Cs ($\sim 20\,000$), Rb/Cs (~ 40), K/Rb (~ 450) по сравнению с андезитами окраин континентов (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс). В средних членах дифференциации этих магм (дацитах) островных дуг содержание лития не превышает $10\text{--}12\text{ млн.}^{-1}$, рубидия 50 млн.^{-1} , цезия $2,5\text{ млн.}^{-1}$ (K/Rb $400\text{--}500$, K/Cs $n \times 10^4$, $Rb/Cs \sim 50$), в то время как дациты Охотско-Чукотского вулканогенного пояса содержат примерно в три раза больше этих элементов и характеризуются более низкими величинами K/Rb (~ 250), Rb/Cs (15--

20), K/Cs ($4-6 \times 10^3$). Такие же различия отмечены в более кислых членах каждой из серий, а также в интрузивных их аналогах (см. гл. 3).

В пределах Курило-Камчатской гряды игнимбриты и присутствующие в них ксенолиты гранитоидов характеризуются теми же содержаниями щелочных элементов и величинами соответствующих индикаторных отношений, что и андезиты, дациты (липариты) тех же вулканов.

В свою очередь игнимбриты и граниты вулcano-плутонических комплексов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса характеризуются величинами рассматриваемых геохимических параметров, присущими андезит-дацит-липаритовой серии этого района. Таким образом, отмеченные различия в геохимии редких щелочных элементов андезитов островных дуг и окраин континентов проявлены во всей серии генетически связанных с ними пород, в том числе игнимбритах и гранитах.

Близкие результаты получены Р. Джейксом и А. Уайтом [130] при сравнении кальциево-щелочных пород островных дуг и Анд. Последние обогащены SiO_2 , рубидием и другими элементами и имеют более низкую величину K/Rb (230) по сравнению с кальциево-щелочными породами островных дуг (400).

Вкрест островных дуг и окраин континентов помимо латеральной вариации в смене главных типов базальтов [41] существуют вариации и в смене составов андезитовых магм. Такие вариации отмечены в петрохимическом плане А. Р. Мак-Берни [53], В. К. Ротманом [68], в геохимическом плане, близком к нашему, Р. Джейксом и А. Уайтом и связаны, видимо, с вариациями составов толеитовых базальтов при переходе от океанических к континентальным их типам.

Следует подчеркнуть, что граниты, являющиеся членами ряда дифференциации андезитовой магмы, содержат в 2—3 раза меньше рубидия, лития и имеют более высокое значение K/Rb по сравнению с содержанием этих элементов и величиной этого отношения в гранитной магме, производными которой сложены гранитные интрузивные дифференцированные комплексы, несущие главные типы месторождений лития, рубидия, цезия.

Вместе с тем было показано (см. гл. 9), что граниты интрузивных дифференцированных комплексов образуются из магмы, возникающей не в результате анатексиса кристаллических сланцев и гнейсов. В процессе образования такой гранитной магмы должны соблюдаться условия, ведущие к концентрации в ней редких щелочных элементов и снижению величины K/Rb по сравнению с другими рассмотренными в работе генетическими группами гранитов.

Выше отмечалось, что многие исследователи полагают, что зарождение гранитной магмы связано с процессами, протекающими в нижних горизонтах земной коры, что доказывается

в том числе и изотопными анализами стронция. Так, исследование диаграммы зависимости исходного отношения Sr^{87}/Sr^{86} различных кислых пород от изохронного Rb-Sr возраста валовых проб этих пород показали, что происхождение большинства кислых магм следует связывать с селективным плавлением материала, сходного по химизму с андезит-базальтом. В. Гамильтон [124], рассматривая вопрос о природе батолитов (в том числе используя изотопию Sr), показал, что большинство гранитных магм образовалось в результате расплавления нижней части коры или верхней мантии, а в эвгеосинклинальных зонах вследствие расплавления эффузивного материала, образованного в свою очередь из тех же источников. Изотопические исследования показывают, что магмы батолитов не могли образоваться за счет окружающих гнейсов.

К аналогичным выводам относительно гранитов Палмер и вмещающих их мигматитов, сланцев и гранито-гнейсов пришел А. Уайт [150].

Р. Вейл [149], изучавший проявления кислого вулканизма в отдельных районах Центральной Америки и на Мал. Антильских островах, пришел к выводу, что гранитная магма не может возникнуть за счет сиалической коры.

Число работ, фиксирующих внимание на связи гранитоидного магматизма с процессами, протекающими в самых нижних горизонтах коры, можно было бы существенно расширить (см. гл. I).

Образование гранитной магмы может происходить при плавлении нижней части земной коры со средним составом, близким к андезиту, с отделением анортозитового остатка, как это следует из экспериментальных работ Т. Х. Грина [25, 117] и подкрепляется геологическими данными [46, 98, 139], а также данными геофизических исследований структуры земной коры под гранитными массивами Юго-Западной Англии [87] и исследованиями скоростей прохождения волн в различных породах [110 и др.]. Образование гранитной магмы происходит на глубинах порядка 33 км (см. гл. I).

Удаление в остаток плагиоклаза (андезит-лабрадора) в процессе выплавления гранита будет резко увеличивать содержание в расплаве редких щелочных элементов и снижать величину K/Rb. Это отношение в анортозитах, по нашим данным и данным Т. Х. Грина, составляет более 1000. Процесс дифференциации гранитной магмы ведет к дальнейшей концентрации редких щелочных элементов и появлению их промышленных концентраций в редкометалльных пегматитах и гранитах.

Согласно С. Тейлору [88], андезитовая модель состава континентальной коры с образованием при ее дифференциации верхней гранодиоритовой и нижней остаточной анортозитовой коры, хорошо согласуется с геохимическими данными, данными по тепловому потоку и плотности, а также не противоре-

чит сейсмическим и геологическим данным, свидетельствующим о присутствии крупных батолитов, сложенных анортозитами и гранодиоритами.

Полученные нами результаты по геохимии редких щелочных элементов в породах Коростенского плутона [77], в строении которого принимают участие анортозиты и граниты, несущие камерные пегматиты, показали, что граниты этого плутона по рассматриваемым геохимическим параметрам (Rb 200 млн⁻¹; Li 41 млн⁻¹; Cs 3,5 млн⁻¹; K/Rb 216) соответствуют гранитам интрузивных дифференцированных комплексов. Это подтверждает высказанное мнение о возможности формирования таких гранитов в результате выплавления их из нижних горизонтов земной коры с образованием анортозитового остатка.

Согласно экспериментальным данным Т. Х. Грина и А. Э. Рингвуда, можно наметить схему последовательного преобразования исходного вещества верхней мантии, в ходе которого в пределах континентальной коры возникают гранитные магмы, обогащенные редкими щелочными элементами* и слагающие интрузивные дифференцированные гранитные комплексы.

Эта схема включает три последовательных этапа.

Первый этап. Выплавление из гранатового пиrolита континентальных толеитовых базальтов (остаток-дуниты, перидотиты) с обогащением базальтов редкими щелочными элементами относительно остатка.

Второй этап. Выплавление из континентальных толеитовых базальтов андезитов (остаток-эклогиты) с обогащением андезитов редкими щелочными элементами относительно толеитовых базальтов

Третий этап. Выплавление из нижних горизонтов земной коры, по составу отвечающих андезитам, гранитной магмы (остаток — анортозиты) с обогащением ее редкими щелочными элементами относительно андезитов.

Эта модель, не претендуя на однозначный ответ в вопросе генезиса рассматриваемых гранитов, не противоречит геологическим и геофизическим данным, находится в согласии с результатами экспериментальных работ и подтверждается геохимическими исследованиями. Таким образом, в нашей интерпретации гранитные магмы, слагающие специфические в геохимическом отношении гранитные интрузивные дифференцированные комплексы, связаны с процессами последовательной эволюции исходных пород верхней мантии.

Полученные данные позволяют наметить следующие группы гранитов, характеризующиеся своей геохимической спецификой по рассматриваемым элементам и имеющие разные ис-

* И целым рядом других редких литофильных элементов.

точники: 1) граниты ряда дифференциации базальтовой магмы; 2) граниты ряда дифференциации андезитовой магмы; 3) граниты интрузивных дифференцированных комплексов, проявляющиеся в процессе плавления нижних горизонтов земной коры; 4) анатектические граниты, появляющиеся в процессе селективного плавления и анатексиса осадочно-метаморфических толщ.

От первой к третьей группе возрастает «специализация» гранитов по редким щелочным элементам.

Остановимся еще на одном важном вопросе, связанном с составом пород верхней мантии. Речь идет о возможности существования на верхних ее горизонтах скоплений флогопита, плавление которого может привести к образованию калиевых щелочных магм.

Большинство исследователей лейцитовых пород, отмечает В. С. Соболев, приходит к заключению, что «магмы лейцитовых пород не могут быть поставлены одним из членов одного ряда дифференционной кристаллизации, или что то же самое, селективного плавления с обычными базальтами» [72, с. 37].

