Записки Ленинградского ордена Ленина, ордена Октябрьской Революции
и ордена Трудового Красного Знамени горного института им. Г.В.Плеханова,
1987, т. 112

УДК 549:553.493.5:552.321.1/3

НЕКОТОРЫЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ МАССИВОВ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Р.Л.БРОДСКАЯ, В.А.ВЫСОЦКАЯ,
И.А.САМИНИНА, Г.К.ШНАЙ

Гранитоидные формации, связанные с проявлениями орогенного (активизационного) геодинамического режима, часто несут редкометальную минерализацию. В качестве редкометаллоносных формаций рассматриваются гранит-граносиенитовая, лейкогранит-аляскитовая, щелочно-гранитовая и субщелочно-лейкогранитовая [1, 8 и др.]. Исследования проводились на массивах редкометальных комплексов Тувы, Восточных Саян, Забайкалья и Казахстана. В Туве и Восточных Саянах из состава известных бреньского, сютхольского, кызыл-дагского, ирбинского комплексов нами выделены гранит-граносиенитовый, лейкогранит-аляскитовый (аляскитовый подвид), щелочно-гранитовый формационные виды [15]. В Забайкалье и Казахстане исследования проведены на массивах кукульбейского и акчатауского комплексов. Из их состава нами, вслед за рядом исследователей [1, 6], выделены самостоятельные формационные виды: лейкогранит-аляскитовый и субщелочно-лейкогранитовый в первом и гранит-лейкогранитовый и лейкогранит-аляскитовый во втором.

На характерных представителях перечисленных выше комплексов изучены структуры пород с описанием характера границ между минералами и особенности состава и морфологии слагающих граниты типоморфных минералов: биотитов, калишпатов, кварцев и цирконов, - с целью выявления отличительных черт рудоносных массивов от нерудоносных. Следует отметить, что и другие минералы гранитов, в частности амфиболы, магнетиты, ильменит, также весьма информативны в отношении решения поставленной задачи, однако здесь они не рассматриваются. Основное внимание уделено „сквозным" породообразующим и акцессорным минералам гранитов рассматриваемых формационных видов.

Б и о т и т ы гранит-граносиенитового формационного вида отличаются относительно высоким содержанием в их составе TiO_2, изменчивостью соотношений Mg и Fe, незначительным содержанием Na_2O. По соотношению Mg Fe - Al биотиты занимают промежуточное положение в ряду флогопит - биотит, а по соотношению Mg Fe менее 2:1 они ближе к биотитам [5]. От биотитов гранитов остальных формационных видов они отличаются низкими железистостью и глиноземистостью и самой высокой щелочностью (рис.1). В их составе Al вместе с Si входит преимущественно в тетраэдрическую позицию и только незначительная его часть пополняет шестерную координацию. Возможное изоморфное замещение Si на Ti в четверной координации отсутствует,

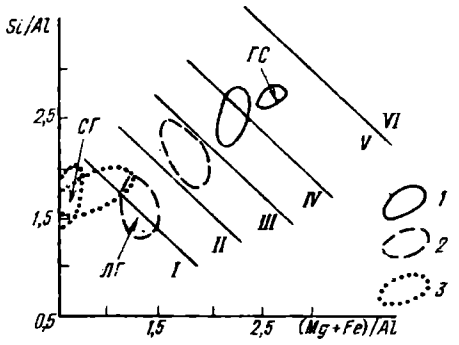


Рис.1. Положение биотитов на диаграмме щелочности А.А.Маракушева и И.А.Тарарина [9]
I – VI – поля щелочности; ГС, ЛГ и СГ – рудоносные массивы
Формационные виды: 1 – гранит-граносиенитовый; 2 – лейкогранит-аляскитовый; 3 – субщелочно-лейкогранитовый

