УДК 550.42:552.13

О.В. Бухарова, С.И. Коноваленко

ТИПОХИМИЗМ БИОТИТА ПОРОД ГРАНИТ-ЛЕЙКОГРАНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ КАК КРИТЕРИЙ ОЦЕНКИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ХРУСТАЛЕНОСНОСТИ МАССИВОВ

Работа выполнена в рамках проекта аналитической ведомственной целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы (2009–2010 годы)» (регистрационный номер 2.1.1/208)

Исследован химический состав биотита гранитоидов гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами, несущих разномасштабную хрусталеносную минерализацию в камерных пегматитах. Выявлены типоморфные особенности магнезиально-железистых слюд, позволяющие идентифицировать и разделять гранитоиды по геохимическим типам, а также степени их продуктивности в отношении пьезокварца.

Ключевые слова: типоморфизм; биотит; граниты; пегматиты; хрусталеносность.

Многими исследователями показано, что магнезиально-железистые слюды чутко реагируют на изменчивость физико-химических параметров гранитной системы, что проявляется в вариациях основного и примесного составов биотита пород [1–8]. Указанные особенности с успехом используют для решения вопросов генезиса и типизации гранитоидов [9, 10], а также для оценки их рудоносности. Уже проанализирован состав биотита гранитов с редкометалльной (Sn-W) и золотоносной минерализацией, на основании чего выявлены критерии оценки рудоносности кислых интрузий на указанные элементы по типоморфизму слюды [8, 14]. Для гранитоидов, продуцирующих хрусталеносные пегматиты, несмотря на большое количество выполненных работ [11–14 и др.], такой оценки до сих пор не проводилось.

Попытка выявить типохимизм биотита материнских для камерных пегматитов гранитов сделана нами на базе многочисленных публикаций последних лет, а также собственных материалов, полученных в ходе исследования хрусталеносных гранитных массивов Западной Монголии. Анализы биотита из гранитоидов Западной Монголии (85 проб) проведены в лаборатории Института геологии, минералогии и геохимии СО РАН г. Новосибирска на микроанализаторе «Camebax SX-50» (аналитик Л.Н. Поспелова). Исследование проведено в два этапа. Сначала определялся типохимизм магнезиально-железистых слюд гранитоидов азиатского региона с промышленными полями хрусталеносных пегматитов за пределами Западной Монголии. Для этого были привлечены литературные данные и в выборку вошли слюды из хорошо изученных эталонных пегматитоносных комплексов гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами – акчатауского, акжайляутаского, жанчивланского, кукульбейского, развитых в Центральном Казахстане, Центральной Монголии и Восточном Забайкалье [11–14]. Поскольку масштабы хрусталеносности этих комплексов неравноценны, второй задачей стало выявление признаков отличия в типохимизме слюд высоко-, средне- и малопродуктивных комплексов. На втором этапе работы была проведена апробация выявленных минералогических критериев рудоносности на материале хрусталеносных массивов Западной Монголии с попутной оценкой потенциальной продуктивности последних в отношении промышленной кварцевой минерализации в камерных пегматитах. Для представления полученных результатов и анализа данных использовались: тройная диаграмма минального состава железисто-магнезиальных слюд, диаграмма полей щелочности [1], диаграмма железистости-глиноземистости биотита в зависимости от химического потенциала воды и калия [3]. Расчет кристаллохимических формул слюд выполнен по катионному (на 7 катионов) методу А.Г. Булаха [15]. Железо анализировалось в виде суммарного FeO и рассчитывалось как Fe^{2+}. Железистость биотитов F=100Fe/(Fe+Mg), глиноземистость L=100Al/(Al+Si++Mg+Fe), где $Fe=Fe^{2+}+Fe^{3+}$.

Анализ собранных литературных данных по составу биотита хрусталеносных комплексов гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами показал, что все их слюды относятся к аннит-флогопитам с различным, но сравнительно небольшим количеством примеси сидерофиллитового минала. Фигуративные точки минального состава слюд, вынесенные на тройную диаграмму, образуют два поля (рис. 1).

