

КРУПНЫЕ ПОЛЯ СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ В ОБСТАНОВКАХ РИФТОГЕНЕЗА И ПОСТКОЛЛИЗИОННЫХ СДВИГОВО-РАЗДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

В.Е. Загорский¹, А.Г. Владимиров^{2,3,4}, В.М. Макагон¹, Л.Г. Кузнецова¹, С.З. Смирнов^{2,3,4}, Б.А. Дьячков^{5,6}, И.Ю. Анникова^{2,4}, С.П. Шокальский⁷, А.Н. Уваров⁸

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

⁴ Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36, Россия

⁵ Алтайский геолого-экологический институт им. К.И. Сатпаева, 692024, Усть-Каменогорск, ул. Карла Либкнехта, 21, Казахстан

⁶ Восточно-Казахстанский государственный технический университет, 070010, Усть-Каменогорск, ул. Серикбаева, 19, Казахстан

⁷ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, 199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

⁸ Запсибгеолсъемка, 654219, пос. Елань, Новокузнецкий р-н, Кемеровская обл., ул. Школьная, 5, Россия

Проведен анализ геодинамических условий формирования крупных полей сподуменовых пегматитов с литиевыми и комплексными (Li, Cs, Ta, Be, Sn) месторождениями редких металлов в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса. Для большинства изученных полей установлен значительный временной разрыв (от первых десятков до сотен миллионов лет) между сподуменовыми пегматитами и обычно считающимися материнскими гранитами, с которыми они пространственно ассоциируют, что указывает на целесообразность выделения самостоятельного пегматитового этапа в истории магматизма ряда пегматитоносных структур Центральной Азии. Во временном интервале от докембрия до позднего мезозоя установлена тесная связь крупных полей сподуменовых пегматитов с обстановками растяжения континентальной литосферы, которые проявляются либо в виде зон долгоживущих глубинных разломов, ограничивающих троговые (рифтогенные) структуры, подвергшиеся процессам тектономагматической активизации, либо в виде постколлизиионных зон сдвигово-раздвиговых деформаций. Таким образом, крупные поля сподуменовых пегматитов могут служить индикатором обстановок растяжения континентальной литосферы. Важным благоприятным фактором для образования редкометалльных пегматитов является то, что объединяет обстановки коллизиионных зон и континентальных рифтов, а именно наличие достаточно мощной зрелой коры, рассекаемой глубокопроникающими (вплоть до верхней мантии) длительно действующими разломными зонами, облегчающими воздействие глубинных источников энергии и вещества на коровые очаги гранито- и пегматитообразования.

Литий, сподумен, пегматиты, гранитно-пегматитовые системы, геохронология, коллизия, рифтогенез, Центрально-Азиатский складчатый пояс.

LARGE FIELDS OF SPODUMENE PEGMATITES IN THE SETTINGS OF RIFTING AND POSTCOLLISIONAL SHEAR-PULL-APART DISLOCATIONS OF CONTINENTAL LITHOSPHERE

V.E. Zagorsky, A.G. Vladimirov, V.M. Makagon, L.G. Kuznetsova, S.Z. Smirnov, B.A. D'yachkov, I.Yu. Annikova, S.P. Shokal'sky, and A.N. Uvarov

The authors analyze the geodynamic settings of large fields of spodumene pegmatites hosting Li and complex (Li, Cs, Ta, Be, and Sn) deposits of rare metals within the Central Asian Fold Belt. Most of the studied fields show a considerable time gap (from few tens of Myr to hundreds of Myr) between the spodumene pegmatites and the associated granites, which are usually considered parental. This evidence necessitates recognition of an independent pegmatite stage in the magmatic history of some pegmatite-bearing structures in Central Asia. The Precambrian–Late Mesozoic interval is marked by a close relationship between the large fields of spodumene pegmatites and extension settings of continental lithosphere. They occur either as (1) zones of long-lived deep faults bordering on trough (rift) structures experiencing the tectonic-magmatic activity or as (2) postcollisional zones of shearing and pull-apart dislocations. Thus, large fields of spodumene pegmatites might serve as indicators of continental-lithosphere extension. Important factors favoring the formation of rare-metal pegmatites both

in collision zones and continental-rift settings are the presence of thick mature crust dissected by long-lived, deeply penetrating (down to the upper mantle) fault zones. They ease the effect of deep sources of energy and substance on crustal chambers of granite and pegmatite formation.

Lithium, spodumene, pegmatites, granite-pegmatite systems, geochronology, collision, rifting, Central Asian Fold Belt

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на глобальный экономический кризис и системную стагнацию промышленного производства, мировой рынок лития устойчиво развивается. В первую очередь это связано с электрохимической энергетикой нового поколения [Владимиров и др., 2012; Ляхов и др., 2012]. В настоящее время главным источником лития являются гидроминеральные месторождения, однако интерес к традиционным месторождениям сподуменовых пегматитов сохраняется и даже неуклонно возрастает [Владимиров и др., 2012; Kesler et al., 2012]. В этой связи актуальной проблемой является разработка критериев прогнозирования крупных полей сподуменовых пегматитов на глубинных уровнях земной коры, а также оценка их индикаторной значимости для определения геодинамических условий формирования гранитно-пегматитовых систем.