что позволяет предполагать, что кристаллизация минерала происходила в умеренно-щелочной среде. Соотношение в биотитах щелочности-глиноземистости (рис.I) соответствует кристаллизации содержащих их гранитов из высокотемпературных магм повышенной щелочности. Низкая глиноземистость биотитов при общей повышенной магнезиальности, ассоциация его с магнетитом (I % и более) свидетельствуют об образовании их при пониженном общем давлении в условиях усиления диссоциации воды и увеличения вследствие этого парциального давления кислорода в расплаве. Ассоциация титансодержащих биотитов и амфиболов с высокотитанистым магнетитом, соотношения в биотитах $TiO_2 - \Sigma Fe$ и $TiO_2 - (Na + K)$ соответствуют геологическим данным, подтверждающим принадлежность содержащих их пород к гипабиссальным образованиям, кристаллизовавшимся из высокотемпературных относительно „сухих" магм [4]. Биотиты рудоносных массивов гранит-граносиенитового формационного вида отличаются от нерудоносных повышенной магнезиальностью (формульные единицы Mg в них составляют 3,49 против 2,92 в нерудоносных), а также повышенной щелочностью при пониженных значениях глиноземистости и железистости (рис.I).

Биотиты лейкогранит-аляскитового формационного вида являются низкомагнезиальными. По соотношению в них $Mg - Fe - Al$ они наиболее близки к биотитам сидерофиллит-аннитового ряда. Характерной особенностью состава рассматриваемых биститов является повышенная глиноземистость ($\ell_{ср}$ = 23 %), относительно умеренная железистость ($f_{ср}$ = 66 %) и пониженная щелочность (поле II рис.I). В составе биотитов устанавливается дефицит Si, который компенсируется Al, а избыток Al пополняет шестерную координацию. По соотношению щелочности-глиноземистости кристаллизация этих биотитов происходила из менее высокотемпературных магм, чем в описанном выше формационном виде, в условиях повышенной глиноземистости при повышенном парциальном давлении паров воды и летучих, т.е. из относительно „обводненных" магм. Эта особенность отражена также в соотношениях в биотитах $TiO_2 - \Sigma Fe$ и $TiO_2 - (Na + K)$, соответствующих глубинным гранитам, а также в характерной ассоциации этих биотитов преимущественно с ильменитом, а не с магнетитом. Как показал В.С.Соболев [I4], при кристаллизации щелочи в первую очередь связывают Al, образуя полевой шпат и цветные минералы. Рассматриваемая нами ассоциация биотита с калишпатом, в состав которых входит K, свидетельствует об образовании ее при $\mu K_2O > \mu Na_2O$, что обусловило калие-

вую специализацию содержащих их пород. Рудоносные комплексы, представленные грейзеноносным подтипом [I] того же формационного вида, содержат более высокоглиноземистые биотиты (поля I и II рис.I) с более высокой железистостью и более низкой щелочностью. Биотиты лейкогранит-аляскитового формационного вида являются концентраторами редких элементов, в них повышены содержания редких щелочей, Y, Yb, Pb, Zn, Nb и F, а также тех редких элементов, на которые специализированы граниты. При этом устанавливается, что биотиты рудоносных массивов (комплексов) концентрируют некоторые из этих элементов в более значительных количествах (на несколько порядков выше), чем в нерудоносных.

Биотиты субщелочно-лейкогранитового формационного вида являются самыми высокоглиноземистыми сидерофиллитами. Это характеризует наиболее низкотемпературные условия образования гранитов за счет насыщенности расплава летучими компонентами в виде Li и F, способствующих понижению температуры кристаллизации. В рудоносных комплексах слюды представлены лепидолитами в ассоциации с альбитом, микроклином, топазом.

По положению на диаграмме (рис.I) биотиты составляют две резко различные группы, отличающиеся по условиям образования. Первая из них, объединяющая биотиты гранит-граносиенитового формационного вида, образовалась в более высокотемпературных условиях при повышенной щелочности относительно "сухого" исходного расплава. Вторая группа биотитов лейкогранит-аляскитового и субщелочно-лейкогранитового формационных видов образована из относительно "обводненной" магмы при более низких температурах за счет насыщенности расплава легколетучими компонентами (F, редкие щелочи). Биотиты рудоносных массивов отличаются насыщенностью F, редкими щелочами и высокими концентрациями тех элементов, которые определяют металлогенический профиль комплекса.