Остановившаяся на гипотезе образования калиевых щелочных магм путем контаминации, В. С. Соболев отмечает, что лишь контаминация магнезиального биотита, «резко изменяя соотношение K и Na и понижая содержание SiO_2 , не изменяет существенно соотношение Al и щелочей (что обычно характерно для основных лейцитовых пород), а приводит к наблюдаемому уменьшению железистости» [72, с. 38].

Исследования условий кристаллизации вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки [58] показали, что наиболее высокотемпературными являются ультракалиевые щелочные породы (интервал кристаллизации $1400-1080^\circ C$). Авторы приходят к выводу, что такие магмы не могут быть дифференциатами базальтовых расплавов, а возникают самостоятельно и являются подкоровыми (мантийными). Это согласуется с принятыми в настоящее время взглядами на происхождение таких расплавов в рифтовых зонах Восточной Африки. В. С. Соболев [72] также приводит высокие ($1350^\circ C$) температуры кристаллизации лейцитовых пород. Высокие температуры кристаллизации определены и для калиевых щелочных пород Сыннырского массива ($980-1100^\circ C$) [63] из зоны Байкальского рифта. Наконец, прямые измерения лав лейцитовых базальтов при извержении вулкана Ньямурагира показали $1095^\circ C$. Такие высокие температуры, отмечает В. С. Соболев, свидетельствуют о сухости калиевых магм. Подобные достаточно сухие магмы, отвечающие составу основных лейцитовых пород с содержанием $2-5\% K_2O$, могут возникать в случае плавления на глубинах магнезиального биотита, когда на каждый $1\% K_2O$ будет приходится около $0,4\% H_2O$.

Дальнейшие изменения с возрастанием содержания калия

могут быть связаны с кристаллизационной дифференциацией. Всестороннее рассмотрение генезиса лейцитовых пород приводит В. С. Соболева [72] к следующим выводам.

1. Изучение ксенолитов в кимберлитах и других породах доказывает существование глубинных богатых магниальным биотитом пород вплоть до скоплений чистой слюды. Такие скопления, по-видимому, приурочены к самым верхним горизонтам мантии Земли (на границе основных и ультраосновных пород), на что указывает: а) отсутствие находок первичных включений биотита в алмазах; б) магниальный состав биотита из месторождений флогопита в земной коре, связанных с гипербазитами.

2. Образование таких скоплений слюды происходит метасоматически под действием восходящих флюидных потоков, богатых K_2O и являющихся результатом дегазации мантии.

3. Возникновение первичных или промежуточных магматических очагов в области накопления слюды приводит к образованию магм, обогащенных K_2O и в то же время отличающихся пониженным содержанием SiO_2 и повышенным MgO .

Наши исследования и выводы по геохимии щелочных элементов в верхней мантии свидетельствуют о возможности отделения калия при переходе гранатовых разностей перидотитов в шпинелевые с образованием флогопита в верхних горизонтах верхней мантии. Очевидно, что такие процессы особенно интенсивно будут протекать в континентальных рифтовых структурах, поскольку под континентами граница гранатового перидотита максимально приближена к поверхности Мохоровичича [7, 52, 54].

Для рифтов характерны тепловые потоки, что свидетельствует о высоких температурах и повышенной прогремости под ними верхней мантии [50]. В частности, для зоны Байкальского рифта это подтверждается и магнитотеллурическими исследованиями (Флоренсов, 1970 г.). В этих условиях граница устойчивости гранатового перидотита будет погружаться с переходом его в шпинелевые разности и отделением во флюидную часть калия и других литофильных и летучих элементов. В таких структурах очаги плавления в пределах пород верхней мантии, видимо, могут располагаться на самых высоких ее горизонтах [50], попадая и в «зоны флогопитизации». Рассматриваемые структуры в таком случае должны быть наиболее благоприятными для появления в их пределах калиевых щелочных магм, что и подтверждается приуроченностью к этим зонам наиболее крупных калиевых щелочных массивов (например, Сынныйский массив в зоне Байкальского рифта). Очевидно в условиях рифтовых структур обеспечивается и наиболее быстрый подъем калиевой магмы в верхние горизонты при минимальном ее «загрязнении».

Среднее содержание элементов и их соотношения в слюдах «зон флогопитизации» по сравнению с калиевыми щелочными породами

Порода (регион)	Na, %	K, %	Li, млн ⁻¹	Rb, млн ⁻¹	Cs, млн ⁻¹	K/Rb	K/Cs	Rb/Li	Rb/Cs	Na/K	Литературный источник
Ф л о г о п и т ы											
Флогопит из включений перидотитов в кимберлитах (Юж. Африка)	Не опр.	7,15	Не опр.	255	Не опр.	230	—	—	—	—	[121]
То же, из включений гранатовых перидотитов в кимберлитах (Якутия)	0,32	6,73	2	200	<5	336	>35 000	>100	>50	0,05	Данные автора
То же, из оливинитов ультраосновной щелочной формации (Кольский п-ов)	0,91	6,38	0,93	240	3,2	266	20 000	258	80	0,15	То же
То же, из месторождения слюды, ультраосновная щелочная формация (Кольский п-ов)	0,30	7,85	1,7	350	4,0	224	20 000	206	88	0,04	»
То же, из турьяитов, ультраосновная щелочная формация (Кольский п-ов)	0,66	6,57	6,7	303	3,1	217	21 000	45	98	0,1	»
Флогопит, дунит альпинотипный (Урал)	0,70	7,2	3	210	4	343	18 000	70	52	0,1	»

Калиевые щелочные породы рифтовых зон

Лейцититы (рифт Вост. Африки)	—	5,42	—	220	—	246	—	—	—	—	[109]
Мафуриты, катунгиты, угандиты	—	4,48	—	180	—	249	—	—	—	—	[109]
То же	1,32	4,0	9,7	144	—	277	—	15	—	0,33	В. И. Герасимовский (личное сообщение) [56]
Лейцитовые, трахитовые вулканические и субвулканические порфиры (Мурунский массив)	1,3	9,9	8	360	<2	276	>45 000	45	>100	0,13	[56]
Калиевые щелочные породы (Мурунский массив)*	2,1	7,6	6	240	<2	273	>35 000	40	>100	0,22	[56]
То же (Сакунский массив)*	2,7	8,5	7,4	290	2,4	293	35 000	39	121	0,32	Данные автора
То же (Сыннырский массив)*	2,8	10,8	15	390	8	276	13 500	29	49	0,26	То же

Калиевые щелочные породы зон активизации консолидированных складчатых областей

То же (массив Кызыл-Омпул, Тянь-Шань)*	2,65	5,24	27	442	29	118	1 800	16	15	0,5	»
То же (массив Сандык, Тянь-Шань)*	3,00	5,68	25	400	20	142	2 800	16	20	0,53	[32]
То же (Ишимский массив, Казахстан)*	3,5	7,0	44	460	—	152	—	10	—	0,5	[56]

* Среднее вычислено с учетом площади распространения пород главных фаций.

Составы калиевых щелочных магм в рифтовых зонах в геохимическом отношении должны в наибольшей степени отражать состав слюды «зон флогопитизации». Особенно это относится к редким щелочным элементам, поскольку структура флогопита наиболее благоприятна для их концентрирования по сравнению с другими минералами таких зон. Это выдвигаемое положение полностью подтверждается сопоставлением содержания щелочных элементов и величин индикаторных отношений K/Rb , Rb/Cs , Rb/Li , Na/K во флогопитах из подобных зон с соответствующими величинами этих параметров в калиевых щелочных породах рифтовых зон (табл. 64).

Калиевые щелочные породы складчатых областей характеризуются другими содержаниями и соотношениями редких щелочных элементов, что, возможно, указывает на несколько иной характер плавления флогопитсодержащих пород верхней мантии под такими структурами, сопровождающийся, например, ассимиляцией пород земной коры при подъеме магмы.

Из вышеизложенного можно сделать вывод о том, что образование калиевых щелочных магм и их геохимическая специфика являются следствием вовлечения в плавление флогопитовых пород верхней мантии. Наиболее полно это находит отражение в калиевых щелочных породах, формирующихся в условиях рифтовых структур.

В табл. 65 намечена схема миграции редких щелочных элементов из верхней мантии в ходе ее эволюции и при развитии магматического процесса в пределах континентальной коры.