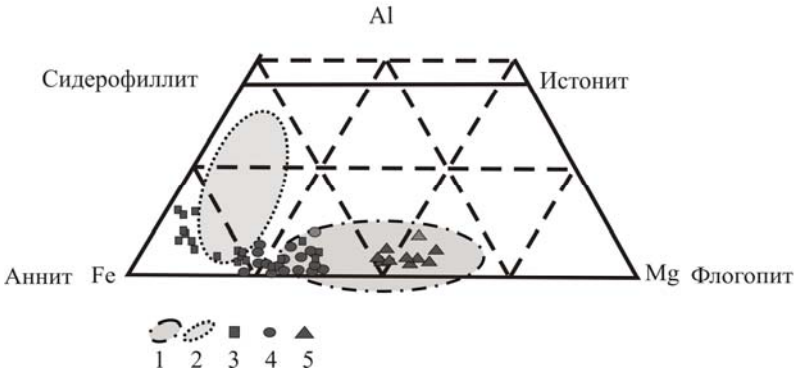

Рис. 1. Минальный состав биотита из хрусталеносных гранитов гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами. Поля биотита гранитных комплексов хрусталеносной с пегматитовой минерализацией (данные по [11–14]): *1* – акжайляутаский и акчатауский; 2 – кукульбейский и жанчивланский. Гранитные комплексы Западной Монголии: хархиринский комплекс (*3* – Хархиринский массив; *4* – Ачитнурский), ошкинский комплекс (*5* – Ошкинский массив)

В первое попадают слюды с повышенным содержанием флогопитового минала и низкими концентрациями сидерофиллитовой составляющей. К ним относятся биотиты гранитов акжайляутаского и акчатауского комплексов Центрального Казахстана (массивы Кент, Баян-Аул, Акжайляу), причем в правой части этой области концентрируются биотиты акчатауского комплекса, а в левом – акжайляутаского. Во втором поле обособляются слюды, содержащие одновременно повышенное количество аннитового и сидерофиллитового миналов. К ним относятся биотиты гранитоидов кукульбейского и жанчивланского комплексов Восточного Забайкалья и Приуланбаторского района Монголии (массивы Адун-Челон и Горихо) (рис. 1). Известно, что конечные продукты дифференциации двух последних комплексов, кроме камерных пегматитов, имеют редкометалльную специализацию и относятся к категории литий-фтористых редкометалльных гранитов. Таким образом, получается, что по валовому составу биотита пегматитоносные массивы можно разделять на высокопродуктивные, умеренно- и слабопродуктивные в отношении пьезокварцевого сырья. Для высокопродуктивных пегматитоносных массивов характерны слюды с повышенным содержанием флогопитового минала и незначительным (до первых процентов) сидерофиллитового, для умереннопродуктивные – биотиты с повышенным количеством глиноземистой составляющей и высокой концентрацией аннитового минала. Слюды слабопродуктивных пегматитоносных массивов характеризуются повышенными содержаниями аннитового и сидерофиллитового миналов, при этом отмечена прямая корреляция между степенью редкометалльности массивов (в ущерб хрусталеносности) и содержанием в свойственных им слюдах данных миналов.

В координатах глиноземистости (рис. 2) биотиты гранитов гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами и промышленной пегматитовой хрусталеносной минерализацией располагаются преимущественно в пределах пятой и четвертой групп щелочности. Исключение составляют только биотиты гранитоидов кукульбейского комплекса, ареал распространения которых растянут и смещен влево, занимая поля от II до IV. Полученная картина свидетельствует, что магнезиально-железистым слюдам комплексов с хрусталеносными пегматитами свойственна в целом пониженная глиноземистость и их кристаллизация происходила преимущественно в условиях высокой щелочности минералообразующего субстрата.

Как показали исследования И.Н. Бушлякова [2], а также Г.Б. Ферштатера и Н.С. Бородиной [5], биотит может выступать как геотермометр и геобарометр. Интерпретация на основе указанных работ собранных нами данных по химическому составу биотита гранитоидов гранит-лейкогранитовой формации приводит к выводу, что глубина становления их массивов может быть различной (рис. 3). Вероятно, оптимальными условиями для появления хрусталеносных камерных пегматитов являются гипабиссальные, поскольку порядка 80% фигуративных точек биотита укладываются в III поле. Эти данные хорошо согласуются с имеющимися геологическими и петрографическими наблюдениями.