К а л и ш п а т ы в гранит-граносиенитовом формационном виде представлены промежуточным и низким микроклином с рентгеновской триклинностью 0,8-0,96 и степенью упорядоченности 0,92-0,96. В калиевой фазе отсутствует натриевый компонент. По содержанию пертитовых вростков микроклин является мезопертитом. По соотношению Орт:Аб:Ан калишпаты рудоносных комплексов обнаруживают явное преобладание альбитовой составляющей над ортоклазовой, в то время как в нерудоносных комплексах либо это соотношение близко к I:I, либо преобладает ортоклазовая составляющая. Во всех калишпатах устанавливается очень низкое содержание анортитовой составляющей (0,5-I %), подтверждающее кислый состав пертитовых вростков (первые номера альбита). Калишпаты обнаруживают пониженное содержание рубидия (на уровне кларка для кислых пород), что свидетельствует об образовании их при пониженном парциальном давлении паров воды и высоком - летучих [I2, I3, I6]. Как показали наши исследования, калишпаты рудоносных комплексов так же, как амфиболы и кварцы в них, в наибольшей степени насыщены газовыми, газово-жидкими и жидкими включениями минерализованных растворов-расплавов, обусловивших "псевдопелитизацию" минерала, что связано с перенасыщением расплава летучими компонентами; это характерно и для рудоносных комплексов

других формационных видов [7]. Калишпаты обогащены в основном халькофильной группой элементов.

В гранитах лейкогранит-аляскитового формационного вида в нерудоносных массивах калишпат представлен слабо упорядоченным высоким ортоклаз-пертитом (пертитовые вростки составляют до 35 % площади минерала-хозяина). В рудоносных массивах калишпат образует две модификации: высокий ортоклаз и преимущественно промежуточный и низкий микроклин со степенью рентгеновской триклинности 0,78-0,96, степенью упорядоченности 0,96-0,98, содержанием натриевого компонента в гомогенной калиевой фазе 0-5 %. Близок к последней модификации калишпат субщелочно-лейкогранитового формационного вида. В химическом составе тех и других устанавливается явное преобладание ортоклазовой составляющей: в лейкогранит-аляскитовом Орт:Аб = (4÷6):I, в субщелочно-лейкогранитовом Орт:Аб = (8÷9):I. Калишпаты рудоносных массивов обогащены редкими щелочами, *Pb*, *Ba*. Как показали исследования [10], процесс упорядочения калишпата, перехода его в триклинную сингонию, сопровождается освобождением его от пертитовых вростков. Особенности, устанавливаемые в изученных калишпатах, связаны с перекристаллизацией первичного ортоклаза под воздействием насыщенных летучими растворов [17]. Для калишпатов характерны высокие содержания рубидия, отражающие образование их в рассматриваемой группе формационных видов при более низком давлении, чем в ранее указанной. Состав калишпата, выраженный отношением KNa/Ca^2, с одной стороны, характеризует отличия формационных видов между собой, а с другой - свидетельствует об отсутствии влияния на него металлогенической специализации пород.

К в а р ц обычно представлен несколькими генерациями при существенной роли поздней, постмагматической, особенно в рудоносных массивах. Устанавливается общая "загазированность" кварца рудоносных гранитов, которая, судя по характеру распределения, составу и степени наполнения включений, обусловлена гетерогенностью ("кипением" [11]) магмы на протяжении длительного процесса кристаллизации. Сосуществование расплава и флюида и изменение состава последнего происходило как на ранних этапах, когда флюид имел водно-углекислый (с жидкой CO_2) состав, так и на поздних, где флюид переходил в водно-солевой раствор, аналогичный устанавливаемому в кварцевых жилах, несущих оруденение. Типоморфной особенностью кварца рудоносных гранитов Забайкалья является минимальное содержание структурного Al, определенного методом ЭПР, в гранитах субщелочно-лейкогранитового формационного вида при максимальном валовом его содержании. В кварце безрудных гранитов лейкогранит-аляскитового формационного вида при минимальном содержании валового Al устанавливаются, напротив, максимальные содержания структурного Al. Кварц рудоносных гранитов того же формационного вида занимает между ними промежуточное положение. Кварц является концентратором минерализованных растворов-расплавов, содержащих CO_2, F, Cl, а также редких элементов, среди которых ведущая роль принадлежит тем из них, которые определяют рудоносность комплекса.

