

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

УДК 550.41+550.42+552.3

О.В. Бухарова, С.И. Коноваленко, А.А. Баева

МИНЕРАЛОГ-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕГМАТИТОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ ГРАНИТ-ЛЕЙКОГРАНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ С ГРАНОСИЕНИТАМИ

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

Исследован гранитный комплекс с хрусталеносными пегматитами Западной Монголии. Проведен сравнительный анализ пегматитовых гранитных комплексов с разномасштабной хрусталеносной минерализацией Азиатского региона. Показано, что тектоническая обстановка формирования этих комплексов идентична. Пегматитовосность комплексов не зависит от переплавляемого субстрата.

Ключевые слова: граниты; камерные пегматиты; хрусталеносность.

Кислые рудогенерирующие расплавы, способные при благоприятном стечении обстоятельств формировать месторождения, возникают на определенных этапах геологического развития земной коры. Их потенциальная рудоносность и ее характер обусловлены многими факторами, среди которых определяющими выступают состав переплавлявшегося корового субстрата, масштаб взаимодействия возникшего расплава с глубинными флюидами и термодинамический режим становления пород. С учетом перечисленных факторов в ходе гранитообразования могут появиться различные по вещественному составу кислые породы, объединяемые по признаку формирования устойчивых ассоциаций в определенные гранитные формации. Анализ пространственной приуроченности той или иной рудной минерализации к гранитоидам показал, что она не является случайной и для каждой формации свойственны свои генетический тип или типы оруденения. Справедливо это и для рассматриваемой в статье гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами, для которой характерны пегматитовые (кристаллоносные) и альбит-грейзеновые месторождения. Указанная формация имеет очень широкое распространение в центральной части Азиатского материка. В Восточном Забайкалье к ней относятся гранитоиды кукульбейского комплекса (J_3), в Монголии – жанчивланского (Т-Ж), ошкинского (C_{1-2}) и хархирина (D₃), в Казахстане – акжайляутского (Р) и акчатаутского (Р).

Мы пытались оценить с использованием петрохимических и геохимических показателей, а также типоморфизма породообразующих минералов специфику геодинамического режима образования гранитоидов формации и показать возможность оценки на базе минералог-геохимических особенностей пород масштаба их пегматитовосности.

В основу работы положены собственные материалы исследований пегматитовых гранитов ошкинского и хархирина комплексов Западной Монголии, а также анализ опубликованных в литературе данных по хрусталеносным массивам Центрального Казахстана, Восточного Забайкалья и Приуланбаторского района Монголии.

Известно, что рудная специализация гранитных комплексов и массивов находит свое отражение в петрохимических и геохимических показателях гранитоидов. По предложенным ранее методам [1, 2] нами были проанализированы акчатаутский, акжайляутский, кукульбейский, хархирина, ошкинский и жанчивланский

комплексы гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами. Результаты оценки показали, что все эти гранитные комплексы формации по значениям дискриминант относятся к потенциально рудоносным на Sn, Nb, Li, Rb, Cs, Mo, W гранитоидам, вплоть до продуцирования редкометалльного оруденения в промышленном масштабе. Однако геологические работы показывают, что разные массивы одного комплекса могут иметь совершенно различную степень редкометалльной рудоносности от промышленно рудоносных до безрудных. Последние в свою очередь часто насыщены камерными пегматитами и промышленно хрусталеносны. В общем случае редкометалльность массивов формации находится в обратной зависимости от их пегматитовосности. Такая ситуация известна в массивах акчатаутского, кукульбейского, жанчивланского и хархирина комплексов [2–4]. Что же определяет их пегматитовосность?