Сподуменовые пегматиты являются специфическим типом магматических образований, в которых литий — типичный редкий элемент — приобретает статус породообразующего элемента и в этой роли успешно конкурирует с натрием и особенно калием [Загорский и др., 1997]. Содержание Li_2O в сподуменовых пегматитах составляют первые проценты, достигая в отдельных участках тел 3—4 мас. %. Столь высокая (экстремальная) степень концентрирования лития, взрывной или лавинный характер обогащения сподуменовых пегматитов литием по сравнению со всеми предшествующими им членами эволюционной цепочки в гранитно-пегматитовых системах (на 1.5—2.5 порядка), а также значительные объемы пегматитовых тел требуют, очевидно, особых геологических условий или их сочетания для образования промышленно значимых пегматитовых месторождений лития.

Крупные поля сподуменовых пегматитов обычно представлены протяженными, чаще всего крутопадающими жильными сериями с большим количеством пегматитовых тел, совокупный объем которых сопоставим с объемом небольших редкометалльно-гранитных массивов. Так, например, на месторождении Гринбушес в Австралии объем лишь одного наиболее крупного пегматитового тела, исходя из его размеров, превышает 0.5 км^3 [Partington, 1990]. Судя по прогнозным оценкам, сопоставимые объемы предполагаются для сподуменовых гранит-порфиров Алахинского штока на юге Горного Алтая [Кудрин и др., 1994; Владимиров и др., 1998].

Известно, что поля редкометалльных пегматитов пространственно связаны с двумя типами региональных геологических структур. С одной стороны, это зоны коллизии, с другой, — троговые структуры в областях внутриконтинентального рифтогенеза [Алтухов и др., 2005; Martin, De Vito, 2005; Загорский, Макагон, 2005; Архангельская, 2008; Загорский и др., 2010; Tkachev, 2011; Гусев и др., 2012]. Первые более характерны для фанерозоя, вторые — для протерозоя. Так, кайнозойский Памир-Гиндукуш-Гималайский пегматитовый пояс с его гигантскими полями сподуменовых пегматитов сформировался в зоне коллизии Евразийской и Индийской плит [Россовский, Коноваленко, 1976; Владимиров и др., 2003; Kesler et al., 2012], а крупные палеозойские пегматитовые поля и месторождения в Монгольском Алтае, включая знаменитое Коктогайское в Китае, коррелируются с герцинской коллизией Джунгарской и Сибирской плит [Wang Jingbin et al., 2000; Zhu et al., 2006].

Большинство докембрийских литиеносных гранитно-пегматитовых систем приурочено к линейным рифтогенным троговым структурам, ограниченными глубинными разломами, что давно используется при поисках и металлогеническом прогнозировании [Критерии..., 1990]. В литературе такие структуры называются по-разному — проторифты, палеоавлакогены, геосинклинальные грабены-троги и т.п., но их рифтогенная природа не оспаривается. Иногда они развиваются унаследованно по более древним зеленокаменным поясам. Подробный обзор докембрийских пегматитовых полей, связанных с подобными структурами, приведен в работе В.В. Архангельской [2008]. В России — это поля сподуменовых пегматитов Кольского полуострова, Восточно-Саянского пегматитового пояса, Олондинского и других полей Центральной Азии. Следует отметить, что масштабы редкометалльных гранитно-пегматитовых систем обычно коррелируются с масштабами контролирующих их геологических структур обоих типов [Критерии..., 1990; Россовский, 1991].

Двойственность характера связи полей и месторождений сподуменовых пегматитов с региональными структурами, формирующимися как в режиме сжатия, так и в режиме растяжения, несет в себе элемент парадоксальности, требующий для своего объяснения достаточного количества надежных гео-

хронологических данных для гранитов и для пространственно ассоциирующих с ними пегматитов. Только в этом случае возможна корректная интерпретация геодинамической природы гранитно-пегматитовых систем в целом, а следовательно, и роли геотектонических критериев прогноза связанных с ними месторождений. Настоящая статья является результатом обобщения имеющихся преимущественно новых авторских и литературных материалов по геохронологии литиеносных гранитно-пегматитовых систем Центрально-Азиатского складчатого пояса и их геотектонической позиции. Цель работы — обосновать индикаторную роль крупных литиеносных пегматитовых полей для реконструкции геодинамических обстановок, что должно способствовать совершенствованию геотектонических критериев металлогенического прогнозирования на редкие элементы (Li, Cs, Ta, Be, Nb, Rb, Sn, W).