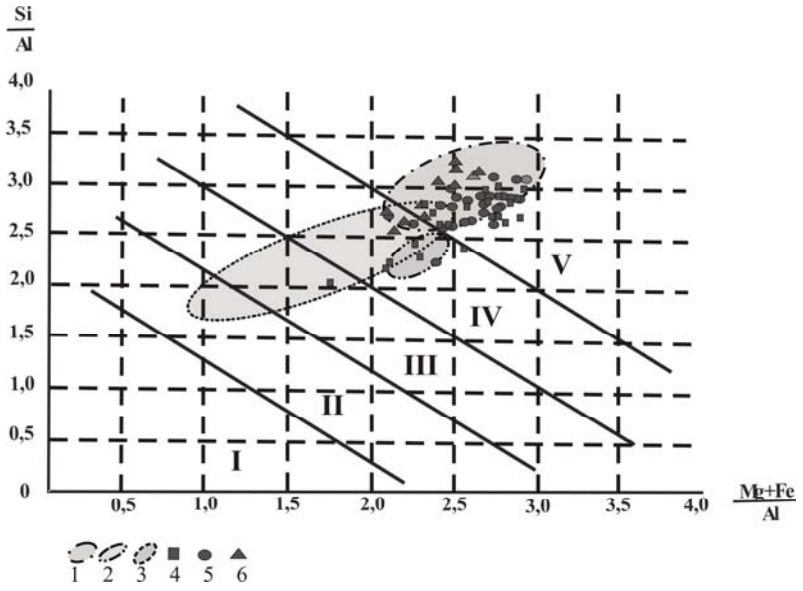

Рис. 2. Диаграмма оценки режима кислотности-щелочности кристаллизации гранитоидов по глиноземистости биотитов (по [1]). Поля биотита гранитных комплексов с хрусталеносной пегматитовой минерализацией (по данным [11–14]): *1* – акжайляутаский и акчатауский; *2* – кукульбейский; *3* – жанчивланский. Гранитные комплексы Западной Монголии: хархиринский комплекс (*4* – Хархиринский массив; *5* – Ачитнурский), ошкинский комплекс (*6* – Ошкинский массив)

Нанесенные на диаграмму μH_2O – μK_2O анализы биотитов акчатауского, акжайляутаского, жанчивланского, кукульбейского комплексов образуют три обособленных поля (рис. 4). В первое попадают слюды гранитоидов с высокой щелочностью среды и высокой температурой кристаллизации, во второе – слюды гранитов с более низкими температурами кристаллизации и повышенной щелочностью, в третье – слюды пород с пониженной температурой кристаллизации и пониженной щелочностью среды.

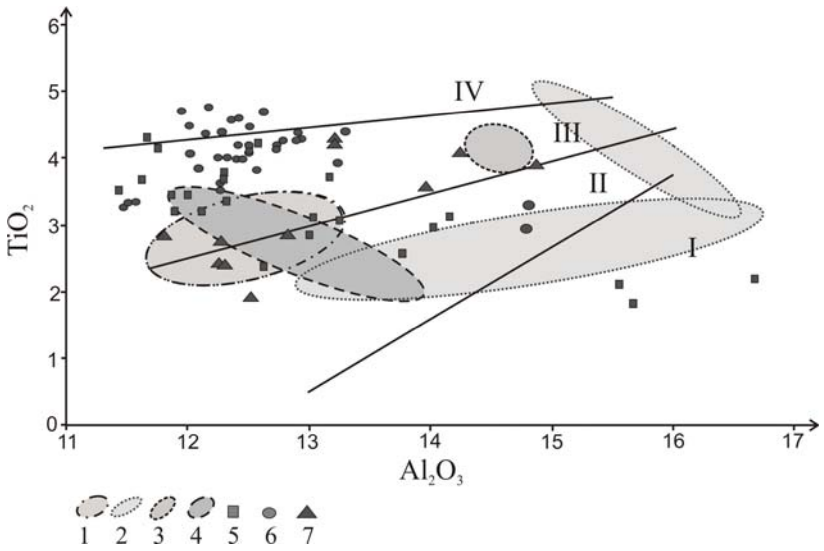

Рис. 3. Содержание TiO_2 и Al_2O_3 в биотитах хрусталеносных пород гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами. Поля фаций глубинности (по [5]): I – абиссальные (10–15 до 3–5 км); II – мезоабиссальные; III – гипабиссальные (3–5 до 1,5 км); IV – приповерхностные. Поля биотита гранитных комплексов с хрусталеносной пегматитовой минерализацией (по данным [11–14]): *1* – акжайляутаский; *2* – кукульбейский; *3* – жанчивланский; *4* – акчатауский. Гранитные комплексы Западной Монголии: хархиринский комплекс (*5* – Хархиринский массив; *6* – Ачитнурский), ошкинский комплекс (*7* – Ошкинский массив)