Для того чтобы ответить на этот вопрос, необходимо провести комплексное исследование массивов и прежде всего выяснить геодинамическую обстановку их формирования. С позиции известной диаграммы П. Маниара и Ф. Пиколи [5, С. 95–98], связавшей петрохимические особенности гранитоидов с режимом их формирования, все проанализированные комплексы относятся к орогенным и могли возникать либо в обстановке коллизии, либо при развитии островных и континентальных дуг. Диагностическим признаком для определения более конкретной геодинамической обстановки формирования гранитоидов служит величина ASI – индекс, который в гранитоидах обстановок континентальной коллизии (CCG) больше 1,15, а в случае континентальных (CAG) и островных (IAG) дуг меньше 1,05. При значениях индекса ASI в интервале от 1,05 до 1,15 гранитоиды попадают в область неопределенности, где их разделение на типы становится неуверенным. Полученные результаты свидетельствуют, что большая часть комплексов (ошкинский, кукульбейский, акчатаутский, акжайляутский) формировались в условиях континентальной коллизии, единичные, такие как Кентский массив акчатаутского комплекса, относятся к гранитоидам континентальных островных дуг, остальные попадают в поле неопределенности.

Специфика химического состава гранитоидов различных геодинамических обстановок зависит от степеней

фракционирования исходного вещества и уровня глубинности процесса фракционирования. В качестве показателя фаций глубинности и величины давления при фракционировании принята величина коэффициента глиноземистости $K_{Al} = (Al-2Ca)/(Na+K)$, а в качестве показателя степени фракционирования – отношение SiO_2/CaO [6]. По значениям указанных показателей породы гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами обособляются преимущественно в поле средней степени фракционирования и средней глубинности фракционирования, что предполагает их коллизионное происхождение (рис. 1).

В координатах глубинность фракционирования – степень фракционирования прослеживается тренд смены условий кристаллизации гранитных комплексов гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами от ошкинского к кукульбейскому (S^2), акжайлютскому, жанчивланскому (S^1), акчатаускому, а заканчивает ряд хархириинский комплекс. На коллизионную обстановку формирования пород формации указывает и известная диаграмма С.Д. Великославского (2003), учитывающая уровень содержания в гранитоидах как петрогенных, так и малых элементов-примесей (рис. 2).

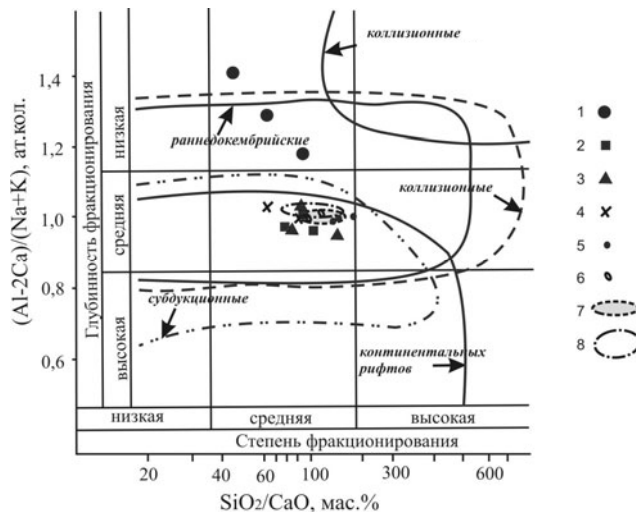
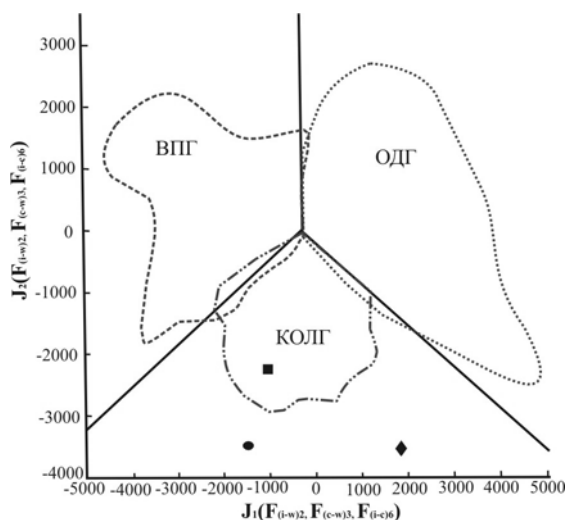


Рис. 1. Диаграмма степени и глубинности фракционирования гранитоидов с хрусталеносной минерализацией.