Анализ корреляционной связи рубидия и калия, выполненный для гранатовых лерцолитов включений, толеитовых базальтов, андезитов, показывает примерно одинаковый наклон линий регрессии (коэффициент корреляции 0,8—0,97 (рис. 34). В отличие от них гранитная магма характеризуется малой вариацией калия и рубидия при низком коэффициенте корреляции (0,46). Однако центральные характеристики калия и рубидия в гранитной магме удовлетворительно соответствуют

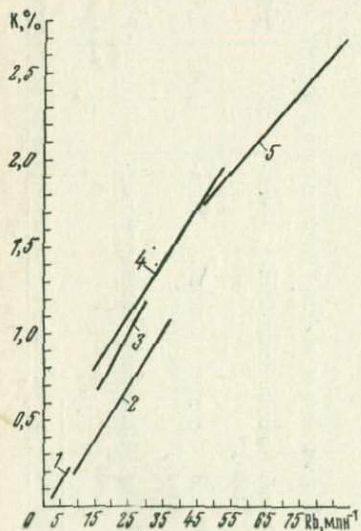


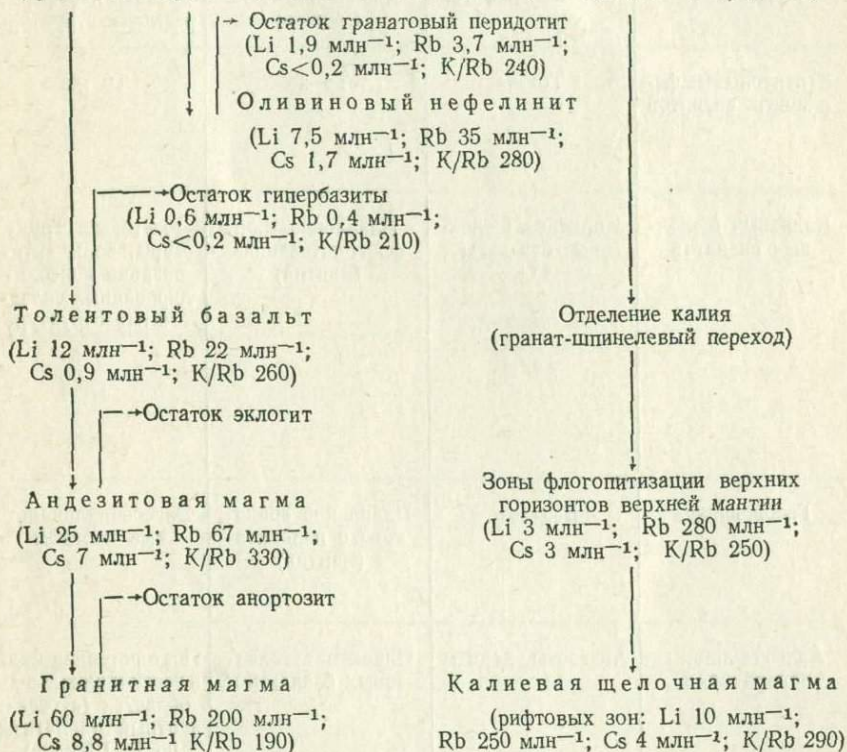
Рис. 34. Линии регрессии между содержанием K и Rb:

- 1 — в гранатовых лерцолитах включений ($r=0,97$);
- 2 — в толеитовых континентальных базальтах ($r=0,79$);
- 3 — в оливиновых щелочных базальтах ($r=0,93$);
- 4 — в андезитах островных дуг ($r=0,95$);
- 5 — в андезитах континентов ($r=0,93$).

Схема миграции редких щелочных элементов
из верхней мантии в ходе ее эволюции
и при развитии магматического процесса
в пределах континентальной коры

Исходные породы верхней мантии

(гранатовый пиролит $\text{Li } 3 \text{ млн}^{-1}$; $\text{Rb } 5,7 \text{ млн}^{-1}$; $\text{Cs } 0,2 \text{ млн}^{-1}$; $\text{K/Rb } 260$)



уравнению регрессии для континентальных андезитовых магм. Эти расчеты дополнительно подтверждают возможность последовательного образования магм в ряду: исходные породы верхней мантии — толейтовые базальты — андезиты — граниты, как это следует из экспериментальных данных.

В табл. 66 отражено соотношение рассмотренных магматических формаций, их геолого-тектоническое положение в структурах земной коры, а также связь с ними месторождений редких щелочных элементов.

Могут быть выделены магмы потенциально рудоносные на редкие щелочные элементы, но включающие как рудоносные, так и безрудные магматические комплексы. Рудоносные магматические комплексы проявляют резкую специализацию по цезию, в меньшей степени по литию.

Некоторые характеристики рассмотренных магматиче

Магматическая формация	Исходная магма	Связь магмы с ман- тейей, корой	Геологическое поло- жение в структурах земной коры
Ультраосновная щелочная	Состава оливино- вых нефелинитов	Плавление грана- тового пиролита (мантия)	Зоны активизации древних платформ, рифтовые структуры
Агпаитовых нефе- линовых сиенитов	То же	То же	То же
Калиевых щелоч- ных сиенитов	Калиевые щелоч- ные базальты	Плавление «зон флогопитизации» (мантия)	Рифтовые струк- туры, зоны акти- визации консоли- дированных склад- чатых структур
Габброидная	Базальт	Плавление грана- тового пиролита (мантия)	Эвгеосинклинали- ные прогибы
Андезит-дацит- липаритовая	Андезиты, дациты	Плавление толеи- товых базальтов	Посторогенная фаза в геосинклинальных областях (субсек- вентный магматизм по Г. Штилле)
Гранитоидов инт- рузивных диффе- ренцированных комплексов (маг- матических грани- тов по К. Менерту)	Гранитная магма	Плавление нижних горizontов земной коры	Поздняя орогенная фаза в геосинкли- нальных областях, а также «внегео- синклинальные» граниты
Анатектических гранитов (по К. Ме- нерту)	Гранитизация осадочно-метаморфи- ческих толщ гранитного слоя зем- ной коры		Главная орогенная фаза в геосинкли- нальных областях

ских формаций (в пределах континентальной коры)

Содержания, млн ⁻¹	Величины индикаторных отношений	Месторождения, рудопроявления Li, Rb, Cs	Общая металлогения
Li 7,5 Rb 35 Cs 1,7	K/Rb 280; Rb/Li 5 K/Cs 5700 Rb/Cs 20	Отсутствуют	Nb, P, TR _{Ce} Ti, Zr, Fe, (Ta, U, F)
Li 28 Rb 220 Cs 1,8	K/Rb 220 K/Cs 27000 Rb/Cs 120 Rb/Li 8	»	Nb, P, TR _{Ce} , Ti, Fe (Ta, Th, Zr)
Рифты: Li 10 Rb 250 Cs 4	K/Rb 290 K/Cs 20000 Rb/Cs 62 Rb/Li 25	Цезий—зоны фенитизации с астрофилитом, а также, возможно, цезий-содержащие воды глубинной циркуляции	Cs, P, Zr, Nb
Складчатые зоны Li 32 Rb 420 Cs 20	K/Rb 140 K/Cs 2500 Rb/Cs 20 Rb/Li 13		
Li 12 Rb 22 Cs 0,9	K/Rb 260 K/Cs 6500 Rb/Cs 24 Rb/Li 2	Отсутствуют	Au, Cu, V, Fe
Li 25 Rb 67 Cs 7	K/Rb 330 K/Cs 3000 Rb/Cs 10 Rb/Li 3	Cs-стекла Cs-гидротермы	Cs, B, Sn, In, Pb, Zn, F, Be, U, Mo
Li 60 Rb 200 Cs 8,8	K/Rb 190 K/Cs 4300 Rb/Cs 23 Rb/Li 3,3	Литий-рубидий-цезиевые пегматиты, редкометалльные граниты, зоны изменения вокруг таких гранитов и пегматитов	Li, Rb, Cs, Sn, W, Mo, Ta, Nb, Be, U, Th
Li 10 Rb 120 Cs 1,5	K/Rb 370 K/Cs 40000 Rb/Cs 80 Rb/Li 12	Отсутствуют	

Потенциально рудоносными на редкие щелочные элементы являются:

1) гранитная магма (граниты интрузивных дифференцированных комплексов) — месторождения лития, рубидия, цезия в редкометальных пегматитах, редкометальных гранитах, зонах их экзоконтактов;

2) андезит-дацитовые магмы окраин континентов и внутриконтинентальных областей — цезийсодержащие стекла и цезиевые термальные воды;

3) калиевая щелочная магма — зоны скопления цезийсодержащего астрофиллита (возможно, цезийсодержащие воды глубинной циркуляции, особенно в рифтовых структурах).

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИНДИКАТОРНОЙ РОЛИ РЕДКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРИКЛАДНОЙ ГЕОЛОГИИ

В предыдущих главах акцентировалось внимание на использовании полученных данных по геохимии редких щелочных элементов в различных магматических формациях для оценки их рудоносности на редкие щелочные элементы, выяснения последовательности формирования магматических серий пород, генетической связи с ними месторождений редких щелочных элементов, а также при анализе общих вопросов магнообразования.

В данной главе приводится несколько примеров использования индикаторной роли редких щелочных элементов в магматическом процессе для задач прикладной геологии.

1. В настоящее время большое внимание уделяется составлению карт магматических формаций, без чего не может быть дана правильная металлогеническая характеристика регионам. Наиболее сложным является выявление характерных признаков для генетически различных, но петрохимически близких магматических пород. Особенно это относится к гранитам. Редкие щелочные элементы в этом отношении играют роль индикаторов.

С помощью данных по геохимии редких щелочных элементов было показано, что в пределах верхнепалеозойского гранитоидного пояса Урала значительно шире, чем считалось ранее, развиты анатектические граниты, к числу которых нами отнесены крупный Исеткий, Шарташский массивы и северная часть Мурзинского массива [82, 84].