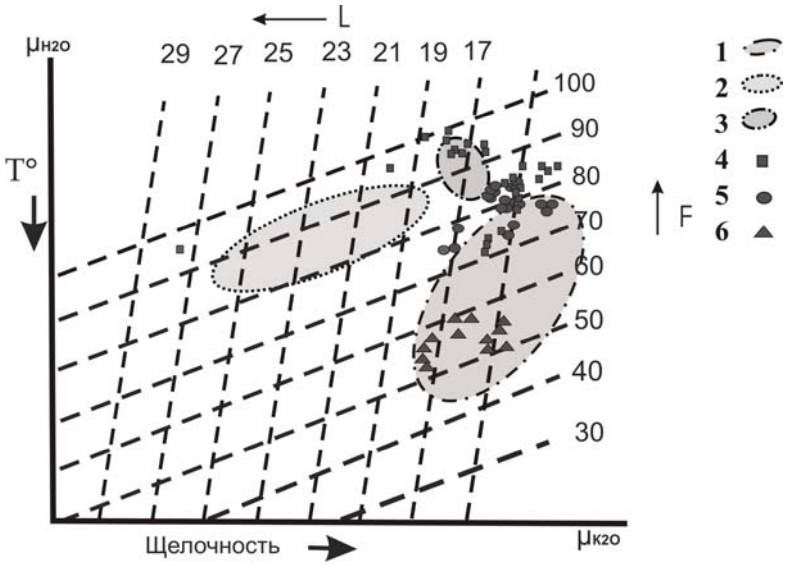

Рис. 4. Точки состава биотита пород гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами и хрусталеносными пегматитами на диаграмме соотношения активности воды (температура кристаллизации) и калия (щелочности) в кристаллизующихся расплавах (по [3]). Поля биотита гранитных комплексов с хрусталеносной пегматитовой минерализацией (по данным [11–14]): *1* – акжайляутаский и акчатауский; *2* – кукульбейский; *3* – жанчивланский. Гранитные комплексы Западной Монголии: хархиринский комплекс (*4* – Хархиринский массив; *5* – Ачитнурский), ошкинский комплекс (*6* – Ошкинский массив)

Первое поле образовано биотитами гранитоидов акчатауского и акжайляутаского комплексов Казахстана. Второе – соответствует биотитам жанчивланского комплекса (массив Горихо). В третьем поле обособляются биотиты с высокими показателями глиноземистости и железистости гранитоидов кукульбейского комплекса Восточного Забайкалья. Полученные данные указывают на то, что по типохимизму биотитов, а именно сочетанию их железистости и глиноземистости, можно оценить условия, необходимые для образования высокопродуктивных камерных пегматитов, т.е. потенциальный масштаб возможного хрусталеносного оруденения тех или иных массивов.

Кроме того, согласно В.С. Иванову [3], по железистости биотитов можно определять температуры кристаллизации гранитоидов. Таким образом, наиболее перспективными на промышленную минерализацию в камерных пегматитах могут быть интрузии гранит-лейкогранитовых комплексов, формировавшихся из расплавов повышенной щелочности, начальная температура кристаллизация которых составляла порядка 750°С.

Подобным условиям кристаллизации соответствуют биотиты с пониженной железистостью (f=45–65, максимально 75) и глиноземистостью (l=13–18) высокопродуктивных массивов акчатауского и акжайляутаского комплексов (Кент, Баян-Аул, Акжайляу).

Аналогичное соотношение железистости – глиноземистости слюд согласно [10] указывает на принадлежность пород, продуцирующих хрусталеносные пегматиты, к гранитоидам I-типа, имеющим смешанный мантийно-коровый источник вещества. Они, в свою очередь, по степени окисленности разделяются на два подтипа, первый из которых, IR-тип, формировался в восстановительных условиях, а второй, IO, – в окислительных. Поля составов биотита тех и других в целом обособлены, однако имеют и довольно значительную область перекрытия (рис. 5), где выделение конкретного подтипа гранитоидов возможно только на основе оценки существующей в слюдах зависимости между содержанием фтора и концентрациями магния и железа.