Фигуративными точками на графике обозначены гранитоиды:

- 1 – Ошкинский массив одноименного комплекса;
- 2 – Хархириинский массив одноименного комплекса;
- 3 – Ачитнурский массив хархириинского комплекса;
- 4 – Акжайлютский массив одноименного комплекса;
- 5 – Кентский массив акчатауского комплекса;
- 6 – Баянаульский массив акчатауского комплекса;
- 7 – массив Горихо-жанчивланского комплекса;
- 8 – Адунчелонский массив кукульбейского комплекса



Ри. 2. Дискриминантная диаграмма $f_1(F_{(i-w)2}, F_{(c-w)3}, F_{(i-c)6}) - f_2(F_{(i-w)2}, F_{(c-w)3}, F_{(i-c)6})$

с полями внутриплитных, коллизионных и субдукционных гранитоидов (по: [7]).

Условные обозначения: $f_1(F_{(i-w)2}, F_{(c-w)3}, F_{(i-c)6}) = 196,203SiO_2 + 753,953TiO_2 + 481,96Al_2O_3 + 92,664FeO^* + 521,5MgO + 374,766CaO + 7,571Na_2O - 584,778K_2O + 0,379Ba - 0,339Sr - 0,733Rb - 0,429La - 3,33Ce - 5,242Nd + 10,565Sm - 19823,8$; $f_2(F_{(i-w)2}, F_{(c-w)3}, F_{(i-c)6}) = 1292,962SiO_2 + 4002,667TiO_2 + 1002,231Al_2O_3 + 1297,136FeO^* + 262,067MgO + 1250,48CaO + 1923,417Na_2O + 1009,287K_2O + 0,3634Ba - 0,325Sr - 0,701Rb + 0,8015La + 3,347Ce + 2,68Nd + 10,11Sm - 126860$.

Окислы берутся в вес. %, редкие элементы – в pps (r/t)

Таким образом, выполненная типизация гранитоидов гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами указывает на их коллизионное происхождение в ходе взаимодействия континент-микроконтинент (террейн) и континент-дуга.

Однако проведенная работа не проливает свет на причины вариации в металлогенической специализации различных комплексов рассматриваемой формации и даже разных массивов одного и того же комплекса в ее рамках. Это вполне закономерно, поскольку многими исследователями установлено, что металлогения гранитоидов в большей степени зависит не от механизма образования магматического очага, а от вещества привлеченного в процессе анатексиса, активности глубинного флюида и режима кристаллизации внедрившихся расплавов. Оценить два первых параметра можно, изучив особенности вещественного состава пород, поскольку химизм протолита находит прямое отражение в петрохимических характеристиках гранитоидов, а их минеральный состав, в свою очередь, указывает на флюидную нагрузку распла-

ва. Анализ показывает, что со стороны петрохимии все пегматитоносные массивы гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами отличаются повышенными содержаниями SiO_2 (обычно более 73%) и суммы щелочных окислов (8%), что указывает на их принадлежность к субщелочным либо щелочным лейкогранитам. Исключение из этого правила обнаружил только ошкинский комплекс, содержание щелочей в первой фазе которого опускаются до 7% (табл. 1).