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОЛЕЙ СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ

Современные представления о тектонике и геодинамике Азии предполагают существование двух геологических мегаструктур, а именно Центрально-Азиатского полициклического (протерозой—палеозой—мезозой) и Памиро-Гималайского (мезозой—кайнозой) внутриконтинентальных складчатых поясов [Хаин, Божко, 1988; Хаин, Балуховский, 1993; Лобковский и др., 2004]. В первом случае (ЦАСП) отмечаются признаки активного мантийно-корового взаимодействия в виде наложения плюмов и суперплюмов на стадии аккреционно-коллизийных процессов и роста Сибирского палеоконтинента [Ярмолюк и др., 2000; Ярмолюк, Коваленко, 2003а,б; Добрецов, 2008; Владимиров и др., 2008; Добрецов и др., 2010; Ярмолюк, Кузьмин, 2012]. Во втором случае (Памиро-Гималаи) ведущую роль играли коллизийные процессы, при этом основной объем гранитных магм был сформирован в кайнозое на стадии синорогенического коллапса [Розен, Федоровский, 2001; Владимиров и др., 2003]. Необходимо подчеркнуть, что в обоих случаях наблюдаются специфические по набору пород протяженные (100—500 км) линейные структуры, указывающие на подъем астеносферы, что, вероятнее всего, способствовало образованию крупных полей сподуменовых пегматитов. Эти структуры в классической терминологии описывались как области рассеянного рифтогенеза, а сейчас выделяются как «slab window» и(или) горячие сдвиговые системы, отражающие тангенциальное сжатие континентальных литосферных плит и возникновение локальных участков декомпрессии в земной коре и, как следствие, масштабное гранито- и пегматитообразование [Хаин и др., 1996; Владимиров и др., 2005, 2008]. Более сложный геодинамический режим формирования с долговременным влиянием рифтогенных палеоструктур предполагается для ряда докембрийских полей сподуменовых пегматитов Центральной Азии [Алтухов и др., 2005; Загорский, Макагон, 2005, 2012].

Ниже приводится характеристика эталонных (типовых) полей сподуменовых пегматитов Центрально-Азиатского складчатого пояса в геохронологической последовательности их формирования. Географическое расположение промышленно значимых полей сподуменовых пегматитов иллюстрируется рис. 1. Список объектов определялся имеющимися данными по геологическому строению и геохронологии гранитно-пегматитовых систем (таблица), которые на территории Южной Сибири и Восточного Казахстана основываются преимущественно на авторских материалах.

Докембрий (Восточный Саян). Вдоль юго-западной окраины Сибирской платформы протягивается Восточно-Саянский пегматитовый пояс длиной около 500 км, включающий поля литиевых, танталово-литиевых и комплексных (Ta-Cs-Li) пегматитов нижнепротерозойского и рифейского возрастов (рис. 2). Этот пояс подразделяется на две части — юго-восточную и северо-западную. В юго-восточном блоке, представленном Урикско-Ийским грабеном, развиты высокобарические сподуменовые пегматиты (3—5 кбар), а в северо-западном, расположенном в Елашском грабене, — относительно низкобарические (2.0—3.5 кбар) сподумен-петалитовые пегматиты [Загорский и др., 1997].

В Урикско-Ийском грабене широко распространены массивы гранитоидов, объединяемые в саянский комплекс (гранодиориты, биотитовые и двуслюдяные граниты). Возраст гранитоидов комплекса, определенный U-Pb методом по цирконам Барбитайского массива [Левицкий и др., 2002], составляет 1.86 млрд лет, а Rb-Sr возраст гранитоидов Далдарминского массива — 1.82 млрд лет [Макагон, 2007]. С гранитоидами саянского комплекса пространственно ассоциируют поля редкометалльных пегматитов с Rb-Sr возрастом 1.69 млрд лет [Макагон, 2007], однако положение и зональность пегматитовых полей контролируются не геологической позицией гранитоидных массивов, а сквозными зонами глубинных разломов.

Наиболее крупное Гольцовое поле сподуменовых пегматитов расположено в восточной части Урикско-Ийского грабена в непосредственной близости от регионального глубинного разлома. Главные структурные элементы, контролирующие размещение пегматитов этого и других полей, — многократно подновляющиеся крупные тектонические нарушения взбрососдвигового типа с северо-западным и меридиональным простиранием и падением на запад—юго-запад. Субмеридиональное положение разрыв-



Рис. 1. Географическое положение крупных полей сподуменовых пегматитов Азии.

ных нарушений определило, соответственно, и общую субмеридиональную ориентировку Гольцового поля [Теремецкая и др., 1973]. Протяженность поля около 20 км, площадь 30 км². Один из самых крупных разломов, вдоль которого узкой полосой вытянуты жильные серии, разделяет пегматитовое поле на западный и восточный структурно-тектонические блоки, в первом из них распространены литиевые пегматиты, а для второго характерны жильные тела комплексных (Cs-Ta-Li) пегматитов. Урикское поле находится на крайнем юго-восточном крае грабена, примыкая к краевому шву Сибирской платформы. Пегматиты приурочены к узкой зоне смятия, вытянутой вдоль Главного Саянского разлома на 4—5 км при ширине, не превышающей нескольких сотен метров. Белореченское и Бельское поля литиевых и тантал-олово-литиевых пегматитов находятся в западной части Урико-Ийского грабена. Эти поля также приурочены к субмеридиональной зоне трещиноватости и смятия метаморфических пород.