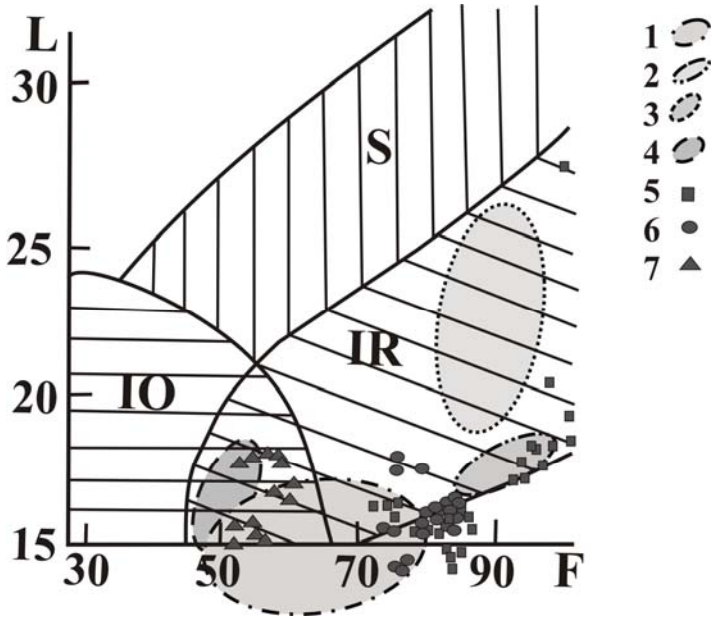

Рис. 5. Диаграмма составов биотитов из гранитоидов известково-щелочных и субщелочных гранитоидных комплексов в координатах железистость (F) – глиноземистость (L) (по [10]). S – поле гранитоидов S-типа; IO, IR – поля гранитоидов I-типа. Гранитные комплексы с хрусталеносной пегматитовой минерализацией (по данным [11–14]): *1* – акжайляутаский; *2* – кукульбейский; *3* – жанчивланский; *4* – акчатауский. Гранитные комплексы Западной Монголии: хархиринский комплекс (*5* – Хархиринский массив; *6* – Ачитнурский), ошкинский комплекс (*7* – Ошкинский массив)

Известно, что для гранитоидов IR-типа, как, впрочем и S-гранитов, установлена прямая корреляция между содержанием фтора в биотитах и их железистостью (увеличение первого приводит к увеличению второго), в то время как для слюд IO-типа гранитов такая же прямая зависимость установлена для содержания фтора и флогопитового минала. Поскольку составы биотита продуктивных гранитов акчатауского и акжайляутаского комплексов как раз и попадают в область существующего перекрытия полей мантийно-коровых гранитоидов, то для определения их конкретного типа был проведен анализ зависимости содержаний в характерных для пород слюдах фтора, железа и магния. Он показал, что гранитоиды акчатауского комплекса соответствуют по типохимизму слюд IO-типу, а акжайляутаского – IR-типу. К гранитоидам IR-типа относятся также породы жанчивланского и кукульбейского комплексов. Правда, на диаграмме (рис. 5) их слюды концентрируются в области IR-гранитов уже за пределами зоны перекрытия полей.

Принадлежность гранитоидов с редкометалльным уклоном, к которым в определенной степени относятся и породы акжайляутаского комплекса, к гранитоидам IR-типа может свидетельствовать либо о несколько большей глубине их становления, либо, что более вероятно, о вкладе глубинного флюида в редкометалльную специализацию пород.

Как указывалось ранее, для апробации выявленных критериев хрусталеносности, основанных на типохимизме биотита, был проанализирован состав железисто-магнезиальных слюд гранитоидов гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами Западной Монголии с известной разномасштабной кварцевой минерализацией в камерных пегматитах.

Непромышленная минерализация связана с пегматитами лейкогранитов хархиринского комплекса, участвующих в строении одноименного структурного блока поздних каледонид Монголо-Алтайской складчатой системы. Исследовано два массива этого комплекса – Ачитнурский и Хархиринский. Минерализация установлена в первом, где известно Ногоннурское пегматитовое поле, в котором насчитывается до 300 отдельных мелких тел [16, 17]. По всем признакам они относятся к типичным представителям малоглубинных хрусталеносных пегматитов и довольно часто содержат полости с кристаллами дымчатого кварца и мориона. Однако, несмотря на довольно значительное количество установленных пегматитовых тел, их малые размеры, слабая степень дифференцированности, а главное – низкое качество обнаруженных в полостях кристаллов кварца, делают этот объект непромышленным [18].

