

В. В. Ляхович

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ
В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ
МИНЕРАЛАХ
ГРАНИТОИДОВ

В. В. Ляхович

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ
В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ
МИНЕРАЛАХ
ГРАНИТОИДОВ

1-112667



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва · 1972

552

Л98

УДК 550.42 : 552.321

Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М., «Недра», 1972. 200 с.

Приведены данные о средних содержаниях редких и рудных элементов в породообразующих минералах гранитоидов, основанные на большом количестве (более 12 000) частных определений Nb, Ta, TR, Be, Li, Rb, Cs, W, Mo, Pb, Zn, Cu и других элементов. Вычисленные средние содержания являются своеобразными кларками редких элементов в породообразующих минералах гранитоидов и дают возможность объективно оценивать своеобразие состава минералов, а также судить об их геохимических особенностях в зависимости от генезиса гранитоида, его петрографического состава, степени измененности поздними процессами рудоносности. Они позволяют уточнить характер поведения редких элементов в процессе кристаллизации гранитной магмы и по этому признаку выделять граниты с хорошо проявленной рудогенерирующей способностью, что имеет первостепенное значение для научно-обоснованного планирования поисково-разведочных работ.

Таблиц 95, иллюстраций 17, список литературы — 364 назв.

2—9—4
39—72

552



ВВЕДЕНИЕ

Большие успехи, достигнутые за последние годы в области лабораторных методов сепарации, позволяющих получать из различных типов пород моно-минеральные фракции, значительно расширили возможности петрологии как науки. Появилась возможность получать для различных исследований и в первую очередь для аналитических необходимое количество чистых минералов и даже их отдельных разновидностей или генераций.

Последнее особенно важно, так как использование обычных химических анализов пород или оптических особенностей породообразующих минералов не всегда дает однозначные результаты при расшифровке процессов петрогенезиса и рудообразования. Неоценимую помощь может оказать при этом изучение второстепенных составных частей изверженных пород — редких элементов и их минералов. Так, один и тот же элемент может образовывать различные соединения (F — флюорит, топаз; TR — ортит, монацит, бастнезит и др.; Ti — сфен, ильменит, рутил и т. п.), тем самым указывая на своеобразие условий кристаллизации магмы. Различные содержания редких элементов в составе породообразующих и акцессорных минералов могут указывать на своеобразие генезиса породы или на ее возможную рудоносность. Подобная информация значительно более разнообразна по сравнению с той, которая добывается методами классической петрографии. Так возникла мысль о возможности использования редких элементов и их минералов в качестве индикаторов различных геологических процессов.

Работы А. И. Гинзбурга (1954) и В. В. Щербины (1954) были одними из первых в этой области. В них указывалось, что минералы переменного состава могут рассматриваться как химические индикаторы, характеризующие состав среды, из которой они выделялись и которая непрерывно меняется в ходе эволюции магматического расплава — раствора. Отмечалось, что по содержанию редких элементов в породообразующих минералах можно судить о наличии в породе собственных минералов этих элементов. Было высказано мнение (Гинзбург, 1954), что по содержанию редких элементов в минералах пегматитов (например, Cs и Sn в слюдах), можно судить о наличии в пегматитовых жилах руд соответствующих элементов. Во всех подобных случаях состав минерала упоминается как наиболее достоверный индикаторный признак.

В 1959 г. на симпозиуме «Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса» (ГЕОХИ АН СССР) определены возможности использования особенностей распределения редких элементов в изверженных породах как геохимических критериев при решении петрогенетических задач.

Последующие работы (Таусон, 1961 и др.) во многом дополнили представления о характере распределения редких и рудных элементов по породообразующим минералам гранитоидов.

Проблема минералов-индикаторов весьма актуальна и сложна. Ее актуальность в необходимости дать в руки исследователя достаточно надежные и объективные признаки, которые можно использовать при различных генетических и металлогенических построениях. Ее сложность заключается в отсутствии систематических и достаточно проверенных наблюдений, раскрывающих причины появления характерного признака у минерала-индикатора. Выделение этих признаков осложняется непостоянным составом подавляющей части породообразующих минералов гранитоидов и наличием нескольких их генераций.

Наиболее важными и достоверными индикаторными признаками являются особенности состава минерала, а именно: изменения в содержании как главных, слагающих минерал элементов, так и тех, которые изоморфно входят в его кристаллическую решетку и которые обычно называют элементами-примесями. Однако последние не являются примесями в буквальном смысле слова, так как представляют собой закономерные составные части той минералообразующей среды, из которой происходило образование изучаемого минерала.

Находясь в породе в весьма незначительном количестве, они заметно накапливаются в определенных минералах-концентраторах, состав которых наглядно отражает изменения в той сложной по насыщенности различными элементами геохимической системе, которую мы называем магмой.

Изменение состава и содержания этих элементов в определенных минералах-концентраторах отражает геохимические особенности магмы: степень насыщенности ее летучими компонентами, а также рудными и редкими элементами, различное содержание которых может указывать на необычный характер зарождения или последующей кристаллизации гранитной магмы.

Изучение характера распределения редких и рудных элементов по слагающим гранит минералам позволило выделить среди них минералы-носители и минералы-концентраторы. И те и другие могут быть использованы как минералы-индикаторы, позволяющие наряду с общегеологическими и петрографическими данными более обоснованно: судить об условиях формирования гранитных массивов (например, повышенное содержание Ti в биотите гибридных гранитов; Rb и Li — в калиевом полевом шпате из апикальных частей гранитных массивов; F и Sn — в биотите из гранитов трещинных интрузивов и т. п.); сопоставлять по подобным признакам граниты различных массивов или различных комплексов; выявлять принадлежность гранитоида к определенному генетическому типу (высокие содержания Cr, Ni, V и низкие Nb, Ta, Sn в биотитах и магнетитах из гранитов габбровой формации, высокая глиноземистость и низкая железистость биотитов, наряду с высоким содержанием Rb в калиевом полевом шпате из автохтонных гранитоидов, отличающая их от одноклапчатых минералов интрузивных гранитов и т. п.); судить о возможной рудоносности гранитоидов (повышенные содержания Sn и Cu и пониженные Pb и Zn в биотите. Be в плагиоклазе. Au в кварце и т. п.).

Поскольку в перечисленных случаях речь идет большей частью о тонких отличиях в составе минерала, в качестве первоочередной задачи возникает необходимость вычисления средних содержаний редких и рудных элементов в породообразующих (и наиболее распространенных аксессуарных) минералах гранитоидов. Это дает возможность более правильно интерпретировать наблюдающиеся изменения в содержании тех или иных элементов и выбирать более правильные пути при решении сложных вопросов петрологии и рудообразования.

В настоящее время считается общепризнанным, что гранитоиды являются

образованиями гетерогенными. Особенности состава одноименных породообразующих минералов в генетически различных группах гранитоидов, несмотря на отдельные указания, например, о том, что калиевые полевые шпаты гранитоидов габбровой и гранитной формаций отличаются по содержанию рубидия и свинца (Ферштатер и др., 1969), остаются практически не выясненными.

В теоретических и практических целях было бы крайне важно использовать особенности частных содержаний редких элементов в породообразующих минералах гранитоидов, в том случае, если они значительно отличаются от средних, например, цезия или олова в биотите, вольфрама или бериллия в плагиоклазе, свинца или фтора в калиевом полевом шпате и т. п.

Цифры средних содержаний имеют большую ценность еще и потому, что являются своеобразным эталоном, позволяющим сравнивать и оценивать частные содержания, подверженные известным колебаниям в зависимости от петрохимических особенностей гранитоида, его генезиса, состава самого минерала или степени его измененности. Средние содержания редких элементов в минералах-носителях могут быть также приняты как верхний предел первично-магматических содержаний этих элементов в гранитах. Более высокие содержания, очевидно, указывают на измененность гранита, сопровождающуюся его импрегнацией редкими и рудными элементами или их минералами.

Кроме того, изучение состава породообразующих (и акцессорных) минералов различных генераций проливает свет на поведение редких элементов в магматическом процессе.

Установление средних содержаний редких элементов в гранитоидах различного генезиса или состава имеет большое значение, поскольку позволяет объективно оценить степень их концентрации в каждом из выделенных типов. Однако дальнейшей задачей является установление средних содержаний редких элементов в породообразующих (и акцессорных) минералах гранитоидов различной формационной принадлежности. Подобные исследования приобретают особое значение при решении вопросов о потенциальной рудоносности гранитоидов, так как среднее содержание элемента в породе не отражает формы его нахождения — рассеянной или концентрированной. Последняя, когда элемент образует собственные минералы, может служить важным индикатором при поисках как эндогенных, так и экзогенных скоплений минералов редких элементов. Знание средних содержаний редких элементов в минералах, которые можно использовать при оценке рудоносности гранитных массивов, приобретает особый интерес еще и потому, что уже сейчас известно много примеров, когда содержания этих элементов в рудоносных гранитоидах (например, Горного Алтая, Восточного Саяна) близки к кларковым или даже ниже их, и поэтому не могут быть использованы в качестве достоверного индикатора рудоносности.

Установление средних содержаний редких элементов в минералах из гранитоидов различных регионов позволит объективно оценить степень концентрации каждого элемента в соответствующем минерале-носителе или минерале-концентраторе и дать более объективную геохимическую характеристику региона, имеющую первостепенное значение при научно обоснованном планировании поисковых и разведочных работ на редкие элементы.

Для успешного развития геологии необходимо применение новых методов и приемов, нужны более точные данные о физических свойствах пород и минералов, новые минералого-геохимические классификации изверженных пород, учитывающие не только особенности содержания в них породообразующих и акцессорных минералов, но и своеобразие их состава. В связи с этим особое

значение приобретает установление новых геохимических характеристик, особенно таких, как среднее содержание редких и рудных элементов в минералах гранитоидов различного генезиса и различной рудоносности. Одной из основных задач геохимии следует считать не только дальнейшее уточнение особенностей распределения содержаний редких элементов в породах и выяснение их корреляционных связей, но и переход к выяснению закономерностей распределения редких элементов в минералах, т. е. к геохимии минералов.

Изложение материала в предлагаемой работе и подчинено перечисленным выше задачам.

Анализу подвергались породообразующие минералы из гранитоидов различных генетических типов, различного возраста и географического положения. Интрузивные палингенные гранитоиды в них представлены палеозойскими гранитоидами Восточного Саяна, Тувы, Горного Алтая, Урала, Казахстана, Узбекистана и мезозойскими гранитоидами Северо-Востока СССР, Восточного Забайкалья, Северного Кавказа и Армении; автохтонные метасоматические — докембрийскими гранитоидами Украины и в меньшей мере Кольского полуострова и Воронежского кристаллического массива; гранитоиды габбровой формации — пестрыми по составу нижнепалеозойскими гранитоидами Урала.

Для сравнения приведены также данные по содержанию редких элементов в породообразующих минералах гнейсов и мигматитов Украины, щелочных гранитов Кольского полуострова, липаритов Дальнего Востока, щелочных, основных и ультраосновных пород и карбонатитов Урала, Кольского полуострова и Алдана, заимствованные главным образом из литературы.

Методика выделения породообразующих минералов, обеспечивающая их достаточную чистоту, сводилась к следующему.

Материалом для их извлечения служила та часть продуктов смыва, получаемых на концентрационном столе в результате промывки дробленных до крупности 0,5 мм проб гранитоидов, которая лишена продуктов переизмельчения (шлам) или сростков породообразующих минералов с аксессуарными и обычно называется хвостами. Хвосты концентрационного стола подвергались флотации по методу А. П. Пиккат-Ордынской (1967), позволяющему получать мономинеральные фракции слюды, кварца и полевых шпатов (последние суммарно).

Согласно этому методу биотит и мусковит флотируются катионным реагентом АНП, обеспечивающим гидрофобизацию их поверхности. Депрессия полевых шпатов и кварца осуществляется серной кислотой. Слюдяной концентрат додрабливается до 0,25—0,1 мм и перецищается один или несколько раз. Разделение биотита и мусковита осуществляется на электромагните. Для дофлотации неактивных частиц слюды проводится контрольная флотация, позволяющая получить чистый от слюды кварц-полевошпатовый продукт.

Для эффективной флотации полевого шпата производится додробление до крупности 0,15—0,074 мм, сводящее к минимуму количество сростков кварца и полевых шпатов. Флотация ведется тем же реагентом АНП, но активируется фтористоводородной кислотой, которая одновременно является депрессором кварцевых частиц. Концентрат основной флотации полевых шпатов перецищается один или несколько раз. Затем проводится одна или несколько контрольных флотаций, чтобы в камере флотационной машины остался чистый кварц.

Разделение коллективного концентрата полевых шпатов на калиевый и натриево-кальциевый производилось по методу И. Г. Зеленко (1969) на центрифуге в бромформе, разбавленном в спирте, по формуле

$$V_1 = V_0 \cdot \frac{d_0 - d_1}{d - d_1},$$

где V_1 — объем спирта, необходимый для разбавления бромформа до заданного удельного веса; V_0 — начальный объем бромформа; d_0 — удельный вес бромформа 2,89; d — заданный удельный вес (обычно 2,59); d_1 — удельный вес гидролизного спирта — растворителя. При подобном разделении чистота получаемых концентратов составляла 95—98%.

Обширный аналитический материал распределен так, что в тексте приводятся преимущественно средние содержания, а конкретные частные содержания редких элементов в минералах с указанием типа пород и региона приводятся значительно реже. В качестве основной характеристики, приводимой в большинстве таблиц, использовалось среднее арифметическое, поскольку при большом числе наблюдений оно дает достаточно верное представление о среднем содержании элемента в минерале. В известной мере это было достигнуто благодаря тому, что при вычислении среднего содержания редких и рудных элементов в породообразующих минералах гранитоидов различного состава или гнейзиса наиболее высокие и наиболее низкие содержания элемента в минерале не учитывались, как не учитывались и содержания редких элементов в измененных минералах или минералах из измененных гранитов.

Однако для того, чтобы иметь более полное представление о характере распределения содержаний редких и рудных элементов в минералах, были вычислены статистические оценки ($\bar{x}$, α , S^2 , S , λ , t_1 , t_2 , $\lg t_1$, $\lg t_2$) тех элементов, количество определений которых удовлетворяет требованиям, предъявляемым статистикой. Эти данные в виде отдельных таблиц помещены в конце каждой главы, посвященной тому или иному минералу.

Основная приводимая характеристика, с которой сравниваются все остальные, — среднее содержание элемента в минерале интрузивного гранита. Оно получено в результате объединения данных по содержанию того или иного элемента в одноименных минералах из диоритов, гранодиоритов, биотитовых и лейкократовых гранитов интрузивного гнейзиса и различных регионов.

В приводимых таблицах порядок расположения элементов соответствует уменьшению степени их концентрации в данном минерале.

Всего в работе использовано 12 582 частных определений, из которых 8430 заимствовано из литературы, а остальные выполнены в аналитических лабораториях Бронницкой геолого-геохимической партии и в ИМГРЭ.

Li, Rb, Cs определялись методом фотометрии пламени, Ta и W — химическим, а остальные элементы — количественным спектральным методом. Чувствительность определений (в $\mu\text{г}/\text{мг}$): Li, Tl — 0,5; Be, Sn, Bi — 1; Nb, Ta, Ca — 2; W, Mo, Cu, Ge — 3; Pb, Sc, B, Cs — 5; Rb, Zn, Ni — 10; F — 50. Чувствительность определения элементов, содержания которых в минералах приводятся только по литературным данным (в $\mu\text{г}/\text{мг}$): Ba — 100; Co, Cr — 50; TR, Zr — 20; Sr, Th — 10; V — 5; In — 0,02; Au — 0,00002.

Распределение количества определений различных редких элементов в породообразующих минералах, использованное при выводе их средних содержаний, представлено в табл. 1.

Говоря о средних содержаниях редких элементов в минералах, нельзя не упомянуть о влиянии на них микровключений собственных минералов этих элементов, особенно обильных в цветных минералах гранитоидов и, в частности, в биотите. Специально это будет рассмотрено в следующей главе, здесь же следует отметить, что в литературных данных в большинстве случаев не приводятся сведений о чистоте анализировавшихся минералов. В известной мере это связано с тем, что современные, достаточно эффективные методы сепарации, позволяющие почти полностью освобождать интересующий минерал от микро-

включений, не применяются достаточно широко. Поэтому при выводе средних содержаний элементов не учитывались особенно высокие содержания, которые могут быть объяснены наличием микровключений собственных минералов.

Выполнение настоящей работы оказалось возможным благодаря помощи коллектива Лаборатории аксессуарных минералов ИМГРЭ, где под руководством А. П. Ордынской и Л. П. Головановой и особенно благодаря помощи Н. Я. Щербачевой, А. С. Олейниковой и В. С. Жестковой, было проведено большое количество выделений мономинеральных фракций породообразующих минералов.

Таблица 1

Количество использованных определений редких и рудных элементов в породообразующих минералах гранитоидов

Элемент	Роговая обманка	Биотит	Мусковит	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц
Ti	28	359	34	—	—	—
W	2	88	32	201	149	206
Mo	15	163	5	246	227	284
Sn	13	396	55	92	110	238
Nb	8	408	98	11	20	21
Ta	8	305	96	11	20	21
U	15	20	—	11	3	21
Th	3	19	—	—	2	6
TR	8	30	—	4	—	—
Zr	34	59	—	—	—	—
Y	29	1	—	25	—	—
Ge	—	10	—	—	—	34
Pb	16	68	4	92	387	132
Zn	9	177	—	—	2	88
Cu	15	53	—	—	8	146
Cr	43	39	5	—	—	—
Ni	28	269	5	—	—	—
Co	30	195	5	—	—	—
V	40	33	2	—	—	—
Bi	—	15	—	—	—	37
In	—	5	—	—	—	1
Li	35	528	137	84	222	72
Rb	14	536	139	107	574	28
Cs	—	303	95	8	378	23
Tl	—	48	17	—	4	20
Be	31	204	88	320	335	277
Ga	33	76	24	31	50	7
Sr	34	18	—	34	136	8
Ba	35	33	—	26	116	1
Sc	63	73	—	—	—	—
Au	61	13	4	7	6	24
F	13	269	59	73	34	1
B	7	21	—	223	28	61
Всего	670	4834	904	1606	2811	1757

Считаю также приятным долгом выразить свою искреннюю благодарность сотрудникам Лаборатории аксессуарных минералов ИМГРЭ В. И. Нефедовой, Т. Т. Балановой, Т. А. Касаевой, Л. С. Левченко, Е. Г. Кольжановой, оказавшим неоценимую помощь в составлении таблиц, графиков, гистограмм, в вычислении средних содержаний, унификации литературы и т. п.

Г л а в а I

ФОРМА НАХОЖДЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ ГРАНИТОИДОВ

Породообразующие минералы гранитоидов составляют основную массу породы. Являясь по составу алюмосиликатами (кроме кварца), они обладают непостоянным содержанием главных образующих минерал элементов, что оказывает большое влияние на их изоморфную емкость.

Редкие элементы в породообразующих минералах концентрируются в меньшей степени, чем в акцессорных. Породообразующие минералы являются для большинства редких минералов — носителями. Однако породообразующие минералы вследствие большого их содержания в породе могут захватывать и консервировать большую часть того или иного редкого элемента от его общего содержания в породе. Знание частных и средних содержаний редких элементов в породообразующих минералах имеет большое значение при выявлении своеобразия в распределении элементов по слагающим породе минералам, при вычислении коэффициента рудоносности и т. п.

В отличие от цветных минералов гранитоидов, роговой обманки и особенно биотита, выделение которых не представляет трудности, сведения о содержании редких элементов в калиевых полевых шпатах и плагиоклазах крайне скудны. Обычно указывается, что большая часть содержащихся в гранитоиде Mo, Be, Rb, U, Pb, Sr и В концентрируется в полевых шпатах без разделения их на калиевые или плагиоклазы (Зилов и др., 1963; Могаровский, Мельниченко, 1967; Лыхин, Кубышкина, 1967; Мельниченко, Могаровский, 1968).

В настоящее время практически отсутствуют сведения о средних содержаниях рудных и редких элементов в породообразующих минералах рудоносных и нерудоносных гранитов, гранитов различного состава и генезиса, а также и в минералах из генетически связанных серий пород. Подобные данные являются важными геохимическими реперами, позволяющими судить как о рудогенерирующей способности гранитов, так и о причинах ее порождающих; как о своеобразии генезиса гранитоида, так и об особенности поведения редких и рудных элементов в течение длительного и сложного процесса становления, формирования и последующего преобразования гранитных массивов.

Приводимый ниже материал представляет только первую часть работы по геохимии породообразующих минералов гранитоидов. В дальнейшем необходимо будет установить зависимость между составом породообразующих минералов и содержанием в них редких элементов, что позволит более обоснованно оценить роль петрохимического и кристаллохимического факторов в концентрации редких элементов в постмагматические этапы формирования интрузивов.

Рассматривая особенности содержания редких и рудных элементов в породообразующих минералах гранитоидов, сравнивая частные содержания со средними и пытаясь на основании этого судить о генетических или геохимических особенностях гранитоида, надо естественно учитывать и возможность того, что повышенные содержания элемента, обычно в первую очередь привлекающие внимание исследователя, могут быть чуждыми данному минералу.

Кристаллические решетки породообразующих минералов обладают неодинаковой изоморфной емкостью в отношении различных редких элементов, и их присутствие, особенно в повышенных количествах, не всегда вызвано изоморфными замещениями в узлах этих решеток. В то же время изоморфная форма нахождения редких и рудных элементов рассматривается как определяющая при выделении индикаторных признаков минералов и при разграничении их на носители и концентраторы различных рудных и редких элементов.

Формы вхождения редких и рудных элементов в породообразующие минералы гранитоидов довольно разнообразны. Многие элементы могут входить в состав минералов, располагаясь в вакантных местах кристаллической решетки, в дефектах, дислокациях, в участках мозаичного блочного строения кристаллических решеток, в сорбированном состоянии и т. п.

Кроме того, в минералах обычны и часто весьма многочисленны самые разнообразные микровключения: твердые и газожидкие, первичные и вторичные.

Влияние посторонних включений на содержание редких или рудных элементов в минерале может быть устранено или путем механического освобождения от микропримесей собственных минералов этих элементов, или путем избирательного выщелачивания реагентами, не разрушающими силикатный минерал-хозяин, но хорошо растворяющими микровключения, например такие сульфиды, как галенит, сфалерит, молибденит или другие минералы.

Микровключения минералов редких или рудных элементов встречаются во всех без исключения породообразующих минералах гранитоидов. Наибольшее их количество наблюдается в биотите. Характер микровключений может быть различен. Это могут быть собственные минеральные фазы, образованные при распаде растворов. Таковы микровключения рутила в биотите. Н. В. Белов (1959) считает, что вольфрам и молибден, изоморфно находящиеся в плагиоклазе в низших степенях окисления, затем могут давать начало шеелиту и повеллиту, содержащим эти элементы в высшей степени окисления — W^{6+} и Mo^{6+} .

Это могут быть эпитактические нарастания посторонних минералов на грани минерала-хозяина в процессе его роста. В мусковите слюдоносных пегматитов установлены, например, магнитные включения, представленные магнетитом и пирротинном. Закономерная ориентировка этих минералов на плоскостях (001) мусковита свидетельствует об эпитактическом характере роста и обусловлена близостью структурных мотивов кислородных плоских сеток (001) мусковита и (001) пирротина, узлы которых заполнены Fe (Сафронова, Эйгирд, 1969). Подобные включения рудных минералов значительно снижают промышленную ценность слюды, а при обильном их развитии делают ее непригодной для использования в качестве электроизоляционного материала (Bhadra и др., 1968) и геохимического индикатора.

Это могут быть включения минерала в минерале, вызванные их одновременной кристаллизацией. Таковы, например, пластинки молибденита, располагающиеся по спайности между пластинками биотита, причем ни гранит, ни биотит не несут следов позднего изменения (Хрущов, 1961). В гранитах Восточного Забайкалья биотит, отмытый водой из материала, раздробленного до $-0,6$ мм, показал содержание молибдена 310 г/т, а биотит, выделенный

центрифугированием из той же пробы, раздробленной до $-0,2$ мм, показал значительно меньшее содержание молибдена — $3,5$ г/т (Козлов и др., 1965). В другом случае содержание молибдена в биотите уменьшилось после центрифугирования с $6,8$ до $1,9$ г/т (Петрова, 1966). Приведенные примеры показывают, что более тонкие классы дробления способствуют более полному освобождению исходного материала от микровключений.

Микровключения могут возникнуть, наконец, как продукты изменения минерала или более поздней импрегнации его в процессе общего изменения гранитоида. Так, в слюдах грейзенизированных гранитов отмечались микровключения молибденита в виде мельчайших чешуек, располагающихся между листочками слюды (Бузаев, 1962). Можно сослаться и на убедительные опыты В. Л. Барсукова (1957), показавшие, что содержание олова в мусковитах уменьшается (с 1000 до 500 г/т), если последний был мелко раздроблен и ст-центрифугирован (табл. 2). Это позволяет считать, что значительная часть олова в мусковитах приходится на микровключения.

Таблица 2

Зависимость содержания Sn в мусковитах от примеси в них касситерита (Барсуков, 1957)

Содержание Sn в мусковите, г/т		Содержание Sn в мусковите, г/т		Содержание Sn в мусковите, г/т	
до центрифугирования	после центрифугирования	до центрифугирования	после центрифугирования	до центрифугирования	после центрифугирования
19	19	98	83	230	180
20	20	115	65	300	170
26	17	170	140	500	260
81	36	220	110		

На основании изучения тресков осколков спонтанного и индуцированного деления урана в слюдах установлены три различные по происхождению формы нахождения урана: 1) уран, захваченный при кристаллизации слюды и относительно равномерно распределенный в ней; 2) уран, находящийся в пленочной урановой минерализации, внедрившейся в слюды по плоскостям спайности в ходе геологической истории; 3) уран, адсорбированный на плоскостях спайности слюд в результате процессов гипсргенеза (Комаров, Щуколюков, 1966).

Сравнение материала по природным и искусственным слюдам и в том и другом случае показывает наличие двух форм нахождения тория в слюдах: обогащенная торием постторонная фаза и равномерное его рассеяние. Третья форма — концентрация тория вдоль трещин спайности (Наумов и др., 1966).

Среди породообразующих минералов гранитоидов самыми высокими содержаниями разнообразных элементов-примесей выделяется биотит. Это является следствием своеобразия его структуры, благоприятной для изоморфного вхождения целого ряда элементов; обычно позднего времени его выделения, когда происходит относительная концентрация рудных и редких элементов, а также результатом наличия в нем микровключений разнообразных аксессуарных минералов: сфена, магнетита, циркона, монацита, колумбита и др. Изучение вещественного состава биотита следует проводить, применяя строго однообразную методику его выделения: получение чистых фракций с последующим их додробливанием и центрифугированием, позволяющим в значительной мере освободиться от микровключений минералов различных элементов.

Обычными микровключениями в биотите являются сфен и магнетит. Для определения их влияния на состав биотита проведены две серии анализов. В одном случае на содержание TiO_2 , FeO и Fe_2O_3 анализировался биотит, отобранный под бинокулярной лупой, в другом — тот же биотит, но тонко растертый и дважды подвергнутый центрифугированию для освобождения от заключенных в нем микровключений. Результаты анализов приведены в табл. 3.

Таблица 3

Зависимость содержания TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO в биотите от микровключений сфена и магнетита, вес. %

Район	До центрифугирования			После центрифугирования		
	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	Fe_2O_3	FeO
Украина	2,23	4,90	19,90	2,20	8,56	18,65
Северный Кавказ	4,35	4,50	17,48	3,43	4,34	19,54
Урал	3,28	13,95	14,64	2,78	7,87	19,69
»	4,16	6,36	15,73	3,39	6,58	17,50
»	1,80	5,93	14,12	1,45	6,63	13,45
»	3,30	6,23	13,76	3,18	4,56	19,29
»	3,44	8,89	18,84	2,47	4,84	15,29
»	4,24	7,24	13,00	3,12	7,27	13,27
Среднее	3,4	7,2	15,9	2,8	6,3	17,1

Заметное уменьшение содержания TiO_2 в отцентрифугированном биотите говорит об удалении значительного количества микровключений минералов титана. Результаты спектрального анализа, кроме того, показывают, что в отобранных биотитах по сравнению с отцентрифугированными наблюдаются большие содержания олова, никеля, меди, хрома и циркония, очевидно, объясняемое микровключениями циркона, касситерита и сульфидов.

В биотите обычны плеохроичные дворики, связанные с микровключениями высокорadioактивных минералов, в частности циркона. Х. Дегенхардт (1959) исследовал биотиты на включения циркона и установил, что биотиты, лишенные включений, содержат циркония 18—56 г/т, а более высокие значения — до 463 г/т — вызваны присутствием включений циркона. Батлер (Butler, 1953) также объясняет обнаруженное в одном из биотитов высокое содержание циркония (150 г/т) исключительно наличием включений циркона.

По Л. В. Таусону (1961) для цинка характерна преобладающая изоморфная форма нахождения в гранитоидах. Опыты по дифференциальному выщелачиванию цинка из биотита показали, что из него может извлекаться от 70 до 80 % общего содержания этого элемента в минерале. Это позволяет полагать, что при высокой температуре большая часть цинка входила в биотит в виде изоморфной примеси. В дальнейшем при понижении температуры эти твердые растворы распадались с высвобождением цинка из кристаллической решетки биотита. В результате первоначально изоморфно связанный цинк переходил в легко подвижную «внекремнистую» форму, оставаясь в кристаллах биотита в виде микровключений собственных минералов.

Как известно, свыше 80 % свинца гранитоидов связано с полевыми шпатами. Однако опыты по избирательному выщелачиванию свидетельствуют о том, что от 30 до 50 % свинца не связано в решетках силикатов, а находится в виде иных форм, обуславливающих его легкое извлечение (Таусон, 1961).

На основании иногда значительного содержания молибдена в кварце считалась возможным кристаллохимическая связь молибдена с кремнием. Однако молибден в кварце может присутствовать не только в изоморфной форме, но и в форме микровключений молибдатов или молибденита, а также быть сорбированным (Mo^{4+}) на гранях кристаллов кварца при его кристаллизации. Опыты по выщелачиванию молибдена подтверждают существование упомянутых форм (Студенникова и др., 1960).

Газово-жидкие включения, также концентрирующие в себе определенные редкие элементы, встречаются значительно реже и наиболее обильны в кварце — минерале наиболее позднем по времени выделения. В результате исследования твердой части газово-жидких включений в кварце из грейзеновой зоны методом рентгеноспектрального точечного анализа установлено присутствие всех элементов группы La и, кроме того, обнаружен W (Элинсон и др., 1969). В щелочных породах часть фтора, помимо биотита и флюорита, находится в газово-жидких включениях (Щукин, Титов, 1968).

В изверженных породах Кэлиманских гор (РНР) максимальная концентрация рудных элементов наблюдается в роговой обманке (в g/m): Zп — 82,2; Pb — 47,2; Cu — 164. Однако ввиду большого сродства перечисленных элементов к сере они присутствуют не в виде изоморфной примеси, а образуют микровключения самостоятельных минералов (Savul и др., 1957).

Наличие микровключений значительно искажает наши представления об изоморфной емкости породообразующих минералов и о правильности различных схем изоморфного замещения, описываемых для этих минералов. Представители крайней точки зрения считают, что использование корреляционного анализа и результатов дифференциального выщелачивания позволяет прийти к выводу, что схемы гетеровалентного изоморфизма для Ta, Nb, Sn, Be и части Ti не подтверждаются, и наиболее вероятной формой нахождения указанных элементов в слюдах является образование ими собственных микроминералов (Нарсеев, Бугаец, 1966).

Подобные рассуждения были бы более обоснованы, если бы мы имели возможность отделять родственные микровключения от посторонних, продукты распада высокотемпературных твердых растворов от более поздней низкотемпературной импрегнации чуждыми минералами.

В магнетите нередко встречаются в качестве продуктов распада твердого раствора ильменит, шпинель или ульвошпинель. Магнитной сепарацией тонкоизмельченного магнетита можно освободиться от значительной части этих минералов — продуктов распада твердых растворов. Однако это понизит исходное содержание элементов-примесей в магнетите, и такие пробы не должны использоваться для геохимических выводов (Чистяков, 1970).

При современном уровне выделения мономинеральных фракций породообразующих минералов можно пренебречь наличием в них микровключений, так как родственные микровключения подчеркивают геохимические особенности магмы и отдельных этапов ее кристаллизации, а доля чуждых включений, очевидно, незначительна и только в случае сильного изменения породы может привести к существенному искажению результатов. В то же время наличие в породообразующих минералах микровключений минералов редких и рудных элементов позволяет использовать их в качестве индикатора рудоносности интрузивов, так как это отражает повышенную рудогенерирующую способность гранитной магмы, т. е. способность концентрировать находящиеся в ней рудные и редкие элементы до такой степени, что они получают возможность образовывать свои собственные минералы.

Глава II

РОГОВАЯ ОБМАНКА

Роговая обманка — характерный цветной минерал наиболее основных, богатых кальцием и железом, разновидностей гранитоидов: гранодиоритов и диоритов. Ее содержание в них увеличивается с 2—5% в биотит-роговообманковых гранитах до 15—20% в роговообманковых диоритах *. В нормальных известково-щелочных гранитах наиболее часто встречается обыкновенная зеленая роговая обманка.

Роговые обманки обладают весьма разнообразным химическим составом и достаточно сложной структурой, допускающими большое количество различных ионных замещений и не только среди слагающих минерал элементов, например $\text{NaAl} \rightleftharpoons \text{CaMg}$ или $\text{NaSi} \rightleftharpoons \text{CaAl}$, но и менее значимых для состава минерала, но весьма важных в геохимическом отношении, например замещение $\text{Fe} \leftarrow \text{Zn}$, Sc ; $\text{Mg} \leftarrow \text{Li}$; $\text{Ca} \leftarrow \text{TR}$, Y , Sr , U , W , Mo ; $\text{Al} \leftarrow \text{Ga}$; $\text{K} \leftarrow \text{Ba}$, Rb и т. п. Несмотря на это, роль роговой обманки в общем балансе большинства редких и рудных элементов в гранитоидах незначительна.

В гранитоидах Мегринского плутона (Армения) на долю цветных минералов (биотита и роговой обманки) приходится менее 15% молибдена от общего содержания его в породе (Демин и др., 1968). В гранитах Восточного Забайкалья роговые обманки концентрируют 4—11% бериллия (Таусон и др., 1969) и 7—24% олова (Петрова, Легайдо, 1965) от общего содержания этих элементов в граните.

Средние содержания вычислены на основании 670 частных количественных определений редких и рудных элементов в роговой обманке.

Особенности содержания редких и рудных элементов в роговой обманке гранитоидов

Используя полученные цифры средних содержаний (табл. 4 и 5) и коэффициентов концентрации (табл. 6), можно оценить некоторые особенности содержаний редких и рудных элементов в роговой обманке гранитоидов.

С к а н д и й. Среднее содержание скандия в роговых обманках гранитоидов 132,4 г/т, коэффициент концентрации 44. Следствием высокой степени концентрации скандия в роговой обманке является то, что на его долю приходится 60—80% скандия от его общего содержания в гранитоиде.

* Здесь и в дальнейшем типичные содержания породообразующих минералов даны в соответствии с классификацией Б. М. Куплетского (1953).

Средние содержания редких и рудных элементов
в роговой обманке гранитоидов, $г/т$

Элемент	Гранодиориты	Граниты биотит- роговообманковые	Гранитоиды (среднее)
Sc	112,3 (10)	165,8 (6)	132,4 (16)
Sn	8,5 (2)	25,5 (8)	22,1 (10)
F	5750,0 (10)	5400,0 (3)	5670,0 (13)
Co	34,0 (8)	25,2 (2)	32,2 (10)
Zn	223,8 (4)	526,7 (3)	353,6 (7)
Y	173,3 (6)	246,7 (3)	197,8 (9)
V	198,1 (8)	167,5 (2)	192,0 (10)
Ni	31,9 (8)	27,5 (2)	31,0 (10)
Ti	8300,0 (3)	8000,0 (3)	8150,0 (6)
Mo	3,1 (10)	4,0 (4)	3,4 (14)
Cr	78,8 (8)	75,0 (2)	78,0 (10)
B	—	26,0 (7)	26,0 (7)
Th	—	29,3 (3)	29,9 (3)
TR	943,3 (3)	246,5 (4)	545,0 (7)
Cu	15,1 (9)	100,0 (2)	30,5 (11)
Be	6,0 (9)	9,9 (13)	8,3 (22)
U	4,9 (7)	5,4 (4)	5,1 (11)
Nb	15,1 (5)	40,8 (2)	22,4 (7)
Cs	—	5,0 (1)	5,0 (1)
Ga	16,5 (10)	23,7 (6)	19,2 (16)
W	1,4 (2)	—	1,4 (2)
Ta	2,7 (5)	4,2 (2)	3,1 (7)
Pb	17,8 (13)	6,7 (3)	15,7 (16)
Li	26,0 (18)	29,9 (8)	27,2 (26)
Au	0,0026 (2)	0,0032 (59)	0,0032 (61)
Zr	98,0 (7)	250,0 (1)	117,0 (8)
Sr	70,6 (16)	80,2 (5)	72,9 (21)
Rb	16,6 (10)	26,7 (3)	19,0 (13)
Ba	41,7 (6)	120,0 (3)	67,8 (9)

Примечание. Здесь и в дальнейшем в скобках указано количество проб, из которых выведено среднее.

Среди гранитоидов различного состава наиболее высокое содержание скандия характерно для роговой обманки из биотитовых гранитов (см. табл. 4). Аналогичная зависимость отмечена А. С. Дудыкиной (1960), по данным которой среднее содержание скандия (14 определений) в роговой обманке из гранодиорита составляет 80 $г/т$, а из гранита (46 определений) — 120 $г/т$. Подобные соотношения возможно объясняются большим содержанием в гранодиоритах других, сосуществующих с роговой обманкой, железисто-магнезиальных минералов, в кристаллических решетках которых мог рассеиваться скандий.

К вычисленному среднему близко среднее содержание скандия в роговых обманках гранитоидов (Дудыкина, 1960), равное 115 $г/т$ (65 определений).

По сравнению с полученным средним в роговой обманке из гранитоидов Гиссарского плутона скандия содержится несколько больше 152 $г/т$ (Мельниченко, Могаровский, 1968₃), а в гранитоидах Урала значительно меньше — 77 $г/т$ (Бушляков, 1969₁). По сравнению с гранитами роговая обманка кислых эффузивов содержит скандия значительно больше — 195,2 $г/т$. Низкие содержания скандия (84,6 $г/т$) характеризуют роговые обманки основных пород,

Таблица 5

**Средние содержания редких и рудных элементов в роговой обманке
интрузивных, эффузивных и метаморфических пород, г/т**

Элемент	Эффузивы кислые	Спелиты рогово- обманковые	Габбро рогово- обманковые	Гнейсы	Сланцы
Sc	195,2 (5)	—	84,6 (8)	109,6 (14)	52,0 (20)
Sn	—	10,8 (3)	—	—	—
Co	37,4 (5)	—	58,7 (9)	20,0 (1)	13,8 (5)
Zn	—	—	17,2 (2)	—	—
Y	255,0 (4)	—	32,0 (6)	76,1 (10)	—
V	148,4 (5)	—	318,5 (8)	501,3 (17)	—
Ni	38,3 (3)	—	131,7 (9)	30,0 (1)	54,4 (5)
Ti	—	8100,0 (1)	2400,0 (1)	8736,5 (17)	2517 (3)
Mo	—	1,2 (1)	—	—	—
Cr	4,2 (4)	—	227,5 (8)	143,7 (16)	284,0 (5)
TR	—	—	192,0 (1)	—	—
Cu	—	—	81,0 (3)	—	—
Be	—	7,8 (6)	1,3 (2)	0,4 (1)	—
U	—	14,8 (3)	6,1 (1)	—	—
Nb	—	—	—	46,1 (1)	—
Ga	17,0 (5)	28,7 (3)	9,1 (7)	—	32,5 (2)
Ta	—	—	—	2,1 (1)	—
Li	—	140,0 (1)	6,7 (7)	22,0 (1)	—
Au	—	—	0,0186 (6)	—	—
Zr	—	—	31,5 (10)	130,0 (16)	—
Sr	31,8 (5)	—	71,4 (7)	15,0 (1)	—
Rb	—	27,0 (1)	—	—	—
Ba	65,6 (5)	—	27,0 (5)	139,0 (16)	—

Таблица 6

**Коэффициенты концентрации (K) редких и рудных элементов
в роговой обманке гранитоидов**

Элемент	Среднее содержание, г/т		K	Элемент	Среднее содержание, г/т		K
	в граните (кларк)	в роговой обманке			в граните (кларк)	в роговой обманке	
Sc	3,0	132,4	44,1	Be	5,5	8,3	1,5
Sn	3,0	22,1	7,4	U	3,5	5,1	1,5
F	800,0	5670,0	7,1	Nb	20,0	22,4	1,1
Co	5,0	32,2	6,4	Cs	5,0	5,0	1,0
Zn	60,0	353,6	5,9	Ga	20,0	19,2	1,0
Y	34,0	197,8	5,8	W	1,5	1,4	0,9
V	40,0	192,0	4,8	Ta	3,5	3,1	0,9
Ni	8,0	31,0	3,9	Pb	20,0	15,7	0,8
Ti	2300,0	8150,0	3,5	Li	40,0	27,2	0,7
Mo	1,0	3,4	3,4	Au	0,0045	0,0032	0,7
Cr	25,0	78,0	3,1	Zr	200,0	117,0	0,6
B	15,0	26,0	1,7	Tl	1,5	0,8	0,5
Ge	1,4	2,4	1,7	In	0,26	0,6	0,3
Th	18,0	29,3	1,6	Sr	300,0	72,9	0,2
TR	350,0	545,0	1,6	Rb	200,0	19,0	0,1
Cu	20,0	30,5	1,5	Ba	830,0	67,8	0,08

хотя роговые обманки гипербазитов содержат иногда значительное (104 г/т) количество этого элемента (Борисенко и др., 1969). Минимальные содержания скандия установлены в роговой обманке из прожилков в андезите — 14 г/т и из известкового скарна — 10 г/т (Некрасов, Лебедева, 1968).

В литературе указывалось, что закономерных различий между содержаниями Sc в породообразующих минералах из гранитоидов различных генетических типов Урала не обнаружено (Фоминых и др., 1966).

Однако среднее содержание скандия в роговой обманке гранитоидов Верхне-Исетского массива 77 г/т (Бушляков, 1969₁) — почти в 2 раза ниже среднего. По имеющимся данным (Ставров и др., 1969), эти гранитоиды сформировались в результате гранитизации осадочно-метаморфизованных толщ. Роговые обманки последних по сравнению с роговой обманкой гранитов также характеризуются пониженным содержанием скандия (Крылова и др., 1970). Последнее, учитывая высокую концентрацию скандия в роговой обманке, отражает бедность исходных пород скандием, так как песчано-сланцевые породы содержат в 3 раза меньше скандия, чем граниты (Виноградов, 1962).

О л о в о. Среднее содержание 22,1 г/т, коэффициент концентрации 7,4. В зависимости от количества роговой обманки в граните на ее долю может приходиться от 7 до 24% олова породы.

Значительно понижено по сравнению со средним содержание олова в роговых обманках из гранитоидов Дальнего Востока (26 определений) — 8 г/т (Недашковский, 1969); Западного Забайкалья — 8,5 г/т (Петрова, Легейдо, 1965). В роговой обманке из гранитоидов Урала, в связи с которыми не известна оловянная минерализация, олово не обнаружено (Бушляков, 1969₁).

Роговые обманки из рудоносных гранитов Дальнего Востока содержат в среднем больше олова (24 определений) — 53,5 г/т, чем роговые обманки нерудоносных гранитов (30 определений) — 5,2 г/т. При этом сильно увеличивается дисперсия содержаний олова с 0,8 в роговых обманках нерудоносных до 42,52 в роговых обманках рудоносных гранитоидов (Говоров и др., 1970). Последнее может быть отчасти связано с появлением микровключений касситерита.

Ф т о р. Среднее содержание фтора 5670 г/т; коэффициент концентрации 7,1.

Сходное среднее содержание фтора (7 определений), равное 5300 г/т, при колебании от 2600 до 7700 г/т, было установлено в роговых обманках из гранитных пород гор Адирондак (Buddington, Leonard, 1953). Еще больше фтора содержат роговые обманки из сиенит-диоритов и гранодиоритов Восточного Саяна (5 определений) — 8600 г/т (Воронцов и др., 1969). Более высокие содержания фтора (10 600 г/т) характеризуют роговую обманку из рапакиви, богатых флюоритом трещинных гранитов.

Особенно больших значений (24 000—24 700 г/т) достигает содержание фтора в щелочном амфиболе из сиенитов Ловозерского массива (Когарко, 1962).

В роговых обманках из скарнов содержание фтора составляет 1900, 6800, 1100 г/т, в среднем 3270 г/т (Geiger, 1961), т. е. несколько выше среднего, характерного для роговой обманки гранитоидов.

К о б а л ь т. Среднее содержание 32,2 г/т, коэффициент концентрации 6,4.

Содержание Со довольно постоянно в роговой обманке из гранитов — 32,2 г/т, из кислых эффузивов — 37,4 г/т и из основных пород — 38 г/т. Значительно меньше Со (20—14 г/т) содержат роговые обманки гнейсов и особенно сланцев. И только роговые обманки основных пород в соответствии

с геохимическими особенностями последних содержат больше Со — 58,7 г/т (см. табл. 5). Установленные отличия следует использовать при выявлении минералого-геохимических особенностей автохтонных гранитов или гранитов габбровой формации.

Ц и н к. Среднее содержание цинка в роговой обманке — 353,6 г/т, коэффициент концентрации 5,9. Поскольку основными концентраторами и носителями цинка в гранитоидах являются магнезиально-железные минералы, обычно наблюдается прямая связь между цветным индексом породы и содержанием в ней цинка. В гранитоидах Мегринского плутона, геохимической особенностью которых считается повышенное содержание в них цинка, количество последнего в роговой обманке составляет 280—380 г/т (Демин и др., 1968), т. е. не превышает среднего значения, что позволяет предполагать наличие значительного количества собственных минералов цинка, главным образом сфалерита.

И т т р и й. Среднее содержание 197,8 г/т, коэффициент концентрации 5,8.

Тенденция иттрия накапливаться в более поздних и кислых продуктах кристаллизации находит отражение в более высоком содержании иттрия (246,7 г/т) в роговых обманках из биотит-роговообманковых гранитов по сравнению с таковыми из диоритов, содержащими 173,3 г/т иттрия (см. табл. 4). Аналогичные содержания характеризуют и роговые обманки из гранитоидов Южно-Калифорнийского батолита (Sen и др., 1959). В тоналитах и гранодиоритах они содержат (4 определения) 186 г/т иттрия, а из крупнозернистого гранита — 2000 г/т. Особенно значительно увеличивается содержание иттрия в роговых обманках из гранитоидов поздних интрузивных фаз с 13 до 200 г/т (Алексиев, 1965).

Роговые обманки кислых эффузивов содержат больше иттрия (255 г/т) по сравнению со средним, а из габбро — меньше (32 г/т).

В а н а д и й. Среднее содержание 192 г/т, коэффициент концентрации 4,8.

Роговые обманки диоритов содержат ванадия несколько больше, чем роговые обманки гранитов.

В соответствии с геохимическими особенностями гипербазитов роговая обманка из этих пород отличается очень высокими содержаниями ванадия — до 2968 г/т (Борисенко и др., 1969), тогда как в роговой обманке из габбро среднее содержание ванадия несколько ниже — 318,5 г/т. Отражением более высокого по сравнению с гранитами содержания ванадия в осадочно-метаморфических породах является значительное его содержание в роговой обманке из гнейсов (501 г/т), что можно использовать при выяснении геохимических особенностей автохтонных гранитов.

Н и к е л ь. Среднее содержание 31 г/т, коэффициент концентрации 3,9.

В роговых обманках гранитоидов Казахстана среднее содержание никеля (4 определения) повышено в 2 раза и составляет 72 г/т (Серых, 1964). Содержание никеля уменьшается в роговых обманках из гранитоидов более молодого возраста. Значительно повышены по сравнению со средним содержания никеля в роговых обманках из габбро и сланцев — 132—54 г/т. Это может быть использовано при генетических построениях.

Т и т а н. Среднее содержание 8150 г/т, коэффициент концентрации 3,8.

Среднее содержание Тi в роговой обманке из гранитоидов различного состава удивительно постоянно и колеблется от 8000 до 8300 г/т. В гранитоидах Северо-Байкальского нагорья среднее содержание Тi в роговой обманке (3 определения) составляет 7700 г/т (Каширин, Легейдо, 1967). В гранитоидах Урала содержания Тi колеблются от 1770 до 8850 г/т (Бушляков, 1969₁). Весьма

близко к среднему количеству Ti в роговой обманке из сиенитов и гнейсов (см. табл. 5). Исключение составляют роговые обманки сланцев, в которых содержание титана (2517 г/т) в 3,5 раза меньше, чем в роговых обманках гранитов.

Роговые обманки гранитоидов, формирование которых тесно связано с основным вулканизмом, содержат Ti значительно больше — до $20\,060 \text{ г/т}$ (Бушляков, 1969), что может служить одним из критериев при распознавании гранитоидов габбровой формации.

Молибден. Среднее содержание $3,4 \text{ г/т}$, коэффициент концентрации 3,4.

Хотя роговая обманка, наряду с биотитом и сфеном, считается минералом-концентратором молибдена, на ее долю обычно приходится только 10—20% общего содержания Mo в породе.

Среднее содержание Mo в роговой обманке из гранитоидов Восточного Забайкалья несколько повышено — 5 г/т (Козлов, Рошупкина, 1965), а в гранитоидах Узбекистана понижено — $0,8 \text{ г/т}$ (Хамрабаев, 1969). В роговой обманке из роговообманкового гранита Нью-Гэмпшира определено $1,8 \text{ г/т}$ Mo , а из гранита Миннесоты — $8,7 \text{ г/т}$ Mo (Курока, Сандэлл, 1959). Роговые обманки из рудоносных гранитов Дальнего Востока содержат Mo (24 определения) $2,6 \text{ г/т}$, т. е. меньше по сравнению с вычисленным средним, но больше, чем роговые обманки из нерудоносных гранитов того же района (18 определений) — $1,5 \text{ г/т}$. Отмечается также, что дисперсия содержаний Mo в роговых обманках рудоносных гранитов равна 1,64, т. е. выше, чем в том же минерале из нерудоносных гранитов, где она равна 0,27 (Говоров и др., 1970). Щелочные амфиболы сиенитов содержат Mo значительно меньше — $1,2 \text{ г/т}$ по сравнению с роговой обманкой гранитоидов (см. табл. 5).

Хром. Среднее содержание 78 г/т , коэффициент концентрации 3,1.

Повышенные содержания Cr ($227,5 \text{ г/т}$) характеризуют амфиболы из габбро и особенно из сланцев (284 г/т). Последнее, вероятно, отражает в 4 раза более высокие содержания хрома в песчано-сланцевых породах (Виноградов, 1962) по сравнению с гранитами. Очень низкие содержания Cr ($4,2 \text{ г/т}$) характеризуют роговую обманку из кислых эффузивов (см. табл. 5).

Бор. Среднее содержание 26 г/т , коэффициент концентрации 1,7.

По сравнению со средним, роговые обманки из изверженных пород Урала содержат B значительно больше — 66 г/т (Лисицын, Хитров, 1962), а щелочные роговые обманки из палеозойских комплексов Тянь-Шаня значительно меньше — $3,1 \text{ г/т}$. По сравнению с гранитоидами роговые обманки из андезитов содержат в среднем в 2 раза меньше бора (6 определений) — 11 г/т (Отрощенко и др., 1966).

Германий. Среднее содержание $2,4 \text{ г/т}$, коэффициент концентрации 1,7.

В семи проанализированных образцах роговой обманки содержание Ge изменялось от 1,6 до $3,4 \text{ г/т}$ и составляло в среднем $2,4 \text{ г/т}$ (Burton и др., 1959). Эль Вардани (1959) приводит близкое значение содержания Ge в роговой обманке, равное 2 г/т .

Редкие земли. Среднее содержание 545 г/т , коэффициент концентрации 1,6.

По сравнению со средним содержание TR в роговых обманках из гранодиоритов Актауского массива (Западный Узбекистан) повышено — 1200 г/т (Азимов, Хамрабаев, 1965), а из гранитоидов Витошского плутона (Болгария) понижено — 219 г/т (Алексиев, 1965).

В щелочных гранитоидах содержания TR и Y в щелочных амфиболах колеблются в интервале 210—4700 г/т, причем в большинстве случаев эти содержания не превышают таковых, характерных для породы (Коваленко и др., 1969).

В роговой обманке из основных пород содержание TR значительно понижено и составляет 192 г/т. В этих породах роговая обманка является главным минералом-носителем, так как на ее долю приходится 68% общего содержания TR в породе, в то время как в диоритах она концентрирует их значительно меньше — 35—36% (Балашов и др., 1970).

М е дь. Среднее содержание 30,5 г/т, коэффициент концентрации 1,5.

По сравнению со средним роговые обманки из гранитоидов Малого Кавказа содержат меди значительно меньше — 15—18 г/т (Мустафаев, 1965). Более высокие содержания меди — 81 г/т (см. табл. 5) характеризуют роговые обманки из основных пород, содержащих по сравнению с гранитоидами в 5 раз больше меди.

Б е р и л л и й. Среднее содержание 8,3 г/т, коэффициент концентрации 1,5.

Близкое среднему значению содержание Be (67 определений) — 7,9 г/т — приводится для роговой обманки из гранитов Восточной Сибири (Петров, 1969).

Более высокие содержания Be характерны для роговой обманки из гранитоидов Тувы — 9,1 г/т (Пополитов и др., 1967), Западного Забайкалья — 9,0 г/т (Петрова, Легейдо, 1965) и особенно Восточного Забайкалья — 12,2 г/т (Таусон и др., 1969). Обеднены Be роговые обманки из гранитоидов Урала — 4,6 г/т (Бушляков, 1969₁) и Гиссара — 3,5 г/т (Мельниченко, Могаровский, 1968₁). Большие по сравнению со средним содержания Be характерны для роговой обманки из рудоносных гранитов Дальнего Востока (8 определений) — 11,7 г/т, в то время как в том же минерале из нерудоносных гранитов содержание Be значительно меньше (16 определений) — 4,3 г/т (Говоров и др., 1970). По сравнению с гранитами сильно понижено содержание Be в роговой обманке из габбро и из гнейсов (см. табл. 5), что следует учитывать при генетических построениях.

У р а н. Среднее содержание 5,1 г/т, коэффициент концентрации 1,5.

По сравнению с гранодиоритами, роговые обманки биотитовых гранитов характеризуются несколько более высоким содержанием U (см. табл. 4). Более низкие содержания U (0,43 г/т) установлены в гранитах Нью-Гэмпшира (Ларсен, Фейр, 1956). Близкое среднему количество урана — 4—5 г/т содержат роговые обманки из гранитоидов Центрального Тянь-Шаня. При этом на ее долю приходится от 1 до 5% общего U породы (Леонова, 1962).

Н и о б и й. Среднее содержание 22,4 г/т, коэффициент концентрации 1,1.

Этим цифрам близки средние содержания Nb в роговых обманках из гранитоидов Урала — 21,2 г/т (Бушляков, 1969₁) и Гиссара — 23,1 г/т (Могаровский, Мельниченко, 1968). Значительно больше Nb содержат роговые обманки из нижнепалеозойских гранитов Хингана — 70 г/т; а в том же минерале из среднепалеозойских гранодиоритов его содержится значительно меньше — 28 г/т (Бровчук и др., 1969). Данные табл. 4 также свидетельствуют о более низком содержании Nb в роговой обманке диоритов. Существенные отличия в содержании Nb устанавливаются для роговых обманок из рудоносных и нерудоносных гранитов Дальнего Востока. Первые содержат Nb значительно больше (11 определений) — 195 г/т, вторые — значительно меньше (13 определений) — 49 г/т (Говоров и др., 1970), но во всех случаях значительно выше вычисленного среднего.

В отдельных случаях содержание Nb в роговых обманках из гнейсов в 2 раза превышает приведенное среднее значение (см. табл. 5).

Ц е з и й. Среднее содержание 5 г/м, коэффициент концентрации 1.

Аналогичные содержания Cs (5 г/м) установлены в роговой обманке андезитов (Отрощенко, 1967). Более высокие содержания установлены в роговой обманке амфиболитов — 30—120 г/м (Слепнев, 1959) и особенно в щелочных амфиболах сиенитов — до 160 г/м (Ставров, Портнов, 1965). Рибекиты из щелочных гранитов содержат Cs 50—328 г/м (Гамалея, 1970).

Г а л л и й. Среднее содержание 19,2 г/м, коэффициент концентрации 1.

Приведенные цифры несколько выше среднего содержания Ga в роговых обманках изверженных пород — 14 г/м (Bell, 1955). Обогащение Ga роговой обманки гранитоидов может достигать 50 г/м (Борисенок, 1959), причем роговые обманки поздних стадий кристаллизации содержат Ga больше, чем ранние. По сравнению с полученным средним роговые обманки из гранитоидов Дальнего Востока, содержащие в среднем 5,6 г/м Ga (Недашковский, 1969), обеднены, а из гранитоидов Гиссара, содержащие до 37 г/м (Мельниченко, Могаровский, 1968), обогащены этим элементом. Содержание Ga в роговой обманке из докембрийских гранитоидов Приазовья весьма близко среднему и составляет 16—18 г/м (Марченко, Щербаков, 1966). В то же время среднее содержание Ga в роговой обманке из кристаллических сланцев выше, чем в роговой обманке гранитов (см. табл. 5). Возможно, это отражение более высокого содержания Ga в сланцах, чем в гранитах. Самые низкие содержания Ga характеризуют роговую обманку из габбро (см. табл. 5).

Роговая обманка обычно рассматривается как минерал-концентратор галлия. Это отмечалось для гранитоидов Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань), в роговой обманке которых содержание Ga выше, чем в ассоциирующихся с ней полевых шпатах (Борисенок, Таусон, 1959) и сиенитах Кзыл-Омпул, где содержание Ga в роговой обманке также выше, чем в других минералах (Туровский, 1968). Однако низкое значение коэффициента концентрации не подтверждает этого.

В о л ь ф р а м. Среднее содержание 1,4 г/м, коэффициент концентрации 0,9.

Сведения о содержании W в роговой обманке крайне ограничены. Судя по низкому значению коэффициента концентрации, он будет преимущественно накапливаться в более поздних лейкократовых минералах гранитоидов. В роговой обманке из рудоносных гранитов Дальнего Востока средние содержания W выше (30 определений) — 2,8 г/м, чем в роговой обманке нерудоносных гранитов (30 определений) — 1,1 г/м (Говоров и др., 1970).

Т а н т а л. Среднее содержание 3,1 г/м, коэффициент концентрации 0,9.

По сравнению с роговой обманкой гранитов, роговая обманка диоритов содержит Ta в 1,5 раза меньше (см. табл. 4). Среди палеозойских гранитоидов Хингана также установлено, что роговая обманка гранитов содержит Ta больше — 14,76 г/м, чем тот же минерал диоритов — 1,6 г/м (Бровчук и др., 1969). По сравнению с приведенным средним, содержание тантала повышено в роговых обманках из гранитоидов Гиссара (4,1 г/м) и понижено в роговой обманке из гранитоидов Верх-Исетского массива (1,7 г/м). Последние образовались в результате гранитизации осадочно-метаморфических толщ (Ставров и др., 1969). По сравнению с гранитоидами, более низкие содержания тантала характеризуют роговую обманку из гнейсов (см. табл. 5).

С в и н е ц. Среднее содержание 15,7 г/м, коэффициент концентрации 0,8. По сравнению с диоритами, роговая обманка гранитов содержит в 2,5 раза меньше свинца (см. табл. 4).

Л и т и й. Среднее содержание 27,2 г/т, коэффициент концентрации 0,7.

Содержание Li в роговых обманках из гранитоидов Восточного Забайкалья и Восточного Саяна близки среднему и равны 23 и 27 г/т соответственно. Содержание Li резко понижено в гранитоидах Малого Кавказа (6,5 г/т) и Калифорнии (10,6 г/т) (Sen и др., 1959). В щелочном амфиболе сиенитов содержание Li значительно выше и составляет 140 г/т (см. табл. 5), а рибекиты из щелочных гранитов Улканского плутона содержат Li от 100 до 3870 г/т (Гамалея, 1970). Высокое содержание Li (1630—3880 г/т) установлено и в роговой обманке из амфиболитов (Слепнев, 1959), что, вероятно, связано с привнесом этого элемента поздними растворами, изменявшими породу. Более низкое по сравнению со средним содержание Li характерно для роговой обманки из гнейсов и особенно из габбро (см. табл. 5), что следует использовать при генетических построениях.

З о л о т о. Среднее содержание 0,0032 г/т, кларк концентрации 0,7.

Низкая величина коэффициента концентрации Au в роговой обманке указывает на рассеяние этого элемента в других минералах гранитоидов. Приведенное среднее ниже выведенного ранее на основании 14 анализов роговых обманок из различных пород — 0,0059 г/т (Щербаков, Пережогин, 1964) и равно среднему содержанию Au в роговых обманках, вычисленному И. К. Давлетовым (1970).

В хлоритизированных роговых обманках гранитов Узбекистана содержание Au несколько ниже и равно 0,0026 г/т (Хамрабаев, 1969). Необычно высоко содержание Au в роговых обманках из кварцевых диоритов Монтаны — от 0,003 до 0,823 г/т, в среднем 0,1 г/т (Mantei, Brownlow, 1967). Более низкие содержания Au (2 определения) — 0,0026 г/т — установлены в роговой обманке из гранодиоритов Кырккудукского массива (Казахстан); роговые обманки из габбро золотоносных интрузивов того же района содержат Au значительно больше — 0,011—0,020 г/т (Зверева, Гавриленко, 1971).

Ц и р к о н и й. Среднее содержание 117 г/т, коэффициент концентрации 0,6.

Отрицательный кларк концентрации свидетельствует о том, что этот элемент только в незначительной степени рассеивается в решетке роговой обманки. Имеются данные (Егоров и др., 1966), что всего 4—14% общего содержания Zr в породе находится в роговой обманке.

В восьми роговых обманках из изверженных пород западной Шотландии Ноккольдс и Митчелл (1952) обнаружили в среднем 98 г/т Zr. Х. Дегенхардт (1959) приводит значения для девяти роговых обманок, равные в среднем 105 г/т Zr. Де Вор (De Vore, 1955) сообщает о содержании Zr в 46 роговых обманках из метаморфических пород, достигающем 110 г/т.

Эта цифра близка полученному среднему содержанию Zr в роговых обманках гнейсов — 130 г/т (см. табл. 5). Самые низкие содержания Zr (31,5 г/т) характеризуют роговые обманки габбро. Эта их особенность, отражающая вдвое более низкое содержание Zr в основных породах по сравнению с кислыми (Виноградов, 1962), может быть использована при выявлении геохимических особенностей гранитоидов габбровой формации.

Т а л л и й. Среднее содержание 0,8 г/т, коэффициент концентрации 0,5.

Д. М. Шоу (1959₂) определил в роговой обманке 0,31 г/т Tl. В адамеллитах Сусамырского батолита роговая обманка содержит 0,8 г/т Tl, причем на долю этого минерала приходится только 1% Tl породы (Таусон, Бузаев, 1957).

Повышенное содержание Тl ($2,6 \text{ г/т}$) установлено в роговой обманке из гранодиоритов Кураминского типа (Бадалов, Рабинович, 1966). Близко вычисленному среднему содержанию Тl в роговой обманке из сиенитов Северной Киргизии — $0,7 \text{ г/т}$ (Злобин и др., 1969).

И н д и й. Среднее содержание $0,6 \text{ г/т}$, коэффициент концентрации 0,3. По данным В. В. Иванова (1963), содержание In в роговой обманке может колебаться от $0,5$ до $2,9 \text{ г/т}$. Д. М. Шоу (1959₁) определил содержание в роговой обманке неизвестного происхождения $5,8 \text{ г/т}$ In.

С т р о н ц и й. Среднее содержание $72,9 \text{ г/т}$, коэффициент концентрации 0,2.

Роговые обманки из диоритов содержат Sr несколько меньше, чем из гранитов (см. табл. 4). Аналогичная тенденция отмечалась и в гранитоидах Гиссарского плутона, где среднее содержание Sr в роговых обманках увеличивается от кварцевых диоритов 345 г/т — к роговообманково-биотитовым гранитам — 535 г/т (Могаровский, Мельниченко, 1967). Это, очевидно, связано с наличием в диоритах большого количества основного плагиоклаза, в котором рассеивается большая часть этого элемента. По сравнению со средним значением роговые обманки из гранитоидов Гиссара характеризуются повышенным (440 г/т), а из гранитоидов Восточного Забайкалья — близким среднему (83 г/т) содержанием этого элемента, возможно отражая реальность существования стронциевых геохимических провинций.

Роговые обманки габбро содержат Sr 71 г/т , а гнейсов — 15 г/т (см. табл. 5).

Р у б и д и й. Среднее содержание 19 г/т , коэффициент концентрации 0,1.

Большими содержаниями Rb характеризуется роговая обманка из гранитов Восточного Саяна — $16,5 \text{ г/т}$, Восточного Забайкалья — 36 г/т , Северного Тянь-Шаня — 40 г/т . В гранитоидах Урала, образовавшихся в результате гранитизации осадочно-метаморфических толщ (Ставров и др., 1969), рубидий в роговых обманках не установлен (Бушляков, 1969₂).

По сравнению с роговыми обманками обычных известково-щелочных гранитов значительно больше рубидия (20 — 1100 г/т) содержат рибекиты щелочных гранитоидов Уланского плутона (Гамалея, 1970).

Б а р и й. Среднее содержание $67,8 \text{ г/т}$, коэффициент концентрации 0,08.

По сравнению с диоритами роговые обманки гранитов содержат Ba в 3 раза больше. Сходные средние содержания Ba характерны для роговой обманки из гнейсов, в то время как роговая обманка из габбро содержит его в 2 раза меньше, отражая, таким образом, особенности содержания Ba в основных и кислых изверженных и осадочно-метаморфических породах.

Индикаторные признаки роговой обманки гранитоидов

1. Обычно роговая обманка рассматривается как минерал-концентратор многих редких элементов. В гранитоидах Верх-Исетского массива на Урале роговая обманка является концентратором Sc, Be, $\Sigma \text{ Y}$, V, Cr, Ni, Co (Бушляков, 1969₁). Среди изверженных пород Северо-Байкальского нагорья в ряду пород от гранитов до нефелиновых сиенитов роговая обманка является главным минералом-концентратором Li, Be, Sn и F (Каширин, 1969).

Полученные значения коэффициентов концентрации редких и рудных элементов в роговой обманке гранитоидов (табл. 6) свидетельствуют о том, что наиболее высоких значений, в 3 раза и более превышающих кларк, они достигают у элементов, геохимически близких железу (Sc, Sn, Co, Zn, V, Ni, Mo, Cr) или кальцию (Y). Для этих элементов роговая обманка может рассматриваться

Т а б л и ц а 7
Содержания редких и рудных элементов в роговой обманке гранитов различных фаз многофазных интрузивов, г/м

Район	фаза	Sn	Nb	Ta	Sc	Be	Sr	Ba	V	Mn	Ga	TR	Y	Автор или литературный источник
Западное Забайкалье	I	8,5	—	—	—	3,6	—	—	—	—	—	—	—	Петрова, Легейдо, 1965 Петрова, Петров, 1965
	II	8,5	—	—	—	14,3	—	—	—	—	—	—	—	
Соверный Казахстан	I	—	—	—	—	—	40	100	350	11 500	15	—	350	Остафийчук, 1964
	II	—	—	—	—	—	16	200	300	4 000	36	—	300	
Гиссар	I	—	11,9	2,7	140	2	400	—	—	—	—	—	—	Мельниченко, Могаровский, 1968г. Могаровский, Мельниченко, 1967, 1968 Тот же
	II	—	32,2	5,4	130	5	370	—	—	—	—	—	—	
	III	—	—	—	150	—	310	—	—	—	—	—	—	
Витовский плутон (Болгария)	I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	60	13	Алексиев, 1965
	II	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	232	150	
	III	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	364	200	

как надежный минерал-индикатор, способный отражать тонкие особенности содержания их в породе. Для остальных элементов таких, как Cs, Ga, Ti, Tl, Rb, Ba и др., в значительной мере обладающих литофильными свойствами, роговая обманка не является минералом-концентратором.

Очень высокий коэффициент концентрации скандия, равный 44,0, свидетельствует о том, что часть этого элемента рассеивается на ранних стадиях кристаллизации гранитоидов. Несколько отличные коэффициенты концентрации Nb (1,1) и Ta (0,9) отражают некоторое преобладание Nb над Ta на ранних стадиях кристаллизации.

2. Содержание редких и рудных элементов в роговой обманке из гранитоидов различного состава неодинаково. Обращает внимание более высокое содержание в роговой обманке из диоритов и гранодиоритов таких характерных элементов протокристаллизации, как Cr, Ni, Co, а также Pb и V, в то время как в роговой обманке из гранитов повышено содержание большинства редких и рудных элементов — Sc, Ga, Ta, Y, Be, Li, U, Mo, Zr, Zn и особенно Nb, Sn, Rb, Ba, Cu.

Полученные цифры средних содержаний позволяют производить сравнение геохимических особенностей роговых обманок из гранитоидов различных регионов. Так, по сравнению с полученными средними (см. табл. 4) для роговых обманок из гранитоидов Карпато-Балканской провинции характерно значительно большее содержание Be (81 г/м), Mo (13 г/м) и меньшее Sn (13 г/м) и особенно Nb (30 г/м) (Arsenijević, 1967).

3. Большая роль процессов дифференциации и связанного с ними изменения минерального состава гранитоидов, оказывающих большое влияние или на кристаллохимическое рассеивание редких элементов, или приводящих при благоприятных условиях к их относительному накоплению в поздних продуктах дифференциации, достаточно полно отражается на составе роговой обманки — минерала ранней стадии кристаллизации.

Состав роговой обманки из гранитоидов различных фаз многофазных интрузивов свидетельствует о том, что элементы, тесно связанные с Ca или Ti (например, Sr и V), содержатся в большем количестве в роговых обманках гранитоидов первых фаз внедрения (табл. 7). Есть сведения (Серых, 1964), что от роговых обманок ранних пород к поздним значительно уменьшается также содержание Ni. Для Sc, геохимическая судьба которого также тесно связана с Fe, накопление в роговых обманках из гранитоидов поздних фаз внедрения незначительно, для Ba, In, Ta, Ga наблюдается 2—3-кратное, а для Be и р. з. э. 4—6-кратное обогащение по сравнению с роговыми обманками гранитоидов первых фаз внедрения. Это свидетельствует о том, что состав и содержание редких элементов в роговых обманках достаточно точно отражает геохимические особенности среды минералообразования.

Иногда отмечается, что роговая обманка глубинных частей интрузива содержит в среднем (5 определений) больше Be — 12,1 г/т, чем роговая обманка из апикальных частей массива (2 определения) — 1,9 г/т (Пополитов и др., 1967). Это может служить косвенным указанием на слабое проявление процессов газовой дифференциации.

4. Возможность использования роговой обманки, как индикатора потенциальной рудоносности гранитных интрузивов, может быть аргументирована тем, что, будучи одним из ранних по времени выделения минералом, она должна отражать в своем составе геохимические особенности магмы, в значительной мере не нарушенные различными процессами дифференциации.

Среди гранитоидов Восточного Саяна выделяются, например, гранодиориты и биотит-роговообманковые граниты джугджурского комплекса, рудоносные в отношении Cu и Mo, и верхнемеловые лейкократовые гранитоиды, рудоносные в отношении B, Sn, Nb и Y. Сравнение содержания этих элемен-

Таблица 8

Содержания редких и рудных элементов в роговой обманке
рудоносных гранитоидов, г/т

Район, тип оруденения	Y	Nb	Cu	Mo	Sn	Автор или литературный источник
Восточный Саян, Джугджурский массив, Cu — Mo	—	—	140,0	5,0	—	Лыхин и др., 1967
Верхнемеловой комплекс, Y — Nb	560,0	1400,0	—	—	—	Тот же, 1967
Армения, Мегри-Ордубадский плутон, Cu — Mo	—	—	16,0	2,9	—	Демир и др., 1968
Азербайджан, Далидагский массив, Mo	—	—	—	5,0	—	Эфендиев, Гейдаров 1959
Дальний Восток, Марьяновский массив, Sn	—	—	—	—	20,0	Недашковский, Нарнов, 1968
Среднее по гранитоидам СССР	197,8	22,4	30,5	3,4	22,1	В. В. Ляхович

тов в роговых обманках из упомянутых пород со средним показывает, что они значительно обогащены (в 2—7 раз) элементами, составляющими характерную особенность рудоносных гранитов (табл. 8).

В неоловоносных гранитах Шахтмы среднее содержание Sn составляет (3 определения) 16 $г/м$ (Таусон и др., 1966), т. е. ниже вычисленного среднего содержания (см. табл. 4). В гранитах неоловоносного Джидинского комплекса среднее содержание Sn в роговой обманке из гранодиоритов I фазы и гранитов II фазы составляет 8,5 $г/м$ (Петрова, Легейдо, 1965), т. е. тоже ниже среднего. Все это может свидетельствовать как об изначально низком содержании Sn в магме, так и об отсутствии тенденции к его накоплению в поздних продуктах кристаллизации. В то же время в роговой обманке из оловоносных гранитов Марьянского массива содержание Sn близко среднему, хотя и несколько ниже его, и составляет 20 $г/м$ (Недашковский, 1969).

Достаточно четкое отличие в содержании Sn, W, Mo, Be, Nb и Ta установлено в роговой обманке из рудоносных и нерудоносных гранитов Дальнего Востока. Первые содержат не только больше перечисленных элементов, но характеризуются значительно большей дисперсией их содержаний (Говоров и др., 1970). Не исключено, что последнее обязано наличию собственных минералов этих элементов, количество которых в рудоносных гранитах обычно увеличивается.

В гранитоидах Мегринского плутона, с которым связано медно-молибденовое оруденение, среднее содержание Cu и Mo в роговой обманке (12 определений) соответственно 16,0 и 2,9 $г/м$, т. е. ниже средних содержаний, что должно указывать на преобладающую тенденцию этих элементов к накоплению в поздних продуктах дифференциации.

Скудный материал по особенностям содержания рудных и редких элементов в роговой обманке рудоносных и нерудоносных гранитоидов не позволяет пока дать определенные рекомендации по ее использованию как индикатора рудоносности гранитных интрузивов. Однако для нее, как минерала раннего по времени выделения, чаще наблюдается обратная зависимость между содержанием рудных элементов в минерале-носителе и рудоносностью гранитоида.

5. Недостаточное количество аналитических данных по роговой обманке заставляет быть осторожным и в рекомендациях по ее использованию в качестве индикатора генезиса включающей ее породы. Однако имеющиеся данные представляют определенный интерес.

Прежде всего устанавливается, что роговые обманки из сланцев содержат Ti в 4 раза меньше, чем тот же минерал из гранитов. Еще более низкие содержания Ti (150—42 $г/м$) приводит Де Вор (De Vore, 1955) для роговых обманок из метаморфических пород (табл. 9).

Таблица 9

Средние содержания элементов-примесей в роговой обманке метаморфических пород, $г/м$
(De Vore, 1955)

Метаморфическая фация	Ti	Cu	Zn	Pb	Cr	V	Ba	Sr	Ni
Эпидот-амфиболитовая	42,48	112,2	116,0	6,5	1295,13	219,64	57,85	16,92	702,4
Амфиболитовая	75,52	44,2	80,8	13,0	173,19	346,8	79,21	90,24	136,8
Гранулитовая	149,86	17,4	220,0	17,7	13,80	224,4	52,51	47,0	16,0

Сравнивая эти данные с полученными средними содержаниями в гранитоидах (см. табл. 4), можно заметить, что в отличие от роговых обманок гранитов роговые обманки осадочно-метаморфических пород содержат также меньше Y и Ba и больше Ga, Cu, Ni, Cr, V, т. е. тех элементов, средние содержания которых в осадочных породах выше, чем в гранитах. Это позволяет считать, что

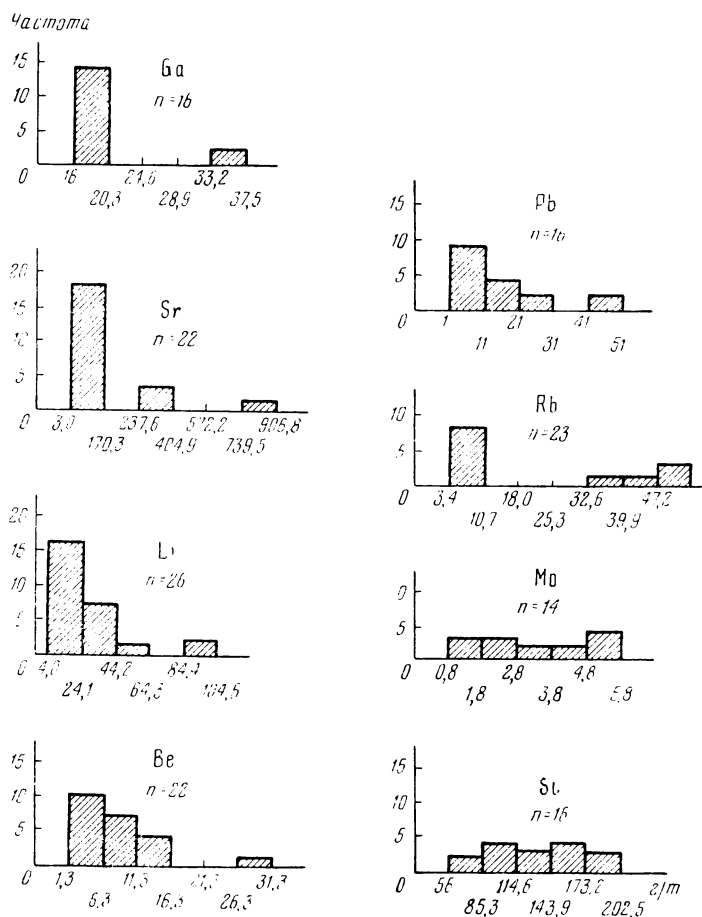


Рис. 1. Гистограммы распределений содержаний редких элементов в роговой обманке гранитоидов

подобные особенности состава могут быть использованы при выделении автохтонных гранитоидов, образовавшихся в результате метасоматической переработки парагенейсовых толщ.

На примере гранитоидов Урала установлены известные отличия в содержании Sr и Pb в роговой обманке гранитоидов палингенных (плутоническая группа) и гранитоидов, формирование которых тесно связано с основным вулканизмом (вулканическая группа). Первые содержат (среднее) Sr 19 г/т и Pb 19 г/т, вторые — Sr 46 г/т и Pb 37 г/т (Ферштатер и др., 1969). Если высокое содержание Sr, характерное для основных пород, может указывать на связь

этих гранитоидов с основным вулканизмом, то высокие содержания Pb должны были бы быть характерны для роговой обманки из палингенных гранитоидов. Кроме того, в роговой обманке гранитоидов вулканической группы не обнаружен Rb, что может служить мерой отличия от роговых обманок палингенных гранитов, содержащих Rb 19 g/m (см. табл. 4).

6. Рассматривая гistogramмы распределения содержаний некоторых редких и рудных элементов в роговой обманке, нетрудно заметить, что они довольно отчетливо делятся на две группы (рис. 1). Одна из них объединяет такие элементы, как Ga, Sr, Li, Be, и характеризуется положительной асимметрией частот распределения содержаний с резко выраженным максимумом. Последний отражает устойчивость преобладающе низких содержаний перечисленных элементов в роговой обманке. Величина наиболее часто встречаемых содержаний не отличается существенно от вычисленных цифр средних содержаний этих элементов (см. табл. 4).