В Елашском грабене расположены Вишняковское и Александровское поля сподумен-петалитовых пегматитов (см. рис. 2). В этой структуре находится также Елашско-Тенишетский массив гранитоидов саянского комплекса, считающегося материнским для редкометалльных пегматитов региона. Вблизи Александровского поля расположен Топорокский массив, а около Вишняковского поля — дайкообразные тела более молодых рапакивиоподобных гранитов, выделяемых В.В. Брынцевым [1994] в елашский комплекс с возрастом 1.78 млрд лет. Хотя Вишняковское поле находится близ юго-западного контакта Елашско-Тенишетского массива, главным фактором, контролирующим его положение, является зона влияния двух пересекающихся глубинных разломов северо-западного и северо-восточного простирания. Rb-Sr возраст пегматитов этого поля и их экзоконтактовых метасоматитов (слюдитов) составляет 1.49 млрд лет [Макагон и др., 2000].

Таким образом, геохронологические данные для гранитов и пегматитов указывают на большой разрыв в возрасте редкометалльных пегматитов и считающихся материнскими для них гранитоидов саянского комплекса, составляющий 170—370 млн лет (см. таблицу), а также на более молодой возраст сподумен-петалитовых пегматитов северо-западной части пояса по сравнению с их сподуменовыми аналогами в его юго-восточном блоке. Приведенный геологический материал подчеркивает контроль пегматитовых полей зонами глубинных разломов.

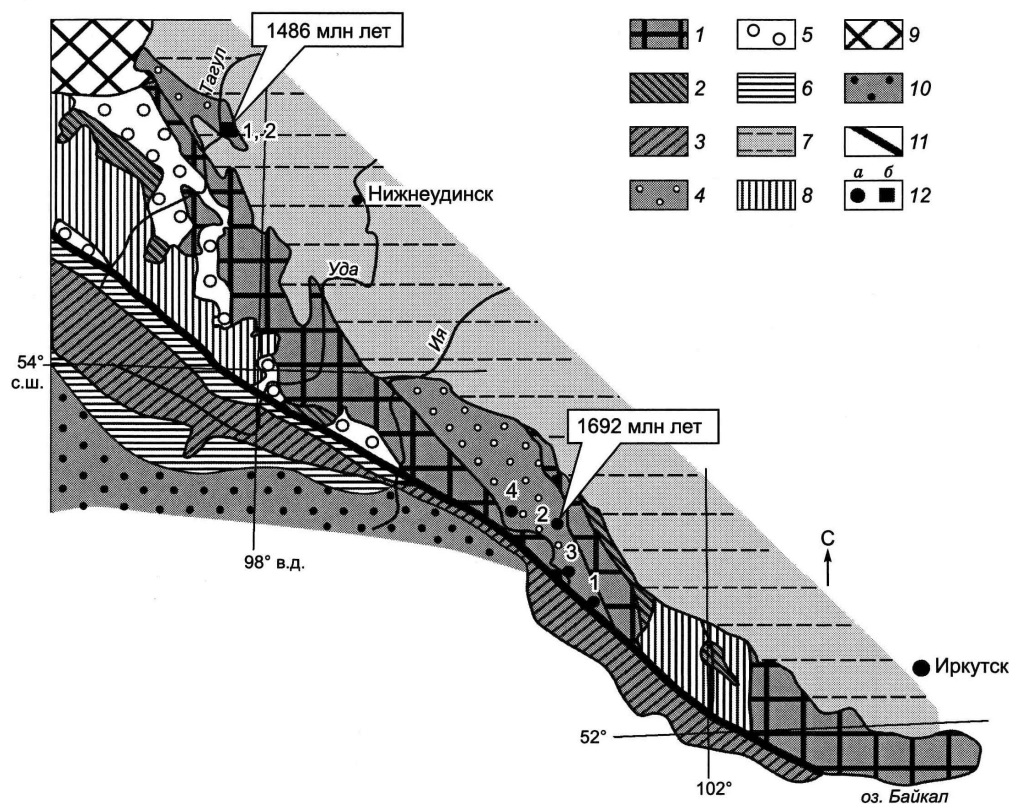


Рис. 2. Тектоническая схема Восточного Саяна (по А.И. Сезько [Беличенко и др., 1988], с добавлениями).

1 — комплекс раннеархейской высокотемпературной протокры; 2 — комплекс позднеархейской гранит-зеленокаменной протокры; 3 — комплекс верхнеархейского чехла протоконтинентов; 4—6 — нижнепротерозойские внутрипротоконтинентальные палеорифтовые комплексы: 4 — зеленокаменные, 5 — протоплатформенные, 6 — протогоэосинклинальные; 7 — чехол Сибирской платформы; 8 — среднепалеозойские силур-девонские наложенные прогибы на карелидах; 9 — среднепалеозойские (девонские) впадины на карелидах и каледонидах; 10 — области с континентальной корой, сформированные к началу девона (каледониды); 11 — зона главного Саянского разлома; 12 — поля пегматитов редкометалльной формации: а — сподуменовой подформации (1 — Урикское, 2 — Гольцовое, 3 — Белореченское и Бельское, 4 — Малореченское), б — петалитовой подформации (1 — Вишняковское, 2 — Александровское).