Это дает возможность более строго планировать поисковые работы в пределах этого пояса и показывает возможность использования редких щелочных элементов при составлении карты магматических формаций Урала.

2. Для гранитов интрузивных дифференцированных комплексов особо четко проявляется индикаторная роль параметров $Rb-K/Rb$ в установлении последовательности формирования интрузивных фаз гранитного комплекса, связи с ними редкометальных пегматитов и гранитов, при определении возможной глубины распространения редкометального оруденения.

Эти данные были использованы нами при оценке перспектив редкометального оруденения в пределах одного из оловорудных месторождений и показали, что в генетическом плане месторождение относится к оловоносным пегматитам. В свою очередь это позволило правильно оценить масштабы редкометального оруденения и дать практические рекомендации, которые полностью подтвердились при дальнейшей эксплуатации месторождения.

3. Выявление критериев связи месторождений с магматическими комплексами является одной из важнейших задач прикладной геологии.

Автором был предложен метод кварцеметрии для оценки потенциальной рудоносности гранитных массивов и кварцосодержащих жил, а также для установления между ними генетической связи по содержаниям в кварцах рудных элементов и элементов-минерализаторов [76]. Нами были выполнены также исследования содержания щелочных элементов (и особенно величины индикаторного отношения K/Rb) в кварцах оловорудных месторождений разных формаций [86].

Согласно Е. А. Радкевич (1956 г.), выделяется две группы оловорудных месторождений: а) силикатно-кварцевая (включающая формацию оловоносных пегматитов и касситерит-кварцевую); б) силикатно-сульфидная (включающая касситерит-силикатную и касситерит-сульфидную формации).

Двойственная природа геохимии олова — литофильность и халькофильность — приводят к появлению его концентраций в разных геохимических ассоциациях и, возможно, в связи с разными магмами.

Генетическая связь формации оловоносных пегматитов и касситерит-кварцевой с гранитами интрузивных дифференцированных комплексов фиксируется прямыми геологическими наблюдениями и не вызывает сомнения у исследователей.

Вопрос о связи с магматическими комплексами оловорудных месторождений силикатно-сульфидной группы решается исследователями менее однозначно. Эта группа месторождений тесно ассоциирует пространственно и временно с гранитоидами повышенной основности, слагающими небольшие интрузивы, или с их аналогами в вулканоплутонических комплексах (андезит-дацит-липаритовая формация). Граниты интрузивных дифференцированных комплексов и граниты производные андезит-дацитовой магмы резко отличаются между собой по содержаниям и соотношениям редких щелочных элементов и особенно по параметрам $Rb-K/Rb$ (см. гл. 3, 9, 10). Эти отличия объясняются разными содержаниями рубидия в исходных магмах.

Следует ожидать, что и гидротермальные рудные растворы, появляющиеся в связи с формированием гранитоидов этих двух групп, также будут различаться между собой по величине

**Статистические параметры K/Rb отношения в кварцах
оловорудных месторождений**

Генетическая группа месторождения	Число проб	K/Rb (среднее)	Стандартное отклонение	Коэффициент вариации, %
Силикатно-кварцевая	26	39	26,5	68
Силикатно-сульфидная	34	174	67,3	39

K/Rb. Характеристика последней в таких растворах может быть получена измерением этого параметра в кварцах рудных жил. Структура кварца неблагоприятная для вхождения калия и рубидия и их присутствие в кварце связано, видимо, главным образом с газовой-жидкими включениями. При этом абсолютные содержания калия и рубидия в кварце, естественно, будут колебаться в зависимости от количества таких включений, но величина K/Rb в кварце связана лишь с изменением величины этого параметра в самом гидротермальном растворе, из которого происходит кристаллизация кварца.

В кварцах рудопроявлений и месторождений, находящихся в генетической связи с гранитоидами интрузивных дифференцированных комплексов, величина K/Rb составляет менее 100 (табл. 67). Это понятно, если исходить из того (см. гл. 9), что величина K/Rb изменяется от 200—250 в начальных фазах становления таких гранитных комплексов до 130—170 в заключительной гранитной фазе и далее от 100 и менее в пегматитах. Соответственно и в гидротермальных жилах (гидротермах), генетически связанных с заключительными этапами кристаллизации таких гранитоидных комплексов, величина параметра K/Rb располагается на продолжении линии изменения величины K/Rb в процессе дифференциации гранитной магмы (рис. 35).

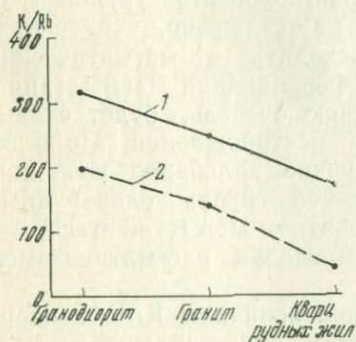


Рис. 35. Изменение величины отношений K/Rb в гранитах и кварцах рудных жил. 1 — производные андезит-дацитовой магмы; 2 — производные гранитной магмы

В кварцах гидротермальных рудопроявлений в связи с гранитоидами, производными магмы андезит-дацитового состава, величина рассматриваемого параметра будет значительно выше (порядка 150—200 и более). К такому случаю относятся анализы кварца из силикатно-сульфидной группы оловорудных месторождений (см. табл. 67).

Анализ табл. 67 и гистограмм (рис. 36) подчеркивает тесную генетическую связь оловорудных месторождений силикатно-кварцевой группы с гранитами интрузивных дифференцированных комплексов. При этом в пределах данной группы месторождений формация оловоносных пегматитов отделяется от касситерит-кварцевой по параметру K/Rb в кварце (см. рис. 36).

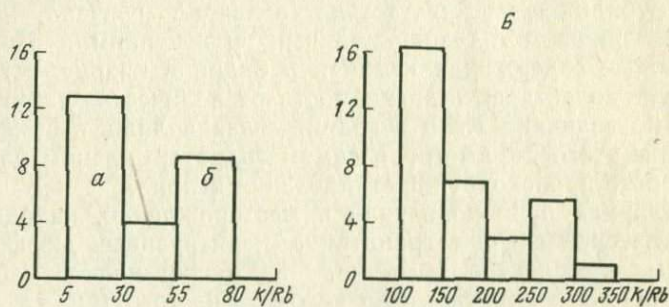


Рис. 36. Гистограммы распределения кварцев оловорудных месторождений по величине отношения K/Rb [86].

А — силикатно-кварцевая группа ($K/Rb=39\pm 26$; $V=68$); Б — силикатно-сульфидная группа ($K/Rb=174\pm 67$; $V=39$); а — формация оловоносных пегматитов; б — касситерит-кварцевая формация

Кварцы силикатно-сульфидной группы оловорудных месторождений по величине K/Rb располагаются на линии дифференциации андезит-дацитовой магмы, которая, вероятнее всего, и является источником рудных растворов этой группы месторождений (см. рис. 35). При этом не исключено, что генерация рудных растворов может происходить от магматических пород разного состава по мере дифференциации магмы (андезиты—дациты—липариты), что, в свою очередь, будет сказываться на величине K/Rb в кварце месторождений. По-видимому, об этом свидетельствует широкое колебание величины K/Rb в кварцах силикатно-сульфидной группы оловорудных месторождений, и эта величина, вероятно, может явиться показателем типа месторождения в пределах рассматриваемой группы.

Выявленные особенности изменения величины K/Rb в кварцах оловорудных жил говорят в пользу представлений о раз-

личных магматических источниках олова для силикатно-сульфидной и силикатно-кварцевой групп месторождений и отмечают объективный критерий их формационного деления.

Поскольку россыпные месторождения олова формируются в основном за счет месторождений олова, относящихся к силикатно-кварцевой группе, то анализ параметров $Rb-K/Rb$ в гранитоидах оловорудного района и величины K/Rb в кварце из россыпей может быть использован и для оценки перспектив района на россыпное олово.

Анализ параметра K/Rb в кварцах с указанными выше целями может быть применен и на месторождениях других металлов.

4. При гидрогеохимических исследованиях, связанных с выявлением термальных вод, несущих промышленные концентрации редких щелочных элементов, важным является решение вопроса о природе редких щелочных элементов в этих водах. Существуют противоположные мнения по этому вопросу: эндогенная и экзогенная природа. В значительной степени вторая точка зрения опирается на противоположные соотношения между редкими щелочными элементами в гидротермах ($Li \gg Rb; Cs \gg Rb$) по сравнению с магматическими породами ($Rb \gg Li \gg Cs$). Наши исследования показывают, что в гидротермальном кварце литий преобладает над рубидием, а величина Rb/Cs низкая и даже сдвигается в пользу цезия, что характерно и для современных гидротерм.

Такие обратные соотношения содержаний редких щелочных элементов в едином эволюционном процессе кристаллизации магмы возникают в силу геохимической специфики и различного поведения этих элементов на собственно магматическом и постмагматическом этапах.