Другая группа гistogramм объединяет такие элементы, как Pb, Rb, Mo, Sc, которые характеризуются большой дисперсией содержаний и наличием двух слабо выраженных максимумов в левой и правой частях гistogramмы. Подобная конфигурация гistogramм свидетельствует об отсутствии стабильно преобладающих содержаний и о влиянии на величину последних разнообразных факторов, в частности не исключено влияние поздних процессов, которые могли приводить к импрегнации роговой обманки тем или иным элементом.

Г л а в а III

БИОТИТ

Биотит — наиболее распространенный цветной минерал гранитоидов. Его содержание (в об. %) с 6—8 в биотитовых гранитах снижается до 1,5—0,5 в лейкократовых гранитах и аляскитах, но достигает 20—24 в наиболее меланократовых разновидностях — гранодиоритах и диоритах. В последних, наряду с биотитом, заметную роль играет и другой цветной минерал — роговая обманка.

Биотит — термин собирательный и в гранитоидах применяется к слюдам, содержащим переменные количества окисного и закисного железа, магния и алюминия. Обладая достаточно сложным химическим составом и структурой, в которой связь между пакетами ослаблена, в кристаллическую решетку биотита сравнительно легко проникают различные катионы. При этом могут происходить замещения: $K \leftarrow Ba, Rb, Cs$; $Fe^{2+} \leftarrow Mn, Sc, Zn$; $Fe^{3+} \leftarrow Ti$; $Al \leftarrow Ga$; $Mg \leftarrow Li$; $Ti \leftarrow Nb, Ta, Sn$; $(OH) \leftarrow F$ и др. Кроме того, значительная часть рудных и редких элементов может не только замещать ионы в узлах кристаллической решетки биотита, но и присутствовать на плоскостях роста благодаря абсорбции или входить в кристаллическую решетку благодаря имеющимся в ней дефектам или нарушениям. Определенную роль играют и микро-включения разнообразных акцессориев, довольно многочисленные в этом, обычно позднем по времени выделения, минерале.

Существует несколько структурных модификаций биотита, которые бывают несходны в породах различного состава. Так, биотиты нефелиновых сиенитов относятся преимущественно к типу 1М, а биотиты из кварцевых диоритов — к типу 2М.

В гранитоидах биотит обычно присутствует в двух генерациях. Более ранняя представлена крупными буровато-коричневыми пластинками, которые корродируют плагиоклаз и нередко встречаются в виде включений в порфириковых выделениях калиевого полевого шпата. Более поздняя генерация представлена мелкочешуйчатым биотитом зеленовато-желтого цвета, обычно приуроченным к интерстициям и трещинам. Биотиты разных генераций вполне закономерно отличаются по составу: более поздние биотиты обычно содержат меньше Mg и Ti и больше Fe.

Многочисленные исследования биотитов позволили выявить существенные особенности их. Установлено, что показатели преломления и общая железистость биотитов из гранитоидов непостоянны, причем обычно наблюдается их увеличение в биотите из гранитов более поздних фаз внедрения. Однако наблюдаются и обратные соотношения, когда имеет место уменьшение железистости биотитов из гранитоидов поздних интрузивных фаз. Причина этого усматривается в повышенном содержании в них Li и F, замещающих соответственно $(FeMg_2) \leftarrow Li, Al$ и $(OH) \leftarrow F$ (Соболев, 1947).

По показателю преломления и железистости биотитов выделяют гранитоиды складчатых зон и платформ (Соболев, 1950; Половинкина, Шендерова, 1954). В последних, например в гранитоидах коростеньского комплекса Украины, биотиты обладают наиболее высокой (70—100%) железистостью (Гнатив и др., 1958).

Богатство биотита различными рудными и редкими элементами и их постоянное содержание создало ему славу чуткого минерала-индикатора, который можно использовать при решении различных спорных вопросов петрогенезиса или рудообразования.

Так, постоянное наличие в биотите Юстыдского массива (Горный Алтай) Mo, Sn, Li позволило высказать предположение о перспективности этого массива на редкометальное оруденение (Михалева, Никитина, 1960). Различный состав рудных элементов в биотитах из гранитоидов Дальнего Востока подтвердил слабую рудоносность Хунгарийских гранитоидов, связь оловянного и оловянно-полиметаллического оруденения с верхнемеловыми, а существенно полиметаллического — с гранитоидами Прибрежной серии (Изох, Кравцов, 1962).

Позже установлена зависимость показателей светопреломления биотитов от содержания в гранитах лития и фтора, что предлагалось рассматривать как своеобразный индикатор возможной рудоносности гранитов (Потапьев, 1964).

Исходя из характера распределения Cr, Ni, V и Sc в биотите, доказано, что последний в краевых частях батолита Сьерра-Невада кристаллизовался раньше, чем биотит из центральной части этого массива (Dodge a. oth, 1969). Выявлены особенности биотитов из гибридных гранитоидов, а именно постоянство их железистости в породах разного петрографического состава (Василенко, Литвинов, 1966).

Использование биотитов в целях корреляции гранитоидов основано на различном содержании в них элементов-примесей. Такие отличия были установлены в биотитах из докембрийских гранитов Украины (Рабинович, 1957) и Кольского полуострова (Ветрин, 1965), послекембрийских гранитоидов Восточного Забайкалья (Синица, 1961) и Горного Алтая (Михалева, Никитина, 1960; Скуридин, Никитина, 1964; Кузевный и др., 1967) и других мест.

Приведенные примеры свидетельствуют о том, что при классификации, корреляции, генетических исследованиях или расчленении гранитоидов широко используется биотит — его содержание в породе, величина его железистости или титанистости (Куплетский, 1953; Лапчик, 1951; Синица, 1961 и др.). В последние годы биотит пытаются использовать в качестве индикатора рудоносности гранитных интрузий (Изох, Кравцов, 1962; Коптев-Дворников и др., 1958; Ситнин, 1966 и др.). Однако при проведении подобных исследований крайне необходимо знать средние содержания рудных и редких элементов в биотитах из гранитоидов, т. е. необходимо иметь своеобразный эталон для сравнения частных содержаний элементов в биотитах из изучаемых гранитоидов различного состава, генезиса или рудоносности.

В настоящей главе приведены средние содержания рудных и редких элементов в биотитах. Они получены из 4834 частных количественных определений этих элементов, из которых 3570 заимствовано из литературы.

Особенности содержания редких и рудных элементов в биотите гранитоидов

Биотит является минералом-носителем и минералом-концентратором многих редких элементов: Nb и Ta, Zn и Sn, Li и F и т. д.

Из полученных данных (табл. 10—13) следует, что средние содержания редких и рудных элементов в биотите неодинаковы для гранитоидов различного состава, гнейзиса, степени изменения или рудоносности. Об этом свидетельствует краткий анализ имеющегося материала.

Т а б л и ц а 10

Средние содержания редких и рудных элементов в биотите гранитоидов, г/т

Элемент	Гранодиориты	Граниты биотитовые	Граниты лейкокра- товые и аляскиновые	Гранитоиды интрузивные (среднее)
Bi	3,0 (3)	1,4 (8)	1,9 (1)	1,8 (12)
Sn	41,5 (36)	66,8 (179)	71,0 (71)	76,5 (396)
Li	335,8 (66)	1024,0 (203)	1504,5 (28)	916,4 (297)
Cs	43,7 (27)	119,1 (105)	123,8 (27)	107,1 (159)
Sc	44,8 (25)	67,0 (41)	86,3 (7)	61,2 (73)
F	4161,5 (13)	11455,8 (104)	24037,0 (68)	15567,6 (185)
Ni	313,4 (17)	292,0 (33)	49,5 (71)	152,8 (121)
Co	34,6 (17)	53,0 (33)	50,0 (1)	46,8 (51)
Th	82,0 (2)	171,0 (6)	190,0 (2)	157,0 (10)
Zn	308,8 (19)	494,2 (80)	663,2 (12)	480,7 (111)
Ti	17035,0 (57)	17629,8 (135)	18551,6 (12)	17517,8 (204)
Nb	93,4 (71)	148,1 (207)	198,2 (48)	143,6 (326)
Mo	4,4 (16)	5,8 (108)	9,8 (13)	6,0 (137)
Rb	467,8 (71)	1131,2 (201)	1780,9 (36)	1054,2 (308)
IJ	220,0 (3)	190,0 (1)	140,0 (1)	198,0 (5)
W	1,5 (2)	6,8 (65)	13,7 (6)	7,2 (73)
Ta	9,8 (38)	16,8 (168)	14,2 (37)	15,3 (243)
Cr	143,3 (3)	58,5 (2)	3,0 (1)	91,6 (6)
Tl	4,6 (6)	5,3 (25)	4,4 (2)	5,1 (33)
U	6,5 (4)	8,6 (5)	21,7 (3)	11,2 (12)
Ln	0,6 (3)	1,2 (2)	—	0,8 (5)
Ge	—	4,5 (8)	3,5 (2)	4,3 (10)
Ga	45,0 (2)	71,0 (15)	2,4 (2)	61,0 (19)
TR	1064,5 (8)	963,6 (13)	1050,0 (2)	1006,2 (23)
Cu	28,0 (7)	61,8 (10)	28,7 (3)	45,0 (20)
Ba	2017,8 (7)	840,0 (3)	—	1664,5 (10)
Be	2,1 (22)	4,8 (94)	8,5 (21)	4,9 (137)
B	1,0 (1)	13,6 (14)	4,0 (2)	11,7 (17)
Zr	153,3 (6)	115,2 (10)	63,0 (2)	122,1 (18)
Pb	16,6 (14)	13,3 (51)	27,2 (5)	13,7 (70)
Sr	75,0 (8)	194,1 (10)	—	141,2 (18)
Au	0,0021 (3)	0,0013 (2)	0,0021 (1)	0,0018 (6)

В и с м у т. Среднее содержание 1,8 г/т, коэффициент концентрации 180.

Из 40 биотитов, подвергнутых анализу, висмут обнаружен, при чувствительности определения висмута 1 г/т, только в 15 образцах. Особенно большие содержания висмута (3,1—4,5 г/т) характеризуют биотиты из диоритов Клички (Восточное Забайкалье). Содержание висмута в биотите из гранитных пегматитов 1,3 г/т, в биотите из докембрийских гранитов Русской платформы — 1,4 г/т, а Приазовья — 1,8 г/т.

Высокий кларк концентрации, равный 180, указывает на важное индикаторное свойство биотита в отношении этого элемента, а также на геохимическую близость висмута и железа.

О л о в о. Среднее содержание 76,5 г/т, коэффициент концентрации 22,5.

Тесная количественная связь Sn в биотитах с их железистостью делает вероятной следующую схему гетеровалентного изоморфизма (Барсуков, 1957):

**Средние содержания редких и рудных элементов
(с учетом литера**

Район	Ti	Nb	Ta	W	Mo	Sn
Северо-Восток СССР	16674,6 (44)	122,8 (39)	14,9 (39)	7,4 (4)	3,75 (4)	57,9 (103)
Дальний Восток . .	9794,0 (1)	249,2 (5)	25,4 (5)	2,5 (1)	2,5 (1)	109,0 (121)
Восточное Забай- калье	14378,5 (23)	196,6 (25)	26,7 (15)	4,4 (6)	5,9 (43)	31,5 (33)
Восточный Саян . .	14320,1 (17)	194,5 (15)	8,5 (9)	—	1,15 (2)	29,9 (16)
Тува	19345,4 (22)	95,3 (29)	8,15 (13)	—	—	6 (1)
Горный Алтай . . .	18010,3 (10)	153,6 (16)	10,2 (13)	—	2 (2)	37 (1)
Урал	15703,6 (36)	110,0 (32)	13,4 (30)	4,8 (12)	4,9 (18)	85,4 (21)
Северный Кавказ . .	23247 (12)	90,4 (83)	13,8 (79)	7 8 (10)	9,5 (22)	193,9 (67)
Казахстан	12037,3 (10)	125,5 (118)	7,9 (60)	8,3 (32)	3,3 (35)	57,9 (47)
Узбекистан	—	219,9 (28)	31,5 (24)	2,8 (4)	1,7 (4)	22 (1)
Таджикистан	20300,5 (13)	103,05 (13)	18,8 (12)	—	—	—
Среднее по интрузивным гранитоидам СССР	17517,8 (204)	143,6 (326)	15,3 (243)	7,2 (73)	6,0 (137)	76,5 (396)

$\text{Li}^+ + \text{Sn}^{4+} \rightarrow \text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$; она подтверждается наличием прямой пропорциональности между содержанием Li и Sn в биотитах (Дурасова, 1967).

Среди породообразующих минералов гранитоидов биотит обычно является главным минералом-концентратором и минералом-носителем олова, заключая в себе 80—90% от общего содержания этого элемента в породе.

Таблица 12

Средние содержания редких и рудных элементов в биотите измененных гранитов, аплитов и пегматитов, г/т

Элемент	Граниты		Аплиты	Пегматиты
	интрузивные	измененные		
Bi	1,8 (12)	—	—	1,3 (1)
Sn	76,5 (396)	159,6 (23)	—	105,0 (7)
Li	916,4 (297)	1400,0 (47)	436,7 (3)	897,0 (94)
Cs	107,1 (159)	221,0 (23)	170,0 (1)	71,7 (83)
Sc	61,2 (73)	—	—	38,2 (5)
F	15567,6 (185)	14760,0 (15)	—	24700,0 (2)
Ni	152,8 (121)	—	—	30,0 (1)
Zn	480,7 (111)	655,9 (17)	—	683,3 (3)
Ti	17517,8 (204)	10298,2 (11)	—	14449,6 (10)
Nb	143,6 (326)	242,3 (22)	—	204,9 (15)
Mo	6,0 (137)	2,7 (9)	17,0 (1)	1,5 (5)
Rb	1054,2 (308)	1217,9 (48)	995,0 (4)	882,0 (95)
V	198,0 (5)	—	—	190,0 (1)
W	7,2 (73)	—	—	5,1 (9)
Ta	15,3 (243)	33,2 (11)	—	23,5 (14)
Tl	5,1 (33)	—	6,0 (1)	3,0 (2)
Ga	61,0 (19)	—	—	156,0 (5)
Be	4,9 (137)	5,2 (9)	—	2,7 (29)
B	11,7 (17)	2,5 (2)	—	—
Au	0 0018 (6)	—	—	0,067 (1)

в биотите гранитоидов различных регионов СССР, $г/т$
турпых данных)

Pb	Zn	Sc	Be	F	Li	Rb	Cs
—	213,4 (9)	55,7 (26)	2,11 (22)	9542,9 (7)	1448,6 (52)	1139,3 (51)	130,4 (45)
—	680,0 (2)	—	4,0 (1)	11200 (1)	—	—	—
10,03 (42)	494 (50)	20,5 (4)	8,4 (12)	9742,3 (89)	821,7 (78)	1057,7 (70)	255 (6)
—	530 (1)	42,9 (1)	2,4 (4)	—	720,0 (21)	638,6 (21)	54,08 (12)
—	—	44,9 (2)	2,85 (5)	—	377,5 (24)	504,2 (12)	37,9 (8)
—	613,3 (3)	—	9,17 (27)	1498,9 (9)	1324,5 (36)	1277,8 (12)	123,3 (6)
12,8 (5)	607,3 (19)	39 (11)	2,9 (3)	12363 (4)	473,2 (24)	993,9 (33)	91,7 (6)
21,5 (9)	414 (12)	—	2,6 (8)	2994,7 (57)	465,5 (11)	675 (22)	101,25 (8)
—	356,6 (6)	107,3 (12)	5,3 (56)	25810 (60)	1034,4 (52)	1229,5 (98)	80,6 (68)
22,2 (10)	574,9 (14)	—	—	17300 (1)	1496,8 (5)	1333,2 (4)	575 (2)
—	—	39,7 (7)	3,1 (9)	4675 (4)	493 (4)	880 (1)	40 (1)
13,7 (70)	480,7 (111)	61,2 (73)	4,9 (137)	15567,6 (185)	916,4 (297)	1054,2 (308)	107,1 (159)

Однако так бывает не всегда. Если в оловоносных гранитах Кукульбейского комплекса в биотите связано до 70% Sn породы (Таусон и др., 1966), то в гранитах, имеющих значительные количества других минералов-концентраторов Sn, роль биотита в рассеянии этого элемента сильно снижается; например, в гранитах Восточного Саяна с биотитом связано только 38% Sn породы, 32% Sn приходится на сфен, а остальные 30%, по-видимому, находятся в акцессорном касситерите (Знаменский и др., 1964).

Аналогичные соотношения установлены и в неоловоносных гранитах Восточного Забайкалья, в которых нельзя выделить минерала-носителя олова: приблизительно до 25—30% Sn связано в полевых шпатах, роговой обманке и сфене (Кузьмин, 1966).

Близки к вычисленному нами среднему — 76,5 $г/т$ (см. табл. 10) — цифры, приводимые Л. Х. Аренсом и У. Р. Либенберг (1952) для биотитов — 66,5 $г/т$.

Первые данные по содержанию Sn в биотитах принадлежат Оттеману (Ottemann, 1946), который определил в биотите из гранита Брокена 230 $г/т$, а в биотите из гранита Вурмберга 300 $г/т$ олова. Эти данные, очевидно, завышены за счет микровключений касситерита, так как более поздние анализы свидетельствуют о значительно меньшем содержании Sn в биотите — преимущественно 35—45 $г/т$.

Самые высокие средние содержания Sn установлены в биотите из гранитов Дальнего Востока — 109 $г/т$. Северного Кавказа — 194 $г/т$, а самые низкие — из гранитов Восточного Саяна — 30 $г/т$ и Восточного Забайкалья — 31,5 $г/т$ (см. табл. 11).

Содержание Sn в биотите в значительной мере зависит от петрографического типа гранитоида: в биотите из гранодиоритов оно минимально, а из лейкократовых гранитов — максимально (см. табл. 10). Аналогичные данные приводил В. И. Серых (1966) по гранитоидам Казахстана, где биотиты из диоритов обладают минимальным (3 $г/т$), а из лейкократовых гранитов и аляскитов — максимальным (24 $г/т$) содержанием Sn.

В гранитах повышенной щелочности состав биотита становится неблагоприятным для изоморфного вхождения, так как по мере увеличения щелочности

Средние содержания редких и рудных элементов
в биотите интрузивных, эффузивных и метаморфических пород, ε/m

Элемент	Граниты интрузивные	Эффузивы кислые	Сисениты		Габбро	Гнейсы	Сланцы
			нфелиновые	щелочные и нормальные			
Sn	76,5 (396)	25,0 (4)	—	52,5 (2)	—	—	—
Li	946,4 (297)	46,0 (1)	524,3 (6)	526,6 (7)	80,0 (1)	66,7 (4)	203,0 (9)
Cs	107,4 (159)	10,0 (1)	317,3 (6)	1142,0 (5)	—	17,5 (4)	26,4 (9)
Sc	61,2 (73)	—	—	—	—	47,1 (8)	30,6 (16)
R	15567,6 (185)	3000,0 (2)	7980,0 (15)	18083,3 (6)	—	1416,7 (6)	4531,8 (22)
Ni	152,8 (421)	—	—	—	1200,0 (3)	136,2 (4)	236,6 (19)
Co	46,8 (51)	—	—	—	—	38,5 (4)	46,7 (3)
Th	157,0 (10)	—	—	—	—	—	—
Zn	480,7 (111)	473,0 (3)	—	230,3 (3)	—	—	62,9 (7)
Ti	17517,8 (204)	—	16313,5 (2)	26800,0 (2)	16225,0 (2)	22361,8 (30)	16620,0 (46)
Nb	143,6 (326)	72,3 (3)	75,0 (3)	196,0 (1)	54,2 (2)	33,6 (1)	168,0 (4)
Mo	6,0 (137)	3,6 (6)	—	—	—	—	—
Rb	1054,2 (308)	250,0 (1)	1019,0 (6)	1237,5 (8)	1100,0 (1)	525,5 (4)	642,9 (8)
V	198,0 (5)	—	—	—	—	529,1 (23)	248,0 (16)
W	7,2 (73)	1,1 (2)	—	—	—	—	—
Ta	15,3 (243)	5,87 (3)	16,1 (1)	—	10,2 (2)	4,1 (1)	10,0 (2)
Cr	91,6 (6)	—	—	—	110,0 (1)	210,7 (26)	243,3 (3)
Tl	5,1 (33)	—	—	—	—	30,0 (3)	—
U	11,2 (12)	—	—	10,0 (5)	6,8 (1)	—	—
Ga	61,0 (19)	—	66,5 (2)	39,1 (7)	15,0 (1)	11,7 (11)	31,0 (22)
Cu	45,0 (20)	26,0 (2)	—	—	—	—	19,6 (15)
Ba	1664,5 (10)	—	—	934,0 (2)	—	1827,0 (18)	662,0 (16)
Be	4,9 (137)	2,0 (1)	2,8 (7)	2,0 (2)	—	2,2 (1)	2,2 (16)
B	11,7 (17)	—	—	—	—	—	—
Zr	122,1 (18)	—	—	—	—	140,6 (23)	58,8 (16)
Pb	13,7 (70)	20,0 (2)	—	2,2 (1)	—	—	15,0 (16)

пород в нем увеличивается содержание Fe^{2+} и Mg^{2+} и уменьшается Fe^{3+} и Al^{3+} , т. е. его состав становится неблагоприятным для вхождения в его решетку Sn^{4+} (Дмитриев и др., 1962). В результате содержание Sn понижается по сравнению с биотитом из нормальных гранитов с 40—67 до 14—18 г/т (Дуракова, 1967).

Процессы дифференциации обычно приводят к накоплению Sn в биотите из гранитов поздних фаз внедрения или из пегматитов.

В биотите из гранитоидов трещинных интрузивов Северо-Востока среднее содержание олова несколько выше (17 определений) — 70,2 г/т, чем в биотите из гранитоидов батолитоподобных интрузивов (46 определений) — 35,6 г/т (Некрасов, 1966).

В биотите из измененных альбитизированных и грейзенизированных гранитов содержание Sn по сравнению со средним увеличивается почти в 3 раза, достигая в среднем 159,6 г/т (см. табл. 12). Последнее несомненно связано с его импрегнацией касситеритом, хотя в процессе изменения самого биотита при мусковитизации и грейзенизации биотитовых гранитов происходит уменьшение содержания в нем олова.

Сильно повышенные содержания Sn были установлены в биотитах гранитов, подвергшихся наложенной минерализации этим элементом (Haack, 1969).

Исследователи пытались установить существование различного уровня в содержании Sn в биотитах из гранитоидов, неодинаковых по рудоносности. Одни наблюдения показали, что биотиты оловоносных гранитоидов содержат Sn больше — 100—300 г/т, чем биотиты неоловоносных гранитов — 30—50 г/т (Барсуков, 1957). По данным В. Барсукова и Л. Павленко (1956), среднее содержание Sn (11 определений) в биотитах из оловоносных гранитов Калба-Нарымского района составляет 145 г/т, а в биотитах из оловоносных гранитов Восточного Забайкалья (3 определения) — 370 г/т. На Дальнем Востоке среднее содержание Sn в биотите неоловоносных гранитов (70 определений) составляет 20 г/т, а в биотите оловоносных гранитов (40 определений) — 120 г/т (Иедашковский, Нарнов, 1968). Повышенные содержания Sn установлены и в биотитах оловоносных гранитов Приханкайского района — 100—400 г/т и Мяо-Чанского интрузивного комплекса — 55—250 г/т (Руб и др., 1964).

Биотиты оловоносных кукульбейских гранитов Восточного Забайкалья также содержат Sn больше — 150—200 г/т, чем биотиты из неоловоносных гранитов амуджикано-сретенского комплекса — 20—25 г/т (Антипин и др., 1967). Аналогичные данные получены и для пермских гранитов Казахстана, где биотит из оловоносного массива Караоба содержит 250 г/т Sn, а из неоловоносного массива Акчатау — 30 г/т (Ганесв, 1964).

Ж. Едваб (Jedwab, 1953) также указывал, что в биотитах оловоносных гранитоидов Корнуолла (Англия) среднее содержание Sn (13 определений) равно 126 г/т, а в биотитах из гранитоидов Центрального Французского массива (59 определений) — 280 г/т, т. е. выше, чем в биотитах из неоловоносных гранитоидов Шварцвальда, где среднее содержание Sn в биотите составляет (10 определений) 66 г/т.

С другой стороны, имеются данные, свидетельствующие о более низком содержании Sn в биотите гранитоидов, в связи с которыми оловянные рудопроявления неизвестны. Так, среднее (14 определений) содержание Sn в неоловоносном эльджуртинском граните (Северный Кавказ) составляет 14 г/т (Оди-кадзе, 1968), в неоловоносных гранитах Западных Карпат (25 определений) — 30 г/т (Durkovicova, 1966).

В биотите неоловоносных гранитов Джидинского комплекса среднее содержание Sn (5 определений) составляет 6,1 г/т (Петрова, Легейдо, 1965). Низким содержанием Sn (22 г/т) характеризуются и биотиты Акчатаусского интрузива (Западный Узбекистан), в связи с которым оловорудные проявления не известны (Азимов, 1967).

Однако и среди оловоносных гранитов встречаются такие, биотиты которых содержат Sn значительно меньше среднего, а среди неоловоносных — больше. Примером первых могут быть биотиты из гранитов Северо-Востока СССР, содержащие (4 определения) 25 г/т Sn (Липатов, 1961); примером вторых — биотиты из гранитоидов Карпато-Балканской области, среднее содержание Sn в которых (5 определений) равно 268 г/т (Arsenijevic, 1967).

Наблюдаемые колебания в содержании Sn и других элементов связаны с различным составом (биотит лейкократовых гранитоидов более железист) и различной степенью измененности биотита (оловоносные граниты обычно в той или иной степени грейзенизированы). Все это свидетельствует о том, что не только первичная обогащенность оловом гранитной магмы, дающей начало оловоносным гранитам, сказывается на его содержании в биотите. Последнее зависит от многих факторов, удельная роль которых выявлена недостаточно. Значительную роль играют здесь петрохимические особенности гранитоида, механизм его внедрения, степень изменения поздними процессами и т. п. Наблюдаемые колебания отражают также геохимическую судьбу олова в процессе кристаллизации гранитной магмы: либо его рассеивание в ранних продуктах кристаллизации — амфиболе или сфене, либо накопление в поздних продуктах, в частности в минерале позднего этапа кристаллизации — биотите. В связи с этим следует отметить, что в неоловоносных гранитах на долю биотита приходится 2—10% общего содержания Sn в породе (Петрова, Петров, 1965), так как значительная часть его рассеивается в сфене, а в оловоносных — 70% (Таусон и др., 1966).

Биотиты автохтонных метасоматических гранитов содержат олова в два раза меньше по сравнению со средним — 25 г/т.

Л и т и й. Среднее содержание 916,4 г/т, коэффициент концентрации 23.

Тесная связь лития с магнием и в меньшей мере с двухвалентным железом обусловила его преимущественное рассеивание в кристаллической решетке биотита, где он замещает $2\text{Mg}^{2+} \leftarrow \text{Li}^+ + \text{Al}^{3+}$.

Биотит является основным минералом-носителем и минералом-концентратором лития. В гранитах Тянь-Шаня с биотитом связано 50—60% (Таусон, 1961), в гранитоидах Северо-Востока — 91,5% (Некрасов, 1966), в гранитах Казахстана — 91% (Ставров, Знаменский, 1961), Армении — 40—75% (Шабоян, 1969) общего содержания Li в породе.

Полученные нами средние содержания Li в биотите — 916 г/т (см. табл. 10) значительно отличаются как от первых данных — 267 г/т (Таусон, 1961), так и от более поздних — 562 г/т (Залашкова, Ситнин, 1967). Большое количество использованных анализов привело к уточнению представлений о среднем содержании Li в биотите.

По сравнению с вычисленным средним обеднены Li биотиты из гранитов Эльджуртинского массива, содержащие Li (14 определений) 470 г/т (Одикадзе, 1968), Западных Карпат (25 определений) — 606 г/т (Durkovicova, 1966), Судет (2 определения) — 805 г/т (Полянский, 1965), гранодиоритов Южно-Калифорнийского батолита (8 определений) — 152 г/т (Sen и др., 1959). В то же время обогащены Li биотиты Улканского плутона (Южная

Якутия) — 1527—1570 г/т (Гамалея, 1968), Калбинского массива — 1200 г/т (Ставров, Знаменский, 1961) и др.

Среди гранитоидов Советского Союза наиболее богаты литием биотиты из гранитов Северо-Востока, Горного Алтая и Казахстана (см. табл. 11).

В серии разновозрастных гранитов обогащены Li биотиты из гранитов молодых комплексов. Так, в биотите из мезозойских гранитоидов Горного Алтая среднее содержание Li составляет 2330 г/т, т. е. в 2,5 раза больше вычисленного среднего и примерно в 7,5 раз больше, чем в биотитах из гранитоидов более древнего каледонского комплекса (Пентельков, 1962).

Содержание Li в биотите во многом зависит от петрохимического состава гранитоида. Самые низкие его содержания (336 г/т) устанавливаются в богатых биотитом диоритах и гранодиоритах, самые высокие (1504,6 г/т) — в лейкократовых гранитах, содержащих мало биотита, что свидетельствует о значительном влиянии процессов кристаллохимического рассеяния на концентрацию этого элемента и о существовании обратной зависимости между содержанием биотита в породе и лития в биотите.

Среди гранитоидов Северо-Востока минимальным содержанием Li также обладают биотиты из гранитоидов повышенной основности (Некрасов, 1966).

Процессы дифференциации приводят к увеличению содержания Li в биотите из гранитоидов поздних интрузивных фаз и из пегматитов (см. табл. 12). В Судетах биотиты из пегматитов содержат Li в два раза больше — 1380 г/т, чем материнские граниты — 805 г/т (Полянский, 1965).

Есть данные (Онтоев и др., 1968), что биотиты из связанных с гранитами кварцевых прожилков дорудных этапов эндогенной минерализации содержат Li 2643—1656 г/т, что во всех случаях значительно превышает его среднее содержание в биотитах из гранитов. Биотиты измененных гранитоидов по сравнению с неизмененными содержат Li значительно больше — 1400 г/т (см. табл. 12). В биотите из кварц-топазовых грейзенов Улканского плутона содержание Li достигает 3150 г/т (Гамалея, 1968).

Весьма часто наблюдаются, однако, и обратные случаи. Так, в гранитоидах Омчикандинского массива (Северный Восток) максимальной концентрацией Li (470 г/т) характеризуются те разности биотита, которые не затронуты мусковитизацией или хлоритизацией, так как в последних случаях содержание Li уменьшается до 370 г/т (Некрасов, 1966).

В биотите из двуслюдяных гранитов Восточного Забайкалья количество Li достигает 4430 г/т и уменьшается до 1340 г/т в биотите из мусковитовых гранитов (Залашкова, 1960). По сравнению с биотитом из гранодиоритов (Центральный Казахстан), содержащим Li 210 г/т, хлорит из тех же пород содержит всего 11 г/т Li (Соболев и др., 1968).

Биотиты пержанских гранитов (Украина) содержат Li в среднем 5320 г/т, а биотиты метасоматических пород, развивающихся по этим гранитам — 3230—2940 г/т (Зинченко, 1967). В биотите неизмененных гранитов Приазовья содержится 2940 г/т лития, в биотите альбитизированных гранитов его количество уменьшается до 1978 г/т (Пятенко и др., 1966). Подобные наблюдения свидетельствуют о том, что в процессе изменения гранита имеет место как привнос, так и перераспределение Li, частично за счет его экстракции из разрушающегося биотита, в то время как во вновь образованном биотите содержание Li заметно увеличивается, что отражает богатство среды минералообразования этим элементом.

Содержание Li в биотите щелочных сиенитов Северо-Восточной Тувы ниже, чем в биотите известково-щелочных гранитов, и составляет 412 г/т

(Коваленко и др., 1970). Более низкие содержания Li характеризуют и биотиты из щелочных пород Бурятской АССР (7 определений) — 305,7 г/т (Тихоненкова и др., 1971). Это возможно отражает более низкое содержание Li в щелочных породах по сравнению с кислыми.

По сравнению со средним содержанием Li в биотите интрузивных гранитоидов среднее содержание его в биотите кристаллических сланцев (см. табл. 13) или гнейсов и сланцев — 340 г/т (Макагон, Шмакин, 1964) значительно понижены. В этом отношении биотиты из докембрийских автохтонных гранитов по содержанию Li (933,5 г/т) стоят ближе к биотитам интрузивных гранитоидов.

Цезий. Среднее содержание 107,1 г/т, коэффициент концентрации 21,4.

Цезий является типичным литофильным элементом, характерной чертой которого является его накопление в поздних дифференциатах. Большой ионный радиус цезия затрудняет его вхождение в кристаллическую решетку калиевых полевых шпатов, в которой калий имеет координационное число 10, в то время как биотит с более высоким координационным числом калия, равным 12, и наличием полостей и каналов способен вместить крупный катион цезия (Гинзбург, Ставров, 1969). В силу этого, основным минералом-носителем и минералом-концентратором цезия в гранитах является биотит. В гранитах Восточного Казахстана на его долю приходится 69% общего содержания цезия в породе (Ставров, Знаменский, 1961). Полученное нами среднее содержание Cs (см. табл. 10) отличается от среднего содержания его в биотитах гранитов Советского Союза, приводимого ранее (Залашкова, Ситнин, 1967) и равного 42 г/т. Более низкие содержания цезия характерны для биотитов гранитоидов Западных Карпат (21 определение) — 20,1 г/т (Durkovicova, 1966) и Восточного Казахстана — 53 г/т (Ставров, Знаменский, 1961). В биотите из гранитов Эльджуртинского массива оно близко среднему и составляет 110 г/т (Одикадзе, 1968), а в биотите из гранитоидов Лолабулак-Кетменчинской зоны (Западный Узбекистан) значительно повышено и достигает 575 г/т (Джамалетдинов, 1967).

Содержания Cs, значительно превышающие среднее, установлены в биотитах из гранитоидов Северо-Востока СССР — 130 г/т — и Восточного Забайкалья — 255 г/т (см. табл. 11).

Самые низкие содержания Cs — 43,7 г/т — характерны для биотитов из гранодиоритов, самые высокие — 123,8 г/т — из лейкократовых гранитов. Это отражает характерную тенденцию цезия к накоплению в поздних продуктах дифференциации; последнее иногда подтверждается более высоким содержанием Cs в биотите из пегматитов — 233 г/т (8 определений) по сравнению с биотитом материнских гранитов — 42 г/т (20 определений), что отмечалось в гранитоидах Казахстана (Соболев и др., 1968). Однако среднее содержание Cs в биотите из обычных микроклин-плагиоклазовых пегматитов (см. табл. 12) ниже такового гранитов и составляет 71,7 г/т.

Повышенные, по сравнению со средним, содержания Cs характерны для биотитов из кварц-микроклиновых и кварц-биотитовых прожилков Джидинского рудного поля и составляют соответственно 164,5 и 141 г/т (Онтоев и др., 1968).

Особенно значительно — до 221 г/т — увеличивается среднее содержание Cs в биотите измененных (грейзенизированных) гранитов (см. табл. 12), что свидетельствует о значительном количестве этого элемента в растворах, изменяющих гранит. Источником цезия частично мог быть и сам биотит, так как в гранитах Казахстана, например, хлорит содержит в 8 раз меньше Cs, чем неизмененный биотит (Соболев и др., 1968).

По сравнению с интрузивными гранитоидами биотиты из автохтонных гранитов содержат Cs в 3 раза меньше — 32,3 г/м. Такие же низкие средние содержания Cs — 26,4 г/м характерны для биотитов из кристаллических сланцев (см. табл. 13) и гнейсов — 53 г/м (Макагон и др., 1964).

Содержание Cs в биотите щелочных пород крайне неравномерно и колеблется от 43—62 г/м (Злобин и др., 1962) до 1420 г/м (Туровский, 1968). По сравнению с гранитами более высокие средние содержания Cs устанавливаются и по нашим данным в биотите нефелиновых — 317 г/м — и особенно щелочных и нормальных сиенитов — 1142 г/м (см. табл. 13). Слюдяные концентраты последних могут рассматриваться как реальный источник этого редкого элемента.

С к а н д и й. Среднее содержание 61,2 г/м, коэффициент концентрации 20.

Сходство ионных радиусов Sc^{3+} (0,83 Å), Fe^{2+} (0,83 Å) и Mg^{2+} (0,78 Å) и близость их поляризационных свойств определяет широкое рассеяние этого элемента в цветных минералах гранитоидов (Шербина, 1959). Гетеровалентное изоморфное замещение происходит по схеме $\text{Fe}^{2+} + \text{Si}^4 \leftarrow \text{Sc}^{3+} + \text{Al}^{3+}$.

Из породообразующих минералов гранитов биотит является главным минералом-носителем и минералом-концентратором скандия. На его долю приходится 7—13% общего содержания скандия в гранодиоритах и биотит-роговообманковых гранитах, а в лейкократовых, где возможности к изоморфному рассеянию скандия более ограничены, значительно больше — до 46—68% (Мельниченко, Могаровский, 1968).

Содержание, близкое к вычисленному среднему — 61 г/м Sc, характерно для биотитов из некоторых гранитных массивов Северо-Востока Советского Союза — 57 г/м (Липатов, 1961).

Биотиты из мезозойских гранитов Северного Кавказа обогащены Sc и содержат в среднем (14 определений) 73 г/м Sc (Одикадзе, 1968).

Биотиты из гранитоидов различных регионов Советского Союза обладают неодинаковым содержанием Sc. Содержание Sc в биотитах из гранитов Северо-Востока СССР близко к среднему из гранитоидов Урала и Таджикистана — пониженное, Казахстана — повышенное (см. табл. 11).

Относительная обогащенность скандием биотитов из гранитоидов Казахстана отмечалась ранее А. С. Дудыкиной (1960), согласно исследованиям которой среднее содержание скандия в биотитах из гранитоидов Казахстана, Приморья и Забайкалья составляет соответственно 30; 2 и 10 г/м. Первое, в известной мере, может быть связано с широким распространением среди них лейкократовых разновидностей гранитоидов.

Отмечается определенная зависимость между минеральным составом гранитоидов и содержанием Sc в биотитах. Биотиты из диоритов и гранодиоритов, содержащие другой, емкий в отношении скандия, цветной минерал — роговую обманку — содержат меньше Sc (в среднем 48,5 г/м). В биотите из биотитовых гранитов среднее содержание Sc поднимается до 67 г/м, а в лейкократовых — до 86 г/м (см. табл. 10). В биотите из биотитово-роговообманковых гранитов Гиссарского хребта содержание Sc также меньше — 10—13 г/м, чем в биотите из биотитовых и аплитовидных гранитов, где роговая обманка отсутствует, а содержание Sc в биотите увеличивается до 36—88 г/м (Мельниченко, Могаровский, 1968).

Обычно отмечается тенденция к накоплению Sc в поздних продуктах дифференциации. Об этом, в частности, свидетельствует увеличение его содержания в биотите из гранитов поздних фаз многофазных интрузивов. В Северном Прибалхашье, например, биотиты из гранитов I фазы содержат 91—104 г/м Sc,

а из гранитов II фазы — 117—195 г/т. В гранитах Бразилии наиболее низкие содержания Sc (8,2 г/т) определены в биотите ранних этапов кристаллизации; в биотитах из гранитов позднего допневматолитового этапа содержание Sc возрастает до 130 г/т и достигает максимума (670 г/т) в биотитах пневматолитового этапа (Herz, Dutra, 1964).

Тенденция к накоплению Sc проявляется и в жильных породах, однако только в тех, которые были богаты минерализаторами. Например, содержание Sc высокое (190—200 г/т) в биотите из альбитсодержащих пегматитов и еще выше (448,5 г/т) — в биотите из кварц-флюоритовых гранитных пегматитов Казахстана (Семенов и др., 1966); в биотитах же из обычных пегматитов олигоклаз-микроклинового типа среднее содержание Sc 38,2 г/т (см. табл. 12); низкие содержания — 32 г/т — отмечались в аналогичных пегматитах из гранитов Урала (Бушляков, 1969₂).

По сравнению с биотитами интрузивных гранитоидов биотиты из докембрийских автохтонных гранитов характеризуются меньшим содержанием Sc (16,8 г/т) подобно биотитам из кристаллических сланцев (см. табл. 13). В то же время биотит из третичного гранодиорита Колорадо содержит Sc 12,7 г/т, а биотиты из докембрийских гранитов того же района характеризуются постоянно повышенным содержанием этого элемента, составляющим в среднем (10 определений) 72,9 г/т (Брей, 1952). В последнем случае биотиты докембрийских гранитов, возможно, отражают более высокие по сравнению с гранитами содержания Sc в песчано-сланцевых породах.

В биотите из габбро содержание Sc равно 15 г/т (Sen a. oth., 1959), что мало отличается от среднего содержания (7 определений) его в биотитах из гранодиоритов (14 г/т) того же массива и не отражает более высокого по сравнению с гранитами содержания Sc в габбро.

В метаморфических породах с увеличением степени метаморфизма содержание Sc в биотите уменьшается (Крылов и др., 1970).

Ф т о р. Среднее содержание 15567,6 г/т, коэффициент концентрации 19,4.

Фтор входит в кристаллическую решетку биотита благодаря замещению $(\text{Fe}, \text{Mn})^{2+} \leftarrow \text{Li}^+ + \text{Al}^{3+}$ и $(\text{OH})^- \leftarrow \text{F}^-$. Последнее объясняет наблюдающуюся почти прямую зависимость между содержанием Li и F в биотите. Из породообразующих минералов гранитоидов биотит является главным минералом-носителем и минералом-концентратором F. На его долю приходится 80—90% фтора породы, что отмечалось для гранитов Восточного Забайкалья (Залашкова, Ситнин, 1967), Узбекистана (Кушмурадов, 1967), Горного Алтая (Аношин и др., 1965).

Существует мнение, что величина содержания F в биотитах гранитоидов мира остается постоянной для каждого типа пород (Козлов и др., 1965₁). Однако имеющиеся данные позволяют вполне определенно говорить о существовании региональных отличий. Так, по сравнению с вычисленным средним (см. табл. 10) биотиты из гранитов Большого Кавказа и Дзирульского массива характеризуются пониженным содержанием F — 1700—1900 г/т, что отражает общую геохимическую особенность гранитоидов этого региона (Одикадзе, 1967₂). В то же время значительно повышенные средние содержания F установлены в биотите из гранитоидов Казахстана (см. табл. 11).

Полученные нами данные (см. табл. 10) позволяют установить, что минимальные средние содержания F характеризуют биотиты из наиболее меланократовых разностей гранитоидов, а максимальные — из лейкократовых гранитов. Биотиты измененных гранитов содержат F почти столько же, сколько биотиты из неизмененных гранитов (см. табл. 12).

Не наблюдается изменения в содержании F в биотите из гранитов Устукского массива при переходе от главной к эндоконтактовой фации, где оно составляет в обоих случаях 1200 г/т (Кушмурадов, 1970).

Процессы дифференциации приводят к увеличению содержания F в биотите. Обычно отмечается 2—2,5-кратное увеличение содержания F в биотите из гранитов поздних фаз многофазных интрузивов Западного Забайкалья (Костецкая и др., 1965) и Горного Алтая (Аношин и др., 1965). Особенно высоких содержаний (24 700 г/т) достигает количество F в биотите из пегматитов.

Поскольку количество летучих в конечных продуктах дифференциации гранитоидов связано прямой зависимостью с потенциальной рудоносностью отщепляющихся гидротермальных растворов, а в последних многие редкие элементы — Ta, Sn, Li, Be, TR — образуют, особенно с фтором, легко мигрирующие соединения, простые или комплексные, постольку уровень накопления фтора в биотитах может служить известным индикатором рудоносности многофазных интрузивов.

Высокое содержание F отмечается в биотите ниобиево-фтороносных гранитов Восточного Забайкалья — 19 500 г/т (Гребенников, 1968) и в биотитах фтороносных гранитов Тянь-Шаня — до 17 300 г/т (Лисицына и др., 1965).

Особенности содержания F в биотитах можно использовать и при выяснении особенностей возникновения и последующего становления гранитов. Так, по сравнению с биотитом интрузивных гранитоидов биотиты автохтонных гранитов содержат F почти в 2 раза меньше — 6183 г/т. Более низкие содержания фтора характеризуют биотиты из кристаллических сланцев (см. табл. 13), что, учитывая аналогичное содержание F в осадочных породах (Виноградов, 1962) позволяет считать, что его содержания в биотите могут служить одним из признаков автохтонного происхождения гранитов. В литературе уже указывалось (Немец, 1964), что низкие содержания F в мусковите позволяют отделять пегматиты ортогнейского и метатектического происхождения.

Есть данные о том, что биотиты из пород, в формировании которых процессы глубинного гибридизма играли значительную роль, концентрируют меньше летучих, в том числе и фтора, чем биотиты из пород чисто магматической линии (Костецкая, Мордвинова, 1965).

По содержанию F в биотите можно наряду с другими данными судить о степени метасоматического изменения гранита, так как наблюдается определенная корреляция между содержанием калиевого полевого шпата в гранитах и фтора в биотитах (Козлов и др., 1965₁), указывающая на сходное поведение K и F в процессе дифференциации и на значительную роль летучих при метасоматических процессах.

Н и к е л ь. Среднее содержание 152,8 г/т, кларк концентрации 19.

Никель — элемент ранних стадий кристаллизации и его концентрация в биотите определяется геохимическим родством с двухвалентным железом.

По сравнению со средним наиболее обогащены никелем биотиты гранодиоритов, а биотиты лейкократовых гранитов содержат минимальные его количества (см. табл. 10). Аналогичная зависимость отмечалась ранее в гранитоидах Казахстана, где концентрация Ni, максимальная в биотитах из диоритов, неуклонно понижается в сторону наиболее кислых членов и достигает минимального значения в биотитах аляскистов. По данным В. И. Серых (1964), среднее содержание Ni в биотитах этого региона (70 определений) — 50 г/т, т. е. ниже вычисленного среднего. Понижено содержание никеля — 50 г/т — в биотите из гранитоидов Змеиногорского комплекса и в биотите из менее основных гранитоидов Калбинского комплекса — 8 г/т (Кузубный и др., 1967).

По сравнению с гранитоидами значительно обогащены Ni биотиты из лампрофиров, в которых содержание этого элемента достигает 500 г/т (Михалева, Никитина, 1960). Еще более высокие содержания Ni наблюдаются в биотите из основных пород. Так, в биотите из рудоносных габбро-диабазов Норильского месторождения среднее содержание Ni составляет (3 определения) 1200 г/т (Генкин и др., 1963), хотя в биотите из габбро Калифорнии его содержание сильно понижено и составляет 70 г/т (Sen a. oth., 1959).

В биотите автохтонных гранитов содержания Ni в 4—4,5 раза ниже, чем в биотите интрузивных гранитов. В биотитах из докембрийских гранитов Украины среднее содержание Ni составляет (137 определений) 35,4 г/т (Мищенко, Орса, 1968), Карелии (4 определения) — 47,5 г/т (Ветрин, 1965), в то же время в биотитах из сланцев среднее содержание Ni значительно выше и достигает 236 г/т (см. табл. 13), что, по-видимому, является отражением значительно более высокого содержания Ni в сланцах по сравнению с гранитами (Виноградов, 1962).

Среди докембрийских гранитоидов Кольского полуострова и Украины отмечена общая тенденция, выражающаяся в том, что понижение концентраций Ni в биотитах идет параллельно увеличению кислотности пород (Ветрин, 1965; Мищенко, Орса, 1968).

К о б а л ь т. Среднее содержание 46,8 г/т, коэффициент концентрации 9,4.

Концентрация кобальта в биотите определяется геохимическим сродством с двухвалентным железом и магнием. Поэтому возможности изоморфного вхождения Со в биотит достаточно широки, что приводит к значительной однородности распределения его содержаний в этом минерале (Мищенко, Орса, 1968).

Вычисленное среднее — 46,8 г/т — несколько выше среднего содержания Со в биотите (53 определение) — 32 г/т, приводимого в литературе (Нааск, 1969).

Кобальт в относительно повышенных количествах присутствует в биотите из гранитоидов Змеиногорского комплекса, но его меньше в биотите из калбинских гранитоидов (Кузубный и др., 1967). Повышенные средние содержания Со установлены в биотите из яворницких гранитов (Судеты) — 71 г/т — и из вмещающих их сланцев — 79 г/т (Полянский, 1965).

Повышенные содержания Со установлены в биотите из гранитоидов Урала.

В неизмененных биотитах из гранитов Северо-Востока содержание Со составляет 17—37,5 г/т, в хлоритизированных разностях снижается до 7,6 г/т, а в хлоритах, образовавшихся за счет биотита — до 1,3 г/т (Некрасов, Гамякин, 1962). Это свидетельствует о выносе Со из разрушающегося биотита и об обогащении им гидротермальных растворов, которые могут принимать участие в процессе рудообразования.

Вычисленное среднее содержание Со в сланцах составляет 46,7 г/т, по другим данным — 60 г/т (Сергеев и др., 1967).

Биотит из докембрийских автохтонных гранитов содержит Со несколько меньше, чем биотит из послекембрийских интрузивных гранитоидов, а именно 32 г/т. Этому содержанию близко содержание Со в биотите из сланцев.

Среди докембрийских гранитоидов Кольского полуострова биотиты из более древних плагиоклазовых гранитоидов содержат больше Со, чем биотиты из более молодых биотитовых гранитов (Ветрин, 1965). Аналогичная зависимость отмечена и в биотитах из гранитов Украины (Мищенко, Орса, 1968). Это соответствует более высокому содержанию Со в песчано-сланцевых породах, по сравнению с гранитами.

Среднее содержание Со в биотите из гнейсов (35 определений) 42 г/т (Нааск, 1969) — близко полученному нами среднему (см. табл. 13).

Т о р и й. Среднее содержание 157,0 г/т, коэффициент концентрации 8,7.

В гранитах Южного Казахстана с биотитом связано 16,4% всего тория породы (Леонова, Ренне, 1964). Среднее содержание Th сильно повышено в биотитах из интрузивных гранитов Северо-Востока (7 определений) — 185 г/т; из лейкократовых гранитов Северного Тянь-Шаня — до 260 г/т. В биотите из тоналитов концентрация Th ниже и составляет 34—36 г/т (Леонова, 1962, 1966). В биотите из автохтонных гранитов Украины содержание Th мало и составляет 11,8 г/т (Ивантшин, 1960) или (4 определения) 17,5 г/т (Бартницкий и др., 1969). Биотиты щелочных пород содержат Th в среднем значительно меньше — 8,5 г/т. При этом на его долю приходится 4—11% общего содержания Th в породе (Поляков, 1970).

Ц и н к. Среднее содержание 480,7 г/т, коэффициент концентрации 8,0.

Высокий коэффициент концентрации подтверждает кристаллохимическую и геохимическую связь Zn с Fe^{2+} и Mg, и в связи с этим концентрацию в железомagneзиальных силикатах — в биотите и роговой обманке. Действительно, биотит является минералом-концентратором цинка в гранитах Магаданского массива (Юдин и др., 1966), в кукульбейских гранитоидах Восточного Забайкалья (Кузьмин, 1966), Северного Тянь-Шаня (Таусон, 1961) и т. п.

С биотитом гранитов связано до 80% цинка породы (Таусон, 1961). Близкая цифра приводится для гранитов Техаса (Санделл, Голдич, 1952); в них на долю биотита приходится 85% цинка породы. Однако в биотит-роговообманковых гранитах на долю биотита приходится значительно меньше цинка — до 43% (Таусон, 1961), что указывает на конкурирующую роль других цветных минералов, участвующих в кристаллохимическом рассеянии этого элемента.

Среднее содержание Zn в биотите, приводимое К. Х. Веденом (1965), — 300 г/т — гораздо ниже, а данные Хаака (Нааск, 1969) — 699 г/т (53 определения) — значительно выше по сравнению с вычисленным средним — 480,7 г/т. Значительно выше среднего содержание Zn в биотитах из некоторых гранитов Северного Кавказа (14 определений) — 4300 г/т (Одикадзе, 1968), Тянь-Шаня (3 определения) — 743 г/т (Таусон, 1961). По нашим данным (см. табл. 11), биотиты из гранитоидов Урала и Узбекистана обогащены цинком, и из гранитоидов Северо-Востока и Казахстана — обеднены. Низкие содержания Zn (255 г/т) установлены в биотите из гранитов Венгрии (Nagy, 1969).

Содержание Zn в биотите зависит от геохимических особенностей петрографической провинции и от содержания цветных минералов, захватывающих этот элемент в свои кристаллические решетки. Становится понятным, что при относительной устойчивости концентрации Zn в породах какого-либо района с уменьшением общего содержания цветных минералов в гранитоиде — от гранодиоритов к биотитовым и лейкократовым гранитам — среднее содержание Zn неуклонно увеличивается (см. табл. 10). Хаак (Нааск, 1969) также указывал, что с увеличением содержания в граните биотита содержание в нем цинка уменьшается.

В жильных дифференциатах гранитов (пегматитах), очевидно, в связи с увеличением общей железистости биотита содержание в нем цинка увеличивается, так же как и в биотите из измененных гранитоидов (см. табл. 12). Сильно повышенные содержания Zn были установлены и в биотитах гранитов, подвергшихся наложенной цинковой минерализации (Нааск, 1969). Все это несомненно указывает на позднюю импрегнацию биотита цинком. Однако биотит из метасоматически измененных зон в гранитах часто содержит меньше

цинка, что свидетельствует об его частичном переходе в раствор и выносе из биотита.

Частичный вынос цинка из биотита наблюдался в процессе эпидотизации плагиогранита, однако при пропилитизации подобного выноса не происходит, хотя биотиты и замещаются хлоритом (Злобин и др., 1969). Биотит из измененных двуслюдяных гранитов Северо-Востока СССР содержит Zn (3 определения) 233 г/м (Липатов, 1961), т. е. меньше среднего.

В литературе указывалось также, что биотиты из гидротермально измененных штоков монцонитов содержат Zn меньше (Рэггу и др., 1963). При альбитизации гранитоидов Тянь-Шаня отмечался вынос цинка в связи с замещением биотита агрегатом серицита и лейкоксена (Гаврилин и др., 1966). Это может быть связано с тем, что в сильно щелочных водных растворах в силу амфотерности цинка, по-видимому, происходило образование легко растворимых цинкатов, т. е. повышалась роль аниона $(\text{Zn}(\text{OH})_4)^{2-}$ или $(\text{Zn}(\text{OH})_3)^{-1}$ (Иваницкий и др., 1966). В этих условиях должен был происходить вынос цинка и обеднение им измененных биотитов.

Таким образом, в зависимости от состава постмагматических растворов содержание Zn в биотите может меняться: уменьшаться в результате выщелачивания или повышаться за счет импрегнации.

Рассматривая содержание цинка в биотите как возможный индикатор рудоносности гранитоидов, необходимо отметить, что среднее содержание цинка в биотите из безрудных каледонских гранитов Северного Тянь-Шаня составляет 630 г/м (Гаусон, 1961), а в биотите из рудоносных герцинских гранитов того же района — 300 г/м (Гаврилин и др., 1966). Сходные соотношения отмечались и в монцонитах Юты и Невады, в которых биотиты из нерудоносных штоков содержат цинка 300 г/м и более, а из рудоносных — 300 г/м и менее (Рэггу, а. oth., 1963).

Однако есть указания (Нааск, 1969), что биотиты из гранитов, в генетической связи с которыми находятся цинковые рудопроявления, характеризуются весьма высоким содержанием этого элемента. Среднее из 200 анализов биотитовых концентратов из гранитных пород Арканзаса, к которым отчасти приурочены полиметаллические месторождения, дает цифру 720 г/м Zn (Ведеполь, 1965), т. е. значительно превышает среднее. Поэтому, используя биотит как индикатор рудоносности, особенно важно учитывать степень его измененности.

По сравнению со средним содержанием Zn в биотите интрузивных гранитоидов (480 г/м) биотиты из докембрийских автохтонных гранитов содержат этот элемент в несколько меньшем количестве (420,4 г/м). Аналогичные сведения имеются и в литературе. Содержание Zn в биотите докембрийских гранитов Колорадо (10 определений) — 973,4 г/м — значительно ниже, чем в биотите из третичных гранодиоритов того же региона — 1344 г/м (Брей, 1952). В связи с этим следует отметить, что среднее содержание Zn в биотите из гнейсов (35 определений, 455 г/м; Нааск, 1969) и особенно из кристаллических сланцев (62,9 г/м; табл. 13) значительно ниже, чем в биотите из интрузивных гранитоидов.

Бедны цинком (в среднем 232 г/м) биотиты из гранитоидов габбровой формации. В аналогичных гранитоидах Аджарии минералом-концентратором цинка является не биотит, содержащий в среднем 153 г/м, а магнетит, содержащий в среднем 575 г/м (Иваницкий и др., 1966).

Т и т а н. Среднее содержание 17 517 г/м, коэффициент концентрации 7,6. В структуре биотита из гранитов титан замещает трехвалентное железо,

но в щелочных гранитоидах и сиенитах он частично замещает кремний (Сердюченко, 1948). Необходимая при этом компенсация зарядов происходит путем сопряженных суммарно-эквивалентных замещений: $\text{Fe}^{3+} + \text{Si}^{4+} \leftarrow \text{Ti}^{4+} + \text{Al}^{3+}$ или $\text{Al}^{3+} + \text{Fe}^{3+} \leftarrow \text{Mg}^{2+} + \text{Ti}^{4+}$.

Биотит считается основным концентратом титана в гранитах. Однако на его долю приходится различные количества титана в зависимости от состава гранитоида. При низком содержании титана в породе основным носителем его является биотит. Например, в монацитоносных гранитоидах Калба-Нарымского района с биотитами связано около 70% титана, а с ильменитом 15—20% (Знаменский, 1958). Аналогичные цифры приводятся и другими исследователями (Залашкова, Ситнин, 1967), подсчитавшими, что в биотитовых гранитах до 94% титана связано с биотитом и лишь 5% с ильменитом.

В породах с высоким содержанием Ti до 37% этого элемента сосредоточено в титаномагнетите, а остальная часть распределяется равномерно между биотитом, полевым шпатом и пироксеном (Леонова, Классова, 1964).

Весьма близко к среднему содержание Ti в биотите из гранитов Каибского массива (Центральный Казахстан), в которых оно составляет (3 определения) 17 523 г/м (Дмитриев, Знаменский, 1956). Наиболее обогащены Ti биотиты из гранитов Таджикистана, наиболее обеднены — из гранитов Казахстана (см. табл. 11).

Вычисленное нами среднее содержание Ti в биотитах из гранитоидов Советского Союза, равное 17 517 г/м, значительно ниже их изоморфной емкости в отношении этого элемента, так как экспериментально получены слюды, содержащие до 85 000 г/м Ti (Коваленко и др., 1968).

Содержание Ti в биотите во многом определяется как петрохимическим составом гранитоида, оказывающим большое влияние на кристаллохимическое рассеяние этого элемента, так и возможностями к образованию собственных титановых минералов (сфен, ильменит, рутил и т. п.). В биотите из лейкократовых и аляскитовых гранитов количество Ti больше среднего (см. табл. 10), а содержание в этих породах сфена и ильменита незначительно. В биотите из гранодиоритов, где количество акцессорных титановых минералов значительно увеличивается, содержание Ti меньше среднего. Относительно понижено содержание Ti (15 517 г/м) и в биотитах из аляскистов Казахстана (Нарсеев, Бугаец, 1966).

Процессы дифференциации приводят к уменьшению количества титана в биотите из поздних магматических продуктов. Так, в биотите I фазы массива Куу (Центральный Казахстан) содержание Ti 16 520 г/м, а в биотите из гранитов III фазы — 7139 г/м, т. е. в 2 раза меньше (Ляхович, 1967). Аналогичны сведения и по многофазным массивам Киргизии, где, например, в сиенитах I фазы массива Кызыл-Омкул биотит содержит Ti 34 450 г/м, а в лейкократовых гранитах III фазы — 12 000 г/м (Леонова, Ренне, 1964).

В биотите из измененных, альбитизированных или грейзенизированных гранитов содержание Ti уменьшается почти вдвое (см. табл. 12). Высвобождающийся при этом титан дает начало рутилу, анатазу, а в некоторых случаях — стрювериту и ильменорутилу.

По сравнению с интрузивными гранитоидами биотиты из автохтонных гранитов содержат Ti в среднем значительно меньше — 13 385 г/м. Аналогичные соотношения наблюдались и среди разновозрастных гранитоидов Колорадо, где биотит из третичных гранодиоритов содержит Ti 33 417 г/м, а из докембрийских гранитоидов — значительно меньше — 13 367 г/м (Брей, 1952). Поскольку биотиты из сланцев и гнейсов обладают сходным содержанием титана — 16 620 г/м,

эта особенность состава биотита может быть использована при генетических построениях.

Н и о б и й. Среднее содержание 143,6 г/т, коэффициент концентрации 7.2.

Близость ионных радиусов и величин электроотрицательности обуславливает преобладающее рассеяние ниобия в минералах титана, а взаимозамещение ниобия с такими петрогенными элементами, как Fe^{2+} , Mg^{2+} , весьма ограничено, так как он имеет более высокий заряд.

Вхождение Nb в кристаллическую решетку биотита может происходить благодаря замещению $2\text{Ti}^{4+} \leftarrow \text{Nb}^{5+} + \text{Fe}^{3+}$ или $\text{Ti}^{4+} + \text{Mg}^{2+} \leftarrow \text{Nb}^{5+} + \text{Li}^{+}$.

Среди породообразующих минералов гранитоидов биотит является главным минералом-концентратором и носителем ниобия. Изучение распределения его по минералам гранитоидов различного состава показало, что в монацитоносных гранитоидах (Знаменский и др., 1957) с биотитом связано от 60 до 86% Nb, в то время как в сфенсодержащих гранитоидах биотит концентрирует значительно меньше — 16—60% (Знаменский и др., 1962). Более поздние исследования подтвердили это положение, показав, что геохимическое поведение Nb в гранитах зависит в значительной мере от парагенезиса титановых минералов. В монацитсодержащих гранитах с ильменитом и рутилом большая часть Nb концентрируется в биотите, в ортитсодержащих гранитах со сфеном и магнетитом большая часть Nb концентрируется в сфене, а меньшая — в биотите (Parker, Fleischer, 1968).

Полученные нами средние (см. табл. 10) значительно отличаются от приводимых в литературе (табл. 14). Ранние данные (Rankama, 1948) сильно завышены, более поздние (как по регионам, так и по типам гранитоидов), как правило, ниже полученных нами значений.

Таблица 14

Содержание Ta и Nb в биотите гранитоидов по данным разных источников, г/т

Порода, район	Nb	Ta	Автор или литературный источник
Гранитоиды	До 1300	До 800	Rankama, 1948
Гранитоиды, СССР	52 (17)	4 (17)	Сяткин, 1966
Граниты биотитовые, СССР	80 (38)	5 (38)	То же
Граниты лейкократовые двуслюдяные, СССР	200 (27)	18 (27)	» »
Граниты лейкократовые, Казахстан	294 (5)	8,5 (8)	Подольский и др., 1965
Гранодиориты, Тува	42 (6)	8,2 (6)	Кузьменко, Еськова, 1968
Гранитоиды, Главный Кавказский хребет	78 (5)	8 (5)	Одикадзе, 1967 ₂
Гранитоиды, СССР	144 (326)	15,3 (243)	В. В. Ляхович

Содержание Nb в биотитах непостоянно. По сравнению со средним оно понижено в биотитах из гранитоидов Тувы — 100 г/т (Пополитов и др., 1965), Карпато-Балканской области (5 определений) — 100 г/т Nb (Arsenijevic, 1967). Биотиты из лейкократовых и аляскитовых гранитов Центрального Казахстана имеют в среднем (8 определений) 225 г/т Nb, причем наиболее высокие содержания (330 г/т) характеризуют биотиты Темиршинского массива (Подольский и др., 1965). Особенно много Nb в биотите из аляскитов Тарбагатай (3 определения) — 2100 г/т (Нарсеев, Бугаец, 1966).

По сравнению со средним повышенные содержания этого элемента отмечаются (см. табл. 11) в биотите из гранитоидов Дальнего Востока и Узбекистана, а пониженные — в биотите из гранитоидов Тувы и северного Кавказа.

При сравнении биотитов из гранитоидов различного состава (см. табл. 10) обнаруживается, что минимальными содержаниями Nb — 93,4 г/т — характеризуются биотиты из наиболее меланократовых разновидностей гранитоидов — кварцевых диоритов или гранодиоритов, в которых, помимо биотита, имеется много других минералов железа и титана, захватывающих ниобий в свои кристаллические решетки. Биотиты из лейкократовых и аляскитовых гранитов содержат Nb в среднем больше (198 г/т), чем биотиты из биотитовых гранитов. Это может быть следствием не только повышенного содержания Nb в этом типе гранитоидов, но и меньших возможностей к изоморфному рассеянию ниобия ввиду незначительного содержания в них других минералов титана и железа. Поэтому ниобий получает возможность образовывать собственные минералы, и в лейкократовых субщелочных гранитах Центрального Казахстана биотит уже не является основным минералом-носителем этого элемента, так как количество ниобия, приходящегося на его долю, снижается до 2—31% (Подольский и др., 1965).

В гранодиоритах Калбинского массива биотит содержит Nb меньше — 96 г/т, чем в биотитовых гранитах (3 определения) — 137 г/т (Знаменский и др., 1957).

В процессе дифференциации гранитной магмы содержание Nb в биотите увеличивается. В биотитах из гранитов поздних фаз многофазных интрузивов количество Nb возрастает в 2—7 раз по сравнению с биотитом из гранитов ранних фаз. О тенденции к накоплению ниобия в поздних дифференциатах свидетельствует и полуторакратное увеличение его содержания в биотите из гранитных пегматитов (см. табл. 12). Выяснение характера изменения содержания Nb в биотите в зависимости от гипсометрического положения в теле массива показало, что в полуторакилометровом вертикальном разрезе гранитного массива наименьшее содержание Nb наблюдается в биотите из средней части разреза (табл. 15).

Таблица 15

Содержание Nb и Ta в биотите из гипсометрически различных участков Эльджуртинского гранитного массива (Северный Кавказ)

Отметка, м	Nb	Ta	Отметка, м	Nb	Ta
2300	147	20,5	1150	84	11,5
1750	119	14,8	1050	112	15,6
1500	84	11,5	750	140	16,4

Наиболее высокие средние содержания Nb — 252 г/т, которые в отдельных случаях могут достигать 600—700 г/т, характерны для биотитов из альбитизированных или грейзенизированных гранитов (см. табл. 12). Последние одновременно содержат много акцессорных тантал-ниобатов (Ляхович, 1967.). Поскольку в данном случае не наблюдается обратной зависимости между содержанием Ta и Nb в биотите и количеством собственных минералов этих элементов в граните, следует предположить, что значительная часть Nb и Ta привнесена в процессе метасоматического изменения гранита.

В то же время есть данные, свидетельствующие о том, что в процессе изменения самого биотита часть Nb из него экстрагируется, давая начало собственным минералам, встречающимся здесь обычно в повышенных количествах. Так, в гранитах Приазовья биотиты из измененных гранитов содержат несколько меньше Nb — 623 г/т, чем биотиты из неизмененных — 770 г/т (Пятенко и др.,

1966). Мусковит из гранитоидов Северного Тянь-Шаня содержит меньше Nb, чем замещаемый им биотит, что объясняет отчасти появление в грейзенизированных гранитах собственных минералов этого элемента (Урунбаев, 1965).

При выветривании биотита содержание Nb в этом минерале также уменьшается, и он мигрирует в воды зоны выветривания (Подпорина, 1968).

С частичной экстракцией Nb из биотита при его изменении связано и увеличение в нем дисперсии содержаний этого элемента.

Состав биотита достаточно полно отражает геохимические особенности вмещающей его породы, что можно использовать как определенный коррелятивный или генетический признак. Так, более высокие содержания Nb в гранитах Устукского массива, отличающие его от Акчопского, отражаются и на составе биотитов из этих массивов (табл. 16).

Таблица 16

Содержания Nb и Ta в гранитах и биотите (Кушмурадов, 1966)

Массив	Граниты		Биотит	
	Nb	Ta	Nb	Ta
Устукский	35	12	224	37
Акчопский	30	3,5	210	31

Состав биотита, по-видимому, может отражать и своеобразие генезиса гранитоида. Так, при сравнении биотита из гранитоидов интрузивных палингенных (послекембрийских) и автохтонных метасоматических (докембрийских) оказывается, что последние обогащены Nb — 191,7 г/т. Несколько повышенное по сравнению с биотитом интрузивных гранитоидов среднее содержание Nb характерно и для биотитов из сланцев (см. табл. 13).

В связи с повышенным содержанием Nb в биотите автохтонных гранитов интересно отметить, что в гранитоидах подобного генезиса, например в метасоматических микроклин-пертитовых гранитоидах Полярного Урала, отмечается аномально высокое содержание Nb в породе, в 8—10 раз превышающее кларковое.

Имеются, однако, и противоположные данные. Например, биотиты из гранитоидов Верх-Исетского массива на Урале отличаются довольно выдержанным низким средним (5 определений) содержанием Nb — 25,5 г/т (Бушляков, 1969). Считают (Ставров и др., 1969), что эти гранитоиды образовались в результате гранитизации осадочно-метаморфических толщ.

По данным Г. Л. Одикадзе (1967₂), биотиты из гранитоидов Уруштенского комплекса (Большой Кавказ), которые по существующим представлениям являются продуктом фракционной дифференциации базальтовой магмы, характеризуются значительно более низкими средними содержаниями Nb — 18 г/т, сходными с содержаниями Nb в биотите габбро (2 определения) — 54,2 г/т (см. табл. 13).

М о л и б д е н. Среднее содержание 6,0 г/т, коэффициент концентрации 6,0.

Относительно высокие содержания Мо в биотите, по сравнению с остальными породообразующими минералами, позволяют более или менее определенно говорить о кристаллохимической связи Мо с Ti и Fe³⁺ (Таусон, 1961).

В обычных гранитах наиболее высокие содержания Мо фиксируются в биотите, хотя в общем балансе молибдена роль биотита из-за его малого количества

в породе невелика и на его долю приходится 3—19% общего содержания Мо в породе, а 60—90% связано с полевыми шпатами (Студеникова и др., 1960). Позже, однако, выяснилось, что в меланократовых разностях гранитоидов биотит концентрирует в себе до 40% общего содержания Мо в породе. В мезо- и лейкократовых гранитоидах большая часть Мо содержится в полевых шпатах, распределяясь приблизительно поровну между плагиоклазами и калиевыми полевыми шпатами (Козлов, Рощупкина, 1965; Демин и др., 1968).

Вычисленное среднее — 6 г/т — ниже среднего содержания Мо в биотите, приводимого в литературе (Нааск, 1969) и равного 10 г/т (53 определения).

По сравнению со средним — 6 г/т — содержание Мо значительно понижено в биотитах из гранитоидов Карпато-Балканской области (3 определения) — 1 г/т (Arsenijevic, 1967). В биотите из палеозойских гранитоидов Ундино-Газимурского района (Восточное Забайкалье) среднее содержание Мо (35 определений) составляет 5,6 г/т (Козлов, Рощупкина, 1965), а из гранитов Венгрии — 5 г/т (Nagy, 1969), т. е. близко к среднему.

В биотитовых гранитах Чаткало-Кураминских гор, обладающих повышенным по сравнению с кларком содержанием Мо, количество последнего в биотите составляет 2,0—2,4 г/т (Урунбаев, 1965), т. е. ниже среднего, а в биотитах из гранитоидов Джидинского интрузивного комплекса (Западное Забайкалье), обладающих близким к кларковому количеством Мо, его содержание иногда выше и составляет 3,6—13,0 г/т (Петрова, 1966).

Наиболее богаты Мо биотиты из гранитоидов Северного Кавказа — 9,5 г/т, а наиболее низкие содержания установлены в биотитах из гранитов Узбекистана — 1,7 г/т и Урала — 4,9 г/т (см. табл. 11).

По данным Л. В. Таусона (1961), содержание Мо в биотите из гранодиоритов составляет 3,1—4,6 г/т, а из биотитовых гранитов — 2,3—2,6 г/т, т. е. меньше, что, казалось бы, подтверждает данные о том, что в породах с повышенным содержанием титана наблюдается некоторое увеличение содержания Мо (Курода, Сандэлл, 1959). В то же время по полученным нами данным (см. табл. 10) среднее содержание Мо в биотите гранодиоритов в 2 раза меньше, чем в биотите лейкократовых гранитов. Последнее, вероятно, связано с большим содержанием в гранодиоритах сфена, ильменита и титаномагнетита, в которых могла рассеиваться значительная часть Мо.

Биотиты измененных гранитов содержат Мо в 2 раза меньше, что свидетельствует о его значительном выносе из кристаллической решетки этого минерала (см. табл. 12). Правда, имеются сведения (Таусон, и др., 1970), что в биотите измененных гранитоидов, например, измененных лейкократовых гранитоидов Ореkitканского массива, содержание Мо повышается до 51 г/т, в то время как для биотитов из неизмененных гранитов того же гуджирского комплекса характерно содержание 1—3,7 г/т. По ряду данных это, вероятней всего, объясняется импрегнацией биотита более поздним молибденитом.

В гранитах Восточного Забайкалья в мусковите, метасоматически развивающемся по биотиту, содержание Мо намного ниже (менее 2 г/т), чем в исходном биотите (Иванова, Бугузова, 1968).

С другой стороны, есть данные, что в грейзенизированных гранитах содержание Мо в биотите поднимается до 30 г/т (Зилов и др., 1963), очевидно, за счет импрегнации его молибденитом.

Менее ясна возможная зависимость между молибденоносностью гранита и содержанием Мо в биотите. Так, в биотите из немоллибденоносных гранитов Урала и Восточного Саяна содержание Мо меньше и составляет 4,0 и 2,0 г/т соответственно. В рудоносном эльджуртинском граните, в котором содержание

Мо в 2 раза выше кларка, содержание Мо в биотите составляет 7 г/т (Ляхович, 1967₁). По тому же массиву имеются и другие данные: средние содержания Мо в биотите равны (5 определений) 1 г/т (Одикадзе, 1968) или 2,3—5,8 г/т (Студенникова и др., 1957).

В гранитоидах Витимского плоскогорья, не сопровождающихся молибденовым оруденением, биотит содержит значительно больше Мо — 20—24—28 г/т (Зилов и др., 1963). В биотите гранитоидов Далидагского интрузива, в связи с которым известны рудопроявления Мо, среднее содержание последнего в биотите составляет (24 определения) 20 г/т (Эфендиев, Гейдаров, 1959). Эти примеры свидетельствуют о том, что повышенное содержание Мо отмечалось в биотите как из безрудных, так и из рудоносных гранитов.

Биотиты из автохтонных гранитов содержат Мо в 2 раза меньше (2,9 г/т), чем из интрузивных гранитов.

Биотит из щелочных пород Армении, содержащих Мо в количестве в 1,5 раза превышающем кларк этого элемента в кислых породах, также содержит больше Мо — 30—300 г/т (Меликсетян, 1969) по сравнению с вычисленным средним.

Р у б и д и й. Среднее содержание 1054,2 г/т, коэффициент концентрации 5,3.

Кристаллохимическая близость рубидия и калия, обусловленная их одинаковой валентностью, близкими ионными радиусами и ионным характером связи с кислородом, обуславливает накопление этого элемента в богатых калием породообразующих минералах. Однако в силу большого размера иона рубидия, последний предпочтительнее накапливается в биотите, где калий имеет координационное число 12. Поэтому в меланократовых разностях гранита основная масса рубидия приурочена к биотиту, а в лейкократовых гранитах — к калиевым полевым шпатам.

В гранитоидах Северо-Востока в зависимости от их состава на долю биотита приходится от 14,5 до 93,6% (Некрасов, 1966), в биотитовых гранитах Тянь-Шаня — около 15% (Таусон, 1961), а в гранитах Казахстана — 45% общего содержания Rb в породе (Ставров, Знаменский, 1961). Вычисленное среднее содержание Rb в биотите — 1054 г/т (см. табл. 10) существенно отличается от приводимого ранее по гранитоидам Советского Союза 870 г/т (Залашкова, Ситнин, 1967). По сравнению с полученными данными, средние содержания Rb в биотитах Западной Грузии — 450 г/т (Одикадзе, 1967₁), Кабардино-Балкарии — 720 г/т (Одикадзе, 1968₂), Армении — 150 г/т (Шабоян, 1969), Урала — 985 г/т (Бушляков, 1969₂), Казахстана — 700 г/т (Ставров, Знаменская, 1961), Судет — 1025 г/т (Полянский, 1965) — свидетельствуют о незначительной концентрации Rb в биотите указанных гранитоидов. В то же время содержание Rb повышено в биотитах из гранитов Восточного Забайкалья — 1250 г/т (Кузьмин, Антипин, 1965), Западных Карпат — 1249,7 (Durkovičova, 1966), Западного Узбекистана — 1700 г/т (Джамалетдинов, 1967).

Наиболее высокие содержания Rb установлены в биотитах из гранитоидов Горного Алтая и Казахстана, наиболее низкие — Тувы и Северного Кавказа (см. табл. 11).

Содержание Rb в гранитоидах различного состава неодинаково. Самые низкие содержания Rb — 467,8 г/т — характерны для биотитов из меланократовых разностей гранитоидов. Наиболее высокие средние содержания Rb устанавливаются в биотите лейкократовых гранитоидов, что отражает тенденцию этого элемента накапливаться в поздних дифференциатах (см. табл. 10). Незначительно содержание Rb в биотите из тоналитов Венедигерского кристаллического массива — 490 г/т (Müller и др., 1966), из гранодиоритов Центрального

Казахстана (20 определений) — 870 $г/т$, в то время как в биотитах из лейко-кратовых гранитов того же района оно значительно выше (8 определений) 1960 $г/т$ (Соболев и др., 1968).

По сравнению с приведенными данными высокие содержания Rb — 1120 $г/т$ (8 определений) характерны для биотитов из гранодиоритов Южно-Калифорнийского батолита (Sen и др., 1959). В биотитах различных дифференциатов содержание Rb неизменно увеличивается: в биотите из гранитов поздних фаз внедрения в 3—4 раза, из пегматитовых жил — в 1,2 раза (см. табл. 12). Значительно повышенные количества Rb — 2584—3568 $г/т$ — отмечены и в биотите из кварц-микроклиновых и кварц-биотитовых прожилков Джидинского рудного поля (Онтоев и др., 1968). Более высокие средние содержания Rb — 1217 $г/т$ — устанавливаются в биотите измененных гранитов (см. табл. 12). В измененных гранитах Каменных Могил (Приазовье) содержание Rb в биотите достигает еще большей величины — 3300 $г/т$ (Куп, Мищенко, 1963).

Весьма высокие содержания Rb (4 определения) — 6480 $г/т$ — установлены в биотите из пержанских гранитов Украины и особенно высокие (5 определений) — 7260 $г/т$ — в поздних биотитах из метасоматически измененных разностей тех же гранитов (Зинченко, 1967). Поэтому слюдяные концентраты подобных гранитов можно рассматривать как реальный потенциальный источник рубидия.

Оценивая возможную рудоносность гранитоидов по содержанию Rb в биотите, следует отметить, что биотиты из гранитоидов рудоносных массивов, как правило, в той или иной степени метасоматических измененных, также характеризуются повышенным содержанием рубидия. Например, биотиты из гранитоидов Казахстана, сопровождаемых редкометальным (W, Mo, Be) оруденением, содержат Rb значительно больше, чем безрудные (табл. 17). Высоким содержанием Rb — среднее 1960 $г/т$ — выделяются также биотиты из танталовых гранитов Восточного Забайкалья (Залашкова, Ситнин, 1967).