Авторы работ [Левицкий и др., 2002; Гладкочуб и др., 2007] рассматривают территорию Урикско-Ийского грабена как складчатую зону, в которой процесс коллизии Шарыжалгайского и Бирюсинского супертеррейнов завершился интенсивным гранитообразованием в период 1.86—1.84 млрд лет (саянский комплекс), а магматические образования с возрастом 1.74—1.67 млрд лет трактуются как анорогенные, фиксирующие режим растяжения в позднем палеопротерозое. Соответственно, к таковым следует отнести и сподуменовые пегматиты с возрастом 1.69 млрд лет. Гораздо более молодые сподумен-петалитовые пегматиты Вишняковского поля в Елашском грабене наиболее близки по возрасту габбро-диабазам ангаульского комплекса и гранит-порфирам чернозимиинского комплекса Урикско-Ийского грабена, их формирование также связывается с этапом рифтогенеза в раннем мезопротерозое. При этом релаксация растягивающих напряжений прекратилась на начальном этапе, после чего регион перешел в режим стабильной кратонной области [Гладкочуб и др., 2007].

Поздний кембрий—ранний ордовик (Тыва). В пределах Сангиленского нагорья, являющегося частью Тувино-Монгольского докембрийского микроконтинента, выделяются несколько крупных полей сподуменовых пегматитов (рис. 3). Большая часть из них образует Южно-Сангиленский редкометалльный пегматитовый пояс (ЮСП) протяженностью более 120 км, контролируемый субширотным глубинным разломом. Жильные серии редкометалльных пегматитов этого пояса локализованы вблизи массивов раннепалеозойских гранитов кыстарыского комплекса, но признаков прямой генетической связи сподуменовых пегматитов с гранитами данного комплекса нет. Возраст кыстарыских гранитов варьирует в пределах 508—488 млн лет (U-Pb), а возраст сподуменовых пегматитов Южно-Сангиленского пояса (рудопоявление Сутлуг и месторождение Тастыг) определен соответственно как 494 ± 7 и

Возраст гранитов и сподуменовых пегматитов в литеносных провинциях Центрально-Азиатского складчатого пояса

Регион	Редкометаллическая петрографическая провинция (пояс); геодинамическая обстановка формирования	Пегматитовое поле (месторождение)	Порода	Возраст, млн лет (метод)	Литературный источник
Протерозой					
Восточный Саян	Восточно-Саянская провинция; синоротгенический коллапс и внутриконтинентальный рифтогенез	Гольцовое	Гранитоиды саянского комплекса: Барбитайский массив Далларминский массив	1858 ± 20 (U-Pb) 1817 ± 59 (Rb-Sr)	[Левицкий и др., 2002; Макагон, 2007]
			Сподуменовые пегматиты	1692 ± 86 (Rb-Sr)	[Макагон, 2007, 2011]
		Вишняковское	Сподумен-пегматитовые пегматиты Экзоконтактные слюдиты	1486 ± 110 (Rb-Sr) 1475 ± 30 (Rb-Sr)	[Макагон и др., 2000]
Поздний кембрий—ранний ордовик					
Юго-Восточная Тува	Сангиленская провинция; синоротгенический коллапс и постколлизийный рифтогенез	Габбро-гранитные серии Западного Сангилены*		510—490 (U-Pb)	[Козаков и др., 1999; Кармышева и др., 2011; Владимиров и др., 2013]
		Поля Южно-Сангиленского пегматитового пояса	Граниты кыстарыского комплекса Центрального, Южного и Юго-Восточного Сангилены	508—488 (U-Pb)	
		Качик (Сутлуг)	Сподуменовые пегматиты	494 ± 7 (U-Pb)	[Кузнецова, Шокальский, 2011]
		Хусунтол (Тастыг)	»	483 ± 13 (U-Pb)	
Ранний девон					
Горный Алтай	Алтае-Минусинский вулканоплутонический пояс; трансформная окраина и сдвигово-раздвиговые деформации литосферы	Граниты Онышского, Каракудюрского, Югалинского, Турочакского и др. массивов*			[Шокальский и др., 2000; Руднев и др., 2001; Крук и др., 2004; Бабин, Владимиров, 2012]
		Прителецкое	Сподуменовые пегматиты (возраст принят условно на основе геологических данных)	412—390 (U-Pb)	
Горная Шория			Гранитоиднейсы, гнейсограниты томского комплекса (Томский массив) Лейкограниты порожинского комплекса (Порожинский массив)	251—236 (U-Pb) 246 ± 3 (U-Pb)	[Владимиров и др., 1999]
		Ташелгинское	Сподуменовые пегматиты	211 ± 4 (U-Pb) 407 ± 13 (U-Pb)	Неопубликованные данные С.П. Шокальского и А.Н. Уварова [Владимиров и др., 1999] [Уваров и др., 2007; Анникова и др., 2011]