По уровню глиноземистости все хрусталеносные граниты формации подразделяются на две группы с коэффициентом $\text{Al}' < 0$ и $\text{Al}' > 0$. К первой группе гранитоидов недонасыщенных глиноземом по отношению к щелочам и кальцию относится большая часть массивов. Это массивы акжайляутского и акчатауского комплексов Центрального Казахстана, жанчивланского Приуланбаторского района Монголии. Вторая группа объединяет в себе гранитоиды кукульбейского комплекса Восточного Забайкалья и ошкинского комплекса Западной Монголии (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

Петрохимические показатели хрусталеносных гранитоидов Азиатского региона

Комплекс	Фазы комплекса	Ac	ASI	f	$\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$	$\text{Al}'(2)$	$K_{\text{агп}}$	$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$
Хархириинский	Ih (21)	1,67	1,08	0,76	8,33	0,99	0,82	1,45
	IIh (17)	1,73	1,04	0,62	8,49	0,95	0,89	1,34
	IIIh (4)	1,83	1,06	0,76	8,27	0,97	0,85	1,36
	Ia (13)	1,78	1,06	0,46	8,23	0,99	0,85	1,38
	IIa (6)	1,83	1,07	0,73	8,08	1,00	0,89	1,54
	IIIa (4)	1,93	1,02	0,78	8,35	0,97	0,89	1,43
Ошкинский	Io (10)	1,56	1,49	0,65	6,94	1,31	0,58	1,60
	IIo (8)	1,79	1,15	0,75	7,99	1,06	0,82	1,26
	IIIo (3)	1,80	1,25	0,69	7,71	1,15	0,72	1,51
Акжайляутский	Iak (46)	1,60	1,23	0,59	7,96	1,13	0,74	1,21
	IIak (38)	1,70	1,08	0,52	8,58	1,02	0,87	1,30
Акчатауский	Ik (488)	1,80	1,07	0,68	8,12	1,01	0,89	1,13
	IIk (25)	1,85	1,07	0,87	8,35	1,03	0,90	1,20
	IIIk (6)	1,80	1,06	0,80	8,40	1,03	0,91	1,09
	Ib (23)	1,60	1,07	0,80	8,64	1,00	0,87	1,30
	IIb (8)	1,75	1,09	0,81	8,42	1,03	0,87	1,45
	IIIb (2)	1,80	0,98	0,55	8,77	0,94	0,97	1,52
Жанчивланский	Ig (15)	1,70	1,11	0,83	8,48	1,04	0,85	1,38
	IIg (4)	1,70	1,09	0,87	8,42	1,03	0,87	1,37
	IIIg (4)	1,80	1,10	0,89	8,53	1,05	0,87	1,35
Кукульбейский	Iach (6)	1,50	1,19	0,82	8,47	1,10	0,77	1,30
	IIach (5)	1,70	1,24	0,86	8,26	1,17	0,75	1,27
	IIIach (3)	1,70	1,26	0,88	8,12	1,20	0,75	1,21

Примечание. Хархириинский комплекс. Порфировидные крупно-среднезернистые граниты I фазы, а также фацialsные разновидности: среднезернистые биотитовые граниты, мелко-среднезернистые граниты (Ia – Ачитнурской, Ih – Хархириинской массивы); порфировидные среднезернистые граниты II фазы (IIa – Ачитнурской, IIh – Хархириинской массивы); равномерно-мелкозернистая фацialsная жильная фаза (IIIa – Ачитнурской, IIIh – Хархириинской массивы). Ошкинский комплекс: Io – среднезернистые серовато-розовые калишпат-биотитовые граниты I фазы; IIo – мелко-среднезернистые серые лейкократовые граниты II фазы; IIIo – аплитовидные граниты фацialsной жильной фазы. Акжайляутский комплекс: Iak – крупнозернистые до мелкозернистые граниты и лейкограниты I фазы, IIak – крупнозернистые до мелкозернистые лейкограниты и аляскиты II фазы. Акчатауский комплекс: крупно-мелкозернистые лейкограниты, аляскиты и щелочные граниты (Ik – Кентский, Ib – Баянаульский массив), аляскитовые граниты (IIk – Кентский, IIb – Баянаульский), мелкозернистые аляскитовые граниты (IIIk – Кентский, IIIb – Баянаульский). Жанчивланский комплекс: порфировидные биотитовые, роговообманко-биотитовые граниты (Ig – Горихинский массив), крупнозернистые лейкограниты (IIg – Горихинский массив), III фаза комплекса гранит-порфиры. Кукульбейский комплекс. Порфировидные биотитовые граниты (Адунчелонский массив), порфировидные граниты и гранит-порфиры II фазы, гранит-порфиры III фазы. Ac – валовая кислотность породы [8. С. 41–42]; индекс насыщенности алюминием ASI = $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$, ат. кол.; $\text{Al}' = \text{Al} - (2\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$, ат. кол.; коэффициент железистости f = $(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$, ат. кол.; коэффициент глиноземистости $\text{Al}'(2) = \text{Al}/(2\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$, ат. кол. [9]; коэффициент апаитности $K_{\text{агп}} = (\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$, ат. кол.