Таблица 17

Средние содержания Rb в биотите гранитов Казахстана, $г/т$
(Серых, 1966)

Массив	Rb	Массив	Rb
Рудоносные		Караоба (2)	6429,0
Акматау (11)	2853,7	Среднее (32)	2075,7
Восточный Коунрад (9)	804,0	Безрудные	
Джакет (1)	2138,5	Жаманкарабас (3)	637,0
Роктенколь (5)	1967,0	Шалтас (6)	1854,6
Куу (4)	2934,7	Среднее (9)	1661,0

Особенности в содержании Rb в биотите могут быть использованы при выяснении генезиса гранитов. Так, по полученным данным, биотиты из докембрийских гранитов характеризуются в среднем большим содержанием Rb — 1480,7 $г/т$, чем биотиты из послекембрийских интрузивных гранитов — 1054 $г/т$, указывая на значительную роль метасоматических процессов в формировании окончательного облика докембрийских гранитов.

По сравнению с биотитом интрузивных гранитоидов понижены и близки между собой содержания Rb в биотите метаморфических пород. Так, низкие

средние содержания Rb характерны для биотитов из сланцев (см. табл. 13). Ниже среднего значения, полученного для интрузивных гранитоидов, содержание Rb и в биотите из очковых и флазерных гранито-гнейсов — 770 г/т (Müller, Lenz, 1966), сланцев и гнейсов (4 определений) — 750 г/т (Макагон, Шмакин, 1964).

Биотиты из щелочных пород Бурятии содержат Rb, по сравнению с вычисленным средним, значительно меньше (7 определений) — 508 г/т (Тихоненкова и др., 1971).

В а н а д и й. Среднее содержание 198 г/т, коэффициент концентрации 5.

Геохимическая близость ванадия с титаном и железом обуславливает концентрацию этого элемента в биотите, который является среди породообразующих минералов гранитоидов главным носителем и концентратором ванадия. В гранитоидах Казахстана биотит концентрирует в себе 60—70% общего его содержания в породе, в то время как на долю роговой обманки приходится 30—37% этого элемента (Остафийчук, 1964₁).

Согласно литературным данным средние содержания V в биотитах из гранитоидов Урала (3 определения) — 220 г/т (Бушляков, 1969₁), Калифорнии (8 определений) — 251 г/т (Sen и др., 1959), Западных Карпат (25 определений) — 409 г/т (Durcovicova, 1966).

В литературе (Нааск, 1969) имеются сведения и о более высоком среднем содержании V в биотите гранитоидов — 410 г/т (53 определения).

Биотиты явортинских гранитоидов (Судеты) содержат V значительно меньше — 72 г/т. Столько же содержат и биотиты из вмещающих их сланцев (Полянский, 1965). В биотитах из пород ранних стадий формирования содержание V больше, чем в биотитах из более поздних пород (Остафийчук, 1964). Высокие содержания V установлены в биотите из габбро — 400 г/т (Sen и др., 1959) и из гнейсов — 529 г/т (см. табл. 13). В биотитах из гнейсов содержание V в среднем (35 определений) составляет 885 г/т, т. е. в 4,5 раза больше, чем биотиты интрузивных гранитов, что может быть использовано при выяснении признаков автохтонных метасоматических гранитов.

В о л ь ф р а м. Среднее содержание 7,2 г/т, коэффициент концентрации 4,8.

Сравнительно высокий коэффициент концентрации W в биотите свидетельствует о вероятной геохимической связи W и Ti. На долю биотита в гранитах Северного Кавказа приходится 3—8% общего содержания W в породе (Студенникова и др., 1960).

Сведения о содержании W в биотите из различных гранитоидов достаточно отрывочны. В гранитах Чаткало-Кураминских гор, характеризующихся повышенным по сравнению с кларком содержанием W, количество последнего в биотите ниже среднего и составляет 2,2—2,4 г/т (Урунбаев, 1965).

Повышенные содержания вольфрама установлены в биотите из гранитов Северного Кавказа — 7,8 г/т, Казахстана — 8,3 г/т, а пониженные — в биотите из гранитов Урала — 4,8 г/т и Узбекистана — 2,8 г/т (см. табл. 11).

Вольфрам в соответствии с литофильными свойствами имеет тенденцию обогащать поздние дифференциаты — лейкократовые и аляскитовые граниты. Соответственно и биотиты последних иногда содержат несколько повышенные его количества.

Приведенные данные (см. табл. 10) свидетельствуют, что по сравнению с биотитом гранодиоритов содержание W в биотите лейкократовых гранитоидов увеличивается в 4,5 раза и составляет 13,7 г/т. Несколько больше вольфрама

содержат биотиты из аляскистов Западного Тянь-Шаня — 3,4 г/т, по сравнению с биотитом биотитовых гранитов — 2,2—2,4 г/т (Урунбаев, 1965).

В многофазных гранитных массивах юго-западной части Прибайкалья содержание W в биотите увеличивается с 1 до 7 и 10 г/т при переходе от гранитов I к гранитам II и III фаз внедрения (Косалс, Мазуров, 1970).

В гранитах Эльджуртинского массива, с которым пространственно связано вольфрам-молибденовое месторождение, содержание вольфрама превышает кларковое. Количество вольфрама в биотите этих гранитов значительно повышено и составляет 18 г/т, а в невольфрамоносных гранитах Садона — 1,0 г/т (Студенникова и др., 1960). В то же время содержание W (в каждом случае среднее из двух анализов) из нерудоносных и рудоносных (W, Sn) гранитов Восточного Забайкалья одинаково и составляет 5 г/т (Иванова, Бутузова, 1968), т. е. несколько ниже среднего.

Содержание W в биотите автохтонных гранитов ниже такового в биотите интрузивных гранитоидов и составляет в среднем 5,6 г/т. В биотите из щелочных пород Армении содержание W значительно выше среднего и составляет 30 г/т (Меликсетян, 1969).

Т а н г а л. Среднее содержание 15,3 г/т, коэффициент концентрации 4,4.

Биотит, в кристаллической решетке которого Та может замещать Ti, является главным порообразующим минералом-носителем этого элемента. Изучение распределения Та по минералам гранитоидов различного состава показало, что в монацитоносных гранитоидах (Знаменский и др., 1957) с биотитом связано от 50 до 72% Та, а в сфеносодержащих гранитоидах — 38% Та (Знаменский и др., 1962). Более поздние исследования подтвердили это положение, показав, что геохимическое поведение Та в гранитах зависит в значительной мере от парагенезиса титановых минералов. В монацитосодержащих гранитах с ильменитом и рутилом большая часть Та концентрируется в биотите, в ортитсодержащих гранитах со сфеном и магнетитом большая часть Та концентрируется в сфене, меньшая — в биотите (Parker, Fleischer, 1968).

Полученные средние (см. табл. 10) значительно отличаются от приводимых в литературе. Наиболее ранние данные (Rankama, 1948) являются сильно завышенными, более поздние, вычислявшиеся как по регионам, так и по типам гранитоидов, как правило, ниже полученных нами значений (см. табл. 14).

При сравнении биотита из гранитоидов различного состава (см. табл. 10), как и следовало ожидать, обнаруживается, что минимальными содержаниями Та (9,8 г/т) характеризуются биотиты из меланократовых разностей гранитоидов: кварцевых диоритов, гранодиоритов в которых, помимо биотита, содержится много других минералов Fe и Ti, могущих захватывать в свои кристаллические решетки Та.

Ранее также упоминалось (Беус, Ситнин, 1968), что содержание Та в биотите при переходе от гранодиоритов (17 определений) к биотитовым гранитам (38 определений) и лейкократовым гранитам (27 определений) увеличивается, составляя соответственно 4,0; 5,0 и 18,0 г/т.

Низкие содержания Та — 7,6 г/т — установлены в биотите из гранодиоритов Калбинского массива, в то время как в биотите из биотитовых гранитов они значительно выше (3 определения) — 18 г/т (Знаменский и др., 1957).

Биотиты из лейкократовых и аляскистовых гранитов содержат Та в среднем несколько меньше (14,2 г/т), чем биотиты из биотитовых гранитов (16,8 г/т). Отчасти это может быть следствием концентрации значительной части этого элемента в своих собственных минералах. Для лейкократовых субщелочных гранитов Центрального Казахстана, например, отмечалось, что биотит в них

не является основным минералом-носителем тантала, так как количество последнего, приходящееся на биотит, снижается в них до 7% (Подольский и др., 1965). Биотиты из этих гранитов содержат в среднем (12 определений) 6,5 г/м Та, причем наиболее высокие содержания — 14 г/м — характерны для биотитов Темиршинского массива (Подольский и др., 1965).

В отдельных случаях большие количества Та (3 определения) — 33 г/м — устанавливаются в биотите из аляскитов Торбагатая (Нарсеев и др., 1966).

Биотиты из гранитоидов Советского Союза весьма неравноценны по содержанию Та. Наиболее обогащены Та биотиты из гранитоидов Восточного Забайкалья (26,7 г/м) и Узбекистана (31,5 г/м). Содержание Та в биотитах из гранитов Восточного Саяна, Тувы и Казахстана составляет в среднем 8 г/м (см. табл. 11). Эти данные несколько отличаются от более ранних, согласно которым по содержанию Та в биотите можно выделить две группы гранитоидов: с содержанием Та, в среднем 6—7 г/м (граниты Кавказа, Урала, Забайкалья) и с содержанием Та 4—5 г/м (граниты Украины, Центрального Казахстана и Горного Алтая) (Ситнин, 1966).

Биотит достаточно полно отражает особенности содержания тантала в гранитной магме. Так, низким содержанием Та в гранитах Восточного Саяна (Знаменский, 1964) соответствуют и низкие содержания этих элементов в биотитах из гранитов этого района. Повышенные содержания Та в гранитах Восточного Забайкалья (Беус, Ситнин, 1968) находят отражение в высоком содержании этого элемента и в биотитах из гранитов этого района (см. табл. 11).

Граниты Центрального Таджикистана обогащены танталом — 1,8 г/м (Могаровский, Мельниченко, 1968). Среднее содержание этого элемента в биотите (8 определений) — 18 г/м Та — и особенно низкая величина отношения Nb и Та, равная 5, подчеркивают геохимическую особенность этих гранитоидов. Аналогичная картина наблюдается и в гранитах Акчатаусского массива: граниты I фазы содержат 0,4 г/м Та, а биотит — 14,5 г/м; граниты II фазы содержат 2 г/м Та, соответственно и биотит характеризуется более высоким содержанием этого элемента — 38 г/м (Азимов, Хамрабаев, 1966).

В Северном Тянь-Шане в соответствии с более высоким содержанием Nb в биотитовых, а Та — в аляскитовых гранитах биотит из биотитовых гранитов содержит в 2 раза больше ниобия, чем биотит из аляскитовых гранитов, который в свою очередь содержит в 2 раза больше Та (Урунбаев, 1965).

Биотит из гранитов Западного Узбекистана наследует особенности содержания в них редких элементов. Так, более высокие содержания Та в гранитах Устукского массива по сравнению с Акчопским прекрасно отражаются и на составе биотита (см. табл. 16).

Наиболее высокие средние содержания Та (33 г/м) установлены в биотите измененных (альбитизированных и грейзенизированных) гранитов. Есть данные, что в литиевых слюдах метасоматически измененных гранитов содержание Та может достигать большей величины (до 902 г/м), составляя в среднем (6 определений) 270 г/м (Ситнин, Разина, 1963).

Измененные граниты одновременно характеризуются и высокими содержаниями аксессуарных тантало-ниобатов и поскольку в данном случае не наблюдается обратной зависимости между содержанием Та в биотите и количеством собственных минералов этого элемента в граните, следует предположить, что значительная часть Та была привнесена в процессе метасоматического изменения гранита.

В то же время есть данные, свидетельствующие о том, что в процессе изменения гранитов часть тантала экстрагируется из биотита, давая начало собствен-

ным минералам этого элемента, встречающимся обычно в подобных гранитоидах в повышенном количестве. Так, в гранитах Приазовья биотиты из измененных гранитов содержат несколько меньше Та — 75 г/т — чем биотиты из неизмененных гранитов — 77 г/т (Пятенко и др., 1966). Мусковит из гранитоидов Северного Тянь-Шаня, образующийся при замещении биотита, также содержит меньше тантала, что объясняет отчасти появление в грейзенизированных гранитах тантало-ниобатов (Урунбаев, 1965). Значительный вынос Та фиксируется в процессе хлоритизации биотита. Количество этого элемента в хлоритах, по сравнению с таковым в биотитах, уменьшается в 1,5—5 раз (Беус и др., 1968). При выветривании биотита содержание Та в этом минерале уменьшается, и эти элементы получают возможность мигрировать в воды зоны выветривания (Подпорина, 1968).

Приведенный материал позволяет говорить о том, что содержание Та в биотите во многом определяется содержанием этого элемента в исходной магме и что оно не одинаково не только в биотитах из разных пород, но и в биотитах из гранитов разного состава и разных регионов.

Содержание Та в биотите, наряду с общегеологическими данными, может отражать своеобразие генезиса гранитоида. При сравнении состава биотита из гранитоидов интрузивных палингенных (послекембрийских) и автохтонных метасоматических (докембрийских) оказывается, что в последних содержание Та несколько выше. В то же время биотиты из кристаллических сланцев содержат несколько меньше Та (см. табл. 13).

По сравнению с полученными данными биотиты из гранитоидов Верх-Исетского массива (Урал), формирование которых связывают с гранитизацией осадочно-метаморфических толщ (Ставров и др., 1969), характеризуются довольно выдержанным, но низким средним (5 определений) содержанием Та — 2,4 г/т (Бушляков, 1969₂).

По данным Г. Л. Одикадзе (1967₂), биотиты из гранитоидов Уруштенского комплекса (Большой Кавказ), которые по существующим представлениям являются продуктом фракционной дифференциации базальтовой магмы, характеризуются наиболее низкими содержаниями Та (13 определений) — 6 г/т. Мало тантала содержат и биотиты из габбро (2 определения) — 10,2 г/т.

У р а н. Среднее содержание 11,2 г/т, коэффициент концентрации 3,2.

Опыты по выщелачиванию (Таусон, 1961) показали, что основная масса урана в биотите находится в изоморфной форме и связана достаточно прочно; меньшая — находится в сорбированной форме.

На долю биотита приходится различное количество U в зависимости от особенностей минерального состава гранита. В среднем приводимые цифры достаточно близки: например, биотит из гранитоидов Южного Казахстана концентрирует 20,6% U породы (Леонова, Ренне, 1964), в гранитах Центрального Тянь-Шаня — 10—21% (Леонова, Таусон, 1958). В богатых минералами Са, Ti и Fe адамеллитах и тоналитах этого района количество урана, приходящегося на долю биотита, меньше (12—13%), чем в биотитовых или лейкократовых гранитах (16,7—18%).

По сравнению с вычисленным средним, сильно повышено содержание U в биотите из гранитов Горного Алтая, где оно достигает 100 г/т (Таусон, 1956), а в биотите из гранитов Северной Киргизии среднее содержание U (13 г/т) близко среднему (Леонова, Погиблова, 1961).

Биотиты из гранитоидов Южно-Калифорнийского батолита бедны ураном — 0,8—5,2 г/т (Ларсен и др., 1956).

Среди гранитоидов различного состава содержание U максимально в биотите лейкократовых гранитов (см. табл. 10). Биотиты из лейкократовых гранитов Северного Тянь-Шаня содержат 25 г/т урана, т. е. больше, чем биотиты из тоналитов — 5 г/т урана (Таусон, 1961). Биотит из биотитового гранита массива Конвей (США, штат Нью-Гемпшир) содержит U 38 г/т, а из роговообманкового гранита того же массива — 19,7 г/т (Ларсен, Фейр, 1956).

Обилие в более основных разновидностях гранитоидов минералов Са, Fe и Ti, в кристаллических решетках которых мог рассеиваться уран, является одной из причин, обуславливающих указанные особенности его содержания в биотите.

Наблюдается близкая к прямой зависимость между содержанием U в биотите и общим содержанием U в гранитоиде. Поэтому процесс накопления этого элемента в ходе дифференциации четко отражается и на составе биотита. Так, количество U в биотите значительно увеличивается (с 28 до 145 г/т) при переходе от гранитов I фазы к гранитам II фазы (Баранов, Ду Ле-Тянь, 1961).

Значительный разброс содержаний U, количество которого в биотите колеблется от 0,8 до 100 г/т, в известной мере связан с различной чистотой анализированного материала, так как в биотите обычны микровключения высоко-радиоактивных минералов. С другой стороны, это может быть результатом измененности биотита, так как в процессе мусковитизации последнего отмечался значительный вынос урана (Калинин и др., 1969).

Хаяси (Hayase, 1955), изучая радиоактивность биотитов Японии, установил, что в неизменных биотитах уран распространен равномерно. По мере изменения биотита в нем появляются темные пятна, обусловленные кучным расположением радиоактивных элементов, которые в дальнейшем могут извлекаться и отлагаться вдоль трещин.

По сравнению с биотитом интрузивных гранитоидов в биотите автохтонных гранитов Украины содержания U значительно понижены и составляют в среднем (7 определений) 3,7 г/т урана (Бартницкий и др., 1969). Содержание U в биотите щелочных пород значительно ниже — 0,2—5,5 г/т, благодаря чему он не играет существенной роли в распределении этого элемента (Осипов, Журавлев, 1970). В биотите из долерит-монцонита по сравнению с биотитом гранитов содержание урана значительно меньше и составляет 3,4 г/т (Осипов, Журавлев, 1965), что может быть использовано как один из признаков при выделении гранитоидов габбровой формации.

Х р о м. Среднее содержание 91,6 г/т, коэффициент концентрации 3.7.

Хром — элемент ранних стадий кристаллизации. Его геохимическая связь с магнием и железом обуславливает его наиболее высокие содержания в биотите меланократовых разновидностей гранитоидов — диоритах и гранодиоритах (см. табл. 10).

По данным (Нааск, 1969), среднее содержание хрома в биотите гранитоидов (53 определения) — 129 г/т, т. е. выше вычисленного (см. табл. 10).

По сравнению с вычисленным средним содержание Cr в биотите гранодиоритов Калифорнии (8 определений) — 57 г/т — понижено (Sen a. oth., 1959), а из гранитов Урала (3 определения) — 143 г/т (Бушляков, 1969), Западных Карпат (25 определений) — 124,4 г/т (Durovicova, 1966) и яворнических гранитов (Судеты) — 118 г/т (Полянский, 1965) — повышено.

В отличие от биотита из гранитов, наиболее обогащены Cr — до 300 г/т — биотиты из лампрофиров (Скуридин, Никитина, 1966).

Биотиты из гнейсов содержат в среднем (35 определений) 210 г/т хрома (Нааск, 1969); по нашим данным (см. табл. 13) — 210 г/т — в гнейсах и 243 г/т —

в сланцах, т. е. во всех случаях значительно выше, чем в биотите гранитов (Виноградов, 1962).

Т а л л и й. Среднее содержание 5,1 г/т, коэффициент концентрации 3,4.

Таллий — элемент, близкий по геохимическим и кристаллохимическим свойствам калию. Его главным минералом-концентратором в гранитах является биотит, так как замещение калия более крупным ионом таллия (1,33—1,49 Å) происходит в решетке биотита легче, в силу его более высокого координационного числа, чем в решетке калиевого полевого шпата.

В гранитах Тянь-Шаня на долю биотита приходится 20—40% общего содержания Тl в гранитоиде (Таусон, 1961), в гранитах Северного Кавказа — 7—11% (Демин, Хитаров, 1953), в гранитах северо-западной части Забайкалья — 3—5% (Шеремет, 1970₁).

В последнем случае лейкократовый характер гранитов обусловил преобладающее (90—95%) рассеяние Тl в полевых шпатах.

По сравнению со средним наиболее высокие содержания Тl — до 10 г/т — отмечены в биотитах из порфировидных биотитовых гранитов Орского Зауралья, а наиболее низкие — 3 г/т — чаще всего встречаются среди биотитов из гранитов Северного Прибалхашья.

Близкие среднему содержания Тl установлены в биотите из гранитов Северного Тянь-Шаня — 5,2—6,0 г/т (Таусон, 1961), Северного Кавказа — 4,8—7,2 г/т (Демин, Хитаров, 1958), из гранитоидов Судет — 3—5 г/т (Полянский, 1965). В разновозрастных гранитоидах Северного Кавказа содержание Тl ниже приведенного среднего, причем несколько обогащены им герцинские граниты (табл. 18).

В биотите из гранитов разного состава содержание Тl не одинаково. Лейкократовые граниты содержат биотит в минимальном количестве, но с наиболее высокими содержаниями в нем Тl — 5,8—8,0 г/т (Таусон, 1961; Демин, Хитаров, 1958).

Большой размер иона Тl должен способствовать его накоплению в поздних продуктах дифференциации. Однако сравнение содержания Тl в биотите из гранитов и из связанных с ним пегматитов показывает, что во всех случаях биотит из пегматитов обеднен Тl примерно в 2 раза (см. табл. 12).

В процессе изменения биотита имеет место значительная потеря им таллия. Для биотитов из гранитов Северного Кавказа, например, указывалось, что, если в неизменном биотите содержание Тl составляет 6 г/т, то в хлоритизированном 0,6 г/т (Воскресенская, 1959).

В биотите из докембрийских гранитов Украинского и Русского кристаллических щитов содержание Тl (9 определений) — 5,6 г/т — существенно не отличается от такового в биотите из послекембрийских гранитов.

И н д и й. Среднее содержание 0,8 г/т, коэффициент концентрации 3,1.

Сравнительно высокий коэффициент концентрации позволяет рассматривать биотит, как минерал-концентратор такого редкого элемента, как индий. Его основная масса ~60—80% (Иванов, 1963) заключена в биотите.

В гранитоидах Карамазара биотит содержит от 0,3 до 0,9 г/т индия, при этом его содержание в биотите уменьшается от пород древних фаз к молодым (Бадалов, Рабинович, 1966). В Восточном Забайкалье содержание In в биотите

Таблица 18

Средние содержания Тl в биотите разновозрастных гранитоидов Западной Грузии, г/т (Одикадзе, 1967₂)

Порода	Тl
Каледонские диориты	3,3 (4)
Герцинские граниты . .	4,7 (4)
Мезозойские граниты	3,4 (2)

из гранита составляет 0,49 г/т, а в биотите из гранодиорита — 1,8 г/т. В последнем случае оно почти в 3 раза больше среднего.

По данным Л. Х. Арена и У. Р. Либенберг (1952), среднее содержание In в биотитах (4 определения) составляет 0,22 г/т. При этом установлено, что образцы с высоким содержанием In (0,42 г/т) содержат также значительные количества Sn.

Особенно высокие содержания In — 21 г/т — отмечены для биотитов из пегматитов (Иванов, 1966).

Германий. Среднее содержание 4,3 г/т, коэффициент концентрации 3,1.

Высокий коэффициент концентрации Ge в железисто-магнезиальных минералах, в частности в биотите, свидетельствует не только о литофильных, но и о сидерофильных его свойствах.

Приведенное среднее отличается от более ранних данных (Burton и др., 1959), согласно которым содержание Ge в слюдах колеблется от 1,6 до 3,4 г/т и составляет в среднем 2,4 г/т.

Из 16 проанализированных нами биотитов германий был установлен только в пяти образцах при чувствительности определения 3 г/т. Полученные результаты вместе с литературными данными позволяют установить несколько более высокое среднее содержание Ge в биотитах из гранитов Казахстана (6 определений) — 5,2 г/т — по сравнению с биотитом из гранитов Узбекистана (4 определения) — 3,0 г/т. Наиболее высокие содержания Ge — 7,7 г/т — были определены в биотите из грейзенизированных гранитов Казахстана (Щерба, и др., 1966), что подтверждает вывод о том, что высокие содержания Ge характерны для грейзеновых образований (Иванов, 1966).

Галлий. Среднее содержание 61,0 г/т, коэффициент концентрации 3.

По химическим и кристаллохимическим особенностям Ga тесно связан с Al, хотя высокий потенциал ионизации Ga роднит его с халькофильными элементами. Из числа породообразующих минералов Ga концентрируется преимущественно там, где Al находится в шестерной координации (роговые обманки, биотит). Поэтому в биотите, где Al находится не только в четверной, но и в шестерной координации, концентрация Ga выше, чем в полевых шпатах.

По данным Л. В. Таусона (1961), на долю биотита приходится 21% общего содержания Ga в граните. В гранитах Приазовья на долю биотита приходится 30—36% общего содержания Ga в породе (Марченко, Щербаков, 1966), а в грейзенизированных и альбитизированных гранитах только 7—10% (Мищенко и др., 1966).

Полученное нами среднее содержание Ga в биотите — 61,0 г/т — значительно выше средних, вычисленных по меньшему количеству анализов — 37 г/т (Таусон, 1961) и 19 г/т (Bell, 1955).

По сравнению с полученным средним меньше Ga содержат биотиты из гранитов Калифорнии — 25 г/т (Sen и др., 1959) и Шотландии — 45 г/т (Поккольдс, Митчелл, 1952). Последнее находит отражение и в более низком коэффициенте концентрации в них этого элемента.

Анализ имеющихся данных показывает, что биотиты из гранитов различных регионов несомненно отличаются по содержанию Ga. Особенно высокие содержания Ga — 101 г/т установлены в биотите из горных пород Японии (Нисикава, 1958). В биотите из гранитов Западных Карпат среднее содержание Ga (26 определений) — 44,9 г/т (Durcovicova, 1966) — почти в 2 раза ниже среднего.

В гранитах Казахстана среднее содержание Ga в биотитах (27 определений) — 54 г/т (Серых, 1966), в гранитоидах Южной Калифорнии значительно меньше (9 определений) — 22—25 г/т (Sen и др., 1959). Весьма мало Ga определено в биотите из гранитов Узбекистана (4 определения) — 2,2 г/т (Урунбаев, 1965); очевидно, это аналитическая ошибка.

Наиболее богаты (в среднем) Ga биотиты из биотитовых гранитов (см. табл. 10). По данным В. И. Серых (1966), биотиты из лейкократовых и аляскиновых гранитов содержат больше Ga (60—66 г/т), чем тот же минерал из диоритов и биотитовых гранитов (40—53 г/т).

В серицитизированных биотитах установлены более высокие по сравнению со средним содержания Ga — 120 и 160 г/т (Марченко, Щербаков, 1966), что может быть следствием высокого содержания этого элемента в мусковите.

Галлий, обладающий большим ионным радиусом, чем алюминий, проявляет тенденцию к накоплению в продуктах остаточной кристаллизации. Действительно, по сравнению с биотитами интрузивных гранитов среднее содержание Ga в биотите пегматитов увеличивается в 2 раза и составляет 156 г/т (см. табл. 12).

Аналогичные данные приводятся и по гранитам Казахстана, в которых содержание Ga в биотите из пегматитов — 140 г/т — в 2 раза выше, чем в биотите из гранита, где оно равно 64 г/т (Ганеев и др., 1961). Это свидетельствует о накоплении Ga в биотитах остаточных продуктов кристаллизации. В то же время в биотитах из гранитов поздних интрузивных фаз по сравнению с более ранними содержание Ga уменьшается в 1,5 раза (Остафийчук, 1964₁). Это, возможно, свидетельствует о преобладании халькофильных свойств у галлия в высокотемпературную, собственно магматическую, стадию.

Среди докембрийских гранитоидов биотиты из гранитов платформенного типа содержат в среднем Ga больше — 60 г/т, чем биотиты из гранитов геосинклинального типа — 30 г/т (Марченко, Щербаков, 1966).

Среднее содержание Ga в биотите из сланцев (см. табл. 15) меньше, чем в биотите из интрузивных гранитов. Ниже оно и в биотите из кристаллических сланцев и мигматитов Алдана — 51 г/т (Маракушев, Полин, 1961). Биотит из биотитизированных гнейсов Приазовья содержит Ga (5 определений) 29 г/т (Марченко и др., 1966). Наиболее низкие содержания Ga (15 г/т) характерны для биотитов из габбро (Sen и др., 1959).

В щелочных породах минимальное содержание Ga (30 г/т) характерно для биотитов из щелочноземельных сиенитов, а максимальное (65—71 г/т) — для биотитов из нефелиновых и щелочных сиенитов (Борисенок, Злобин, 1959). Незначительное содержание Ga в биотите из сиенитов, очевидно, является следствием обилия в этих породах калиевого полевого шпата, в котором могла рассеиваться значительная масса этого элемента.

Р е д к и е з е м л и. Среднее содержание 1006,2 г/т, коэффициент концентрации 2,9.

Сведения о составе и содержании элементов редких земель в биотите весьма ограничены.

На примере кировоградских гранитов Украины было установлено, что с биотитом связано ~10% общего содержания TR в породе (Гаврилова, Туранская, 1958). Для гранитоидов Магаданского массива указывалось, что основным концентратом TR в них является биотит (Юдин, Лейбова, 1966).

Судя по имеющимся данным (см. табл. 10), средние содержания TR_2O_3 в биотите гранитоидов различного состава существенно не отличаются, однако в биотите биотитовых гранитов они несколько ниже — 963,6 г/т.

По сравнению с полученным средним — 1006,2 г/т — содержание TR снижено в биотите из гранитов Верх-Исетского массива (Урал), где оно составляет 330—230 г/т (Бушляков, 1969), и в биотите из гранитов Северо-Востока, где количество TR колеблется от 60 до 190 г/т и составляет в среднем (4 определения) 117 г/т (Некрасов, 1966). Значительную бедность гранитной магмы этими элементами отражают биотиты из гранитов Болгарии, содержащие 139 г/т TR (Алексиев, 1965).

Более высокие содержания TR, достигающие 2000 г/т, а в среднем (13 определений) — 1241 г/т — характеризуют биотиты из гранитов Узбекистана (Азимов, Хамрабаев, 1965; Бабаев и др., 1969). Биотит из пегматитов, лишенных редкоземельной минерализации, содержит TR меньше — 61 г/т, чем биотиты из вмещающих гранитов Витошского плутона — 139 г/т (Алексиев, 1965). Это — случай отрицательного влияния кристаллохимического рассеяния. Имеются, однако, примеры, когда процессы дифференциации сопровождаются накоплением TR в поздних продуктах и, следовательно, в биотитах. Так, биотиты из гранитов I фазы позднемеловых гранитов Северо-Востока СССР содержат 200—500 г/т (TR + Y), а биотиты из гранитов заключительной суфбазы — до 1000 г/т (Руб, 1967).

Биотиты основных пород содержат в среднем значительно меньше TR (6 определений) — 56,3 г/т (Балашов и др., 1970) по сравнению с вычисленным средним.

М е д ь. Среднее содержание 45,0 г/т, коэффициент концентрации 2.2.

Форма нахождения Cu в породообразующих минералах, в том числе и в биотите, является дискуссионной. Одни исследователи (Санделл, Голдич, 1952) предполагают присутствие Cu в виде сульфидов, другие (Серых, 1964) — на основании того, что среднее содержание Fe^{2+} и Cu в гранитоидах характеризуется зависимостью, близкой к прямой, не отрицают возможности изоморфного ее рассеяния. В гранитоидах Карамазара, например, наблюдается прямая зависимость содержания Cu в биотитах от их железистости (Рабинович, Бадалов, 1971). В гранитоидах Мегринского плутона биотит, наряду с роговой обманкой и магнетитом, является основным концентратором Cu (Демин и др., 1968). В гранитах Узбекистана около 80% меди также приурочено к биотиту (Кушмурадов, 1967).

Полученное среднее содержание Cu в биотите гранитоидов — 45,0 г/т — значительно выше среднего содержания (53 определения), приводимого в литературе и равного 15 г/т (Нааск, 1969).

Вычисленные средние содержания Cu в биотите гранитоидов различного состава свидетельствуют о том, что наиболее обогащены ею биотиты из биотитовых гранитов, а из лейкократовых — обеднены в 2 раза (см. табл. 10). В количестве 100—300 г/т, т. е. более чем в 4 раза превышающем среднее, медь установлена в биотите из гранодиоритов и плагиогранитов Змеиногорского комплекса Горного Алтая (Кузубный и др., 1967).

Преимущественное рассеяние Cu в наиболее ранних продуктах кристаллизации находит отражение и в резком уменьшении содержания Cu в многофазных интрузивах: от 230 г/т в биотите из гранитов I фазы до 14 г/т в биотите из лейкократовых гранитов III фазы (Мельниченко, Могаровский, 1969).

Имеются данные, свидетельствующие о привнесении Cu в биотит в процессе гидротермального изменения породы. Так, содержание Cu в биотите из неизменного сиенита составляет 71 г/т, а в биотите из уралитизированного сиенита достигает 1200 г/т (Иваницкий и др., 1966). Наряду с этим установлено, что если неизменные биотиты характеризуются малыми, то измененные —

высокими стандартными отклонениями содержаний Cu (Parry, Nackowski, 1963).

Отмечена известная корреляция между высоким содержанием Cu в биотите и наличием медных месторождений в районе, на основании чего считается, что биотит может рассматриваться как индикатор медного оруденения отдельных провинций. Это заключение основывается на том, что в биотитах из кварцевых диоритов и монцонитов, не сопровождаемых медным оруденением, содержание Cu незначительно и составляет в среднем (8 определений) 28,5 г/т. Биотиты из аналогичных пород, с массивами которых ассоциируют медные месторождения, содержат Cu 320 г/т. В случае значительных месторождений диориты и монцониты обычно изменены и биотиты из них в этом случае характеризуются особенно высоким средним содержанием Cu — до 3050 г/т (Parry, Nackowsky, 1963). Однако высокие содержания Cu в биотите из гидротермально измененных пород, вероятно, связаны с его импрегнацией халькопиритом.

Определены (Putman, Barnham, 1963) высокие содержания Cu в биотите из гранитов, по соседству с которыми известны медные рудопроявления. В то же время биотит из гранитов Мегри-Ордубадского плутона, с которыми связано медно-молибденовое оруденение, содержит Cu в среднем (11 определений) — 2,1 г/т (Демин и др., 1968), что значительно ниже приводимого среднего.

По последним сведениям (Рабинович, Бадалов, 1971) биотиты из гранитоидов Карамазара, с которыми связано медно-молибденовое оруденение, содержат Cu в среднем (5 определений) 58 г/т, т. е. больше, чем биотиты из гранитоидов Западного Узбекистана, с которыми связано преимущественно вольфрамовое и золотое оруденение и которые содержат Cu в среднем (5 определений) 33,2 г/т.

В биотитах автохтонных гранитоидов содержание Cu примерно в 1,5 раза, а в биотите из сланцев в 2,5 раза ниже, чем в биотитах интрузивных гранитов. Низкие средние содержания Cu (35 определений), равные 7 г/т, приводятся и для биотита из гнейсов (Naasck, 1969).

В гранитоидах Аджарии содержание меди в биотитах колеблется от 71 до 420 г/т (Иваницкий и др., 1966), что значительно превышает среднее, и объясняется, вероятно, тем, что формирование гранитоидов Аджарии тесно связано с ассимиляционным и метасоматическим изменением основных пород.

Барий. Среднее содержание 1664,5 г/т, коэффициент концентрации 2.

Барий (1,43 Å) замещает в решетке биотита калий (1,33 Å) и этот минерал является главным после калиевого полевого шпата носителем бария в гранитоидах.

Близко к среднему содержанию количество Ba в биотитах из гранитов Шахтаминского интрузива (Восточное Забайкалье), где оно достигает 1100 г/т (Пампура, 1965). Значительно меньше Ba в биотитах из гранитов Казахстана (2 определения) — 710 г/т (Остафийчук, 1964), Западных Карпат (25 определений) — 803,9 г/т (Dugovicova, 1966), третичных гранодиоритов Колорадо — 396 г/т (Брей, 1952) и особенно из гранитов Венгрии — 175 г/т (Nagy, 1969). В то же время значительно повышены содержания Ba в биотитах из изверженных пород Калифорнии, где они составляют 2140 г/т в биотите из гранодиоритов (8 определений), 2000 г/т в биотите из гранитов и 1600 г/т в биотите из габбро (Sen и др., 1959), что, возможно, является геохимическими особенностями этого региона.

Полученные результаты (см. табл. 10) свидетельствуют о том, что биотиты гранодиоритов содержат больше Ba, чем биотиты гранитов.

Среди гранитоидов Гиссарского хребта содержание Ва в биотитах уменьшается при переходе от среднекарбонowych гранодиоритов к верхнекарбонowym гранитам с 294 до 169 г/т (Баратов, 1966). В связи с этим следует отметить, что ранее отмечалось увеличение содержания Ва в биотитах магматических пород по мере увеличения температуры их кристаллизации (Engelhardt, 1936).

По сравнению с биотитом интрузивных гранитов значительно меньше Ва содержат биотиты из сланцев (16 определений) — 622 г/т (Сергеев и др., 1967). В биотите из гнейсов его количество увеличивается до 1827 г/т (см. табл. 13) и близко таковому биотитов из гранитов. В биотите из щелочных пород Кольского полуострова содержание Ва колеблется от 534 до 1335 г/т, составляя в среднем 934 г/т (Герасимовский, Беляев, 1963), т. е. меньше, чем в биотите из гранитов.

Б е р и л л и й. Среднее содержание 4,9 г/т, коэффициент концентрации 0,9.

Низкое значение коэффициента концентрации свидетельствует о том, что биотит гранитоидов не может являться носителем значительной массы этого элемента. Действительно, в гранитах Джидинского комплекса на долю биотита приходится всего 1—4% общего содержания Ве в породе (Петрова, Петров, 1965).

Однако доля Ве породы, приходящегося на биотит, будет неодинакова в гранитоидах различного состава. В диоритах на долю биотита приходится 8,5% Ве, а в лейкократовых гранитах — 1,7% общего содержания его в породе (Петров, 1969).

По сравнению с вычисленным средним содержанием — 4,9 г/т — количество Ве, судя по литературным данным, повышено в биотите из гранитоидов Карпато-Балканской области, где оно составляет (4 определения) 66 г/т (Arsepijevic, 1967); в биотите из рудоносных калбинских гранитоидов (23 определения) — 26,6 г/т (Лукин, Шевцов, 1967). В гранитоидах Северо-Западного Забайкалья, характеризующихся повышенным содержанием Ве, количество последнего в биотите также повышено и составляет 15—19 г/т (Зилов и др., 1963).

Значительно понижено среднее содержание Ве в биотите из гранитов Восточной Сибири, где оно составляет (107 определений) 2,05 г/т (Петров, 1969); в биотитах из гранитов Дальнего Востока — 6 г/т (Недашковский, 1969); в биотитах из гранитоидов Урала (5 определений) — 2,2 г/т (Бушляков, 1969₂).

Большое влияние на содержание Ве в биотите оказывает кристаллохимическое рассеяние, связанное с особенностями минерального состава гранитоида. Устанавливается постепенное увеличение содержания Ве при переходе от биотитов из гранодиоритов к биотиту из биотитовых и лейкократовых гранитов (см. табл. 10). Последнее связано не только со способностью Ве накапливаться в поздних порциях магматического расплава, но и с более ограниченными возможностями его к изоморфному рассеянию в лейкократовых гранитах. Это подтверждается и наблюдениями, свидетельствующими о том, что с возрастанием кремнекислотности увеличивается сила корреляционной связи между содержанием Ве и F в биотитах, а также в породах (Петров, 1969).

Наблюдается некоторое увеличение содержания Ве в биотите из гранитоидов более молодого возраста по сравнению с более древними. В биотитах раннекаледонских гранитов Горного Алтая, например, содержание Ве составляет 3 г/т, а в биотите из мезозойских гранитоидов почти в 6 раз больше (Пентельков, 1962). В жильных аплитовидных гранитах этого комплекса иногда устанавливается вкрапленность акцессорного берилла.

Среди гранитоидов Советского Союза наиболее обогащены Ве биотиты из гранитов Восточного Забайкалья и Горного Алтая, наиболее обеднены биотиты из гранитов Северо-Востока СССР и Восточного Саяна (см. табл. 11).

Значительное отличие в содержании Ве отмечено для биотитов из рудоносных (W, Mo, Sn) и нерудоносных гранитов (Говоров и др., 1970). Первые содержат в среднем (72 определения) 9,5 г/т; вторые (80 определений) — 2,1 г/т. При этом сильно изменяется и дисперсия содержаний, а именно σ^2 уменьшается с 66,33 до 3,02.

По сравнению с биотитами интрузивных гранитоидов биотиты автохтонных гранитов содержат Ве почти в 3 раза меньше — 1,8 г/т. Весьма близко к этой цифре и среднее содержание Ве в сланцах, являющихся исходным материалом при формировании гранитоидов подобного генезиса (см. табл. 13).

Б о р. Среднее содержание 12,7 г/т, коэффициент концентрации 0,8.

Низкое значение коэффициента концентрации В в биотите свидетельствует о том, что изоморфное вхождение В в его кристаллическую решетку крайне затруднено.

В биотите из гранодиоритов Восточного Саяна содержание В составляет 1 г/т и на его долю приходится 1,5% общего содержания В в породе (Ставров, Хитров, 1960).

Анализ имеющихся данных показывает, что содержания В в биотите подвержены известным колебаниям. Среди гранитоидов Советского Союза повышены содержания В в биотите гранитов Дальнего Востока (7 определений) — 23 г/т (Руб и др., 1964). В биотитах оловоносных гранитов Чукотки содержание В еще выше — 80—90 г/т (Соболев, 1970), что отражает, по-видимому, известную бороносность этой провинции. Среднее содержание В значительно понижено в биотите из гранитов Горного Алтая (5 определений) — 4,4 г/т (Косалс, Сухоруков, 1965), в биотите из яворницких гранитоидов (Судеты) оно составляет 8 г/т, в то время как в биотите из вмещающих сланцев оно выше — 18 г/т (Полянский, 1965). Последнее, по-видимому, свидетельствует о повышенном содержании В в песчано-сланцевых породах (Виноградов, 1962). Биотиты из гранитов, в связи с которыми отсутствует постмагматическая боровая минерализация, содержат меньше В — 3,8 г/т (10 определений), чем биотиты из гранитов, сопровождаемые подобной минерализацией — 23 г/т (7 определений).

Наблюдается определенная тенденция бора концентрироваться в биотитах гранитоидов ранних фаз внедрения. В Горном Алтае при переходе от гранитов I фазы к гранитам III фазы содержание В уменьшается и составляет соответственно 10,7 и 6 г/т (Косалс и др., 1965).

В биотите из андезитового порфира по сравнению с биотитом из гранита содержание В существенно не увеличивается и составляет 8 г/т (Отрошенко, 1967).

Ц и р к о н и й. Среднее содержание 122,1 г/т, коэффициент концентрации 0,6.

Низкое значение коэффициента концентрации свидетельствует о том, что в гранитоидах биотит не является минералом-концентратором этого элемента. Последнее является следствием того, что вхождение такого высокозарядного катиона, как цирконий, в кристаллическую решетку биотита, где он, по-видимому, может замещать Fe^{3+} или Ti^{4+} , ограничено. Поэтому основная масса Zr гранитов связана с цирконом (Дегенхардт, 1959), а в биотитах рассеивается только 4—7% Zr от его общего содержания в граните (Егоров и др., 1966). Высокие содержания Zr, приводимые Дегенхардтом (1959) для биотитов из

гранитов Кенигскопфа и Вурмберга, — 463 и 900 г/т, очевидно, связаны с микровключениями циркона.

В полученных нами данных отдельные аномально высокие содержания Zr в биотите (420, 1000 г/т) также, очевидно, связаны с микровключениями циркона, характерными для этого минерала. Это тем более вероятно, что иногда наблюдается прямая зависимость между содержанием циркона в породе и циркония в биотите. Например, в докембрийских гранитах Приазовья, отличающихся повышенным содержанием циркона (715 г/т), установлены и наиболее высокие (до 1000 г/т) содержания циркония в биотите.

По сравнению с полученным средним содержанием Zr в биотите из гранитов различных регионов неодинаковы. Они понижены в биотите из гранитов Урала (2 определения) 22 г/т (Бушляков, 1969₂); Орского Зауралья (4 определения) — 30 г/т; гранитоидов Южной Калифорнии (9 определений) — 40 г/т (Sen и др., 1959). Содержание Zr также невелико и в биотите из изверженных пород Шотландии, где оно составляет в среднем 23 г/т при колебаниях содержаний от 15 до 100 г/т (Ноккольдс, Митчелл, 1952). Повышено содержание Zr в биотите из гранитов Западных Карпат (25 определений) — 212,5 г/т (Durgovicova, 1966) и Северо-Востока СССР — 285 г/т.

Биотиты из гранитоидов различного состава содержат неодинаковое количество Zr. Наиболее значительно оно в биотите из гранодиоритов (см. табл. 10). Характерно, что также изменяется и содержание циркона в различных по составу гранитоидах, что может служить одним из возможных объяснений наблюдаемого изменения содержания Zr в биотитах из гранитов различного состава.

В биотите из гнейсов среднее содержание Zr близко среднему содержанию этого элемента в биотите гранитов (см. табл. 13). Сходное среднее содержание Zr (140 г/т), вычисленное на основании 45 анализов биотитов из метаморфических пород, приводит Де Вор (De Vore, 1955). В то же время содержание Zr сильно понижено в биотите из сланцев (см. табл. 15). Аналогичные содержания Zr установлены и в высокоглиноземистых сланцах Северного Приладожья (160 определений) — 59 г/т (Сергеев и др., 1967).

Значительно понижено содержание Zr в биотите из габбро — 35 г/т (Sen и др., 1959), что может быть использовано при объяснении особенностей содержания Zr в биотите гранитоидов габбровой формации.

С в и е ц. Среднее содержание 13,0, коэффициент концентрации 0,6.

Изоморфное замещение калия свинцом в биотитах ограничено из-за различных величин их электроотрицательностей и потенциалов ионизации, в силу чего связь свинца с кислородом должна носить в основном ковалентный, а у калия — ионный характер.

В биотитовых гранитах на долю биотита приходится 2—3% свинца от его общего содержания в породе, хотя в диоритах, характеризующихся низким содержанием калиевого полевого шпата, биотит концентрирует до 34% общего содержания свинца в породе (Таусон, 1961).

Вычисленное среднее (13,0 г/т) ниже, чем среднее содержание Pb в биотите (29 г/т) по данным Ведеполя (Wedepohl, 1961).

По сравнению со средним повышено содержание Pb в биотите из гранитов Венгрии — 160 г/т (Nagy, 1969); Западных Карпат, где оно составляет (25 определений) 30,8 г/т (Durgovicova, 1966), и значительно ниже в биотите из мезозойских гранитов Северного Кавказа (14 определений) — 12 г/т (Одикадзе, 1968) и Урала (5 определений) — 9,4 г/т (Бушляков, 1969₁). В биотитах интрузивных гранитоидов наиболее высокие содержания Pb характерны для биотита

из лейкократовых гранитов, а наиболее низкие — для биотита гранодиоритов и гранитов, в которых содержание этого минерала значительно выше (см. табл. 10).

При изменении гранитоидов биотиты теряют часть заключенного в них свинца, хотя интенсивность этого процесса во многом определяется характером постмагматических процессов. Так, при пропилитизации и эпидотизации гранитоидов Тянь-Шаня, сопровождающихся хлоритизацией биотита, вынос свинца из последнего, как правило, не происходит (Злобин и др., 1969).

Биотиты из продуктов аутометасоматического изменения диоритов Аджарии (сиенит-диориты, гранодиориты) содержат Pb в среднем меньше (7 определений) — 3,8 г/т, чем биотиты исходных пород (2 определения) — 12 г/т (Иванчик и др., 1966). Биотиты из неизмененных монцонитов штатов Юта и Невада также содержат Pb больше — 40 г/т, чем из их измененных разностей — 9 г/т (Parry, Nackowski, 1963).

Данные, основываясь на которых можно было бы использовать биотит как индикатор свинцового оруденения, несколько противоречивы.

В Восточном Забайкалье (Рабинович, Баскова, 1959) наблюдается своеобразная картина содержания Pb в биотите, заключающаяся в том, что биотит из гранитоидов, с которыми связано полиметаллическое оруденение, содержит меньше свинца (12 г/т), чем биотиты из гранитоидов, с которыми связано редкометальное (Mo, Sn) оруденение (10—36 г/т). В штатах Юта и Невада отмечается аналогичная картина. Биотиты из рудоносных монцонитов, с которыми связано медно-свинцово-цинковое оруденение, характеризуются меньшим содержанием Pb (в среднем 22,5 г/т), чем биотиты из нерудоносных или сопровождаемых незначительным рудопроявлением монцонитов. В них биотит содержит в среднем 42 г/т (Parry, Nackowski, 1963). В то же время в биотитах герцинских гранитоидов Тянь-Шаня, с которыми связана полиметаллическая минерализация, содержание Pb в среднем составляет 24 г/т (Гаврилин и др., 1966), т. е. больше, чем в биотитах из гранитов «безрудного» Сусамырского батолита, содержание Pb в которых в среднем 18 г/т (Таусон, 1961).

Биотиты гранитоидов габбровой формации Урала содержат 50 г/т свинца, т. е. значительно больше, чем тот же минерал из интрузивных палингенных гранитоидов — 12,2 г/т (Ферштатер и др., 1969).

В биотите из сланцев среднее содержание Pb — 15 г/т — близко к таковому биотитов из интрузивных гранитов.

С т р о н ц и й. Среднее содержание 141,2 г/т, коэффициент концентрации 0,5.

Изоморфизм Sr и K ограничен, и поэтому накопления этого элемента в биотите не отмечается. Имеющиеся данные указывают на большое различие в содержании Sr в биотитах из гранитов разных регионов, что может отражать геохимические особенности последних, или быть следствием различия аналитических методов. В любом случае биотиты из гранитов Урала сильно обеднены Sr — 9,7 г/т (6 определений) по сравнению с биотитами из гранитов Гиссарского плутона (8 определений) — 298,8 г/т (Могаровский, Мельниченко, 1967). Среднее содержание (4 определения) Sr в биотите из гранитов Верх-Исетского массива также весьма низко и составляет 23,2 г/т (Бушляков, 1969₂); в биотите из гранитов Западных Карпат (25 определений) — 32,8 г/т (Ducovicova, 1966). В гранитах Казахстана наблюдается некоторое уменьшение содержания Sr в биотите — с 60 до 57 г/т при переходе от гранитов I фазы к гранитам II фазы (Остафийчук, 1964₂).

Если сравнить средние содержания Sr в биотитах из гранитоидов Урала, принадлежащих двум генетически различным группам (Ферштатер и др., 1969), то можно заметить, что биотиты гранитоидов габбровой формации содержат в среднем Sr больше (26,3 г/т), чем биотиты гранитной формации (9,7 г/т). Это может отражать геохимические особенности основной магмы, поскольку основные породы содержат в 1,5 раза больше Sr, чем кислые (Виноградов, 1962).

В биотите из щелочных пород Кольского полуострова содержание Sr колеблется в весьма значительных пределах от 21 до 90 418 г/т (Герасимовский и др., 1963), что объясняется, вероятно, микровключениями стронциевого апатита.

З о л о т о. Среднее содержание 0,0018 г/т, коэффициент концентрации 0,4.

Сведения о содержании Au в биотитах крайне скудны. В биотитах из гранодиоритов Узбекистана содержание Au составляет 0,0017 г/т (Хамрабаев, 1969). В хлоритизированных биотитах оно увеличивается до 0,0031 г/т. Несколько большие цифры средних содержаний Au в биотите (8 определений, 0,04 г/т) приводятся в работе Ю. Г. Щербакова и Г. А. Пережогина (1964). Еще более высокие содержания установлены в кварцевых диоритах штата Монтана, где количество золота в биотитах колеблется от 0,002 до 0,924 г/т и в среднем составляет (14 определений) 0,076 г/т (Mantei, Brownlow, 1967).

В гранитоидах Урала среднее содержание Au в биотите (6 определений) 0,0018 г/т, т. е. весьма близко таковому в биотитах из гранитов Узбекистана. Наиболее высокие содержания Au (0,067 г/т) установлены в биотите из пегматитов Верх-Исетского массива (Бушляков, 1969₂).

Согласно последним данным (Давлетов, 1970) среднее содержание Au в биотите из интрузивных пород Чаткальской зоны (120 определений) равно 0,0071 г/т, т. е. значительно выше вычисленного среднего (134 определения) — 0,0030 г/т.

Содержание Au в биотите, судя по имеющимся данным, может отражать рудоносность породы. Так, биотиты из интрузивных пород степняковского типа, с которыми на территории Северного Казахстана парагенетически связано золотое промышленное оруденение, содержат Au значительно больше (3 определения) — 0,0119 г/т, чем биотиты из интрузивов крыккудукского комплекса (3 определения) — 0,001 г/т (Зверева, Гавриленко, 1971).

Индикаторные признаки биотита

1. Рассматривая коэффициенты концентрации редких и рудных элементов в биотите (табл. 19), можно заметить, что наиболее значительны они у элементов, геохимически тесно связанных с железом (Bi, Sc, Co, Zn), магнием (Li, Ni), титаном (Sn, Th, Nb) или калием (Cs). Для таких элементов биотит может рассматриваться как надежный индикатор, чутко отражающий особенности их содержания в гранитной магме.

Различие в степени концентрации в биотите Nb и Ta, геохимически близких титану, или Cs и Rb геохимически близких калию, свидетельствует о том, что выделение биотита способствует разделению этих геохимически сходных пар элементов в магматическую стадию кристаллизации.

2. Петрографический состав гранитоида оказывает определенное влияние на содержание редких и рудных элементов в биотите.

В наиболее меланократовых разностях гранитоидов, являющихся обычно наиболее ранними по времени формирования, биотит обогащен такими элемен-

Коэффициенты концентрации (*K*) редких и рудных элементов в биотите гранитоидов

Элемент	Среднее содержание, г/т		<i>K</i>	Элемент	Среднее содержание, г/т		<i>K</i>
	в граните (кларк)	в биотите			в граните (кларк)	в биотите	
Bi	0,01	1,8	180,0	Ta	3,5	15,3	4,4
Sn	3,0	76,5	25,5	Cr	25,0	91,6	3,7
Li	40,0	916,4	23,0	Tl	1,5	5,1	3,4
Cs	5,0	107,1	21,4	U	3,5	11,2	3,2
Sc	3,0	61,2	20,0	In	0,26	0,8	3,1
F	800,0	15 567,6	19,4	Ge	1,4	4,3	3,1
Ni	8,0	152,8	19,0	Ga	20,0	61,0	3,0
Co	5,0	46,8	9,4	TR	350,0	1006,2	2,9
Th	18,0	157,0	8,7	Cu	20,0	45,0	2,2
Zn	60,0	480,7	8,0	Ba	830,0	1664,5	2,0
Ti	2300,0	17 517,8	7,6	Be	5,5	4,9	0,9
Nb	20,0	143,6	7,2	B	15,0	11,7	0,8
Mo	1,0	6,0	6,0	Zr	200,0	122,1	0,6
Rb	200,0	1054,2	5,3	Pb	20,0	13,0	0,6
V	40,0	198,0	5,0	Sr	300,0	141,2	0,5
W	1,5	7,2	4,8	Au	0,0045	0,0018	0,4

тами ранних стадий кристаллизации, как Cr, Ni, V, а также Zr, Bi и Ba. В биотитовых гранитах биотиты содержат больше Cu, Ga, В. Наиболее обогащен рудными и редкими элементами — Li, Rb, Cs, Tl, Be, F, Nb, Ta, U, W, Mo, Zn, Sc и др. — биотит лейкократовых гранитоидов. С одной стороны, это может быть связано с относительным накоплением этих элементов в поздних продуктах кристаллизации, каковыми обычно являются лейкократовые граниты, с другой — несомненно связано с ограниченными возможностями изоморфного рассеяния этих элементов в других минералах — минералах Ca, Ti или Fe, породообразующих или акцессорных, присутствующих в лейкократовых гранитах в крайне ограниченном количестве. Например, содержание Zn в биотите гранодиоритов 308,8 г/т, а в биотите лейкократовых гранитоидов 663,2 г/т (см. табл. 10). В биотитах из гранитов Японии содержание Zn колеблется от 200 до 370 г/т, но повышается до 860 г/т в гранитоидах, где с биотитом не ассоциируются другие мафические минералы (Като, Юдзо, 1970).

В гранитоидах Приморья биотит из аляскитов содержит Nb 784 г/т и Ta 77,9 г/т, а биотит из биотит-роговообманковых гранитов — значительно меньше: Nb 271 г/т и Ta 13,8 г/т (Полевских и др., 1970).

Среди оловоносных гранитов Северо-Востока СССР содержание Sn в биотите, несмотря на его близкую железистость и глиноземистость, обусловлено вариациями в его содержании в породе — в гранодиоритах, где содержание биотита самое высокое, содержание Sn в нем соответственно снижается (Иванов и др., 1970). Поэтому высокие содержания рудных и редких элементов в биотитах лейкократовых гранитов являются их характерным признаком и не всегда являются показателем их принадлежности к особой рудоносной магме.

3. Весьма интересна возможность проследить характер поведения и степень накопления редких и рудных элементов в процессе дифференциации гранитной магмы, используя способность биотита концентрировать некоторые из них в особенно значительной степени.

**Содержания редких и рудных элементов в биотите гранитов
последовательных фаз многофазных интрузивов. ε/m**

Район	Элемент	Фаза				Автор или литературный источник
		I	II	III	IV	
Восточное Забайкалье	Li	900	1240	2120	4430	Залашкова, 1960
	Rb	720	1000	1365	2230	Тот же
Западное Забайкалье	Sn	5,7	4,5	10,0	—	Петрова, Легейдо, 1965
	Be	0,75	2,0	3,2	—	Петрова, Петров, 1965
	Fe	5500	7700	35 000	—	Костецкая, Мордвинова, 1965
	Cl	1800	2600	1 400	—	Тот же
	Li	644	—	1 700	—	Петрова, 1965
Восточный Алтай	Li	1 543	2 465	4 262	—	Косалс и др., 1965
	Rb	1 270	2 200	4 152	—	Тот же
	Cs	105	145	170	—	» »
	B	10	7	6	—	» »
	Be	9	6	10	—	» »
	F	38 000	26 250	28 500	—	» »
	F	670	1 760	1 220	—	Аношин, Потаньев, 1965
Центральный Казахстан	Li	1600	5000	6100	—	Ляхович, 1967 ₁
	Rb	2300	4600	8300	—	Тот же
	Cs	90	300	400	—	» »
	U	28	145	—	—	Баранов, Ду Метянь, 1961
Северный Казахстан	Ba	710	710	—	—	Остафийчук, 1964 ₂
	Sr	60	57	—	—	Тот же
Северное Прибалхашье	Nb	99,7	152,3	—	—	В. В. Ляхович
	Ta	4,0	5,4	—	—	Тот же
Гиссар	Sr	250	288	260	270	Могаровский, Мельниченко, 1967
	Be	1,5	1	5	5	Мельниченко, Могаровский, 1968 ₁
	Sc	25,5	12,5	88	67	Мельниченко, Могаровский, 1968 ₃
	Ta	5,7	7,5	18,5	29,6	Могаровский, Мельниченко, 1968
	Nb	53,4	62,4	92,8	138	Тот же
Чукотка	W	1,0	5,9	—	—	Иванов, Нартов, 1970
	Mo	7,0	3,7	—	—	
Юго-Западное Прибайкалье	Mo	1,0	2,1	2,6	—	Косалс, Мазуров, 1970
	W	1,0	7,0	10,0	—	Тот же
	Sn	24,0	70,0	210,0	—	» »
	Nb	483,0	840,0	2128,0	—	» »
	Ta	24,6	70,52	262,4	—	» »

Процессы дифференциации гранитной магмы обычно приводят к накоплению в поздних продуктах как летучих компонентов (F, B), так и редких и рудных элементов (Ta, Nb, Be, Li, Sn, W, Mo и т. д.). В большинстве случаев это фиксируется и в особенностях состава биотита из гранитов поздних фаз многофазных интрузивов. В нем по сравнению с биотитом из гранитов I фазы увеличивается содержание Nb в 1,5–2,5 раза, Mo — в 2, Cs — в 1,5–3,5, Rb — в 3–3,5, Li и Be — в 3–4, F — в 2–6, и U — в 5, W, Sn, Ta — в 10 раз (табл. 20).

В то же время содержание Sr и B обычно несколько уменьшается. В многофазных массивах Казахстана отмечается также резкое уменьшение содержания Cu — от 230 г/т в биотите из гранитов I фазы до 14 г/т в биотите из лейкократовых гранитов III фазы.

Процесс кристаллизационной дифференциации осложняется процессом газового переноса, вызывающим обеднение глубинных частей интрузии элементами, увлекаемыми летучими компонентами. К таким элементам относятся Sn, Li, Cs, Ta, U и др.

Влияние газовой дифференциации хорошо прослеживается на примере биотита из гранитов трещинных интрузивов, которые представляют собой инъекции наиболее подвижной и обогащенной летучими гранитной магмы. Биотиты из гранитов трещинных интрузивов Северо-Востока СССР содержат больше Sn, чем биотиты из батолитоподобных интрузивов (Некрасов, 1966). Биотиты из рапакивиобразных трещинных гранитов Украины выделяются самыми высокими содержаниями Nb, Ta, Mo.

В то же время есть данные (Костецкая, Мордвинова, 1968), что биотиты из глубинных пород богаче фтором, чем биотиты из пород, формировавшихся в менее глубинных условиях (Пополитов и др., 1967). Биотиты из глубинных частей массивов содержат больше Be — 2,8 г/т, чем биотиты из апикальных частей массива — 1,2 г/т (Пополитов и др., 1967). В Бугульминском массиве (Восточный Саян) биотит из кварцевого сиенита глубинной фации содержит Rb 750 г/т, Li 772 г/т, а биотит из гранитов апикальной фации — Rb 364 г/т и Li 1960 г/т (Воронцов, Лин, 1966).

Значительно обогащены редкими и рудными элементами биотиты из апикальных частей гранитных массивов Северо-Западной части Забайкалья (табл. 24).

Таблица 24

Изменение средних содержаний редких и рудных элементов в биотите лейкократовых гранитов Гуджирского комплекса в зависимости от степени эродированности массивов, г/т
(Шеремет, 1970₁)

Степень эродированности	Rb	Tl	Li	Be	Sn	Pb	Zn
Сильная	1700 (2)	3,2 (1)	2060 (2)	0,8 (1)	21 (4)	50 (2)	540 (3)
Средняя	2385 (2)	4,0 (3)	4250 (2)	11,0 (3)	94 (3)	44 (2)	4000 (3)
Слабая	3600 (2)	7,5 (2)	5900 (2)	10,0 (3)	156 (4)	36 (1)	600 (4)

Сравнение средних содержаний редких и рудных элементов в биотите из гранитов и связанных с ними пегматитов показывает, что наиболее бедны ими биотиты из аплитов. Биотиты из пегматитов содержат в среднем больше таких редких элементов, как Nb, Ta, Zn, Sn, F, Ga (см. табл. 12), в то время

как содержания Ti, W, Mo, Sc, Li, Rb, Cs, Tl, Be в них понижены, что указывает на отсутствие тенденции этих элементов к накоплению в олигоклаз-микроклиновых или слюдоносных пегматитах.

Данные, приводимые другими исследователями (Солодов и др., 1968), также свидетельствуют о более низком по сравнению с гранитом содержании в биотите из слюдоносных пегматитов Li (2500—500 $г/м$), Rb (2530—660 $г/м$) и Cs (230—58 $г/м$). Однако данные этих авторов о содержании редких щелочей в биотите из гранитоидов по сравнению с вычисленным (см. табл. 19) следует признать завышенными.

Биотиты из пегматитов Северо-Байкальского пегматитового пояса и из слюдоносных мамских пегматитов также содержат меньше Li, Rb, Cs и Be (табл. 22), чем биотиты из гранитов.

Т а б л и ц а 22

Средние содержания редких элементов в биотите пегматитов, $г/м$

Порода	Li	Rb	Cs	Be
Северо-Байкальский пегматитовый пояс (Мануйлова и др., 1966)				
Слюдоносные пегматиты (12)	478	602	48	1,77
Керамические пегматиты (11)	1006	715	8	1,52
Редкометалльные пегматиты (1)	387	930	He опр.	3,5
Среднее (24)	716,1	667,4	27,7	1,8
Мамские слюдоносные пегматиты (Макагон, Шмакин, 1964)				
Пегматиты микроклинового и смешанного состава (16)	470	700	59	—

Рассмотрение данных по конкретным гранитным массивам Казахстана показывает, что W, Mo, Nb обычно в большем количестве содержатся в биотите из гранитов, в то время как Ta и Be обладают более устойчивой тенденцией накапливаться в биотите из пегматитов. В гранитоидах Орского Зауралья пегматиты часто представлены линзо- и шпировидными сингенетическими образованиями. Встречающийся в них биотит содержит меньше Sn, Ta, Li, Cs, чем биотит из жильных пегматитов, что подчеркивает большую роль процессов дифференциации в накоплении этих элементов (табл. 23).

В оловяносном массиве Караоба содержание олова в биотите из пегматитов выше, чем в биотите из гранитов, а в биотите из неоловоносного массива имеют место обратные соотношения (табл. 24).

В богатых слюдой слюдоносных пегматитах содержание Li и Rb в биотитах меньше, чем в бедных биотитом керамических пегматитах (см. табл. 22), что указывает на обратную зависимость между содержанием элемента в минерале и количеством последнего в породе.

Все это свидетельствует об отрицательной роли кристаллохимического рассеяния, препятствующего накоплению редких элементов в поздних дифференциатах. Д. М. Брей (1952), исследовавший породы и минералы Колорадо, писал: «Наиболее важные принципиальные выводы из этой работы следующие: каждый минерал пегматитов содержит меньше почти каждого второстепенного составляющего, чем тот же минерал из материнской породы. Объясняется это особенностями кристаллической структуры минералов».

Средние содержания редких и рудных элементов в биотите гранитов и пегматитов, g/m
Северное Прибалхашье

Порода	W	Mo	Nb	Ta	Be	Sc
Массив Жаманкарабас						
Граниты .	0,7	1,0	77,0	1,5	1,4	71,0
Пегматиты .	1,7	0,8	77,0	2,9	1,5	78,0
Массив Акчатау						
Граниты . .	13,0	1,4	101,5	3,5	2,9	—
Пегматиты .	2,9	6,5	56,0	3,5	10,0	—
Массив Майтас						
Граниты .	5,4	26,0	42,0	2,5	—	—
Пегматиты .	0,5	0,8	238,0	6,1	—	—
Орское Зауралье						

Порода	W	Sn	Nb	Ta	Li	Rb	Cs	Tl
Массив Котансу								
Граниты	12,0	73,0	156,3	17,2	562,0	1240,0	47,0	4,6
Пегматиты	7,0	60,0	218,0	25,4	297,0	1117,0	47,5	4,2
Массив Средне-Ушкотинский								
Граниты	2,7	169,0	150,0	18,2	1645,0	1315,0	—	—
Пегматиты	6,0	30,0	56,0	12,0	200,0	370,0	—	—

Отражением важной роли механизма дифференциации в накоплении редких элементов является изменение содержания их в различных генерациях биотита. Так, в мусковитовых пегматитах Восточной Сибири от ранней генерации биотита к поздней увеличиваются содержания (в g/m): Li с 420 до 650, Rb с 560 до 700, Cs с 26 до 59, в то время как содержание Ba уменьшается с 1400 до 450.

Сведения о составе биотита из эффузивных пород весьма ограничены. Однако судя по немногочисленным данным, в них иногда отмечаются повышенные содержания Ta, Zn или F. В то же время содержания Zn, W, Mo, Rb, Cs понижены. Так, если в биотите из эльджуртинского гранита (Северный Кавказ), среднее содержание Nb и Ta в биотите составляет соответственно 128 и 16 g/m , то в биотите из штоков субэффузивных липаритов эти содержания равны (7 определений) 98 и 5,5 g/m . Более низкие содержания Ta вызывают уменьшение

Таблица 24

Содержания редких элементов
в биотите пегматитов и гранитов
Казахстана, g/m
(Ганеев и др., 1961)

Порода	Ga	Sn
Массив Караоба		
Граниты	64	250
Пегматиты	106	360
Массив Акчатау		
Граниты	170	30
Пегматиты	161	10

величины отношения Nb : Ta от 11 : 1 в биотите из гранитов до 18 : 1 в биотите из липаритов. Поскольку в гранитах, в отличие от эффузивов, часть биотита выделяется в поздние этапы кристаллизации, приведенные особенности содержания Nb и Ta свидетельствуют о способности последнего обогащать вместе с летучими наиболее поздние порции гранитной магмы. По сравнению с более железистым биотитом из эльджуртинского гранита в биотите из липарита содержание W увеличивается в 5,5 раз, а Mo практически не изменяется. Содержание Zn увеличивается с 420 до 713 г/т.

В биотите из андезит-дацитов содержание F более чем в 2 раза превышает таковое в биотите из гранитов и достигает 31 800 г/т (Хамрабаев, 1969), что свидетельствует, таким образом, о большой роли этого элемента в вулканических процессах.

Возрастающие содержания Ta и Nb в биотитах из гранитов по сравнению с биотитами из кислых эффузивов, в биотитах из гранитов поздних фаз многофазных интрузивов по сравнению с ранними и в биотитах из пегматитов по сравнению с биотитом из гранитов указывают на большую роль кристаллизационной дифференциации в концентрации этих элементов.

Анализируя приведенные данные, нетрудно заметить, что биотиты пегматитов обычно обогащены теми элементами, которые или тесно связаны с летучими (Ta, Sn, Ga), или легче входят в решетку более железистого биотита (Zn). В редкометальных пегматитах, где сильно развиты процессы замещения, биотиты содержат многие редкие элементы в большом количестве, чем биотиты гранитов.

Отмечается увеличение железистости биотитов от внешних к внутренним зонам пегматитовых жил, где также происходит обогащение биотита редкими щелочами и Be при обеднении его Ni, Sc, что свидетельствует о последовательной кристаллизации биотита в жилах и о более позднем образовании биотита внутренних зон по сравнению с биотитом зальбандов (Сафронова, 1969).

4. Биотиты измененных гранитоидов характеризуются более высоким содержанием большинства рудных элементов, чем биотиты неизмененных гранитов. Это несомненно отражает их повышенную концентрацию в той среде, которая производила изменение гранита. Последняя могла приводить как к импрегнации биотита минералами рудных и редких элементов, так и к образованию нового биотита. Однако в процессе изменения биотит обычно теряет заключенные в нем редкие элементы, обогащая ими растворы, производящие изменение гранита. Подтверждением этому могут служить многие примеры.

В биотите из неизмененных гранитов среднее содержание Ti составляет 6 г/т, а в хлоритизированном биотите в 10 раз меньше — 0,6 г/т. Одновременно наблюдается и резкое уменьшение содержания Rb (Воскресенская, 1959).

Содержание Be в биотите из грейзенизированных гранитов уменьшается с 19 до 17 г/т (Зилов и др., 1963). Это подтверждается данными о том, что в гранитоидах Дальнего Востока содержание Be в мусковите в 3—4 раза ниже, чем в биотите (Недашковский, Погорелова, 1967).

В гранитах Северо-Востока СССР мусковит, образовавшийся по биотиту, содержит по сравнению с последним значительно меньше Sn (Лугов, 1964). Изменение биотита сопровождается, как правило, уменьшением содержания в нем Li. Извлечение из разрушающегося биотита лития в виде LiF₄ благоприятствует проявлению в подобных гранитоидах амблигонита или сподумена (Ляхович, 1963). Содержание Co в неизмененных биотитах из тех же гранитов составляет 17—37 г/т, а в хлоритах, образовавшихся за счет биотита, 1,3 г/т

(Некрасов, Гамякин, 1962). Происходящий при этом вынос Co мог осуществляться в форме комплекса $\text{Na}_2[\text{Co}(\text{OH}, \text{F})_4]$. В измененном биотите отмечается также уменьшение содержания Zn, Pb (Иваницкий и др., 1966; Parry, Naskowski, 1963) и Mo (Иванова, 1969).

Механизм экстракции редких и рудных элементов в процессе изменения биотита может быть различным. В процессе грейзенизации гранитов фтор мог способствовать извлечению олова из биотита в виде комплексного соединения типа $\text{Na}_2[\text{Sn}(\text{OH})\text{F}]_6$. При снижении pH растворов, например в зонах грейзенизации, это комплексное соединение распадается с образованием касситерита и флюорита.

При альбитизации гранитоидов, сопровождаемой разрушением биотита, Nb и Ta могли экстрагироваться в виде комплексных соединений типа $\text{Na}(\text{Nb}, \text{Ta})\text{O}_3$, распад которых приводил к образованию скоплений собственных минералов Ta и Nb, столь характерных для альбитизированных гранитов.

Вынос из разрушаемого биотита цинка в силу его амфотерных свойств в щелочных водных растворах мог происходить в форме легко растворимых цинкатов $[\text{Zn}(\text{OH})_4]^{2-}$ или $[\text{Zn}(\text{OH})_3]^-$ (Иваницкий и др., 1966).

Экстракция или импрегнация рудных и редких элементов в процессе разрушения биотита приводит к возникновению большой неоднородности в распределении их содержаний (табл. 25).

Таблица 25

Дисперсии содержаний Ta, Nb и Ti
в биотите неизменных и измененных гранитоидов, г/т

Порода	Ta	Nb	Ti
Диориты, кварцевые гранодиориты	10,6	101,8	6987
Граниты биотитовые	1,7	131,6	5667
Граниты лейкократовые	1,6	119,8	4290
Граниты измененные (альбитизированные и грейзенизированные)	17,8	187,7	7563

Уменьшение содержания в измененном биотите не только редких, но и петрогенных (Mg, Fe, Ti) элементов столь характерно, что одним из признаков послемагматической переработки гранитов и сопутствующей этому процессу редкометальной минерализации является понижение железистого компонента в биотите (Калинин, Голдин, 1967). Считают, что отношение $\text{Mg} : \text{Li}$ может служить индикатором эпигенетических процессов (Arsenijević, 1968). В то же время для ряда элементов фиксируется увеличение их содержаний в измененном биотите, свидетельствующее о преимущественном их привносе растворами, производящими изменение породы. Так, в гранитах Северо-Востока СССР бериллий не устанавливается в неизменных биотитах, зато в слабо мусковитизированных разностях его содержание составляет 4—25 г/т (Некрасов, 1966). Увеличивается в измененных биотитах и содержание Cu (Parry, Naskowski, 1963), в то время как для таких элементов, как Ni (Некрасов, Гамякин, 1962), W (Иванова, 1969), существенного изменения в содержании при переходе от неизменного биотита к измененному не установлено.

Большой интерес представляет выяснение зависимостей между содержанием различных редких элементов в биотите, так как это проливает свет на форму их нахождения в расплаве в самом биотите.

Существование подобных зависимостей отмечалось для ряда элементов.

В гранитах Северо-Востока СССР (Некрасов, 1966) и Казахстана (Дмитриев и др., 1962) была установлена прямая зависимость между содержанием в биотите Li и Sn и между содержанием Sn в биотите и его общей железистостью. Часто отмечаемой является также зависимость между содержанием в биотитах Li и F (Косалс, Сухоруков, 1965), Ta, Nb и F (Гребенников, 1968), Nb, Ta и Sn. Последнее подтверждается тем, что наблюдается существенное отличие в содержании Sn в биотитах из нетанталоносных (11 г/м Sn, 38 определений) и танталоносных (106 г/м Sn, 8 определений) гранитов (Залашкова, Ситнин, 1967), указывающее на известную геохимическую общность в поведении этих и ряда других элементов. Как известно, оловянное оруденение часто ассоциирует с танталовой, ниобиевой, реже бериллиевой и вольфрамовой минерализацией (Лугов, 1964).

Принято считать, что компенсация зарядов при изоморфном замещении в кристаллической решетке биотита титана ниобием может осуществляться посредством частичного замещения магния литием $Mg^{2+} + Ti^{4+} \leftarrow Nb^{5+} + Li^{+}$. Если эта схема верна, то между содержанием Nb (Ta) и Li в биотитах должна наблюдаться прямая зависимость, тем более, что, по данным М. В. Кузьменко (1961), Li является элементом, который в силу низкой валентности и способности замещать Al способствует вхождению Ta и Nb в слюды: $2Al^{3+}_1 \leftarrow Li^{+} + (Nb, Ta)^{5+}$.

В биотитах гиссарских гранитов отмечается тесная прямая связь между содержанием Nb и Ta, а также Nb и Li и Ta и Li. В то же время между содержаниями Ta, Nb и Ti линейная зависимость не проявляется (Могаровский, Мельниченко, 1968), хотя в гранитах Северо-Востока СССР намечается определенная связь между содержанием Ta и Nb и титанистостью цветных породообразующих минералов гранитоидов. В общем случае содержание в них Ta и Nb снижается по мере уменьшения количества TiO_2 (Некрасов, 1968).

Наблюдается корреляция между содержанием щелочных элементов в биотитах и их общей железистостью. С уменьшением последней уменьшаются содержания Rb и Cs и увеличиваются содержания Li (Макагон, Шмакин, 1964).

В биотитах гранитоидов складчатых зон Северо-Востока СССР концентрация Sn обычно растет параллельно увеличению их железистости и глиноземистости (Иванов и др., 1970). Содержание W в биотитах прямо пропорционально их глиноземистости и обратно пропорционально их щелочности, что позволяет считать возможным следующую схему гетеровалентного изоморфизма в биотитах: $Si^{4+} + (Fe, Mg)^{2+} + (K, Na)^{+} \rightarrow Al^{3+} + W^{4+}$.

Существование положительной корреляции между содержаниями Li, Rb и F в биотитах Джидинского комплекса дает основание для заключения о присутствии фторидных комплексов Li и Rb в исходном магматическом расплаве. В то же время отсутствие корреляционной связи между содержанием Li, Rb, Sn, Nb и Cl в биотитах связано, вероятно, со значительно меньшей прочностью хлоридных комплексов относительно фторидных (Костецкая, Мордвинова, 1965).

Установлена линейная статистическая корреляция между содержаниями в биотите Li и Mg (Arsenijevic, 1968), отражающая кристаллохимическую связь Li с Mg биотита, как утверждал Л. В. Таусон (1961), но не породы в целом.

Наличие корреляционной связи между содержанием калиевого полевого шпата в породе, с одной стороны, и фтора и рубидия в биотите, с другой (Козлов, Воловикова и др., 1965), является отражением повышенных содержаний рубидия и фтора в биотите из аляскитовых гранитов (см. табл. 10).

Знание подобных корреляционных соотношений между различными группами элементов позволяет устанавливать не только общность или отличие геохимических путей миграции этих элементов, но и отличать первичные содержания от вторичных наложенных, нарушающих характер обычной зависимости.