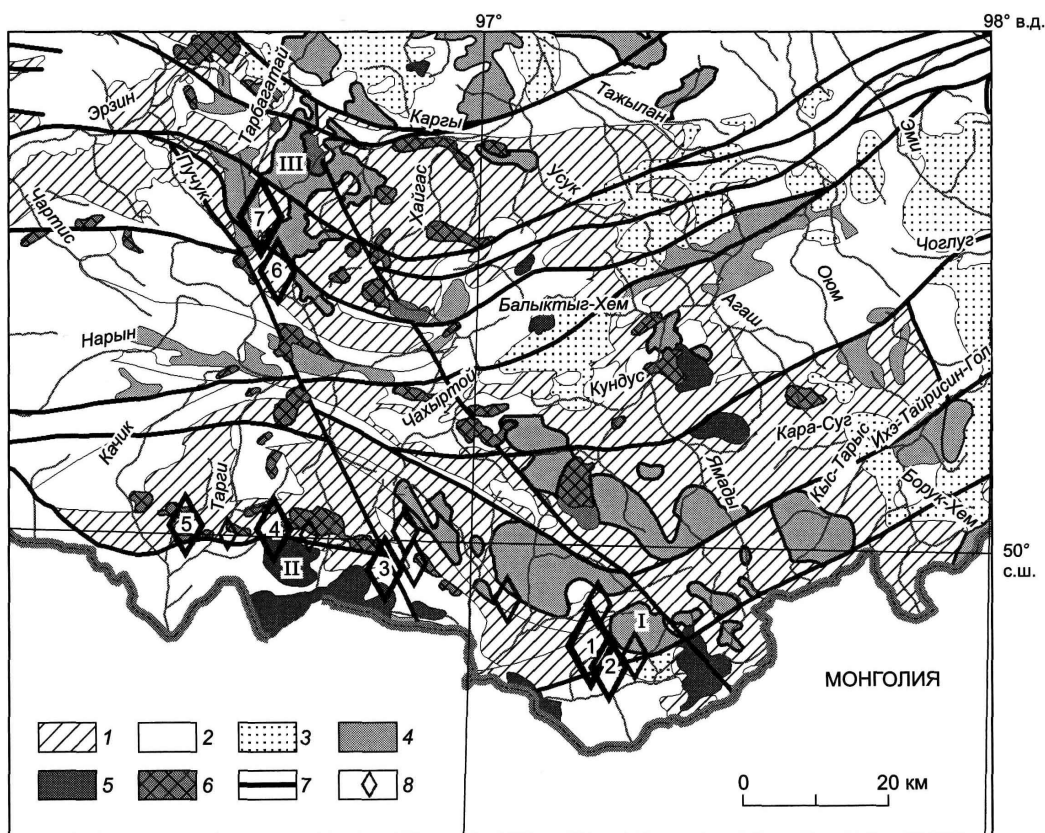


Рис. 3. Схема распространения раннепалеозойских гранитных комплексов и жильных серий редкометалльных пегматитов Сангиленского нагорья (Республика Тува) (по [Государственная..., 2010], с добавлениями).

1, 2 — монометаморфический нарынский комплекс Тувино-Монгольского массива (V-Є₁): 1 — карбонатные и терригенно-карбонатные толщи, 2 — метатерригенные толщи; 3—6 — поля интрузий раннепалеозойского возраста: 3 — таннуольского комплекса (Є₂); 4 — арголиского, сархойского и кыстарысского комплексов (Є₃-O₁); 5 — бреньского комплекса (D₁); 6 — сангиленского комплекса (D₁); 7 — разломные зоны; 8 — участки распространения литиевых пегматитов. 1—7 — наиболее крупные проявления литиевых пегматитов: 1—5 — Южно-Сангиленский пегматитовый пояс (Тастыг (1), Пичи-Тастыг (2), Бурчинская группа (3), Сулугское (4), Хартыньское (5)); 6, 7 — Центрально-Сангиленский пояс (Кара-Адыр (6), Шук-Бюль (7)); I—III — массивы гранитов кыстарысского комплекса: I — Дзос-Хусунингольский; II — Тумэнчул; III — Сольбельдерский.

483 ± 13 млн лет (U-Pb) [Кузнецова, Шокальский, 2011; Kuznetsova et al., 2011]. Таким образом, их формирование соотносится с раннепалеозойским коллизионным этапом, во время которого в данном регионе произошла смена геодинамических обстановок сжатия и коллизионного орогенеза (> 490 млн лет) обстановками растяжения с трансформно-сдвиговым орогенезом (490—430 млн лет) [Владимиров и др., 2005]. При этом, видимо, и образовалась крупная сдвигово-раздвиговая зона, контролирующая размещение субширотного Южно-Сангиленского пояса сподуменовых пегматитов.

Характерными особенностями сподуменовых пегматитов ЮСП являются высокие (выше обычного среднего уровня) содержания Li и их обогащение редкими элементами широкого спектра, включающих, помимо типичных для данного типа месторождений Ta, Nb, Sn, Be, также REE, Y, Zr, Hf, U, Th, Pb. Изучение флюидных включений показало, что сподуменовые пегматиты ЮСП кристаллизовались из расплавов в присутствии восстановленных C-O-H-N флюидов — характерных компонентов глубинных флюидных потоков [Кузнецова, Прокофьев, 2009]. Выявленные особенности редкоэлементного и флюидного состава пегматитов позволяют предполагать влияние мантийных флюидов на процессы рудообразования, что, в частности, способствовало возникновению крупного литиевого месторождения Тастыг [Kuznetsova, 2009].