В Хархиринском массиве пегматитовые тела встречаются крайне редко. Вместо них в гранитоидах главной фазы часто наблюдаются миаролы диаметром первые сантиметры с друзами мелких кристаллов полевого шпата и дымчатого кварца. На поздних стадиях становления в гранитах массива проявились процессы

грейзенизации и в меньшей степени альбитизации вплоть до появления рудопроявлений и даже месторождений олова и вольфрама.

Второй уже промышленно хрусталеносный гранит-лейкогранитовый комплекс Западной Монголии – ошкинский – развит в Барунхурайской структурно-формационной зоне герцинид, расположенной южнее структур поздних каледонид Монгольского Алтая. Хрусталеносные камерные пегматиты обнаружены во многих массивах комплекса, но наиболее широко они развиты в пределах одноименного плутона, где формируют компактное поле, насчитывающее более 900 отдельных тел [16, 17, 19]. Многие из них имеют крупные размеры (до 10 и более метров в поперечнике), полнодифференцированы и содержат хрусталеносные камеры до 9,5x3,0x5,5 м.

Единственным, но существенным недостатком месторождения является относительно низкое качество кристаллов кварца, извлекаемых из полостей. Тем не менее поле частично отработано в процессе разведки месторождения.

Из 280 тел, подвергнутых изучению, в 54 были вскрыты хрусталеносные погреба и гнезда [19].

Результаты анализов биотитов гранитов хархиринского и ошкинского комплексов представлены на рис. 1–4. В соответствии с полученными данными биотиты изученных массивов существенно отличаются по химическому составу, однако по глиноземистости на диаграмме А.А. Маракушева и И.А. Тарарина (рис. 2) все они соответствуют потенциально хрусталеносным гранитоидам, занимая преимущественно V поле щелочности.

На тройной минальной диаграмме (рис. 1) анализы слюд укладываются в границы полученных ранее полей. При этом биотиты гранитоидов ошкинского комплекса попадают в поле слюд высокопродуктивных гранитоидов акчатауского и акжайляутаского комплексов, с которыми связаны крупные промышленные месторождения пьезокварца.

Фигуративные точки минального состава биотитов пород хархиринского комплекса одноименного массива укладываются в границах поля биотитов гранитоидов жанчивланского и кукульбейского комплексов с известной редкометалльной специализацией, а биотиты Ачитнурского массива хархиринского комплекса с непромышленной хрусталеносной минерализацией попадают в промежуточную область между полями слюд двух пегматитоносных провинций: западной – Казахстанской с масштабной хрусталеносной минерализацией, и восточной, куда входят Центральная Монголия и Восточное Забайкалье, где хрусталеносность в определенной степени редуцирована вследствие далеко зашедшей дифференциации, обусловившей редкометалльную специализацию массивов.

Аналогичная картина обнаруживается на диаграмме в координатах глиноземистости – железистости (рис. 4).

Биотиты ошкинского комплекса образуют на ней единое поле с магнезиально-железистыми слюдами гранитоидов акчатауского и акжайляутаского комплексов Казахстана, а биотиты хархиринского разбиваются на две области.

Первая соответствует биотитам Хархиринского массива и перекрывается полем слюд жанчивланского и кукульбейского комплексов.

Вторая занимает промежуточное положение, тяготея к области наиболее низкотемпературных слюд акжайляутаского комплекса, и оконтуривает фигуративные точки биотита Ачитнурских гранитоидов. По предложенным температурным группам, выделенным по составу слюд [3], температура кристаллизации пород Хархиринского массива могла составлять 550–650°С, а Ошкинского – 700–800°С.

Типохимические особенности слюд хрусталеносных гранитоидов Западной Монголии, соотношение в них глиноземистости и железистости указывают на принадлежность гранитоидов хархиринского комплекса к ярко выраженному IR-типу, к которому, как уже отмечалось ранее, относятся массивы жанчивланского и кукульбейского комплексов, размещенных за пределами региона (рис. 5).