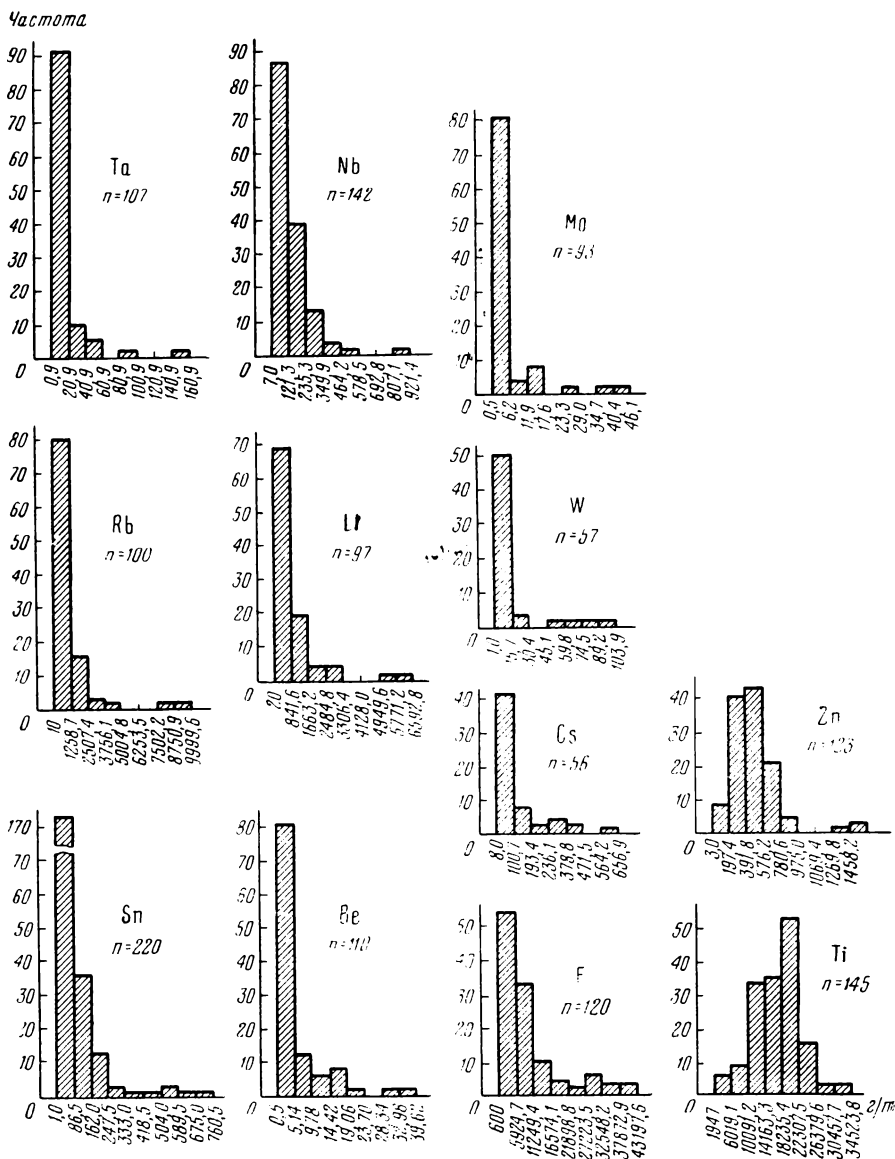


Рис. 2. Гистограммы распределений содержаний редких элементов в биотите гранитоидов

Рассматривая диаграммы частот распределения содержаний редких и рудных элементов в биотитах (рис. 2), можно убедиться, что для подавляющего большинства элементов они обладают резко асимметричным строением. Их

отрицательная асимметрия свидетельствует об устойчивости в биотите низких содержаний редких и рудных элементов.

Следствием резкой асимметрии распределения является несовпадение наиболее часто встречаемых содержаний (см. рис. 2) с вычисленными средними (см. табл. 10). Последние всегда имеют несколько большее значение по сравнению с модой.

Из приведенных гистограмм также видно, что наиболее неравномерно распределены в биотите такие элементы, как Sn, Be, F. Отмечаемые на графиках отдельные высокие содержания Nb, Ta, Mo, W, Sn, Be столь не характерны и эпизодичны, что, вероятней всего, обязаны микровключениям собственных минералов этих элементов. Отличной, близкой к симметричной, формой отличаются гистограммы для Zn и Ti. Для них наиболее часто встречаемые содержания наиболее близки вычисленным средним, а сравнительно симметрично располагающиеся около максимума более низкие и более высокие содержания свидетельствуют о закономерном изменении состава биотита в зависимости от условий его образования.

5. Необходимость и важность значения средних содержаний редких элементов в биотитах становится особенно наглядной при попытках использовать этот минерал, как индикатор возможной рудоносности гранитов.

Обычно указывается, что повышенные содержания рудных и редких элементов в биотите являются характерным признаком подобных гранитов. Однако, учитывая, что биотит является главным минералом-носителем и минералом-концентратором для многих из этих элементов, можно предположить, что в отдельных случаях будет характерна и обратная зависимость. Есть ряд данных, свидетельствующих о том, что биотиты из рудоносных гранитов обладают повышенным содержанием рудных или редких элементов.

В биотитах из танталовых гранитов содержание Ta (24 г/м) и Nb (234 г/м) (Залашкова, Ситнин, 1967) в 1,5—2 раза выше по сравнению с полученными нами средними значениями.

Имеются работы (Ситнин, 1966), показывающие, что биотиты из гранитоидов, с которыми генетически связаны пегматитовые или гидротермально-пневматолитовые рудопоявления Ta, характеризуются более высокими содержаниями Ta (13—33 г/м), чем биотиты нерудоносных гранитов, содержащие 4—7 г/м .

Биотиты из ниобий-фтороносных гранитов Восточного Забайкалья характеризуются весьма высокими содержаниями F — 19 500 г/м и Nb — 2450 г/м (Гребенников, 1968). Содержание последнего в 17 раз превышает среднее.

Л. В. Барсуков (1957) отметил, что биотиты оловянных гранитов содержат олова от 80 до 400 г/м , в то время как биотиты из гранитов, с которыми подобное оруденение не связано, содержат его меньше — 30—50 г/м . Содержание Sn в биотитах из неоловняных гранитов Чукотки (2 определения) 11 г/м , а из оловянных (2 определения) — 55 г/м (Лугов, 1964). Аналогичная зависимость отмечалась и в Восточном Забайкалье, где биотит из неоловняных гранитов содержит в среднем (7 определений) 12,9 г/м Sn, а из оловянных (18 определений) — 81,2 г/м Sn (Иванова, Бутузова, 1968).

В отношении содержания Be в биотите гранитоидов имеются сведения о том, что в гранитах Северо-Востока СССР биотит из гранитоидов бериллоносных интрузивов нередко характеризуется повышенным (до 8 г/м) содержанием Be (Некрасов, 1966). По данным Н. П. Заболотной и др. (1962), содержание Be в биотите бериллоносных интрузивов в 1,5—2 раза превышает содер-

жение этого элемента в граните, т. е. коэффициент концентрации этого элемента выше среднего, который равен 0,9 (см. табл. 19).

Для французского центрального массива также указывалось, что бериллоносные граниты отличаются от небериллоносных большим содержанием в биотите Li, Sn и Be. Аналогичные примеры можно привести и для других элементов.

В интрузивах южной части штата Аризона, с которыми пространственно и генетически связаны медные месторождения, содержание Cu в биотите достигает 10 000 г/т, в то время как в биотитах из пород, расположенных вне видимой связи с медными рудопоявлениями, до 200 г/т. На основании этого делается вывод, что аномальные концентрации Cu в биотите представляются более чувствительным показателем наличия медной минерализации, чем содержание Cu в самих породах (Lovering и др., 1970).

Имеются, однако, не менее многочисленные данные, свидетельствующие о том, что биотиты рудоносных гранитоидов содержат в ряде случаев меньше соответствующего элемента по сравнению со средним.

Биотиты из гранитов Эльджуртинского массива (Северный Кавказ), с которыми пространственно связано вольфрам-молибденовое месторождение, характеризуются несколько пониженным содержанием Mo (68 определений) — 2,8 г/т — по сравнению со средним — 6,0 г/т, и более низким содержанием W (30 определений) — 1,4 г/т — по сравнению со средним — 7,2 г/т.

По данным А. А. Ситнина (1966), граниты, биотиты которых содержат 13—33 г/т тантала, являются рудоносными в отношении этого элемента. Однако в гранитах Гиссара, с которыми неизвестны рудопоявления тантала, биотит содержит тантал в аналогичных количествах — 18—30 г/т (Могаровский, Мельниченко, 1968).

Гранитоиды Мегри-Ордубадского плутона (Демин и др. 1968), с которыми генетически связано медно-молибденовое месторождение, содержат молибдена в 2,5 раза меньше вычисленного среднего — 2,3 г/т (11 определений) и меди в 3 раза меньше — 13,6 г/т (9 определений).

Биотит в гранитах из зон бериллиевого оруденения содержит мало Be, а самые высокие его содержания характерны для образцов биотита, взятых вне зоны редкометального оруденения (Jedwab, 1956).

Была сделана попытка использовать содержание F в биотите в качестве индикатора при оценке массивов с точки зрения их хрусталеносности и флюоритоносности. Согласно полученным результатам биотит из гранитов Кентского массива содержит F 1000—5000 г/т. Это содержание рассматривается как высокое, что косвенно указывает на наличие в рассматриваемом массиве флюорита (Лукашев, 1969). Однако приведенные цифры почти в 3 раза ниже вычисленного среднего содержания F в биотите и именно это, возможно, обеспечило значительное накопление F в пегматитовую стадию.

Подобные несколько противоречивые данные свидетельствуют о том, что связь между рудоносностью гранита и содержанием в биотите рудного элемента носит сложный характер. Это можно проиллюстрировать на примере тантала и ниобия, для которых биотит является главным среди породообразующих минералов носителем и концентратором.

Высказывалось мнение, что повышенные содержания Ta и Nb в биотитах являются положительным признаком при определении перспектив потенциальной танталоносности гранитоидных комплексов (Ситнин, 1966; Аношин и др., 1970). Однако при этом следует учитывать тот факт, что в нерудоносных гранитах с биотитом связана основная часть ниобия, а в танталоносных гранитах

только незначительная. Основная же его часть входит в состав аксессуарных минералов — стрюверита, эвксенита, колумбит-танталита, количество которых в этих гранитах увеличивается.

В то же время возможность к образованию собственных минералов Ta и Nb в гранитах или пегматитах будет наиболее оптимальна в тех случаях, когда условия для рассеяния этих элементов в биотитах будут минимальны. В плюмазитовых гранитоидах, где нет сфена, а биотиты характеризуются высоким содержанием алюминия, изоморфное рассеяние Nb и Ta ограничено, что весьма благоприятствует образованию этими элементами собственных минералов (Павленко и др., 1960).

Ограниченное рассеяние Ta и Nb в биотите и низкое содержание последнего в породе делает возможным появление аксессуарных тантало-ниобатов в лейкократовых гранитоидах, содержащих эти элементы в количествах, близких к кларковому или даже ниже их (Подольский и др., 1965).

Было также установлено, что между содержанием Nb и Ta в биотите и количеством минералов этих элементов в граните часто наблюдается обратная зависимость: повышенному содержанию Nb в биотите соответствует пониженное содержание тантало-ниобатов в граните (Ляхович, 1965). Эта обратная зависимость вырисовывается и при сравнении средних содержаний Ta и Nb в биотитах со средним содержанием в гранитоидах тантало-ниобатов и аксессуарных минералов титана. В частности, в обогащенных минералами этих элементов лейкократовых и аляскитовых гранитах содержание в биотитах Ta ниже, а Nb незначительно выше среднего (табл. 26).

Т а б л и ц а 26

Зависимость между средними содержаниями Ta и Nb в биотите гранитоидов и количеством в последних собственных минералов этих элементов, $г/т$

Порода	Ta	Nb	Nb : Ta	Тантало-ниобаты	Сфен, ильменит
Диориты, кварцевые гранодиориты	9,8 (38)	93,4 (71)	9,6	0,67 (26)	3507,4 (26)
Граниты биотитовые	16,8 (168)	148,1 (207)	8,9	5,29 (107)	1124,0 (107)
Граниты лейкократовые и аляскитовые	14,2 (37)	198,2 (48)	14,0	43,53 (36)	258,4 (36)
Гранитоиды интрузивные	15,3 (243)	143,6 (326)	9,5	12,72 (169)	1306,3 (169)
Гранитоиды автохтонные	21,2 (26)	191,7 (31)	9,0	0,56 (10)	1870,8 (10)

В пегматитах, в тех случаях когда они содержат микролит, содержания в биотите Nb и особенно Ta оказываются сильно пониженными и составляют соответственно 160 и 7 $г/т$ (Полевских и др., 1970).

Анализ данных по гранитам различных регионов также показывает, что в тех случаях, когда содержание Nb и Ta в биотите превышает среднее значение, содержание тантало-ниобатов в граните часто ниже среднего, и наоборот.

Так, среди биотитовых гранитов Советского Союза наиболее обогащены Nb и Ta биотиты из гранитов Дальнего Востока, Восточного Забайкалья и Узбекистана (см. табл. 11). В то же время для биотитовых гранитов этих регионов не характерны повышенные содержания тантало-ниобатов (Ляхович, 1967₁). Наиболее богатые тантало-ниобатами граниты Горного Алтая, Казахстана и Тувы содержат биотит, в котором количество Nb незначительно, а содержание Ta в 1,5—2 раза ниже среднего.

Равным образом и в бедных тантало-ниобатами докембрийских гранитах биотиты характеризуются очень высоким содержанием Nb и Ta (см. табл. 26).

Наблюдения показывают, что в гранитоидах, рудоносных на Nb и Ta, эти элементы входят главным образом в минерал конечного этапа кристаллизации — биотит. В нерудоносных гранитах основная масса Nb и Ta связана с минералом раннего этапа кристаллизации — сфеном (Кузьмин, 1966). То же характерно и для олова (Петрова, Петров, 1965).

Кроме того, повышенные содержания рудных и редких элементов в биотите не обязательно отражают первоначальную «геохимическую специализацию» гранитной магмы. Эти повышенные содержания могут возникнуть и из обычной «неспециализированной» магмы. Судя по литературным данным (Петрова, Легайдо, 1965; Козлов, 1966), рудоносные редкометалльные интрузии в отличие от нерудоносных характеризуются значительно увеличивающимся содержанием рудных элементов в лейкократовых дифференциатах, что указывает на высокую степень накопления этих элементов в продуктах дифференциации подобных интрузий. В то же время в нерудоносных интрузиях содержания рудных и редких элементов от меланократовых к лейкократовым дифференциатам убывают.

Степень накопления редких элементов в биотитах вообще и в биотитах поздних фаз многофазных интрузивов в особенности может явиться признаком, позволяющим оценивать потенциальную рудоносность интрузий, так как она отражает тенденцию рудного вещества накапливаться к поздним этапам кристаллизации.

В биотите оловоносных гранитов кульбейского комплекса Восточного Забайкалья коэффициент концентрации олова в биотите (28,0) выше среднего значения (25,5) и значительно превышает коэффициент концентрации олова в биотите неоловоносных гранитоидов Шахтинского комплекса того же района, где он равен 1,8 (Таусон и др., 1966).

Определенным признаком, отражающим характер поведения рудного элемента, может быть его доля, приходящаяся на биотит. Так, в оловоносных гранитах Восточного Забайкалья на долю биотита приходится 70% общего олова породы, а в неоловоносных — 13% (Легайдо, 1967). Более того в неоловоносных гранитах Джидинского комплекса доля олова от общего содержания в породе, приходящаяся на биотит, уменьшается от 8—9% в биотите из гранитов I фазы до 4,3% в биотитах из гранитов III фазы (Петрова, Легайдо, 1965).

Отражение биотитом высоких или низких содержаний в магме рудных и редких элементов свидетельствует о том, что он является надежным геохимическим индикатором. Однако рассматривая рудогенерирующую способность гранитной магмы как процесс, приводящий к накоплению первоначально рассеянных в ней рудных и редких элементов в поздних пегматитовых или гидротермальных образованиях, следует отметить, что отражением этого накопления рудных и редких элементов является образование ими собственных минералов в магматическую стадию формирования массивов. В этом свете приведенный материал свидетельствует о том, что биотит не всегда может быть прямым индикатором рудоносности гранита, так как часто наблюдается обратная связь между содержанием в биотите редких элементов и количеством собственных минералов этих элементов в граните. Известным подтверждением этого являются результаты, изложенные в последних работах по геохимии гранитоидов Дальнего Востока и Чукотки. В них указывается, что в биотите гранитоидов, рудоносных на вольфрам, молибден и олово, содержание этих элементов значительно повышено по сравнению с биотитом нерудоносных гранитоидов

(Недашковский и др., 1970; Левашов и др., 1970; Иванов и др., 1970). Представление о наблюдаемых отличиях дают данные табл. 27.

Таблица 27

Статистические оценки * содержаний редких и рудных элементов
в биотите рудоносных (1) и безрудных (2) гранитоидов Дальнего Востока
(Говоров и др., 1970)

Элемент		n	$\bar{x}$, г/т	σ^2
Sn	1	107	166,0	24 652,0
	2	257	21,0	350,0
W	1	83	10,0	74,4
	2	76	1,8	1,61
Mo	1	76	8,5	155,4
	2	91	1,5	1,9
Nb	1	58	398,0	26 431,0
	2	60	112,0	3289,0
Ta	1	58	27,8	45,8
	2	60	16,0	12,84
Be	1	72	9,5	66,33
	2	80	2,1	3,02

* Здесь и далее: n — число анализов; $\bar{x}$ — среднее арифметическое; σ^2 — стандартное отклонение.

С другой стороны, из тех же работ, весьма насыщенных аналитическим материалом, следует, что биотиты из гранитоидов, с которыми связаны олововольфрам-молибденовые рудопроявления, характеризуются большим диапазоном колебания содержаний этих элементов: W — от 0,8 до 160,0 г/т; Mo — от 0,5 до 60,0 г/т (Левашов и др., 1970); Sn — от преобладающих 14—30 г/т до встречающихся значительно реже 100—140 г/т (Иванов и др., 1970). Такие высокие содержания, вероятно, обязаны микровключениям собственных минералов этих элементов, что в свою очередь могло сильно исказить полученные цифры средних содержаний (см. табл. 27).

Однако в случае измененных гранитоидов, когда мог иметь место привнос значительного количества редких элементов, возможно наличие и прямой зависимости. Это тем более вероятно, что в ряде случаев повышенные содержания Sn и Zn были определены в биотите гранитоидов, подвергшихся наложенной минерализации этими элементами (Haack, 1969).

Высокая насыщенность биотита фтором является более реальным индикатором, так как отражает количество летучих, оказывающих непосредственное

влияние на потенциальную рудоносность отщепляющихся растворов. Поэтому концентрация F в биотитах, сопровождающаяся снижением показателей преломления, может явиться индикатором, позволяющим судить о потенциальной рудоносности гранитов (Потапьев, 1964; Козлов и др., 1965). В связи с этим следует отметить, что биотиты из гранитов трещинных интрузивов нередко обладают умеренной или низкой железистостью (Виноградов, 1965; Литвинов, 1966), что, возможно, объясняется повышенным содержанием в них F. Богатство гранитов трещинных интрузивов флюоритом и частая приуроченность к ним редкометальных месторождений (Ляхович, 1968) позволяет рассматривать эту особенность биотитов как один из признаков рудоносных гранитоидов.

Приведенные средние содержания показывают, что биотитовые концентраты могут быть источником многих рудных и редких элементов. Совершенно справедливо указывалось, например, что флотационные слюдяные концентраты могут рассматриваться как дешевый источник попутного получения Li и Cs (Гинзбург и др., 1969).

6. Особенности состава биотита могут быть использованы при выяснении генезиса гранита. Можно привести ряд примеров, показывающих возможные пути решения этого вопроса.

Говоря о своеобразии биотитов из автохтонных метасоматических гранитов, следует отметить интересные результаты изучения политипных модификаций слюд гранитоидов. Они показали, что в интрузивных гранитоидах биотит представлен преимущественно политипом 1M, а в автохтонных метасоматических гранитах — 2M₁ (Тепикин, 1967; Павлишин, 1966).

В отношении петрогенных элементов сравнительно давно было установлено, что биотиты докембрийских гранитов, нередко имеющих автохтонное происхождение, обладают меньшей величиной общей железистости по сравнению с биотитами из посттектонических, часто трещинных интрузивных гранитов (Половинкина и др., 1954; Виноградов, 1965).

Биотиты из докембрийских гранитов юго-западной части Карелии обладают повышенной глиноземистостью, характерной для пород метасоматического происхождения, а также и низкой железистостью, близкой к железистости метаморфических и гранитизированных основных пород. Перечисленные признаки позволяют считать, что эти гранитоиды имеют метасоматическое происхождение (Лобач-Жученко, Яскевич, 1966).

И, наконец, в последних работах были установлены различия в составе биотита, с одной стороны, из щелочно-известковых, щелочных и существенно калиевых гранитов магматического происхождения и, с другой, из метасоматических гранитов, кристаллических сланцев, гнейсов и кислых чарнокитов. На треугольной диаграмме $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2) - (\text{FeO} + \text{MnO}) - \text{MgO}$ биотиты первой группы пород отличаются повышенным содержанием $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ и пониженным MgO. На треугольной диаграмме $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{общее Fe}$ в форме FeO — биотиты магматогенных гранитов занимают поле, характеризующееся повышенной железистостью и пониженной магнезиальностью (Gokhale, 1968).

При решении генетических вопросов рассматриваются и редкие элементы биотитов. Так, близость содержаний элементов-примесей в биотитах осадочно-метаморфических пород архея и древних гнейсовидных гранитов Восточного Забайкалья указывает на их вероятное образование в результате процессов ультраметаморфизма этих толщ (Ескин и др., 1962).

Данные табл. 28 позволяют убедиться в существенных отличиях содержаний редких элементов в биотитах двух генетически отличных групп гранитоидов.

Биотиты автохтонных гранитоидов содержат больше Nb, Ta, Zr, TR, Ga, Rb, т. е. элементов, которые или содержатся в большем количестве в песчано-сланцевых породах, или обычно накапливаются в метасоматически измененных породах. В то же время в биотите автохтонных гранитов содержание большинства рудных элементов — W, Mo, Sn, Zn, Cu, Bi — понижено. Понижены содержания и таких редких элементов, как Cs, Sc, Be и Th. Если среднее содержание последнего в биотите интрузивных гранитов Северо-Востока СССР (7 определений) составляет 185 г/т, то в биотите автохтонных гранитов (5 определений) 14,4 г/т.

Таблица 28

Средние содержания редких и рудных элементов в биотите гранитоидов различного генезиса, г/т

Элемент	Гранитоиды		
	интрузивные	автохтонные	габбровой формации
Bi	1,8 (12)	1,6 (2)	—
Sn	76,5 (396)	25,0 (7)	—
Li	916,4 (297)	933,5 (46)	44,6 (7)
Cs	107,1 (159)	32,3 (13)	—
Sc	61,2 (73)	16,8 (9)	—
F	15 567,6 (185)	6183,3 (18)	—
Ni	152,8 (121)	35,4 (137)	—
Co	46,8 (51)	32,0 (137)	—
Th	157,0 (9)	14,4 (5)	—
Zn	480,7 (111)	420,4 (27)	232,0 (5)
Ti	17 517,8 (204)	133,85 (52)	49 000,0 (1)
Nb	143,6 (326)	191,7 (31)	—
Mo	6,0 (137)	3,3 (8)	—
Rb	1 054,2 (308)	1480,7 (40)	157,1 (7)
V	198,0 (5)	160,0 (4)	—
W	7,2 (73)	5,6 (4)	—
Ta	15,3 (243)	21,2 (26)	—
Cr	91,6 (6)	40,0 (3)	—
Tl	5,1 (33)	5,6 (9)	—
U	11,2 (12)	3,9 (4)	—
Ga	61,0 (19)	141,7 (6)	—
TR	1 006,2 (23)	600,0 (1)	—
Cu	45,0 (20)	31,8 (4)	—
Be	4,9 (137)	1,8 (3)	—
Zr	122,1 (18)	640,0 (2)	—
Sr	141,2 (18)	—	26,5 (2)

Среднее содержание в биотите автохтонных чудново-бердичевских гранитов Украины (4 определения) Sn — 15 г/т, Mn — 0,8 г/т, Be — 1,7 г/т, что в 3—7 раз ниже средних содержаний для этих элементов (см. табл. 10).

Полученные данные по содержанию Ga в биотитах свидетельствуют о том, что биотиты интрузивных гранитоидов содержат в 2 раза меньше Ga, чем биотиты автохтонных гранитов (см. табл. 28). Это может быть следствием более высокого содержания Ga в сланцах по сравнению с кислыми породами.

В биотитах автохтонных гранитов понижено содержание Cr, Ni, Co, V, хотя в биотите из сланцев содержание этих элементов значительно выше, чем в биотите из интрузивных гранитоидов. Возможно это связано со своеобразием процесса гранитизации, сопровождающегося отгоном ряда элементов, возможно — с их дифференциацией в условиях различных стадий метаморфизма.

Действительно, содержание петрогенных и редких элементов в биотите во многом определяется степенью метаморфизма включающей его породы. Многочисленные работы свидетельствуют о повышении содержания Ti в биотите параллельно с возрастанием степени метаморфизма вмещающей породы (Закруткин и др., 1968). Увеличение содержания Ti сопровождается линейным уменьшением содержания других октаэдрически связанных катионов Al^{3+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} (Kwak, 1968). Установлено также, что наблюдается пропорциональная связь между железистостью биотитов и породы, в то время как между титанистостью биотитов и общим содержанием TiO_2 в породе этого не наблюдается (Бойко и др., 1967).

В биотите из метаморфических пород с увеличением степени метаморфизма уменьшается содержание Zn (Петров и др., 1965) Li и Cs, в то время как содержание Rb увеличивается (Нагайцев и др., 1966). В метаморфических породах Македонии содержание Rb в слюдах близко к кларку для земной коры, Li — обычно не превышает 65 г/т, а Cs почти не наблюдается в сланцах и только в альбитизированных гнейсах его содержание составляет 32—115 г/т (Stojanov, 1968). В этом случае содержания Li, Rb и Cs в слюдах из метаморфических пород значительно ниже, чем в биотитах из интрузивных гранитоидов, и может служить одним из доказательств, позволяющих отличать интрузивные гранитоиды из автохтонных.

Что касается биотитов гранитоидов, формирование которых связано с основной магмой, то состав их также отличается от состава биотитов интрузивных гранитоидов. Так, биотиты из гранитоидов Амуджикано-Шахтаминского типа, образовавшиеся в результате ассимиляции основной магмой кислых пород отличаются высокой магнезиальностью и повышенным содержанием титана. Биотиты из гранитоидов Кукульбейского типа, являющиеся производными кислой палингенной магмы, характеризуются пониженной магнезиальностью и повышенным содержанием SiO_2 , Al_2O_3 , а также Mn, Li и F (Литвинов, 1966).

Исследования, проведенные на Урале, позволили установить, что мало-железистый биотит с содержанием Ti до 17 700 г/т широко развит в гранитоидах гранитной формации, а среднежелезистый биотит с содержанием Ti до 49 000 г/т характерен для гранитоидов базальтоидной формации (Жуйкова, 1965). Зная среднее содержание Ti в биотите из гранитоидов гранитной формации (17 515 г/т), можно сказать, что приводимые цифры действительно являются сильно повышенными.

Позже на примере гранитоидов Урала было показано (Бушляков, 1962₂), что биотиты гранитоидов, возникших при селективном плавлении силла, по составу (высокая глиноземистость) сходны с биотитами из пелитовых гнейсов. В то же время биотиты из гипабиссальных гранитоидов, формирование которых тесно связано с основным вулканизмом, характеризуются большей титанистостью.

Содержание редких и рудных элементов в биотите гранитоидов габбровой формации обычно сильно понижено.

В структуре Большого Кавказа отчетливо выделяются гранитоидные комплексы, биотиты которых обогащены Nb, Ta или Sn. Исключение составляют биотиты из каледонских гранитоидов Уруштенского комплекса, которые содержат эти элементы в значительно меньшем количестве и считаются продуктом дифференциации базальтовой магмы (Одикадзе, 1967₂). Определенные отличия в содержании редких элементов наблюдаются в биотитах из гранитоидов Урала, относящихся к различным генетическим группам.

По данным Г. Б. Ферштатера и других исследователей (1969), биотиты из гранитоидов гранитной формации содержат в среднем (в g/m): Rb — 1706; Sr — 9,3; Pb — 12,2, в то время как биотиты из гранитоидов габбровой формации — соответственно 1300; 26,0 и 50,5 g/m . Однако, если данные по Rb и Sr отвечают их более высоким содержаниям в кислой и основной магме соответственно, то данные по содержанию в биотите свинца, вероятно, ошибочны, так как было установлено (Знаменский, Троянова, 1968), что гранитоиды габбровой и гранитной формаций сильно отличаются по содержанию свинца: первые содержат его в 6—9 раз меньше.

По нашим данным, биотиты гранитоидов габбровой формации содержат значительно меньше цинка, лития и рубидия, чем биотиты из интрузивных гранитоидов (см. табл. 14), отражая тем самым геохимические особенности кислой и основной магм.

Гистограммы частот распределения содержаний редких и рудных элементов в биотитах показывают для большинства их сходную картину — сильно выраженную отрицательную асимметрию и эксцессивность, свидетельствующую об устойчивом преобладании низких содержаний того или иного элемента (см. рис. 2).

На этом фоне изредка встречающиеся высокие содержания Ta и Nb, Mo и W выглядят необычно и, по-видимому, обязаны микровключениям собственных минералов этих элементов. Для Sn и F наличие высоких содержаний фиксируется значительно чаще и, по-видимому, отражает не только концентрацию этих элементов, но и изменяющуюся изоморфную емкость биотита в зависимости от кислотности — щелочности среды минералообразования.

Распределение содержаний Ti и геохимически сходного с железом Zn близко к нормальному и свидетельствует о равномерном насыщении кристаллических решеток биотита этими элементами.

Г л а в а IV

МУСКОВИТ

Мусковит — характерный минерал позднемагматического этапа кристаллизации. В двухслюдяных и мусковитовых гранитах его содержание колеблется от 2—3 до 8—10 об. %. В большем количестве он присутствует в грейзенизированных гранитах, где его появление в значительной мере связано с фтористым метасоматозом полевых шпатов.

Для мусковита характерны следующие изоморфные замещения: $\text{OH} \leftarrow \text{F}$, $\text{K} \leftarrow \text{Rb}$, Cs , Ba ; $\text{Al} \leftarrow \text{Cr}$, V , Ti , Sn , Nb , Ta , Li . Возможно, однако, что литий занимает вакантные октаэдрические положения предпочтительнее, чем замещает алюминий.

В общем балансе на долю мусковита иногда приходится значительная часть редких элементов гранитоидов. В мусковитовых гранитах Восточного Забайкалья, например, установлено, что основным носителем Nb и Ta является мусковит, в котором сосредоточено 98—99% ниобия и 92—94% тантала от их общего содержания в граните (Кузьменко, 1961). В Северо-Западном Забайкалье в неизмененных гранитах большая часть Mo и Be содержится в полевых шпатах, а в грейзенизированных — в мусковите (Зилов и др., 1963). Если в неизмененных гранитах носителем основной массы Rb является калиевый полевой шпат, то в грейзенизированных гранитах роль главного носителя переходит к мусковиту, в котором заключено до 66% Rb породы (Залапикова, 1960). Для других элементов значение мусковита, как минерала-носителя, значительно скромнее. В альбитизированных и грейзенизированных гранитоидах Приазовья на долю мусковита приходится 4—13.5% общего содержания Ga в породе (Мищенко и др., 1966).

При выводе средних содержаний было использовано 904 частных определений рудных и редких элементов в мусковите, из которых 670 анализов заимствовано из литературы.

Особенности содержания редких и рудных элементов в мусковите гранитоидов

Особенности содержания редких и рудных элементов рассматриваются в мусковите по мере убывания их концентрации (табл. 29).

О л о в о. Среднее содержание 339,2 г/т, коэффициент концентрации 113.

Весьма высокий коэффициент концентрации свидетельствует о значительной концентрации Sn в той среде, из которой выделялся мусковит. Несколько более высокое содержание Sn в мусковитах (38 определений) — 397,8 г/т — приводят Л. Х. Аренс и У. Р. Либенберг (1952).

Средние содержания редких и рудных элементов в мусковите гранитоидов и некоторых других пород, $г/м$

Элемент	Граниты		Жильные породы			Метаморфические породы	
	двуслюдяные	грейзенизированные	аплиты	пегматиты	кварцевые жилы	гнейсы	сланцы
Sn	339,2 (36)	343,7 (7)	320,0 (1)	260,0 (10)	1000,0 (1)	—	—
Cs	518,1 (82)	105,0 (4)	100,0 (1)	78,3 (6)	165,0 (2)	—	—
Mo	80,8 (5)	—	—	—	—	—	—
Li	2 677,2 (115)	870,0 (5)	505,0 (2)	379,2 (13)	1125,0 (2)	—	—
W	30,4 (13)	130,0 (2)	65,0 (1)	20,8 (12)	68,0 (1)	20,0 (3)	—
Rb	2 898,6 (117)	1948,0 (5)	1055,0 (2)	1120,0 (13)	1220,0 (2)	—	—
F	10 760,0 (10)	—	—	1390,0 (38)	—	—	890,0 (11)
Ga	210,5 (6)	—	—	77,4 (16)	—	—	97,0 (2)
Ta	31,8 (77)	6,1 (5)	45,0 (2)	27,2 (6)	27,0 (1)	—	4,92 (1)
Be	47,4 (30)	6,5 (1)	—	9,2 (57)	—	—	—
Nb	160,8 (79)	36,2 (5)	192,0 (1)	200,7 (6)	91,0 (1)	—	4,2 (1)
Tl	5,1 (10)	4,7 (1)	4,5 (1)	4,3 (4)	8,2 (1)	—	—
V	94,0 (2)	—	—	90,0 (1)	—	—	144,0 (1)
Au	0,0086 (2)	0,01 (1)	—	0,02 (1)	—	—	—
TR	645,0 (2)	—	—	—	—	—	—
Ti	3 401,8 (24)	—	1770,0 (1)	2700,0 (1)	—	—	7220,0 (8)
Pb	4,3 (3)	—	—	20,0 (1)	—	—	—
In	0,06 (2)	—	—	—	—	—	—
Cr	156,0 (1)	—	—	—	—	—	224,0 (5)
Ni	15,0 (1)	—	—	—	—	—	13,6 (5)
Co	46,0 (1)	—	—	—	—	—	3,9 (5)

Среднее содержание Sn в мусковите из гранитоидов Кавказа (66 определений) — 266 $г/м$ (Одикадзе, 1967) — ниже вычисленного и подтверждает геохимическое своеобразие гранитоидов этого района. В мусковите из грейзенизированных гранитов содержание Sn составляет 343,7 $г/м$. Отчетливый привнос Sn, сопровождающий мусковитизацию биотита, отмечался и в гранитах Казахстана (Ганеев и др., 1961). Среднее содержание Sn в мусковитах из гранитов здесь иногда в 2 раза выше, чем в биотите из неизмененных гранитоидов (Соболев и др., 1968).

Мусковит из аплитов и особенно из пегматитов содержит меньше Sn, чем мусковит из гранитов (см. табл. 29). Ранее отмечалось, что, если наблюдается обогащение оловом слюд из пегматитов, то в данном районе могли образоваться и оловянные месторождения; низкое же содержание Sn в мусковите показывает, что район, вероятно, лишен таких месторождений (Аренс, Либенберг, 1952). Позже на примере Казахстана было установлено, что в мусковите из пегматитов гранитных массивов, с которыми связано оловянное оруденение, содержание Sn значительно выше, чем в мусковите из пегматитов нерудоносных массивов (табл. 30).

Подобные наблюдения свидетельствуют о том, что тенденция рудного вещества к накоплению в поздних продуктах, в данном случае олова в позднем мусковите пегматитов, может рассматриваться как определенный признак проявления рудогенерирующей способности гранитной магмы.

Есть данные, показывающие, что содержание Sn в мусковите изменяется в зависимости от времени выделения, что позволяет рассматривать мусковит,

Содержания Sn и Ga в мусковите гранитных пегматитов Казахстана, $г/т$

(Ганеев и др., 1961)

Элемент	Массив	Мусковит	
		крупночешуйчатый	мелкочешуйчатый
Sn	Караоба	580	1240
	Акчатау	20	210
	Джанет	30	50
Ga	Караоба	87	113
	Акчатау	56	110
	Джанет	30	57

как надежный индикатор степени концентрации олова в среде минералообразования. Действительно, в гранитах Северо-Востока СССР (Некрасов, 1966) содержание Sn в мусковите из грейзенизированных гранитов (44,3—129,6 $г/т$) значительно выше, чем в мусковите из двуслюдяных гранитов (6,5 $г/т$).

Мусковиты из гранитных пегматитов Казахстана содержат различное количество Sn и Ga в зависимости от времени выделения этого минерала. Мелкочешуйчатые поздние мусковиты содержат их значительно больше, чем крупночешуйчатые (см. табл. 30).

В рудоносных мусковитовых гранитах Восточного Забайкалья главным концентратором Sn является мусковит, содержащий его от 180 до 1100 $г/т$ (Иванова, 1969). Последнее, вероятно, связано микровключениям касситерита, тем более, что количество Sn в мусковите, развивающемся по биотиту, выше, чем у исходного биотита.

Ц е з и й. Среднее содержание 518,1 $г/т$, коэффициент концентрации 103,6.

По сравнению с мусковитами из двуслюдяных гранитов, мусковиты из грейзенизированных гранитов и жильных пород содержат Cs в 3—7 раз меньше (см. табл. 29). Литературные данные свидетельствуют о значительном обогащении цезием мусковита поздних генераций по сравнению с более ранними — с 160 до 220 $г/т$ (Слепнев, 1961).

В мусковите из кварцевых жил содержание Cs значительно ниже. При этом устанавливается любопытная закономерность: мусковиты из берилл-кварцевых жил содержат в среднем (33 определения) меньше Cs — 8 $г/т$, чем мусковит из вольфрамит-кварцевых жил — 11 $г/т$ (Павлова и др., 1961). Это объясняется тем, что цезий предпочтительнее накапливается в берилле (примерно в 9 раз больше, чем в мусковите), и поэтому минералы, возникшие в одной парагенетической ассоциации с бериллом, будут обеднены цезием за счет его избирательного «захвата» растущими кристаллами берилла.

М о л и б д е н. Среднее содержание 80,8 $г/т$, коэффициент концентрации 80,8.

В метасоматическом мусковите, развивающемся по биотиту, содержание Mo понижается до значения меньше 0,2 $г/т$ (Иванова, 1969), что свидетельствует о его выносе в процессе изменения минерала.

Л и т и й. Среднее содержание 2677 $г/т$, коэффициент концентрации 67.

Мусковиты из грейзенизированных гранитов содержат Li в среднем 870 $г/т$, что, возможно, связано с образованием этим элементом собственных минералов — амблигонита или сподумена.

Мусковиты из жильных пород (аплитов, пегматитов, кварцевых жил), связанных с гранитами, содержат Li в 2,5—5 раза меньше, чем мусковиты двуслюдяных гранитов, что отражает рассеяние главной массы этого элемента в процессе кристаллизации самого гранита. Это подтверждается данными по содержанию Li в мусковитах из различных типов пегматитов (Мануйлова и др., 1966; Солодов и др., 1968).

Мусковиты из берилл-кварцевых и вольфрамит-кварцевых жил содержат лития значительно меньше — в среднем (33 определения) соответственно 750 и 310 г/м (Павлова и др., 1961).

В мусковитах из измененных гранитов Украины содержание Li превышает среднее и составляет 3000 г/м, а в сосуществующих с ним биотитах 2080—2400 г/м (Куц и др., 1963).

В о л ь ф р а м. Среднее содержание 30,4 г/м, коэффициент концентрации 20.

Более высокие содержания W отмечаются в мусковите из кварцевых жил и особенно из грейзенизированных гранитов, где они достигают 130 г/м. Аналогичное поведение вольфрама отмечалось и в гранитах Восточного Забайкалья. Здесь мусковит двуслюдяных гранитов, образовавшийся за счет биотита, содержит от 10 до 150 г/м вольфрама. В мусковитовых гранитах максимальные количества W приходится также на мусковит, содержащий его в среднем 20—100 г/м. Однако наиболее высокие содержания W установлены в мусковите из кварц-мусковитовых грейзенов — 120 и 510 г/м. Минералогические исследования показали, что высокие содержания W объясняются наличием микровключений вольфрамитов (Иванова, 1969).

В юго-восточном Алтае содержание W в мусковите грейзенизированных гнейсов и пегматитов непостоянно — от 6 до 80 г/м. Детальные исследования также показали, что он находится в слюде в виде микроскопических включений шеелита (Михалева и др., 1968).

Р у б и д и й. Среднее содержание 2899 г/м, коэффициент концентрации 14,5.

В жильных породах, связанных с гранитоидами, содержание Rb в 2 раза ниже среднего, однако накопление Rb в позднемагматический период становления интрузивов фиксируется по более высокому его содержанию в мусковите поздних генераций по сравнению с более ранними: с 470 до 4100 г/м (Слепнев, 1961).

В мусковите из измененных гранитов Украины содержание Rb значительно больше, чем приведенное среднее, а именно 5000 г/м, что почти в 2 раза превышает его содержание в сосуществующих с ним биотитах, где оно составляет 2880—3300 г/м (Куц и др., 1963). По сравнению с измененными гранитоидами в мусковите из берилл-кварцевых и вольфрамит-кварцевых жил содержание Rb несколько меньше, однако также превышает вычисленное среднее и составляет в среднем (33 определения) соответственно 4500 и 3600 г/м (Павлова и др., 1961).

Ф т о р. Среднее содержание 10 760 г/м, коэффициент концентрации 13,4.

Среднее содержание F в мусковитах из гранитоидов Кавказа (66 определений) — 2700 г/м — значительно ниже приведенного среднего. Эта их особенность прекрасно отражает геохимическую особенность гранитоидов Кавказа — их бедность фтором, — установленную Г. Л. Одикадзе (1967).

В мусковитах из сланцев содержание F в 11 раз меньше, чем в мусковитах из двуслюдяных гранитов (см. табл. 29).

Г а л л и й. Среднее содержание 210,5 г/м, коэффициент концентрации 10.

По сравнению с вычисленным средним содержание Ga ниже в гранитоидах Приазовья — 80 г/т (Марченко и др., 1966) и в горных породах Японии — 123—183 г/т (Нисикава, 1958). Количество Ga в 1,5—2 раза выше среднего в мелкошуйчатом мусковите поздних генераций из пегматитов (см. табл. 30), а также более чем в 2 раза выше в мусковите из альбитизированных и грейзенизированных гранитоидов, где оно может достигать 240—260 г/т (Мищенко и др., 1966). В мусковите из сланцев содержание Ga в 2—3 раза ниже приведенного среднего (см. табл. 29). Пониженные содержания — 84—110 г/т Ga — установлены в мусковите из метаморфических пород Алданского щита (Маркушев и др., 1961).

Т а н т а л. Среднее содержание 31,8 г/т, коэффициент концентрации 9,1.

K вычисленному значению близко среднее содержание Ta в мусковитах из гранитоидов Кавказа (66 определений) — 28 г/т (Одикадзе, 1967₂).

В мусковите из грейзенизированных гранитов тантала значительно меньше, в среднем 6 г/т, что, очевидно, связано с преимущественным вхождением этого элемента в состав различных тантало-ниобатов, количество которых обычно возрастает в грейзенизированных гранитах. Особенно высокие содержания Ta (55 г/т) характерны для мусковитов щелочных гранитов.

По обстоятельным данным Г. Л. Одикадзе (1967₂), среди разновозрастных гранитоидов Кавказа наиболее высоким содержанием Ta (32—50 г/т) обладают мусковиты из позднегерцинских гранитоидов.

Среднее содержание Ta в мусковите из пегматитов несколько меньше среднего, вычисленного для мусковитов гранитоидов (см. табл. 29). В мусковите редкометалльных пегматитов содержание Ta 30 г/т (Слепнев, Мелентьев 1962), а в мусковите из танталоносных пегматитов — до 150 г/т (Одикадзе, 1967₂).

В мусковитах, по сравнению с биотитами, весьма значительно возрастает концентрация тантала относительно ниобия, и отношение Nb : Ta составляет 1 : 5, а в наиболее поздних генерациях мусковита может достигать 1,1 : 1 (Одикадзе, 1967).

Б е р и л л и й. Среднее содержание 47,4 г/т, коэффициент концентрации 8,6.

В двуслюдяных гранитах Калбы мусковит содержит меньше бериллия — в среднем (12 определений) 20,8 г/т (Лукин и др., 1967). В мусковите грейзенизированных гранитов и пегматитов содержание Be в 4—7 раз меньше среднего, что свидетельствует, очевидно, о преимущественном образовании в этих породах собственных минералов бериллия. В процессе выветривания мусковит превращается в иллит. Однако содержания Be в мусковите и продукте его выветривания близки. Следовательно, вынос Be при выветривании мусковита пропорционален общему выносу вещества (Григорьев, 1970).

Н и о б и й. Среднее содержание 160,8 г/т, коэффициент концентрации 8.

Среднее содержание Nb в мусковите из гранитоидов Кавказа (66 определений) 93 г/т (Одикадзе, 1967).

В поздние этапы кристаллизации происходит накопление Nb и его содержание в мусковитах из пегматитов достигает 201 г/т. Аналогичное содержание Nb (200 г/т) приводится для мусковита редкометалльных пегматитов (Слепнев и др., 1962). Более высокое содержание Nb (785 г/т) характерно для мусковитов из щелочных гранитов.

Г. Л. Одикадзе (1967₂) установлено различие в содержании Nb в мусковитах из пегматитов, содержащих и лишенных минералов тантала и ниобия; максимальные содержания Nb (410 г/т) установлены в мусковите колумбитоносных пегматитов Грузии.

Т а л л и й. Среднее содержание 5,1 г/т, коэффициент концентрации 3,4.

По данным табл. 29, содержание Тl в мусковите из грейзенизированных гранитов и пегматитов мало отличается от среднего. Однако эти содержания весьма непостоянны. Имеются данные о том, что в грейзенизированных гранитах содержание Тl в мусковите может достигать 50 г/т, а в сериците — 10 г/т (Иванов, 1959).

Содержание Тl в мусковитах поздних генераций значительно больше, чем в мусковитах ранних, и составляет соответственно 4 и 18 г/т (Слепнев, 1961).

В а н а д и й. Среднее содержание 94 г/т, коэффициент концентрации 2,3.

Мусковиты Яворских гранитов (Судеты) содержат V 107 г/т (Полянский, 1965).

З о л о т о. Среднее содержание 0,0086 г/т, коэффициент концентрации 1,9.

По другим данным (Шербаков и др., 1964), среднее содержание Au в мусковите (7 определений) 0,0038 г/т.

Р е д к и е з е м л и. Среднее содержание 645 г/т, коэффициент концентрации 1,8.

Мусковиты из лейкократовых гранитоидов Акчатаусского массива (Западный Узбекистан) содержат от 700 до 1400 г/т TR_2O_3 (Бабаев и др., 1969). В мусковите из гранитов Верх-Исетского массива, сформировавшегося в результате гранитизации метаморфических толщ, содержание TR_2O_3 составляет 590 г/т (Бушляков, 1969).

Т и т а н. Среднее содержание 3402 г/т, коэффициент концентрации 1,5.

В мусковите из жильных пород — аплитов и пегматитов — содержание Ti заметно уменьшается. В то же время в мусковите из сланцев оно увеличивается более чем в 2 раза (см. табл. 29). Эта особенность содержания Ti в мусковите может быть использована при петрологических построениях.

И н д и й. Среднее содержание 0,064 г/т, коэффициент концентрации 0,25.

Сведения о содержании In в мусковитах весьма малочисленны; он был точно определен (Аренс и др., 1952) в 5 из 38 изучавшихся образцов мусковита и в 3 из 13 образцов лепидолита. Среднее содержание In в мусковитах, полученное теми же авторами, 0,4 г/т. Д. М. Шоу (1959) приводит цифру в 4,5 г/т, что значительно выше более поздних литературных данных; по В. В. Иванову (1963), мусковиты гранитоидов содержат 0,08—0,05 г/т In.

Отмечается (Аренс и др., 1952) определенная связь Sn и In в слюдах: каждый из 7 образцов слюд с относительно высоким количеством In (более 0,42 г/т) содержал также необычно высокие количества Sn.

Сведения о содержании других элементов, приведенных в табл. 29, достаточно скудны.

Индикаторные признаки мусковита гранитоидов

Установлена различная концентрация редких и рудных элементов в мусковите. Наиболее велика она для Sn, Cs, Mo, Li, W, Rb, F, Ga, Ta, количество которых в мусковите в десятки раз превышает содержание этих элементов в граните (табл. 31). Для них мусковит может рассматриваться, как наиболее чувствительный минерал-индикатор.

Средние содержания редких и рудных элементов в мусковите, приведенные в табл. 29, отличаются от ранее известных (табл. 32). Установлены более высокие средние содержания Nb, Ta, Sn, Li, Rb, Cs, Be, причем в мусковите из грейзенизированных гранитов содержание Nb и Ta, а также Li, Rb, Cs и Be меньше, а содержание рудных элементов больше: W (130 г/т) и Sn (344 г/т). Высокие

Коэффициенты концентрации (*K*) редких и рудных элементов в мусковите гранитоидов

Элемент	Среднее содержание, г/т		<i>K</i>	Элемент	Среднее содержание, г/т		<i>K</i>
	в граните (кларк)	в мусковите			в граните (кларк)	в мусковите	
Sn	3,0	339,2	113,1	Tl	1,5	5,1	3,4
Cs	5,0	518,1	103,6	V	40,0	94,0	2,3
Mo	1,0	80,8	80,8	Au	0,0045	0,0086	1,9
Li	40,0	2 677,2	67,0	TR	350,0	645,0	1,8
W	1,5	30,4	20,2	Ti	2300,0	3401,8	1,5
Rb	200,0	2 898,6	14,5	Sc	3,0	4,1	1,4
F	800,0	10 760,0	13,4	Zr	200,0	230,0	1,1
Ga	20,0	210,5	10,5	Zn	0,26	0,065	0,25
Ta	3,5	31,8	9,1	Pb	20,0	4,3	0,2
Be	5,5	47,4	8,6	In	0,26	0,06	0,2
Nb	20,0	160,8	8,0	Sr	300,0	7,5	0,02
U	3,5	17,0	4,9				

содержания W и Sn свидетельствуют о привносе значительной части этих элементов и в значительной мере объясняются присутствием микровключений собственных минералов этих элементов.

Таблица 32

Средние содержания редких элементов в мусковите гранитоидов, г/т

Nb	Ta	Li	Rb	Cs	Sn	Be	Автор или литературный источник
—	—	—	—	—	—	20,8 (12)	Лукин и др., 1967
190 (4)	21 (4)	1630 (4)	2020 (4)	208 (4)	68 (1)	—	Залашкова и др., 1967
70 (2)	—	—	—	—	—	—	Кузьменко и др., 1968
109 (33)	21 (33)	—	—	—	—	—	Ситнин, 1966
—	—	910 (16)	—	—	—	24,8 (15)	Пентельков, 1962
—	—	2340 (9)	2900 (9)	250 (9)	—	—	Солодов и др., 1968

Эти данные свидетельствуют также о том, что в процессе грейзенизации гранита и мусковитизации биотита происходит высвобождение Ti, дающего начало рутилу и анатазу, а также Nb и Ta, входящих в состав ильменорутила или стрюверита. Увеличение содержания рутила в двуслюдяных и грейзенизированных гранитах по сравнению с неизмененными, а также появление в измененном биотите игольчатых кристаллов рутила указывает на реальность выделения рудных и редких элементов из разрушающегося биотита и последующего образования ими собственных минералов.

Мусковит — обычная составная часть гранитных пегматитов, где он встречается в виде крупных кристаллов и тонкочешуйчатого серицита. По данным табл. 29, содержание редких элементов в мусковите из пегматитов, как правило, ниже, чем в мусковите из гранитов. Это зависит от типа пегматита и степени измененности его поздними процессами. Так, самые высокие содержания Li, Rb и Cs наблюдаются (Солодов и др., 1968) в мусковите из литиевых редкометалльных пегматитов (табл. 33). Однако как и в случае биотита (см. табл. 22), мусковиты из слюдяных пегматитов содержат значительно меньше Li, Rb и Cs, чем мусковиты из редкометалльных пегматитов, что свидетельствует

о преобладающем рассеянии их в граните и отсутствии тенденции к накоплению в стадию образования этих пегматитов.

Аналогичная закономерность наблюдается и в мусковитах из пегматитов Северо-Байкальского пегматитового пояса; самые низкие содержания редких элементов устанавливаются в мусковитах слюдоносных пегматитов (см. табл. 33).

Таблица 33

Средние содержания Li, Rb, Cs и Be в мусковите
различных типов пегматитов, г/т

Тип пегматита	Li	Rb	Cs	Be
---------------	----	----	----	----

По Н. А. Солодову и др., 1968

Литиевый редкометалльный (18)	2900	3280	300	—
Безлитиевый (8)	200			
Слюдоносный (11)	80	570	36	—
Грейзеновые жилы (8)	1030	3160	90	—

По М. М. Мануйловой и др., 1966

Слюдоносный (41)	101	325	32	7,9
Керамический (11)	203	621	18	5,1
Редкометалльный (5)	165	2026	78	28,9

Средние содержания редких элементов в различных генерациях
мусковита из пегматитов, г/т
(Шмакин, 1970)

Генерация	Li	Rb	Cs	Sr	Ba
III	62	240	12	52	2650
IV	159	146	9	6	165
V	150	1260	111	3	133
VI	100	1770	390	2	200

В процессе эволюции пегматитового расплава наблюдается заметное обогащение поздних генераций мусковита литием и особенно рубидием и цезием. в то время как содержание стронция и бария значительно уменьшается.

Более обычным является уменьшение содержания в мусковитах элементов, которые обычно входят в решетки Са- и Fe-содержащих минералов в главный этап кристаллизации.

Сравнение состава мусковитов из гранитов и пегматитов Колорадо показало, например, что мусковиты из пегматитов содержат, как правило, меньше Sr, Ba, Sc, V, Cr, чем мусковиты из гранитов (табл. 34).

Содержание в мусковите редких элементов варьирует также в зависимости от состава минерала, по которому он развивается. Наиболее богат редкими щелочами, а также Zn, Pb и F, мусковит, развивающийся по биотиту (табл. 35).

Средние содержания второстепенных элементов в мусковите докембрийских гранитов и пегматитов Колорадо, g/m
(Брей, 1952)

Порода	Sr	Ba	Sc	U	Cr
Боулдер Крик					
Граниты (2)	592	632	111	748	400
Пегматиты (2)	52	55	305	88	16
Оверленд Маунтин					
Граниты (2)	92	374	143	476	138
Пегматиты (1)	85	356	98	646	148
Силвер Плум					
Граниты (3)	141	231	52	422	137
Пегматиты (2)	57	76	45	156	18

Таблица 35

Средние содержания редких и рудных элементов в мусковите пегматитов, g/m
Восточный Саян (Глебов и др., 1968)

Минерал	Li	Rb	Cs	Sn	Pb	Zn	F
Мусковит по полевым шпатам	56 (161)	343 (161)	5 (161)	14 (21)	16,5 (21)	45 (21)	1300 (21)
Мусковит по биотиту	88 (12)	349 (12)	5 (12)	12,3 (17)	120 (17)	55 (17)	1500 (17)

Северо-Запад СССР (Гордиенко, 1970)

Тип пегматита	Li	Rb	Cs
Полевошпатовый, безрудный (8)	630	2600	96
Мусковит-полевошпатовый, с оруденением Be, Nb, Ta (10)	580	3600	250
Сподуменовый, с оруденением Li, Be, Ta, Nb, Sn (17)	770	6800	180
Сподумен-лещидолитовый, с оруденением Li, Cs, Ta, Be, Nb, Sn (9)	1370	19200	2270

Мусковит из литиевых пегматитов по сравнению с мусковитом из простых пегматитов обогащен фтором, т. е. в мусковитах из пегматитов наблюдается пропорциональность между содержаниями F и Li (Немец, 1969).

Некоторые особенности состава мусковита могут быть использованы как дополнительные критерии при решении генетических вопросов. Так, для мусковита из кристаллических сланцев характерно более низкое (890 g/m) содержание F (Немец, 1969), чем для мусковита из гранитов (10 760 g/m) (см. табл. 29). Но в мусковите из сланцев сильно повышено содержание Ti (7220 g/m), что, по-видимому, отражает более высокое содержание Ti в песчано-сланцевых породах по сравнению с гранитоидами. Если в гранитоидах большинство мусковитов имеет структуру $2M_1$, то в осадочных и метаморфических породах встречаются типы $1M$ и $1Md$.

Приведенные цифры средних содержаний могут быть использованы и при оценке потенциальной рудоносности гранитных интрузивов.

Примеры более низкого содержания редких элементов в мусковите из пегматитов по сравнению с мусковитом из гранитов свидетельствуют о том, что в процессе кристаллизационной дифференциации гранитной магмы кристаллохимическое рассеяние может преобладать над теми факторами, которые обычно

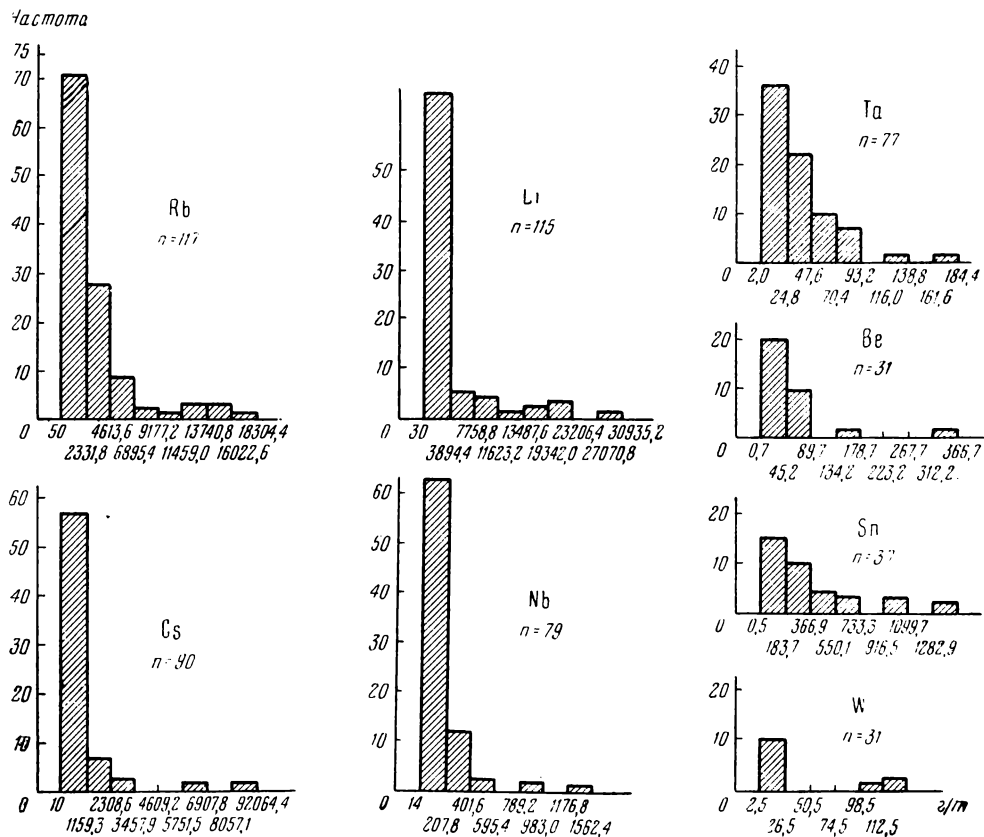


Рис. 3. Гистограммы распределений содержаний редких элементов в мусковите гранитоидов

приводят к накоплению редких элементов в поздних дифференциатах и слагающих их минералах и среди которых богатство магмы летучими играет наиболее важную роль.

Как показано выше (см. табл. 29), в мусковите из измененных — двуслюдяных, мусковитовых или грейзенизированных гранитов — содержание многих рудных и редких элементов иногда уменьшается настолько, что он перестает быть не только минералом-концентратором, но и минералом-носителем Nb, Ta, Mo, Be, Rb. Это, по-видимому, связано с увеличением количества собственных минералов этих элементов (Ляхович, 1967).

Последние могли захватываться пластинками сингенетического с ними мусковита. Высокие содержания Sn в мусковитах из грейзенизированных гранитов,

а также сильные колебания в содержании Та в мусковите скорее всего обязаны наличию микровключений касситерита и тантало-ниобатов. Повышенные содержания в мусковите грейзенизированных гранитов Sn и W, изоморфно связанных или находящихся в виде микровключений собственных минералов, свидетельствуют о повышенной рудогенерирующей способности процессов, которые привели к суммарному обогащению мусковитов этими элементами. Действительно, мусковиты гранитоидов, вмещающих вольфрамовые месторождения, характеризуются и наиболее высоким содержанием вольфрама (табл. 36).

Таблица 36

Содержания Sn, W и Mo в мусковите рудоносных гранитов Восточного Забайкалья, г/т (Иванова, 1969)

Порода	Sn	W	Mo
Граниты биотитовые с незначительным содержанием мусковита (2)	155	14	0,1
Граниты двуслюдяные и мусковитовые (3)	400	35,3	0,3
Граниты мусковитовые, вмещающие месторождения (3)	332,5	77	0,5
Кварц-мусковитовые грейзены (4)	400	510	0,2

Поскольку содержание редких щелочей в мусковите из пегматитов отражает в первую очередь их концентрацию в минералообразующей среде, особенности средних содержаний этих элементов предложены для оценки перспектив рудоносности конкретных жильных тел (см. табл. 35). Мусковиты безрудных слюдоносно-керамических пегматитов характеризуются, в частности, низкими содержаниями (в г/т) $Li < 10$, $Rb < 100$, $Cs < 50$, а мусковиты рудоносных, сподумен-лепидолитовых пегматитов должны выделяться необычно высоким содержанием $Cs - > 700 - 1000$ г/т (Гордиенко, 1970).

Гистограммы частот распределения редких элементов в мусковите гранитоидов (рис. 3) указывают на их различный характер. Такие элементы, как Rb, Cs, Li, Nb, характеризуются положительной асимметрией и значительной эксцессивностью, свидетельствующей об устойчивости их низких содержаний. Для Та, Ве, W и особенно Sn эти особенности менее характерны. В отличие от элементов первой группы здесь увеличивается вероятность не только низких, но и более высоких содержаний.

Глава V

ПЛАГИОКЛАЗЫ

Плагиоклазы, являясь алюмосиликатами Na и Ca, образуют непрерывную серию твердых растворов. Кроме того, они содержат ортоклазовый компонент, количество которого в основных плагиоклазах составляет до 5 мол. % и возрастает в кислых плагиоклазах (Дир и др., 1966).

Содержание и состав плагиоклазов значительно варьируют в зависимости от петрографического состава гранитоида. В наиболее распространенных биотитовых гранитах присутствует олигоклаз (15—25% An) в количестве 25—30 об. %; в диоритах содержание плагиоклаза может достигать 60—70 об. %, а содержание анортитового компонента увеличивается до 35—55% An. В лейкократовых гранитах и аляскитах присутствует альбит-олигоклаз (5—12% An) в количестве 5—30 об. %.

В структуре плагиоклаза могут иметь место замещения $Al \leftarrow Fe'''$, Ti, Ga; $Ca \leftarrow Fe''$, Mn, Mg, Sr, TR; $K \leftarrow Ba$ и т. п. Кроме того, замещать Ca в плагиоклазе могут, по-видимому, ионы W и Mo, требующие шестерной координации (Белов, 1959).

Поскольку установлено, что с уменьшением основности плагиоклазов в них уменьшается содержание элементов, геохимически близких Ca (Sr, B), и увеличивается содержание элементов, близких Na и K (Be, Rb), было бы правильнее приводить содержания рудных и редких элементов в плагиоклазах определенного состава. Кроме того, в последнее время стало известно, что в полисинтетических плагиоклазовых двойниках смежные двойниковые пластинки не всегда бывают представлены одним и тем же плагиоклазом. При изучении плагиоклазов из лабрадорита Канады (59% An) и андезита Норвегии (35% An) было установлено, что соседние соприкасающиеся двойниковые пластинки могут иметь разный химический состав. Характерно при этом, что один индивид двойника является высокотемпературной формой, а другой — низко- или среднетемпературной (Weda и др., 1969). Подобное сложение кристаллов значительно усложняет технику выделения однородных по составу фракций плагиоклаза.

Приводимые ниже цифры дают только общее представление о геохимических особенностях плагиоклазов гранитоидов, содержащих 10—30% анортитового компонента.

Результаты исследований, проведенные различными авторами, позволяют считать, что плагиоклаз является минералом-носителем или минералом-концентратором ряда элементов — TR (Towel и др., 1965), Sr (Могаровский, Мельниченко, 1967), В (Барсуков, 1958), Be (Таусон и др., 1969; Кузьмин и др., 1968), W, Mo (Студеникова и др., 1960; Козлов и др., 1965), Ga (Марченко,

Щербаков, 1966) и с ним связано 40—60% общего содержания этих элементов в породе.

Ниже обсуждаются результаты 1606 количественных определений содержаний редких и рудных элементов в плагиоклазах, из которых 793 заимствованы из литературы.

Особенности содержания редких и рудных элементов в плагиоклазе гранитоидов

Среднее содержание и степень концентрации редких элементов в плагиоклазах гранитоидов различны и зависят от состава гранитоида, степени его измененности, состава минерала и т. п. (см. табл. 37, 38).

Т а б л и ц а 37

Средние содержания редких и рудных элементов в плагиоклазе гранитоидов, г/т

Элемент	Гранодиориты	Граниты биотитовые	Граниты лейкократовые и аляски- товые	Гранитоиды интрузивные (среднее)
U	0,57 (1)	27,2 (3)	—	20,5 (4)
Tl	0,025 (2)	6,0 (2)	7,8 (2)	4,6 (6)
Cs	—	15,0 (2)	—	15,0 (2)
Ga	23,0 (2)	47,4 (11)	—	43,6 (13)
Be	3,6 (22)	11,4 (98)	14,7 (79)	11,8 (199)
Pb	19,0 (13)	22,5 (6)	46,9 (62)	40,6 (84)
Sr	502,2 (9)	509,8 (6)	264,0 (1)	490,0 (15)
W	2,5 (8)	1,9 (62)	2,5 (52)	2,2 (122)
Mo	2,5 (12)	1,6 (66)	1,0 (65)	1,4 (143)
B	32,5 (39)	14,3 (77)	14,3 (7)	20,1 (123)
Sn	10,7 (5)	7,8 (14)	2,4 (54)	4,0 (73)
F	903,7 (8)	564,1 (22)	1216,7 (6)	748,3 (36)
Li	17,7 (12)	32,0 (21)	1,3 (3)	24,7 (36)
Rb	33,3 (3)	136,5 (8)	107,0 (57)	107,0 (68)
Au	0,00065 (2)	0,0016 (3)	0,0009 (1)	0,0012 (6)
Nb	—	7,9 (4)	—	7,9 (4)
Y	—	8,4 (1)	—	8,4 (1)
Ba	—	215,0 (3)	—	215,0 (3)
Ta	—	0,5 (4)	—	0,5 (4)
TR	—	42,5 (3)	—	42,5 (3)

У р а н. Среднее содержание 20,5 г/т, коэффициент концентрации 5,8.

Значительная концентрация U в плагиоклазе объясняется геохимической близостью U и Ca.

Содержание U в плагиоклазе гранитоидов непостоянно. В гранитах Горного Алтая этот минерал содержит 10 г/т U (Таусон, 1956), Урала — 1,5 г/т (Крылов и др., 1959), иногда до 70 г/т, очевидно, за счет микровключений собственных минералов урана. В Южно-Калифорнийском батолите содержание U увеличивается в плагиоклазе из более кислых разновидностей гранитоидов и составляет 0,56 г/т в плагиоклазах из тоналита и 2,3 г/т в плагиоклазе из гранита (Ларсен и др. 1956).

В основных породах (габбро) плагиоклаз содержит U значительно меньше — 0,26 г/т (Ларсен и др., 1956) или 0,12—0,42 г/т, хотя на его долю и приходится 40—60% урана породы (Журавлев и др., 1965).

Т а л л и й. Среднее содержание 4,6 г/т, коэффициент концентрации 3,0.

В плагиоклазе из гранитоидов Сусамырского батолита Т1 не обнаружен (Таусон, 1961), а в олигоклазе из гранитоидов Кураминского типа его содержание составляет 0,7 г/т (Бадалов и др., 1966). Наиболее низкие содержания Т1 — 0,02—0,3 г/т — характеризуют основные разности плагиоклаза, в то время как в альбите его содержится больше — до 2 г/т (Шоу, 1959). В альбите из пегматитов содержание Т1 еще выше — 3 г/т (Слепнев, 1961), хотя максимальные его количества установлены в альбитах из амазонитовых гранитов — 10 г/т (Иванов, 1966).

Ц е з и й. Среднее содержание 15 г/т, коэффициент концентрации 3,0.

Сведения о содержании Cs в плагиоклазах гранитоидов крайне ограничены. Поскольку содержание Cs в 5—6 раз выше в двуслюдяных гранитах, чем в биотитовых, можно полагать, что кислые плагиоклазы содержат этого элемента больше, чем олигоклазы. Действительно, в измененных гранитах среднее содержание Cs в плагиоклазе выше, чем в неизмененных гранитах, и составляет 20 г/т, а в отдельных случаях 30 г/т. В плагиоклазе из пегматитов содержание Cs существенно не увеличивается (см. табл. 38).

Г а л л и й. Среднее содержание 43,6 г/т, коэффициент концентрации 2,2.

В гранитоидах главными носителями Ga, наряду с калиевыми полевыми шпатами, являются плагиоклазы (Борисенок и др., 1959). Последние (Hall, 1967) содержат Ga почти в 3 раза больше, чем калиевые полевые шпаты.

Вычисленные цифры средних содержаний Ga в плагиоклазе изверженных пород составляют 24 г/т по Таусону (1961) и 19 г/т по Бэллу (Bell, 1955). Монотонность распределения Ga подчеркивается близкими содержаниями Ga в плагиоклазе из гранитоидов Сусамырского батолита — 20—25 г/т (Таусон, 1961), из адмеллитов Шотландии — 25 г/т (Ноккольдс и др., 1952), гранитов Тувы — 24 г/т (Борисенок, 1959). Среди гранитоидов Силезии максимальные содержания Ga приходится на плагиоклазы пневматолито-пегматитовой геофазы. Так, в плагиоклазе из гранита Стшегом содержание Ga составляет 26—31 г/т; в альбитах из поздней пегматитовой геофазы — 46—95 г/т, в гидротермальных альбитах — 14—23 г/т. В плагиоклазе из гранита Крконоше содержание Ga 30—36 г/т, а в альбитах пневматолито-гидротермальной геофазы — 27—43 г/т (Walenczak, 1959).

В плагиоклазе из гранитов Приазовья содержание Ga составляет 15 г/т, причем на его долю приходится 54—55% общего Ga породы (Марченко и др., 1966). В грейзенизированных и альбитизированных гранитах того же района, в которых наблюдается прямая корреляция между интенсивностью постмагматических процессов и количеством Ga в породе, содержание Ga в плагиоклазах значительно увеличивается и составляет 68—100 г/т, причем на его долю приходится 36—44% общего содержания Ga в породе (Куц и др., 1963).

Среднее содержание Ga в плагиоклазе пегматитов (табл. 38) свидетельствует об отсутствии существенного накопления этого элемента в обычных пегматитах. Действительно, и по более ранним данным в плагиоклазе слюдоносных пегматитов среднее содержание Ga (6 определений) составляет 14 г/т (Борисенок и др., 1962), т. е. тоже меньше, чем в граните. Однако есть указание, что в отдельных случаях альбиты из пегматитов могут содержать Ga до 80 г/т (Ганеев и др., 1961). Заметное обогащение галлием (Остафийчук, 1964) отмечалось в плагиоклазе из гранитоидов поздних интрузивных фаз.

Высокие содержания Ga (54 г/т) характеризуют плагиоклазы из сиенитов. Плагиоклазы из габбро содержат в среднем (6 определений) Ga 30,8 г/т (табл. 39), а плагиоклазы из метаморфических пород (3 определения) — 21 г/т

**Средние содержания редких и рудных элементов
в плагиоклазе измененных гранитов и жильных пород, связанных с гранитами, г/т**

Элемент	Граниты измененные	Аплиты	Пегматиты	Кварцевые жилы
W	3,0 (10)	3,1 (13)	3,4 (9)	39,7 (2)
Mo	2,3 (14)	2,1 (15)	2,09 (12)	18,8 (2)
Sn	10 (1)	11,5 (2)	6,5 (4)	—
U	10 (1)	—	—	—
Pb	86 (1)	9,5 (2)	26,2 (4)	—
F	900 (6)	533,3 (6)	110 (2)	760 (1)
B	10,3 (11)	7 (6)	7,6 (5)	14 (2)
Li	38,3 (3)	—	8,5 (1)	—
Rb	164,3 (7)	—	30 (1)	—
Cs	20 (3)	—	15,0 (3)	—
Be	42,6 (17)	11,0 (13)	7,6 (11)	0,7 (1)
Ga	25 (1)	—	13,8 (7)	—
Sr	—	—	170 (1)	—
Au	—	—	6,0013 (1)	—

(Маракушев и др., 1961), т. е. меньше чем содержание Ga в плагиоклазе гранитоидов.

Таблица 39

**Средние содержания редких и рудных элементов
в плагиоклазе интрузивных и эффузивных пород, г/т**

Элемент	Эффузивы кислые	Сиениты	Габбро
W	1 (1)	—	—
Mo	1,5 (1)	—	—
Sn	66 (1)	1,7 (1)	—
U	—	0,63 (1)	—
Pb	16 (1)	—	9 (1)
B	20 (1)	—	—
Li	23,04 (17)	—	2,8 (4)
Rb	1,9 (17)	—	—
Cs	6 (1)	—	—
Be	11 (1)	2,3 (7)	1,2 (1)
Ga	—	54 (1)	30,8 (6)
Sr	627,9 (17)	—	107,4 (6)
Ba	284,6 (17)	—	66,7 (6)
U	—	—	10,24 (4)

Б е р и л л и й. Среднее содержание 11,8 г/т, коэффициент концентрации 2,1.

Присутствие Be в плагиоклазе обусловлено, очевидно, возможностью вхождения, наряду с бериллием, $(\text{BeO}_4)^{6-} \rightarrow (\text{AlO}_4)^{5-}$ и высоковалентных катионов, например $\text{TR}^{3+} \rightarrow \text{Ca}^{2+}$. С плагиоклазом обычно связано 40—60% общего количества Be в гранитоидах (Таусон и др., 1969; Кузьмин и др., 1968; Каширин, 1969).

Наблюдаются определенные отличия в величине той доли бериллия породы, которая приходится на плагиоклаз в зависимости от петрохимического типа

гранитоида. Так, в гранодиоритах на долю плагиоклаза приходится 62,5% Ве породы; в амфиболо-биотитовых гранитах — 56,3%; в биотитовых гранитах — 64,8%; в лейкократовых — 52,1% (Петров, 1969). Причина этого и в изменении содержания в расплаве бериллия, в изменении состава минералов, в изменении возможностей к изоморфному рассеянию, в силу появления или исчезновения конкурирующих минералов, наконец, в изменении содержания фтора, способного образовывать фторбериллаты — комплексные соединения бериллия, препятствуя, таким образом, его рассеянию в минералах.

Плагиоклазы диоритов содержат в среднем меньше Ве, чем более кислые плагиоклазы лейкократовых гранитов, характеризующиеся наиболее высоким средним содержанием Ве (см. табл. 37). Это подтверждает ранее установленную зависимость между содержанием в плагиоклазе альбитовой молекулы и бериллия (Покровский и др., 1963) или бериллия и натрия (Недашковский и др., 1967). Это объясняет в известной мере и тот факт, что коэффициент концентрации Ве в плагиоклазах из более богатых кальцием гранитоидов сфен-ортитового типа изменяется в пределах 1,0—2,22, а коэффициент концентрации в ильменит-монацитовых гранитах несколько больше 1,1—2,25 (Таусон и др., 1969).

Сильно повышенные содержания Ве в плагиоклазе измененных гранитов или пегматитов, достигающие в отдельных случаях 56—280 г/т объясняются очевидно, наличием микровключений берилла.

В гранитах Восточной Сибири среднее содержание Ве в плагиоклазе, (60 определений) 3,2 г/т (Петров, 1969), что значительно ниже приведенного среднего.

С в и е ц. Среднее содержание 40,5 г/т, коэффициент концентрации 2.

Л. В. Таусон (1961) отмечает приуроченность основной массы свинца гранитоидов к полевым шпатам. При этом установлено, что содержание Pb в плагиоклазах относительно близко к его содержанию в ассоциированных с этим минералом калиевых полевых шпатах.

Геохимическая близость Pb и K выражается в том, что среднее содержание Pb в более кислых плагиоклазах лейкократовых гранитоидов в 2,5 раза превышает содержание этого элемента в более основном плагиоклазе гранодиоритов (см. табл. 37). Резко повышенные содержания (до 86 г/т) Pb, наблюдающиеся иногда в плагиоклазе измененных гранитоидов, — результат наличия микровключений галенита (см. табл. 38).

По сравнению с приведенными средними содержаниями количество Pb значительно понижено в плагиоклазе из диоритов Южно-Калифорнийского батолита — 14 г/т (Ларсен и др., 1956) и из докембрийских гранитов Онтарио — 3,8 г/т (Tilton а. о., 1955).

Среди гранитоидов Советского Союза повышенные содержания Pb (47 г/т) характеризуют плагиоклазы из гранитоидов Казахстана, а пониженные (12 г/т) гранитоидов Северного Кавказа.

Ст р о н ц и й. Среднее содержание 464,2 г/т, коэффициент концентрации 1,5.

Геохимическая близость Sr^{2+} ($r_i = 1,20$) и Ca^{2+} ($r_i = 1,04$) обуславливает роль плагиоклаза как главного концентратора и носителя стронция среди породообразующих минералов гранитоидов.

На долю плагиоклаза и калиевого полевого шпата приходится ~80% общего содержания Sr в породе (Могаровский и др., 1967). Причем полевые шпаты с кислым плагиоклазом из аплитовидных гранитов концентрируют только 78%, а с более основным плагиоклазом из гранодиоритов — 88% Sr породы.

Полученные результаты (см. табл. 37) свидетельствуют о более высоких содержаниях Sr в плагиоклазе диоритов (450 г/м), по сравнению с плагиоклазом лейкократовых гранитов (264 г/м). Высокие содержания Sr установлены и в плагиоклазе из гранодиоритов Калифорнийского батолита (7 определений) — 517 г/м (Sen и др., 1959) и особенно высокие (4 определения) — 1128 г/м из третичных гранодиоритов Колорадо (Брей, 1952).

В то же время есть данные, что при кристаллизации плагиоклазов происходит их обогащение Sr по сравнению с Ca (Berlin и др., 1969).

Для кристаллов плагиоклаза, отобранных из анортозитов и габбро комплекса Стиллуотер, Монтана, установлено, что понижение содержания кальция сопровождается увеличением содержания стронция (Турекьян, Колп, 1959). Это указывает на существенное различие в поведении стронция в породах основного и кислого состава и может быть использовано при петрологических построениях.

Плагиоклаз эффузивных пород характеризуется близким, хотя и несколько повышенным содержанием Sr (табл. 40). При этом плагиоклазы базальтов выделяются минимальным (500 г/м), а дацитов — максимальным (880 г/м) содержанием Sr.

Таблица 40

Содержания Li, Rb, Sr и Ba в плагиоклазе эффузивных пород, г/м
(Ewart и др., 1969)

Порода	Sr	Li	Rb	Ba
Базальты (1)	500	6,7	1,5	140
Андезиты (3)	531,7	13	2	81
Дациты (1)	880	38	3,5	190
Риолиты (12)	641,7	25,6	1,8	355,4

В риолитах содержания Sr имеют четко выраженный максимум в плагиоклазах состава 40—50% An (Ewart и др., 1969).

В о л ь ф р а м. Среднее содержание 2,2 г/м, коэффициент концентрации 1,5.

Сведения о содержании W в плагиоклазе весьма ограничены. Его преимущественная концентрация отмечалась в плагиоклазах из гранитоидов Горного Алтая (Михалева и др., 1968) и Северного Кавказа (Студенникова и др. 1960).

Данные табл. 37 свидетельствуют об определенном увеличении содержания W в плагиоклазе из диоритов и лейкократовых гранитов, по сравнению с биотитовыми гранитами. В первом случае это может быть следствием геохимической близости W и Ca (Белов, 1958), во втором — относительным накоплением этого элемента в поздних дифференциатах, каковыми обычно являются лейкократовые гранитоиды.