Соотношение уровня глиноземистости пород к уровню их щелочности как раз и выступает одним из индикаторных признаков состава протолита материнского расплава. Среди выделяемых по данным параметрам типов гранитоидов [10] рассматриваемые в статье породы гранит-лейкогранитовой формации попа-

дают в калиевую серию ($\text{I}^2\text{--S}^2$), при этом гранитоиды хархириинского и акчатауского комплексов являются умеренно глиноземистыми I^1 , акжайляутского и жанчивланского – глиноземистыми S^1 ($K_{\text{Al}} = 1,0\text{--}1,1$), а ошкинского и кукульбейского – высокоглиноземистыми S^2 . Из этих данных следует, что материнские расплавы

гранитоидов формации могли образовываться либо в результате парциального плавления интрузивных пород гранитоидного состава в водонасыщенных условиях (I^1), либо и чаще за счет селективного плавления слабо метаморфизованных пелитовых осадков (S^1 , S^2).

Важными петрохимическими показателями степени относительной кислотности-щелочности гранитных магм выступают коэффициенты алкаитности и железистости [11]. Собранные данные показывают, в хрусталеносных гранитах гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами $K_{алк} > f$, что подтверждает сделанный ранее вывод о принадлежности большинства хрусталеносных гранитов к производным ощелоченных и реже нормальных магм [12]. С другой стороны, эти же данные говорят о том, что железистость пород и роль калия относительно натрия в гранитоидах рассматриваемых комплексов могут иметь тенденции как к возрастанию этих параметров от ранних фаз к поздним (Ачитнурский и Акжайлыуский массивы), так и обратную (Баянаульский, Кентский, Хархиринский массивы). Возможно также увеличение желе-

зистости пород на фоне уменьшения роли калия над натрием (Ошкинский, Горихинский, Адунчелонский массивы). Иными словами, тенденции изменения железистости и щелочности пород хрусталеносных комплексов не зависят от их принадлежности к определенной магматической серии кислых пород, равно как и не отражают степени их пегматитовосности.

Среди геохимических типов гранитоидов, по Л.В. Таусону, пегматитовосные гранитоиды гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами занимают неоднозначное положение [13]. По свойственным им геохимическим характеристикам они могут нести в себе черты палингенных гранитов известково-щелочного (жанчивланский) и щелочного (акчатауский, акжайлыутский) рядов, а также их поздних дифференциатов – плюмазитовых редкометалльных гранитов (кукульбейский). Гранитоиды ошкинского и хархиринского комплексов Западной Монголии по геохимическим характеристикам близки к типу палингенных известково-щелочных гранитов (рис. 3).