Ц и р к о н, как мы показали [3], может быть использован для определения формационной принадлежности редкометальных гранитов и реставрации условий их становления. В настоящей работе проведен сравнительный анализ популяций циркона, выделенных из рудоносных и безрудных массивов гранитов определенных формационных видов одного региона, либо гомологов разных регионов.

В гранит-гранссиенитовом формационном виде, представленном Шумихинским массивом (Восточные Саяны), популяции индивидов циркона на диаграмме Пюпина – Тюрко занимают довольно обширную площадь. Вертикальный, температурный, тренд (шток, по Ж.П.Пюпину) $D-G_1$ имеет непрерывный вид. В нем сосредоточено основное количество морфотипов, максимум которых приходится на морфотипы P_3, P_2 и P_1. Иная картина отмечается при анализе распределения морфотипов циркона из популяции рудоносных гранитов того же формационного вида этого региона [3, рис.2,а]. Здесь при достаточно широком диапазоне морфотипов циркона в начале кристаллизации ($I.A$ = 800÷400) число их в ходе кристаллизации сокращается. Имеются два перерыва в температурной ветви эволюции морфологического облика цирконов: при $I.T$ = 600 и $I.T$ = 400, после чего так же, как и в других популяциях из рудоносных массивов, отмечается расширение „глиноземистого" диапазона морфотипов.

Распределение морфотипов циркона в Актаиканском массиве лейкогранит-аляскитового формационного вида (аляскитового безрудного подвида) Восточного Забайкалья обнаруживает наибольшее разнообразие в начале кристаллизации ($I.A$ 200÷600) с плавным сокращением числа морфотипов к окончанию кристаллизации ($I.T$ = 500, $I.A$ 400÷500). Перерывов в кристаллизации циркона в ходе термальной эволюции расплава не устанавливается. Аналогичная картина распределения циркона в безрудных гранитах того же формационного вида (и подвида) наблюдалась нами в массивах Тувы и Восточных Саян [3, рис.2,б].

В гранитах лейкогранит-аляскитового формационного вида (безрудного массива грейзеноносного подвида), как это видно на примере массива Бегазы (Центральный Казахстан), в распределении морфотипов циркона устанавливается непрерывный шток морфотипов $P_5 \rightarrow G_1$ с незначительными (по количеству) морфотипами глиноземистого ряда, имеющими перерывы в этом направлении (рис.2,а). Анализ распределения морфотипов циркона в гранитах того же формационного вида и подвида из рудоносных олово-вольфрамоносных массивов Забайкалья (рис.2,б) показывает перерыв в кристаллизации циркона в температурном штоке при индексе температур $I.T$ = 500. После перерыва число морфотипов циркона возрастает, в том числе и в направлении увеличения глиноземистости (S_5).

Сравнение характера распределения морфотипов циркона в гранитных массивах субщелочно-лейкогранитового формационного вида на примере Алашского безрудного массива Тувы и танталоносного массива Забайкалья (рис.2,в и 2,г) показало непрерывность распределения морфотипов циркона в первом массиве и прерывистость во втором. Морфотипы циркона безрудного (Алашского) массива свидетельствуют об исходных высоких температурах кристаллизации в до-