Некоторое увеличение содержания W отмечается в плагиоклазе из аплитов и пегматитов, в которых среднее содержание этого элемента составляет 3,1—3,4 г/м. Однако особенно высоких значений — 39,7 г/м достигает содержание W в кислом плагиоклазе из кварцевых жил, что несомненно связано с наличием микровключений собственных минералов этого элемента. Микровключениям собственных минералов вольфрама обязаны и ураганные содержания этого элемента (77—250 г/м) в плагиоклазе измененных гранитов.

На Северном Кавказе плагиоклазы из липаритов содержат W почти столько же — 1 г/м, сколько и плагиоклазы из комагматичных с ними гранитов — 0,7 г/м.

Молибден. Среднее содержание 1,4 г/т, коэффициент концентрации 1,4.

В биотитовых гранитах плагиоклаз концентрирует в себе 30—40, а в лейкократовых — 48% от общего содержания Мо в породе (Козлов и др., 1965).

Согласно полученным данным (см. табл. 37) значительные содержания Мо (2,5 г/т) характеризуют основные плагиоклазы диоритов, а минимальные (1 г/т) кислые плагиоклазы лейкократовых гранитов.

В палеозойских гранитах Ундино-Газимурского района (Восточное Забайкалье) среднее содержание (11 определений) Мо в плагиоклазах понижено по сравнению со средним и составляет 0,8 г/т (Козлов и др., 1965). Значительно понижено содержание Мо (1,0—1,2 г/т) и в гранитоидах Казахстана и Северного Кавказа. Более высокие содержания Мо в плагиоклазах, равные 2,5—2,9 г/т, приводят П. Курода и Э. Сандэлл (1959).

Наблюдается некоторое обогащение молибденом плагиоклаза из измененных гранитов, а также из пегматитов и кварцевых жил (см. табл. 38), связанное, по-видимому, с накоплением, привнесом или перераспределением Мо в поздние этапы становления гранитных тел. Отдельные ураганные содержания — до 360 г/т несомненно обязаны дисперсным включениям пластинок молибденита.

Бор. Среднее содержание 20 г/т, коэффициент концентрации 1,4.

К полученному значению близко среднее содержание В (20 определений) в плагиоклазе интрузивных пород Тянь-Шаня — 21,2 г/т (Отрошенко и др., 1966) и в плагиоклазе из андезитового порфира (среднее из 6 определений) — 20 г/т (Отраченко, 1967).

По полученным данным, наиболее высокие содержания В характерны для плагиоклазов гранитов Дальнего Востока, наиболее низкие — Северного Кавказа.

Анализ средних содержаний показывает, что максимальные средние содержания В (32,5 г/т) характеризуют основные плагиоклазы из диоритов, а в плагиоклазе из биотитовых и лейкократовых гранитов они понижены более чем в 2 раза (см. табл. 37). Подобная зависимость отмечалась и в гранитах Дальнего Востока, где среднее содержание В в плагиоклазах из кварцевых диоритов составляет 48 г/т, а из гранитов — 30 г/т (Руб и др., 1964).

По другим данным (Лисицына и др., 1962), среднее содержание В в андезитах также значительно выше (10 определений) — 170 г/т, чем в олигоклазах (5 определений) — 40 г/т. Преимущественное рассеяние В в плагиоклазах, осуществляемое скорее всего как $Al^{3+} \leftarrow B^{3+}$, чем $Si^{4+} \leftarrow B^{3+}$, позволяет считать, что бороносность пород следует связывать с повышенной концентрацией В в плагиоклазах (Барсуков, 1958).

Особенно низким содержанием В отличаются плагиоклазы автохтонных гранитов (табл. 41).

Олово. Среднее содержание 4 г/т, коэффициент концентрации 1,3.

На долю плагиоклаза в неоловоносных гранитах Джидинского комплекса приходится 18—20% общего содержания Sn в породе (Петрова, Легейдо, 1965). Аналогичная картина наблюдается и в гранитах Амуджикано-Сретенского комплекса, где с калиевыми минералами связано не более 25—30% олова породы (Антипин и др., 1967).

Поведение олова в плагиоклазах из гранитоидов различной основности показывает его преобладающую концентрацию в плагиоклазе из диоритов (см. табл. 37).

В процессе изменения гранитоида наблюдается как и для большинства других элементов увеличение содержания Sn в плагиоклазе — до 10 г/т.

Средние содержания редких и рудных элементов в плагиоклазе гранитоидов различного генезиса, $г/т$

Элемент	Гранитоиды		
	интрузивные	автохтонные	габбровой формации
W	2,2 (122)	1,99 (18)	2,4 (17)
Mo	1,4 (143)	1,5 (28)	1,7 (22)
Sn	4,0 (73)	—	9 (1)
U	20,5 (4)	—	—
Pb	40,6 (81)	11 (1)	3,4 (5)
F	748,3 (36)	609 (10)	2288,5 (7)
B	20,1 (123)	8,2 (25)	18,2 (20)
Li	24,7 (36)	24,8 (9)	2,7 (4)
Rb	107,0 (68)	152 (4)	2,5 (4)
Cs	15 (2)	7 (1)	—
Be	11,8 (199)	2,4 (25)	2,5 (21)
Ga	43,6 (13)	21 (3)	—
Sr	490,0 (15)	170 (1)	—
Ba	195 (2)	—	—
Au	0,0012 (6)	—	—

В альбите из гранита Вурмберг содержание Sn еще выше — 50 $г/т$ (Ottelman 1940), что вероятней всего объясняется наличием микровключений касситерита.

По сравнению с приведенным средним, наиболее обогащены оловом плагиоклазы из гранитоидов Северо-Востока и Дальнего Востока.

Граниты различной рудоносности характеризуются различным содержанием Sn в плагиоклазе.

Среднее содержание Sn в плагиоклазе из оловоносных гранитов Дальнего Востока (28 определений) 3,4 $г/т$ (Недашковский и др., 1958), т. е. ниже приводимого среднего (см. табл. 37). В неоловоносных гранитах Восточного Забайкалья оно еще меньше и составляет 2,8 $г/т$ (Легейдо, 1967). Содержание Sn в плагиоклазе из вольфрамоносных гранитов Восточного Забайкалья превышает среднее содержание в 2 раза и достигает 9,2 $г/т$ (Иванова, 1969).

Плагиоклаз липаритов содержит Sn значительно больше (13,5 $г/т$), чем плагиоклаз комагматического с ним гранита (4,3 $г/т$).

Ф т о р. Среднее содержание 748,3 $г/т$, коэффициент концентрации 0,9.

Среднее содержание F закономерно увеличивается от 903,77 в плагиоклазе из диоритов до 1216,7 $г/т$ — из лейкократовых гранитов (см. табл. 37). Более кислые плагиоклазы из аплитов и пегматитов содержат фтора значительно меньше (табл. 38), что возможно связано с образованием собственного минерала — флюорита.

Л и т и й. Среднее содержание — 24,7 $г/т$, коэффициент концентрации — 0,6.

Среди гранитоидов различного состава высокие содержания лития — 32 $г/т$ — характерны для плагиоклаза из биотитовых гранитов (табл. 37). Более высокие содержания Li установлены в плагиоклазе из слабо измененных гранитоидов Приазовья, где он содержит 50 — 60 $г/т$ Li (Марченко и др., 1966), а из альбитизированных и грейзенизированных — значительно больше — 260 — 280 $г/т$ Li (Куц и др., 1963). Иногда содержание Li в плагиоклазе достигает 2310 $г/т$, что вероятно связано с наличием микровключений литиевых слюд или собственно литиевых минералов.

Плагииоклазы из гранитоидов Восточного Забайкалья и Горного Алтая содержат лития 30—42 г/т, а Северо-Востока СССР и Урала — 2,6—9,8 г/т (см. табл. 39). Низкие содержания Li (7—7,5 г/т) характерны для плагииоклаза из гранитоидов Сусамырского батолита (Таусон, 1961). Плагииоклазы щелочных сиенитов содержат Li в среднем (2 определения) 4,6 г/т, при этом на его долю приходится 8—10% общего Li породы (Коваленко, Пополитов, 1970). Самые низкие содержания Li (2,7 г/т) установлены в плагииоклазе гранитоидов габбро-вой формации, что может быть использовано при петрологических построениях.

По сравнению с плагииоклазом из гранитов Северного Кавказа (14,6 г/т) плагииоклаз из комагматических с ними липаритов содержит Li значительно больше (66 г/т).

Р у б и д и й. Среднее содержание 107 г/т, коэффициент концентрации 0,5.

Наиболее низкие средние содержания (33,3 г/т) характерны для основных плагииоклазов из диоритов, а в более кислом плагииоклазе биотитовых и лейкократовых гранитов они соответственно увеличиваются до 136 и 107 г/т (см. табл. 37). Последнее, вероятно, связано с увеличением содержания в составе этих плагииоклазов Na и K, способствующих вхождению Rb в решетку плагииоклаза.

Аналогичные соотношения отмечены и в плагииоклазе из гранитоидов Сусамырского батолита (40—250 г/т Rb), причем наиболее высокие его содержания (260 г/т) установлены в плагииоклазе из лейкократовых гранитов (Таусон, 1961). По сравнению с приведенным средним сходные содержания Rb — 145 г/т — установлены в плагииоклазе Коунрадского массива (Чухров и др., 1962), а в плагииоклазе из мезозойских гранитов Восточного Забайкалья оно меньше — 20—25 г/т (Антипин и др., 1969). В плагииоклазе из тоналитов и адаметеллитов Западной Шотландии содержания Rb составляют соответственно 10 и 200 г/т (Ноккольдс, Митчелл, 1952).

Плагииоклаз из измененных гранитов содержит в среднем в 1,5 раза больше Rb (164,3 г/т), чем из неизмененных. Содержание Rb в плагииоклазе автохтонных гранитов также в 1,5 раза выше, чем в плагииоклазе интрузивных гранитов, что, возможно, свидетельствует о большей роли метасоматических процессов в формировании гранитоидов этого генетического типа.

Особенно низкие средние содержания Rb отмечены в плагииоклазе из липаритов, где они составляют 1,8 г/т (см. табл. 40). Однако на Северном Кавказе плагииоклазы из комагматических гранитов и липаритов содержат в среднем сходное количество Rb (23—43 г/т).

З о л о т о. Среднее содержание 0,0012 г/т, коэффициент концентрации 0,3.

Радиоактивационный анализ плагииоклазов из гранитоидов показал, что содержание Au возрастает в их измененных разностях. Так, в неизмененном плагииоклазе содержание Au составляет 0,0005 г/т, а в интенсивно серицитизированном — 0,0048 г/т (Хамрабаев, 1969).

Н и о б и й. Среднее содержание 7,9 г/т, коэффициент концентрации 0,4.

В плагииоклазе из щелочных гранитов Восточного Памира средние содержания Nb (данные В. С. Павленко) выше и составляют (10 определений) 13 г/т. Последнее может быть в значительной мере связано с наличием микровключений тантало-ниобатов, весьма обильных в этом типе гранитоидов. Тем же объясняется и высокое — до 100 г/т (Слепнев, Мелентьев, 1962) — содержание Nb в альбите редкометаллических пегматитов.

В плагииоклазе из комагматических гранитов и липаритов Северного Кавказа содержание Nb сходно и составляет соответственно 7,9 и 6,7 г/т.

И т т р и й. Среднее содержание 8,4 г/т, коэффициент концентрации 0,2.

Плагииоклаз из гранитов Калифорнии содержит 8,4 г/т иттрия (Towell

и др., 1965). Количество иттрия несколько увеличивается в кислом плагиоклазе пегматитов — 10 г/т (Алексиев, 1965).

В а р и й. Среднее содержание 215,0 г/т, коэффициент концентрации 0,2.

В более основном плагиоклазе из третичных гранодиоритов Колорадо средние содержания Ва (4 определения) 98 г/т (Брей, 1952), а в плагиоклазе из гранитов Венгрии 256 г/т (Nady, 1969). В пегматитах по сравнению с ранними генерациями плагиоклазов содержание Ва в поздних генерациях уменьшается с 210 до 9 г/т (Шмакин, 1970).

Среди эффузивов наиболее низкие средние содержания Ва (81 г/т) характерны для плагиоклаза из андезитов, а наиболее высокие (355 г/т) — из липаритов (см. табл. 40). Это подтверждается наблюдениями над плагиоклазами из риолитов, в которых установлена положительная корреляция между содержаниями К и Ва (Ewart, Taylor, 1969).

Т а н т а л. Среднее содержание 0,5 г/т, коэффициент концентрации 0,1.

В плагиоклазе из щелочных гранитов Восточного Памира среднее содержание Та составляет (10 определений) 1,1 г/т.

Сходные содержания Та — 0,45 и 0,41 г/т — установлены в плагиоклазе из гранитов и комагматичных с ними липаритов Северного Кавказа.

Р е д к и е з е м л и. Среднее содержание 42,5 г/т, коэффициент концентрации 0,1.

В плагиоклазе из гранитоидов Балыгычано-Сугойского района содержание TR + Y составляет в среднем (3 определения) 50 г/т (Руб, 1967). Еще более высокие содержания TR_2O_3 (до 150 г/т) отмечает В. С. Плавенко в плагиоклазе из щелочных гранитов Восточного Памира. Плагиоклаз из гранитов Калифорнии содержит значительно меньше TR_2O_3 — 16,5 г/т (Towell и др., 1965). В плагиоклазах концентрируются преимущественно иттриевые редкоземельные элементы.

Плагиоклазы из диоритов, связанных с габброидами Квиранской интрузии, содержат 51 г/т TR_2O_3 (Балашов и др., 1970), т. е. несколько больше вычисленного среднего. При этом на их долю приходится до 48% общего содержания TR в породе.

К о б а л ь т. Содержание Со в плагиоклазе может достигать 15 г/т (Юнг, 1959). Его вхождение в кристаллическую решетку плагиоклаза сопровождается одновременным вхождением As^{5+} , который замещает Si^{4+} или Al^{3+} .

Индикаторные признаки плагиоклаза гранитоидов

В плагиоклазе гранитоидов в 2 раза больше по сравнению с кларком концентрируются такие элементы, как U, Th, Cs, Ga, Be, Pb (табл. 42). Для этих элементов плагиоклаз может рассматриваться, как минерал-индикатор, достаточно чутко отражающий особенности изменения их содержаний в кристаллизующейся гранитной магме.

Для элементов с кларком концентрации меньше единицы таких, как Li, Rb, Au, Ba и др., накапливающихся обычно в продуктах поздних стадий кристаллизации, индикаторные признаки плагиоклаза и его роль в общем балансе этих элементов ограничены. Вполне отчетливо вырисовываются неодинаковые средние содержания редких и рудных элементов в плагиоклазе гранитоидов различного петрографического состава (см. табл. 37). Олово и молибден в наибольшем количестве встречаются в плагиоклазе из гранодиоритов, в то время как рудопроявления этих элементов обычно связаны с более лейкократовыми разновидностями гранитоидов. В основном в плагиоклазе из гранодиоритов в большем количестве накапливаются также В и Sr — элементы, геохимически тесно связанные с каль-

Коэффициенты концентрации (*K*) редких и рудных элементов
в плагиоклазе гранитоидов

Элемент	Среднее содержание, г/т		<i>K</i>	Элемент	Среднее содержание, г/т		<i>K</i>
	в граните (кларк)	в плагио- клазе			в граните (кларк)	в плагио- клазе	
U	3,5	20,5	5,8	Sn	3,0	4,0	1,3
Tl	1,5	4,6	3,0	F	800,0	748,3	0,9
Cs	5,0	15,0	3,0	Li	40,0	24,7	0,6
Ga	20,0	43,6	2,2	Rb	200,0	107,0	0,5
Be	5,5	11,8	2,1	Au	0,0045	0,0012	0,3
Pb	20,0	40,6	2,0	Nb	20,0	7,9	0,4
Sr	300,0	490,0	1,6	Y	34,0	8,4	0,2
W	1,5	2,2	1,5	Ba	830,0	215,0	0,2
Mo	1,0	1,4	1,4	Ta	3,5	0,5	0,1
B	15,0	20,1	1,4	TR	350,0	42,5	0,1

цием. Плагиоклазы биотитовых гранитов отличаются наиболее высокими содержаниями Li, Rb, Ga, Au и U. В более кислом плагиоклазе лейкократовых гранитов, которые, слагая различные по мощности тела трещинных гранитов или заключительные фазы многофазных интрузивов, часто являются рудоносными, помимо W и F, концентрируются элементы, геохимически близкие к калию (Rb) или натрию (Be).

Определенные отличия наблюдаются и в составе плагиоклаза из неизмененных и измененных (альбитизированных или грейзенизированных) гранитоидов (см. табл. 38). Обычно отмечается, что Mo и W, концентрирующиеся преимущественно в плагиоклазе, могут быть вынесены в результате постмагматических процессов из разрушающегося плагиоклаза и способны образовать собственные минералы — шеелит или молибденит (Студенникова, Глинкина, 1964).

Однако данные таблиц 38 и 43 показывают, что содержание Mo, Sn, Pb, Rb, Cs в плагиоклазе из измененных гранитов, как правило, увеличивается. Особенно сильно (в 10—50 раз) увеличивается содержание W, Li, Be, что указывает на несомненный привнос поздними растворами этих элементов. Только со-

Таблица 43

Содержания редких элементов в плагиоклазе
неизмененных и измененных гранитоидов, г/т

Порода	F	w	Mo	Be	B	Li
Саханайский массив (Восточное Забайкалье)						
Граниты биотитовые	—	2,5	2,5	—	—	—
Граниты двуслюдяные	—	7,5	2,5	—	—	—
Дульдургинский массив (Восточное Забайкалье)						
Граниты биотитовые	250	2,5	2,5	6	10	250
Граниты двуслюдяные	450	2,5	2,5	21	14	450
Талицкий массив, Горный Алтай (Косале, Сухоруков, 1965)						
Граниты биотитовые	—	—	—	19	23	30
Граниты двуслюдяные	—	—	—	29	10	30

держание В в плагиоклазе измененных гранитов уменьшается в 1,5—2 раза, что свидетельствует о возможности экстракции его значительных количеств из разрушающегося плагиоклаза.

Весьма интересны те изменения в содержании рудных и редких элементов в плагиоклазах, которые возникают под влиянием процессов дифференциации.

Прежде всего следует отметить существование четко выраженной тенденции значительного накопления вольфрама в плагиоклазе из лейкократовых гранитоидов заключительных фаз, где его содержание увеличивается в 3—3,5 раза и достигает в отдельных случаях 8,5 г/т.

Молибден распределен более монотонно и в большем количестве содержится в плагиоклазе гранитоидов ранних интрузивных фаз. Эти данные согласуются с данными табл. 37 о повышенном содержании молибдена в плагиоклазе из гранодиоритов, а вольфрама — в плагиоклазе из лейкократовых гранитов, что, возможно, связано с различным халькофильным или сидерофильным характером этих элементов.

Концентрация Ве в кислом плагиоклазе из гранитов заключительных фаз находит подтверждение в ранее отмечавшейся связи Ве с Na (Недашковский, Погорелова, 1967). В плагиоклазе из гранитов многофазных интрузивов Казахстана содержание Ga увеличивается с 48 г/т в плагиоклазе из гранитов I фазы до 70 г/т в плагиоклазе из гранитов II фазы (табл. 44).

Т а б л и ц а 44

Содержания редких элементов в плагиоклазе гранитоидов
многофазных интрузивов, г/т
Центральный Казахстан

Фаза	W	Mo	Be	B	F
М а с с и в К у у					
I	2,5	3,5	12	4	340
II	2,5	3,5	—	4	520
III	7,5	2,5	2,1	4	40

К ы з ы л - Т а у

I	2,5	3,5	8	4	3000
II	—	—	—	—	1800
III	8,5	2,5	—	4	40

Северный Казахстан (Остафийчук, 1964₁, 1964₂)

Фаза	Ga	Ba	Sr
I	48	310	820
II	70	80	720

Юго-Западное Прибайкалье (Косалс, Мазуров, 1970)

Фаза	W	Mo	Sn	Nb	Ta
I	2,0	0,1	2,2	7,0	0,41
II	4,0	0,1	3,0	7,0	0,41
III	5,0	0,1	3,5	14,0	1,64

Горный Алтай (Косалс и др., 1965)

Фаза	Li	Rb	Be	B	Cs
I	70	35	50	95	5
II	35	24	28	83	3
III	29	19	15	50	3

Западное Забайкалье (Петрова, Легейдо, 1965; Петрова, Петров, 1965)

Фаза	Sn	Be
I	2,1	1,8
II	1,8	2,5
III	1,5	9,2

Такие элементы, как Sr и B, в большем количестве встречаются в плагиоклазе из гранитов ранних фаз. Возможно, это указывает на уменьшение изоморфной емкости плагиоклаза с уменьшением его основности, так как геохимическая судьба некоторых из этих элементов свидетельствует об их накоплении в поздних продуктах дифференциации. Интересно, что в неоловоносных гранитах Джидинского комплекса (Петрова, 1965) не наблюдается увеличения содержания олова в плагиоклазе из гранитов поздних интрузивных фаз (см. табл. 44).

Представление о влиянии процессов дифференциации гранитной магмы на содержание рудных и редких элементов в плагиоклазе дает сравнение состава этого минерала из гранитов и сопровождающих их жильных пород (табл. 45, 46). На примере гранитов Казахстана и сопровождающих их жильных пород видно, что вольфрам, так же как и бериллий, постоянно содержится в повышенном количестве в плагиоклазе из аплитов и пегматитов. В плагиоклазе из последних содержание W достигает 14 г/т. В противоположность вольфраму молибден распределен более монотонно и нередко его содержание в плагиоклазе жильных пород меньше, чем в плагиоклазе гранитов. В тех случаях, когда содержание молибдена в плагиоклазе пегматитов достигает 360 г/т, оно обязано микровключениям молибденита (см. табл. 45).

Аналогичная картина наблюдается в гранитах и жильных породах Урала. Здесь следует отметить иногда наблюдающееся уменьшение содержания F в плагиоклазе из жильных пород и резкое накопление W (77 г/т) и Mo (35 г/т) в плагиоклазе из кварц-полевошпатовых жил рудоносного Шилово-Коневского массива (см. табл. 46).

Необычно высокие содержания Be в плагиоклазе из пегматитов очевидно свидетельствуют о наличии в данных пегматитах собственных минералов этого элемента, вероятней всего, берилла.

Определенные отличия наблюдаются в содержании Li, Rb и Cs в плагиоклазе из различных типов пегматитов: в альбите из редкометалльных пегматитов по сравнению со слюдоносными увеличивается содержание Rb и особенно Li (табл. 47). Кроме того поздние генерации плагиоклаза из пегматитов обогащены Rb и сильно обеднены Ba и Sr (табл. 48).

**Содержания редких и рудных элементов в плагиоклазе гранитоидов
и связанных с ними жильных пород Казахстана, г/т**

Порода	W	Mo	Be	Порода	W	Mo	Be
Массив Акчатау				Массив Жаманкарабас			
Граниты	0,7	0,4	—	Граниты	1,0	0,4	6,0
Пегматиты	14,0	360,0	—	Аплиты	0,7	0,4	—
				Пегматиты	0,7	0,4	10,0
Массив Майтас				Массив Шалтас			
Граниты	0,7	4,3	—	Граниты	0,7	0,4	12,0
Аплиты	3,6	0,6	—	Аплиты	0,7	0,4	13,0
Пегматиты	0,7	1,8	14,0	Пегматиты	0,7	0,4	8,1
Каркаралинский массив				Массив Восточный Коунрад			
Граниты	0,7	0,4	12,0	Граниты	0,7	0,4	4,6
Аплиты	1,2	0,4	15,0	Аплиты	2,8	0,8	6,8
				Пегматиты	3,4	0,8	8,9

Таблица 46

**Содержания редких и рудных элементов в плагиоклазе гранитоидов
и связанных с ними жильных пород Урала, г/т**

Порода	W	Mo	Be	B	F
Шилово-Коневский массив					
Граниты	2,5	2,5	8,0	12,0	760,0
Пегматиты	—	6,0	16,0	—	—
Кварц-полевошпатовая жила	77,0	35,0	0,7	20,0	760,0
Джабык-Карагайский массив					
Граниты	2,5	2,5	6,0	7,0	40,0
Аплиты	2,5	2,5	6,0	7,0	280,0
Пегматиты	2,5	3,7	—	—	—
Кочкарский массив					
Граниты	3,5	2,5	4,0	4,0	400,0
Аплиты	5,0	2,5	26,0	4,0	130,0
Пегматиты	4,0	2,5	5,0	4,0	90,0

Таблица 47

**Средние содержания редких элементов в плагиоклазе различных типов пегматитов
(Солодов и др., 1968) и в плагиоклазе различных генераций (Шмакин, 1970), г/т**

Минерал	Li	Rb	Cs	Sr	Ba
Олигоклаз из слюдоносных пегматитов (27)	12	24	30	—	—
Альбит из редкометалльных пегматитов (26)	120	48	30	—	—
Плагиоклаз I и II генераций	—	10	—	480	210
» IV »	—	12	—	310	42
» V »	—	9	—	350	56
» VI »	—	15	—	120	36
» VII »	—	14	—	2	9

Представление о влиянии эволюционной дифференциации дает сравнение содержания редких элементов в плагиоклазе из глубинных и апикальных частей гранитных интрузивов.

В северо-восточной Туве плагиоклаз из гранитоидов глубинной фации содержит больше Be — 8,8 г/т, чем из гранитоидов апикальной фации — 0,6 г/т (Пополитов и др., 1967). Наиболее заметно действие подобной дифференциации сказывается на содержании Li; оно устойчиво повышено в плагиоклазе из апикальных частей гранитных интрузивов (см. табл. 48). Поэтому количество Li в плагиоклазе может быть использовано как индикатор эрозийного среза гранитных массивов.

Сравнение состава плагиоклаза из мезозойского биотитового гранита и прорывающего его липарита (Северный Кавказ) показало, что плагиоклаз из липарита существенно обогащен только фтором,

в то время как в содержании остальных элементов существенных отличий не наблюдается (табл. 49).

При сравнении средних содержаний редких элементов в плагиоклазе липаритов (см. табл. 40) со средними значениями, вычисленными для плагиоклаза интрузивных гранитоидов (см. табл. 37), выясняется также, что первые значительно обогащены Sr и Ba и обеднены Rb и Pb.

Весьма интересно выяснить возможные отличия в содержании рудных и редких элементов в плагиоклазе из рудоносных и нерудоносных гранитов. Поскольку большинство рудопроявлений пространственно тяготеет к лейкократовым гранитоидам, то считается, что кислый состав плагиоклаза присущ рудоносным гранитоидам. Однако более объективно судить об этом можно, используя особенности содержаний в плагиоклазе рудных и редких элементов.

Таблица 48
Содержания Li и Rb в плагиоклазе гранитоидов Бугульминского комплекса Восточного Саяна, г/т (Воронцов, Лин, 1966)

Элемент	Фация	
	апикальная	глубинная
Li	31	7
Li	10	7
Rb	16	10
Rb	20	30

Таблица 49

Содержания редких и рудных элементов в плагиоклазе гранитов и связанных с ними липаритов Северного Кавказа, г/т

Порода	W	Mo	Sn	Pb	Be	B	F
Граниты биотитовые	1,0	1,1	4,3	20,0	12,0	3,5	155,0
Липариты субинтрузивные	1,35	1,1	13,4	16,0	11,0	4,5	540,0

Имеющиеся данные (табл. 50) не позволяют говорить о существовании универсальной зависимости. Плагиоклазы гранитов безрудных и рудоносных в отношении W и Mo содержат практически одинаковые количества этих элементов. Так, в гранитах Восточного Забайкалья независимо от наличия генетически связанного с ними вольфрамового оруденения содержание W в плагиоклазах колеблется в узком интервале концентраций 1,0—1,2 г/т; Mo 0,50—0,64 г/т; Sn — <0,6—1,0 г/т (табл. 51).

Средние содержания редких и рудных элементов в плагиоклазе рудоносных и безрудных гранитов различных регионов СССР, $г/т$

Район	Граниты	W	Mo	Be	B	F	Sn
Северо-Восток	Оловоносные (2)	2,5	2,5	4,5	8	170	—
	Безрудные (2)	2,5	3,6	7	7	1320	—
Приморье	Оловоносные (2)	2,5	2,5	11	17	1255	—
Забайкалье	Олово-бериллиевоносные (2)	2,5	2,5	25,5	11,5	455	—
Северный Кавказ	Вольфрам-молибденовые (1)	2,5	2,5	10	4	560	—
Казахстан	Вольфрам-молибден-бериллиевоносные (1)	0,7	0,4	22,0	—	—	—
	Безрудные (2)	0,7	0,4	12	—	—	—
Восточное Забайкалье	Оловоносные (2)	1,0	0,58	—	—	—	0,85
(Иванова и др., 1968)	Безрудные (2)	1,1	0,61	—	—	—	0,6
Среднее по интрузивным гранитоидам СССР		2,2	1,4	11,8	20,1	748,3	4,0

Таблица 51

Содержания Sn, W и Mo в плагиоклазе гранитоидов Восточного Забайкалья (Иванова, Бутузова, 1968) и Чукотки (Иванов и др., 1970), $г/т$

Массив	Sn	W	Mo
--------	----	---	----

Безрудные

Аленуевские граниты	$\leq 0,6$	1,2	0,58
Кондуй	$\leq 0,6$	1,0	0,64

Рудоносные

Олагда	0,7	1,0	0,56
Дурулгуй	1,0	1,0	0,50
Восточно-Иультинский	—	0,7	1,7
Западно-Иультинский	—	0,6	0,7
То же	—	0,8	4,0

Однако плагиоклаз из рудоносных гранитов Эльджуртинского массива содержит W 1 $г/т$, что в 2 раза меньше среднего значения. В то же время плагиоклаз из гранитоидов Далидагского интрузива, с которым связана молибденовая минерализация, содержит Mo в среднем (6 определений) 7 $г/т$ (Эфендиев, Гейранов, 1959), т. е. значительно больше среднего.

Плагиоклазы из гранитов Иультинских гранитных массивов (Чукотка), с которыми связано олово-вольфрам-молибденовое оруденение, содержат по сравнению со средним меньше W и больше Mo.

Плагиоклазы из гранитов, с которыми связана оловянная или бериллиевая минерализация, характеризуются повышенным содержанием этих элементов.

Однако эта особенность выдерживается только при сопоставлении в пределах конкретных регионов. При сравнении со средним содержанием рудных элементов в плагиоклазе из интрузивных гранитоидов Советского Союза нередко оказывается, что плагиоклазы из рудоносных гранитов содержат меньше

соответствующего элемента. Так, плагиоклаз из оловоносных гранитов Восточного Забайкалья содержит Sn 0,85 г/т (Иванова, Бутузова, 1968), т. е. меньше, чем плагиоклаз из нерудоносных гранитов Западного Забайкалья — 1,8 г/т (Петрова, Легейдо, 1965), и значительно меньше, чем среднее содержание Sn в плагиоклазах вообще — 4 г/т (см. табл. 37). Возможно, это связано с тем, что плагиоклаз не является характерным минералом-индикатором на этот элемент.

В Восточном Забайкалье плагиоклазы гранитов, с которыми связывают рудопоявление Sn и W, содержат по сравнению со средним значительно меньше этих элементов (Иванова и др., 1968). Плагиоклазы из диоритов Клички, относящихся к полиметаллической зоне Восточного Забайкалья, содержат Pb 15 г/т (Рабинович, Баскова, 1959), что несколько ниже среднего содержания этого элемента в плагиоклазе гранодиоритов (см. табл. 37). В то же время для бороносных интрузивов отмечается повышенное содержание В в плагиоклазе. Так, специализация девонских интрузий Красноярского края в отношении В выражается не только в постоянной бороносности генетически связанных с этими интрузиями контактово-метасоматических образований, но и в повышенном содержании В в плагиоклазе — среднее 44 г/т (Кузьмин, 1964), что в 2 раза выше полученного среднего. Таким образом, для Ве и В вырисовывается их тенденция обогащать плагиоклазы рудоносных гранитов, в то время как для W, Mo, Sn подобное накопление устанавливается не всегда.

Плагиоклазы из рудоносных и нерудоносных гранитоидов Казахстана хорошо различаются по содержанию в них W, Mo, Sn, Be и Rb (Серых, 1966). Во всех случаях плагиоклазы из рудоносных гранитов оказываются обогащенными рудным элементом. Особенно это характерно для плагиоклаза из молибденоносных гранитов Контенколя (1,7 г/т Mo), оловоносных гранитов Караоба (7,6 г/т Sn) и т. д. Однако сравнение со средними, полученными на основании значительно большего количества анализов, показывает, что если количество W в плагиоклазе рудоносных гранитов незначительно отличается от среднего, то содержание Rb, Mo и Sn значительно ниже среднего (табл. 52).

В то же время для разделения массивов на рудоносные и безрудные данные по содержанию Pb в плагиоклазах непригодны (Серых и др., 1969). Так, среднее содержание свинца в плагиоклазах рудоносных гранитов Северного Прибалхашья (37 определений) — 50 г/т, а в плагиоклазе из безрудных гранитов (23 определения) — 45 г/т. Однако в рудоносных гранитах дисперсия содержаний Pb в плагиоклазах значительно выше — $s^2 = 693$, а в плагиоклазе безрудных гранитов меньше — $s^2 = 328$ (Серых, Иванов, 1969).

Аналогичные данные, свидетельствующие о более высоком содержании W, Mo, Sn, Be и других элементов в плагиоклазе из рудоносных гранитов, приводятся и для Дальнего Востока (см. табл. 52). При этом устанавливаются не только большие содержания, но и большие дисперсии содержаний. Последние могут быть частично связаны с наличием микровключений собственных минералов рудных элементов, повышенные содержания которых характерны для рудоносных гранитоидов. Они же несомненно оказали влияние и на величины средних содержаний.

В плагиоклазах кварцевых диоритов Клички содержание Pb = 15 г/т (Рабинович, Баскова, 1959), т. е. меньше среднего, хотя с этими породами пространственно связаны полиметаллические рудопоявления.

В заключение следует отметить, что содержание рудных и редких элементов в плагиоклазах отражают металлогенические особенности гранитоидов тех или иных регионов Советского Союза. Однако характер этой связи различен.

**Средние содержания редких и рудных элементов в плагиоклазе гранитоидов, г/т
Казахстан (Серых, 1966)**

Массив	W	Mo	Sn	Be	Rb
Рудопносные					
Акчатау	6,0 (4)	1,7 (3)	3,8 (2)	—	252,0 (6)
Восточный Коунрад	2,0 (3)	0,5 (7)	1,8 (8)	9,9 (8)	59,0 (8)
Коктенколь	—	1,7 (2)	—	12,2 (5)	242,0 (3)
Куу	2,0 (3)	0,9 (8)	3,3 (8)	—	108,0 (6)
Караоба	5,0 (5)	0,8 (6)	7,6 (5)	13,7 (6)	234,0 (5)
Нура-Талды	—	1,1 (4)	1,2 (4)	9,0 (4)	71,0 (4)
Среднее	3,55 (20)	0,95 (30)	3,37 (27)	14,76 (42)	150,4 (32)
Безрудные					
Аиртау	—	0,6 (1)	1,5 (1)	16,0 (1)	23,0 (1)
Жаманкарабас	2,0 (11)	0,7 (10)	1,6 (10)	11,6 (9)	43,0 (9)
Шалтас	2,0 (9)	0,7 (9)	0,5 (9)	14,0 (9)	42,0 (9)
Западный Шалтас	2,0 (3)	0,6 (3)	1,7 (3)	8,0 (3)	45,0 (3)
Среднее	2,0 (23)	0,68 (23)	1,18 (23)	12,29 (22)	41,96 (22)

Дальний Восток (Говоров и др., 1970)

Статистические оценки	W	Mo	Sn	Be	Nb	Ta
Рудопносные						
$\bar{x}$	69,0	46,0	40,0	32,0	32,0	32,0
σ^2	3,6	6,1	9,5	18,1	46,5	5,5
	14,3	86,0	33,62	56,88	188,0	3,89
Безрудные						
$\bar{x}$	66,0	75,0	55,0	186,0	39,0	48,0
σ^2	2,3	2,7	3,6	7,8	27,0	2,6
	3,3	3,0	4,96	16,30	45,8	1,53
Среднее содержание по интрузивным гранитоидам СССР						
	W	Mo	Sn	Be	Rb	
	2,2	1,4	4,0	11,8	107,0	

Для плагиоклазов из гранитоидов, с которыми связаны вольфрам-молибденовые рудопрооявления (Восточное Забайкалье, Северный Кавказ, Центральный Казахстан), характерны пониженные (1,0—2,1 г/т) средние содержания этих элементов по сравнению со средним. В то же время в бериллоносных гранитах Казахстана, в оловоносных гранитоидах Северо-Востока СССР и Дальнего Востока плагиоклазы характеризуются повышенными содержаниями Be (15—19 г/т) или Sn (7—12 г/т).

Особенности плагиоклазов могут быть использованы при решении некоторых петрологических вопросов. Например, обратная зональность этого минерала может служить указанием на ассимиляцию магмой основных пород. Если в гранитах преобладают плагиоклазы, сдвойникованные по альбитовому закону, то статистические исследования свидетельствуют о том, что в метаморфических породах сдвойникованные плагиоклазы встречаются относительно редко, если же двойникование имеет место, то чаще бывает простым, чем полисинтетическим, причем преобладающими законами двойникования являются не только альбитовый, но и переклиновы (Gogai, 1951).

Определенные отличия наблюдаются и в содержании редких элементов в плагиоклазах из гранитоидов различного генезиса (табл. 53). Это результат унаследованности плагиоклазом геохимических особенностей среды минералообразования.

Таблица 53

Средние содержания редких и рудных элементов в плагиоклазе гранитоидов различного генезиса, $г/т$

Элемент	Гранитоиды		
	интрузивные	автохтонные	габбровой формации
Cs	15,0 (2)	7,0 (1)	---
Ga	43,6 (13)	21,0 (3)	---
Be	11,8 (199)	2,4 (25)	2,5 (21)
Pb	40,6 (81)	11,0 (1)	3,4 (5)
Sr	490,0 (15)	170,0 (1)	---
W	2,2 (122)	1,95 (21)	2,4 (17)
Mo	1,4 (143)	1,4 (32)	1,7 (22)
B	20,1 (123)	8,2 (25)	18,2 (20)
Sn	4,0 (73)	4,0 (4)	9,0 (1)
F	748,3 (36)	557,0 (11)	2288,5 (7)
Li	24,7 (36)	24,8 (9)	2,7 (4)
Rb	107,0 (68)	152,0 (4)	2,5 (4)
Nb	7,9 (4)	4,9 (4)	---
Ta	0,5 (4)	0,37 (4)	---

По сравнению с плагиоклазом из интрузивных гранитоидов плагиоклаз из гранитоидов габбровой формации выделяется более низким содержанием большинства редких и рудных элементов, что особенно сильно выражено у Pb, Li, Rb и Be. При этом наблюдается значительная аналогия с особенностями состава плагиоклазов габбро. Низкие содержания Li ($2,8 г/т$) характерны для плагиоклаза из габбро (см. табл. 39). Другие авторы (Sen и др., 1959) приводят еще более низкую величину — $2,7 г/т$. Плагиоклаз из гранитов габбровой формации также содержит мало Li (см. табл. 53).

По сравнению с плагиоклазом из гранитов плагиоклаз из габбро содержит в 10 раз меньше Be — $1,2 г/т$. Низкие содержания бериллия ($2,5 г/т$) характеризуют и плагиоклаз из гранитов габбровой формации. Последний содержит также меньше B и Pb. Более низкие содержания последнего ($5-10 г/т$) характерны для плагиоклаза из пестрых по составу гранитоидов Аджарии (Иваницкий и др., 1966), формирование которых связано с основной магмой.

Учитывая более высокое содержание Sr и более низкое Ba в плагиоклазе из габбро, по сравнению с плагиоклазом из гранитов, можно полагать, что

такие же признаки будут характерны и для плагиоклаза гранитоидов габбро-вой формации. Плагиоклазы анортозитов, например, содержат в среднем (14 определений) значительно больше Sr — 608 $г/м$ — и значительно меньше Rb — 2,76 $г/м$ (Gill и др., 1970), чем плагиоклаз интрузивных гранитоидов.

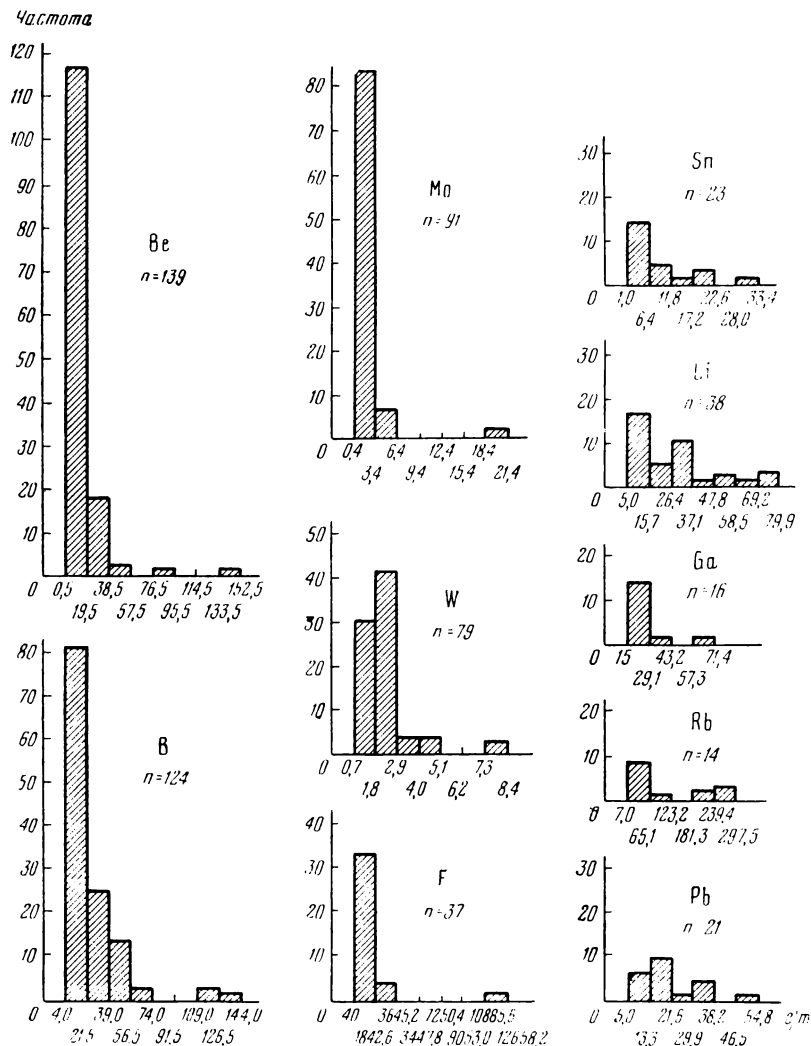


Рис. 4. Гистограммы распределений содержаний редких элементов в плагиоклазе гранитоидов

Весьма высокие содержания F в плагиоклазе гранитоидов габбро-вой формации указывают на большую роль щелочно-метасоматических процессов, участвующих в формировании пород подобного генезиса.

Постоянно более низкие содержания почти всех редких элементов характерны для плагиоклазов автохтонных гранитоидов. Особенно понижены в них содержания Pb, B, Cs, Be, Sr, количество которых в 1,5—6 раз меньше, чем

в плагиоклазах из интрузивных гранитов (см. табл. 53). Содержания W, Mo, Li и других существенно не отличаются от среднего, в то время как содержание рубидия повышено, что и может служить одним из признаков гранитоидов подобного генезиса.

Более низкие содержания Sr, Ti и Mn и более высокие содержания Ba отличают плагиоклазы из докембрийских гранитов от плагиоклазов из третичных гранодиоритов Колорадо (табл. 54).

Таблица 54

Средние содержания второстепенных элементов в плагиоклазах гранитоидов Колорадо, g/m (Брей, 1952)

Породы	Sr	Ba	Ti	Mn
Докембрийские				
Граниты Боулдер Крик (5)	620	303	47	134
Граниты Оверленд Маунтин (2)	423	534	47	32
Третичные				
Гранодиориты (4)	1128	98	136	103

Рассматривая диаграммы частот распределения содержаний редких и рудных элементов в плагиоклазе гранитоидов, можно заметить (рис. 4), что одни из них, такие как Be, B, Mo, W, F, обладают резко выраженной положительной асимметрией и эксцессом, свидетельствующими об устойчивости низких содержаний этих элементов при незначительном колебании в их содержаниях. Другая группа элементов, таких как Sn, Li, Ga, Rb, Pb, характеризуется отсутствием резко выраженной асимметрии в распределении содержаний, их большей дисперсией и, как следствие, более высокими содержаниями. Учитывая сложность изоморфного вхождения олова и лития, обычно замещающих титан или магний, рубидия или свинца, обычно замещающих калий, более высокие содержания возможно объясняются наличием микровключений слюд или рудных минералов.

Г л а в а VI

КАЛИЕВЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Содержание калиевого полевого шпата в гранитоидах изменяется в широких пределах. Он практически отсутствует в породах типа диоритов — кварцевых диоритов, составляет 25—30 об. % в наиболее распространенных биотитовых гранитах, а в аляскитах его содержание может достигать 35—45% общего объема породы.

Калиевые, вернее калинатовые полевые шпаты гранитоидов, обычно состоят из двух фаз: одной с преобладающим содержанием калия и другой с преобладающим содержанием натрия. Это находит отражение в их текстурных особенностях — образовании крипто- и микропертитов.

В гранитоидах калиевые полевые шпаты представлены преимущественно микроклином или микроклин-микропертитом, а также ортоклазом. В кислых эффузивах распространен санидин. Несмотря на их в общем переменный состав, большинство калинатовых полевых шпатов гранитоидов являются существенно калиевыми, отвечая по составу $Or_{70}-Or_{80}$. Состав и структура калиевых полевых шпатов допускают возможность ряда изоморфных замещений, в том числе $K \leftarrow Ba, Rb, Cs, Tl, Pb, U; Al \leftarrow Ga; Na \leftarrow Be$ и т. п.

Роль калиевого полевого шпата в общем геохимическом балансе гранитоидов неодинакова для различных элементов. Так, на его долю приходится (от общего содержания в гранитоиде) Ga 55—59% (Марченко, Щербаков, 1966) Th 70% (Поляков, Кот, 1965), Be 20—30% (Петрова, Петров, 1965), Mo 10—50% (Козлов и др., 1965), Sn 4—11% (Петрова, Легейдо, 1965), Rb 60—90%, Li 10—25% (Воронцов, Лин, 1966), Ti 30% (Бадалов, Рабинович, 1966).

Для того чтобы получить представление о среднем содержании некоторых рудных и редких элементов в калиевых полевых шпатах гранитоидов, которые могли бы служить в качестве основы для дальнейших сравнений, было использовано 2811 количественных определений, главным образом W, Mo, Pb, Be, Rb, Li, Sn, значительная часть которых (2055) заимствована из литературы.

Особенности содержания редких и рудных элементов в калиевых полевых шпатах гранитоидов

Данные о средних содержаниях редких и рудных элементов, служащие основой для последующих сопоставлений, приведены в табл. 55. Рассмотрение этих данных позволяет выявить некоторые факторы, оказывающие наиболее сильное влияние на содержание редких и рудных элементов в калиевом полево-м шпате гранитоидов.

Б а р и й. Среднее содержание 5093 g/m , коэффициент концентрации 6,4.

Средние содержания редких и рудных элементов
в калиевом полевом шпате гранитоидов, г/т

Элемент	Гранодиориты	Граниты биотитовые	Граниты лейкократовые и аляски- товые	Гранитоиды интрузивные (среднее)
Ba	—	5093,0 (109)	—	5093,0 (109)
Tl	12,0 (1)	1,8 (3)	—	4,4 (4)
Rb	280,5 (18)	406,3 (188)	973,9 (77)	552,7 (283)
Pb	39,2 (17)	43,8 (174)	51,5 (98)	46,1 (289)
Sr	260,0 (1)	610,0 (127)	—	607,3 (128)
W	2,5 (6)	2,0 (38)	2,5 (54)	2,3 (98)
Mo	2,0 (9)	2,0 (45)	1,2 (89)	1,5 (143)
Ga	12,0 (1)	29,9 (10)	—	28,3 (11)
Cs	—	5,2 (141)	250,0 (1)	6,9 (142)
Sn	1,2 (2)	8,8 (22)	2,3 (72)	3,8 (96)
U	—	4,25 (2)	—	4,25 (2)
B	—	10,2 (8)	3,0 (1)	9,4 (9)
Be	2,2 (15)	1,8 (96)	4,4 (100)	3,1 (211)
Li	10,2 (6)	20,4 (11)	26,5 (3)	18,2 (20)
Zn	—	25,5 (2)	—	25,5 (2)
Nb	4,9 (7)	5,3 (5)	8,9 (5)	6,2 (17)
Cu	—	5,7 (4)	—	5,7 (4)
Au	—	0,0011 (3)	0,0023 (1)	0,0014 (4)
Ta	0,34 (7)	0,78 (7)	1,5 (4)	0,8 (18)
Th	—	4,4 (4)	—	4,4 (4)

Более низкие средние содержания Ba характерны для калиевых полевых шпатов из гранитоидов Южной Калифорнии (5 определений) — 2500 г/т (Sen и др., 1959) и гранитоидов Австралии (70 определений) — 2124 г/т (Rhodes, 1968).

Количество бария в калиевом полевом шпате гранитоидов непостоянно, даже в пределах одного региона. Так, в Восточном Забайкалье в одних гранитных массивах калиевые полевые шпаты содержат 1250 г/т бария (Пампура, 1965), в других (93 определения) — 5575 г/т (Антипин и др., 1969). В Судетах (Полянский, 1965) среднее содержание бария в калиевых полевых шпатах из различных массивов варьирует от 2990 г/т (13 определений) до 1721 г/т (33 определений). В ортоклазе из гранитов Венгрии содержание бария сильно понижено и составляет 644 г/т (Nagy, 1969).

Средние содержания Ba в калиевых полевых шпатах из докембрийских гранитов Колорадо понижены в 4 раза и составляют (11 определений) 1161 г/т (Брей, 1952), что возможно отражает более низкие содержания Ba в песчано-сланцевых породах по сравнению с гранитоидами (Виноградов, 1962).

Обычно отмечается 1,5—4-кратное уменьшение содержания Ba в калиевом полевом шпате поздних генераций (Антипин, Кузьмин, 1969; Полянский, 1965), что может служить геохимической мерой отличия порфировых и порфиробластических выделений.

В гранитах Австралии не установлено существенной разницы в содержании бария в ортоклазе и микроклине. Отсутствует также связь между содержанием бария и главными элементами калиевого полевого шпата, в то время как между

содержаниями бария в калиевом полевом шпате и вмещающем его граните существует сильная положительная корреляция (Rhodes, 1968).

По сравнению с гранитами содержание Ва в калиевом полевом шпате пегматитов уменьшается (табл. 56). Микроклин из слюдоносных пегматитов Карелии содержит Ва 80—2100 г/т при отрицательной корреляции его содержаний с рубидием (Манаев, 1969).

Т а б л и ц а 56

Средние содержания редких и рудных элементов в калиевом полевом шпате измененных гранитоидов и жильных пород, г/т

Элемент	Граниты		Аплиты	Пегматиты	Кварцевые жилы
	интрузивные	измененные			
Ba	5093,0 (109)	—	—	410,0 (7)	—
Rb	552,7 (283)	711,2 (8)	622,0 (28)	5485,7 (182)	—
Pb	46,1 (289)	46,1 (16)	75,0 (12)	52,4 (8)	36,3 (3)
Sr	607,3 (128)	—	—	103,0 (8)	—
W	2,3 (98)	2,5 (12)	2,5 (5)	2,5 (6)	2,5 (2)
Mo	1,5 (143)	2,4 (19)	2,4 (7)	2,8 (8)	2,2 (3)
Ga	28,3 (11)	11,0 (5)	—	14,9 (8)	—
Cs	6,9 (142)	17,5 (4)	25,8 (26)	431,5 (179)	—
Sn	3,8 (96)	10,0 (1)	5,0 (1)	3,6 (4)	—
U	4,25 (2)	150,0 (1)	—	—	—
B	9,4 (9)	4,0 (3)	26,0 (1)	11,0 (1)	—
Be	3,1 (211)	2,3 (24)	3,1 (15)	4,6 (52)	1,6 (6)
Li	18,2 (20)	44,3 (7)	4,0 (1)	197,3 (167)	—
Nb	6,2 (17)	25,0 (1)	—	42,4 (2)	—
Au	0,0014 (4)	0,0013 (1)	—	0,0029 (1)	—
Ta	0,8 (18)	5,1 (1)	—	0,33 (1)	—

Т а л л и й. Среднее содержание 4,4 г/т, коэффициент концентрации 2,9.

Адамсон (Adamson, 1942) указывал на наличие в микроклине и ортоклазе следов Тl. Более конкретная цифра приводится для гранодиоритов Кураминского хребта, в ортоклазе которых содержание Тl составляет 1,4 г/т (Бадалов, Рабинович, 1966).

Аналогичные цифры (1,7—2,4 г/т) приводятся и для калиевого полевого шпата из гранитов Сусамырского батолита, в то время как в том же минерале из гранодиоритов содержание Тl увеличивается до 12 г/т (Таусон, 1961).

Более высокие содержания Тl (28—30 г/т) характеризуют амазониты пегматитового и гидротермального генезиса (Жиров, Стишов, 1965). В. В. Иванов (1959) приводит более высокие цифры содержания Тl в амазонитах (50—80 и до 300 г/т).

Значительное, 2—3-кратное, обогащение таллием, достигающее 61 г/т, наблюдается также в микроклинах поздних генераций из пегматитов (Слешнев, 1961; Солодов, 1962).

Р у б и д и й. Среднее содержание 552,7 г/т, коэффициент концентрации 2,8.

К полученным цифрам близко среднее содержание (70 определений) Rb в калиевых полевых шпатах из гранитоидов Австралии — 497 г/т (Rhodes, 1968). В калиевом полевом шпате из гранитов Сусамырского батолита содержание Rb составляет 250—400 г/т (Таусон, 1961); из тоналитов Западной Шотландии — 60—600 г/т (Ноккольдс, Митчелл, 1952); из гранитоидов Южной Калифорнии (5 определений) — 530 г/т (Sen и др., 1959).

Наблюдается вполне определенное, в среднем 3-кратное, обогащение рубидием калиевых полевых шпатов лейкократовых гранитоидов по сравнению с гранодиоритами (см. табл. 55). Последние, как правило, содержат меньше Rb, что подтверждает вывод о существовании сильной корреляционной связи между содержаниями Rb в калиевом полевом шпате и во включающем его граните. В то же время содержание Rb не зависит от степени упорядоченности или от содержания K и Na в калиевом полевом шпате (Rhodes, 1968).

Аналогичные соотношения установлены и в гранитоидах Чакчарских гор (Узбекистан), где в калиевом полевом шпате из кварцевых диоритов среднее содержание Rb составляет (2 определения) 415 $г/м$, а из аляскитов — 708 $г/м$.

Калиевые полевые шпаты автохтонных и интрузивных гранитов существенно не отличаются по содержанию от Rb. В то же время калиевые полевые шпаты измененных гранитов содержат Rb в среднем 711 $г/м$ (см. табл. 56). Микроклины из гранитов Приазовья, измененных поздними процессами, содержат Rb до 700—900 $г/м$ (Куц, Мищенко, 1963).

В Западном Забайкалье также установлено, что микроклины разных стадий минерализации характеризуются различным содержанием редких щелочных металлов (Онтоев, Батова, 1969). Наблюдается определенное (в 1,5—2 раза) обогащение рубидием поздних генераций микроклинов из пегматитов (Солодов, 1962).

В пределах Суцано-Пержанской зоны наиболее высокие содержания Rb — 3460—3950 $г/м$ — установлены в микроклине из поздних амазонитовых прожилков, а в мясо-красном микроклине из микроклинита — до 3830 $г/м$. Микроклины (амазониты) из кварцевых жил содержат Rb меньше (2260—2920 $г/м$), чем аналогичные поздние микроклины из полевошпатовых метасоматических пород (Зинченко, 1967).

Тенденция накопления Rb в поздние этапы кристаллизации хорошо прослеживается на составе микроклинов из жильных пород, связанных с гранитоидами. В этом минерале из пегматитов среднее содержание Rb (5485,7 $г/м$) в 10 раз превышает характерное для калиевого полевого шпата из гранитов (см. табл. 56).

Кроме того, отмечается 1,5-кратное обогащение рубидием калиевого полевого шпата из основной массы гранитоидов (Антипин, Кузьмин, 1969), а также 1,5—2-кратное обогащение рубидием калиевых полевых шпатов из апикальных частей гранитных интрузивов по сравнению с глубинными (Воронцов, Лин, 1966).

Калиевые полевые шпаты из щелочных пород содержат Rb меньше, чем те же минералы из гранитоидов (табл. 57), хотя в нефелиновых сиенитах Сынырского массива среднее содержание Rb (7 определений) составляет 540 $г/м$ (Тихоненкова и др., 1971), т. е. близко к вычисленному для гранитоидов. В нефелинах, сосуществующих с калиевым полевым шпатом, содержание Rb ниже и составляет 120—200 $г/м$.

Наиболее низкие содержания Rb установлены в калиевом полевом шпате из гнейсов (см. табл. 57).

С в и е ц. Среднее содержание 46 $г/м$, коэффициент концентрации 2,3.

Аналогичное содержание Rb установлено в калиевых полевых шпатах из гранитов Сретенского массива (Восточное Забайкалье), содержащих в среднем (75 определений) 40,2 $г/м$ Rb (Антипин и др., 1969) и повышенное (70 определений) — 66 $г/м$ — из гранитов Австралии (Rhodes, 1968). В то же время калиевый полевой шпат из гранитов Судет (Полянский, 1965) содержит 7,7 $г/м$ Rb, т. е. значительно меньше среднего. Наблюдается неуклонное увеличение содержания Rb в калиевых полевых шпатах при переходе от гранодиоритов к лейко-

Средние содержания редких и рудных элементов в калиевом полевом шпате интрузивных, эффузивных и метаморфических пород, г/т

Элемент	Граниты интрузивные	Эффузивы кислые	Спелиты	Гнейсы	Сланцы
Rb	552,7 (283)	250,0 (2)	382,1 (12)	295,0 (2)	—
Pb	46,1 (289)	41,0 (1)	46,0 (5)	—	—
W	2,3 (98)	1,7 (2)	—	—	—
Mo	1,5 (143)	0,7 (4)	—	—	—
Ga	28,3 (11)	—	21,3 (15)	20,0 (1)	23,0 (6)
Cs	6,9 (142)	22,6 (7)	16,1 (11)	—	—
Sn	3,8 (96)	11,0 (1)	1,4 (8)	—	—
B	9,4 (9)	7,0 (1)	—	—	—
Vc	3,1 (211)	2,6 (2)	1,7 (8)	—	—
Li	18,2 (20)	65,0 (2)	7,1 (11)	—	—
Nb	6,2 (17)	8,4 (3)	—	—	—
Cu	5,7 (4)	10,7 (4)	—	—	—
F	218,0 (10)	275,0 (4)	—	—	—
Ta	0,8 (18)	0,76 (3)	—	—	—
Th	4,4 (4)	—	4,2 (2)	—	—

кратовым гранитам и аляскитам (см. табл. 55). Увеличивается это содержание и в микроклине из пегматитов (табл. 56). Иногда содержание Pb увеличивается весьма значительно в амазоните из пегматитов и может достигать (6 определений) 280 г/т. В то же время в гранитах Восточного Забайкалья калиевые полевые шпаты основной массы содержат Pb в 1,5 раза меньше, чем порфиоровые выделения этого минерала (Антипин, Кузьмин, 1969).

Весьма интересен вывод, сделанный на основании статистической обработки большого материала, о независимости содержания Pb в калиевом полевом шпате как от степени упорядоченности этого минерала, так и от особенностей состава гранита (Rhodes, 1968).

В микроклинах рудоносных гранитов Северного Прибалхашья (Серых, Иванов, 1969) среднее содержание Pb (47 определений) составляет 60 г/т, что значительно выше среднего содержания (29 определений) того же элемента в микроклинах безрудных гранитов — 46,3 г/т. Одновременно устанавливается большая дисперсия содержаний Pb в микроклинах рудоносных гранитов. Из полученных данных видно, что содержание Pb в калиевом полевом шпате выдержано и сильно понижается только в этом минерале из автохтонных гранитов и гранитов габбровой формации. Эти данные подтверждаются сведениями о том, что калиевые полевые шпаты из гранитов габбровой формации Урала также характеризуются резко пониженным содержанием Pb (Ферштатер и др., 1969).

Среди различных регионов Советского Союза наиболее обогащены Pb калиевые полевые шпаты из гранитоидов Урала и Казахстана (см. табл. 58).

Калиевый полевой шпат вместе с плагиоклазом содержит в себе большую (до 80%) часть Pb гранитоидов (Таусон, 1961). Подобная склонность Pb накапливаться в калиевых полевых шпатах, близость ионных радиусов K и Pb позволяют считать возможным, несмотря на различные их валентности, гетеровалентный изоморфизм $KSi-PbAl$. В то же время различие в величине электроотрицательности K и Pb (соответственно 0,8 и 1,6), их потенциалов ионизации, склонность Pb к ковалентной связи, халькофильный характер иона Pb

Средние содержания редких и рудных элементов в калиевом

Район	W	Mo	Sn	Pb	I.i
Северо-Восток	2,5 (4)	2,5 (4)	—	26,8 (6)	—
Дальний Восток	2,5 (4)	2,5 (4)	17,3 (19)	40,5 (4)	—
Забайкалье	1,5 (9)	1,5 (19)	2,6 (11)	45,4 (113)	16 (2)
Восточный Саян	—	—	—	35,6 (34)	11,4 (8)
Горный Алтай	—	—	—	—	60 (2)
Тува	—	—	—	—	—
Урал	2,5 (21)	2,5 (22)	—	48,4 (44)	10 (4)
Кавказ	1,0 (6)	1,6 (7)	—	46 (1)	15 (2)
Казахстан	2,5 (51)	1,1 (83)	2,5 (68)	53,7 (82)	—
Среднее по интрузив- ным гранитоидам СССР	2,3	1,5	3,8	46,1	18,2

и оксифильный иона К позволяет предполагать, что в калиевых полевых шпатах эти элементы могут образовывать и двойные соли.

Ст р о н ц и й. Среднее содержание 607,3 г/т, коэффициент концентрации 2.

Сильно понижено по сравнению с приведенным значением среднее содержание Sr в калиевом полевом шпате из гранитов Судет (49 определений) — 155 г/т (Полянский, 1965); Австралии (70 определений) — 209 г/т (Rhodes, 1968). В то же время в калиевых полевых шпатах из гранитов Восточного Забайкалья содержание Sr может достигать 1350 г/т (Пампура, 1965), а по другим массивам составлять в среднем (106 определений) 700 г/т (Антипин и др., 1969).

Как и следовало ожидать, учитывая геохимическую близость Ca и Sr, максимальные количества этого элемента характерны для калиевых полевых шпатов из гранитоидов, а минимальные — из пегматитов (см. табл. 55, 56).

По сравнению со средним понижено содержание Sr в микроклинах из слюдоносных пегматитов Карелии, где оно составляет 80—190 г/т, при наличии отрицательной корреляции с содержанием в минерале рубидия (Манаев, 1969).

В гранитоидах Калифорнийского батолита содержание Sr в калиевом полевом шпате из гранодиорита (4 определения) — 180 г/т выше такового из гранитов — 130 г/т (Sen и др., 1959). Содержание Sr уменьшается в 1,5 раза в калиевых полевых шпатах из гранитов поздних фаз многофазных интрузивов (Остафийчук, 1964₂). Кроме того, содержание Sr в 1,5—2 раза больше в калиевом шпате из порфировых вкрапленников, чем в том же минерале из основной массы (Антипин и др., 1969), что все вместе взятое указывает на преобладающую тенденцию этого элемента рассеиваться в минералах ранних стадий кристаллизации.

Статистической обработкой многочисленных данных было установлено, что в калиевом полевом шпате наблюдается слабая связь между содержанием Sr и Ca и более сильная — между Sr и Ba. Кроме того, было показано, что содержание Sr не зависит от степени упорядоченности калиевого полевого шпата, но тесно связано с особенностями состава вмещающих гранитов (Rhodes, 1968).

В докембрийских гранитах Колорадо (Брей, 1952) содержание Sr в калиевых полевых шпатах значительно превышает приводимое среднее значение и

полевом шпате гранитоидов различных регионов СССР, $г/т$

Rb	Cs	Be	Ga	B	Sr	Ba
80 (1)	—	3,1 (8)	—	—	—	—
—	—	0,9 (5)	—	12 (5)	—	—
347,4 (155)	5,1 (139)	2,0 (55)	—	13 (1)	699 (106)	5209 (106)
398 (44)	—	—	—	—	—	—
—	—	4,5 (2)	—	4,5 (2)	—	—
—	—	2,6 (3)	18 (1)	—	—	—
698 (21)	250 (1)	1,1 (30)	—	—	130 (20)	—
605 (2)	8,5 (2)	2,3 (6)	—	—	—	—
1095,6 (61)	—	4,7 (91)	41,6 (5)	—	485 (2)	1225 (2)
552,7	6,9	3,1	28,3	9,4	607,3	5135,0

достигает в отдельных случаях 1222 $г/т$. Последнее, возможно, отражает более высокое содержание Sr в песчано-сланцевых породах, чем в гранитоидах (Виноградов, 1962).

В метаморфических породах наблюдается постепенное увеличение содержания Sr в калиевых полевых шпатах по мере увеличения степени метаморфизма пород (Virgo, 1968).

В о л ь ф р а м. Среднее содержание 2,3 $г/т$, коэффициент концентрации 1,5.

Содержание W весьма слабо изменяется в калиевых полевых шпатах из гранитоидов различного петрографического состава и из жильных пород их сопровождающих (см. табл. 55, 56). По сравнению с калиевыми полевыми шпатами из нерудоносных гранитоидов Верхнеудинского комплекса, содержащих 1,0 $г/т$ W (Иванова, Бутузова, 1968), наблюдается увеличение его содержания до 1,2 $г/т$ в калиевом полевом шпате из рудоносных гранитоидов Кукульбейского комплекса (Иванова, 1969).

В Приморье калиевые полевые шпаты Синегорского и Татибинского массивов, различных по масштабам ассоциирующей с ними минерализации, содержат W соответственно 3,3 и 0,7 $г/т$ (Левашов, Гречищева, 1970). В то же время калиевый полевой шпат из гранитов Чукотки, с которыми связано вольфрам-молибден-оловянное рудопроявление, не отличается повышенным содержанием W. Для разных массивов оно составляет (3 определения) 0,9 или 1,2 $г/т$ (Иванов и др., 1970).

Среди комагматических гранитов и липаритов Северного Кавказа содержание W больше в калиевом полевом шпате липаритов и составляет соответственно 1,0 и 1,2 $г/т$.

М о л и б д е н. Среднее содержание 1,5 $г/т$, коэффициент концентрации 1,5.

Содержание Mo в калиевых полевых шпатах гранитоидов изменяется незначительно и только в калиевых полевых шпатах пегматитов повышается до 2,8 $г/т$ (см. табл. 55, 56). В рудоносных гранитах Восточного Забайкалья, Северного Кавказа, Казахстана содержания Mo в калиевых полевых шпатах ниже среднего и составляют 0,6—1,3 $г/т$. Пониженные содержания Mo — 0,6 $г/т$ — отмечены и в калиевом полевом шпате из рудоносных гранитов

Западного Забайкалья (Петрова, 1966). Калиевые полевые шпаты нерудоносных гранитоидов Верхнеудинского комплекса (0,7 г/т; Иванова, Бутузова, 1968) и рудоносных гранитоидов Кукульбейского комплекса (0,64—0,9 г/т; Иванова, 1969) содержат практически аналогичные количества Мо. Среднее содержание Мо в калиевых полевых шпатах палеозойских гранитов Восточного Забайкалья (9 определений) — 0,94 г/т (Козлов, Рощупкина, 1965). Последние данные (Иванов и др., 1970) свидетельствуют о более низком содержании Мо в калиевом полевом шпате из гранитов Чукотки, с которыми связано вольфрам-молибден-оловянное оруденение. Оно составляет для двух массивов (3 определения) соответственно 0,5 и 0,5 г/т. И только в Приморье в калиевом полевом шпате из гранитов Синегорского и Татибинского массивов, сопровождаемых различной по масштабам вольфрам-молибденовой минерализацией, содержание Мо заметно различно: 1,8 г/т (9 определений) для первого массива и 0,2 г/т (12 определений) — для второго (Левашов и др., 1970).

Калиевые полевые шпаты комагматичных гранитов и липаритов Северного Кавказа содержат аналогичные количества Мо (4 определения) — 0,7 г/т. В то же время в калиевом полевом шпате из Далидагского интрузива, с которым связана молибденовая минерализация, содержание Мо составляет (20 определений) 8 г/т (Эфендиев, Гейдаров, 1959). Столь повышенное содержание может быть следствием или наличия микровключений молибденита, или точности применявшейся методики анализа.

Весьма примечательно, что калиевые полевые шпаты из гранитов габбровой формации содержат в среднем в 2 раза меньше Мо — 0,7 г/т, чем те же минералы из интрузивных гранитоидов.

Г а л л и й. Среднее содержание 28,3 г/т, коэффициент концентрации 1,4.

Эти цифры значительно превышают сведения о среднем содержании Ga в калиевом полевом шпате изверженных пород по Л. Таусону (1961) — 13 г/т и по Беллу (Bell, 1955) — 14 г/т. В ортоклазе из сиенитов содержание Ga несколько выше — 14—17 г/т (Борисенок, Таусон, 1959), чем в калиевом полевом шпате из гранитов и гранодиоритов, где оно равно 12 г/т.

В микроклине из гранитов Стшегом (Силезия) содержание Ga составляет 18—21 г/т. В микроклин-пертитах из пегматитов ранней пегматитовой фазы того же района содержание Ga колеблется от 24 до 30 г/т, в низкотемпературном полевом шпате из поздней пегматитовой геофазы — 34—51 г/т, в гидротермальном полевом шпате — 13—19 г/т.

В микроклине из гранита Крконоше обнаружено 17—20 г/т Ga; в микроклин-пертите из пегматитовой геофазы — 29—46 г/т; в калиевом полевом шпате пневматолит-гидротермальной геофазы — 15—17 г/т. Таким образом, максимальные концентрации Ga характеризуют калиевые полевые шпаты пневматолит-пегматитовой геофазы, минимальные — гидротермальной (Walenczak, 1959).

Среднее содержание Ga в ортоклазе из метаморфических пород Алдана — 23 г/т (Маракушев, Полин, 1961), т. е. несколько ниже, чем в калиевом полевом шпате интрузивных гранитоидов.

Ц е з и й. Среднее содержание 6,9 г/т, коэффициент концентрации 1,4.

Цезий является петрогенным аналогом калия. Однако значительные отличия в ионном радиусе и атомном весе затрудняют входение Cs в значительных количествах в решетку калиевых полевых шпатов и способствуют накоплению этого элемента в продуктах остаточной кристаллизации (Гинзбург, Ставров, 1969). Поэтому увеличение содержания Cs отмечается в калиевых полевых шпатах из лейкократовых гранитов и пегматитов (см. табл. 55, 56).

Особенно высокие содержания Cs характерны для калиевых полевых шпатов пегматитового генезиса 90,3—179,0 г/т (Джамалетдинов, 1967). В Восточном Забайкалье, например, калиевые полевые шпаты из гранитов Сретенского массива содержат Cs (75 определений) 2,5 г/т, из пегматоидных шпатов — 104 г/т, а амазонит из пегматитовой жилы того же массива (6 определений) — 400 г/т. Накопление Cs устанавливается и в калиевом полевом шпате основной массы, где его содержание в 2—5 раз выше, чем в порфировых вкрапленниках (Антипин, Кузьмин, 1969).

Среди гранитоидов Суцано-Пержанской зоны более высокие содержания Cs — 28—46 г/т — установлены в поздних микроклинах и амазонитах (Зинченко, 1967).

Калиевый полевой шпат измененных гранитоидов содержит Cs почти в 3 раза больше — 17,5 г/т, чем из неизмененных (см. табл. 56); тот же минерал из автохтонных гранитов, обычно несущих значительные следы метасоматического преобразования, также характеризуется повышенным содержанием Cs, которое составляет в среднем 16,4 г/т.

Калиевые полевые шпаты липаритов содержат в 3 раза больше цезия, чем тот же минерал из интрузивных гранитоидов (см. табл. 57). В Западном Тянь-Шане калиевый полевой шпат из кислых эффузивов также содержит больше Cs — 12 г/т (Отрошенко, 1967), чем вычисленное среднее.

По сравнению с гранитоидами калиевые полевые шпаты щелочных пород характеризуются более высоким содержанием Cs. В щелочных породах Северной Киргизии, например, содержание Cs в ортоклазе составляет 12—28 г/т (Злобин и др., 1962). Аналогичные содержания (в среднем 15,2 г/т) приводятся для калиевых полевых шпатов из нормальных и щелочных сиенитов (Зинченко, 1967). В микроклине из сиенит-пегматитов содержание Cs достигает 20 г/т, а в микроклине из нефелиновых сиенит-пегматитов — 80 г/т (Ставров, Портнов, 1965).

О л о в о. Среднее содержание 3,8 г/т, коэффициент концентрации 1,3.

Среди гранитоидов различного состава минимальные содержания Sn характерны для калиевого полевое шпата из гранодиоритов (см. табл. 55). Повышенные содержания Sn отмечены в калиевом полевом шпате из измененных гранитов, возможно, за счет импрегнации касситеритом (см. табл. 56).

Ортоклаз из гранита Вурмберг содержит Sn значительно меньше среднего — 0,3 г/т (Ottemann, 1940). Ниже среднего содержание Sn в калиевых полевых шпатах из гранитов Дальнего Востока, где оно составляет (37 определений) 2 г/т. Особенно высоких значений достигает содержание Sn в микроклинах из щелочных гранитов, где оно равно 44,5 г/т. В этих гранитоидах микроклины, наряду с другими породообразующими минералами, способны полностью рассеивать олово, содержащееся в граните (Коваленко и др., 1968).

Наблюдается некоторое увеличение содержания Sn в калиевом полевом шпате из оловоносных гранитов. В неоловоносных гранитах Верхнеудинского комплекса, например, содержание Sn в калиевом полевом шпате составляет 0,6 г/т (Иванова, Бутузова, 1968), а в том же минерале из оловоносных гранитов Кукульейского комплекса значительно больше — 1,2—10,0 г/т (Иванова, 1969).

Сильно повышено содержание Sn в калиевом полевом шпате из оловоносных гранитов Мяо-Чанского комплекса, где оно составляет в среднем (11 определений) 27,2 г/т (Руб и др., 1964). Сходные содержания Sn в калиевом полевом шпате (до 20 г/т) установлены в оловоносных гранитах массива Караоба

(Казахстан). В то же время в калиевом полевом шпате из неоловоносных гранитов Акчатау олово не обнаружено (Ганеев, 1964).

В неоловоносных гранитах Западного Забайкалья на долю калиевого полевого шпата приходится 4—11% общего содержания Sn в породе (Петрова, Легейдо, 1965), а в оловоносных гранитах Дальнего Востока — 1—4%. При этом устанавливается, что в оловоносных гранитах содержание Sn увеличивается с 2 до 4 г/т в калиевых полевых шпатах поздних этапов кристаллизации, по сравнению с теми же ранними этапами кристаллизации (Недашковский, Нарнов, 1968).

В калиевом полевом шпате из щелочных пород содержание Sn ниже среднего (см. табл. 57). При этом устанавливается, что калиевые полевые шпаты из щелочных сиенитов содержат Sn больше (2 определения) — 1,2 г/т, чем тот же минерал из нефелиновых сиенитов — 0,85 г/т. На его долю в первом случае приходится 26—27%, а во втором — 8% общего Sn породы (Коваленко и др., 1970).

У р а н. Среднее содержание 4,25 г/т, коэффициент концентрации 1,2.

Меньшие содержания U отмечались в ортоклазе из гранитов Южно-Калифорнийского батолита — 1,3 г/т (Ларсен, Фейр, 1956) и Урала — 0,5 г/т (Крылов, Атрашенок, 1959). Низкие содержания U (1—4 г/т) были определены и в микроклинах из подольских гранитов Украины докембрийского возраста (Бартницкий и др., 1969). Повышенные содержания U (8 г/т) установлены в микроклине биотитовых гранитов Горного Алтая и еще более высокие — (10 г/т) — в микроклине из двуслюдяных гранитов (Таусон, 1956).

Непостоянное содержание U в калиевых полевых шпатах во многом объясняется условиями, которые определяют преобладающую форму нахождения редкого элемента — минеральную или изоморфную. Непостоянный баланс радиоактивных элементов в гранитах подтверждает это. В гранитах Горного Алтая, например, с акцессорными минералами связано 40—50% U породы (Таусон, 1961). В гранитах Казахстана основная масса урана сосредоточена в акцессорных минералах (67%) и только меньшая (33%) — в породообразующих (Баранов, Ду Ле-Тянь, 1961). В гранитоидах Тироля 95% радиоактивности породы обусловлено акцессорными минералами (Spears, 1961). В других случаях с породообразующими минералами связано в гранитах Горной Шории до 90% урана породы (Осипов и др., 1964), в гранитах Армении — 66% (Меликсетян, 1961), Тянь-Шаня — 60% (Леонова, Таусон, 1958).

Б о р. Среднее содержание 9,4 г/т, коэффициент концентрации 0,6.

В ортоклазе из интрузивных пород Тянь-Шаня среднее содержание В значительно выше (20 определений) и составляет 18,4 г/т (Отрощенко и др., 1966). Несколько выше среднего (4 определения) — 15 г/т (Руб и др., 1964) — содержание В в калиевых полевых шпатах из оловоносных гранитоидов Дальнего Востока.

В ортоклазе из кислых эффузивов среднее содержание В (6 определений) — 7 г/т (Отрощенко, 1967) несколько ниже, чем в интрузивных гранитоидах. Содержание В значительно меньше в калиевом полевом шпате автохтонных гранитов или гранитоидов габбровой формации и значительно увеличивается в микроклине из пегматитов (см. табл. 57).

Б е р и л л и й. Среднее содержание 3,1 г/т, коэффициент концентрации 0,6.

Слабая концентрация Be в калиевых полевых шпатах подтверждается данными по гранитам Восточного Забайкалья, где коэффициент концентрации Be в калиевых полевых шпатах обычно не поднимается выше 1,0 (Таусон и др., 1969).

По сравнению с приведенным средним понижено в 2 раза содержание Be в калиевом полевоом шпате из гранитов Восточной Сибири, где оно составляет (96 определений) — 1,5 г/м (Петров, 1969).

Содержание Be подвержено известным колебаниям: оно значительно понижается в калиевых полевых шпатах из кварцевых жил и сильно увеличивается в том же минерале из лейкократовых гранитов и пегматитов, где оно составляет в среднем 4,4—4,6 г/м, а в отдельных случаях 14 г/м (см. табл. 56, 57). Наблюдается двух-трехкратное обогащение бериллием калиевых полевых шпатов поздних генераций, а также из гранитов поздних фаз многофазных интрузивов, свидетельствующее о тенденции этого элемента накапливаться в поздних продуктах. В северо-восточной Туве калиевые полевые шпаты из гранитов глубинной фации содержат Be 3,1 г/м, а из апикальной — 4,7 г/м (Пополитов и др., 1967).

Доля бериллия, приходящаяся на калиевый полевой шпат, зависит от состава гранитоида. В гранодиоритах на долю этого минерала приходится 4,0%, в амфиболо-биотитовых гранитах — 17,4%, в биотитовых гранитах — 11,7%, в лейкократовых гранитах — 5,3% (Петров, 1969).

При выветривании микроклина, сопровождающемся замещением его агрегатом галлузита и каолинита, существенного выноса бериллия не наблюдается.