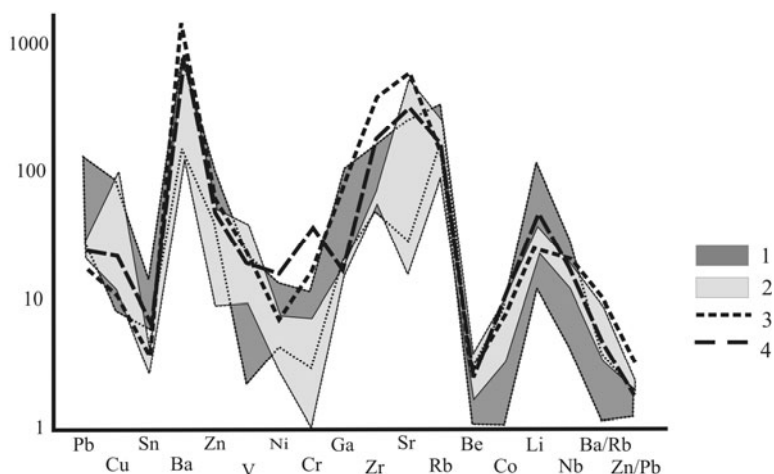


Рис. 3. Диаграмма распределения рудных и редких элементов в гранитоидах ошкинского и хархиринского комплексов и в палингенных гранитах известково-щелочного и щелочного рядов (по: [13]): 1 – хархиринский комплекс; 2 – ошкинский комплекс; 3 – палингенные щелочные граниты; 4 – палингенные известково-щелочные граниты

Вместе с тем гранитоиды ошкинского комплекса имеют высокие содержания K_2O ($\chi_{ар}^- = 4,3$ вес.%), Na_2O ($\chi_{ар}^- = 3,2$ вес. %) и низкие Rb ($\chi_{ар}^- = 130$ г/т), что придает им черты сходства с палингенными щелочными гранитами, а гранитоиды хархиринского комплекса характеризуются повышенными содержаниями Rb и Pb и пониженными – Ba, Sr, V, Zr, что объединяет их с плюмазитовыми редкометалльными лейкогранитами.

Приведенный перечень основных химических характеристик хрусталеносных гранитов гранит-лейкогранитовой формации с гранитосиенитами однозначно отражает состав материнского субстрата и свидетельствует о том, что они могли образовываться как с участием протолита магматического генезиса, так и осадочного метapelитового. Образованный в процессе анатексиса кислый расплав сильно отличался по содержанию редких и рудных элементов, имел различные показатели щелочности и железистости. Иными словами, петрохимические и геохимические характеристики гранитоидов гранит-лейкогранитовой формации с гра-

носиенитами не позволяют оценивать степень потенциальной хрусталеносности комплексов.

Поскольку в любом процессе минералообразования именно минерал является его «лакмусовой бумажкой», нами была предпринята попытка оценки рудной специализации гранитов формации через их минеральный состав, а точнее – через типоморфные особенности минералов этих пород. Известно довольно много работ, посвященных исследованию акцессорных минералов гранитов в первую очередь их парагенезисам для выявления связи последних с конкретным типом указанных пород [14 и др.]. Однако, как было отмечено выше, определение типа гранитоидов не позволяет выявить и оценить их потенциальную рудоносность (табл. 2).

Поэтому мы обратились к породообразующим и второстепенным минералам. Наиболее перспективным из них для определения рудоносности оказался биотит, также не раз уже попадавший в поле зрения исследователей [16–18 и др.].

Характеристики типов гранитоидов гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами с хрусталеносной пегматитовой минерализацией по различным критериям минерального состава

Комплекс	По набору аксессуарных минералов	По L, f биотитов
Хархиринский	I	IR
Ошкинский	I	IO
Акчатауский	S*	IO
Акжайляутский	S*	IR
Жанчивланский	I**	IR
Кукульбейский	I*	IR

* Результаты по материалам заимствованным из [12]; ** L – глиноземистость биотита ($L=Al/(Al+Si+Mg+Fe)$, ат.кол.); f – железистость биотита ($f=Fe/(Fe+Mg)$, ат.кол.) [15].