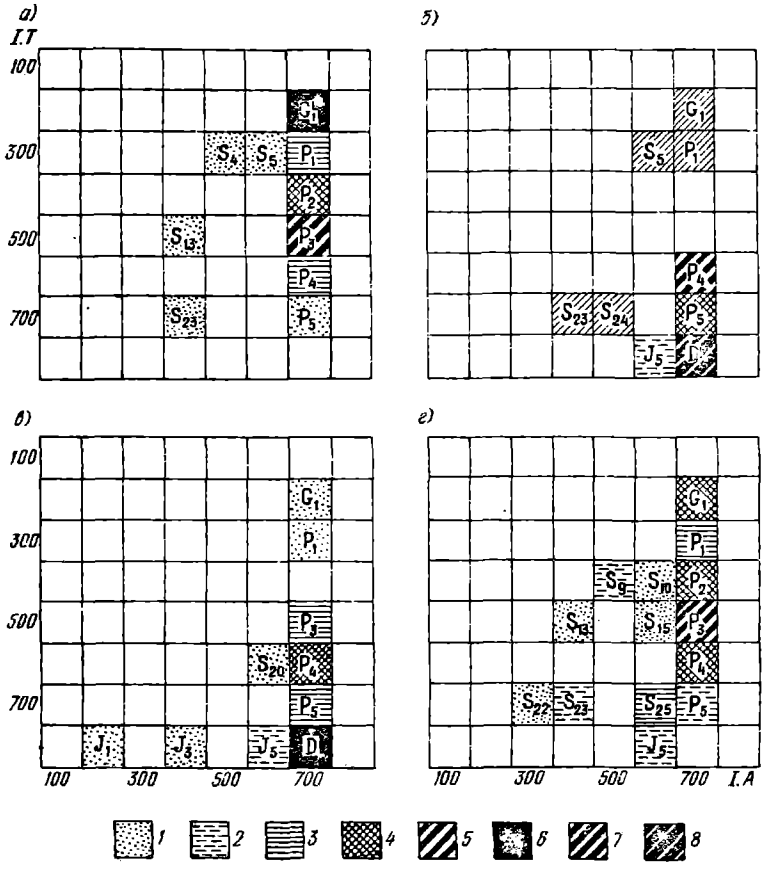


Рис.2. Распределение морфотипов циркона в популяциях из гранитов Формационные виды: а, б – лейкогранит-аляскитовый (а – Бегазы, Центральный Казахстан, безрудный; б – массив Забайкалья с олово-вольфрамовым оруденением); в, г – субщелочно–лейкогранитовый (в – Алашский массив, Тува, безрудный; г – массив Забайкалья с танталовым оруденением)

Частота встречаемости морфотипа (на 100 зерен циркона): 1 – 0–2 %; 2 – 2–5 %; 3 – 5–10 %; 4 – 10–20 %; 5 – 20–40 %; 6 – > 40 %; 7 и 8 – типы цирконов по данным других исследователей

вольно широком диапазоне значений $I.A$ (рис.2,в). По диаграмме Пюпина – Тюрко температура начала кристаллизации составляет 900–850 °С. При 800 °С происходит заметная щелочная специализация среды кристаллизации, которая развивается по мере остывания расплава по щелочному тренду. Индекс популяции $I.A$ растет от 200 до 700. На этом уровне завершается кристаллизация низкотемпературных морфотипов. При $I.T$ = 300 отмечается некоторое увеличение глиноземистости (при падении щелочности) расплава, при этом $I.A$ становится равным 500. Перерыва в температурной ветви кристаллизации циркона не наблюдается. Наибольшая доля кристаллов циркона приходится на морфотипы D, P_5 и P_4. В гранитах рудоносного массива Забайкалья, как можно судить по характеру распределения морфотипов (рис.2,г), диапазон отношений

щелочности к глиноземистости расплава по индексу $I.A$ в начале кристаллизации составляет 700-300, в конце - 700 (G_1). Температурный интервал кристаллизации $I.T$ = 800÷200, от морфотипа J_5 до G_1. Несколько раз, наряду с сохранением ведущего тренда эволюции морфотипов $P_5 \rightarrow G_1$, отмечено расширение «глиноземистой" ветви в популяции: $P_5 \rightarrow S_{22}$, $P_3 \rightarrow S_{13}$, $P_2 \rightarrow S_9$. С падением температуры каждое последующее расширение диапазона морфотипов циркона занимает область уже предыдущей, что только подчеркивает субщелочную тенденцию развития этих гранитов. К субщелочному штоку тяготеют самые бо́льшие количества морфотипов P_3 и G_1.