Калиевые полевые шпаты из щелочных и нефелиновых сиенитов по сравнению с теми же из гранитов содержат Be меньше — 0,8—1,2 г/м (Пополитов и др., 1967). Сходные содержания Be (6 определений) — 3,4 г/м — приводятся и для калиевых полевых шпатов из нефелиновых сиенитов Сынырского массива. В ассоциирующих с ними нефелинах содержание Be значительно выше (2 определения) — 12,5 г/м (Тихоненкова и др., 1974).

Т а н т а л. Среднее содержание 0,8 г/м, коэффициент концентрации 0,2.

В многофазном Биту-Джидинском гранитном массиве (Прибайкалье) содержание Ta в микроклине увеличивается с 0,41 до 1,64 г/м при переходе от I к III фазе (Косалс, Мазуров, 1970) и составляет в среднем 0,7 г/м, что ниже вычисленного среднего.

В щелочных гранитах Восточного Памира (данные В. С. Павленко) среднее содержание Ta в калиевых полевых шпатах (9 определений) 0,8 г/м. В калиевых полевых шпатах из измененных гранитов содержание Ta заметно увеличивается (5,1 г/м), очевидно, за счет микровключений тантало-ниобатов. Специальные исследования (Барсукова, 1970) показали, что в полевых шпатах из альбитизированных пород Ta и Nb находятся в виде субмикроскопических включений тантало-ниобатов.

В комагматичных гранитах и липаритах Северного Кавказа содержание Ta больше в калиевом полевоом шпате из липаритов и составляет (4 определения) соответственно 0,29 и 0,76 г/м.

Л и т и й. Среднее содержание 18,2 г/м, коэффициент концентрации 0,4.

Низкое значение коэффициента концентрации свидетельствует об ограниченном вхождении Li в калиевые полевые шпаты, что может способствовать в гранитоидах определенного состава образованию этим элементом собственных минералов.

По сравнению с вычисленным средним содержание Li повышено в калиевом полевоом шпате из гранитоидов Сусамырского — 1—2 г/м (Таусон, 1961) и Калифорнийского — 10 г/м (Sen и др., 1959) батолитов.

Содержание Li в калиевом полевоом шпате зависит от состава гранитоида и максимально в бедных биотитом лейкократовых гранитах (см. табл. 55). Особенно увеличивается содержание Li в калиевом полевоом шпате из измененных

гранитов и из пегматитов (см. табл. 56). В измененных микроклиновых гранитах Приазовья содержание Li также повышается до 20—30 г/т (Куц, Мищенко, 1963). Увеличивается содержание Li в калиевом полевоом шпате и при переходе от глубинной к апикальной фации гранитоидов Бугульминского комплекса (Восточный Саян), что свидетельствует о способности этого элемента переноситься и концентрироваться летучими в верхних частях магматических камер (Воронцов, Морозов, 1966).

Есть данные о том, что редкие щелочи, в том числе и литий, наблюдаются в санидине и ортоклазе гораздо реже, чем в микроклине. Отмечалась также связь лития с натрийсодержащими разностями полевых шпатов, выражающаяся в большем содержании лития в микроклип-пертитах по сравнению с микроклинами (Зинченко, 1967).

Содержание Li в калиевом полевоом шпате из щелочных пород (см. табл. 57) значительно ниже, чем из гранитоидов. В калиевых полевых шпатах из нефелиновых сиенитов Сынырского массива содержание Li уменьшается (2 определения) до 4,5 г/т. В сосуществующих нефелинах количество Li увеличивается до (10 определений) 11,5 г/т (Тихоненкова и др., 1971).

Н и о б и й. Среднее содержание 6,2 г/т, коэффициент концентрации 0,3.

В многофазном Биту-Джидинском массиве (Прибайкалье) содержание Nb увеличивается с 3,5 г/т в микроклине I фазы до 14 г/т из гранитов III фазы (Косалс, Мазуров, 1970) и составляет в среднем 8,2 г/т, что близко вычисленному среднему.

В щелочных гранитах Восточного Памира (данные В. С. Павленко) среднее содержание Nb в калиевых полевых шпатах составляет (9 определений) 11 г/т, т. е. несколько выше, чем приведенное среднее. В калиевых полевых шпатах из измененных гранитов содержание Nb заметно увеличивается и составляет 25 г/т, очевидно, за счет микровключений тантало-ниобатов.

В комагматичных гранитах и липаритах Северного Кавказа содержание Nb больше в микроклине из липаритов и составляет в среднем (4 определения) соответственно 4,9 и 8,4 г/т.

З о л о т о. Среднее содержание 0,0014 г/т, коэффициент концентрации 0,3.

В микроклине из гранитоидов Урала среднее содержание Au 0,0014 г/т (Бушляков, 1969₂). В незначительно серицитизированном и альбитизированном ортоклазе из гранитов Узбекистана оно составляет 0,0032 г/т (Хамрабаев, 1969).

Есть данные о том, что среднее (27 определений) содержание Au в смеси полевых шпатов составляет 0,0040 г/т (Щербаков, Пережогин, 1964).

Ц и н к. Среднее содержание 25,5 г/т, коэффициент концентрации 0,4.

Сведения о содержании Zn в калиевом полевоом шпате крайне скудны и отрывочны. В варисских гранитоидах Северного Тянь-Шаня, с которыми парагенетически связаны полиметаллические рудопроявления, калиевые полевые шпаты содержат Zn 19 г/т (Гаврилин и др., 1966), т. е. меньше вычисленного среднего. В ортоклазе из гранитов Венгрии содержание Zn выше среднего и составляет 32 г/т (Nagy, 1969).

Ф т о р. Среднее содержание 218,0 г/т, коэффициент концентрации 0,3.

Наблюдается известное отличие в содержании F в калиевом полевоом шпате из гранитоидов различных районов. Так, анортоклаз из эльджуртинского гранитного массива (Северный Кавказ) содержит в среднем меньше F (6 определений) — 52,5 г/т, чем микроклип-пертиты из гранитов массивов Кызылрай и Каркаралинск (Казахстан), содержащие F соответственно 180 и 200 г/т.

Наиболее значительно отличие в содержании F между калиевыми полевыми шпатами послекембрийских интрузивных и докембрийских автохтонных гранитов. Последние содержат F в 4 раза больше, что свидетельствует о большой роли щелочно-фтористого метасоматоза в формировании окончательного облика этих пород.

Т о р и й. Среднее содержание 4,4 г/м, коэффициент концентрации 0,2.

Содержание Th в микроклинах докембрийских гранитов Украины непостоянно — 3—39 г/м (Бартницкий и др., 1969). Ранее приводились сведения о том, что содержание Th в калиевых полевых шпатах из житомирских гранитов Украины составляет 5,8 г/м (Ивантишин, 1960).

Высокие содержания Th (7,3 г/м) были определены в калинатровом полево-м шпате из нефелиновых сиенитов Ловозерского массива (Поляков, Кот, 1965).

Р е д к и е з е м л и. Сведений о их содержании в калиевом полево-м шпате очень мало. Калиевый полевой шпат из гранитов Калифорнии (Towell и др., 1965) содержит 13,3 г/м TR_2O_3 , коэффициент концентрации в этом случае 0,04, т. е. количество калиевого полевого шпата в гранитоиде не будет существенно сказываться на рассеянии редких земель и их способности образовывать собственные минералы. В многофазных массивах содержание TR увеличивается с 79 г/м в полевых шпатах из гранитов I фазы до 153 г/м в полевых шпатах из гранитов IV фазы (Алексиев, 1965).

Н и к е л ь. Содержание Ni в калиевом полево-м шпате нами не определялось. По данным В. И. Серых (1964), среднее содержание Ni в полевых шпатах гранитоидов составляет (32 определения) 9 г/м.

Индикаторные признаки калиевого полевого шпата гранитоидов

Несмотря на интенсивное изучение геохимии гранитоидов, характер зависимости между содержанием в калиевом полево-м шпате различных рудных и редких элементов и петрографическим составом гранитоида, его генезисом или рудоносностью остается во многом не выясненным. В значительной мере это связано с тем, что калиевые полевые шпаты только недавно начали эффективно выделять из гранитоидов в чистом виде (Пиккат-Ордынская, 1967; Зеленко, 1969). Сведения о содержании рудных и редких элементов в калиевых полевых шпатах гранитоидов достаточно скудны, так как во многих работах цифры содержаний Mo, Sc, B, Sr, Be, Au относятся к полевым шпатам вообще (Зилов и др., 1963; Мельниченко, Могаровский, 1968₁₋₃; Могаровский, Мельниченко и др., 1967; Лыхин, Кубышкина, 1967; Аношин, Потапьев, 1965), без разделения их на калиевые полевые шпаты и плагиоклазы.

Данные табл. 59 свидетельствуют о том, что в наибольшей степени ($K=2$ и больше) в калиевом полево-м шпате гранитоидов концентрируются Tl, Rb, Pb, Sr и особенно Ba. Для этих элементов калиевый полевой шпат может рассматриваться как наиболее чуткий индикатор.

Наблюдаются известные отличия в содержании редких элементов в калиевом полево-м шпате в зависимости от состава гранитоида (см. табл. 55).

Калиевые полевые шпаты лейкократовых гранитов и аляскистов характеризуются самыми высокими содержаниями Li, Rb, Cs, Nb, Ta, так как практически лишены биотита — минерала, в котором рассеивается большая часть этих элементов. В них же установлены самые высокие средние содержания Be и Pb и самые низкие Mo. Олово, бор, галлий, стронций в наибольшем количестве присутствуют в калиевом полево-м шпате из биотитовых гранитов, в то время

**Коэффициенты концентрации (K) редких и рудных элементов
в калиевом полевом шпате гранитоидов**

Элемент	Среднее содержание, г/т		K	Элемент	Среднее содержание, г/т		K
	в граните (кларк)	в калиевом полевым шпате			в граните (кларк)	в калиевом полевым шпате	
Ba	830,0	5093,0	6,1	Be	5,5	3,1	0,6
Tl	1,5	4,4	2,9	Li	40,0	18,2	0,4
Rb	200,0	552,7	2,8	Zn	60,0	25,5	0,4
Pb	20,0	46,1	2,3	Nb	20,0	6,2	0,3
Sr	300,0	607,3	2,0	Au	0,0045	0,0014	0,3
W	1,5	2,3	1,5	F	800,0	218,0	0,3
Mo	1,0	1,5	1,5	Ta	3,5	0,8	0,2
Ga	20,0	28,3	1,4	Th	18,0	4,4	0,2
Cs	5,0	6,9	1,4	Mn	600,0	135,0	0,2
Sn	3,0	3,8	1,3	Y	34,0	4,7	0,1
U	3,5	4,25	1,2	TR	350,0	13,3	0,04
B	15,0	9,4	0,6				

как этот минерал из богатых биотитом и роговой обманкой гранодиоритов обеднен всеми перечисленными элементами.

Вполне определенные отличия выявляются при сравнении содержания редких и рудных элементов в калиевом полевом шпате из гранитоидов различных регионов Советского Союза (см. табл. 58). Так, калиевые полевые шпаты из гранитоидов Дальнего Востока выделяются самым высоким средним содержанием Sn, В и самым низким — Ве.

Сравнивая состав калиевых полевых шпатов из гранитоидов Восточного Забайкалья и Казахстана, для которых имеется наибольшее количество анализов, можно заметить, что первые содержат меньше W, Pb, Rb, Be и больше Sr, Ba и, отчасти, Sn и Mo. Эти отличия в ряде случаев достаточно достоверно отражают металлогенические особенности гранитоидов этих регионов.

Рассматривая возможные индикаторные свойства калиевых полевых шпатов, необходимо остановиться на следующих признаках, которые могут быть наиболее аргументированы.

Влияние процессов дифференциации отчетливо сказывается на содержании в калиевых полевых шпатах различных редких и рудных элементов. Сравнение составов калиевых полевых шпатов из гранитоидов различных фаз многофазных интрузивов показывает (табл. 60), что при иногда наблюдающемся монотонном распределении в них содержания Sn, W, Mo и Cs имеет место и обогащение ими калиевых полевых шпатов из гранитоидов поздних фаз. Последнее также характерно и для Pb, Ga, Rb и особенно Be, Li, Nb и Ta. В то же время В, Ba, Sr в большем количестве встречаются в калиевых полевых шпатах из гранитов ранних фаз.

В значительной мере аналогичная картина наблюдается и при сравнении составов калиевых полевых шпатов из гранитов и связанных с ними жильных пород (см. табл. 56). Содержание W и Sn практически не испытывает изменения, и только для Mo отмечается некоторое его накопление в калиевых полевых шпатах из пегматитов и кварц-полевошпатовых жил. В последних также нередко концентрируются Pb и Be.

Содержания редких и рудных элементов в калиевом полевом шпате
гранитоидов многофазных интрузивов, $г/т$

Район	Элемент	Фаза			Автор или литературный источник
		I	II	III	
Восточное Забайкалье	Sn Be	1,2 0,92	1,1 1,6	— 3,3	Петрова, Легайдо, 1965; Таусон и др. 1969
Горный Алтай	Li Rb Cs B Be	4 500 10 9 2,5	6 500 10 9 2,5	18 820 12 7 2,0	Косалс и др., 1965
Северный Казахстан	Ga Ba Sr	36 1350 570	44 1000 400	— — —	Остафшичук, 1964 ₁ , 1962 ₂
Центральный Казахстан	W Mo Pb Be	2,5 0,6 24 1,5	2,5 0,6 42 5,0	2,5 0,6 35 7,0	Ляхович, 1967
Юго-Западное Прибай- калье	Mo W Sn Nb Ta	0,15 0,5 1,8 3,5 0,41	0,2 1,0 1,5 7,0 —	0,3 2,0 1,5 14,0 1,64	Косалс, Мазуров, 1970

Более отчетливо выражено обогащение калиевых полевых шпатов из аплитов и пегматитов Pb, Rb, Be, Li и Cs. Содержание этих элементов в калиевом полевом шпате из пегматитов достигает значительной величины: до 1835 $г/т$ Rb и до 400 $г/т$ Cs. В то же время содержание Ga, Ba и Sr всегда выше в более рано кристаллизовавшемся калиевом полевом шпате материнских гранитоидов (табл. 61). В отношении этих элементов наблюдается аналогия с калиевым полевым шпатом из гранитов ранних интрузивных фаз.

Подобное накопление редких элементов в калиевом полевом шпате можно рассматривать не только как своеобразный показатель степени дифференциации. Оно интересно и в том отношении, что содержания редких элементов в калиевых полевых шпатах из пегматитов иногда столь значительны, что они могут рассматриваться как потенциальное сырье на соответствующий элемент.

Из табл. 56 видно, что содержание редких элементов в калиевом полевом шпате из аплитовых жил обычно выше, чем в материнском граните. В Восточном Забайкалье так же имеются примеры, когда в калиевом полевом шпате из аплитовых жил, связанных с мезозойскими гранитами, содержание Rb

**Содержания редких элементов в калиевом полевом шпате гранитоидов
и связанных с ними жильных пород, г/т**

Урал

Порода	W	Mo	Pb	Be
--------	---	----	----	----

Шилово-Коневский массив

Граниты	2,5	0,6	40	0,7
Аплиты	2,5	0,6	—	—
Пегматиты	—	6	—	0,5
Кварцевая жила	2,5	0,6	15	0,7

Джабык-Карагайский массив

Граниты	2,5	0,6	30	1
Аплиты	2,5	0,6	28	2
Пегматиты	2,5	0,6	49	3
Кварцевая жила	—	0,8	—	0,5

Кочкарский массив

Граниты	2,5	0,6	60	1
Аплиты	2,5	0,6	11	3,5
Пегматиты	2,5	0,6	60	1
Кварцевая жила	—	—	14	3

Восточное Забайкалье (Антипин и др. 1969)

Порода	Rb	Cs	Sr	Ba	Pb	Be
--------	----	----	----	----	----	----

Верхнеголготайский массив

Граниты (18)	410	1,7	515	3255,5	55,7	1,2
Аплиты (2)	540	16	—	—	—	—

Нижнеголготайский массив

Граниты (13)	644	5,8	474,6	2546	66,3	1,3
Аплиты (7)	925	51	100	410	106	4,3

Сретенский массив

Граниты (75)	267,7	2,5	782	7293	53,5	—
Аплиты (7)	540	17	105	480	66	—
Пегматиты (6)	1835	400	75	150	280	—

Кара-Чачинский массив

Граниты (24)	295	7,5	—	—	—	—
Аплиты (5)	435	12	—	—	—	—

Курепгинский массив

Граниты (6)	303,3	4,0	—	—	—	—
Аплиты (3)	365	5	—	—	—	—

Амуджиканский массив

Граниты (17)	477	12,2	—	—	—	—
Аплиты (2)	785	44	—	—	—	—

в 1,5, Cs в 2—3, Pb в 2,5 раза выше, чем в калиевых шпатах материнских гранитов, в то время как содержание Ba и Sr в 2—3 раза ниже (Антипин и др., 1969).

Однако значительное увеличение содержания редких элементов наблюдается только в микроклинах из пегматитов (табл. 62). При этом особенно обогащены ими микроклины из редкометалльных и микроклиновых пегматитов, в которых содержание рубидия может достигать 8890 и 10 100 г/т.

Т а б л и ц а 62

Средние содержания Li, Rb и Cs в калиевом полевошпатовом граните и пегматитах, г/т

Порода	Li	Rb	Cs	Ba
--------	----	----	----	----

Советский Союз (Солодов и др., 1968)

Слюдоносные пегматиты, микроклины (11) . . .	2	270	34	—
Редкометалльные пегматиты, микроклины I генерации (31)	74	3 190	250	—
То же, микроклины II генерации (3)	200	8 400	2530	—
Граниты, амазонит (6)	280	1 500	30	—
Редкометалльные пегматиты, амазонит (4) . . .	53	10 100	110	—

Западный Узбекистан (Джамалетдинов, 1967)

Биотитовые граниты	—	290	23	—
Кварц-полевошпатовые пегматиты	—	1050	55	—
Сложнозамещенные пегматиты	—	3000	179	—

Северо-Байкальский пегматитовый пояс (Мануйлова и др., 1966)

Слюдоносные пегматиты (16)	15,0	398	2,1	1,74
Керамические пегматиты (12)	11,7	568	4,6	0,76
Редкометалльные пегматиты (8)	2,2	1516	36	14,0
Среднее (36)	11,0	704	8,9	4,1

Восточный Саян (Шиманский, Учакин, 1962)

Микроклиновые пегматиты	360 (82)	8890 (94)	653 (93)	—
-----------------------------------	----------	-----------	----------	---

В докембрийских пегматитах Северо-Запада СССР калиевые полевые шпаты содержат в среднем (26 определений) рубидия 12 859 г/т (Гордиенко, Каменцев, 1967). Содержание цезия значительно увеличивается в калиевых полевых шпатах из сложно замещенных пегматитов — 179 г/т, микроклиновых пегматитов — 653 г/т и особенно в поздних микроклинах редкометалльных пегматитов — до 2530 г/т (см. табл. 62).

Высоким содержанием Rb — 4823—30 030 г/т — характеризуются микроклины из пегматитов Варутреска (Adamson, 1942), а В. И. Вернадский в 1913 г. предложил называть рубидиевым микроклином амазонит с Ильменских гор, содержащий рубидия до 20 930—28 392 г/т.

Определенные отличия в содержании Li, Rb и Cs наблюдаются (Солодов и др., 1968) в микроклинах из слюдоносных и редкометалльных пегматитов (см. табл. 62). Микроклины последних значительно обогащены редкими щелочами, и что особенно характерно, их поздние генерации содержат значительно больше

этих элементов, что отражает их все увеличивающуюся концентрацию, вплоть до образования собственных минералов.

Из приведенных данных видно, что содержание редких элементов в калиевых полевых шпатах из пегматитов во многом определяется типом последних.

По сравнению с пегматитами, калиевые полевые шпаты гидротермального генезиса наиболее обогащены Tl (табл. 63), хотя в поздних микроклинах пегматитов альбит-микроклинового типа содержание Tl может быть еще выше — до 61 г/т.

Таблица 63

Средние содержания Rb, Tl и Pb в амазонитах различного генезиса, г/т
(Жиров, Стишов, 1965)

Минерал	Rb	Tl	Pb
Пегматитовый амазонит	2200 (19)	28 (27)	590 (44)
Гидротермальный амазонит	2800 (9)	30 (9)	150 (16)

Влияние дифференциации отражается и в различном содержании редких элементов в калиевых полевых шпатах из основной массы и порфировых вкрапленников. Первые обычно значительно обогащены Be и Rb и обеднены Sr и Ba, в то время как калиевые полевые шпаты из вкрапленников нередко содержат больше Pb и Mo. В пегматитах более поздние генерации микроклина по сравнению с более ранними также содержат меньше Sr и Ba и больше Rb (табл. 64, 65).

Примечательно, что на составе калиевого полевого шпата сказываются те изменения в составе магмы, которые вызываются процессами газовой дифференциации. В частности, они выражаются тем, что калиевый полевой шпат из апикальных частей массивов по сравнению с тем же минералом из глубинных частей обогащен Li, Rb, Be (табл. 66). Эти наблюдения представляют особый интерес, так как позволяют судить о степени накопления редких и рудных элементов или в отдельных участках интрузивов или в продуктах поздних этапов кристаллизации, т. е. о рудогенерирующей способности магмы.

Обогащены литием до 65 г/т калиевые полевые шпаты кислых эффузивов, также нередко содержащих этот элемент в большем количестве, чем материнские гранитоиды (см. табл. 57).

Калиевые полевые шпаты из гранитоидов, измененных такими постмагматическими процессами, как альбитизация или грейзенизация, содержат меньше Be, B, Ga, в то время как содержания Mo, Sn, Rb и особенно U, Cs и Li увеличиваются (см. табл. 56).

Есть и другие данные, указывающие на то, что в процессе изменения калиевых полевых шпатов находящиеся в них редкие и рудные элементы могут переходить в раствор. Так, на примере гранитов Горного Алтая было показано, что сравнительно легкая подвижность урана в породообразующих минералах и особенно в калиевых полевых шпатах говорит о возможности обогащения ураном рудоносных растворов за счет выщелачивания его из минералов (Осипов и др., 1964). В гранитоидах Восточного Саяна при альбитизации из калиевых полевых шпатов выносятся Li и Rb, причем Li выщелачивается более интенсивно (Гамалея, 1968).

Имеются указания, что калиевые полевые шпаты, возникающие в процессе метасоматоза, менее богаты Pb, чем те же минералы магматической кристал-

**Средние содержания редких элементов в калиевом полевом шпате
различных генераций, g/m**

Минерал	Rb	Cs	Ba	Tl	Pb	Ba	Sr
Граниты Восточного Забайкалья (Антипин и др., 1969)							
С р е т е н с к и й м а с с и в							
Вкрапленники (70)	260	2	—	—	41	6600	800
Основная масса (5)	375	10	—	—	29	1700	530
В е р х н е г о л г о т а й с к и й м а с с и в							
Вкрапленники (15)	400	Сл.	0,9	—	59	3000	550
Основная масса (3)	460	10	2,9	—	39	1200	340
Н и ж н е г о л г о т а й с к и й м а с с и в							
Вкрапленники (10)	600	3	1,0	—	73	2950	530
Основная масса (3)	790	15	4,5	—	44	1200	290
К а р а - Ч а ч и н с к и й м а с с и в							
Вкрапленники (12)	282	5	—	—	—	—	—
Основная масса (12)	308	10	—	—	—	—	—
К у р е н г и н с к и й м а с с и в							
Вкрапленники (5)	301	4	—	—	—	—	—
Основная масса (1)	315	3	—	—	—	—	—
А м у д ж и к а н с к и й м а с с и в							
Вкрапленники (9)	435	8	—	—	—	—	—
Основная масса (8)	524	17	—	—	—	—	—
Граниты Судет (Полянский, 1965)							
Вкрапленники	950	—	—	—	8	3040	230
Основная масса	920	—	—	—	8	2220	205
Пегматиты Восточного Саяна (Слепнев, 1961)							
Ранний микроклин	1680	80	—	5	—	—	—
Поздний микроклин	6000	220	—	17	—	—	—
Пегматиты Мамского района (Шмакин, 1970)							
Микроклин I генерации	320	1	—	—	60	7200	550
» II »	607	4	—	—	40	4600	720
» III »	365	1	—	—	80	420	95
» IV »	300	2	—	—	140	330	85
Пегматиты Северо-Запада СССР (Гордиенко, 1970)							
Калиевый полевой шпат I генерации . .	670	190	—	—	—	—	—
То же, II генерации	1130	470	—	—	—	—	—

**Содержания Be, Rb и Mo в различных генерациях калиевого полевого шпата
гранитоидов Казахстана, г/т
(Серых, 1966)**

Массив	Be		Rb		Mo	
	Вкраплен- ники	Основная масса	Вкраплен- ники	Основная масса	Вкраплен- ники	Основная масса
Акчатау	6,1 5,4 2,5	9,0 12,0 6,4	750 655 —	822 737 —	0,9 3,0 —	0,7 0,8 —
Коктенколь	3,2	4,4	—	—	—	—
Куу	—	—	1183	2184	—	—
Жаманкарабас	—	—	500 646 828	1046 800 1137	0,3 0,6 0,6	1,0 0,5 0,7

Таблица 66

**Содержания Li, Rb и Be в калиевом полевоом шпате
из гипсометрически различных участков гранитного массива, г/т
(Воронцов, Лин, 1966; Пополитов и др., 1967)**

Район	Фация					
	глубинная			апикальная		
	Li	Rb	Be	Li	Rb	Be
Восточный Саян	Сл. Сл. 5	260 296 110	— — —	17 6 13	355 265 255	— — —
Северо-Восточная Тува	—	—	3,1	—	—	4,7

лизации. Это объясняется выносом Rb, который в условиях высокой щелочности растворов, производящих метасоматическое изменение породы, мог образовывать комплексные анионы типа $[\text{Pb}(\text{OH})_4]^{2-}$ или $[\text{Pb}(\text{OH})_3]^-$ (Иваницкий и др., 1966). Это подтверждается тем, что в метасоматических калишпатах палеозойских гранитоидов Восточного Забайкалья содержание Rb понижается от 25—35 г/т (калишпаты наиболее распространенных пород главной фазы) до 16 г/т. Таким же образом, по данным Н. Сретенской (1963), в гидротермальных микроклинах из пегматитов Восточного Казахстана содержание Rb падает до 1,9 г/т.

На Северном Кавказе калиевые полевые шпаты из центральных частей массива биотитовых гранитов содержат Be 3—4 г/т, а содержащие пертитовые вросстки более измененные калиевые полевые шпаты из прикровлевых частей массива — только 1,5 г/т.

Если неизменный микроклин докембрийских гранитов Таракского массива (Енисейский край) содержит в среднем (13 определений) Rb 380 г/т и

Pb 300 г/т, то в альбитизированном микроклине содержания этих элементов резко уменьшаются и составляют соответственно 60 и 180 г/т (Жиров, Урусова, 1962).

В микроклине из пегматитов Калбинского хребта содержание Tl достигает 36 г/т, а в более поздних микроклинах, образовавшихся за счет перекристаллизации более ранних генераций этого минерала, значительно меньше — 14 г/т (Сретенская, 1963).

Все это может служить известным указанием на возможность активного участия находящихся в калиевых полевых шпатах рудных и редких элементов в тех процессах, которые способствуют перераспределению редких элементов и нередко приводят к рудообразованию.

Однако при слабо проявленном позднемагматическом изменении гранитоида вынос рудных и редких элементов из калиевого полевого шпата выражен довольно слабо (табл. 67). Есть сведения о том, что постмагматическая перекристаллизация калиевых полевых шпатов мало влияет на содержание в них Sr (Hall, 1967).

Таблица 67

Содержания редких и рудных элементов в калиевом шпате
гранитов Восточного Забайкалья, г/т

Порода	W	Mo	Pb	Ba
Саханайский массив				
Граниты биотитовые	2,5	2,5	37	2
Граниты альбитизированные	2,5	2,5	33	2
Дульдургинский массив				
Граниты биотитовые	2,5	2,5	49	1
Граниты грейзенизированные	2,5	2,5	48	2

Калиевые полевые шпаты гранитоидов включают в себе значительную часть W, Mo, Pb, Rb и Tl гранитоидов, поэтому естественно предположить, что в гранитах различной рудоносности их содержание в калиевых полевых шпатах будет неодинаково.

Имеются сведения, указывающие на то, что калиевые полевые шпаты гранитоидов, с которыми связаны свинцово-цинковые рудопроявления, характеризуются повышенным содержанием Pb. Так, калиевые полевые шпаты из монзонитов и гранодиоритов рудоносных районов (Slawson, Naskowsky, 1959) содержат Pb больше (29—61 г/т), чем из гранитоидов стерильных в отношении свинцового оруденения (14—15 г/т).

Калиевые полевые шпаты из варисских гранитоидов Северного Тянь-Шаня, которые считаются «металлогенически специализированными на свинец», содержат свинца 61—93 г/т (Гаврилин и др., 1966), т. е. в 1,5—2 раза больше среднего значения (см. табл. 55).

Установлено (Karamata и др., 1967), что в калиевых полевых шпатах из гранитоидов Динарид (свинцово-цинковая провинция) содержание Pb оказалось значительно выше, чем из гранитоидов Балканид (медная провинция). В гранитоидах Восточного Забайкалья доля свинца, приходящаяся на полевые шпаты, уменьшается при переходе от гранитоидов полиметаллических зон к гранитоидам молибденовой и оловоносных зон (Рабинович, Баскова, 1959). Калиевые полевые шпаты из рудоносных гранитов Северного

Прибалхашья (Серых, Иванов, 1969) по сравнению с нерудоносными гранитами характеризуются не только большим содержанием Rb, но и большей дисперсией его содержаний S^2 (табл. 68).

Т а б л и ц а 68

Статистические оценки содержаний Rb в калиевом полевом шпате
гранитоидов Северного Прибалхашья
(Серых, Иванов, 1969)

Массив	n	$\bar{x}$, г/м	S^2
Рудоносные			
Акчатау	9	66	365
Восточный Коунрад	8	47	81
Южный	4	32	69
Караоба	5	83	762
Западный	7	74	300
Куу	9	57	408
Северный	5	55	332
Безрудные			
Аиртау	4	75	142
Жаманкарабас	10	36	417
Западный Шалтас	3	45	242
Мамыр	3	51	349
Шалтас	9	44	334

Если сравнить содержание Pb и Rb в калиевом полевом шпате из гранитов синорогенных (соответственно 33,6 и 422 г/м) и посторогенных (соответственно 38,6 и 455,8 г/м) интрузивов, то оказывается, что последние несколько обогащены этими элементами (Козлов и др., 1965₂).

Эта особенность состава калиевых полевых шпатов имеет непосредственное отношение к признакам рудоносности гранитов, так как большинство редкометальных месторождений связано именно с интрузиями посторогенных трещинных гранитов, которые, кроме того, характеризуются повышенным содержанием фтора и различных минералов рудных и редких элементов (Ляхович, 1968).

Рассматривая особенности состава калиевых полевых шпатов в зависимости от рудоносности включающих их гранитоидов, отмечаем существование слабо выраженной тенденции к их обогащению рудными и редкими элементами в рудоносных гранитоидах. Приведенные в табл. 69 данные показывают, что в оловоносных гранитоидах (Караоба) калиевые полевые шпаты выделяются высоким содержанием Sn, в молибденоносных (Коктенколь) — Mo и т. д. Другой характерной особенностью калиевых полевых шпатов рудоносных гранитов, вытекающей из данных табл. 69, является более высокое содержание в них Rb, почти в 1,5 раза превышающее содержание этого элемента в калиевом полевом шпате из нерудоносных гранитов. Последнее может быть связано с метасоматическими процессами, обычно интенсивно проявленными в рудоносных гранитах, так как метасоматический калиевый полевой шпат содержит больше Rb, чем магматический.

Повышенное содержание Sn и W характеризует и калиевые полевые шпаты из рудоносных гранитов Восточного Забайкалья. И если в зависимости от рудоносности гранита содержание W в калиевых полевых шпатах колеблется в ин-

**Средние содержания редких и рудных элементов в калиевых полевых шпатах
гранитоидов различной рудоносности, г/т
Казахстан (Серых, 1966)**

Массив	W	Mo	Be	Sn	Rb
Рудопосные					
Акчатау	5 (5)	1,0 (9)	—	2,6 (6)	998 (7)
Восточный Коунрад	2 (8)	0,5 (7)	2,2 (8)	0,9 (8)	692 (8)
Джанет	2 (4)	3,0 (4)	Не опр.	0,8 (4)	—
Коктенколь	—	3,6 (5)	5,1 (10)	—	899 (5)
Куу	2 (2)	0,5 (12)	4,0 (12)	1,3 (9)	1335 (7)
Караоба	4 (5)	1,2 (5)	—	9,4 (16)	2084 (5)
Нура-Талды	—	1,4 (5)	4,6 (5)	4,1 (5)	1734 (4)
Среднее	3,04 (24)	1,31 (47)	5,72 (55)	3,04 (38)	1214,39 (36)
Безрудные					
Аиртау	—	0,6 (4)	6,0 (4)	1,2 (4)	1110 (1)
Жамапкарabas	2 (11)	0,6 (13)	1,2 (10)	1,4 (8)	940 (9)
Шалтас	2 (10)	0,5 (10)	2,5 (10)	0,8 (11)	966 (9)
Западный Шалтас	2 (3)	0,5 (3)	0,8 (3)	0,9 (3)	808 (6)
Мамыр	—	1,1 (3)	4,1 (3)	1,8 (3)	—
Среднее	2 (24)	0,6 (33)	2,52 (30)	1,13 (29)	924,48 (25)

Восточное Забайкалье (Иванова, Бутузова, 1968)

Массив	W	Mo	Sn
Рудоносные			
Олапда	1,5	0,60	0,7
Дурулгуй	0,9	0,68	1,4
Безрудные			
Аленуевские граниты	1,1	0,68	≤ 0,6
Кондуй	0,9	0,70	≤ 0,6

тервале 0,9—1,5 г/т, Sn < 0,6—1,4 г/т, то для Мо, содержание которого составляет 0,6—0,7 г/т, подобное различие практически не устанавливается.

Полученные данные показывают, что содержания W и Мо в калиевом поле-вом шпате весьма монотонны и независимо от степени рудоносности гранита составляют в среднем 3,0—1,5 г/т. Например, содержание этих элементов в эльджуртинском граните, с которым пространственно связано вольфрам-молибденовое месторождение, составляет в среднем (5 определений) соответ-ственно 1,2 и 0,7 г/т. Только в одном случае в калиевом полевом шпате из пег-матитов Шилово-Коневского массива на Урале, с которым связано вольфрам-молибденовое рудопроявление, содержание Мо повысилось до 6 г/т. То же можно сказать и о содержании Sn в калиевых полевых шпатах из оловоносных гранитов Восточного Забайкалья, где оно в 3 раза превышает среднее, иногда достигая 10 г/т.

Калиевые полевые шпаты из рудоносных гранитов Дальнего Востока харак-теризуются по сравнению с безрудными не только большим содержанием, но и большей дисперсией содержаний рудных элементов (табл. 70). Последняя может

Статистические оценки содержаний редких и рудных элементов
в калиевом полевом шпате рудоносных (1) и безрудных (2) гранитоидов Дальнего Востока
(Говоров и др., 1970)

Элемент		<i>n</i>	$\bar{x}$, г/т	σ^2
Be	1	50,0	5,0	42,63
	2	90,0	2,2	3,19
W	1	51,0	3,0	10,4
	2	62,0	1,5	1,2
Mo	1	36,0	2,8	6,8
	2	47,0	1,0	0,4
Sn	1	35,0	5,0	4,70
	2	111,0	2,1	1,56
Nb	1	33,0	42,0	43,3
	2	40,0	11,2	19,8
Ta	1	43,0	4,3	15,9
	2	40,0	1,8	0,70

объясняться как различной измененностью калиевого полевого шпата, так и наличием микровключений рудных минералов. Влияние последних сказывается на сильно повышенном содержании W (до 40—160 г/т), Ta (до 20 г/т) в калиевом полевом шпате из вольфрамоносных и танталоносных гранитов Восточного Забайкалья (Гребенников, 1968). И хотя подобные содержания объясняются, вероятно, наличием микровключений собственных минералов этих элементов, они отражают повышенную рудогенерирующую способность гранитной магмы.

Весьма интересны наблюдения, показывающие, что в рудоносных гранитах калиевые полевые шпаты основной массы значительно обогащены редкими элементами по сравнению с более ранними порфировыми выделениями (см. табл. 64, 65).

В порфировых выделениях ортоклаза из варисских гранитоидов Северного Тянь-Шаня содержание Pb больше, чем в калиевых полевых шпатах из основной массы, что свидетельствует об обеднении свинцом поздних порций магматического расплава (Гаврилин и др., 1966). В то же время в гранитоидах Нижне-голотайского массива среднее содержание Pb в калиевом полевом шпате из гранитов (13 определений) 66 г/т, а из аплитов (7 определений) — 106 г/т (Антипин и др., 1969), что свидетельствует о накоплении свинца в магме жильных дифференциатов этих гранитов.

Таким образом, наиболее характерные отличия калиевого полевого шпата рудоносных гранитов заключаются в повышенном содержании в нем Rb и Rb, а также соответствующих элементов рудопроявлений Sn, W, Ta и т. п.

Низкие содержания рудных и редких элементов в калиевом полевом шпате рассматриваются как отрицательный признак. Так, Верх-Исетский массив считается бесперспективным в отношении обнаружения в связи с ним рудопроявлений Li, Rb, Cs и Be (Ставров и др., 1969). Калиевый полевой шпат из этих гранитов и даже пегматитов характеризуется крайне низкими содержаниями этих элементов (табл. 71).

Таблица 71

Средние содержания Li, Rb, Cs и Be в микроклине Верх-Исетского массива, г/т
(Ставров и др., 1969)

Порода	Li	Rb	Cs	Be
Пегматонидные выделения в гранитах (2)	2,5	290	1,5	1,0
Пегматитовые жилы	2,5	270	1,5	0,5
Среднее по пегматитовым гранитоидам (см. табл. 55)	18,2	552,7	6,9	3,1

Определенные отличия выявлены и при сравнении составов микроклинов из рудоносных и нерудоносных пегматитов. Микроклины из безрудных пегматитов Восточного Саяна содержат Rb в среднем 1440—3660 г/т, а микроклины из редкометальных пегматитов — 10 160 г/т (Учакин, Шиманский, 1968). На основании этих исследований сделан вывод, что среди саянских пегматитов перспективными в отношении редкометальной минерализации являются те пегматиты, микроклины которых содержат Rb > 7000 г/т, Cs > 500 г/т и обязательно Li в количестве 100—300 г/т, а отношение Rb/Cs имеет величину порядка 15 (Учакин и др., 1962).

В калиевом полевом шпате из рудоносных редкометальных пегматитов Северо-Запада СССР также наблюдается значительное увеличение содержания Li и особенно Rb и Cs, количество которых в 17, 19 и 37 раз превышает содержание этих элементов в калиевом полевом шпате из нерудоносных пегматитов (табл. 72).

При использовании калиевого полевого шпата в решении вопроса о генезисе гранитоидов следует иметь в виду следующее обстоятельство. Ряд

Таблица 72

Статистические оценки содержаний Li, Rb и Cs в калиевом полевом шпате пегматитов Северо-Запада СССР различной рудоносности, г/т
(Гордиенко, 1970)

Тип пегматита и оруденения	Li			Rb			Cs		
	n	$\bar{x} \pm \lambda$	σ	n	$\bar{x} \pm \lambda$	σ	n	$\bar{x} \pm \lambda$	σ
Полевшпатовый, без-рудный	9	15 ± 3	10	13	800 ± 15	60	8	50 ± 10	30
Мусковит-полевшпатовый, Be—Ta	5	85 ± 50	110	7	2 700 ± 50	140	7	54 ± 7	20
Сподоуменовый, Be—Ta	21	150 ± 20	90	25	6 700 ± 40	210	23	190 ± 20	90
Сподоумен-лепидолитовый, Ta—Be	14	260 ± 30	120	17	15 200 ± 300	1230	17	1880 ± 300	1260

наблюдений свидетельствует о том, что в калиевом полевом шпате измененных гранитоидов содержание Pb и Li заметно уменьшается. В отношении свинца это было подробно рассмотрено на примере изверженных пород Аджарии, которые характеризуются тесной пространственной ассоциацией габбро с различными гранитоидами и широким развитием переходных пород: сиенитов, сиенит-диоритов, диоритов, монцонитов, габбро-диоритов, граносиенитов, гранитов. В их образовании наряду с процессами магматической кристаллизации, существенную роль играли автометасоматические процессы.

Рассматривая особенности состава минералов подобных пород, следует отметить, что в отличие от палингенных гранитоидов, в которых содержание свинца возрастает в кислых дифференциатах, в кислых породах, возникших при метасоматическом преобразовании более основных, наблюдается тенденция к их разубоживанию свинцом. Действительно, среднее содержание свинца в метасоматическом калиевом полевом шпате из сиенит-диоритов — 9,3 г/т, а в первичном калиевом полевом шпате из сиенита — 16 г/т (Иваницкий и др., 1966).

Определенные отличия наблюдаются в составе калиевых полевых шпатов из гранитоидов Урала, формирование которых связано с основной магмой. К подобным генетическим группам относят плутонические (палингенные) и вулканические (базальтоидные) гранитоиды. В последних калиевые полевые шпаты обеднены Rb и Pb (табл. 73).

Таблица 73

Средние содержания Rb, Pb и Sr в калиевом полевом шпате гранитоидов
Урала различного генезиса, г/т
(Ферштатер и др., 1969)

Тип гранитоида	Rb	Pb	Sr
Граниты плутонической группы (14)	905,0	42,2	67,1
Граниты вулканической группы (3)	206,7	2,3	230,0

Данные табл. 74 свидетельствуют также о том, что в соответствии с геохимическими особенностями основной магмы калиевые полевые шпаты гранитоидов габбровой формации характеризуются минимальным содержанием большинства редких элементов — Mo и Sn, В и Tl, Pb и Rb. Говоря о геохимических признаках автохтонных гранитов, следует отметить пониженное содержание в калиевом полевом шпате большинства редких элементов (табл. 74). Кроме того, следует остановиться на следующих особенностях состава этого минерала.

По сравнению с калиевым полевым шпатом из интрузивных гранитоидов, тот же минерал из автохтонных гранитов отличается более высокими содержаниями F и Ga. Особенности содержания последнего примечательны в том отношении, что возможно отражают более высокое содержание Ga в песчано-сланцевых породах по сравнению с интрузивными гранитоидами (Виноградов, 1962).

Принимая во внимание уменьшение содержания U и Pb в поздних метасоматических калиевых полевых шпатах и сравнивая теперь средние содержания U и Pb в калиевых полевых шпатах из докембрийских автохтонных и послекембрийских интрузивных гранитоидов (см. табл. 74), можно заметить, что первые содержат этих элементов в 1,5—2 раза меньше.

Средние содержания редких и рудных элементов в калиевом полевом шпате гранитоидов различного генезиса, $г/т$

Элемент	Гранитоиды		
	интрузивные	автохтонные	габбровой формации
Tl	4,4 (4)	—	—
Rb	552,7 (283)	544,6 (55)	207,0 (3)
Pb	46,1 (289)	24,8 (26)	14,5 (24)
Sr	607,3 (128)	—	230,0 (3)
W	2,3 (98)	2,3 (16)	2,0 (8)
Mo	1,5 (143)	1,5 (27)	0,7 (16)
Ga	28,3 (11)	66,5 (4)	—
Cs	6,9 (142)	16,4 (5)	—
U	4,25 (2)	2,6 (2)	—
B	9,4 (9)	2,4 (10)	1,7 (3)
Be	3,1 (211)	2,0 (9)	2,2 (8)
Li	18,2 (20)	10,2 (14)	—
Nb	6,2 (17)	0,7 (1)	—
Cu	5,7 (4)	10,2 (12)	8,8 (5)
F	218,0 (10)	910,0 (11)	82,2 (9)
Ta	0,8 (18)	0,28 (1)	—

Учитывая сведения о том, что повышенные содержания Rb характерны для калиевых полевых шпатов из зон калишпатизации (Пампура, 1965), можно предположить, что, если те же процессы играли большую роль и в формировании докембрийских гранитоидов, то для содержащихся в них калиевых полевых шпатов также будут характерны высокие содержания Rb.

Действительно, микроклины из чудново-бердичевских гранитов Украины содержат Rb в среднем 700 $г/т$ (Ивантишин, 1960), т. е. приблизительно в 1,5 раза больше, чем тот же минерал из интрузивных гранитоидов (см. табл. 55).

Приведенные особенности калиевого полевого шпата докембрийских гранитов позволяют считать, что метасоматические процессы играли большую роль в формировании окончательного облика этих гранитоидов.

Докембрийские граниты Таракского массива (Енисейский край) имеют сложный, возможно, метасоматический генезис. Об этом может свидетельствовать низкое содержание Li (около 1 $г/т$) в микроклине Таракской интрузии, значительно меньшее, чем содержание этого элемента в калиевом полевом шпате интрузивных гранитоидов (см. табл. 55), а также сходные содержания Rb и Pb в порфириобластах микроклина из гранитов и кварцито-песчаников, перекрывающих граниты. Все вместе взятое свидетельствует о необычном генезисе этих гранитов.

Аналогичная картина наблюдается и в гранитоидах Верх-Исетского массива (Урал), которые, как считают, сформировались в результате гранитизации осадочно-метаморфических толщ и характеризуются не только меньшим содержанием редких элементов по сравнению с интрузивными гранитоидами, но и меньшим их содержанием в микроклинах (см. табл. 71).

Другой характерной чертой калиевых полевых шпатов автохтонных гранитов является их бедность литием и богатство стронцием. В калиевых полевых шпатах из уманских гранитов Украины, докембрийских гранитов южной части Норвегии содержание Li весьма незначительно и только в калиевых полевых шпатах из очковых гнейсов достигает 6—8 $г/т$. Весьма низкие

содержания Li характерны и для калиевых полевых шпатов из пегматитов, связанных с этими гранитами (Taylor, Heier, 1958). Низкие содержания Li установлены и в калиевом полевом шпате из автохтонных гранитов Алданского щита (табл. 75).

Калиевые полевые шпаты из докембрийских гранитов Колорадо отличаются высоким содержанием Sr — 818—1222 г/т (Брей, 1952), что более чем в 2 раза

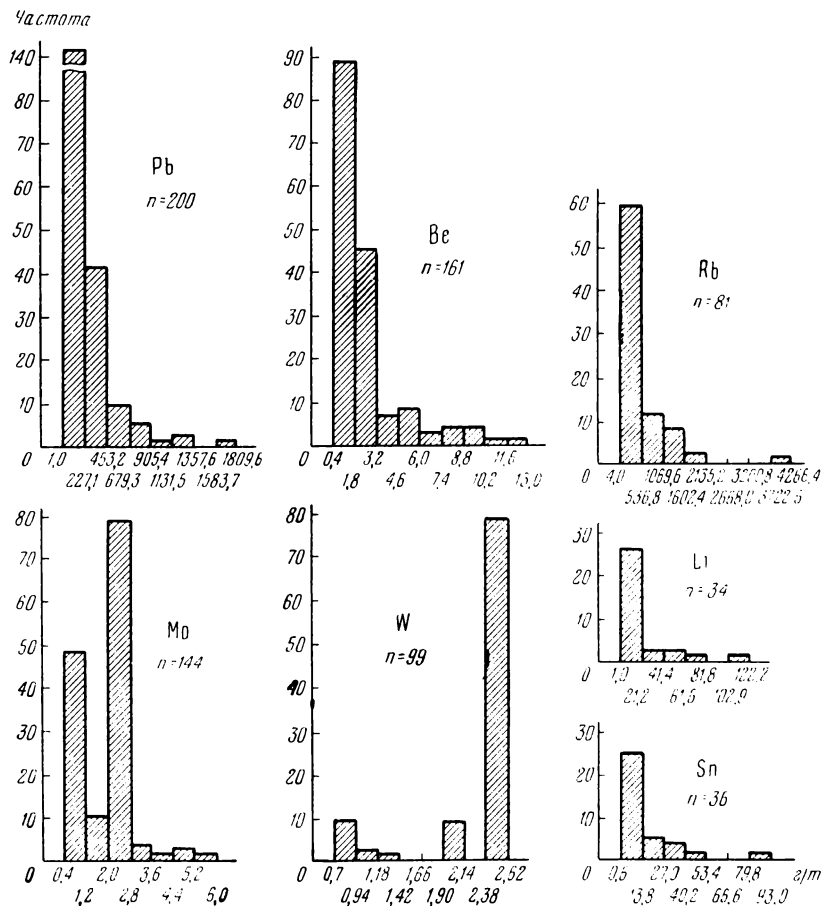


Рис. 5. Гистограммы распределений содержаний редких элементов в полевом шпате гранитоидов

Таблица 75

Средние содержания Li, Rb и Cs в калиевом полевом шпате гранитоидов Алданского щита, г/т (Седов и др., 1969)

Тип гранитоида	Li	Rb	Cs
Автохтонные (17)	1,2	171,1	6,9
Интрузивные (9)	3,0	166,5	1,1

превосходит содержание Sr в калиевом полевом шпате интрузивных гранитоидов (см. табл. 74). Более высокие содержания Sr характерны для калиевых полевых шпатов из пегматитов, связанных с этими гранитами.

Калиевые полевые шпаты из метасоматических порфиробластических гранитоидов Анабарского щита содержат в среднем (4 определения) 5429 г/т Ва, а из интрузивных диорит-сиенитов значительно больше — 9345 г/т (Лопатин, 1969). В докембрийских гранитах Колорадо среднее содержание Ва в калиевых полевых шпатах (11 определений) 1143 г/т (Брей, 1952), почти в 5 раз меньше, чем в калиевом полевом шпате интрузивных гранитов. Можно полагать, что это может быть отражением более высокого содержания Sr и более низкого — Ва в песчано-сланцевых породах по сравнению с кислыми изверженными.

Гистограммы частот распределения содержаний редких элементов в калиевых полевых шпатах показывают их различный характер (рис. 5). Для большинства из них — Pb, Be, Rb, Li, Sn — характерна резко выраженная положительная асимметрия и эксцессивность, свидетельствующие об устойчивости низких содержаний этих элементов в калиевых полевых шпатах. Наиболее отлично распределение содержаний Mo и W. Это своеобразие заключается в отрицательной асимметрии и наличии двух максимумов. Последнее может свидетельствовать о том, что наряду с низкими содержаниями этих элементов, присущими калиевому полевому шпату, часто встречаются и высокие, объясняемые, очевидно, импрегнацией, связанной с более поздними процессами.

Глава VII

КВАРЦ

Кварц — типоморфный минерал гранитоидов, т. е. пород, пересыщенных SiO_2 . Его среднее содержание в наиболее распространенном типе гранитоидов — биотитовом граните — составляет 25—30 об. %, в диоритах он исчезает полностью, а в аляскитах слагает до 35—45% общего объема породы.

По времени выделения кварц — наиболее поздний минерал. Имеются, однако, примеры, убедительно доказывающие существование и более ранних его генераций. Однако во всех случаях большая часть кварца приходится на позднюю его генерацию.

Особенности кварца как породообразующего минерала изучены довольно слабо и поэтому мало используются при расчленении гранитоидов на отдельные группы или при их геохимической характеристике. В то же время знание этих особенностей позволяет более полно воссоздать картину становления гранитных массивов, выявить особенности процесса кристаллизации гранитной магмы, более уверенно судить о ее рудогенерирующей способности и т. д. Можно привести следующие данные, дополняющие петрографическую характеристику кварца.

Вместо обычного серого в гранитах иногда присутствует голубой или черный кварц. В последнем случае граниты получили специальное название чернокварцевых или марион-гранитов. Установлено, что для платформенных рапакиви характерна черная окраска кварца, а для геосинклинальных — серая. Первая связана с большим количеством примесей, вторая — со значительной деформацией кварца (Мальков, 1966).

Как и другие минералы, кварц кислых пород содержит разнообразные включения — минеральные и газово-жидкие. В породах, остывающих быстро, например в кислых эффузивах, в порфировом кварце обычны включения застывшего магматического расплава (Наумов, 1969).

Статистическое изучение формы и размера выделений кварца позволяет выделить граниты, в которых преобладают округлые зерна кварца, обнаруживающие признаки метасоматического роста (Панов, 1967). Изучение отдельно выделенных зерен кварца позволяет обнаружить их своеобразие, которое может быть использовано при корреляции гранитов. Так, в гранитах различных фаз комплекса Джос-Букуру (Нигерия) кварц присутствует или в виде крупных прозрачных зерен, или бледно-серых бипирамидальных кристаллов, или небольших серых ноздреватых зерен и т. д. (Mac Leod, Jones, 1955).

Плотность кварца аутигенного происхождения и кварца из гранитов неодинакова (Кац, Муравьев, 1966). Отлична она и в кварце из гранитов, гнейсов, грейзенов и кварцевых жил, хотя интервал колебаний ее (2,629—2,644 г/см³)

весьма незначителен (Летников и др., 1967). Проведенное нами определение плотности кварца (ошибка измерения $\pm 0,003$) из гранитоидов многофазного массива Куу (Центральный Казахстан) показало постепенное уменьшение ее от гранитов I фазы к гранитам II фазы — 2,72—2,63 г/см³.

На примере гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья было доказано, что, используя дифференциальный термический анализ и определяя температуры $\alpha \rightleftharpoons \beta$ превращений в кварце, можно отличать гранитоиды олекминского, нерчуганского, амананского и амуджиканского комплексов (Панов и др., 1967).

Исследование термолюминесценции кварца из гранитоидов Урала показало, что породообразующий кварц светится значительно интенсивнее, чем жильный. Интенсивность термосвечения жильного кварца из гранитов гранитной и базальтоидной формаций одинакова (Максенков, Бушляков, 1966). В то же время в возрастном ряду гранитоидов, генетически связанных между собой, от более древних к молодым, термосвечение кварца закономерно уменьшается (Бушляков, Максенков, 1967). Появились сведения по содержанию тяжелого изотопа O¹⁸ в генетически различных кварцах. Среднее значение O¹⁸ в кварцах из гранитоидов, пегматитов и глубокометаморфических пород типа кристаллических сланцев соответственно увеличивается (Миловский, Донцова, 1968). Существует представление, что у природных кварцев наиболее чувствительным к изменению условий является параметр C_0 , в то время как параметр A_0 варьирует сравнительно мало. Основным фактором, влияющим на изменение параметров природного кварца, является температура кристаллизации.

Особенно большой интерес, учитывая позднее время выделения кварца, вызывают особенности содержаний в нем различных редких и рудных элементов.

Редкие и рудные элементы в кварце гранитоидов

Обычно отмечают незначительные вариации состава кварца в зависимости от условий его образования (Булдаков, 1968). Однако приводимые ниже данные свидетельствуют об ошибочности подобного представления.

Для выявления особенностей вещественного состава кварца было использовано 1757 количественных определений содержаний в нем редких и рудных элементов, из которых 588 определений заимствованы из литературы.

Присутствие в кварце разнообразных элементов может быть обязано как изоморфным замещениям, так и минеральным или газовой-жидким включениям. Однако будучи минералом поздним по времени выделения своеобразие его состава, безусловно, объясняется геохимическими особенностями среды минералообразования заключительных этапов кристаллизации гранитной магмы.

Вхождение в решетку кварца других элементов может осуществляться по схеме $\text{Si}^{4+} \leftarrow \text{Al}^{3+} + \text{R}^+$; $2\text{Si}^{4+} \leftarrow 2\text{Al}^{3+} + \text{R}^{2+}$, где R^+ — ионы щелочных металлов, а R^{2+} — ионы двухвалентных Ca, Mg, Fe. Установлено, что ионы одно- и двухвалентных металлов располагаются в полых каналах каркаса, вытянутых вдоль (0001) и присутствие их отражается на параметре a_0 кварца.

Имеющиеся данные показывают, что на долю кварца приходится весьма незначительная часть общего содержания редких и рудных элементов в гранитоиде: Zn 3% (Таусон, 1956), Be 3—5% (Петрова, Петров, 1965), Sn 1,5—6% (Петрова, Легейдо, 1965), Mo 0,5% (Козлов, Рошупкина, 1965), Ga 1,5—4%

(Мищенко и др., 1966), Sc 0—10% (Мельниченко, Могаровский, 1968₃), Sr 2—7% (Могаровский, Мельниченко, 1967) и т. п.

Давая характеристику особенностей содержаний рудных и редких элементов в кварце (табл. 76, табл. 77) и сравнивая их с литературными данными, необходимо отметить следующее.

Таблица 76

Средние содержания редких и рудных элементов в кварце гранитоидов, г/т

Элемент	Гранодиориты	Граниты биотитовые	Граниты лейкокра- товые и аляскитовые	Гранитоиды интрузивные (среднее)
Bi	0,7 (2)	0,7 (16)	0,7 (4)	0,7 (22)
Cs	25,7 (3)	32,7 (11)	30,0 (3)	31,0 (17)
Sn	2,6 (8)	16,6 (73)	3,9 (58)	10,5 (139)
Mo	1,4 (9)	3,6 (88)	1,2 (72)	2,5 (169)
W	4,2 (4)	2,9 (69)	2,3 (59)	2,7 (132)
Au	—	—	—	0,0062 (17)
Ge	1,5 (2)	1,5 (16)	1,2 (4)	1,4 (22)
Sc	—	2,0 (3)	—	2,0 (3)
B	4,0 (5)	6,3 (27)	11,5 (2)	6,3 (34)
Pb	6,0 (9)	7,9 (43)	6,1 (8)	7,4 (60)
U	0,8 (4)	1,5 (8)	0,95 (3)	1,2 (15)
Sr	100,0 (2)	100,0 (6)	—	100,0 (8)
Cu	4,6 (7)	6,6 (48)	9,2 (6)	6,6 (61)
Th	8,0 (2)	5,2 (2)	3,8 (2)	5,7 (6)
Li	11,0 (4)	13,6 (33)	11,3 (3)	13,2 (40)
Zn	14,0 (3)	16,8 (27)	70,0 (2)	19,9 (32)
Nb	4,9 (8)	4,9 (4)	4,9 (2)	4,9 (14)
Rb	16,2 (4)	37,5 (13)	40,0 (2)	33,3 (19)
Ga	5,0	2,0 (3)	—	2,8 (4)
Be	0,5 (12)	0,9 (80)	0,68 (111)	0,76 (203)
Ta	0,33 (8)	0,36 (4)	0,41 (2)	0,35 (14)
Tl	0,06 (1)	0,07 (13)	0,09 (3)	0,07 (17)
In	—	0,01 (1)	—	0,01 (1)

В и с м у т. Среднее содержание 0,7 г/т, коэффициент концентрации 70.

Содержание Bi в кварце гранитоидов весьма монотонно и только в кварце диоритов Орского Зауралья иногда повышается до 24 г/т, что очевидно, объясняется наличием включений висмута, встречающегося в гранитах этого района.

Отмечается увеличение содержания Bi в среднем до 0,9 г/т — в измененных гранитоидах и гранитоидах габбровой формации.

Ц е з и й. Среднее содержание 31 г/т, коэффициент концентрации 6,2.

Такая высокая степень концентрации Cs, учитывая большой размер его иона, по-видимому, связана с концентрацией этого элемента в газовой-жидких включениях, столь обычных в кварце гранитоидов. Пониженные содержания Cs характеризуют кварцы диоритов и особенно липаритов (см. табл. 76, 77).

О л о в о. Среднее содержание 10,5 г/т, коэффициент концентрации 3,5.

По сравнению с этими данными среднее содержание Sn в кварце оловоносных гранитоидов Дальнего Востока (22 определения), равное 0,9 г/т (Недашковский, Нарнов, 1968), значительно понижено. В неоловоносных гранитах Восточного Забайкалья содержание Sn аналогично и составляет 0,9 г/т (Легейдо, 1967). В кварце из нерудоносных гранитов Конкудеро-Мамаканского комплекса, Северо-Байкальское нагорье, содержание Sn равно 0,7—1,1 г/т

Средние содержания редких и рудных элементов в кварце
измененных гранитоидов и жильных пород, г/т

Элемент	Эффузивы кислые	Граниты измененные	Аплиты	Пегматиты	Кварцевые жилы
Bi	—	0,9 (9)	—	0,7 (1)	—
Cs	5,5 (2)	30,0 (4)	—	—	—
Sn	13,6 (6)	10,3 (20)	16,05 (10)	13,8 (15)	4,5 (15)
Mo	3,1 (7)	2,3 (20)	0,5 (13)	0,9 (14)	1,9 (15)
W	2,8 (2)	2,5 (13)	1,7 (13)	1,8 (12)	2,1 (16)
Ge	—	1,2 (8)	—	0,4 (1)	—
B	8,0 (3)	8,4 (10)	—	2,0 (6)	1,0 (2)
Pb	32,5 (6)	12,6 (14)	6,9 (7)	7,8 (9)	3,6 (8)
U	—	9,0 (1)	—	—	—
Cu	6,7 (4)	10,3 (14)	8,7 (7)	4,0 (8)	4,6 (8)
Li	27,2 (4)	10,04 (11)	—	6,1 (8)	—
Zn	12,0 (5)	16,2 (14)	17,1 (7)	23,8 (8)	15,0 (9)
Nb	12,1 (4)	—	4,9 (1)	4,9 (1)	4,9 (1)
Rb	27,5 (4)	40,0 (4)	—	—	—
Be	6,0 (3)	1,0 (17)	0,7 (8)	0,77 (10)	0,8 (8)
Ta	1,06 (4)	—	0,49 (1)	0,29 (1)	0,49 (1)
Tl	—	0,08 (3)	—	—	—

(Каширин, Легейдо, 1967), т. е. тоже значительно понижено по сравнению со средним. По сравнению с ними содержание Sn в кварце из рудоносных гранитов Кукульбейского комплекса Восточного Забайкалья иногда достигает до 66 г/т (Иванова, 1969), а в гранитах Дальнего Востока — 500 г/т, т. е. значительно повышено, вероятней всего, за счет микровключений касситерита.

Среди разновозрастных нижне-, средне- и верхнепалеозойских гранитоидов Малого Хингана (Бровчук, Миронюк. 1969) содержание Sn увеличивается в кварце из наиболее богатых оловом верхнепалеозойских гранитоидов, составляя соответственно 4 г/т (7 определений), 4 г/т (3 определения) и 8,7 г/т (2 определения).

По данным И. Ф. Григорьева, Е. И. Долмановой (1964), в Восточном Забайкалье олово не обнаружено в кварце гибридных гранитоидов, амазонитовых гранитов и пегматитов, а в кварце мусковитовых гранитов и грейзенов оно встречается чаще, чем в кварце биотитовых и двуслюдяных гранитов.

Наблюдается заметное обогащение оловом (в среднем до 14—16 г/т) кварца из аплитов и пегматитов, а также липаритов (см. табл. 76).

В кварце из пегматитов щелочных гранитоидов содержание Sn меньше и составляет 1,4—4,7 г/т (Коваленко и др., 1968). По сравнению с кварцем интрузивных гранитоидов содержание Sn в кварце автохтонных гранитоидов и гранитоидов габбровой формации в 2—3 раза ниже.

Молибден. Среднее содержание 2,5 г/т, коэффициент концентрации 2,5.

Кварц палеозойских гранитоидов Восточного Забайкалья содержит молибдена значительно меньше среднего — 0,3 г/т (Козлов, Рошупкина, 1965), а в кварце из рудоносных мезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья содержание Mo повышено и достигает 6—8 г/т (Зилов и др., 1963). В кварце из рудоносных лейкократовых гранитоидов Тырныауза содержание Mo достигает 5 г/т (Студеникова и др., 1957), а в кварце из биотитового гранита того же

месторождения содержание Мо местами достигает 56 и 900 г/т, несомненно, за счет микровключений молибденита.

В гранитоидах Далидагского интрузива, с которым связана молибденовая минерализация, среднее содержание Мо в кварце (8 определений) 3 г/т (Эфендиев, Гейдаров, 1959), т. е. близко к среднему. В то же время в кварце из рудоносных гранодиоритов Мегринского плутона содержание Мо составляет 2 г/т (Меликсетян, 1964), т. е. ниже среднего.

Несколько повышено содержание Мо в кварце липаритов (см. табл. 77). Содержание Мо повышено в кварце из гранитоидов Тянь-Шаня, где оно составляет 15 г/т (Отрощенко, Шокирджанов, 1969).

По сравнению с кварцем интрузивных гранитоидов содержание Мо значительно понижено в этом минерале из автохтонных гранитоидов и гранитоидов габбровой формации.

В о л ь ф р а м. Среднее содержание 2,7, коэффициент концентрации 1,8.

В кварце из рудоносных гранитов Восточного Забайкалья содержание W варьирует от 1 до 2,4 г/т (Иванова, Бутузова, 1968), оставаясь ниже приведенного среднего значения. В то же время в кварце из гранитоидов Горного Алтая содержание W колеблется от 10 до 50 г/т и в отдельных случаях достигает 200 г/т (Михалева и др., 1968), несомненно, за счет микровключений вольфрамита.

В кварце гранитоидов Эльджуртинского гранита, с которым связывают вольфрам-молибденовые месторождения, содержание W иногда достигает 4 г/т. Еще выше оно в кварце из гранодиоритов Тянь-Шаня — 10 г/т (Отрощенко, Шокирджанов, 1969).

З о л о т о. Среднее содержание 0,0062 г/т, коэффициент концентрации 1,4.

Содержания Au в кварце, судя по литературным данным, характеризуются большой дисперсией. Например, в кварце из гранитов Горного Алтая содержание Au колеблется от 0,0002 до 0,0042 г/т и в среднем составляет 0,0013 г/т (Аношин, Потапьев, 1966). По данным (Щербаков, Пережогин, 1964), среднее содержание золота в кварце (9 определений) составляет 0,011 г/т.

Интересны отличия в содержании Au в кварце из гранитоидов различной рудоносности. Так, кварц из золотоносных интрузивов степняковского типа (Северный Казахстан) содержит Au в среднем (по 3 определения) больше — 0,005 г/т, чем кварц из гранодиоритов нерудоносного комплекса — 0,0011 г/т (Зверева, Гавриленко, 1971).

В 10 образцах смеси кварца с полевым шпатом из кварц-диоритового штока Мерисвилл (штат Монтана) содержание Au находится в пределах 0,006—0,176 г/т и в среднем составляет 0,065 г/т. Считают, что золото не могло фиксироваться в кристаллизующихся минералах, а концентрировалось в остаточных флюидах магмы Мерисвилла и, наконец, отлагалось в кварцевых жилах в крайних частях штока (Mantei, Brownlow, 1967).

В кварце золотоносных жил содержание Au достигает 30—40 г/т (Machai-gas, 1970). Более низкие содержания Au приводятся И. К. Давлетовым (1970) для кварца из интрузивных пород Чаткальской зоны (36 определений) — 0,0017 г/т и из интрузивных пород в целом (55 определений) — 0,00102 г/т.

В минералах золото присутствует, вероятно, в виде нейтральных атомов. Содержание Au в минерале определяется его структурой и концентрацией Au в магме во время кристаллизации минерала.

Г е р м а н и й. Среднее содержание 1,4 г/т, коэффициент концентрации 1.

Сведения о содержании Ge в кварце гранитоидов крайне скудны. В кварце из гранитов Акчатау его содержится 0,9 г/т (Щерба и др., 1966). В кварце из хрусталеносных гидротермальных жил и миароловых пегматитов содержание Ge в среднем составляет 2,8 г/т и достигает в отдельных случаях 8 г/т. Содержание Ge сильно понижено в кварце гранитоидов габбровой формации.

Изучение германиевых центров окраски природных кристаллов кварца показало, что образование определенных типов центров окраски связано с химизмом минералообразующей среды. В щелочных растворах формируются германиевые центры со щелочными (Na^+ , Li^+) ионами-компенсаторами; в кислых средах возникают центры с водородным ионом-компенсатором и, наконец, в кислых растворах, содержащих щелочные ионы, образуются германиевые водородно-щелочные центры (Балицкий и др., 1969).

С к а н д и й. Среднее содержание 2 г/т, коэффициент концентрации 0,7.

Содержание Sc в кварце из биотитовых и аплитовых гранитов Южного Гиссара составляет 2 г/т, в то время как в кварцевых диоритах и гранодиоритах он не обнаружен (Мельниченко, Могаровский, 1968₃). Это свидетельствует о том, что в гранитоидах, богатых магнезиально-железистыми минералами, большая часть Sc рассеивается в их кристаллических решетках в ранние этапы кристаллизации и ко времени образования кварца остаточный расплав был значительно обеднен этим элементом.

Н и к е л ь. Среднее содержание 4 г/т, коэффициент концентрации 0,5.

Низкое значение содержаний Ni свидетельствует о том, что этот элемент входит в кристаллические решетки железо-магниевого минералов ранней стадии кристаллизации.

Б о р. Среднее содержание 6,3 г/т, коэффициент концентрации 0,4.

Наблюдается 2—3-кратное обогащение бором кварца лейкократовых гранитоидов по сравнению с кварцем биотитовых гранитов и гранодиоритов (см. табл. 76), где этот элемент имел больше возможности рассеиваться в кристаллической решетке более основного плагиоклаза.

Несколько более высокие по сравнению с полученными средние содержания В характерны для кварца из палеозойских гранитоидов Тянь-Шаня (14 определений) — 8 г/т (Отрощенко и др., 1966). В то же время в кварце из гранитоидов такой богатой бором провинции, как Северо-Восток, содержание В 5 г/т (Некрасов, 1966), т. е. меньше среднего. Значительно меньше В (1 г/т) содержит и кварц из гранодиоритов Восточного Саяна (Ставров, Хитров, 1960).

Бороносность гранитоидов хорошо отражается в повышенном содержании В в кварце. Так, в кварце из рудоносных гранитов Восточного Саяна содержание В достигает 16 г/т (Лыхин, Кубышкина, 1967), а в кварце из рудоносных девонских интрузивов Красноярского края даже 30 г/т (Кузьмин, 1964), т. е. в 3—5 раз выше среднего.

Согласно исследованиям (Мальков, Комов, 1970), среднее содержание В в кварце непостоянно и в значительной мере определяется его генезисом. Оно составляет (в г/т) в кварце из кварц-полевошпатовых жил — 10, из кварцевых жил с турмалином — 20, из пегматитовых жил — 10, из грейзенов — 100.

В кварце бор, вероятно, содержится в газовой-жидких включениях. Колебания в его содержании можно использовать как корреляционный признак.

С в и н е ц. Среднее содержание 7,4 г/т, коэффициент концентрации 0,4.

Несколько меньшие содержания Pb характерны для кварца из нерудоносных гранитов Сусамырского батолита — 2—4 г/т (Таусон, 1961) и из гранитов Венгрии — 2,5 г/т (Nagy, 1969). В то же время в кварце из гранитоидов Тянь-Шаня, с которыми пространственно связаны полиметаллические

Средние содержания редких и рудных элементов

Район	W	Mo	Sn	Pb	Zn	Li
Северо-Восток	2 (3)	1,7 (3)	7,4 (6)	6,7 (4)	17 (3)	20 (2)
Дальний Восток	2,5 (5)	0,6 (5)	13,7 (16)	8,8 (5)	25 (4)	—
Восточное Забайкалье	1,8 (7)	1,7 (25)	3,3 (8)	6,0 (6)	20 (1)	16 (3)
Восточный Саян	—	—	2,5 (1)	—	—	3,2 (4)
Горный Алтай	2,0 (5)	—	—	—	—	5,3 (3)
Урал	2,8 (24)	9,7 (27)	12 (31)	5,1 (28)	15,3 (15)	4,4 (10)
Казахстан	1,9 (84)	1,1 (94)	1,75 (56)	4 (6)	—	15,1 (7)
Северный Кавказ	2,8 (5)	7,1 (17)	5,5 (11)	6,6 (8)	18 (5)	19,5 (10)
Таджикистан	—	—	—	3,5 (4)	8,3 (3)	—
Среднее по интрузивным гранитоидам СССР	2,7	2,5	10,5	7,4	19,9	13,2

рудопоявления, содержание Pb приближается к среднему и достигает 5 г/т (Гаврилин и др., 1966).

В кварце оловоносных гранитов Восточного Забайкалья Pb не обнаружен, а в кварце гранитоидов Дальнего Востока его содержание составляет в среднем 8,8 г/т (табл. 78). Содержание Pb значительно увеличивается в кварце измененных гранитоидов и особенно липаритов (см. табл. 78).

У р а н. Среднее содержание 1,2 г/т, коэффициент концентрации 0,3. Содержания U (0,7—1,5 г/т), близкие к среднему, отмечались в гранитоидах Урала (Крылов, Атрашенок, 1959). То же можно сказать о породах Центрального Тянь-Шаня: кварц из гранодиоритов содержит U 1,4—1,5 г/т, из лейкократовых гранитов — 1 г/т, а из биотитовых гранитов — 0,35 г/т (Леонова, Таусон, 1958). Сходное содержание (0,84 г/т) установлено и в кварце из гранитов Южного Казахстана. На долю кварца при этом приходится ~10% урана породы (Леонова, Ренне, 1964).

Гораздо большие значения характерны для кварца из биотитовых гранитов Горного Алтая, содержащего U 7 г/т и из двуслюдяных гранитов — до 9 г/т (Таусон, 1956). Понижены содержания U в кварце из граносиенитов — 0,9 г/т и из лейкократовых гранитов Киргизии — 1 г/т (Леонова, Погиблова, 1961). Содержание U в кварце биотитовых гранитов Коньей (Ларсен, Фейр, 1956) ниже — 2,3 г/т, чем в кварце из роговообманкового гранита — 5,0 г/т хотя в кварце из тоналитов Грин Вэлли оно снижается до 1,3 г/т.

Значительно ниже содержание U в кварце из основных пород; в кварце из габбро Кузнецкого Алатау оно составляет 0,01 г/т (Осипов, Журавлев, 1970), в кварце из габбро Горной Шории — 0,01—0,058 г/т, а из связанных с ними гранодиоритов — 0,1 г/т (Журавлев, Осипов, 1965); в кварце из долерит-монцонита — 0,11 г/т (Осипов, Журавлев, 1965).

С т р о н ц и й. Среднее содержание 100 г/т, коэффициент концентрации 0,3.

В кварце из гранитоидов Таджикистана содержание Sr довольно выдержано и составляет 100 г/т (Могаровский, Мельниченко, 1967).

М е дь. Среднее содержание 6,6 г/т, коэффициент концентрации 0,3.

Содержание Cu увеличивается в кварце из лейкократовых гранитов (см. табл. 76), что, очевидно, связано с меньшим количеством в этих гранитоидах железо-марганцевых минералов, в которых обычно рассеивается большая

в кварце гранитоидов различных регионов СССР, $г/т$

Rb	Cs	Ba	B	Cu	Bi	Ge	Tl
40 (1)	35 (2)	0,6 (4)	5 (2)	6,3 (4)	0,7 (1)	1,5 (1)	—
—	—	0,9 (4)	5 (1)	4,8 (5)	—	—	—
25 (2)	—	9,5 (29)	8 (2)	5 (2)	0,7 (2)	1,6 (2)	0,12 (1)
7,5 (2)	—	—	6 (3)	—	—	—	—
8 (1)	—	1,2 (6)	5,3 (6)	7 (1)	—	—	—
40 (7)	25,8 (7)	0,7 (24)	7,8 (12)	5,7 (27)	2,6 (12)	1,4 (11)	0,062 (9)
40 (5)	30 (4)	0,66 (132)	4,5 (4)	8,9 (8)	0,7 (6)	1,5 (6)	0,08 (6)
40 (1)	37,5 (4)	0,96 (11)	7,4 (5)	7,7 (15)	0,7 (2)	1,5 (2)	0,07 (1)
—	—	1,0 (1)	—	—	—	—	—
33,3	31,0	0,76	6,3	6,6	0,7	1,4	0,07

часть Cu. Особенно велико содержание Cu в кварце из гранитоидов габбровой формации, где оно в 4 раза больше среднего.

В кварце из гранодиоритов Мегри-Ордубадского плутона, с которыми связано медно-молибденное оруденение, содержание Cu составляет 10 $г/т$ (Меликсетян, 1964), т. е. выше среднего содержания для кварца из гранодиоритов, равного 4,6 $г/т$ (см. табл. 76).

Т о р и й. Среднее содержание 5,7 $г/т$, коэффициент концентрации 0,3.

По данным Л. Л. Леоновой (1962), в кварце из гранитов Тянь-Шаня содержание Th составляет в среднем 5—6 $г/т$, а в кварце из гранитов Южного Казахстана — 4 $г/т$. На долю кварца приходится при этом ~6% Th породы (Леонова, Ренне, 1964). В то же время в кварце из докембрийских житомирских гранитов Украины содержание Th сильно понижено и составляет 0,05 $г/т$ (Ивантишин, 1960).

Л и т и й. Среднее содержание 13,2 $г/т$, коэффициент концентрации 0,3.

В кварце из некоторых биотитовых и двуслюдяных гранитов Горного Алтая (Косалс, Сухоруков, 1965) и Северо-Востока (Некрасов, 1966) Li не обнаружен. В кварце из гранитов Приазовья содержание Li повышено и составляет 30—40 $г/т$ (Куц, Мищенко, 1963).

Согласно детальным исследованиям (Мальков, Комов, 1970) средние содержания Li в кварце значительно меняются в зависимости от его генезиса и составляют (в $г/т$) в кварце из кварцевых порфиров 0,9, из досилурийских гранитов 0,3, из нижнепротерозойских гранитов 0,5, из гранитизированных габброидов 3,3, из грейзенов вольфрамового месторождения 20, из гранитов рапакви 9, из пегматитов 35, из золотоносной полосы 20.

В кварце из герцинских гранитоидов Нижней Силезии содержание Li колеблется от 2,7 до 8—15 $г/т$. При этом наблюдается обогащение литием кварца пегматитов, в котором содержание этого элемента достигает 16—35 $г/т$. Кварцы из догерцинских метаморфических пород (филлитов, слюдяных сланцев и продуктов их дальнейшей гранитизации — очковых гнейсов, мигматитов, гранито-гнейсов и низкотемпературных, предположительно метасоматических гранитоидов) характеризуются весьма низким содержанием Li — 0,2—1,2 $г/т$. В то же время в зонах контактового метаморфизма, вызванного герцинскими интрузиями, содержание Li в кварце повышается до 4,3—9,8 $г/т$ (Smulikowski,

Walenczak, 1966). Почти в 2 раза выше среднего содержание Li в кварце из липаритов (см. табл. 77).

Полученные данные свидетельствуют о крайне низком содержании Li в кварце из гранитоидов габбровой формации (1,8 г/м) и в кварце из автохтонных гранитоидов (3,2 г/м).

Ц и н к. Среднее содержание 19,9 г/м, коэффициент концентрации 0,3.

Содержание Zn в кварце отчетливо зависит от петрографического состава гранитоида. Оно максимально (см. табл. 76) в кварце из лейкократовых гранитоидов — пород, практически лишенных биотита — главного носителя и концентратора цинка в гранитоидах.

Содержание Zn в кварце из «безрудных» гранитоидов Сусамырского батолита ниже среднего и составляет 7—11 г/м (Таусон, Кравченко, 1956). В то же время в кварце варисских гранитоидов Тянь-Шаня, с которыми пространственно ассоциируют полиметаллические рудопроявления, содержание Zn почти в 2 раза больше и достигает 18 г/м (Гаврилин и др., 1966), хотя и остается несколько ниже среднего.

Содержание Zn в кварце из гранитов Венгрии близко среднему и составляет 15 г/м (Nagy, 1969).

Н и б и й. Среднее содержание 4,9 г/м, коэффициент концентрации 0,25.

Содержание Nb в кварце из гранитоидов различного состава практически не изменяется (см. табл. 76), зато значительно увеличивается в кварце из липаритов (см. табл. 77). Более низкие содержания Nb (1,0 г/м) нередко отмечаются в кварце из пегматитов нормальных, известково-щелочных, гранитов (Гордиенко, Каменцев, 1967). По данным В. С. Павленко, в кварце из щелочных гранитов Восточного Памира среднее содержание Nb составляет (3 определения) 58,3 г/м, весьма вероятно, за счет микровключений тантал-ниобатов.