Полученные данные можно рассматривать как веское доказательство эндогенной природы редких щелочных элементов, по крайней мере, в термальных водах современных вулканических областей, на что указывают и исследования в них изотопии гелия (Э. К. Герлинг и др., 1972 г.).

Эти примеры демонстрируют широкие возможности использования полученных в работе данных по геохимии редких щелочных элементов в магматическом процессе в решении различных задач прикладной геологии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В соответствии с основными задачами исследования геохимии лития, рубидия, цезия в магматическом процессе на основании приведенных в работе данных можно сделать следующие выводы.

1. Исходные породы верхней мантии являются главным источником редких щелочных элементов для выплавливаемых из них базальтов любых составов. К исходным породам верхней мантии под континентальной корой наиболее близки гранатовые лерцолиты включений кимберлитов.

2. Наибольшее фракционирование щелочных элементов при выплавлении под континентальной корой базальтов установлено между толентовыми базальтами и дунит-перидотитовым остатком, минимальное — между оливиновым нефелинитом и гранатовым перидотитовым остатком и связано с объемом выплавки.

3. Первичные базальтовые магмы характеризуются низкими содержаниями редких щелочных элементов, и процессы дифференциации таких магм не приводят к существенным концентрациям редких щелочных элементов. Первичные базальтовые магмы не рудоносны на редкие щелочные элементы.

4. Андезиты континентов отличаются от андезитов островных дуг более высокими содержаниями редких щелочных элементов (особенно цезия) и более низкими величинами индикаторных отношений (K/Rb , K/Cs , Rb/Cs , Rb/Li). Отмеченные различия выявлены для всей серии генетически связанных с ними пород, включая игнимбриты и граниты.

Таковыми же отличиями между собой по рассматриваемым параметрам характеризуются толентовые континентальные и океанические базальты. Не исключено, что эти признаки указывают на генетическую связь пород известково-щелочных серий островных дуг с океаническими толентами, а известково-щелочных серий континентов — с континентальными толентами.

Повышенная цезиеносность континентальных андезит-дацитовых магм находит отражение в появлении в связи с ними месторождений цезиеносных стекол и цезийсодержащих термальных вод.

5. Анализ геохимии редких щелочных элементов в процессе формирования пород ультраосновной щелочной формации показывает ее бесперспективность на редкие щелочные элементы. Причиной являются низкие содержания этих элементов в исходной магме, по составу близкой оливиновому нефелини-

ту. При этом породы ряда оливиниты—пироксениты—ийолиты—сиениты, по полученным данным, скорее всего образуются в процессе кристаллизационной дифференциации исходной магмы.

6. Геохимические данные по редким щелочным элементам в агпаитовых нефелиновых сиенитах Ловозерского и Хибинского массивов показывают, что эти породы находятся в генетической связи с формированием пород ультраосновной щелочной формации и располагаются на продолжении ее «ийолит-сиенитового отрезка» дифференциации. Эти генетические связи объясняют малые перспективы на самостоятельные месторождения редких щелочных элементов формации агпаитовых нефелиновых сиенитов Карело-Кольского региона.

7. Калиевые щелочные магмы, формирующиеся в условиях рифтовых структур и геосинклинальных областей, характеризуются разными содержаниями и величинами индикаторных отношений редких щелочных элементов (при близких закономерностях геохимического поведения редких щелочных элементов в процессе дифференциации магмы). Полученные геохимические данные подчеркивают возможность образования калиевых щелочных магм в результате плавления «зон флогопитизации» верхних горизонтов верхней мантии. При этом наиболее полно геохимическая специфика по редким щелочным элементам «зон флогопитизации» отражается в калиевых щелочных породах, формирующихся в рифтовых структурах. Процессы формирования пород калиевых щелочных серий приводят к концентрации цезия в астрофиллите. Калиевые щелочные магмы потенциально рудоносны на цезий.

8. Граниты интрузивных дифференцированных комплексов (магматические, по К. Менерту) резко отличаются по геохимии редких щелочных элементов (и особенно по $Rb-K/Rb$) от анатектических гранитов и гранитов производных базальтовой и андезит-дацитовой магм. В генетической связи с гранитами интрузивных дифференцированных комплексов находятся главные типы месторождений лития, рубидия, цезия.

Такие граниты, как показало исследование, не могут быть поставлены в генетический ряд с гранитами, возникающими в процессе анатексиса кристаллических сланцев и гнейсов. Возможным процессом образования гранитной магмы, отличающейся от гранитов других типов более высокими содержаниями редких щелочных и других литофильных элементов, может быть выплавление ее из нижних горизонтов земной коры с образованием анортозитового остатка.

9. Особенности геохимии редких щелочных элементов в процессе дифференциации магм определяются следующими главными факторами: а) составом магмы и содержанием в ней редких щелочных элементов; б) характером распределения в

процессе дифференциации магмы главных щелочных элементов, а также составом и структурой породообразующих минералов; г) характером распределения в процессе дифференциации летучих элементов.

10. Решающим фактором рудоносности магм на редкие щелочные элементы является начальная концентрация этих элементов в магме. К потенциально рудоносным на редкие щелочные элементы относятся : 1) гранитная магма (граниты интрузивных дифференцированных комплексов); 2) андезит-дацитовая магма окраин континентов и внутриконтинентальных областей; 3) калиевая щелочная магма.

Для магматических комплексов рудоносных на редкие щелочные элементы характерна специализация по цезию, литию и летучим элементам (бору, фтору).

11. Редкие щелочные элементы выступают как индикаторы при решении целого ряда геологических задач, таких, как: 1) изучение вопросов генезиса магм и формационной принадлежности магматических пород; 2) расчленение магматических комплексов и установление последовательности формирования слагающих их фаз; 3) выявление генетической связи рудных месторождений с магматическим источником; 4) оценка регионов на редкие щелочные и другие элементы.

1. *Алмазные месторождения Якутии*. М., Госгеолтехиздат, 1959. 526 с. Авт.: А. П. Бобривич, М. Н. Бондаренко, М. А. Гневушев и др.
2. *Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты)*. М., Изд-во АН СССР, 1962. 195 с. Авт.: А. А. Беус, Э. А. Северов, А. А. Ситник, К. Д. Субботин.
3. *Архангельская В. В.* Редкометалльные щелочные комплексы Южного края Сибирской платформы. М., «Недра», 1974. 128 с.
4. *Базаров Л. Ш., Косалс Я. А., Сенина В. А.* Температурные условия формирования цивальдит-амазонит-альбитовых апогранитов — «Докл. АН СССР», 1972, т. 203, № 3, с. 685—688.
5. *Белов Н. В.* Кристаллохимия минерализаторов. — «Докл. АН СССР», 1950, т. 71, № 1, с. 61—64.
6. *Белов Н. В.* Кристаллохимия основного петрологического процесса. (Тезисы докладов к симпозиуму по геохимии редких элементов в связи с проблемами петрогенеза). М., Изд-во АН СССР, 1957. 35 с.
7. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. 121 с.
8. *Билибин Ю. А.* Избранные труды. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959. 498 с.
9. *Бойд Ф. Р., Мак-Грегор И. Д.* Ультраосновные породы. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 278—283.
10. *Боровик-Романова Т. Ф., Соседко А. Ф., Савинова Е. Н.* Об отношении содержания калия к рубидию в минералах из пегматитовых жил Кольского п-ва по данным спектрального анализа — «Геохимия», 1958, № 4, с. 334—341.
11. *Виноградов А. П., Ярошевский А. А.* О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли. — «Геохимия», 1965, № 7, с. 779—790.
12. *Вологовская Н. А.* Щелочной комплекс Малого массива. — «Петрограф. сб.», М., 1957, № 2, вып. 21, с. 22—38.
13. *Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня*. М., «Наука», 1966. 246 с. Авт.: Р. Д. Гаврилин; Б. И. Злобин, Л. Л. Леонова и др.
14. *Геохимия Ловозерского щелочного массива*. М., «Наука», 1966. 394 с. Авт.: В. И. Герасимовский, В. П. Волков, Л. Н. Когарко и др.
15. *Герасимовский В. И., Поляков А. И.* Вулканические породы рифтовых зон Восточной Африки. — «Геохимия», 1970, № 4, с. 475—486.
16. *Герасимовский В. И., Лебедев В. И.* Рубидий в эффузивных породах рифтовых зон Восточной Африки. — «Геохимия», 1973, № 5, с. 710—715.
17. *Гинзбург А. И.* Об изоморфных замещениях в литиевых слюдах. — «Труды Минер. музея АН СССР», 1957, вып. 8, с. 42—60.
18. *Гинзбург А. И., Фельдман Л. Г.* Геохимическая направленность процессов формирования редкометалльных гранитов и пегматитов. — В кн.: I Международный геохимический конгресс. Гранитизация, граниты и пегматиты. М., 1972, т. III, кн. 2, с. 261—277.
19. *Гинзбург А. И., Ставров О. Д.* К геохимии цезия. — «Геохимия», 1969, № 4, с. 396—403.
20. *Глебов М. П.* Минералого-геохимические особенности мусковитовых пегматитов Гутаро-Бирюсинского района (Восточные Саяны). Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1970. 25 с.
21. *Гольшев В. М., Симонов В. И., Белов Н. В.* Кристаллическая структура эвдиалита. — «Кристаллография», 1972, т. 17, № 6, с. 1119—1123.
22. *Грин Д. Х.* Состав базальтовых магм как критерий условий их воз-

нижновения при океаническом вулканизме.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., 1973, с. 242—257.

23. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 427—434.

24. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород извлектово-щелочного ряда.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 118—131.

25. Грин Д. Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 228—255.

26. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 132—227.

27. Дмитриев Л. В., Уханов А. В., Шараськин А. Я. К вопросу о составе вещества верхней мантии.— «Геохимия», 1972, № 10, с. 1155—1167.

28. Дмитриев Л. В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Автореф. докт. дисс. М., 1973. 45 с.

29. Долгов Ю. А. Становление гранитных интрузий и образование камерных пегматитов.— В кн.: Условия образования пьезооптических минералов в пегматитах. М., 1969, с. 3—28.

30. Жидков А. Я. Щелочные интрузии Сынныр и Бурпала Северного Прибайкалья. Автореф. канд. дисс. Л., 1965. 25 с.

31. Жиров К. К., Урусова М. А. К геохимии щелочей в гранитах Таракского массива Евсейского кража.— «Геохимия», 1962, № 2, с. 105—115.

32. Злобин Б. И. Геохимическое исследование щелочных пород массива Сандык и их генезис (петрография, петрохимия, геохимия редких элементов, петрогенезис). Автореф. канд. дисс. М., 1963. 29 с.

33. Злобин Б. И., Лебедев В. И. Геохимические связи Li, Na, K, Rb и Tl в щелочной магме и их некоторое петрогенетическое значение.— «Геохимия», 1960, № 2, с. 87—103.

34. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965. 772 с. Авт.: А. А. Кухаренко, М. П. Орлова, А. Г. Булах и др.

35. Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Автореф. докт. дисс. М., 1975. 40 с.

36. Коган Б. И., Названова В. А., Солодов Н. А. Рубидий и цезий. М., «Наука», 1971. 334 с.

37. Кононова В. А. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М., «Наука», 1976. 386 с.

38. Кравченко С. М. Калий и рубидий в богатых калием лавах и игнибригах юрских вулканов Центрального Алдана.— «Геохимия», 1972, № 12, с. 936—947.

39. Крылова М. Д., Васильева С. Н. О температурах формирования жильного материала мигматитов докембрия.— В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М.—Л., 1966, с. 156—167.

40. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 386 с.

41. Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вскрест окраин континентов и островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островных дуг. М., 1970, с. 249—262.

42. Кутолин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов. М., «Наука», 1969, 159 с.

43. Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1971. 44 с.

44. Металлогенические особенности щелочных формаций в восточной части Балтийского щита. Л., «Недра», 1971. 200 с. Авт.: А. А. Кухаренко, А. Г. Булах, Г. А. Ильинский и др.

45. Куширо И. Частичное плавление перидотита в присутствии воды и в сухих условиях при высоких давлениях и генезис магм.— В кн.: I Международный геохимический конгресс. Магматические процессы. М., 1972, т. 1, с. 37—47.

46. *Лебедев А. П.* Опыт сравнительного обзора и генетической классификации анортозитовых формаций мира.—«Труды ИГЕМ», 1953, вып. 148, с. 50—69.
47. *Леонова Л. Л., Удальцова Н. И.* U, Th, Li, Rb и Cs в вулканических породах Курильских островов и Камчатки.—«Геохимия», 1970. № 11, с. 1329—1334.
48. *Леонова Л. Л., Удальцова Н. И., Иванов Б. В.* Радиоактивные (U, Th) и редкие щелочные (Li, Rb, Cs) элементы в породах Карымского вулкана (Камчатка).— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., 1971, с. 181—185.
49. *Лордкипанидзе М. Б., Захариадзе Г. С., Пайлодзе Б. В.* Особенности распределения калия, лития и рубидия в эффузивных образованиях палеогенового магматического комплекса Аджарии (Западная Грузия).—«Геохимия», 1971, № 6, с. 660—667.
50. *Любимова Е. А.* Тепловые источники происхождения магматических расплавов.— В кн.: I Международный геохимический конгресс. Магматические процессы. М., 1972, т. 1, с. 170—180.
51. *Ляхович В. В.* Некоторые особенности содержания цезия в гранитоидах.—«Докл. АН СССР», 1963, т. 153, № 6, с. 1424—1427.
52. *Магницкий В. А.* Слой низких скоростей верхней мантии земли. М., «Наука», 1968, 28 с.
53. *Мак-Берни А. Р.* Андезитовый и риолитовый вулканизм складчатых поясов.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 441—448.
54. *Мак-Грегор И. Д.* Поля устойчивости шпинелевых и гранатовых перидотитов в синтетической системе $MgO-CaO-Al_2O_3-SiO_2$.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 326—333.
55. *Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971. 327 с.
56. *Минеева И. Г.* Основные геохимические особенности щелочных пород калневого ряда.—«Геохимия», 1972, № 3, с. 272—280.
57. *Мейсон Б.* Метеориты. М., «Мир», 1965. 159 с.
58. *Наумов В. Б., Поляков А. И., Романчев Б. П.* Условия кристаллизации вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки по данным термобарометрических исследований.—«Геохимия», 1972, № 6, с. 663—668.
59. *Некоторые редкометалльные щелочные комплексы Восточной Сибири*—«Геол. м-ний редких элементов». М., 1968, вып. 32. 142 с. Авт.: В. А. Архангельская, Г. В. Андреев, А. И. Гинзбург, А. М. Портнов.
60. *Нестеренко Г. В., Фролова Л. П.* Литий и рубидий в траппах.—«Геохимия», 1965, № 3, с. 343—347.
61. *Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов.*— В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов (материалы к симпозиуму). Свердловск, 1971, с. 3—33. Авт.: Д. С. Штейнберг, Г. Б. Ферштатер, Н. С. Бородина и др.
62. *Отрощенко В. Д.* К геохимии бора и цезия в связи с вулканогенными породами Западного Тянь-Шаня.—«Геохимия», 1967, № 8, с. 964—970.
63. *Панина Л. И.* Некоторые данные о температурных условиях формирования Сынньурского щелочного массива.—«Докл. АН СССР», 1966, т. 170, № 6, с. 1411—1413.
64. *Петров В. П.* Магма и генезис магматических горных пород. М., «Недра», 1972. 134 с.
65. *Подольский А. А., Шурига Е. Г.* Литий и рубидий в магматических породах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— В кн.: Материалы VIII конференции молодых ученых ВИМС, М., 1970, ч. 1, с. 18—21.
66. *Портнов А. М., Островский Э. Я.* Поведение щелочей и радиоактивных элементов в процессе региональной гранитизации пород Кейвской серии (Кольский полуостров)—«Изв. АН СССР. Сер. геол.» 1971, № 5, с. 128—131.
67. *Рингвуд А. Э.* Состав и эволюция верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972, с. 7—26.
68. *Ротман В. К.* Об андезитовой линии Тихого океана и андезитовом вулканизме.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., 1971, с. 25—30.
69. *Рябчиков И. Д., Соловьева Б. А.* К геохимии рубидия и лития в слю-