Таким образом, в нерудоносных массивах популяции циркона свидетельствуют о постепенном изменении состава расплава по мере падения температуры в процессе кристаллизации. Дополнительным доказательством этого положения может явиться исследование оптически незонального кристалла циркона (морфотип G_1) из массива Бегазы в широком пучке катодолюминесценции (микроанализатор «Камека", *MS* -46, оператор О.Н.Яковлева). По различной интенсивности свечения в кристалле (рис.3) определились зоны, представляющие собой промежуточные формы роста и отражающие общую эволюционную направленность процесса кристаллизации. На рис.3 видно, как высокотемпературные морфотипы обрастают последовательно более низкотемпературными с четко выраженной «щелочной" дипирамидой $\{111\}$.

Тенденция к перерыву в температурном штоке, после которого наблюдается некоторое увеличение морфотипов циркона в сторону от ведущего тренда эволюции, является устойчивой и общей для всех рудоносных гранитоидных массивов. Встречаются примеры с двумя специфическими перерывами в вертикальной ветви развития морфотипов с характерным расширением диапазона $I.A$. Обычно эта особенность популяций циркона соответствует гранитам с полиметальной минерализацией. Если вольфрамоносные граниты имеют интервал в последовательной смене морфотипов при $I.T$ = = 500, а танталоносные - при $I.T$ = 200÷300, то олово-вольфрамоносные граниты обнаруживают два перерыва: при $I.T$ = 600 и $I.T$ = 400. Однако из установленного правила бывают и исключения. В одном из олово-вольфрамоносных массивов Забайкалья не фиксируется полный перерыв в кристаллизации циркона, т.е. сохраняются единичные знаки некоторых морфотипов циркона (0-2, 3-5 % на 100 индивидов). После резкого сокращения количества морфотипов может отмечаться и резкое увеличение доли одного морфотипа циркона (10-20, 21-40, >40 %), и расширение диапазона морфотипов в направлении $I.A$.

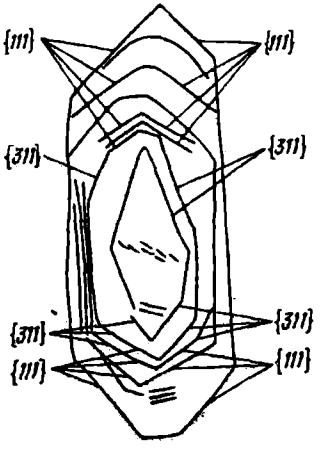


Рис.3. Схема зонального строения оптически незонального кристалла циркона (морфотип G_1)

Объяснить явление полного перерыва в кристаллизации циркона или резкого сокращения количества одного морфотипа в температур-

ном тренде можно преобразованием гранитов пролонгирующим кристаллизацию расплава воздействием летучих компонентов и их частичным или полным отделением. Устанавливаемый по морфотипам циркона перерыв в его кристаллизации в рудоносных массивах в некотором интервале понижающейся температуры свидетельствует о процессе магматической дистилляции, определяемым другими методами в редкометальных гранитах, который „... создает условия для перехода многих рассеянных в расплаве металлов в сосуществующий с ними флюид" [II, с.105]. Цирконы, таким образом, маркируют температуры этого процесса. После акта отделения флюидов содержания щелочей и металлов в расплаве снижаются, за счет чего временно повышается роль глинозема относительно щелочей. После перерыва начинают расти формы кристаллов циркона, отвечающие повышенным значениям фактора глиноземистости. Дальнейшее понижение температуры расплава вновь приводит к его гомогенизации при возросшем значении щелочности, и кристаллизация продолжается по прежнему тренду.