Т и т а н. Среднее содержание 350 г/м, коэффициент концентрации 0,2.

В кварце из гранитоидов Северного Тянь-Шаня содержание Ti составляет 300—400 г/м (Леонова. Классова, 1964), из докембрийских гранитоидов Колорадо значительно ниже (3 определения) — 153 г/м (Брей, 1952).

Б а р и й. Среднее содержание 185 г/м, коэффициент концентрации 0,2.

Содержание Ba в кварце гранитоидов уменьшается с 200 до 170 г/м при переходе от гранитов ранних к гранитам поздних фаз (Остафийчук, 1964₂). Значительно выше содержание Ba в кварце из докембрийских гранитов Колорадо (4 определения) — 365 г/м (Брей, 1952), а в кварце из гранитов Венгрии оно составляет только 40 г/м (Nagy, 1969).

Р у б и д и й. Среднее содержание 33,3 г/м, коэффициент концентрации 0,17.

Самыми низкими содержаниями Rb выделяются кварцы из гранитоидов Горного Алтая, Восточного Саяна и Восточного Забайкалья (см. табл. 78). В кварце докембрийских гранитов Приазовья содержание Rb значительно выше — 110—120 г/м (Куц. Мищенко, 1963).

Г а л л и й. Среднее содержание 2,8, коэффициент концентрации 0,14.

Более высокие содержания установлены в кварце из порфировидных гранитов Казахстана (Остафийчук, 1964₁) и в кварце из гранитов Сусамырского батолита (Борисенок, Таусон, 1959), содержащих до 5 г/м Ga.

Более низкие содержания Ga (1 г/м) характеризуют кварц из горных пород Японии (Нисикава, 1958). Меньше среднего оно и в кварце гранитоидов юго-восточной Тувы — 2 г/м, а в кварце гранитоидов Киргизии, Кавказа (Борисенок, 1959), Приазовья (Марченко и др., 1966) Ga не обнаружен. В то же время в измененных альбитизированных и грейзенизированных разностях гранитоидов

дов содержание Ga в кварце увеличивается до 10 г/т и на его долю приходится 5—9% общего содержания этого элемента в породе (Мищенко, Щербаков, 1966).

Б е р и л л и й. Среднее содержание 0,76 г/т, коэффициент концентрации 0,14.

Этим цифрам близки средние содержания Be в кварце из гранитоидов Дальнего Востока — 0,7 г/т (Недашковский, 1969). В кварце гранитоидов Восточной Сибири среднее содержание Be (52 определения) несколько ниже — 0,43 г/т (Петров, 1969).

Повышенные содержания Be отмечаются в кварце из калбинских гранитов Горного Алтая (23 определения) 3,6 г/т (Лукин, Шевцов, 1967) и в кварце из мезозойских гранитов Восточного Забайкалья — 3—4 г/т (Зилов и др., 1963). Имеются также данные, свидетельствующие о том, что в мезозойских гранитоидах Восточного Забайкалья содержание Be в кварце колеблется от 0,2 до 1,8 г/т и составляет в среднем 0,6 г/т (Таусон и др., 1969).

Судя по литературным данным, в кварце из гранитоидов Урала содержание Be значительно понижено — 0,2 г/т (Покровский, Кайгородцева, 1963), а в кварце из гранитоидов Северного Востока (Некрасов, 1966) и Таджикистана (Мельниченко, Могаровский, 1968) этот элемент не обнаружен.

Обращает внимание значительное увеличение содержания Be в кварце из измененных, особенно грейзенизированных, гранитов. Здесь его среднее содержание увеличивается почти в 2 раза и составляет 1,0 г/т (см. табл. 77), а в отдельных случаях поднимается до 150 г/т. Присутствие берилла в подобных гранитоидах позволяет объяснить такие высокие содержания наличием микровключений собственных бериллиевых минералов.

В кварце из пегматитов щелочных гранитоидов содержание Be 0,6—0,7 г/т, в отдельных случаях 1,8 г/т, а в кварце из щелочных гранитов 4,8—5,0 г/т (Коваленко и др., 1968). Это может свидетельствовать о значительном рассеянии Be в стадию кристаллизации щелочных гранитов и об отсутствии его накопления в поздних дифференциатах.

Доля Be, приходящаяся на кварц, зависит от состава гранитоида; в гранодиоритах на его долю приходится 3,6% общего содержания Be в породе, в амфибол-биотитовых гранитах — 3,9%, в биотитовых гранитах — 4,2, в лейкократовых гранитах — 5,3 (Петров, 1969).

Среди различных регионов Советского Союза наиболее обогащен Be (в среднем 9,5 г/т) кварц из гранитоидов Восточного Забайкалья (см. табл. 78).

Т а н т а л. Среднее содержание 0,35 г/т, коэффициент концентрации 0,1.

Наблюдается предпочтительное накопление Ta в кварце лейкократовых гранитоидов (см. табл. 76), а в кварце из липаритов его среднее содержание поднимается до 1,06 г/т (см. табл. 77). Более высокие концентрации Ta характерны для кварца из пегматитов известково-щелочных гранитов, в котором содержание Ta равно 3,3 г/т (Гордиенко, Каменцев, 1967). Кварц из щелочных гранитов Восточного Памира, по данным В. С. Павленко, содержит Ta (3 определения) 8,9 г/т.

Т а л л и й. Среднее содержание 0,07 г/т, коэффициент концентрации 0,05.

Таллий не обнаружен в кварце биотитовых гранитов Тянь-Шаня (Таусон, Бузаев, 1957), а в кварце из гранитоидов Кураминского типа его содержание составляет 0,1 г/т (Бадалов, Рабинович, 1966).

По нашим данным, Tl в кварце гранитов встречается довольно постоянно в количестве 0,04—0,06 г/т. Постоянно повышенным содержанием Tl (0,08—

0,12 г/т) обладает кварц из гранитоидов Казахстана, Восточного Забайкалья (см. табл. 78).

И н д и й. Среднее содержание 0,01 г/т, коэффициент концентрации 0,04.

Низкий коэффициент концентрации индия в кварце свидетельствует о том, что большая часть его рассеивается в ранее выделившихся минералах, особенно в биотите, с которым связано 60—80% всего индия гранитоида (Иванов, 1963).

Ф т о р. Содержание F в кварце из гранитов Венгрии меньше 300 г/т (Nagy, 1969).

Индикаторные признаки кварца гранитоидов

Сравнение коэффициентов концентрации различных элементов, встречающихся в кварце, показывает (табл. 79), что они довольно четко делятся на две группы.

Т а б л и ц а 79

Коэффициенты концентрации (K) редких и рудных элементов в кварце гранитоидов

Элемент	Среднее содержание, г/т		K	Элемент	Среднее содержание, г/т		K
	в граните (кларк)	в кварце			в граните (кларк)	в кварце	
Bi	0,01	0,7	70,0	Cu	20,0	6,6	0,3
Cs	5,0	31,0	6,2	Th	18,0	5,7	0,3
Sn	3,0	10,5	3,5	Li	40,0	13,2	0,3
Mo	1,0	2,5	2,5	Zn	60,0	19,9	0,3
W	1,0	2,7	1,8	Nb	20,0	4,9	0,25
Au	0,0045	0,0062	1,4	Ti	2300,0	350,0	0,2
Ge	1,4	1,4	1,0	Ba	830,0	185,0	0,2
Sc	3,0	2,0	0,7	Rb	200,0	33,3	0,17
Ni	8,0	4,0	0,5	Ga	20,0	2,8	0,14
B	15,0	6,3	0,4	Be	5,5	0,76	0,14
Pb	20,0	7,4	0,4	Ta	3,5	0,35	0,1
U	3,5	1,2	0,3	Tl	1,5	0,07	0,05
Sr	300,0	100,0	0,3	In	0,26	0,01	0,01

Одна из них, характеризующаяся коэффициентом концентрации > 1 , включает элементы, обладающие тенденцией накапливаться в наиболее кислых дифференциатах (Cs, Mo, W, Bi), либо образующие долгоживущие фторкомплексы (Sn) или химически инертные (Au) и несклонные к рассеянию в минералах ранней кристаллизации.

Другие, обладающие коэффициентом концентрации < 1 , включают элементы, геохимическое сродство которых с магнием (Li), железом (Sc, Zn, Cu), кальцием (B, U, Sr), калием (Rb, Tl) или алюминием (Ga) обуславливает их накопление в минералах более ранних по времени выделения. Их низкие содержания в кварце свидетельствуют о том, что ко времени образования этого минерала, завершающего обычно кристаллизацию гранитной магмы, существенного обогащения этими элементами среды, из которой кристаллизовался кварц, не происходило. Для накопления этих элементов в поздних продуктах, т. е. для проявления рудогенерирующей способности гранитной магмы необходимы специальные условия: обилие элементов-комплексобразователей, пониженные содержания минералов Ca и Fe и т. п. Примером может служить низкая вели-

чина коэффициента концентрации Be в кварце из нерудоносных гранитоидов Джидинского интрузивного комплекса, равная 0,15—0,35 (Петрова, Петров, 1965).

Кварцы из гранитоидов различных регионов Советского Союза содержат неодинаковое количество редких элементов.

Из табл. 78 видно, что содержания редких и рудных элементов в кварце подчеркивают металлогенические особенности отдельных регионов достаточно полно, хотя и не всегда однозначно. Так, для кварца из гранитоидов Северного Кавказа, с которыми ассоциируют вольфрам-молибденовое рудопроявление, характерно повышенное, по сравнению со средним, содержание этих элементов. То же можно сказать и о кварце оловоносных гранитов Дальнего Востока, хотя повышенные содержания Sn характерны и для кварца гранитоидов Урала, в которых рудопроявления этого элемента практически отсутствуют. В гранитах Восточного Забайкалья содержания W, Mo, Sn в кварце ниже среднего, хотя с ними ассоциируют рудопроявления этих элементов. Это может быть связано или с недостаточным количеством определений рудных элементов в кварце из гранитоидов этого региона, или с различной представительностью анализировавшегося материала.

Кроме того, по сравнению со средним наиболее обогащены W кварцы из гранитоидов Горного Алтая; Li — Северо-Востока СССР; Sn, Pb, Zn — Дальнего Востока; Be, B, Tl — Забайкалья; Bi — Урала; Cu — Казахстана; Cs — Северного Кавказа и т. д.

Рассматривая особенности средних содержаний рудных и редких элементов в кварце гранитоидов (см. табл. 76), следует отметить, что более высокие, по сравнению со средним для интрузивных гранитоидов, содержания рудных и редких элементов — Mo, Sn, Pb, Li, Cs, Be, U — установлены в кварце из биотитовых гранитов; Zn, Cu, Rb, Tl — лейкократовых, в то время как кварцы гранодиоритов выделяются только несколько повышенным содержанием W, Ga и Th. Причины этого могут заключаться не только в различном количестве проанализированных образцов или в различной возможности к кристаллохимическому рассеянию перечисленных элементов, но и в своеобразных условиях кислотности — щелочности, сопровождающих кристаллизацию биотитовых гранитов и обуславливающих, в частности, концентрацию в них большинства минералов рудных и редких элементов (Ляхович, 1967).

Общепризнано, что процессы дифференциации являются одним из ведущих факторов, способствующих концентрации редких и рудных элементов в определенные моменты жизни интрузии и, таким образом, стимулирующих проявление рудогенерирующей способности гранитной магмы. Интересны данные, показывающие отличие в содержании редких элементов в кварце из гранитов различных интрузивных фаз, из гранитов и из сопровождающих их жильных пород или в кварце, отобранном из гипсометрически различных участков гранитного массива.

В процессе дифференциации гранитного расплава наблюдается увеличение содержания редких элементов в поздних дифференциатах, что в известной мере связано с возрастанием количества летучих, растворимость которых увеличивается в более поздних и щелочных порциях магмы. Подобное увеличение содержания редких элементов не всегда отражается на их содержании в кварце из гранитоидов поздних интрузивных фаз, что свидетельствует об ограниченной возможности использования его как минерала-индикатора процессов дифференциации. Наиболее значительны накопления в кварце из гранитоидов поздних фаз Li, Nb и Ta (табл. 80).

**Содержания редких и рудных элементов в кварце гранитоидов
последовательных фаз многофазных интрузивов, г/т**

Район	Фаза	Be	Li	Rb	W	Mo	Sn	Литературный источник
Восточное Забай- калье	I	0,75	—	—	—	—	0,75	Петрова, Легейдо, 1965; Петрова, Петров, 1965
	II	0,50	—	—	—	—	0,50	
	III	0,65	—	—	—	—	0,70	
Юго-Западное Прибайкалье	I	—	—	—	—	—	1,0	Косалс, Мазуров, 1970
	II	—	—	—	—	0,3	1,0	
	III	—	—	—	0,1	1,0	1,0	
Горный Алтай	I	1,0	5,0	—	—	—	—	Косалс, Сухоруков, 1965
	II	1,0	3,0	—	—	—	—	
	III	2,0	8,0	8,0	—	—	—	
Казахстан	I	0,8	15,0	40,0	2,0	4,0	3,0	
	II	1,6	20,0	40,0	3,0	3,0	4,0	
	III	1,0	10,0	40,0	4,0	3,0	5,0	

В связи с изменением в процессе дифференциации петрографического состава гранитоида роль кварца как минерала-носителя редких элементов увеличивается. В кварце из неоловоносных гранитоидов многофазного Джидинского комплекса процент олова, приходящийся на долю кварца, увеличивается с 0,2—1,3% в гранитах I фазы до 1,7—2,6% в гранитах II фазы и до 6% в гранитах III фазы. Для Be в кварце из тех же гранитоидов наблюдается аналогичная картина: кварц из гранитоидов I фазы содержит 5—5,7% общего количества Be в породе, II фазы — 0,6—2,5%, а в гранитах III фазы до 4,8—5,4% (Петрова, Петров, 1965).

Полученные результаты (см. табл. 77) свидетельствуют о том, что по сравнению со средним содержанием редких и рудных элементов в кварце интрузивных гранитоидов повышенные содержания Sn, Pb, Zn характеризуют кварцы из пегматитов, Sn, Pb и Cu — из аплитов. В кварце из кварцевых жил по сравнению с другими жильными породами повышены содержания W, Mo и Be.

Анализ особенностей состава кварца жильных пород, связанных с гранитами, показывает также, что в рудоносных гранитах наиболее часто обогащен рудными элементами кварц из кварцевых жил (табл. 81), а в обычных гранитах — кварц из пегматитов (табл. 82). Последнее отражает накопление ряда элементов — W, Mo, Sn, Be — в пегматитовую или гидротермальную стадию. Величина этого накопления может рассматриваться, наряду с содержанием собственно рудных минералов, как показатель степени проявления рудогенерирующей способности гранитной магмы.

Если обогащение кварца редкими элементами из гранитов поздних фаз внедрения и из жильных пород фиксируется иногда достаточно отчетливо, то устойчиво выраженной тенденции рудных и редких элементов концентрироваться в кварце из гипсометрически наиболее высоко расположенных участков гранитного массива обычно не наблюдается (табл. 83). В гранитах Восточного Саяна иногда можно констатировать некоторое обогащение Li кварца из

Таблица 81

**Содержания редких и рудных элементов в кварце гранитоидов
и связанных с ними жильных пород Казахстана, $г/т$**

Порода	W	Mo	Be	Порода	W	Mo	Be
Рудопосные				Безрудные			
Массив Акчатау				Каркаралинский массив			
Граниты	0,7	0,4	—	Граниты	0,7	0,4	0,4
Аплиты	0,7	0,4	—	Аплиты	0,7	0,4	0,7
Пегматиты	0,7	1,0	—	Кварцевая жила	0,7	0,4	0,3
Кварцевая жила	1,0	0,5	—				
Массив Майтас				Массив Жаманкарабас			
Граниты	0,7	0,4	0,4	Граниты	0,7	0,4	0,1
Аплиты	0,7	0,6	0,5	Аплиты	0,7	0,4	0,8
Пегматиты	0,7	0,4	1,3	Пегматиты	0,7	0,4	0,1
Кварцевая жила	1,5	51	1,0	Массив Бектау-ата			
				Граниты	0,7	0,6	Сл.
				Пегматиты	0,7	3,4	Сл.
				Кварцевая жила	0,7	0,4	1,4

Таблица 82

**Содержания редких и рудных элементов в кварце гранитоидов
и связанных с ними жильных пород Урала, $г/т$**

Порода	W	Mo	Sn	Pb	Zn	Cu	Be
Шпорово-Коневский массив							
Граниты	2,5	0,6	7	4	15	7	0,5
Пегматиты	2,5	0,6	13	8	15	4	—
Кварцевая жила	2,5	0,6	3	1,5	15	6	—
Джабык-Карагайский массив							
Граниты	2,5	0,6	11	4	15	4	—
Аплиты	2,5	0,6	10	8	—	—	—
Пегматиты	2,5	0,6	16	30	30	0	1
Кварцевая жила	2,5	0,6	5	7	15	4	—
Кочкарский массив							
Граниты	2,5	0,6	1,5	4	15	4	0,5
Аплиты	2,5	0,6	20	5	15	4	0,5
Пегматиты	2,5	2	10	4	40	4	—
Кварцевая жила	2,5	0,6	2	2,5	15	15	—

**Содержания редких и рудных элементов в кварце гипсометрически
различных участков гранитных массивов, г/т
Восточный Саян (Воронцов, Лин, 1966)**

Элемент	Фация	
	апикальная	глубинная
Li	— — 19,0	С.л. 10,0 5,0
Rb	С.л. — 5,0	10,0 5,0 10,0

Северный Кавказ (Эльджуртинский массив)

Отметка, м.	W	Mo	Sn	Pb	Zn	Cu	Li	Cs	Be
2300	4,0	900,0	1,5	3,0	15,0	14,0	20,0	40,0	0,5
2000	2,5	0,6	2,0	7,0	15,0	4,0	20,0	40,0	3,4
1150	2,5	56,0	1,5	4,0	15,0	4,0	10,0	40,0	0,5
750	2,5	4,0	5,0	7,0	15,0	10,0	20,0	30,0	0,7
350	2,5	28,0	5,0	6,0	15,0	4,0	20,0	40,0	1,0

апикальных частей гранитных массивов, в то время как для Rb характерна скорее обратная тенденция.

В гранитах Северного Кавказа содержание рудных и редких элементов в кварце из вертикального разреза гранитного массива также весьма монотонно, а отдельные высокие содержания объясняются, скорее всего, наличием микро-включений рудных минералов соответствующих элементов. Это может служить известным указанием на слабо проявленные процессы эманационной дифференциации в изученном массиве, что устанавливается и по монотонному распределению рудных и редких элементов в вертикальном разрезе этого массива (Ляхович, 1962₁).

Весьма интересны те отличия, которые устанавливаются при сравнении особенностей содержания редких элементов в кварце из гранитоидов и коагматических с ними липаритов. Последние оказываются обогащенными большинством редких и рудных элементов, особенно оловом, что свидетельствует о большой роли газовой дифференциации в процессе формирования этих субинтрузивных тел. Только цинк в большем количестве содержится в кварце гранитоидов (табл. 84).

Слабо изменяется содержание рудных элементов и в кварце различных генераций. Так, в оловоносных гранитах Дальнего Востока содержание Sn в кварце различных генераций не изменяется и составляет 1 г/т (Недашковский, Нарнов, 1968). В гранодиоритах Кара-Чачинского массива (Восточное Забайкалье) наблюдается весьма незначительное увеличение содержания Be с 0,15 до 0,20 г/т при переходе от кварца I генерации к кварцу II генерации (Таусон и др., 1969).

Средние содержания редких и рудных элементов в кварце гранитоидов и комагматичных с ними липаритов Северного Кавказа, g/m

Элемент	Граниты	Липариты	Элемент	Граниты	Липариты
W	1,5 (2)	2,8 (2)	Rb	10,0 (4)	27,5 (4)
Mo	0,8 (61)	3,1 (7)	Cs	—	5,5 (2)
Sn	1,3 (61)	13,6 (6)	Be	0,7	6,0 (3)
Pb	8,0 (61)	32,5 (6)	B	4,9	8,0 (3)
Zn	25,1 (61)	12,0 (5)	Nb	4,9	12,1 (4)
Cu	5,0 (3)	6,7 (4)	Ta	0,3 (3)	1,06 (4)
Li	20,2 (4)	27,2 (4)			

Рассматривая особенности состава кварца из измененных — грейзенизированных или альбитизированных — гранитов, нетрудно заметить, что по сравнению с кварцем из неизмененных гранитов, первые характеризуются более высокими содержаниями многих элементов: Pb, Cu, Bi, Rb, Be, B, U, количество W, Mo, Sn, Cs остается практически без изменения, в то время как содержание Zn, Ge, Li уменьшается (см. табл. 77). Это свидетельствует о повышенной концентрации в растворах, производивших изменение гранита, ионов элементов первой группы.

В литературе встречаются указания о том, что содержание вольфрама (Иванова, 1969) и бора (Косалс, Сухоруков, 1965) в кварце из биотитовых и двуслюдяных гранитов аналогично и существенно не изменяется. Имеются, однако, и противоположные наблюдения. Существует четкая взаимосвязь содержаний O^{18} в метаморфических породах и в кварцах из этих пород (Донцова, Миловский, 1967). Это свидетельствует о том, что в процессе метаморфизма кварц не остается неизменяющимся минералом, а перекристаллизовывается так же, как вся порода. Определенный интерес представляют наблюдения, показывающие, что кварцы из гранитоидов юго-восточного Алтая, как правило, содержат вольфрам, иногда в значительных количествах. В кварце грейзенизированных гранитов вольфрам встречается значительно реже. Это позволяет считать, что источником вольфрамового оруденения могут быть сами гранитоиды (Михалева, Сотников, 1968).

Таким образом, низкие содержания рудных и редких элементов в кварце из измененных гранитоидов могут свидетельствовать или о стерильности растворов, производящих изменение гранита, или об участии находившихся в кварце элементов в общем процессе рудообразования.

Использование особенностей состава кварца как индикатора рудогенерирующей способности гранита основывается на вероятном нахождении в нем атомов различных металлов, что, возможно, учитывая твердо установленную существенно ковалентную природу связи в кремнекислородных тетраэдрах кварца. Даже в том случае, когда их присутствие обусловлено микровключениями собственно рудных минералов, геохимическая особенность среды минералообразования находит отражение в повышенном содержании рудного элемента в кварце.

Имеются данные, что кварцы разного генезиса имеют неодинаковые размеры элементарной ячейки, что связано с различным содержанием в них микропримесей. На количество последних большое влияние оказывают температура образования кварца, скорость его роста и химизм среды (Булдаков, 1968).

Анализ полученных данных свидетельствует о том, что для кварца из гранитов, с которыми пространственно связано олово-бериллиевое и вольфрам-молибденовое оруденение, характерны повышенные содержания Sn, Be, W, Mo, иногда в 2—8 раз превышающие среднее (табл. 85). Последнее, очевидно, обусловлено наличием микровключений собственных минералов этих элементов. Подобные повышенные содержания W, Mo, Sn и Be отличают и кварцы рудоносных гранитоидов Дальнего Востока и Казахстана от нерудоносных (табл. 86).

Т а б л и ц а 85

Средние содержания редких элементов в кварце рудоносных гранитоидов, г/т

Район, тип оруденения	W	Mo	Sn	Be	Cu
Северо-Восток, Sn (3)	2,0	0,6	12,2	0,5	7,0
Восточное Забайкалье, Sn—W (11)	21,5	2,0	10,4	0,7	2,4
Кавказ, W—Mo (6)	2,8	18,5	3,5	1,2	5,2
Казахстан, W—Mo—Be (6)	3,2	3,0	4,5	1,1	6,3
Среднее по интрузивным гранитоидам СССР	2,7	2,5	10,5	0,76	6,6

Т а б л и ц а 86

Средние содержания W, Mo, Sn, Be в кварце гранитоидов
Северного Прибалхашья и Центрального Казахстана, г/т
(Серых, 1966)

Массив	W	Mo	Sn	Be
Рудоносные				
Коктенколь	—	4,1 (5)	—	—
Акчатау	5 (5)	1,7 (9)	9,8 (8)	—
Восточный Коунрад	2 (8)	0,5 (8)	0,9 (8)	0,3 (8)
Джанет	2 (4)	1,2 (4)	0,7 (4)	0,8 (4)
Куу	2 (2)	1,3 (7)	1,5 (6)	0,7 (21)
Караоба	4 (5)	0,8 (4)	2,6 (3)	—
Нура-Талды	Сл.	0,6 (5)	0,6 (4)	0,3 (5)
Среднее	3,04 (24)	1,43 (42)	1,8 (33)	0,77 (80)
Безрудные				
Алртау	—	—	—	—
Жаманкарабас	2 (11)	0,5 (7)	0,5 (7)	0,3 (7)
Мамыр	—	0,7 (3)	0,8 (3)	0,3 (3)
Шалтас	2 (10)	0,8 (3)	0,5 (4)	0,3 (4)
Западный Шалтас	2 (3)	Сл.	Сл.	Сл.
Среднее	2 (24)	0,61 (13)	0,6 (14)	0,3 (14)

Отличия в содержании редких элементов в кварце из рудоносных и нерудоносных гранитов Дальнего Востока не одинаковы для различных элементов. Наиболее значимы в кварце рудоносных гранитоидов повышенные содержания Sn, Nb, Ta, в то время как содержания Be и W практически одинаковы, а содержания Mo даже несколько ниже по сравнению с кварцем нерудоносных гранитоидов.

В то же время неравномерность распределения содержания этих элементов всегда выше в кварце рудоносных гранитоидов (см. табл. 87).

Анализ литературных данных также убеждает в том, что повышенные содержания рудных и редких элементов в породообразующем кварце являются довольно устойчивым признаком рудоносных гранитов (табл. 87). Так, по данным О. Д. Ставрова (1961), наблюдаются определенные отличия содержаний Li в кварце гранитов и связанных с ними литиеносных пегматитов от кварцев гранитов и пегматитов, с которыми подобная минерализация не связана. В последнем случае содержание Li в кварце из пегматитов в 9 раз меньше.

Таблица 87

Статистические оценки содержаний редких элементов в кварце рудоносных (1) и безрудных (2) гранитоидов Дальнего Востока (Говоров и др. 1970)

Элемент		<i>n</i>	$\bar{x}$, <i>g/m</i>	σ^2	Элемент		<i>n</i>	$\bar{x}$, <i>g/m</i>	σ^2
W	1	25	1,2	0,4	Nb	1	24	8,5	12,3
	2	51	1,1	0,4		2	49	7,0	8,2
Mo	1	25	0,9	0,1	Ta	1	26	1,5	1,8
	2	45	1,2	0,4		2	48	1,0	0,72
Sn	1	30	2,4	2,12	Be	1	35	0,8	0,03
	2	31	0,7	0,04		2	20	0,6	0,02

На основании этого предложен метод кварцеметрии, под которым подразумевается количественное изучение редких элементов в кварце из интрузивов и связанных с ними жил. С помощью этого метода установлено, что содержание Li и В в кварцах гранитов и пегматитов находится в прямой зависимости от рудоносности магматического очага (Ставров, 1961).

В кварцах из рудоносных (Cu, Mo) гранодиоритов Мегринского плутона Б. М. Меликсетяном (1964) установлено меди 10 г/т и молибдена 2 г/т, что превышает среднее содержание этих элементов в кварце нерудоносных гранитоидов аналогичного состава (см. табл. 76).

Синегорский и Татибинский массивы в Приморье сопровождаются вольфрам-молибденовой минерализацией, причем наиболее интенсивно она проявлена в связи с Синегорским массивом. Соответственно и кварц из гранодиоритов слагающих эти массивы содержит больше W и Mo в Синегорском массиве (5 определений): 2,0 и 3,2 г/т, чем в Татибинском (2 определения) 1,7 и 1,0 г/т (Левашов, Гречищева, 1970).

Для кварца рудоносных гранитоидов весьма характерно также наличие не только повышенных, но местами и ураганных количеств рудных элементов, во многом обуславливающих большую неоднородность в распределении их содержаний. Так, в кварце из оловоносных гранитов Приморья и Восточного Забайкалья содержание Sn иногда составляет соответственно 120—320 г/т; в кварце из молибденоносных гранитов Центрального Казахстана и Северного Кавказа содержание Mo достигает 100—900 г/т. И хотя в этих случаях наличие

**Содержания редких и рудных элементов в кварце гранитов
различной рудоносности, г/т**

Район	Массив, тип оруденения	W	Mo	Sn	Nb	Cu	Литературный источник
Восточное Забайкалье	Алепуевские граниты, безрудные	1,4	<0,2	2,0	—	—	Иванова, Бутузова, 1968
	Кондуй, безрудные	1,4	0,2	2,0	—	—	
	Оланда, Sn—W	2,1	<0,2	4,6	—	—	
	Дурулгуй, Sn—W	1,3	0,35	5,0	—	—	
	Верхне-Удинский комплекс, безрудные	1,4	0,2	2,0	—	—	
	Кукульбейский комплекс, Sn—W	1,7	0,27	4,8	—	—	
Восточный Саян	Джугджурский комплекс, Cu—Mo	—	—	—	—	40	Лыхин, Кубышкина, 1967
	Верхнемеловой комплекс, Nb	—	—	—	20	20	

в кварце микровключений собственных минералов рудных элементов несомненно, приведенный материал свидетельствует, что общее содержание рудных и редких элементов в кварце отражает металлогенические особенности кристаллизующейся гранитной магмы, так как фиксирует не преобладающее изоморфное рассеяние в ранние стадии, а их накопление к поздним этапам кристаллизации вплоть до образования ими собственных минералов.

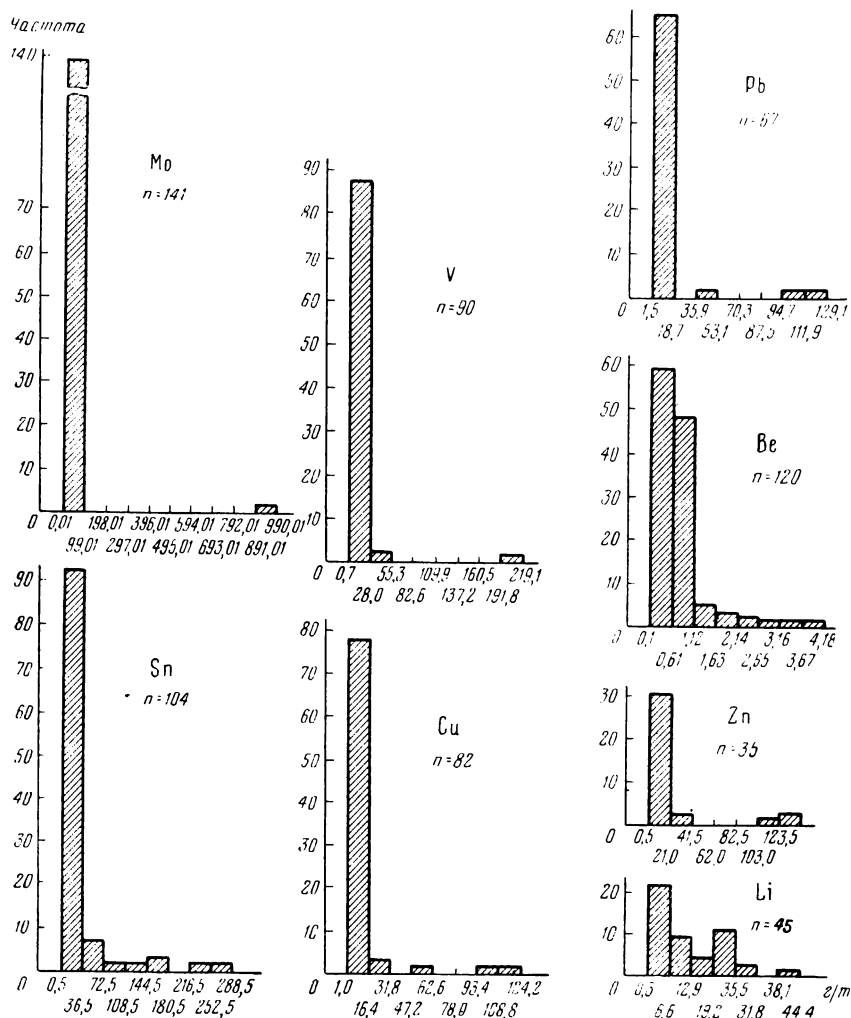
Еще Дэннэн (Dennen, 1964) установил, что кварц различных гранитов характеризуется различным соотношением редких элементов, что дает возможность коррелировать генетически родственные породы. Так, в результате изуче-

Таблица 89

**Средние содержания редких и рудных элементов в кварце
гранитоидов различного генезиса, г/т**

Элемент	Гранитоиды		
	интрузивные	автохтонные	габбровой формации
Bi	0,7 (22)	—	0,9 (5)
Sn	10,5 (139)	3,5 (23)	2,4 (11)
Mo	2,5 (169)	0,47 (34)	0,6 (17)
W	2,7 (132)	1,8 (19)	2,5 (5)
Ge	1,4 (22)	—	9,4 (3)
B	6,3 (34)	—	0,4 (5)
Pb	7,4 (60)	8,0 (18)	8,7 (12)
Cu	6,6 (61)	12,4 (32)	23,1 (17)
Th	5,7 (6)	0,05 (1)	—
Li	13,2 (40)	3,2 (5)	1,8 (3)
Zn	19,9 (32)	15,5 (14)	15,6 (8)
Ga	2,8 (4)	11,0 (3)	—
Be	0,76 (203)	0,91 (15)	0,5 (9)
Ta	0,35 (14)	0,30 (6)	—

ния кварца из гранитов Рэд Бич (Калифорния) и осадочных пород формации Пэрри было установлено, что именно эти граниты были источником формирования осадочных пород (Denpen, 1967). Весьма интересны те отличия, которые наблюдаются в кварце гранитоидов различного генезиса (табл. 89).



гранитоидов. В связи с этим интересны результаты 150 количественных спектральных определений Li в кварце метаморфических догерцинских пород Нижней Силезии, которые характеризуются весьма низкими содержаниями Li — 0,2—1,2 г/т (Smulikowski, Walenczak, 1966). Эта закономерность проявляется не только в таких образованиях, как филлиты и слюдяные сланцы, но и во всех продуктах их дальнейшей гранитизации: очковых гнейсах, мигматитах, гранито-гнейсах и низкотемпературных, предположительно метасоматических, гранитоидах. Кварц гранитоидов герцинского возраста содержит значительно более высокие количества Li, которые колеблются от 2,7—6,3 до 8—15 г/т. При этом наблюдается явное обогащение Li кварца поздних гранитных дифференциатов и особенно пегматитов, где содержание Li достигает 16—35 г/т. В зонах контактового метаморфизма, вызванного герцинскими интрузиями, кварц древних слюдяных сланцев и гнейсов также несколько насыщается Li — до 4,3—9,8 г/т.

Эти примеры позволяют рассматривать особенности содержаний редких элементов в кварце как дополнительный признак, позволяющий более уверенно судить о своеобразии генезиса гранитоидов.

Гистограммы частот распределения содержаний редких элементов в кварце свидетельствуют об их различном характере (рис. 6).

Для большинства из них характерна резко выраженная положительная асимметрия и эксцессивность, свидетельствующая об устойчивости низких содержаний. В то же время дисперсия содержаний различна: она минимальна для Mo и W и наиболее значительна у Sn, Be, Cu. Кривая частот распределения содержаний Li отличается наличием двух максимумов. Один из них, характеризующий высокие содержания, возможно обусловлен или более поздней импрегнацией литийсодержащих растворов, или наличием микровключений, богатых литием слюд.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тщательное изучение и последующая генетическая интерпретация текстурно-структурных, петрохимических или минералогических особенностей изверженных горных пород позволяет, с известной долей вероятности, реставрировать отдельные фрагменты в сложной и нередко противоречивой истории их возникновения и последующего формирования. Не менее трудно восстановить и сложные пути миграции неодинаковые для различных редких элементов и обычно приводящие к их рассеянию, реже к концентрации, результаты которой мы фиксируем в появлении собственных минералов этих элементов. Большую и объективную помощь при решении этих вопросов может оказать анализ частных и средних содержаний редких и рудных элементов в породообразующих минералах.

Средние содержания редких и рудных элементов в породообразующих минералах гранитоидов можно рассматривать как своеобразный «кларк» или эталон для последующего сравнения с одинаковыми минералами гранитоидов различных регионов, генезиса или рудоносности.

О качестве полученных данных можно судить хотя бы по тому, что к вычисленным нами средним содержаниям, в частности Rb в калиевом полевошпате (553 $г/м$), близко содержание Rb в стандартной пробе калиевого полевошпата (530 $г/м$), используемой в качестве внутрилабораторного стандарта при определении Rb. (Compston a. o., 1969).

Из полученных данных следует, что величины средних содержаний редких и рудных элементов в различных породообразующих минералах не одинаковы и зависят не только от исходного содержания этих элементов в магме, но и от состава и структуры минералов. Так, близкие к кальцию уран и стронций концентрируются преимущественно в плагиоклазе, а близкие калию свинец и барий — в калиевом полевошпате. В биотите, где калий имеет наибольшее координационное число, равное 12, крупные ионы рубидия и цезия накапливаются в большей степени, чем в калиевом полевошпате.

Средние содержания редких элементов различны и в одноименных породообразующих минералах и во многом зависят от времени их выделения и от их содержаний в гранитоиде. Влияние первого фактора выражается, например, в большем содержании Sr в плагиоклазе и Pb в калиевом полевошпате ранних генераций (порфировые вкрапленники), в то время как в поздней генерации этих минералов (основная масса) содержание Sr и Pb уменьшается, а количество Rb, Cs, Be, U — увеличивается.

Высокие содержания в минералах ранней стадии кристаллизации скорее всего свидетельствуют о преобладающем рассеянии рудных и редких элементов и об отсутствии тенденции к их накоплению в остаточных расплавах. В то же время повышенные содержания рудных и редких элементов в минералах

поздних стадий кристаллизации свидетельствуют о их накоплении и указывают, таким образом, на повышенную рудогенерирующую способность гранитной магмы.

Влияние петрографического состава сказывается в том, что с увеличением содержания в граните какого-либо минерала содержание в нем редкого элемента уменьшается. Так, с увеличением количества биотита в нем заметно уменьшается содержание Rb, Li, Zn, F (рис. 7).

Количество минерала сказывается также не только на содержании в нем того или иного элемента, но и на его балансе и, очевидно, форме нахождения.

Так, по данным В. И. Серых (1964), в диоритах на долю цветных породообразующих минералов приходится 72% всего никеля породы, а в гранитах и аляскитах только 3—5%; в диоритах на долю полевых шпатов приходится 20% никеля породы, а в аляскитах — более 80%.

Поскольку геохимическая история никеля в гранитоидах тесно связана с двухвалентным железом и магнием, то наличие никеля в полевых шпатах, вероятно, обязано микровключениям сульфидов рудных элементов. Последнее свидетельствует о большом влиянии на рудогенерирующую способность магмы особенностей ее петрохимического состава.

Сопоставляя средние содержания редких элементов в различных породообразующих минералах, нетрудно убедиться (табл. 90), что наиболее изоморфно емким минералом является биотит, количество и время выделения которого будет оказывать, таким образом, значительное влияние на дальнейшую судьбу многих редких и рудных элементов, особенно на возможность образования ими постмагматических концентраций.

Величины коэффициентов концентрации также свидетельствуют о том, что

минеральный состав гранитоида может оказывать решающее влияние на возможность к накоплению редких и рудных элементов в продуктах поздних и постмагматических этапов становления гранитных интрузивов (табл. 91).

Накоплению скандия, например, препятствует высокое содержание в гранитоиде роговой обманки и в меньшей мере биотита. Характер распределения рудных элементов между сосуществующими биотитом и роговой обманкой также свидетельствует о том, что наличие последней будет препятствовать накоплению и последующей концентрации в поздних продуктах кристаллизации хрома, ванадия, меди (рис. 8). Значительное количество плагиоклаза приводит к рассеянию большей части урана и бериллия, а калиевого полевого шпата — бария. Однако наиболее сильное влияние на рудоносность различных дериватов гранита оказывает содержание биотита, концентрирующего в себе большую часть редких и рудных элементов (см. табл. 90 и 91). Поэтому не

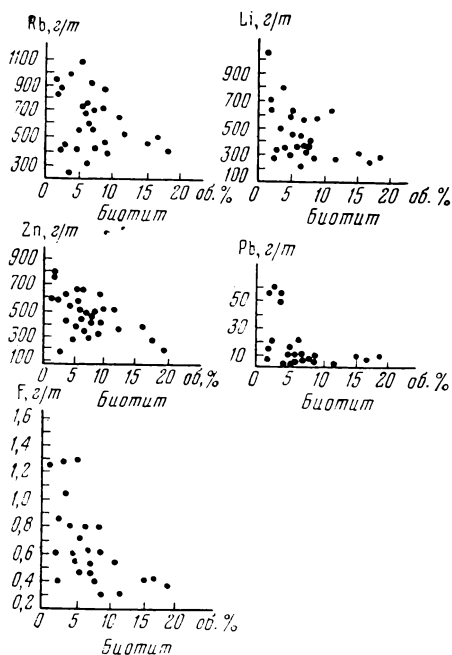


Рис. 7. Характер зависимости между содержанием в биотите редких элементов и количеством биотита в гранитоиде. Граниты Восточного Забайкалья (Козлов, Воловикова и др., 1965)

Таблица 90

Средние содержания редких и рудных элементов в породообразующих минералах гранитоидов, г/т

Элемент	Роговая обманка	Биотит	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц	Мусковит
Sc	132,4	61,2	—	—	2,0	—
B	26,0	11,7	20,1	9,4	6,3	—
F	5670,0	15567,6	748,3	218,0	—	10760,0
Rb	19,0	1054,2	107,0	552,7	33,3	2898,6
Li	27,2	916,4	24,7	18,2	13,2	2677,2
Zn	353,6	480,7	—	25,5	19,9	—
Nb	22,4	143,6	7,9	6,2	4,9	160,8
Cs	5,0	107,1	15,0	6,9	31,0	518,1
Sn	22,1	76,5	4,0	3,8	10,5	339,2
Ga	19,2	61,0	43,6	28,3	2,8	210,5
Ta	3,1	15,3	1,1	0,8	0,3	31,8
W	1,4	7,2	2,2	2,3	2,7	30,4
Mo	3,4	6,0	1,4	1,5	2,5	80,8
Tl	0,6	5,1	4,6	4,4	0,07	5,1
U	5,1	11,2	20,5	4,2	1,2	—
Be	8,3	4,9	11,8	3,1	0,76	47,4
Ba	67,8	1664,5	215,0	5093,0	185,0	—
Pb	15,7	13,0	40,6	46,1	7,4	4,3
Au	0,0032	0,0018	0,0012	0,0014	0,0062	0,0086

Таблица 91

Коэффициенты концентрации редких и рудных элементов в породообразующих минералах гранитоидов

Элемент	Роговая обманка	Биотит	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц	Мусковит
Sc	44,0	20,0	—	—	0,7	1,0
B	1,7	1,0	1,0	0,6	0,4	—
Sn	7,0	25,0	1,0	1,0	3,5	113,0
Li	0,7	23,0	0,6	0,4	0,3	67,0
Cs	1,0	21,0	3,0	1,4	6,0	103,0
F	7,1	19,0	1,0	0,3	—	13,0
Zn	6,0	8,0	—	0,4	0,3	0,2
Nb	1,0	7,0	0,4	0,4	0,2	8,0
Mo	3,4	6,0	1,4	1,5	2,5	81,0
Rb	0,1	5,0	0,5	3,0	0,2	14,5
W	1,0	5,0	1,5	1,5	1,8	20,0
Ta	1,0	4,0	0,1	0,2	0,1	9,0
Ga	1,0	3,0	2,0	1,0	0,1	10,0
Tl	0,5	3,4	3,4	3,0	0,05	3,0
U	1,5	3,0	6,0	1,0	0,3	5,0
Be	1,5	1,0	2,0	0,6	0,1	8,6
Ba	0,1	2,0	0,2	6,0	0,2	—
Pb	0,8	0,6	2,0	2,3	0,4	0,2
Au	0,7	0,4	0,3	0,3	1,4	2,0

случайно, что редкометальное оруденение наиболее часто ассоциирует пространственно и, очевидно, генетически именно с лейкократовыми гранитоидами.

Количество плагиоклаза будет оказывать определенное влияние на возможность появления собственных минералов бериллия и урана, а калиевого полевого шпата — на возможность появления собственных минералов бария

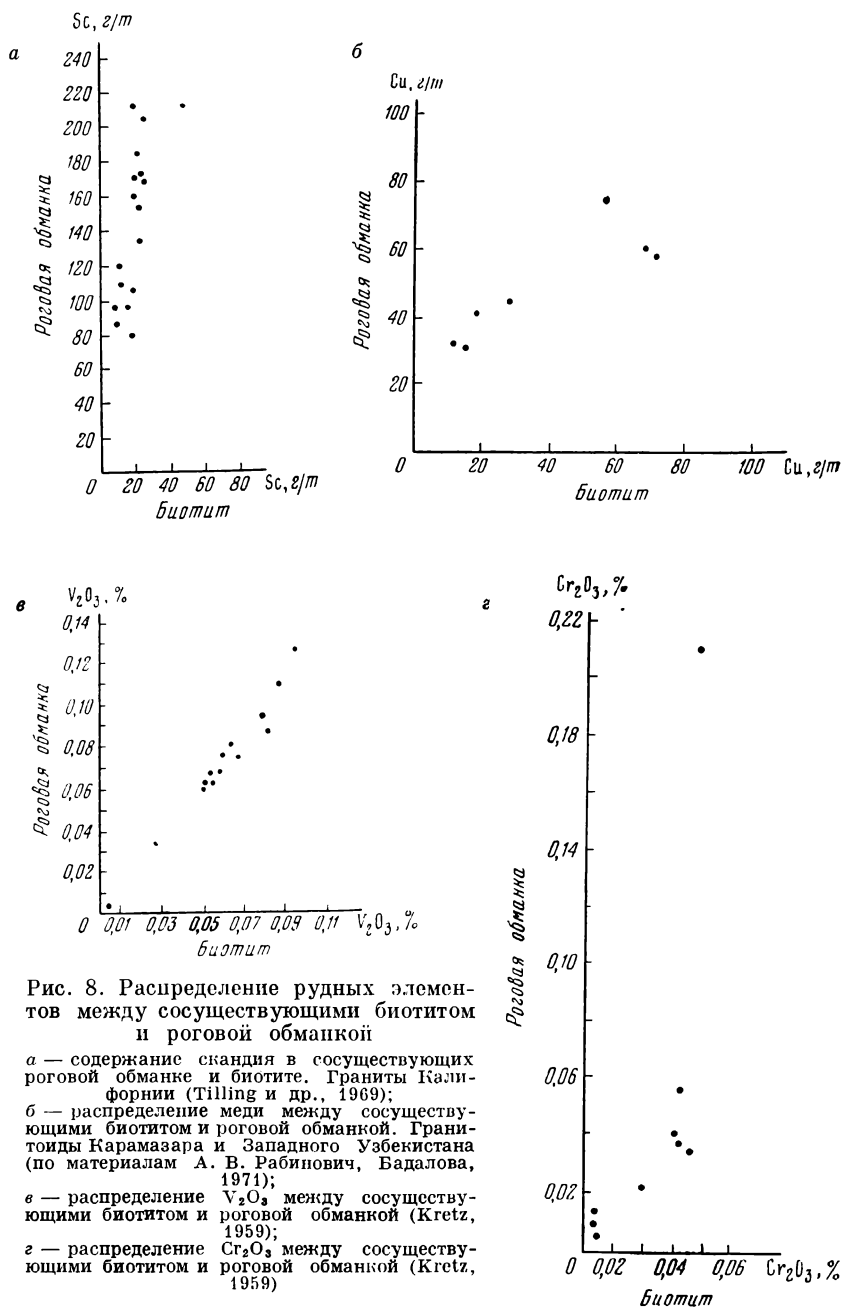


Рис. 8. Распределение рудных элементов между сосуществующими биотитом и роговой обманкой

а — содержание скандия в сосуществующих роговой обманке и биотите. Граниты Калифорнии (Tilling и др., 1969);
 б — распределение меди между сосуществующими биотитом и роговой обманкой. Гранитоиды Карамазара и Западного Узбекистана (по материалам А. В. Рабинович, Бадалова, 1971);
 в — распределение V_2O_5 между сосуществующими биотитом и роговой обманкой (Kretz, 1959);
 г — распределение Cr_2O_3 между сосуществующими биотитом и роговой обманкой (Kretz, 1959)

и свинца. Очевидно, не случайно наиболее часто уранинит фиксируется именно в бедных плагиоклазом гранитоидах калиевого типа, а галенит — в бедных калиевым полевым шпатом гранодиоритах. Последнее в свою очередь иллюстрирует большое влияние кристаллохимического рассеяния на возможность образования редким элементом собственного минерала, т. е. на реализацию рудогенерирующей способности гранитной магмы.

В целом можно установить, что максимальные содержания рудных элементов, таких как W, Mo, Sn, Zn, характерны для цветных минералов; в то время как в лейкократовых содержания этих элементов значительно понижены и более монотонны, хотя по сравнению с полевыми шпатами наблюдается несколько большая их концентрация в кварце.

Среди породообразующих минералов гранитоидов особое место занимает мусковит, выделяющийся необычно высокими содержаниями большинства редких и рудных элементов. Будучи поздним по времени выделения, мусковит в особенностях состава отражает обогащенность поздние- и постмагматических растворов редкими и рудными элементами по сравнению с магмой. В то же время минералы магматического генезиса, в частности биотит, богаче никелем, ванадием, титаном — элементами ранних стадий кристаллизации гранитной магмы.

Поскольку молибден, вольфрам и таллий не концентрируются в значительной степени в каком-либо из породообразующих минералов, их накопление в продуктах позднейшего изменения гранитоидов, очевидно, в значительной мере происходит за счет привноса.

Сравнение коэффициентов концентрации ниобия и тантала в биотите показывает, что ниобий концентрируется в нем в большей степени, чем тантал, т. е. процесс кристаллизации этого минерала является одним из факторов разделения ниобия и тантала. Это хорошо видно на приводимом графике (рис. 9), из которого следует, что повышение содержания ниобия в биотите не всегда сопровождается одновременным увеличением содержания тантала.

Состав породообразующих минералов тонко отражает изменения в содержании редких элементов в магме, которые возникают под влиянием процессов дифференциации. Это отражается не только на различии в содержании редких элементов в одноименных минералах гранитов и связанных с ними жильных пород, но и на составе минералов из интрузивных и эффузивных образований.

Процессы газовой дифференциации сопровождаются переносом и отложением редких и рудных элементов обычно в апикальных частях гранитных массивов. Большую роль в этом процессе играют бор и фтор. По полученным данным (см. табл. 90, 91) можно предположить, что повышенное содержание биотита в породах ранних интрузивных фаз будет приводить к изъятию из расплава значительных количеств фтора. Последнее будет способствовать

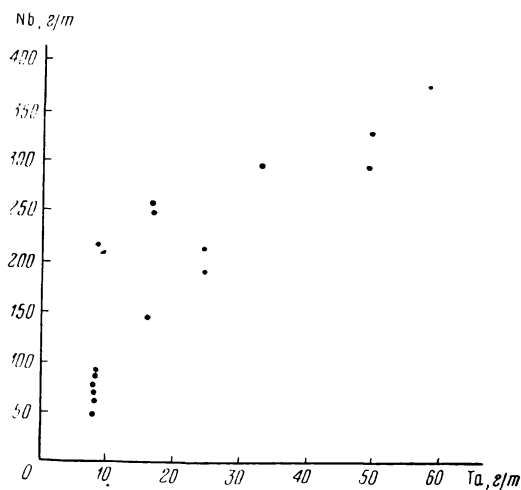


Рис. 9. Зависимость между содержанием Nb и Ta в биотите. Граниты Северо-Востока СССР (по материалам А. Д. Червинской, ИМГРЭ)

кристаллохимическому рассеянию редких элементов, которые могли бы удержаться в расплаве в виде различных фтористых соединений, простых или комплексных.

Анализ данных таблиц 90, 91 свидетельствует также о том, что наиболее уверенно использовать как индикаторы геохимических особенностей гранитной магмы можно только те порообразующие минералы гранитоидов, которые характеризуются наиболее высоким значением коэффициента концентрации. Последнее помогает избежать преждевременных выводов, так как повышенное по сравнению с гранитом содержание рудного или редкого элемента в минерале не есть свидетельство его принадлежности к особой «специализированной» магме, а является следствием кристаллохимических особенностей самого минерала. Судить о геохимических особенностях среды минералообразования следует сравнивая составы одноименных минералов.

Значение средних содержаний редких и рудных элементов в порообразующих минералах заключается также в том, что их величина может рассматриваться как предел первичномагматических содержаний соответствующих элементов в гранитах. Более высокие содержания (и их более значительная дисперсия) должны указывать на измененность гранита и его импрегнацию соответствующими редкими и рудными элементами.

В гранитоидах, например, судя по содержаниям Мо в мономинеральных фракциях, верхний предел содержаний Мо не может превышать 2 г/т даже для меланократовых разностей и представляет, очевидно, верхний предел первичномагматических содержаний (Козлов, Рощупкина, 1965).

Рассмотрение графиков зависимости (рис. 10, 11) между содержанием Ве в породе и в слагающих ее минералах на примере гранитоидов Восточного Забайкалья и Казахстана показывает весьма сходный их характер и в то же время позволяет установить, что для минералов ранней стадии кристаллизации, таких как роговая обманка или плагиоклаз, наблюдается прямая зависимость, свидетельствующая о том, что эти минералы могут рассматриваться как надежные индикаторы геохимических особенностей гранитной магмы. Для минералов, выделяющихся в более поздние стадии кристаллизации (биотит, калиевый полевой шпат и кварц), подобная зависимость выражена гораздо хуже или даже совсем не проявляется (кварц), что свидетельствует о вхождении значительной части редких элементов в состав акцессорных минералов или даже об образовании ими собственных минералов.

Распределение содержаний редких и рудных элементов в порообразующих минералах гранитоидов наиболее хорошо согласуется с логарифмически нормальным законом. Последний рассматривается как характерный признак элементов, присутствующих в кристаллической решетке в виде изоморфных примесей.

Для того чтобы проверить достоверность вычисленных средних содержаний редких элементов в порообразующих минералах, т. е. выявить их принадлежность к одной или нескольким совокупностям, была проведена проверка гистограмм на их одновершинность с помощью метода Гольдина.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что поскольку вычисленное значение t не превышает t критического при 95%-ном уровне значимости, в подавляющем большинстве случаев повышенные содержания Мо, Zn, F, Sn или других элементов принадлежат единой совокупности.

В более редких случаях наблюдаются достаточно четко выраженные два максимума, свидетельствующие о существовании двух независимых групп. Это может быть следствием наличия двух генераций минералов, каждая из которых характеризуется ей присущим содержанием редких элементов. Это

также может быть результатом импрегнации в минерал редких элементов из растворов, производивших постмагматическое изменение гранита.

Подобным примером могут служить двойные максимумы на гистограммах содержаний Rb и Pb в плагиоклазах (см. рис. 4), Mo и W в калиевых полевых шпатах (см. рис. 5), Li в кварце (см. рис. 6).

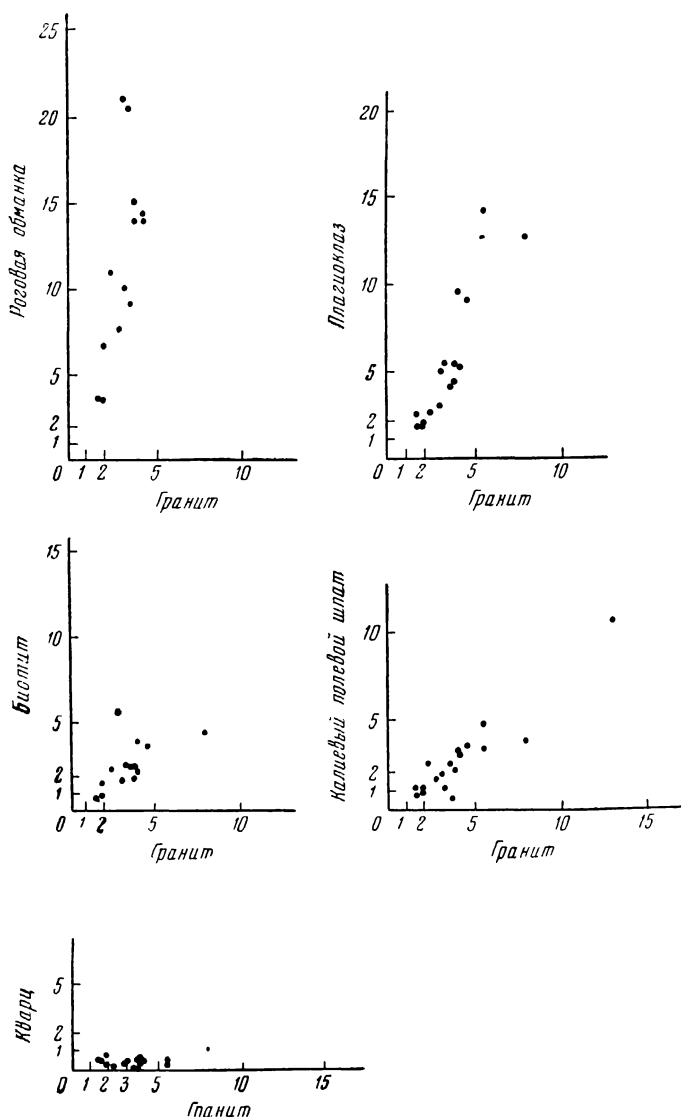


Рис. 10. Зависимость между содержанием Be в минералах и в гранитах Восточного Забайкалья (содержания даны в г/т)

Анализ гистограмм содержаний редких элементов в породообразующих минералах измененных гранитов (рис. 12) показывает наличие повышенных, вплоть до ураганных, содержаний редких элементов в их минералах, значительно выходящих за пределы обычной дисперсии и, очевидно, являющихся результатом наличия микровключений собственных минералов редких

элементов. Наиболее часто они наблюдаются в минералах измененных гранитоидов и, по-видимому, отражают начало мобилизации рудного вещества в процессе изменения гранита.

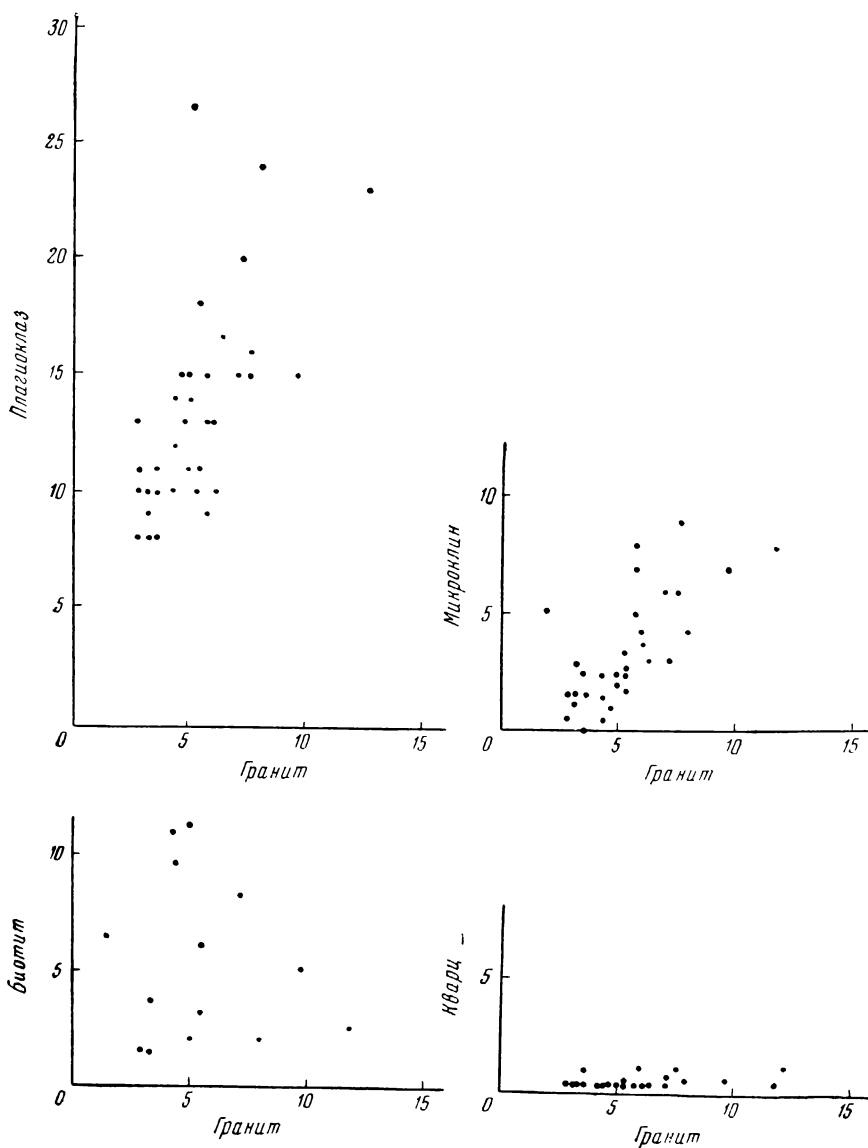


Рис. 11. Зависимость между содержанием Be в минералах и в гранитах Казахстана (содержания даны в г/т)

Весьма интересны зависимости, наблюдающиеся между содержаниями различных элементов в породообразующих минералах гранитоидов. Они могут быть прямыми и обратными и в ряде случаев позволяют по содержанию одного элемента судить о возможном содержании другого. Например, в калиевых поле-

вых шпатах из гранитов Австралии не устанавливается зависимость между содержанием K и Rb в минерале, зато она достаточно четко выражена для Sr и Ba (рис. 13).

В биотите существует прямая зависимость между содержаниями Ni и Sr, Zn и Fe_2O_3 и близкая к обратной зависимости между содержаниями в этом минерале V и Zn, Ni и Fe_2O_3 (рис. 14). Установлена прямая зависимость между

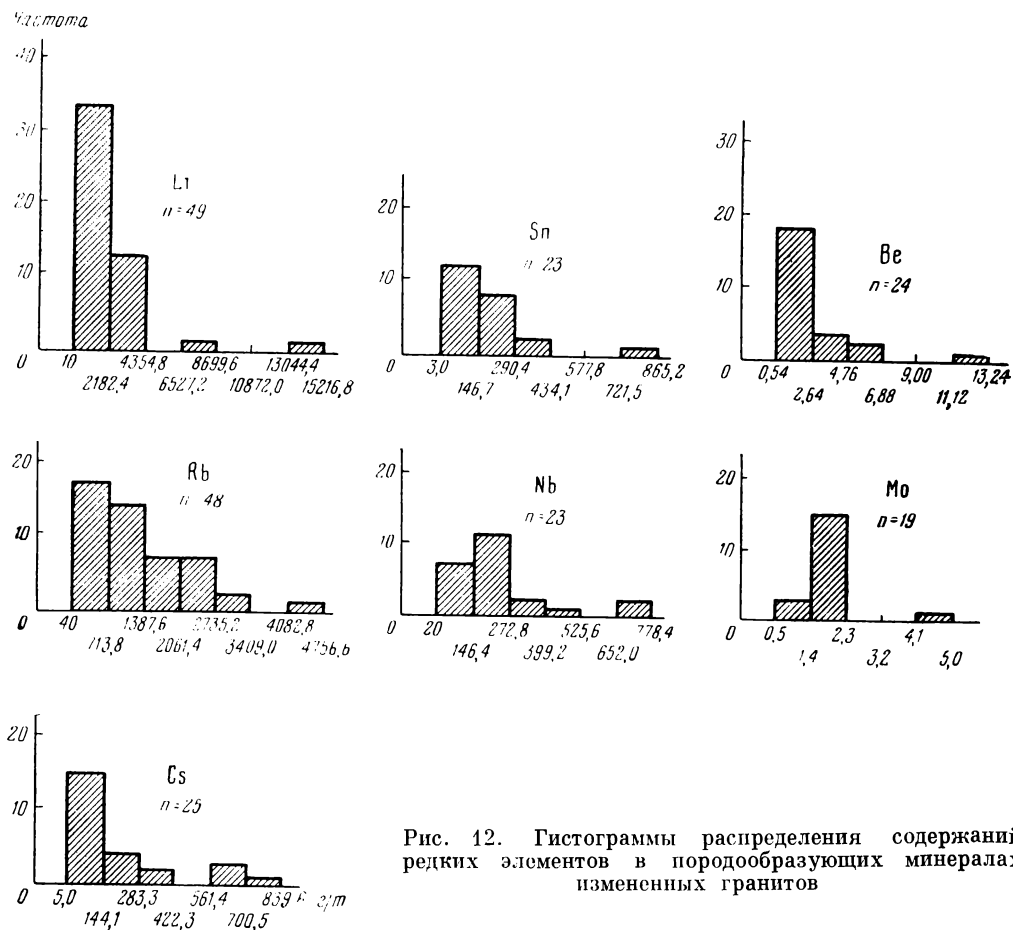


Рис. 12. Гистограммы распределения содержаний редких элементов в породообразующих минералах измененных гранитов

содержанием в биотите Li и F, Li и Sn, F и Ta. В кварце отмечалась прямая зависимость между содержанием Al и Li (Конно, 1969).

Собранный материал подтверждает наличие почти прямой зависимости между содержаниями в биотите Sn и F и устанавливает близкую к обратной связь между содержаниями Sn и Ti (рис. 15).

Ранее была установлена тенденция к существованию обратной зависимости между содержанием в биотите титана и содержанием ниобия и тантала (Ляхович, 1970).

Содержание элемента в минерале зависит также от присутствия другого, конкурирующего минерала, в кристаллической решетке которого также может рассеиваться то или иное количество данного элемента.

Так, если в биотитовом граните Приморья биотит содержит Та 27,7 г/т и Nb 388,9 г/т, то в биотите биотит-роговообманковых гранитов содержания этих элементов уменьшаются до 13,8 и 271,0 г/т соответственно (Полевских и др., 1970). В гранитах Японии биотит, ассоциирующий с роговой обманкой,

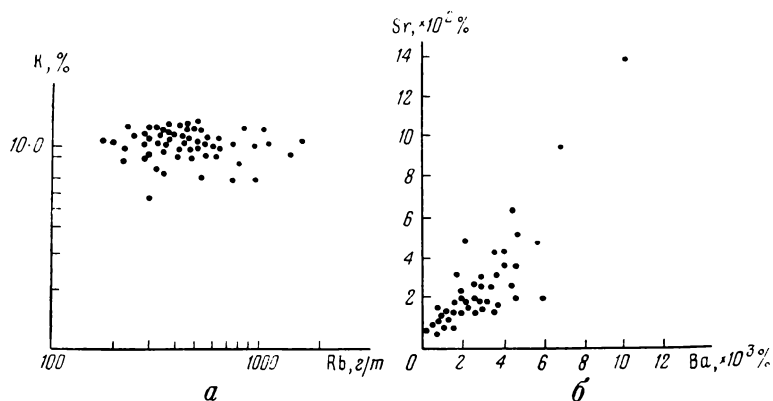


Рис. 13. Характер зависимости между содержанием в калиевом полевоом шпате К и Rb (а), Sr и Ba (б). Граниты Австралии (Rhodes, 1969)

содержит 200—370 г/т Zn, а биотит, не ассоциирующий с другими мафическими минералами, значительно больше — 860 г/т (Kato, 1970).

В биотит-роговообманковых гранодиоритах, где роговая обманка содержит Li 26 г/т, количество Li в биотите составляет 250 г/т, а в биотитовых гранитах того же массива — значительно больше, в среднем 620 г/т (Lagache, 1970).

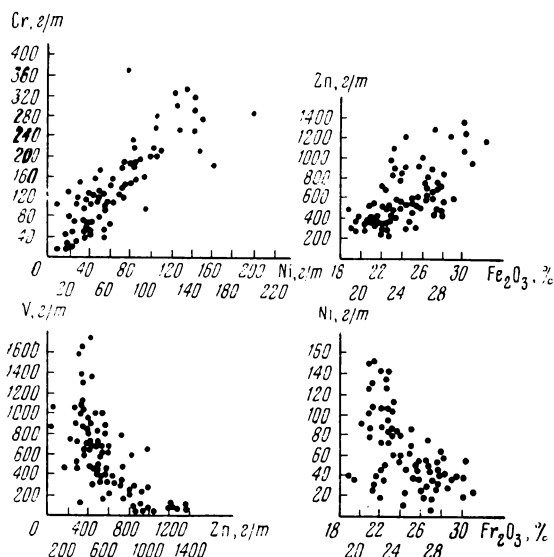


Рис. 14. Характер зависимости между содержаниями рудных элементов в биотите (Наак, 1969)

1969) в породах первых фаз минералами-концентраторами Cu и V являются биотит и роговая обманка (200—280 г/т Cu и 180—330 г/т V), а в биотитовых и аплитовидных гранитах — биотит (250—280 г/т Cu и 160—280 г/т V). Исчезновение роговой обманки привело к увеличению содержания в биотите Cu и V.

Все это иллюстрирует большую роль кристаллохимического рассеяния, препятствующего накоплению редких элементов к поздним этапам кристаллизации.

По данным электронного микронзондирования наблюдается когерентное распределение F между биотитом и мусковитом; корреляция содержаний F и Cl в слюдах отсутствует (Evans, 1969). Это свидетельствует о большом влиянии петрографического состава породы не только на содержание редких и рудных элементов в минерале, но и на возможность образования ими собственных минералов, т. е. на рудогенерирующую способность гранитной магмы. Очевидно, не случайно, что именно в лейкократовых гранитоидах обычно повышено

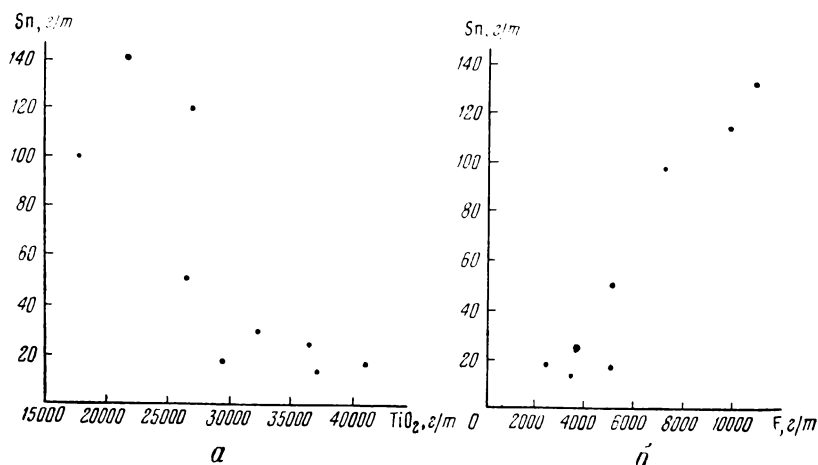


Рис. 15. Характер зависимости между содержаниями различных элементов в биотите. Гранитоиды Северо-Востока СССР (по материалам В. С. Иванова и др., 1970)

a — зависимость между содержанием в биотите олова и титана; б — зависимость между содержанием в биотите олова и фтора

содержание многих акцессорных минералов рудных и редких элементов и именно с ними наиболее часто ассоциируются рудопроявления или месторождения этих элементов.

Особенности содержания редких и рудных элементов в породообразующих минералах гранитоидов могут отражать своеобразие их генезиса. Последнее возможно благодаря тому, что породообразующие минералы наследуют тонкие отличия в составе исходных пород (осадочно-метаморфических или основных) или тех растворов, которые приводили к метасоматической трансформации исходных пород в породы гранитного облика.

Сводные данные табл. 92 позволяют убедиться в том, что минералы интрузивных гранитоидов обладают повышенным содержанием большинства редких и рудных элементов, по сравнению с одноименными минералами гранитоидов иного генезиса. Характерно, что повышенное (или пониженное) содержание элемента прослеживается обычно по всем минералам, отражая геохимические особенности гранитоида того или иного генезиса. Так, повышенные содержания Be и Sn, U и Mo характеризуют не только биотиты, но и плагиоклазы, калиевые полевые шпаты и кварцы интрузивных гранитоидов.

Средние содержания редких и рудных элементов в породообразующих минералах гранитоидов различного генезиса, g/m

Тип гранитоида *	Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta	U	Sn	W	Mo	Pb	Zn	Cu	F	B
Биотит															
1	916,4	1054,2	107,1	4,9	143,6	15,3	11,2	76,5	7,2	6,0	—	480,7	45,0	15567,6	—
2	933,5	1480,7	32,3	1,8	191,7	21,2	3,9	25,0	5,6	3,3	—	420,4	31,8	6183,3	—
3	44,6	157,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	232,0	—	—	—
Плагиоклаз															
1	24,7	107,0	—	11,8	—	—	—	—	2,2	1,4	40,6	—	—	748,0	20,1
2	24,8	152,0	—	2,4	—	—	—	—	2,0	1,5	11,0	—	—	609,0	8,2
3	2,7	2,5	—	2,5	—	—	—	—	2,4	1,7	3,4	—	—	2288,5	18,2
Калиевый полевой шпат															
1	18,2	552,7	6,9	3,1	—	—	4,3	—	2,3	1,5	46,1	—	—	—	9,4
2	10,2	544,6	16,4	2,0	—	—	2,6	—	2,5	1,5	24,8	—	—	1068,8	2,4
3	—	207,0	—	2,2	—	—	—	—	2,0	0,7	14,5	—	—	82,2	1,7
Кварц															
1	13,2	—	—	0,7	—	—	—	10,5	2,7	2,5	7,4	20,0	6,6	—	—
2	3,2	—	—	0,9	—	—	—	3,5	2,5	0,5	9,5	16,2	15,3	—	—
3	1,8	—	—	0,5	—	—	—	2,4	2,5	0,6	8,7	15,6	23,1	—	—

* Гранитоиды: 1—интрузивные; 2—автохтонные; 3—габбровой формации.

Минералы из гранитоидов габбровой формации в соответствии с геохимическими особенностями основных пород содержат меньше редких и рудных элементов, чем одноименные минералы интрузивных гранитоидов. Для них весьма характерно сильно пониженное содержание Be в биотите и плаггиоклазе, Pb и B в плаггиоклазе и калиевом полевоом шпате и повышенное содержание Cu в кварце (см. табл. 92).

В известной мере сходные результаты получены и для нефелина из щелочных пород различных формационных типов (Осокин и др., 1970). Наиболее высокие содержания Li, Rb, Ga установлены в нефелине из пород щелочно-гранитной формации, наиболее низкие — в нефелине из пород щелочно-габбровой формации. Последний в то же время характеризуется самым высоким содержанием Sr.

Минералы автохтонных гранитоидов содержат больше тех элементов, кларк которых в осадочных породах выше, чем в кислых: Ga, Sr или тех, которые накапливаются в метасоматических образованиях: Rb, Nb, Ta. В значительно меньшем количестве содержатся в этих минералах, по сравнению с одноименными минералами интрузивных гранитоидов, такие элементы, как, Sc, U, Th. Be, кларк которых в осадочных породах ниже, чем в кислых породах.

Как индикаторный признак генезиса гранитов может быть использовано содержание свинца в калиевых полевых шпатах, так как оно уменьшается не только в поздних генерациях этого минерала (Антипин и др., 1969), но и в метасоматических калиевых полевых шпатах, где по сравнению с магматическими содержание свинца уменьшается вдвое: с 25—35 до 16 g/m (Козлов и др., 1965). Весьма незначительно содержание свинца и в гидротермальных микроклинах из пегматитов — 1,9 g/m (Сретенская, 1963). Поэтому низкие содержания свинца в калиевом полевоом шпате автохтонных гранитов, по-видимому, отражают

большую роль метасоматических процессов в формировании окончательного облика этого типа гранитоидов.

Весьма характерны значительно более низкие средние содержания U (2,7 г/т) и Th (5,5 г/т) в биотитах и U (2,6 г/т) и Th (21 г/т) в микроклинах (Бартницкий и др., 1969) из бердичевских и подольских гранитов по сравнению с аналогичными минералами интрузивных гранитоидов (см. табл. 10, 55).

Сравнивая содержание редких элементов в биотитах из докембрийских гранитов Советского Союза и Колорадо (см. табл. 28; Брей, 1952), можно убедиться, что последние характеризуются более высоким содержанием Sr, Ni, V, а также Sc и Zn, что несомненно указывает на более основной характер того субстрата, за счет которого образовались докембрийские граниты Колорадо.

Не менее разительны отличия и в составе минералов из пегматитов различного генезиса. Так, калиевые полевые шпаты из пегматитовых жил, связанных с гранитоидами Верх-Исетского массива, которые представляют продукт гранитизации осадочно-метаморфических толщ (Ставров и др., 1969), содержат необычно низкие количества Li, Rb, Cs, Be по сравнению с калиевым полевым шпатом из пегматитов магматического генезиса (табл. 93).

Таблица 93

Средние содержания Li, Rb, Cs и Be в калиевом полевым шпате пегматитов, связанных с гранитоидами, г/т

Порода	Li	Rb	Cs	Be
Магматические пегматиты СССР (170)	197,3	5485,7	431,5	4,6
Метаморфические пегматиты Верх-Исетского массива (3)	2,5	270,0	1,5	0,53

Эти наблюдения подтверждаются данными о том, что в отличие от магматических метаморфические гранитоидные пегматиты характеризуются более низкими содержаниями Li, Rb, Tl, Pb, Zn, Y (Макагон, 1970).

Особенности содержания редких элементов в породообразующих минералах в ряде случаев убедительно указывают на возможность существования геохимических провинций.

По данным Холмса и Харвуда (Holmes, Harwood, 1932), площадь к востоку от Скалистых гор и от Колорадо до Монтаны необычайно богата стронцием и барием. Повышенные содержания Sr отличают полевые шпаты (1222 г/т) и биотиты (2100 г/т) из гранитоидов этого региона от одноименных минералов из гранитоидов Советского Союза. Среди последних также существуют области, например Байкальская горная страна, где развиты граниты, содержащие большое количество Sr (Александров, 1968). Полевые шпаты этого региона также выделяются повышенным (700—1350 г/т) содержанием Sr, по сравнению со средним.

Калиевые полевые шпаты из гранитоидов Австралии (Rhodes, 1968) характеризуются в 2—3 раза более низким содержанием Ba и Sr и в 1,5 раза более высоким содержанием Rb, по сравнению с калиевыми полевыми шпатами из гранитов Советского Союза.

Биотиты из гранитоидов Калифорнии (Dodge и др., 1969), по сравнению с биотитом из гранитоидов Советского Союза, выделяются более высоким содержанием V, Cu, Zn и более низким — редких элементов — Sn, Sc, Nb, Ga.

Сравнение содержаний редких элементов в породообразующих минералах гранитоидов различных регионов позволяет наметить некоторые признаки, указывающие не только на особенности их генезиса, но и на их возможную рудоносность. Так, калиевые полевые шпаты из гранитоидов Казахстана характеризуются содержанием Rb, в два раза превышающем среднее (см. табл. 58). Поскольку повышенные содержания Rb характеризуют калиевые полевые шпаты метасоматического генезиса, а калиевый метасоматоз благоприятен для проявления редкометального оруденения, то повышенное содержание Rb в калиевом полевом шпате можно рассматривать как благоприятный признак рудоносных гранитоидов. Рассматриваемые в данном примере гранитоиды Акчатаусского комплекса Казахстана действительно являются рудоносными.

В настоящее время, когда увеличивается количество примеров, свидетельствующих о том, что в гранитах, сопровождающихся оловянным, вольфрамовым, молибденовым или золотым оруденением, содержание этих элементов в граните близко к кларковому или даже ниже его; большой интерес представляет выяснение возможных отличий в содержании редких элементов в породообразующих минералах рудоносных гранитов. Этот интерес вызван желанием выяснить, в какой мере своеобразие содержаний редких элементов в минерале может быть использовано в качестве индикатора рудоносности породы, так как валовое содержание элемента в породе не может рассматриваться как достоверный признак.