- доносных пегматитах Северной Карелии.—«Геохимия», 1961, № 4, с. 316—323.
70. *Свешникова Е. В., Каленчук Г. Е.* Литий, рубидий и цезий в щелочных породах Енисейского кряжа.—«Геохимия», 1962, № 12, с. 1055—1065.
71. *Серии гранитизированных пород и поведение некоторых элементов при гранитизации (на примере Витимо-Каларского р-на, Вост. Забайкалья).*—«Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 3, с. 1186—1188. Авт.: И. С. Седова, Ю. С. Шаткина, Е. Д. Прудников, Н. В. Котов.
72. *Соболев В. С.* К вопросу об образовании лейцитовых пород.— В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Л., 1972, с. 36—43.
73. *Соболев В. С.*, Строение верхней мантии и способы образования магм. М., «Наука», 1973. 34 с.
74. *Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В.* Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии.—«Геология и геофизика», 1972, № 12, с. 37—42.
75. *Соловьев Н. С.* Рубидий в вулканических породах западной части Урулунгуйской зоны (Восточное Забайкалье).—«Геохимия», 1970, № 1, с. 82—87.
76. *Ставров О. Д.* К вопросу о содержании редких элементов в кварце.—«Геохимия», 1961, № 6, с. 508—513.
77. *Ставров О. Д.* Основные черты геохимии лития, рубидия, цезия в процессе становления гранитных интрузивов и связанных с ними пегматитов.—«Геология м-ний редких элементов», М., 1963, вып. 21, с. 1—142.
78. *Ставров О. Д.* Рубидий — индикатор процесса дифференциации гранитных магм.—«Сов. геология», 1966, № 6, с. 101—112.
79. *Ставров О. Д.* К проблеме гранита и его рудоносности в связи с геохимией рубидия.—«Геохимия», 1971, № 10, с. 1192—1208.
80. *Ставров О. Д., Портнов А. М.* К геохимии цезия в щелочных породах.—«Геохимия», 1965, № 3, с. 337—342.
81. *Ставров О. Д., Портнов А. М.* Распределение щелочных элементов и бора в породах массива Бурпала.—«Геохимия», 1966, № 4, с. 466—468.
82. *Ставров О. Д., Столяров И. С., Новчева Э. И.* Некоторые черты геохимии и вопросы генезиса Верх-Исетского гранитоидного массива (Средний Урал).—«Геохимия», 1969, № 12, с. 1490—1500.
83. *Ставров О. Д., Столяров И. С.* Петро- и геохимическая характеристика гранитоидов различного генезиса Уральской складчатой области.—«Сов. геология», 1973, № 4, с. 115—125.
84. *Ставров О. Д., Сурков Б. К., Фельдман Л. Г.* Условия формирования колумбитоносных гранитов Северного Тянь-Шаня («пегматитовая модель») и критерии их рудоносности.— В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов (материалы к симпозиуму). Алма-Ата, 1969, с. 135—137.
85. *Ставров О. Д., Уханов А. В.* Щелочные элементы и фтор в породах и минералах мантии.—«Геохимия», 1971, № 3, с. 282—293.
86. *Ставров О. Д., Зозуля Т. А.* Величина отношения K/Rb в кварце оловорудных месторождений — индикатор их связи с магматическим источником.—«Геохимия», 1975, № 7, с. 1043—1048.
87. *Структура земной коры под гранитными массивами юго-западной Англии.*— В кн.: Механизм интрузий магмы. М., 1972, с. 74—82. Авт. М. Ботт, А. Холдер, Р. Лонг, А. Лукас.
88. *Тейлор С.* Геохимия андезитов.— В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., 1972, с. 16—40.
89. *Тихоненкова Р. П., Нечаева И. А., Осокин Е. Д.* Петрология калиевых щелочных пород. М., «Наука», 1971. 217 с.
90. *Устиев Е. К.* Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 11, с. 3—15.
91. *Уханов А. В.* Состав верхней мантии по ксенолитам в трубке «Обнаженная» (северо-восток Сибирской платформы). Автореф. канд. дисс. М., 1975. 22 с.
92. *Ферсман А. Е.* Пегматиты. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР. 1960, т. VI, 742 с.

93. Ферштатер Г. Б. Петрология главных формационных типов гранитоидов Урала. Автореф. докт. дисс. М., 1972. 35 с.

94. Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири.— В кн.: Геология и петрология докембрия. Общие и региональные проблемы. М., Изд-во АН СССР, 1962, вып. 5, с. 1—120.

95. Хитаров Н. И., Слуцкий А. Б., Пугин В. А. Высокоглиноземистый базальт, механизм его плавления и кристаллизации на больших и малых глубинах.— «Геохимия», 1971, № 9, с. 1027—1040.

96. Цезий куплетскит — новый минерал.— «Докл. АН СССР», 1971. 197, № 6, с. 1394—1397. Авт.: А. Ф. Ефимов, В. Д. Дусматов, А. А. Ганзеев, З. Т. Катаева

97. Челищев Н. Ф. Ионообменные свойства астрофиллитов в надкритических условиях.— «Геохимия», 1972, № 7, с. 856—861.

98. Шарков Е. В. Массивы габбро-анортозитов — гранитов рапакиви как вероятные магматические очаги древних риолитовых плато.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 217—217.

99. Шмакин Б. М., Макрыгина В. А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов. М., «Наука», 1969. 279 с.

100. Щербина В. В. Различия геохимических процессов, протекающих с участием калия и натрия.— «Геохимия», 1963, № 3, с. 229—236.

101. Щукин С. И., Титов В. К. Поведение фтора в процессе формирования щелочных вулканогенно-интрузивных пород Мурунского массива (Алдан).— «Геохимия», 1968, № 11, с. 1339—1347.

102. Этыкинское оловородное месторождение Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963. 123 с. Авт.: О. Д. Левицкий, В. В. Аристов, В. М. Константинов, Е. А. Станкеев.

103. Яковлева С. З., Шейнина Г. А. Калий и рубидий в среднеятулийских основных эффузивах Центральной Карелии.— «Геохимия», 1971, № 7, с. 837—845.

104. Ярошевский А. А. Зонное плавление мантии и некоторые проблемы первичной базальтовой магмы.— В кн.: Международный геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. М., 1968, с. 82—89.

105. Abbot M. J. K and Rb in a continental alkaline igneous rock suite — «Geochim. et cosmochim. acta», 1967, v. 31, N 6, p. 1035—1041.

106. Ancient and modern volcanic rocks: a trace elements model.— «Earth and Planet. Sci. Letters.», 1970, v. 10, N 1, p. 17—28. Aut.: S. R. Hart, C. Brooks, T. E. Krogh e. a.

107. Aramaki Shigeo, Hirayama Kumeko, Nozawa Tamotsu. Chemical composition of Japanese granites. I.— «Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo», 1970, v. 48, N 3, p. 491—505.

108. Barth T. F. W. Aspects of the crystallization of quartz-feldspathic plutonic rocks, Tschermaks Mineral.— «Petrog. Mitt.», 1966, v. 11, p. 209—222.

109. Bell K., Doble R. J. K-Rb relationships in some continental alkalic rocks associated with the East African Rift Valley System.— «Geochim. et cosmochim. acta», 1971, v. 35, N 9, p. 903—916.

110. Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars. Pt 1—2.— «J. Geophys. Res.», 1960, v. 65, N 4, p. 1083—1102.

111. Bultitude R. J., Green D. H. Highly undersaturated rock in upper mantle conditions.— «Nature» (Gd. Brit), 1970, v. 226, N 5247, p. 748—749.

112. Cundari A., Le Maitre R. W. On the petrogeny of the leucitebearing rocks of the Roman and Birunga volcanic regions.— «J. Petrol.», 1970, v. 11, N 1, p. 33—47.

113. Dickinson W. R. Relations of andesites, granites, and derivative sandstones to arc-trench tectonics.— «Rev. Geophys. and Space Phys.», 1970, v. 8, N 4, p. 813—860.

114. Erlank A. J., Hofmeyr P. K. K/Rb and K/Cs ratios in Karoo dolerites from South Africa.— «J. Geophys. Res.», 1966, v. 71, N 22, p. 5439—5445.

115. Fornaseria M., Penta A. Elementi alcalini minori negli analcimi e loro

comportamento nel processo di analcimijjazione della leucite.—«Period. mineral.», 1960, v. 29, N 1, p. 85—102.

116. *Geochemistry of alkali olivine basalt from an eruption on Jan Mayen.*—«Nature. Phys. Sci.», 1972, v. 235, N 54, p. 31—33. Aut.: P. W. Weigand, A. O. Brunfelt, K. S. Heier e. a.

117. *Green T. H.* Experimental fractional crystallization of quartz diorite and its application to the problem of anorthosite origin.—«Mem. N. J. State Mus. Sci. Serv.», 1969, N 18, p. 23—29.

118. *Green D. H., Ringwood A. E.* The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure.—«Earth and Planet. Sci. Letters», 1967, v. 3, N 2, p. 151—160.

119. *Green D. H.* Conditions of melting of basanite magma from garnet peridotite.—«Earth and Planet. Sci. Letters», 1973, v. 17, N 2, p. 456—464.

120. *Griffin W. L., Murthy R. V.* Abundances of K, Rb, Cs and Ba in some ultramafic rocks and minerals.—«Earth and Planet. Sci. Letters», 1968, N 4, N 6, p. 497—501.

121. *Griffin W. L., Murthy R. V.* Distribution of K, Rb, Sr and Ba in some minerals relevant to basalt genesis.—«Geochim et cosmochim acta», 1969, v. 33, N 11, p. 1389—1414.

122. *Gunn B. M.* K/Rb and K/Ba ratios in Antarctic and New Zealand tholeiites and alkali basalts.—«J. Geophys. Res.», 1965, v. 70, N 24, p. 6241—6247.

123. *Hamilton E. J.* Distribution of some trace elements and the isotopic composition of strontium in Hawaiian lavas.—«Nature», 1965, v. 206, p. 251—253.

124. *Hamilton W., Myers W. B.* The nature of batholiths.—«Geol. Surv. Profess. Paper», 1967, N 554-C, p. 30.

125. *Hart S. R. K.* Rb, Cs, Sr and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts.—«Phil. Trans. Roy. Soc. London», 1971, v. A268, N 1192, p. 573—587.

126. *Hart S. R., Gunn B. M., Watkins N. D.* Intralava variation of alkali elements in Icelandic basalt.—«Amer. J. Sci.», 1971, v. 270, N 4, p. 30—37.

127. *Henderson C. M.* Minor element chemistry of leucite and pseudoleucite.—«Min. Mag.», 1965, v. 35, N 272, p. 596—603.