Сравнительное исследование текстур и структур безрудных и рудоносных гранитов также выявило различия в кинетике их преобразования. В безрудных гранитах границы породообразующих индивидов минералов свидетельствуют о процессе перекристаллизации, отражая почти полную энергетическую сбалансированность, взаимную устойчивость границ [2]. Эти границы плоские, прямолинейные, односвязные, т.е. без входящих углов. Блоковость индивидов, наличие малоугловых границ между субиндивидами, которое проявляется в облачном погасании, сохраняются не во всех минералах, иногда лишь в редких зернах кварца и слюд. Текстура гранитов также отражает изменения, направленные в сторону понижения внутренней энергии минерального агрегата. Индивиды породообразующих минералов, имеющих энергетически „устойчивую" в данном парагенезисе морфологию, тяготеют к разным внутривидовым популяциям. Это касается зерен калишпата, кварца, альбита, в меньшей степени - индивидов слюды и плагиоклаза. Границы минеральных зерен в рудоносных гранитах часто сохраняют единичные габитусные грани с низкими символами, относимыми нами к магматическому этапу. Кроме того, рудоносные граниты характеризуются высокой пространственной неоднородностью распределения породообразующих минеральных индивидов. Их несбалансированные границы позволяют выделять несколько морфологических типов зерен, отвечающих высокой кинетике преобразования.

Весьма существенным фактором возникновения и формирования рудообразующих магматических систем является высокое давление в ходе минералообразования. Типоморфизм породообразующих и акцессорных минералов свидетельствует о высокотемпературных условиях кристаллизации гранитных расплавов в условиях относительно невысокого парциального давления паров воды и высокого - летучих, которое обусловлено, как можно судить по составам включений, присутствием жидкой и газообразной углекислоты и ее солей, концентрацией F (в виде фторидов - криолита), Cl (в виде хлоридов - галита) и Li .

Проведенное изучение некоторых породообразующих и акцессорных минералов позволило выявить отличительные признаки «сквозных» минералов каждого из рассматриваемых формационных видов гранитов. Внутри одного формационного вида рудоносные и безрудные массивы при достаточно большой близости, свидетельствующей о принадлежности их к одному формационному виду, обнаруживают и заметные черты отличия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б. Редкометальные гранитовые формации. Л., Недра, 1979. 280 с.

2. Бродская Р.Л., Марин Ю.Б. Использование стереометрических методов в онтогеническом анализе горных пород. – Зап. ВМО, 1979, вып. 2, с. 141–153.

3. Бродская Р.Л., Марина Е.Ю., Шнай Г.К., Саминина И.А. Реставрация условий и кинетики становления гранитов редкометальных формаций по кристалломорфологии акцессорного циркона. – Зап. ВМО, 1986, вып. 1, с. 50–62.

4. Бушляков И.Н. Содержание титана в амфиболах и биотитах из гранитоидов как показатель условий их формирования. – ДАН СССР, 1969, т. 186, 4, с. 924–927.

5. Дир У.А., Хаун Р.А., Зусман Д.Х. Породообразующие минералы. М., Мир, 1966. Т. 3, 318 с.

6. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. Новосибирск, Наука, 1977. 204 с.

7. Левицкий Ю.Ф., Орлова Ж.В. Включения дериватов магмы в полевых шпатах как причина их псевдопелитизации. Тез. докл. IУ совещ. по термобарогеохимии. Ростов. Изд-во РГУ, 1973, с. 244–245.

8. Магматические формации СССР. Л., Недра, 1979. Т. 2. 279 с.

9. Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 3, с. 20–37.

10. Марфунин А.С. Полевые шпаты – фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Тр. ИГЕМ, 1962, вып. 78. 275 с.

Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. Новосибирск, Наука, 1982. 125 с.

12. Рябчиков И.Д., Шербина В.В. Влияние давления на изоморфное замещение в минералах. – Геохимия, 1965, № 10, с. 1207–1211.

13. Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я., Спиридонов Э.М. Состав и условия кристаллизации калиевых полевых шпатов из гранитоидов главного гранитного пояса Южного Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 4, с. 24–34.

14. Соболев В.С. Введение в минералогию силикатов. Львов, Изд-во ЛГУ, 1949. 328 с.

15. Шнай Г.К. Формационное расчленение орогенных гранитоидов юго-восточной части Алтае-Саянской складчатой области. – Сов. геол., 1985, № 4, с. 91–103.

16. Шербина В.В. Зависимость изоморфных замещений от давления. – Геохимия, 1965, № 5, с. 544–550.

17. Donnay G., Wyart T., Sabatier G. – Zeitschrift für Krist., 1959, №112, S. 161–168.