Вопрос этот очень сложный, требующий большого количества различных сопоставлений и дополнительных анализов. Однако рассматривая достаточно представительный материал, изложенный в предыдущих главах, сопоставляя и анализируя многочисленные, иногда на первый взгляд противоречивые наблюдения, можно выявить одну, достаточно выдержанную, тенденцию. Она заключается в том, что в рудоносных гранитоидах содержание рудных элементов в различных породообразующих минералах неодинаково и в значительной мере определяется временем их выделения.

Минералы ранних этапов кристаллизации, такие как роговая обманка и плагиоклаз, обычно содержат меньше рудного элемента по сравнению со средним содержанием, что отражает, по-видимому, условия, благоприятствующие накоплению элемента в поздние и постмагматические этапы становления интрузива. Действительно, роговая обманка из оловяносных гранитов Приморья содержит Sn 16—20 г/т, из рудоносных гранитоидов Мегринского плутона Cu 16 г/т и Mo 29 г/т, что во всех случаях ниже средних содержаний. То же можно сказать и в отношении плагиоклаза. В гранитах, с которыми связаны рудопроявления различных элементов, он содержит их в меньшем по сравнению со средним количестве: Sn 0,8 г/т, Pb 15 г/т, W ~ 1 г/т, Mo 0,5 г/т и т. д. В то же время плагиоклаз бериллоносных и бороносных гранитоидов обладает более высоким по сравнению со средним содержанием этих элементов.

Минерал самых поздних этапов кристаллизации — кварц — в рудоносных гранитах содержит, как правило, больше по сравнению со средним соответствующих рудных элементов: W, Mo, Sn, Be, Li, Cu. Кроме того, для кварца рудоносных гранитоидов характерно наличие ураганных содержаний рудных элементов, например Sn до 320 г/т, Mo до 900 г/т, несомненно связанных с микровключениями собственных минералов этих элементов и свидетельствующих о возрастающей к последним этапам становления рудогенерирующей способности гранитной магмы.

Особое место занимают минералы промежуточной стадии кристаллизации — биотит и калиевый полевой шпат, — которые характеризуются более сложной

и непостоянной зависимостью между содержанием в них рудных элементов и рудоносностью гранита. Так, в калиевых полевых шпатах рудоносных и безрудных гранитоидов редкие элементы распределены достаточно монотонно и существенных отличий в их содержании не устанавливается. Можно говорить только о довольно постоянно наблюдающемся повышенном содержании Rb в калиевом полевом шпате из рудоносных гранитов. Последнее характерно для калиевых полевых шпатов метасоматического генезиса и, очевидно, подтверждает обычно наблюдающуюся измененность рудоносных гранитоидов.

Иная картина характерна для состава биотита. Биотиты из гранитов, рудоносных в отношении Ta, Nb, Sn, Be, Mo, довольно часто содержат повышенные количества этих элементов: Ta до 24—33 г/т, Nb 2450 г/т, Sn 600 г/т, Mo 36 г/т, Be 8 г/т и т. д. Это послужило достаточным поводом для широкого признания того, что повышенные содержания рудных и редких элементов в биотите могут рассматриваться как признак, указывающий на вероятную рудоносность гранитоида. Имеется однако немало примеров, когда биотит из рудоносных гранитоидов содержит по сравнению со средним меньше соответствующих элементов (например, Cu и Mo в рудоносных гранитах Мегринского плутона). Более того биотиты нерудоносных гранитоидов нередко обладают превышающим среднее содержанием олова (194 г/т, Северный Кавказ), тантала (36 г/т, Гиссар) и т. д.

Примером могут служить биотиты и мусковиты Котансуйского массива (Орское Зауралье), которые содержат больше Ta и Nb по сравнению со средним содержанием этих элементов в аналогичных минералах из гранитоидов Советского Союза, тем самым, казалось бы, подтверждая большую перспективность этого массива. Однако содержание тантало-ниобатов в нем весьма незначительно (табл. 94).

Таблица 94

Средние содержания Ta и Nb в биотите и мусковите и тантало-ниобатов в гранитах Орского Зауралья, г/т

Массив	Биотит		Мусковит		Тантало-ниобаты
	Ta	Nb	Ta	Nb	
Котансуйский	41 (3)	142 (3)	36 (3)	170 (3)	2,9 (9)
Среднее по гранитоидам СССР	19 (263)	146 (338)	33 (72)	133 (69)	12,7 (179)

Подобные несколько противоречивые данные свидетельствуют о том, что связь между рудоносностью гранита и содержанием в биотите рудного элемента носит сложный характер. В ряде случаев повышенные содержания несомненно обязаны микровключениям рудных акцессорных минералов, свидетельствующих о возникновении возможностей к достижению рудным элементом высокой концентрации и образованию им собственных минералов.

Справедливость подобного объяснения иллюстрируют графики (см. рис. 16), построенные на основании 27 определений олова в биотите из оловоносных гранитов Северо-Востока СССР. С одной стороны, на этих графиках не устанавливаются зависимости содержания олова в биотите от содержания этого элемента в граните (рис. 16, а), что позволяет считать, что часть олова находится в породе в виде собственного минерала — касситерита.

Простое суммирование частных содержаний олова в биотите этих гранитоидов дает цифру (27 определений) 82,1 г/т, т. е. значительно превышающую среднее — 76,5 г/т (см. табл. 10).

Однако рассмотрение частных содержаний показывает существование по меньшей мере двух групп содержаний: с довольно ограниченным интервалом колебаний (28—84), в среднем (18 определений) 52,2 г/т и более значительным интервалом (102—240), в среднем (9 определений) 142 г/т.

Особенно высокие содержания (200—240 г/т), по-видимому, объясняются наличием микровключений часто встречающегося в этих гранитоидах касситерита, сильно искаживших среднее содержание изоморфного олова в биотитах.

Анализ гистограммы (см. рис. 16, б), построенной на основании этих данных, позволяет более правильно оценить смысл высоких средних содержаний редких элементов в породообразующих минералах рудоносных гранитов, обычно считающихся характерным признаком последних.

Наличие двух или трех максимумов свидетельствует о существовании нескольких независимых групп содержаний. Наиболее высокие из них — результат более поздней импрегнации рудоносными растворами, привнесившими с собой олово. Поэтому повышенные содержания рудных элементов в породообразующих минералах

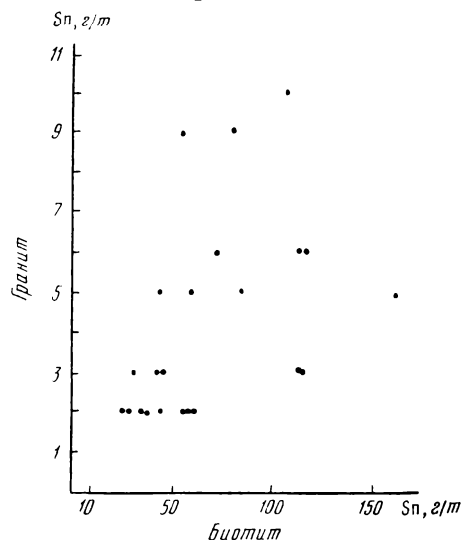
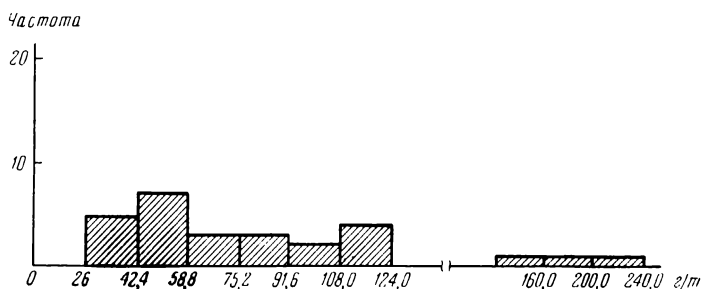


Рис. 16. Распределение олова в оловоносных гранитоидах Северо-Востока СССР

а — зависимость между содержаниями олова в биотите и граните; б — гистограмма распределения содержаний олова в биотите из этих же гранитов



гранитоидов, по-видимому, не являются универсальным признаком, так как не всегда отражают изоморфную форму нахождения интересующего элемента.

Очевидно, количество подобных примеров, когда биотиты рудоносных гранитоидов содержат меньше рудного элемента по сравнению со средним, увеличится при применении более совершенных методов сепарации, если учесть несомненное влияние на отмечавшиеся высокие содержания микровключений. Подобная «обратная» зависимость может служить своеобразной иллюстрацией правила полярности, когда порода или минерал бедны как раз тем элементом, который концентрируется в постмагматических продуктах.

В связи с этим следует отметить, что результаты анализов биотитов из гра-

ниитоидов различных районов Советского Союза на Fe, Ti, Nb, Li и Sn позволили установить интересную зависимость: чем больше содержание какого-нибудь из этих элементов в биотите и чем больше содержание последнего в породе, тем меньше в граните соответствующего акцессорного минерала (Ляхович, 1965). Возможно, отмечаемое увеличение содержания минералов Mo, W, Ta, Nb, U, Th, TR, Li, Be в гранитах поздних фаз (по сравнению с гранитами разных фаз) объясняется их обедненностью, вплоть до полного отсутствия минералами-носителями этих элементов — биотитом, плагиоклазом, сфеном и ильменитом. Наиболее достоверным признаком обогащенности гранита рудными элементами следует считать повышенное содержание рудных акцессориев и соответствующих им рудных элементов в поздних минералах-носителях. Последнее особенно важно, так как показателем рудоносности гранитоидов является также и степень накопления рудных элементов в минералах вообще и в их поздних генерациях в особенности, так как она отражает тенденцию рудного вещества накапливаться к поздним этапам кристаллизации.

Так, в биотите оловоносных гранитов Кукульбейского комплекса коэффициент концентрации Sn равен 28, а в неоловоносных гранитах Шахтаминского комплекса значительно ниже (~ 2). В кварце гранитоидов Западного Забайкалья, с которыми не связано бериллиевое оруденение, коэффициент концентрации этого элемента составляет 0,14, а в кварце из бериллоносных гранитов Казахстана он выше и равен 0,25, что свидетельствует о накоплении бериллия к поздним этапам формирования гранитного массива.

Прямая корреляция между содержанием рудного элемента в породе и в минерале может свидетельствовать о ненасыщенности минерала этим элементом и о возможности его рассеивания при более высоких содержаниях. Поэтому для рудоносных гранитов должно быть более характерно отсутствие прямой корреляции, обусловленное способностью элемента образовывать собственные минералы, а не только рассеиваться в кристаллических решетках порообразующих минералов.

Связь редкометалльного оруденения с метасоматическими процессами находит отражение и в особенностях состава порообразующих минералов. В частности, таким индикатором может служить повышенное содержание рубидия, часто наблюдаемое в калиевых полевых шпатах метасоматического генезиса.

Микроклины из безрудных пегматитов содержат Rb в среднем 1440 г/т, а из редкометалльных пегматитов — 10 160 г/т (Учакин, 1968).

В Северном Прибалхашье калиевые полевые шпаты рудоносных гранитов содержат Rb в среднем (36 определений) 1214,4 г/т, а в нерудоносных гранитах (25 определений) — 924,5 г/т (Серых, 1966).

С повышением степени метасоматического изменения гранитоидов наблюдается не только появление новых структурных типов слюд, например типа 3Т (Коваль и др., 1969), но и увеличение щелочности биотита (Карасева, 1970), а вместе с тем и увеличение содержания в нем Rb, Li, Tl (Шеремет, 1970).

Помимо исходного содержания редких и рудных элементов в магме, большое влияние на их содержание в порообразующих минералах гранитоидов оказывает их непостоянный состав.

Выше упоминалось о положительном влиянии повышенной основности плагиоклаза на содержание в нем W, Mo, B, Sr и отрицательном — бериллия. В значительной мере это относится и к биотиту.

На графиках зависимости содержания олова в биотитах от его состава видно, что глиноземистость оказывает меньше влияния на содержание олова в биотите, чем его железистость (рис. 17).

Средние содержания редких элементов в породообразующих минералах гранитоидов могут быть использованы для принципиально новой минералогеохимической классификации гранитоидов, которая может иметь большое научное и практическое значение.

В основу подобной классификации должны быть положены не только особенности содержания, но и особенности состава породообразующих минералов.

Коэффициенты концентрации редких и рудных элементов в породообразующих минералах гранитоидов свидетельствуют об их преобладающей концентрации в одном или двух минералах (см. табл. 91). Последние и следует рассматривать как минералы-индикаторы на соответствующие элементы: роговую обманку на Sc, B, Y; биотит на Sn, Li, Cs, F, Zn и т. д.; плагиоклаз на U, Be; калиевый полевой шпат на Ba, Pb; кварц на Au. Средние содержания редких и рудных элементов в подобных минералах-индикаторах можно использовать как эталон при выявлении геохимических особенностей изученных гранитов.

Однако для суждения о генезисе гранитоида, его рудоносности или промышленной ценности, как возможного источника редких элементов, необходимо знать такую величину содержания, превышение которой будет свидетельствовать о значительном обогащении минерала тем или иным элементом.

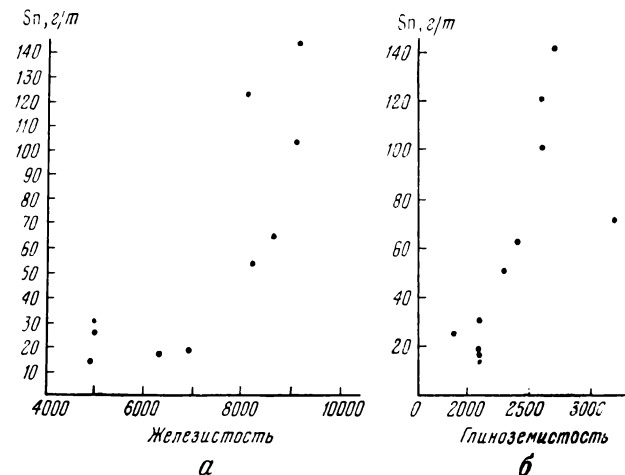


Рис. 17. Влияние состава биотита на содержание в нем рудных элементов. Граниты Северо-Востока СССР (по материалам В. С. Иванова и др., 1970)

а — влияние железистости биотита на содержание в нем олова;
б — влияние глиноземистости биотита на содержание в нем олова

Для этого целесообразно использовать содержания, которые определяются величиной $(\bar{x} + S)$, охватывающей 84% возможных значений. Содержания, превышающие эту величину, наблюдаются только в 16% случаев и свидетельствуют о значительном обогащении минерала тем или иным элементом. Поэтому, когда содержание элемента в минерале превысит величину $(\bar{x} + S)$, к наименованию гранита целесообразно применение специального прилагательного, например «скандиевый», «бериллиевый», «цезиевый» и т. п. (табл. 95).

Подобная классификация позволит установить тонкие различия во внешне сходных гранитоидах, так как учитывает не валовое содержание элемента в породе, а форму его нахождения, в данном случае изоморфную, рассеянную.

Она может иметь большое значение при установлении геохимических признаков рудоносных гранитоидов. Как известно, не всегда существует прямая зависимость между повышенным содержанием редкого элемента в гранитоиде и его рудоносностью. Для ряда редких элементов, особенно с низким значением кларков, для которых процессы кристаллохимического рассеяния играют отрицательную роль, препятствуя их концентрации в поздние пегматитовые или

**Схема рациональной геохимической номенклатуры гранитоидов,
основанная на содержании (в г/т) редких и рудных элементов
в главном минерале-носителе**

Минерал	Элемент	Число анализов	Статистические оценки содержания элемента в минерале				Тип гранитоида
			среднее содержа- ние $\bar{x}$	Оценка среднего содержания Δ при надежности 0,95	Выбороч- ное стан- дартное откло- нение S	Предель- ное со- держание ($\bar{x} + S$)	
Биотит	Sn	235	61,36	9,35	73,13	134,5	Оловянный
	Li	288	825,30	101,64	880,08	1705,4	Литиевый
	Cs	165	90,60	14,67	96,20	186,6	Цезиевый
	F	120	11075,78	2750,88	12703,53	23779,3	Фтористый
	Nb	329	140,37	13,04	120,72	261,1	Ниобиевый
	Ta	107	14,62	4,51	21,80	36,4	Танталовый
	Zn	115	458,17	46,13	252,42	710,6	Цинковый
Плагиоклаз	Be	139	11,74	2,91	4,18	15,9	Бериллиевый
Калиевый	W	79	2,14	0,30	1,37	3,5	Вольфрамовый
полево-	Pb	103	39,88	3,99	20,67	60,6	Свинцовый
шпат	Mo	144	1,91	0,16	1,02	2,9	Молибденовый
	Rb	153	550,52	83,79	528,82	1079,3	Рубидиевый

гидротермальные этапы становления интрузивов, скорее будет характерна обратная зависимость между наличием оруденения в связи с данным массивом и повышенным содержанием рудного элемента в главном минерале-носителе, поглощающем большую часть редкого элемента от его общего содержания в породе. Предлагаемая классификация призвана проверить это предположение.

Использование подобной рациональной номенклатуры позволит рекомендовать промышленности граниты, минералы которых значительно обогащены рубидием или бериллием, биотиты — литием, цезием, оловом или танталом, роговые обманки — скандием или иттрием.

Действительно, известны цезиевые биотиты с содержанием Cs до 29 000 г/т; рубидиевые микроклины, содержащие Rb 21—28 000 г/т (Вернадский, 1913); индиевые биотиты, содержащие In 1000—10 000 г/т и т. п.

В настоящее время внимание геологов привлекают хольмквиститовые сланцы, содержащие литий, а также астрофиллитовые породы, содержащие Cs (до 15 000 г/т). При низких содержаниях полезных компонентов в породе общие их запасы могут оказаться достаточно большими.

Актуальным становится всестороннее изучение породообразующих минералов и в первую очередь особенностей их состава в зависимости от генезиса, формационного положения или рудоносности пород (Сидоренко, 1970).

Увлекательной задачей дальнейших исследований является установление зависимостей между количеством минерала-носителя в породе и содержанием в нем редкого элемента, с одной стороны, и количеством собственных минералов этого элемента в граните, с другой. Полученные результаты позволят более объективно судить о роли и реальности в проявлении рудогенерирующей способности гранитной магмы геохимической специализации или фактора кристаллохимического (изоморфного) рассеяния.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Азимов П. Т. Распределение акцессорных минералов и редких элементов в породах Актауского интрузива (Южный Пуратау, Западный Узбекистан). Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук. Ташкент, 1967 (АН УзССР. Ин-т геологии и геофизики).

Азимов П. Т., Хамрабаев И. Х. Распределение редкоземельных элементов в породах и минералах Актауского интрузива. «Узбекский геологический журнал», 1965, № 5.

Азимов П. Т., Хамрабаев И. Х. К распределению ниобия и тантала в гранитоидах Актауского интрузива (Западный Узбекистан). «Узбекский геологический журнал», 1966, № 3.

Александров А. Л. К вопросу о региональной геохимии стронция в породах земной коры. Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 5.

Алексиев Е. И. К вопросу о разделении редкоземельных элементов в магматическом процессе. В сб. «Проблемы геохимии». М., изд-во «Наука», 1965.

Аношин Г. Н., Потапьев В. В. Щелочи и элементы-минерализаторы (В, F) в гранитах Кольванского массива. «Геология и геофизика», 1965, № 7.

Аношин Г. Н., Потапьев В. В. Золото в гранитах Кольванского (Алтай) и Хангилай-Шилинского (Забайкалье) массивов (по данным радиоактивного анализа). «Геохимия», 1966, № 9.

Аношин Г. Н. и др. О рудоносности гранитоидных магм. В сб. «Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов». Симпозиум, ч. 1. Иркутск, 1970.

Антипин В. С. и др. Олово в гранитоидах амуджикано-сретенского комплекса (Восточное Забайкалье). В сб. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 2 (4). Чита, 1967.

Антипин В. С. и др. О генезисе калиевых полевых шпатов в мезозойских порфировидных гранитоидах Восточного Забайкалья. «Геохимия», 1969, № 6.

Аренс Л. Х., Либенберг У. Р. Олово и индий в слюдах по данным спектрохимических определений. В сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». М., Изд-во иностр. лит., 1952.

Бабаев А. и др. Определение содержания редкоземельных элементов в минералах гранитоидов некоторых массивов Средней Азии и других регионов по данным активационного анализа. Докл. АН ТаджССР, 1969, т. 12, № 1.

Бадалов С. Т., Рабинович А. В. К геохимии индия и таллия в Карамазарском рудном регионе (УзССР и ТаджССР). «Геохимия», 1966, № 11.

Балашов Ю. А. и др. Баланс редкоземельных элементов в габброидах Квирацкой интрузии. «Геохимия», 1970, № 10.

Балицкий В. С. и др. Некоторые особенности изоморфизма германия в кристаллах кварца. «Геохимия», 1969, № 4.

Баранов В. И., Дулетянц. К геохимии урана и тория в гранитных породах Кызылтауского массива (Центральный Казахстан). «Геохимия», 1961, № 12.

Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ним оруденение. Душанбе, изд-во «Дошиш», 1966.

Барсуков В. Л. К геохимии олова. «Геохимия», 1957, № 1.

Барсуков В. Л. Об изоморфизме бора в силикатах. «Геохимия», 1958, № 7.

Барсуков В. Л., Павленко Л. И. Распределение олова в гранитоидных породах. Докл. АН СССР, 1956, т. 109, № 3.

Барсукова П. С. О формах нахождения редких элементов в породообразующих и рудных минералах месторождений, связанных с массивами ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. В сб. «Материалы VIII конференции молодых ученых ВИМС», ч. 2. М., 1970.

Бартницкий Е. Н. и др. Изотопный состав свинца в гранитах западной части Украинского щита. «Геохимия», 1969, № 8.

Белов Н. В. Кристаллохимия основного процесса кристаллизации магмы. В сб. «Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса». Тр. геохим. симпозиума 20—24 декабря 1957 г. М., изд-во АН СССР, 1959.

Беус А. А., Ситни А. А. Геохимические особенности распределения тантала в гранитоидах. «Геохимия», 1968, № 5.

Борисенко Л. Ф. и др. Акцессорные минералы и малые элементы в горнбленди-тах Гусевгорского массива. Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 1.

Борисенко Л. А. Распределение галлия в горных породах Советского Союза. «Геохимия», 1959, № 1.

Борисенко Л. А., Злобин Б. И. Галлий в щелочных породах массива гор Сандык (Сев. Киргизия). «Геохимия», 1959, № 6.

Борисенко Л. А., Таусон Л. В. Геохимия галлия в гранитоидах Сусамыр-ского батолита (Центральный Тянь-Шань). «Геохимия», 1959, № 2.

Брей Д. М. Распределение второстепенных элементов в изверженных породах района Джемстаун, Колорадо, по данным спектроскопических исследований. В сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». М., изд-во иностр. лит., 1952.

Бровчук И. Ф., Миронюк А. Ф. Распределение олова в палеозойских гранитоидах и осадочно-метасоматических породах Малого Хингана. В сб. «Геохимические циклы Дальнего Востока». Владивосток, 1969.

Бровчук И. Ф. и др. Возрастные взаимоотношения палеозойских гранитоидов Малого Хингана и распределение в них тантала и ниобия. В сб. «Геохимические циклы Дальнего Востока», Владивосток, 1969.

Бузаев Н. П. Акцессорные минералы гранитов массива Ий-вара. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», № 3. г. Апатиты, 1962.

Булдаков И. В. Влияние условий образования на количество структурных примесей и параметры элементарной ячейки кварца. В сб. «Минералогия и геохимия», вып. 3. Изд-во ЛГУ, 1968.

Бушляков И. Н. Особенности химического состава роговой обманки и биотита из гранитоидов Урала как показали условия их формирования. В сб. «Вопросы петрохимии». Материалы к совещанию (21—25 апреля 1969 г.). Л., 1969₁.

Бушляков И. Н. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верх-Исет-ского массива на Урале. Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1969₂.

Бушляков И. Н., Максенов В. Г. Исследование термолюминесценции кварца из гранитоидов Верхотурско-Верхисетского мегантиклинория. В сб. «Материалы к Первой Уральской конференции молодых геологов и геофизиков». Свердловск, 1967.

Василенко В. Б., Литвинов В. Л. Некоторые особенности биотитов гибридных пород. «Геология и геофизика», 1966, № 7.

Ведеполь К. Х. Геохимический обзор распределения цинка. В сб. «Проблемы геохимии». М., изд-во «Наука», 1965.

Ветрин В. Р. Биотиты докембрийских гранитов района реки Стрельны. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова», вып. 4. М. — Л., изд-во «Наука», 1965.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.

Воронцов А. Е., Лин Н. Г. Рубидий и литий в гранитоидах Бугульминского комплекса (Восточный Саян). «Геохимия», 1966, № 11.

Воскресенская Н. Т. К геохимии таллия и рубидия в изверженных породах. «Геохимия», 1959, № 6.

Гаврилин Р. Д. и др. Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня. М., изд-во «Наука», 1966.

Гаврилова Л. К., Туранская Н. В. Распределение редких земель в породообразующих и акцессорных минералах некоторых гранитов. «Геохимия», 1958, № 2.

Гамалея Ю. Н. Полилитонит из гранитоидов Улканского плутона и условия его образования. Докл. АН СССР, 1968₁, т. 182, № 5.

Гамалея Ю. Н. Содержания редких щелочей и степень триклинности К-На-полевых шпатов в гранитоидах различной щелочнометальности (на примере Улканского плутона). Докл. АН СССР, 1968₂, т. 181, № 2.

Гамалея Ю. Н. Щелочные амфиболы Улканского плутона и содержания в них редких элементов (Li, Rb, Cs, Be, Zr, Ta, Nb). Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 2.

Ганеев И. Г. К вопросу о первичной геохимической специализации гранитной магмы. В сб. «Металлогенетическая специализация магматических комплексов». М., изд-во «Недра», 1964.

Ганеев И. Г. и др. К геохимии галлия, олова и некоторых других элементов в процессе грейзенизации. «Геохимия», 1961, № 9.

Генкин А. Д. и др. О содержании никеля в породообразующих минералах рудосных габбро-диабазов Норильского месторождения. «Геохимия», 1963, № 11.

Герасимовский В. И., Беляев Ю. И. О содержании марганца, бария и стронция в щелочных породах Кольского полуострова. «Геохимия», 1963, № 12.

Гинзбург А. И. О минералах-геохимических индикаторах и их значении при поисках руд редких металлов в пегматитах. Докл. АН СССР, 1954, т. 98, № 2.

Гинзбург А. И., Ставров О. Д. К геохимии цезия. «Геохимия», 1969, № 4.

Глебов М. П. и др. Состав мусковита из пегматитов Восточного Саяна в условиях меняющейся щелочности среды. «Геохимия», 1968, № 10.

Гнатив Г. М., Матковский О. И. О биотитах гранитоидов Западной Волыни. Минер. сб. Львов. геол. об-ва, 1958, № 12.

Говоров И. Н. и др. Признаки и факторы геохимической специализации гранитоидов Дальнего Востока. В сб. «Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов». Симпозиум, ч. 1. Иркутск, 1970.

Гордиенко В. В. Концентрация Li, Rb и Cs в калиевом полевоом шпате и мусковите, как критерий прогнозной оценки редкометалльного оруденения гранитных пегматитов. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 99, вып. 2, 1970.

Гордиенко В. В., Каменцев И. С. О природе примеси рубидия в калиевом полевоом шпате. «Геохимия», 1967, № 4.

Гребенников А. М. Акцессорные минералы-индикаторы редкометалльных гранитоидов кукульбейского комплекса в Восточном Забайкалье. В сб. «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья», вып. 4. Чита, 1968.

Григорьев Ш. Ф., Доломанова Е. И. Особенности специализированных оловосодержащих гранитоидов Забайкалья и возможные условия образования месторождений олова. В сб. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». М., изд-во «Недра», 1964.

Давлетов И. К. Оценка среднего содержания золота в главных породообразующих минералах интрузивных пород. Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 6.

Дегенхардт Х. О геохимическом распределении циркония в литосфере. В сб. «Геохимия редких элементов». М., изд-во иностр. лит., 1959.

Демин А. М. и др. Особенности распределения молибдена, меди и цинка в гранитоидах Мегринского плутона (Малый Кавказ). Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 11.

Демин А. М., Хитаров Д. Н. Геохимия калия, рубидия и таллия в приложениях к вопросам петрологии. «Геохимия», 1958, № 6.

Джамалетдинов Н. К. К распределению редких щелочных элементов в гранитоидных комплексах Лолабулак-Кетменчинской зоны (Западный Узбекистан). Узбекский геологический журнал, 1967, № 5.

Дир У. С. и др. Породообразующие минералы, т. 4. Каркасные силикаты М., изд-во «Мир», 1966.

Дмитриев Л. В., Знаменский Е. Б. К вопросу о распределении титана в гранитах. «Геохимия», 1956, № 4.

Дмитриев Л. В. и др. Особенности изменения состава биотита и условия его стабильности в гранитоидах разного петрохимического типа на примере Каибского массива (Ц. Казахстан). «Геохимия», 1962, № 3.

Донцова Е. А., Миловский А. В. Изотопы кислорода в процессе гранитизации пород. «Геохимия», 1967, № 6.

Дудыкина А. С. К геохимии скандия. Тр. ИГЕМ, вып. 46, 1960.

Дурасова Н. А. Некоторые вопросы геохимии олова. «Геохимия», 1967, № 7.

Егоров И. Н. О распределении циркония в породах и минералах Улканского субщелочного массива. «Геохимия», 1966, № 12.

Ескин А. С. и др. Результаты спектрохимического изучения биотитов из кристаллических пород Восточного Прибайкалья. Зап. Вост.-Сиб. отд. Всес. минер. об-ва, вып. 4, 1962.

Жиров К. К., Стишов С. М. К геохимии процесса амазонитизации. «Геохимия», 1965, № 1.

Жиров К. К., Урусова М. А. К геохимии щелочей в гранитах Таракского массива Енисейского края. «Геохимия», 1962, № 2.

Журавлев Р. С., Осипов Д. К. Уран в основных породах Патына и Большой Куль-Тагги в Горной Шории. «Геохимия», 1965, № 4.

Заболотная И. П. и др. Вольфрам-молибден-олово-бериллиевые месторождения и условия их образования. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Закруткин В. В., Григоренко М. В. Титан и щелочи в биотитах при метаморфизме. Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 3.

Залашкова Н. Е. Закономерности распределения бериллия, лития и рубидия в гранитах Восточного Забайкалья. В сб. «Геохимические циклы». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Залашкова Н. Е., Ситни А. А. Особенности распределения редких элементов в танталовых апогранитах и биотитовых гранитах. «Геология рудных месторождений», 1967, т. 9, № 6.

Зверева Н. Ф., Гавриленко Б. В. Золото в породообразующих минералах интрузивов крыкудукского комплекса (Северный Казахстан). «Геохимия», 1971, № 1.

Зеленко И. Г. Получение мономинеральных фракций минералов близкого удельного веса. В сб. «Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов». Тр. совещания, проведенного Лабораторией акцессорных минералов ИМГРЭ 20—23 ноября 1965 г. М., 1968 [1969].

Зилов А. Р. и др. К вопросу о распределении молибдена и бериллия в гранитоидах восточной части Витимского плоскогорья (Северо-Западное Забайкалье). Материалы по геологии рудных месторождений Прибайкалья. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, вып. 13. Иркутск, 1963.

Зинченко О. В. Акцессорные литий, рубидий и цезий в породообразующих минералах некоторых типов пород Сущано-Пержанской тектонической зоны. В сб. «Материалы по геологии, геофизике и геохимии Украины, Казахстана, Забайкалья», № 3. Изд. Киев. ун-та, 1967.

Злобин Б. И., Лебедев В. И. Цезий в щелочных породах. «Геохимия», 1962, № 6.

Злобин Б. И. и др. Миграционная способность Pb и Zn при гидротермальном изменении гранитных пород. В сб. «Проблемы метасоматизма». Материалы к симпозиуму 15—20 дек. 1969 г. Л., 1969.

Знаменский Е. Б. К геохимии титана в интрузивном процессе гранитного ряда. «Геохимия», 1958, № 1.

Знаменский Е. Б. Относительно средних содержаний ниобия и тантала в гранитоидах. В сб. «Химия земной коры». Тр. геохимической конференции, посвящ. столетию со дня рождения акад. В. И. Вернадского, т. 2. М., изд-во «Наука», 1964.

Знаменский Е. Б. и др. О распределении ниобия и тантала в гранитах. «Геохимия», 1957, № 3.

Знаменский Е. Б. и др. Распределение титана, ниобия и тантала в сфенсодержащих гранитоидах. «Геохимия», 1962, № 9.

Знаменский Е. Б. и др. К геохимии олова в гранитоидах. В сб. «Геохимия редких элементов в изверженных горных породах». М., изд-во «Наука», 1964.

Иваницкий Т. В. и др. К вопросу распределения свинца, цинка и меди в метасоматически измененных магматических породах (на примере Аджарских интрузий, Грузия). «Геохимия», 1966, № 12.

Иванов В. В. К вопросу о генетических типах эндогенных таллийсодержащих месторождений. Тр. ИМГРЭ, 1959, вып. 2.

Иванов В. В. Индий в некоторых изверженных породах СССР. «Геохимия» 1963, № 12.

Иванов В. В. Геохимия рассеянных элементов Ga, Ge, Cd, In, Tl в гидротермальных месторождениях. М., изд-во «Недра», 1966.

Иванов В. С. и др. К вопросу геохимической специализации иультинских гранитоидов (Центральная Чукотка). В сб. «Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса». Владивосток, 1970.

Иванов В. С., Нарпов Г. А. Особенности поведения олова в гранитоидных интрузивах Северо-Востока СССР. «Геохимия», 1970, № 5.

Иванова Г. Ф. Об условиях концентрации вольфрама в грейзеновом процессе. «Геохимия», 1969, № 1.

Иванова Г. Ф., Бутузова Е. Г. Особенности распределения вольфрама, олова и молибдена в гранитах Восточного Забайкалья. «Геохимия», 1968, № 6.

Ивантшин М. Н. Акцессорные редкие минералы и рассеянные элементы в гранитах и пегматитах Украинского кристаллического щита. Тр. Ин-та геол. наук, серия петрогр., минералогии и геохимии, вып. 8. Киев, изд. АН УССР, 1960.

Изох Э. П., Кравцов Я. М. Значение спектрального анализа биотитов для расчленения гранитов Дальнего Востока и выяснения их металлоносности. Тр. ВСЕГЕИ, т. 73, 1962.

Калинин Е. П., Голдин Б. А. Некоторые закономерности физико-химических свойств биотитов из гранитоидов Приполярного Урала и связь их с генезисом и химизмом пород. Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 7, 1957.

К а л и н и н Е. П. и др. Геохимия урана и тория в гранитоидах Приполярного Урала. «Геохимия», 1969, № 8.

Кац М. Я., Муравьев В. И. Плотности аутигенного кварца, ортоклаза и мусковита и их высокотемпературных модификаций. В сб. «Физические методы исследований минералов осадочных пород». М., изд-во «Наука», 1966.

Каширин К. Ф. Закономерности распределения редких элементов в интрузивных породах конкудеро-мамаканского комплекса (Северо-Байкальское нагорье). Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук, Фрунзе, 1969.

Каширин К. Ф., Лейгейд В. А. Закономерности распределения олова в гранитоидах конкудеро-мамаканского комплекса (Северо-Байкальское нагорье). «Геохимия», 1967, № 4.

Коваленко В. И. и др. Олово и бериллий в щелочных гранитоидах (пример рассеяния резко повышенных концентраций олова и бериллия в гранитах). «Геохимия», 1968, № 9.

Коваленко В. И. и др. Распределение редкоземельных элементов и иттрия в минералах щелочных гранитоидов. «Геохимия», 1969, № 8.

Коваленко В. И., Пополитов Э. И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. М., изд-во «Недра», 1970.

Коваленко Н. И. и др. Относительно вхождения титана в слюды (экспериментальные исследования). «Геохимия», 1968, № 11.

Коваль П. В. и др. О новой разновидности слюды из альбитизированных гранитов. Ежегодник по работам 1969 г. Иркутск, 1970.

Козлов В. Д. Геохимия палеозойских гранитоидов Ундино-Газимурского района (Восточное Забайкалье). Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук. Иркутск, 1966.

Козлов В. Д., Воловикова З. Н., Свядковская Л. Н. Распределение щелочных элементов, свинца, цинка и фтора в биотитах палеозойских гранитоидов Восточного Забайкалья. В сб. «Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири». М., изд-во «Наука», 1965.

Козлов В. Д., Клепикова Е. А., Свядковская Л. И. Распределение рубидия и свинца в калиевых полевых шпатах гранитоидов в процессе магматической дифференциации и автометасоматических изменений. В сб. «Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований». М., изд-во «Наука», 1965.

Козлов В. Д., Рощупкина О. С. Распределение молибдена в палеозойских гранитоидах Ундино-Газимурского района (Восточное Забайкалье). «Геохимия», 1965, № 12.

Комаров А. Н., Щуколюков Ю. А. О форме нахождения урана в слюдах. «Геохимия», 1966, № 11.

Коптев-Дворников В. С. и др. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. В сб. «Вопросы магматизма и металлогении СССР». Ташкент, изд. АН УзССР, 1958.

Косалс Я. А., Мазуров М. П. Поведение молибдена, вольфрама, олова, ниобия и тантала в процессе становления Биту-Джидинского гранитного массива (Ю.-З. Прибайкалье). «Геохимия», 1970, № 6.

Косалс Я. А., Сухоруков Ф. В. Распределение бериллия, бора, лития и фтора в некоторых гранитных массивах Горного Алтая. В сб. «Геология и геохимия рудных месторождений Сибири». Новосибирск, изд-во «Наука», 1965.

Костецкая Е. В., Мордвинова В. И. Распределение фтора и хлора в биотитах из пород Джидинского палеозойского комплекса гранитоидов (Западное Забайкалье). В сб. «Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири». М., изд-во «Наука», 1965.

Костецкая Е. В., Мордвинова В. И. Распределение фтора в минералах гранитоидов Джидинского комплекса (Западное Забайкалье). «Геохимия», 1968, № 5.

Крылов А. Я., Атрашенко Л. Я. О формах нахождения урана в гранитоидах. «Геохимия», 1959, № 3.

Крылова М. Д. и др. О закономерностях распределения скандия между минералами метаморфических пород. «Геохимия», 1970, № 10.

Кузубный В. С. и др. О биотитах в гранитоидах Юго-Западного Алтая и возможности использования их для корреляции интрузивных пород. Изв. АН КазССР, серия геол., № 1, 1967.

Кузьменко М. В. О роли слюд в процессе концентрации тантала. Докл. АН СССР, 1961, т. 140, № 6.

Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Тантал и ниобий. М., изд-во «Наука», 1968.

Кузьмин В. И. О специализации магматических комплексов в отношении бора на примере отдельных районов Красноярского края. В сб. «Металлогенетическая специализация магматических комплексов». М., изд-во «Недра», 1964.

- Кузьмин М. И. Закономерности распределения редких элементов в мезозойских гранитоидах центральной части Восточного Забайкалья. Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук. Иркутск, 1966.
- Кузьмин М. И., Антипин В. С. Поведение рубидия и лития при становлении Соктуйского гранитного массива (Восточное Забайкалье). В сб. «Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири», М., изд-во «Наука», 1965.
- Кузьмин М. И. и др. Закономерности распределения бериллия в гранитоидах гипабиссальных интрузий Восточного Забайкалья. В сб. «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья», вып. 4. Чита, 1968.
- Кулетьский Б. М. Количественно-минералогический состав гранитоидов. В сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 1. М., изд-во АН СССР, 1953.
- Куроода П., Сандэлл Э. К геохимии молибдена. В сб. «Геохимия редких элементов». Перев. с англ. и нем. М., изд-во иностр. лит., 1959.
- Куц В. П., Мищенко В. С. Функции распределения содержания лития, рубидия и некоторых минералов-носителей в гранитах Каменных Могил и Екатериновки (Приазовье). «Геохимия», 1963, № 12.
- Кушмурадов О. О распределении ниобия и тантала в некоторых гранитоидных массивах Северного Нуратау (Западный Узбекистан). В сб. «Тектоника, магматизм и геохимия палеозойских формаций Узбекистана». Ташкент, изд-во «Фан», 1966.
- Кушмурадов О. Петрографо-геохимические особенности гранитоидных массивов центральной части Северного Нуратау и их отношение к оруденению (Западный Узбекистан). Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук. Москва-Ташкент, 1967.
- Кушмурадов О. Распределение фтора в гранитоидных породах Устукского массива (Западный Узбекистан). Зап. Узб. отд. Всес. минер. об-ва, вып. 22, 1970.
- Лапчик Ф. Е. О роли некоторых минералов в корреляции магматических пород. Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1951, № 5.
- Ларсен Е. С., Фейр Ж. Распределение урана и тория в интрузивных породах. В сб. «Ядерная геология». М., изд-во иностр. лит., 1956.
- Левашов Г. Б., Гречищева А. П. Некоторые особенности геохимии вольфрама и молибдена в рудоносных гранитоидах Приморья. В сб. «Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса». Владивосток, 1970.
- Легейдо В. А. Геохимия олова в гранитоидах Восточной Сибири. Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук. Иркутск, 1967.
- Леонова Л. Л. Распределение тория в минералах гранитоидов Сусамырского батолита (Ц. Тянь-Шань). «Геохимия», 1962, № 6.
- Леонова Л. Л. Уран и торий в альбитизированных и кварц-серпичитовых породах. В сб. «Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня. М., изд-во «Наука», 1966.
- Леонова Л. Л., Классова Н. С. К геохимии титана в интрузивном процессе. «Геохимия», 1964, № 4.
- Леонова Л. Л., Погиблова Л. С. Уран в минералах пород интрузии гор Кызыл-Омпул (Северная Киргизия). «Геохимия», 1961, № 10.
- Леонова Л. Л., Ренне О. С. О распределении урана, тория и калия в однородных гранитах. «Геохимия», 1964, № 8.
- Леонова Л. Л., Таусон Л. В. Распределение урана по минералам каледонских гранитоидов Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань). «Геохимия», 1958, № 7.
- Летников Ф. А. и др. О вариации плотности кварца из пород различного генезиса. Бюлл. вулканол. станции (АН СССР, Сиб. отд. Ин-та вулканол.), 1967, № 43.
- Липатов В. Н. Биотит из гранитов массива Б. Анначаг. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР», вып. 15. Магаданск. кн. изд-во, 1961.
- Лисицина Г. А. и др. О некоторых геохимических особенностях образования акцессорных минералов в гранитах Чаркасарского массива в Кураминском хребте Тянь-Шаня. «Геохимия», 1965, № 5.
- Лисицын А. Е., Хитров В. Г. Распределение бора в минералах некоторых изверженных и метаморфических пород Среднего Урала по результатам микроскопического анализа. «Геохимия», 1962, № 3.
- Лобач-Жученко С. Б., Яскевич Н. И. О составе биотитов из гранитов юго-западной Карелии как одном из критериев генезиса гранитов. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1966.
- Лопатин Б. Г. Происхождение биотитово-роговообманковых гранитоидов Анабарского щита. Уч. зап. НИИГА. Региональная геология, вып. 14, 1969.
- Лугов С. Ф. О металлогенической специализации мезозойских гранитов Чукотки. В сб. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». М., изд-во «Недра», 1964.

Лукашев А. Н. Фтор-биотиты как один из признаков хрустале-флюоритонности гранитных массивов. Тр. ВНИИСИМС, т. 11, 1969.

Луккин В. А., Шевцов А. И. Распределение бериллия в минералах. Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, т. 20, 1967.

Лыхин А. Г., Кубышкина Е. В. Особенности рудоносных гранитоидов Джугджура. Пятая научная конференция молодых сотрудников ИМГРЭ. М., 1967.

Ляхович В. В. О характере распределения редких элементов в вертикальном разрезе гранитного массива. Докл. АН СССР, т. 147, № 4, 1962.

Ляхович В. В. Элементы редких земель в акцессорных минералах гранитоидов. «Геохимия», 1962, № 1.

Ляхович В. В. Петрографо-минералогические особенности амблигонит и сподуменсодержащих гранитов. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1963.

Ляхович В. В. О зависимости содержания акцессорных минералов в гранитоидах от состава биотита. «Геология и геофизика», 1965, № 8.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., изд-во «Наука», 1967.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы трещинных гранитов. Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 12.

Макагон В. М., Шмакин Б. М. Распределение щелочей в биотитах Мамских слюдоносных пегматитов. «Геохимия», 1964, № 4.

Максенков В. Г., Бушляков И. Н. Исследование термолюминесценции кварца из гранитоидов Верх-Исетского и Салдинско-Петрокаменского антиклинория. В сб. «Второе Уральское петрографическое совещание». Тезисы докладов, т. 4. Гранитный и щелочной магматизм. Свердловск, 1966.

Мальков Б. А. К проблеме кварца в рапакивиобразных гранитах и гранитах рапакиви. В сб. «Второе Уральское петрографическое совещание». Тезисы докладов, т. 4. Гранитный и щелочной магматизм. Свердловск, 1966.

Мальков Б. А., Комов И. Л. Некоторые особенности распределения лития и бора в кварце различного генезиса. Тр. ВНИИСИМС, 1970, т. [12].

Мананов Н. М. Некоторые геохимические особенности полевых шпатов слюдоносных пегматитов Северной Карелии. «Геохимический сборник Саратовск. ун-та», 1969, вып. 4.

Мануйлова и др. Закономерности распределения щелочных элементов и бериллия в минералах пегматитов Северо-Байкальского пегматитового пояса. «Геохимия», 1966, № 4.

Маракушев А. А., Поллин Ю. К. О распределении галлия в минералах архейских метаморфических пород Алданского щита. «Геохимия», 1961, № 2.

Марченко Е. Я., Щербakov В. П. К вопросу о распределении галлия в гранитоидах Приазовья. «Геохимия», 1966, № 1.

Меликсетян Б. М. К геохимии урана и тория в некоторых гранитоидах юга Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и географ. наук, т. 14, № 2, 1961.

Меликсетян Б. М. Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского плутона (Армянская ССР). В сб. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». М., изд-во «Недра», 1964.

Меликсетян Б. М. К геохимии молибдена, олова и вольфрама в щелочных породах Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, серия Наука о земле, т. 22, № 4, 1969.

Мельниченко А. К., Могаровский В. В. Бериллий в гранитоидах Гиссарского плутона. Докл. АН ТаджССР, т. 11, № 6, 1968.

Мельниченко А. К., Могаровский В. В. Галлий в гранитоидах Гиссарского плутона. Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1968, № 2 (28).

Мельниченко А. К., Могаровский В. В. Скандий в породообразующих минералах гранитоидов Южного Гиссара (Таджикистан). «Геохимия», 1968, № 1.

Мельниченко А. К., Могаровский В. В. Поведение меди и ванадия в процессе становления Гиссарского гранитоидного плутона (Центральный Таджикистан). Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1969, № 1 (31).

Миловский А. В., Донцова Е. И. Изотопные критерии генезиса природных образований SiO_2 . «Геохимия», 1968, № 8.

Михалева Л. А., Никитина Е. И. О биотитах пород различных интрузивных комплексов Горного Алтая. «Геология и геофизика», 1960.

Михалева Л. А., Сотников В. И. Связь магматизма и оруденения с процессами активизации в Юго-Восточном Алтае. В сб. «Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области». М., изд-во «Наука», 1968.

Мищенко В. С. и др. К геохимии галлия в высокотемпературных постмагматических процессах. «Геохимия», 1966, № 4.

Мищенко В. С., Орса В. И. Геохимические и статистические особенности распределения Ni и Co в биотитах гранитоидов (на примере Среднего Приднестровья). «Геологический журнал» (АН УССР), 1968, т. 28, вып. 4.

Могаровский В. В., Мельниченко А. К. Геохимия стронция в верхнепалеозойских гранитоидах Южного Гиссара (Таджикистан). «Геохимия», 1967, № 9.

Могаровский В. В., Мельниченко А. К. Закономерности распределения ниобия и тантала в гранитоидах Гиссарского плутона (Центральный Таджикистан). «Геохимия», 1968, № 9.

Мустафаев Г. В. Характер распределения меди в гранитоидах и минералах Далидагского и Мехманинского массивов (Малый Кавказ). Докл. АН АзССР, 1965, т. 21, № 6.

Парсеев В. А., Бугаец А. Н. К геохимии титана, тантала и ниобия в гранитоидах Тарбагатая. В сб. «Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана». Алма-Ата, 1966.

Паумов В. Б. Термометрическое исследование включений расплава во вкрапленниках кварца кварцевых порфиров. «Геохимия», 1969, № 4.

Паумов Г. Б. и др. О вхождении тория в слюды. «Геохимия», 1966, № 11.

Недашковский П. Г. Распределение олова и бериллия в гранитоидах Дальнего Востока в зависимости от особенностей их состава и кристаллизации. В сб. «Вопросы петрохимии». Материалы к совещанию (21—25 апр. 1969 г.). Л., 1969.

Недашковский П. Г., Нарнов Г. А. Закономерности распределения олова в оловоносных гранитах, апогранитах и замещенных пегматитах Дальнего Востока. «Геохимия», 1968, № 7.

Недашковский П. Г., Погорелова М. Г. Закономерности распределения акцессорного бериллия в гранитоидах Дальнего Востока. В сб. «Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР». (Тезисы докладов на Первом Дальневосточном петрографическом совещании). Хабаровск, 1967.

Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М., изд-во «Наука», 1966.

Некрасов И. Я. Распределение тантала и ниобия в магматических и постмагматических породах и минералах Северо-Востока СССР. В сб. «Экспериментальные и теоретические исследования минеральных равновесий». М., изд-во «Наука», 1968.

Некрасов И. Я., Гамянин Г. Н. О минеральных ассоциациях в условиях образования кобальтовых месторождений Северо-Восточной Якутии. «Геология рудных месторождений», 1962, № 6.

Некрасов И. Я., Лебедева Л. И. К геохимии скандия в породах и минералах Северо-Восточной Якутии. В сб. «Экспериментальные и теоретические исследования минеральных равновесий». М., изд-во «Наука», 1968.

Немец Д. Фтор в мусковитах из пегматитов. «Геохимия», 1969, № 1.

Ноккольдс С. Р., Митчелл Р. Л. Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород: исследование связи между основными и рассеянными элементами изверженных пород и их минералов. В сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». М., изд-во иностр. лит., 1952.

Одикадзе Г. Л. О некоторых геохимических особенностях распределения K, Rb и Tl в гранитоидах Дзирульского кристаллического массива (Западная Грузия). «Геохимия», 1967, № 1.

Одикадзе Г. Л. Распределение тантала, ниобия, олова и фтора в слюдах из гранитоидов Большого Кавказа и Дзирульского кристаллического массива. «Геохимия», 1967, № 8.

Одикадзе Г. Л. Некоторые особенности распределения редких и рудных элементов в Эльджуртинском гранитном массиве Кабардино-Балкарской АССР. «Геохимия», 1968, № 10.

Онтоев Д. О., Батова А. И. О распределении щелочных металлов в полевых шпатах постмагматических образований Джидинского рудного поля. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 98, вып. 1, 1969.

Онтоев Д. О. и др. Некоторые закономерности в распределении редких щелочей (Li, Rb, Cs) и других элементов-примесей в слюдах редкометалльных месторождений Джидинского рудного поля. Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 3.

Осипов Д. К., Журавлев Р. С. Уран и торий в магматических породах Кузбасса. «Геохимия», 1965, № 5.

Осипов Д. К., Журавлев Р. С. Распределение урана и тория в щелочных и магматических породах Кузнецкого Алатау. В сб. «Геохимия и минералогия радиоактивных элементов Сибири». Новосибирск, изд-во «Наука», 1970.

О с и п о в Д. К. и др. Геохимия урана в гранитоидах Верхне-Кондомского массива (Горная Шория). «Геология и геофизика», 1964, № 6.

О с т а ф и й ч у к И. М. О распределении марганца, ванадия, галлия в гранитоидных породах одного из районов Северного Казахстана. В сб. «Материалы по геологии, геофизике и геохимии Украины, Казахстана, Забайкалья», Сб. науч. работ № 2. Изд. Киевск. гос. ун-та, 1964₁.

О с т а ф и й ч у к И. М. Геохимия стронция и бария в некоторых гранитоидных породах Северного Казахстана. Вестн. Киевск. гос. ун-та, серия геол. и геогр., № 6, 1964₂.

О т р о щ е н к о В. Д. К геохимии бора и цезия в связи с вулканогенными породами Западного Тянь-Шаня. «Геохимия», 1967, № 8.

О т р о щ е н к о В. Д. и др. К геохимии бора в некоторых палеозойских комплексах пород Тянь-Шаня. «Геохимия», 1966, № 10.

О т р о щ е н к о В. Д., Ш о к и р д ж а н о в Н. Г. Вольфрам, молибден и олово в изверженных горных породах Тянь-Шаня. Тр. Среднеаз. науч.-иссл. ин-та геол. и минер. сырья, вып. 8, 1969.

П а в л е н к о А. С., С я о Ч ж у н - Я н, М о р о з о в Л. Н. Сравнительная геохимическая характеристика гранитоидов с акцессорными тантало-ниобатами. «Геохимия», 1960, № 2.

П а в л о в а И. Г., Р у н д к в и с т Д. В. О распределении лития, рубидия, цезия в бериллах и мусковитах пневматолитово-гидротермальных месторождений. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 90, вып. 5, 1961.

П а м п у р а В. Д. Поведение рубидия, лития, бария и стронция в процессах околорудного метаморфизма гранитоидов (на примерах молибденовых месторождений Восточного Забайкалья). В сб. «Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований». М., изд-во «Наука», 1965.

П а н о в Е. Н. О гранулометрических особенностях кварца в гранитоидах Северо-Восточного Забайкалья. «Геология и геофизика», 1967, № 2.

П а н о в Е. Н. и др. Исследование вариаций температуры $\alpha \rightleftharpoons \beta$ -превращения кварца гранитоидов Северо-Восточного Забайкалья. Докл. АН СССР, т. 175, № 6, 1967.

П е н т е л ь к о в В. Г. К вопросу о корреляции гранитных интрузивов на основе определения содержания лития и бериллия в слюдах. «Геохимия», 1962, № 6.

П е т р о в Л. Л. Геохимия бериллия в гранитоидах Восточной Сибири. Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук. Иркутск, 1969.

П е т р о в а З. И. Петрохимия и некоторые геохимические особенности палеозойских гранитоидов Джидинского интрузивного комплекса (Западное Забайкалье). В сб. «Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири». М., изд-во «Наука», 1965.

П е т р о в а З. И. Особенности распределения редких элементов в Джидинском интрузивном комплексе (Западное Забайкалье). Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук. Иркутск, 1966.

П е т р о в а З. И., Л е г е й д о В. А. К геохимии олова в магматическом процессе. «Геохимия», 1965, № 4.

П е т р о в а З. И., П е т р о в Л. Л. Бериллий в минералах гранитоидов. «Геохимия», 1965, № 5.

П и к к а т - О р д ы н с к а я А. П. Роль и значение флотационного метода выделения мономинеральных фракций при геохимическом исследовании руд и горных пород. В сб. «Методы и аппаратура для выделения мономинеральных и обогащенных фракций». Материалы семинара, вып. 2. М., 1967.

П о д о л ь с к и х А. М. и др. Тантал в аляскитах и субщелочных гранитах восточной части Центрального Казахстана. «Геохимия», 1965, № 5.

П о д о р и н а Е. К. Тантал и ниобий в корях выветривания некоторых гранитоидов Средней Азии. Докл. АН СССР, т. 181, № 2, 1968.

П о л е в с к и х Р. И. и др. Закономерности распределения ниобия и тантала в изверженных породах и постмагматических образованиях Юго-Западного Приморья. В сб. «Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса». Владивосток, 1970.

П о л о в и н к и н а Ю. И., Ш е н д е р о в а А. Г. О железистости биотитов в гранитах Украины. Минер. сб. Львов. геол. об-ва, 1954, № 8.

П о л ь к о в А. И. Геохимия тория в щелочных породах Кольского полуострова. М., изд-во «Наука», 1970.

П о л ь к о в А. И., К о т Г. А. Распределение тория по минералам в нефелиновых сиенитах Ловозерского массива. «Геохимия», 1965, № 1.

П о л я н с к и й А. Рассеянные элементы в минералах гранитоидных массивов и в минералах их пегматитов. «Проблемы геохимии». Юбилейный сб., посвящ. семидесятилетию акад. А. П. Виноградова. М., изд-во «Наука», 1965.

П о п о л и т о в Э. И. и др. Распределение ниобия и тантала в кислых и щелочных породах Северо-Восточной Тувы. В сб. «Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири». М., изд-во «Наука», 1965.

П о п о л и т о в Э. И. и др. К геохимии бериллия в среднепалеозойских интрузиях Северо-Восточной Тувы. «Геохимия», 1967, № 7.

П о т а п о в В. В. О понижении показателей преломления биотитов в гранитах поздних фаз Колыванского массива (Алтай). Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 3.

П я т е н к о И. К. и др. Геохимические особенности метасоматически измененных гранитоидов Приазовья. «Советская геология», 1966, № 12.

Р а б и н о в и ч А. В. К спектروхимической характеристике биотитов некоторых гранитоидов Украинского кристаллического массива. «Петрографический сборник», № 2. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 21. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Р а б и н о в и ч А. В., Б а д а л о в С. Т. К геохимии меди некоторых интрузивных пород Карамазара и Западного Узбекистана. «Геохимия», 1971, № 2.

Р а б и н о в и ч А. В., Б а с к о в а З. А. Характер распределения свинца в некоторых гранитоидах Восточного Забайкалья. «Геохимия», 1959, № 6.

Р у б М. Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов (на примере Балыгачано-Сугойского района). Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 4.

Р у б М. Г. и др. Металлогенетические особенности гранитоидов Мяо-Чанского интрузивного комплекса (Хабаровский край). В сб. «Металлогенетическая специализация магматических комплексов». М., изд-во «Недра», 1964.

С а н д е л л Э. Б., Г о л д и ч С. С. Редкие металлы некоторых американских изверженных пород. В сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». М., изд-во иностр. лит., 1952.

С а ф р о н о в а Г. П. Химические особенности биотита в пегматитах Северной Карелии. Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, вып. 4, 1969.

С а ф р о н о в а Г. П., Э й г и р д Р. П. К диагностике рудных включений в мусковите. Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, вып. 4, 1969.

С е д о в И. С. и др. Особенности распределения щелочей в калиевых полевых шпатах гранитоидов различных генетических типов. (Южное обрамление Алданского щита). Докл. АН СССР, т. 187, № 2, 1969.

С е м е н о в Е. И. и др. О содержании скандия в кварц-флюоритовых пегматитах Казахстана. «Геохимия», 1966, № 2.

С е р г е е в А. С. и др. Распределение элементов-примесей в ставролите и биотите высокоглиноземистых сланцев Северного Приладожья. В сб. «Минералогия и геохимия», вып. 2. Л., Изд. ЛГУ, 1967.

С е р д ю ч е п к о Д. П. О кристаллохимической роли титана в слюдах. Докл. АН СССР, т. 59, № 4, 1948.

С е р ы х В. И. К геохимии никеля в гранитоидах. «Геохимия». 1964, № 9.

С е р ы х В. И. Геология и геохимия позднекаледонских гранитоидов юго-восточной части Кокчетавского массива (Северный Казахстан). Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. М., 1966.

С е р ы х В. И., И в а н о в О. В. О распределении свинца в позднегерцинских гранитоидах Северного Прибалхашья. В сб. «Третья научно-техническая конференция. Тезисы докладов. Март 1969 г. Караганда, 1969.

С и д о р е н к о А. В. Некоторые вопросы развития петрографии. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1970.

С и н и ц а С. М. К вопросу о значении изучения состава фемических минералов для корреляции гранитоидных комплексов подвижных зон. Бюлл. науч.-техн. информ. Читинск. геол. упр., № 6, 1961.

С и т н и н А. А. О содержании тантала и ниобия в слюдах из гранитоидов СССР. «Геохимия», 1966, № 9.

С и т н и н А. А., Р а з и н а И. С. О химическом составе литиевых слюд из метасоматически измененных гранитов. «Геохимия», 1963, № 7.

С к у р и д и н В. А., Н и к и т и н а Е. И. Геохимические особенности биотитов интрузивных и метаморфических образований Курайского хребта (Горный Алтай). «Геология и геофизика», 1964, № 6.

С л е п н е в Ю. С. Особенности распространения некоторых редких элементов в метаморфических породах, гранитах и редкометальных пегматитах Саян. «Геохимия», 1959, № 3.

Слепнев Ю. С. Соотношения таллия с рубидием, цезием и калием в метаморфических породах, гранитах и редкометалльных пегматитах Саян. «Геохимия», 1961, № 4.

Слепнев Ю. С., Мелентьев Г. Б. Особенности распределения тантала и ниобия в редкометалльных гранитных пегматитах Саян. «Геохимия», 1962, № 3.

Соболев А. П. Позднемезозойские биотитовые граниты и связанная с ними оловянистость (на примере некоторых районов Северо-Востока СССР). Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук, М., 1970.

Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона. Изд. Львов. гос. ун-та, 1947. Уч. зап. Львов. ун-та, т. 6, серия геол., вып. 5.

Соболев В. С. Значение железистых феррических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотита роговых обманок и ромбических пироксенов. Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 4, 1950.

Соболев Р. Н. и др. Элементы-примеси в слюдах из гранитоидов Токрауского синклинали и прилегающих районов Центрального Казахстана. «Советская геология», 1968, № 9.

Солодов Н. А. Распределение таллия в минералах по мощности зонального пегматита. «Геохимия», 1962, № 7.

Солодов Н. А. и др. Распределение редких щелочных элементов в минералах. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 18. Новые данные о минералах СССР. М., изд-во «Наука», 1968.

Сретенская Н. Г. Об условиях образования микроклина пегматитовых жил одного из районов Казахстана. «Геохимия», 1963, № 7.

Ставров О. Д. К вопросу о содержании редких элементов в кварце. «Геохимия», 1961, № 6.

Ставров О. Д., Знаменский Е. Б. Распределение редких щелочей и элементов-минерализаторов в гранитоидах Калбинского массива (Восточный Казахстан). «Геохимия», 1961, № 12.

Ставров О. Д., Портнов А. М. К геохимии цезия в щелочных породах. «Геохимия», 1965, № 3.

Ставров О. Д. и др. Некоторые черты геохимии и вопросы генезиса Верх-Исетского гранитоидного массива (Средний Урал). «Геохимия», 1969, № 12.

Ставров О. Д., Хитров В. Г. Бор в породах и пегматитах В. Саяна. «Геохимия», 1960, № 5.

Студеникова З. В., Глинкина М. И. Эволюция содержания молибдена и вольфрама в породах геосинклинальной зоны Северного Кавказа и связь их с образованием рудных месторождений. В сб. «Химия земной коры». Тр. Геохимической конференции, посвящ. столетию со дня рождения акад. В. И. Вернадского, т. 2. М., изд-во «Наука», 1964.

Студеникова З. В. и др. К геохимии вольфрама и молибдена. В сб. «Геохимические циклы». МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 1. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Студеникова З. В. и др. К вопросу о распределении молибдена в интрузивных породах. «Геохимия», 1957, № 2.

Таусон Л. В. К геохимии урана в гранитоидах Черновинского массива (Горный Алтай). «Геохимия», 1956, № 3.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд. АН СССР, 1961.

Таусон Л. В., Бузаев Н. Н. Геохимия таллия в гранитоидах Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань). «Геохимия», 1957, № 7.

Таусон Л. В., Кравченко Л. А. Особенности распределения свинца и цинка по минералам каледонских гранитоидов Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань). «Геохимия», 1956, № 1.

Таусон Л. В. и др. Сравнительное поведение олова в оловянистых и неоловянистых гранитах Восточного Забайкалья. «Геохимия», 1966, № 2.

Таусон Л. В. и др. Бериллий в мезозойских гранитоидах Восточного Забайкалья. «Геохимия», 1969, № 8.

Таусон Л. В. и др. Закономерности распределения молибдена в мезозойских гранитоидах Северо-Восточного Забайкалья. «Геохимия», 1970, № 8.

Тихоненкова Р. П. и др. Петрология калиевых щелочных пород (на примере Сынырского щелочного массива в Бурятской АССР). М., изд-во «Наука», 1971.

Турекьян К. К., Калп Д. Геохимия стронция. В сб. «Геохимия редких элементов». М., изд-во иностр. лит., 1959.

Туровский Д. С. Галлий в породах Кызыл-Омпульского сиенитового массива (Северный Тянь-Шань). Вестн. МГУ, серия 4. Геология, № 6, 1968.

Урубаев К. О геохимическом фоне Nb, Ta, Ga, Ge, Mo, W в гранитах центральных частей Чаткало-Кураминских гор (Северный Тянь-Шань). «Узбекский геологический журнал», 1965, № 5.

Учакин Ю. М. и др. Содержание редких щелочей в полевых шпатах из пегматитов Саяна. «Геохимия», 1962, № 8.

Ферштатер Г. Б. и др. Литий, рубидий, стронций и свинец в гранитоидах Урала. «Геохимия», 1969, № 1.

Фоминых В. Г. и др. Распределение скандия в различных генетических типах гранитоидов Урала. Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов, т. 4. Гранитный и щелочной магматизм. Свердловск, 1966.

Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). Ташкент, изд-во «Фан», 1969.

Хрущов Н. А. Молибден. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Чухров Ф. В., Шлайн Л. Б. Об изменениях вещественного состава при грейзенизации гранитов Коунрадского массива. Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 9.

Шабоян К. С. Закономерности распределения лития и рубидия в гранитоидах Баргушатского хребта. Докл. АН АрмССР, 1969, т. 48, № 2.

Шеремет Е. М. Геология и геохимия раннемезозойских гранитоидов Витим-Каренского междуречья (Северо-Западное Забайкалье). Автореф. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1970₁.

Шиманский А. А., Учакин Ю. М. О характере распределения щелочей в микроклинах из пегматитов Восточного Саяна. «Геохимия», 1962, № 9.

Шмакин Б. М. Геохимия мусковитовых пегматитов Восточной Сибири. Автореф. дисс. доктора геол.-минер. наук. М., 1970.

Шоу Д. М. Геохимия индия. В сб. «Геохимия редких элементов». Перев. с англ. и нем. М., Изд-во иностр. лит., 1959₁.

Шоу Д. М. Геохимия таллия. В сб. «Геохимия редких элементов». Перев. с англ. и нем. М., изд-во иностр. лит., 1959₂.

Щерба Г. Н. и др. Германий в некоторых грейзенах Казахстана. «Геохимия», 1966, № 11.

Щербakov Ю. Г., Пережогин Г. А. К геохимии золота. «Геохимия», 1964, № 6.

Щербина В. В. Минералы переменного состава как геохимические индикаторы среды. «Разведка и охрана недр», 1954, № 2.

Щербина В. В. Факторы, определяющие геохимическое распределение скандия. «Геохимия», 1959, № 8.

Щукин С. И., Титов В. К. Поведение фтора в процессе формирования щелочных вулканогенно-интрузивных пород Мурунского массива (Алдан). «Геохимия», 1968, № 11.

Элинсон М. М. и др. Содержание и форма нахождения редкоземельных элементов в кварце из грейзеновой зоны. Докл. АН СССР, т. 187, № 4, 1969.

Эль Вардани С. А. Геохимия германия. В сб. «Геохимия редких элементов». Перев. с англ. и нем. М., изд-во иностр. лит., 1959.

Эфендиев Г. Х., Гейдаров А. С. К геохимии молибдена в Далидагском интрузиве (Малый Кавказ). Изв. АН АзССР, серия геол. и геогр. наук, 1959, № 6.

Юдин С. С., Лейбова Л. М. К геохимии гранитоидов Магаданского массива. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР», вып. 19. Магадан, Магаданск. книжн. изд-во, 1966.

Юнг Р. С. Геохимия кобальта. В сб. «Геохимия редких элементов». Перев. с англ. и нем. М., изд-во иностр. лит., 1959.

Adams O. I. Minerals of the Varuträsk pegmatite. XXXI. The feldspar group. Geol. fören i Stockholm förhandl., 1942, Bd. 64, H. 1, N 428.

Arsenijević M. Prethodna razmatranja raspodele berilijuma, kalaja, niobilijuma i molibdena u mineralima granitoida kao indikatora geochemijskih polja u oblasti dinarida i Karpato-Balkanskog luka. Radovi Inst. geol.-rudar. istraz. i ispit., 1967, god. 3, sv. 3.

Arsenijević M. O geochemiji Li u biotitsko-amfibolitskom tipu granita (Ravno Bučje-Stara planina). Radovi Inst. geol.-rudar. istraz. i ispit., 1968, god. 4, sv. 4.

Bell C. K. Some aspects of the geochemistry of gallium. Geol. Soc. Am. Bull., 1955, v. 66, N 12, pt. 2.

Berlin R., Henderson C. M. Trace element fractionation trends in minerals. Earth and Planet. Sci. Letters, 1969, v. 5, N 6, p. 423—424.

Bhadra A. K., Mandal S. S., Roy S. B. Effect of stains and inclusions on the electrical properties of mica. Centr. Glass and Ceram. Res. Inst. Bull., 1968, v. 15, № 2, p. 46—52.

Buddington A. F., Leonard B. F. Chemical petrology and mineralogy of hornblendes in northwest Adirondack granitic rocks. Am. Miner. 1953, v. 38, N 11—12.

- Burton J. D., Culkin F., Riley J. P. The abundances of gallium and germanium in terrestrial materials. *Geochim. et cosmochim. acta*, 1959, v. 16, N 1/3.
- Butler I. R. The geochemistry and mineralogy of rock weathering. *Geochim. et cosmochim. acta*, 1953, v. 5, N 1.
- Compston W., Chappell B., Arriens P., Vernon M. On the feasibility of NBS 70a K-feldspar as Rb-Sr age reference sample.—*Geochim. et cosmochim. acta* 1969, v. 33, N 6.
- Dennen W. H. Impurities in quartz. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1964, v. 75, N 3.
- Dennen W. H. Trace elements in quartz as indicators of provenance. *Geol. Soc. Am. Bull.* 1967, v. 78, N 1.
- De Vore G. W. The role of adsorption in the fractionation and distribution of elements. *Geol. J.* 1955, v. 63, N 2.
- Dodge F. C. W., Smith V. C., Mays R. E. Biotites from granitic rocks of the central Sierra Nevada batholith, California. *J. of Petrol.*, 1969, v. 10, № 2.
- Ďurkovicová J. Mineralogicko-geochemický výskum biotitov az granitoidných hornin Západných Karpát. *Geol. práce. Zprávy. SAV*, 1966, N 39.
- Engelhardt W. Die Geochemie des Barium. *Chemie der Erde*, 1936, Bd. 10, H. 2.
- Evans B. Chlorine and fluorine in micas pelitic schists from the sillimanite — orthoclase isograd, Maine. *Am. Miner.* 1969, v. 54, N 7—8.
- Ewart A., Taylor S. R. Trace element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, Central North Island, New Zealand. *Phenocryst data. Contribs Miner. and Petrol.*, 1969, v. 22, N 2.
- Geijer P. The distribution of halogens in skarn amphiboles in Central Sweden. *Arkiv mineralogi och geol.*, 1961, Bd. 2, n. 6, N 36.
- Gill J. G., Murthy V. R. Distribution of K, Rb, Sr and Ba in Nain anorthosite plagioclase. *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, v. 34, № 3.
- Gokhale N. W. Chemical composition of biotites as a guide to ascertain the origin of granite. *Bull. Geol. Finland*, 1968, N 40.
- Gorai M. Petrological studies on plagioclase twins. *Amer. Mineralogist*, 1951, v. 36, N 11—12.
- Hack U. K. Spurenelemente in Biotiten aus Graniten und Gneisen. *Contribs Miner. and Petrol.*, 1969, v. 22, N 2.
- Hall A. The distribution of some major and trace elements in feldspars from the Rosses and Ardara granite complexes, Donegal, Ireland. *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, v. 31, № 5.
- Hayase I. The radioactivity of rocks and minerals studied with nuclear emulsion. Pt. 3. Radioactivity of biotite of the Tanakamiyama granite, Shiga prefecture. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto. Ser. B*, 1955, v. 22, N 2.
- Herz N., Dutra C. Cobalt, nickel, chromium, scandium and niobium in biotite and scandium geological thermometer. *Bull. Soc. brasil. geol.*, 1964, v. 13, N 1.
- Holmes A., Harwood H. F. Petrology of volcanic fields east and South-East of Ruwenzori, Uganda. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1932, v. 88, pt. 3.
- Jedwab J. La signification des traces d' étain dans certains minéraux communs des pegmatites. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 1953, v. 76, N 4.
- Jedwab J. Caractéristiaon spectrochimique des granites. II. Granite á béryl du Massif Central occidental (France). *Bull. Soc. belge geol., paléontol., et hydrol.*, 1956, r. 65, Fasc. 1.
- Karamata S., Cuturic N., Kafol N. Lead contents in K-feldspars of young igneous rocks of Dinarides and neighbouring areas. *Lere Reunion Assoc. internat. geochim. et cosmochim.*, Paris, 1967, Sympos, origine et distrib. elements. *Resumes. Ser. 5*, s. 1.
- Kato Yuzo. Zn contents in granitic rocks. *J. Jap. Assoc. Miner. Petrol. and Econ. Geol.*, 1970, v. 63, N 2.
- Kretz R. Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of Southwestern Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals. *J. Geol.*, 1959, v. 67, N 4.
- Konno H. Trace elements in colorless quartz. *Sci. Repts. Tihoku Univ. Ser. 3*, 1969, v. 10, N 3.
- Lagache Le lithium dans les granites et granodiorites du Sud de la Corse. *C. r. Acad sci. Ser. D*. 1970, 270, N 13.
- Lovering T. G., Cooper J. R., Drewes H., Conne G. C. Copper in biotite from igneous rocks in Southern Arizona as an ore indicator. *Geol. Surv. Profess. Paper. U. S.* 1970, N 700-B.
- Machairas G. Association des inclusions fluides et des particules d' or dans le quartz aurifere. *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.*, 1970, Bd. 50, H. 1.
- MacLeod W. N., Jones M. P. The effects of heat and hydrochloric acid on the properties of some Nigerian minerals. *Colon. Geol. and Mineral Resources*, 1955, v. 5, № 2.

- Mantei E. I., Brownlow A. H. Variation in gold content of minerals of the Marysville quartz diorite stock, Montana. *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, v. 31, N 2.
- Muller G., Lenz H. Die Rubidium — Gehalte einiger Biotite des Venediger — Kristallins. — *Verhandl. Geol. Bundesanst.*, 1966, H. 1—2.
- Nagy Bela Az ólom, cink, molibdén, bárium és fluor területi elterjedésének vizsgálata a Velencei — hegység gránit ásványaiban. *Földt. Közöny*, 1969, Köt 99, füz. 4.
- Ottemann I. Untersuchungen zur Verteilung von Spurenelementen insbesondere Zinn in Tiefgesteinen und einigen gesteinsbildenden Mineralien des Harzes. *Z. angew. Miner.*, 1940, Bd. 3, H. 2.
- Parker R. L., Fleischer M. Geochemistry of niobium and tantalum. — *Profess. Paper U. S. Geol. Surv.*, 1968, N 612.
- Parry W. T., Nackowski M. P., Copper, lead and zinc in biotites from Basin and Range quartz monzonites. *Econ. Geol.*, 1963, v. 58, N 7.
- Putman G. W., Burnham C. W. Trace elements in igneous rocks, Northwestern and Central Arizona. *Geochim. et cosmochim. acta*, 1963, v. 27, N 1.
- Rankama K. On the geochemistry of niobium. *Ann. Acad. Sci. Fennicae. Ser. A*, III, 1948, N 13.
- Rhodes J. M. On the chemistry of potassium feldspars in granitic rocks. *Chem. Geol.*, 1969, v. 4, N 3/4.
- Savul M., Ababi V., Nichita O. Zincul, plumbul si cuprul ca elemente minore in rocii vulcanice din muntii Calimani. *Studii si cercetări stiint. Acad. RPR Fil lasi. Ser. I*, anul. 7, fasc. 2, 1957.
- Sen N., Nockolds S. R., Allen R. Trace elements in minerals from rocks of the S. Californian batholith. *Geochim. et cosmochim. acta*, 1959, v. 16, N 1/3.
- Slawson W. F., Nackowski M. P. Trace lead in potash feldspars associated with ore deposits. *Econ. Geol.*, 1959, v. 54, N 8.
- Smulikowski K., Walenczak Z. Lithium content in quartz from micaschists, gneisses, and granitoids of various origin in Lower Silesia. *Bull. Acad. polon. sci. Ser. sci. géol. et géogr.*, 1956, v. 14, N 2.
- Spears D. A. The distribution of alpha radioactivity in a specimen of Shap granite. *Geol. Mag.*, 1961, v. 98, N 6.
- Stojanov R. Retki elementi Pb, Cs, Li Vo metamorfne steni na centralniot del na Pelagoniskiot masiv, sođržajot na Cs kako kriterium za stratigrafsko rasclenuvanje vo metamorfne steni. *Ref. 6, Savet. Deo 2, Ohrid*, 1968.
- Taylor S. R., Heier K. S. Alkali elements in potash feldspar from the pre-Cambrian of Southern Norway. *Geochim. et cosmochim. acta*, 1958, v. 13, N 4.
- Tilling R. J., Greenland L. P., Gottfried D. Distribution of scandium between coexisting biotite and hornblende in igneous rocks. *Bull. Geol. Soc. America*, 1969, v. 80, N 4.
- Tilton G. R., Patterson C., Brown H., Inghram M., Hayden R., Hess R., Larsen E. Isotopic composition and distribution of lead, uranium, and thorium in a Precambrian granite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1955, v. 66, N 9.
- Towell D. G., Winchester J. W., Spurr R. V. Rare-earth distribution in same rocks and associated minerals of the Batholith of Southern California. *J. of Geophys. Res.*, 1965, v. 70, N 14.
- Ueda T., Tatekawa M. The coexistence of two sorts of plagioclase in a relationship of polysynthetic twinning. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. Geol. and Mineral.*, 1968, v. 35, N 2, p. 139—147.
- Virgo D. Partition of strontium between coexisting K-feldspar and plagioclase in some metamorphic rocks. *Geol. J.*, 1968, v. 76, N 3.
- Walenczak Z. Gallium content in feldspars of the granites and pegmatites of Kar-konosze and Strzegom (Lower Silesia). *Bull. Acad. polon. sic. Ser. sci. chim., géol. et géogr.*, 1959, v. 7, N 8.
- Wedepohl K. H. Untersuchungen zur Geochemie des Bleis — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1956, v. 10, N 1—2.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Г л а в а I. Форма нахождения редких элементов в породо- образующих минералах гранитоидов	9
Г л а в а II. Роговая обманка	14
Г л а в а III. Биотит	29
Г л а в а IV. Мусковит	85
Г л а в а V. Плагноклазы	96
Г л а в а VI. Калиевые полевые шпаты	117
Г л а в а VII. Кварц	146
Заключение	167
Список литературы	186

Валерий Владимирович Ляхович

Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов

Редактор издательства А. М. Антокольская.

Техн. редактор А. Е. Матвеева

Корректор Л. И. Округло

Сдано в набор 4/I 1972 г. Подписано в печать 23/V 1972 г. Т-07669. Формат 70 × 100¹/₁₆.
 Печ. л. 12,5. Усл. печ. л. 16,25. Уч.-изд. л. 17,78. Бумага № 1. Индекс 1—4—1. Заказ 1448/4070—14.
 Тираж 1600 экз. Цена 2 р. 18 к.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
 Ленинградская типография № 6 Главполиграфпрома Комитета по печати
 при Совете Министров СССР. Московский проспект, 91.