Исследование показало, что Fe–Mg слюды хрусталеносных гранитов гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами представляют аннит-флогопиты с различным, но обычно небольшим количеством примеси сидерофиллитового компонента. При этом биотиты промышленно хрусталеносных массивов формации содержат до 50% флогопитового минерала в своем составе. Отмечена тенденция роста содержания флогопитовой молекулы в биотитах поздних фаз пегматитовых гранитных комплексов на фоне параллельного возрастания в слюде количества фтора [18]. В противоположность этому наличие «сидерофиллитового тренда» в биотитах гранитоидных массивов обычно указывает на промышленное оловянное или олововольфрамовое оруденение пневматолит-гидротермального генезиса [16].

Типохимизм слюды позволяет оценивать и режим становления гранитоидов. В частности, уровень глиноземистости биотита гранитных массивов с промышленно хрусталеносными пегматитами свидетельствует о формировании этих объектов в мезо-гипабиссальной фациях глубинности, в условиях повышенной щелочности (IV–V поля щелочности) по А.А. Маракушеву и И.А. Тарарину (1965). Железистость биотитов подобных массивов лежит в интервале 50–75, а глиноземистость – 15–17,5 [18].

Еще один из факторов, определяющих потенциальную хрусталеносность массивов, – режим их становления. Все без исключения исследователи внутригранитных пегматитов считают, что их образование происходило в спокойной тектонической обстановке, в условиях отсутствия стрессовых напряжений, при незначительных вертикальных движениях крупных блоков земной коры. Внедрение магмы шло с «разрешения» вмещающих пород путем ее «пассивного» течения в образовавшиеся на месте просевших блоков камеры [1, 12]. Поскольку механизм внедрения был «пассивным», гранитный расплав должен был обладать умеренной вязкостью, что указывает на присутствие в системе компонентов-модификаторов (разжижителей), наиболее сильным из которых является фтор [19]. Перспективные на камерные пегматиты плутоны приурочены к верхним зонам брахиантиклинальных структур, что создает относительную закрытость системы и способ-

ствует накоплению флюидной фазы. Сами массивы обычно изометричны в плане и имеют пологокупольную апикальную часть, куда по межкластерным зонам магмы, находящейся в предкристаллизационном состоянии, а также по межзерновым «пленкам» проникает остаточный расплав-раствор, вызывая образование пегматитов.

Таким образом, гранитоиды гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами, продуцирующие пегматитовые месторождения, несут в себе черты гранитов S- и I-типа и петрохимически неотличимы от представителей данной формации, продуцирующих пневматолит-гидротермальную минерализацию. Их различает только режим становления массивов, стабильный в первом случае и динамичный во втором. По этой причине невозможно существование плутонов, несущих одновременно и пегматитовое, и грейзеновое оруденение. Различия в специализации гранитов отчетливо проявляются в типоморфизме порообразующих минералов. Более того, по типоморфным особенностям некоторых из них, в частности слюд, можно оценить даже потенциальный масштаб этой минерализации.

Все рассмотренные выше критерии и факторы (геотектонические, минералого-геохимические, термодинамические) определяют оценку только потенциальной хрусталеносности комплексов гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами. Что же касается оценки конкретных массивов на предмет вероятного нахождения в них камерных пегматитов, то следует хорошо понимать, что решение это в конечном счете всегда упрется в оценку существующего в настоящее время их эрозионного среза, поскольку многолетняя практика разведки и отработки подобных объектов показывает, что вертикальный интервал развития камерных пегматитов в плутонах не превышает обычно первые сотни метров от кровли.