128. *Jahns R. H., Burnham C. W.* Experimental studies of pegmatite genesis. I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites.—«Econ. Geol.», 1969, v. 64, N 8, p. 843—864.

129. *Jakeš P., White A. J. R.* K/Rb ratios of rocks from island arcs.—«Geochim. et cosmochim. acta», 1970, v. 34, N 8, p. 849—856.

130. *Jakeš P., White A. J. R.* Major and trace element abundances in volcanic rocks of Orogenic areas.—«Bull. Geol. Soc. America», 1972, v. 83, N 1, p. 29—39.

131. *Jamison B. C., Clarke D. B.* Potassium and associated elements in tholeiitic basalts.—«J. Petrology», 1970, v. 11, N 2, p. 183—204.

132. *Jensen M. L.* Provenance of Cordilleran intrusives and associated metals.—«Econ. Geol.», 1971, v. 66, N 1, p. 34—42.

133. *Kushiro J., Syono Y., Akimoto S.* Stability of phlogopite at high pressures and possible presence of phlogopite in the earth's upper mantle.—«Earth and Planet. Sci. Letters», 1967, v. 3, N 3, p. 197—203.

134. *Lagache M., Carron J. P.* La distribution des elements alcalins entre les biotites et les muscovites des roches grantiques.—«C. r. Acad. sci.», 1972, v. D275, N 2, p. 157—159.

135. *Lessig P., Decker R. W., Reynolds R. C.* Rb and K in Hawaiian lavas.—«J. Geophys. Res.», 1963, v. 68, p. 5851—5855.

136. *Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F.* The granite system at pressure of 4 to 10 kilobars.—«J. Geophys. Res.», 1964, v. 69, N 4, p. 759—773.

137. *McDougall J., Compston W.* Strontium isotope composition and potassium-rubidium ratios in some rocks from Reunion and Rodriguez Indian Ocean.—«Nature», 1965, v. 207, N 4994, p. 252—253.

138. *Ozima Minoru, Zashu Shigeo, Ueno Naoko.* K-Rb and Sr^{87}/Sr^{86} ratios

of dredged Submarine basalts.—«Earth and Planet. Sci. Letters», 1971, v. 10, N 2, p. 239—244.

139. *Philpotts A. R.* Origin of the anorthosite-mangerite rocks in southern Quebec.—«J. Petrology», 1966, v. 7, p. 1—64.

140. *Philpotts J. A., Schnetzler C. C., Thomas.* Petronetic implications of some new geochemical data on eclogitic and ultrabasic inclusions.—«Geochim. et cosmochim. acta», 1972, v. 36, p. 1131—1166.

141. *Stewart D. B.* Petrogenesis and mineral assemblages of lithium-rich pegmatites.—«Geol. Soc. America. Spec. Paper.», 1964, N 76, p. 159.

142. *Stuber A. M., Murthy V. B.* Potassium rubidium ratios in ultramafic rocks: differentiation history of the upper mantle.—«Science», 1966, v. 153, N 3737, p. 740—741.

143. *Tatsumoto M., Hedge C. E., Engel A. E. J.* Potassium, rubidium, strontium, uranium, thorium and the ratio of strontium-87 to strontium-86 in oceanic tholeiitic basalt.—«Science», 1965, v. 150, p. 886—888.

144. Trace element abundances in andesites. II Saipan, Bougainville and Fiji.—«Contribs Mineral. and Petrol.», 1969, v. 23, N 1—26. Auth.: S. R. Taylor, A. C. Capp, A. L. Graham, D. H. Blake.

145. *The fluorine, chlorine, bromine and iodine contents of volcanic rocks in Japan.*—«Bull. Chem. Soc. Japan», 1971, v. 44, N 7, p. 1844—1850. Auth.: Minoru Yochido, Kazuyoshi Takahashi, Norinobu Yonehara et al.

146. *Tuttle O. F., Bowen N. L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O .—«Geol. Soc. America. Mem.», 1958, v. 74, p. 1—153.

147. *Tuttle O. F., Jahns R. H.* Genesis of homogeneous aplite dikes.—«Geol. Soc. America. Spec. Paper», 1965, N 82, p. 209.

148. *Vaughan D. E. W.* The crystallization ranges of the Spruce Pine and Harding pegmatites.—«Thesis, Penn. State Univ., Dept. Geochem.», 1963.

149. *Weyl R.* Die geologischen Voraussetzungen zur Bildung granitischer Magmen.—«Z. Dtsch. geol. Ges.», 1965 (1968), Bd 117, N 2—3, S. 904—905.

150. *White A. J. R., Compston W., Kleeman A. W.* The Palmer granite: a study of a granite within a regional metamorphic environment.—«J. Petrol.», 1967, v. 8, p. 29—50.

151. *White A. J. R.* Genesis of migmatites from Palmer region of South Australia.—«Chem. Geol.», 1966, v. 1, p. 165—200.

152. *Whitney P. R.* Variation of the K/Rb ratio in migmatitic paragneisses of the Northwest Adirondacks.—«Geochim. et cosmochim. acta», 1969, v. 33, N 10, p. 1203—1211.

153. *Woodrow P. J.* The crystal structure of astrophyllite.—«Acta crystallogr.», 1967, v. 22, N 5, p. 673—678.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
<i>Глава 1.</i> Современные представления о магматическом процессе и обоснование выбора объектов исследования	8
<i>Глава 2.</i> Геохимия щелочных элементов в породах верхней мантии	16
<i>Глава 3.</i> Геохимия лития, рубидия, цезия в базальтах и андезитах	30
<i>Глава 4.</i> Геохимия лития, рубидия, цезия в ультраосновной щелочной формации	46
<i>Глава 5.</i> Геохимия лития, рубидия, цезия в формации агпаитовых нефелиновых сиенитов	69
<i>Глава 6.</i> Геохимия лития, рубидия, цезия в формации калиевых щелочных пород	77
<i>Глава 7.</i> Геохимия рубидия в щелочных породах рифтовых зон Восточной Африки	121
<i>Глава 8.</i> Геохимия лития, рубидия, цезия в габбровой формации	129
<i>Глава 9.</i> Геохимия лития, рубидия, цезия в гранитах	
<i>Глава 10.</i> Вопросы генезиса магм и их рудоносности на редкие щелочные элементы в связи с геохимией лития, рубидия, цезия	177
<i>Глава 11.</i> Использование индикаторной роли редких щелочных элементов в прикладной геологии	199
Заключение	204
Список литературы	207

ИБ № 1090

ОЛЕГ ДМИТРИЕВИЧ СТАВРОВ

**ГЕОХИМИЯ ЛИТИЯ, РУБИДИЯ, ЦЕЗИЯ
В МАГМАТИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ**

Редактор издательства *С. Г. Бароянц*
Обложка художника *А. И. Федотова*
Художественный редактор *В. В. Евдокимов*
Технический редактор *Б. А. Илясова, О. А. Болтунова*
Корректор *Э. Г. Агеева*

Сдано в набор 15/VI 1977 г. Подписано в печать 23/XI 1977 г. Т-21009
Формат 60×90^{1/16} Бумага № 2 Печ. л. 13,5 Уч.-изд. л. 13,78 Тираж 1250 экз.
Заказ № 511/6348-2 Цена 2 р. 10 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Московская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном
комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и
книжной торговли. 109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА» ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ

АРЕНС В. Ж., ГАЙДИН А. М. Геолого-гидрогеологические основы геотехнологических методов добычи полезных ископаемых. 15 л. 95 к.

В книге охарактеризованы основные условия, определяющие возможность применения геотехнологических методов, показаны перспективы их использования на месторождениях различных типов. Освещаются специфические особенности разведки месторождений. Особое внимание уделено гидрогеологическим исследованиям, задачи и методы которых существенно отличаются от обычных. Рассмотрены задачи, решаемые геологической службой при эксплуатации месторождений: сбор и обработка геолого-технологической информации, учет движения запасов, исследования с целью охраны недр и гидросферы.

Книга рассчитана на широкий круг геологов и горняков и может быть полезна студентам горных и геологических специальностей вузов.

ГУРВИЧ С. И. Закономерности размещения редкометалльных и оловоносных россыпей. 15 л. 95 к.

В книге рассмотрены основные промышленные и генетические типы россыпей циркона, касситерита, танталита и других редкометалльных минералов. Охарактеризованы геологические предпосылки образования редкометалльных и оловоносных россыпей в связи с определенными формационными типами коренных источников. Приведен детальный анализ условий формирования и закономерностей размещения россыпей в пределах различных структур и ландшафтов. В зависимости от палеогеографической обстановки и геологических особенностей конкретных регионов выделены основные эпохи формирования продуктивных отложений. Рассмотрены условия высвобождения и транспортировки редкометалльных минералов и касситерита в зависимости от характера морфолитогенеза. Особое внимание уделено критериям поисков и перспективам выявления древних прибрежно-морских и континентальных россыпей в пределах отдельных подвижных и платформенных областей территории СССР.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся геологической съемкой, поисками и оценкой россыпей цветных и редких металлов.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазинов:

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

2 р. 10 к.

2321

НЕДРА