Ранний девон (Горная Шория). К раннедевонским образованиям относятся пегматиты Ташелгинского поля в Горной Шории [Алтухов и др., 2005]. Это пегматитовое поле является частью Ташелгинско-Майзасского рудного узла, приуроченного к зоне Кузнецко-Алатауского глубинного разлома,

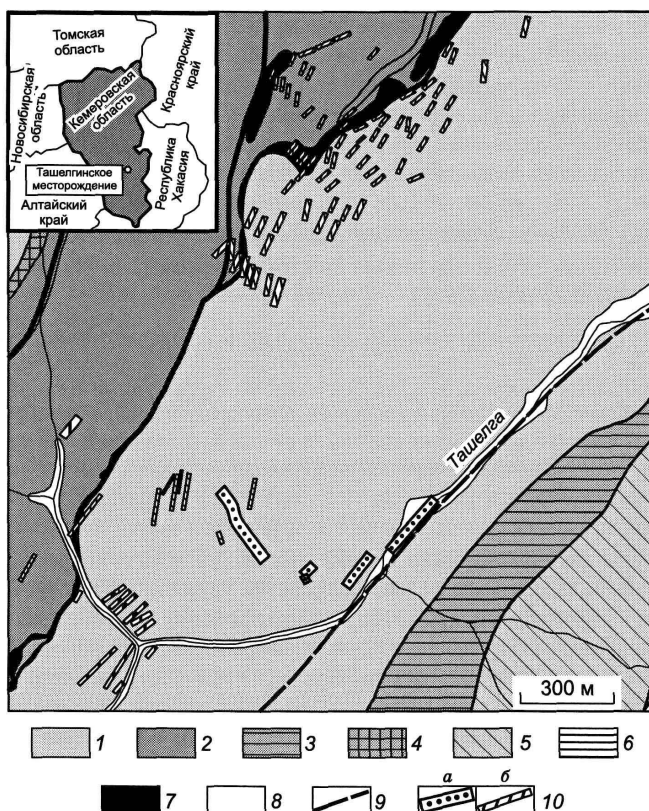
рассекающего метаморфические породы Томского выступа (рис. 4) [Владимиров и др., 1999; Шокальский и др., 2000]. Зона разлома сложена породами ташелгинского полиметаморфического комплекса с преобладанием амфиболитов и карбонатных пород. Метаморфические породы прорваны небольшими интрузивами основного и кислого составов. В Ташелгинском поле выделяются олигоклаз-микроклиновые пегматиты с биотитом, микроклин-альбитовые с мусковитом и микроклин-сподумен-альбитовые (сподуменовые) пегматиты.

По данным U-Pb изотопного датирования магматогенного циркона из жилы Юрьевская методом SHRIMP-II возраст сподуменовых пегматитов Ташелгинского поля составляет 407 ± 13 млн лет [Уваров и др., 2007]; данные Ar-Ar изотопного датирования отвечают возрастному интервалу 311—308 млн лет [Анникова и др., 2011]. Необходимо подчеркнуть, что эти геохронологические данные свидетельствуют о более древнем возрасте сподуменовых пегматитов по сравнению с гранитными интрузиями, являющимися самыми молодыми магматическими образованиями района. Здесь выделяются массивы гранито-гнейсов и гнейсогранитов томского комплекса, имеющие раннетриасовый возраст 251—236 млн лет [Владимиров и др., 1999], и массивы субщелочных гранитов и лейкогранитов порожинского комплекса, для которого имеются противоречивые U-Pb датировки — 246 ± 3 млн лет (ранний триас) (неопубликованные данные С.П. Шокальского и А.Н. Уварова, пр. 1224) и 211 ± 4 (поздний триас) [Владимиров и др., 1999]. Таким образом, генетическая связь сподуменовых пегматитов Ташелгинского поля с широко развитыми в районе гранит-лейкогранитами порожинского комплекса исключается в связи с более молодым возрастом последних. В этом отношении сподуменовые пегматиты Ташелгинского поля наряду с редкометалльными пегматитами Восточно-Саянского пояса также относятся к объектам, для которых прямая связь с гранитоидным магматизмом не устанавливается. Наиболее близкими по возрасту являются гранитоидные батолиты Алтае-Минусинского вулканоплутонического пояса, его формирование сейчас связывают с трансформной геодинамической обстановкой и, как следствие, сдвигово-раздвиговыми деформациями континентальной литосферы (см. таблицу) [Крук и др., 2004; Бабин, Владимиров, 2012].

Поздний карбон—ранняя пермь (Тыва). Сольбельдерское поле в центральной части Сангиленского нагорья (см. рис. 3), вытянутое вдоль субмеридиональной зоны разлома, состоит из нескольких крупных жильных серий сподуменовых пегматитов, расположенных вблизи Сольбельдерского массива гранитов кыстарысского комплекса [Kuznetsova, 2011]. Возраст (U-Pb) биотитовых гранитов данного массива составляет 492 млн лет, тогда как возраст сподуменовых пегматитов месторождений Шук-Бюль и Кара-Адыр — соответственно 272 и 292.4 ± 5.2 млн лет [Кузнецова, Шокальский, 2011; Kuznetsova et al., 2011]. Таким образом, образование сподуменовых редкометалльных пегматитов Сольбельдерского поля, расположенного в нескольких десятках километров севернее раннепалеозойского Южно-Сангиленского пегматитового пояса, согласно полученным возрастным данным, произошло на 200 млн лет позже и отражает совершенно иной им-

Рис. 4. Геологическая схема распространения пегматитов в пределах Мраморного (Ташелгинского) рудного поля (Горная Шория), составлена А.Н. Уваровым с соавторами [2007].