Оценка среза сегодня дается исключительно на основании прямых геологических наблюдений (присутствие провисов кровли, наличие зон закалки, масштаб развития ксенолитов и т.д.). Подходы к решению этого вопроса с помощью минералого-геохимических критериев пока, к сожалению, не отработаны, хотя это и весьма актуально в силу того, что может заметно увеличить достоверность оценки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Марин Ю.Б. Петрохимическая эволюция фанерозойских гранитоидных формаций / Ю.Б. Марин, Г.Т. Скублов, Б.Г. Ванштейн. Л.: Недра, 1983. 150 с.
2. Бузкова Н.Г. Изучение редкометалльных гранитоидов и геологические методы поисков связанных с ними месторождений. Л.: Недра, 1986. 144 с.

3. Бухарова О.В., Коноваленко С.И. Геохимические особенности гранитоидов Хархиринского и Ачитнурского массивов хархиринского комплекса Западной Монголии // Материалы научной конференции «Петрология магматических и метаморфических комплексов». Томск: ЦНТИ, 2007. Вып. 6. С. 26–31.
4. Коноваленко С.И., Бухарова О.В. Гранитный магматизм позднедевонско-каменноугольного этапа и его металлогения в пределах Кобдинского террейна Западной Монголии на примере лейкогранитов хархиринского комплекса (Granite magmatism of the late-devonian-early-coal stage and metallogeny within kobdinian terrane of the western mongolia on example of leucogranites of the kharhirinian complex) // Материалы научной конференции «Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенез и рудоносность гранитоидных батолитов». Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. С. 184–187.
5. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие / Е.В. Складчиков, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская и др.; Под ред. Е.В. Складчиков. М.: Интермед Инжиниринг, 2001. 288 с.
6. Шкодзинский В.С. Происхождение кислых магматических пород и природа особенностей их состава в разных геодинамических обстановках // Материалы научной конференции (X Чтения А.Н. Заварицкого) «Геология и металлогения ультрамафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей». Екатеринбург: Изд-во Ин-та геологии и геохимии УрО РАН, 2004. С. 420–424.
7. Великославский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11, № 4. С. 363–380.
8. Геохимическая эволюция гранитоидов в истории литосферы / Под ред. А.А. Бейса. М.: Наука, 1993. 263 с.
9. Chappel B. W. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt / B.W. Chappel, A.J.R. White // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1992. Vol. 83. P. 1–26.
10. Хитрунов А.Т. Минеральные фации гранитоидов складчатых областей // Доклады АН СССР. Сер. геол. 1985. № 4. С. 74–81.
11. Вартамова Н.С. Гранитоиды Восточного Забайкалья / Н.С. Вартамова, И.В. Завьялова, З.В. Щербакова. Новосибирск: Наука, 1972. 272 с.
12. Гранитные пегматиты: В 5 т. / Отв. ред. Б.М. Шамакин, В.М. Макагон; Сост. В.Е. Загорский, И.С. Перетяжко, Б.М. Шамакин. Новосибирск: Наука, 1999. Т. 3: Миаролитовые пегматиты. 488 с.
13. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
14. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 288 с.
15. Геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного магматизма / Под ред. В.С. Антипина. Новосибирск: Наука, 1992. 223 с.
16. Путинцев А.В., Григорьев С.И. Состав биотитов из гранитов и петрогенетическая типизация орогенных гранитных серий // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1993. № 4. С. 18–33.
17. Стриха В.Е. Использование биотита как основы оценки важнейших петрологических параметров кристаллизации гранитоидов золотоносных районов Верхнего Приамурья // Записки Всесоюзного минерального общества. 2006. № 1. С. 21–37.
18. Бухарова О.В., Коноваленко С.И. Типоморфизм биотита пород гранит-лейкогранитовой формации как критерий оценки потенциальной хрусталеносности массивов // Вестник Томского государственного университета. 2009. № 324. С. 384–389.
19. Плечов П.Ю. Искусственные расплавы в гранитной системе / П.Ю. Плечов, Е.Н. Граменицкий, А.Р. Котельников // Доклады АН. 1999. № 3. С. 372–374.

Статья представлена научной редакцией «Науки о Земле» 6 мая 2010 г.