Для слюд хархиринского комплекса зафиксирован «сидерофиллитовый» тренд, наличие которого, согласно [10], указывает на возможное промышленное оловянное или олово-вольфрамовое оруденение. Последнее действительно имеет место в гранитоидах Хархиринского массива, как, впрочем, и в гранитоидах жанчивланского и кукульбейского комплексов. Фигуративные точки биотита пород Ошкинского массива одноименного комплекса попадают на диаграмме в поле слюд акчатауского и акжайляутаского комплексов и локализуются в области перекрытия составов магнезиально-железистых слюд гранитоидов IR и IO-типов.

Соотношения фтора и магния в слюде ошкинского комплекса показали, что гранитоиды имеют мантийно-коровый источник и формировались в окислительных условиях аналогично породам акчатауского комплекса.

Таким образом, проведенная апробация подтверждает надежность и объективность выявленных на эталонных хрусталеносных массивах гранит-лейкогранитовой формации минералогических критериев оценки их потенциальной продуктивности в отношении камерных пегматитов.

На примере гранитных массивов Западной Монголии еще раз показано, что критерии, основанные на типохимизме магнезиально-железистых слюд, применимы для идентификации потенциально хрусталеносных массивов, позволяют разбраковать их по геохимическим типам и степени продуктивности.

Это дает основание рекомендовать выявленные критерии для внедрения в практику при поисках и оценке хрусталеносных объектов пегматитового генезиса.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Маракушев А.А., Тарарин И.А.* О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР. Геол. сер. 1965. № 3. С. 20–37.
2. *Бушляков И.Н.* Содержание титана в амфиболах и биотитах из гранитоидов как показатель условий их формирования // Доклады АН СССР. 1969. Т. 186, № 4. С. 1154–1157.
3. *Иванов В.С.* О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах // Изв. АН СССР. Геол. сер. 1970. № 7. С. 20–30.

4. *Хитрунов А.Т.* О титанистости биотитов гранитоидов // Доклады АН СССР. Геол. сер. 1974. № 5. С. 1214–1216.
5. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.* Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 288 с.
6. *Котельникова З.А.* Физико-химические условия формирования гранитоидов Сохчарвского массива (Центральный Памир) // Доклады АН СССР. Геол. сер. 1984. № 8. С. 16–24.
7. *Хитрунов А.Т.* Минеральные фации гранитоидов складчатых областей // Доклады АН СССР. Геол. сер. 1985. № 4. С. 74–81.
12. *Стриха В.Е.* Использование биотита как основы оценки важнейших петрологических параметров кристаллизации гранитоидов золотоносных районов Верхнего Приамурья // ЗВМО. 2006. № 1. С. 21–37.
13. *Будников С.В., Бримхолл Д.Х., Левис К.Дж. и др.* Типизация гранитоидов Монголии по составу слюд и ее приложение к формационному расчленению магматических пород // ДАН. Геол. сер. 1993. № 2. С. 207–209.
14. *Путинцев А.В., Григорьев С.И.* Состав биотитов из гранитоидов и петрогенетическая типизация орогенных гранитоидных серий // ЗВМО. 1993. № 4. С. 18–33.
15. *Коваль П.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. и др.* Минеральные парагенезисы, состав и номенклатура слюд редкометалльных альбитсодержащих гранитоидов // Доклады АН СССР. Геол. сер. 1972. № 5. С. 1174–1178.
16. *Ушакова Е.Н.* Биотиты магматических пород. Новосибирск: Наука, 1980. 328 с.
17. *Загорский В.Е., Перетяжко И.С., Шмакин Б.М.* Гранитные пегматиты. Миароловые пегматиты. Новосибирск: Наука, 1999. Т. 3. 488 с.
18. *Сырицо Л.Ф.* Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометалльного рудообразования. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 2002. 360 с.
19. *Булах А.Т.* Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Недра, 1987. 143 с.
20. *Гаврилова С.П.* Гранитоидные формации Западной Монголии // Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975. С. 50–164.
21. *Геология* Монгольской Народной Республики. Т. 3: Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977. 703 с.
22. *Коноваленко С.И., Бухарова О.В., Борозновская Н.Н.* Хрусталеносные пегматиты лейкогранитов Ачитнурского массива Западной Монголии // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы Всерос. петрологической конф. Томск: ЦНТИ, 2007. Вып. 6. С. 80–82.
23. *Геология* Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973. Т. 2. 700 с.

Статья представлена научной редакцией «Науки о Земле» 7 мая 2009 г.