1 — карбонатный подкомплекс ташелгинского полиметаморфического комплекса (R_3 -PZ₃); 2 — амфиболитовый и мигматит-гнейсовый подкомплексы ташелгинского полиметаморфического комплекса (R_3 -PZ₃); 3 — усть-анзасский трахит-трахибазальт-базальтовый комплекс (V- E_1); 4 — габброиды тебинского габбро-диоритового комплекса (E_1 -O₁); 5 — диориты тебинского габбро-диоритового комплекса (E_3 -O₁); 6 — граниты порожинского субщелочно-гранит-лейкогранитового комплекса (T₃); 7 — железорудные скарны; 8 — четвертичные отложения; 9 — Ташелгинский разлом; 10 — сподумен-микроклин-альбитовые пегматитовые (a) и бессподуменовые пегматитовые (б) тела.



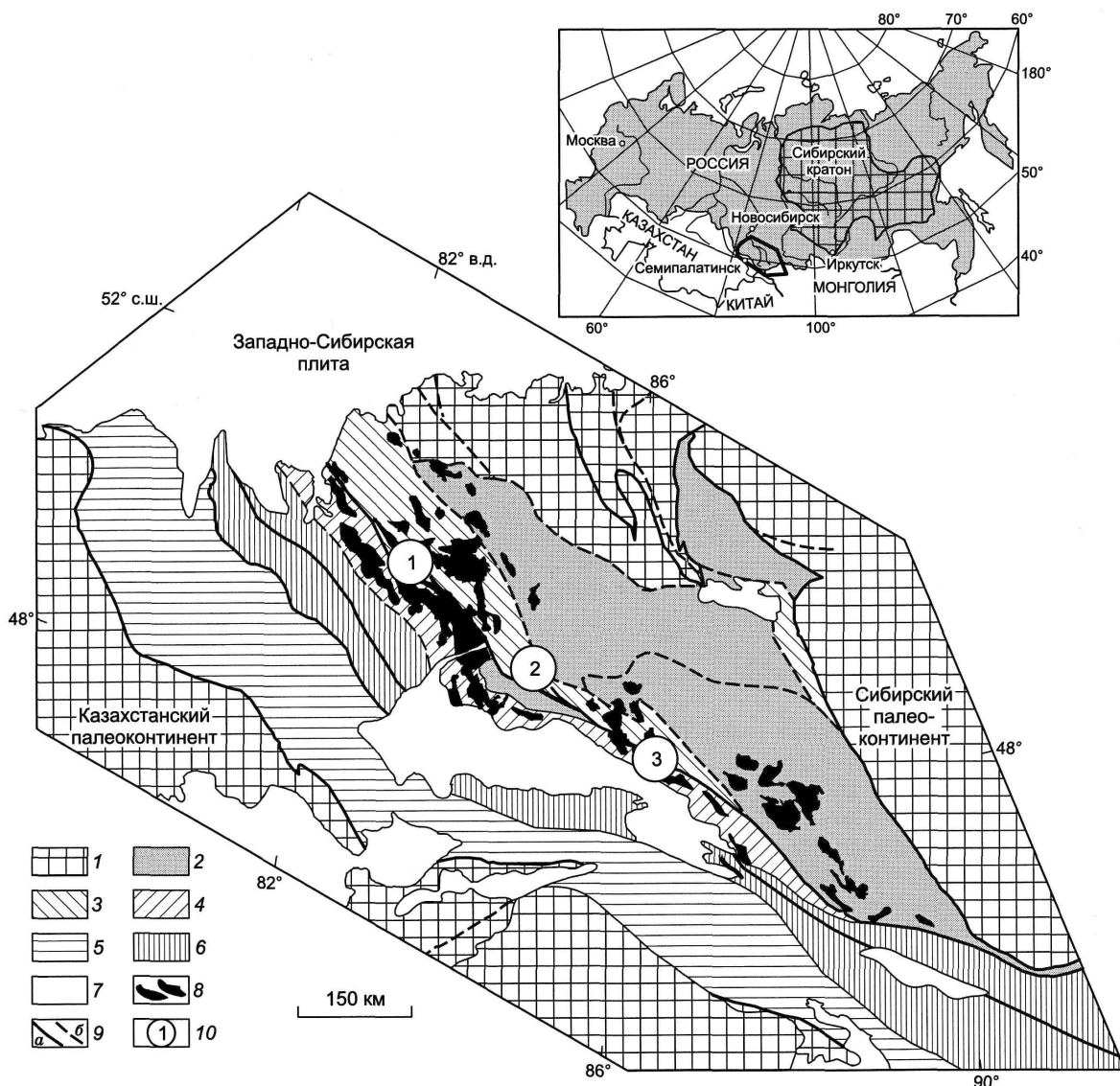


Рис. 5. Геотектоническая схема Калба-Нарым-Коктогайского редкометалльного пояса (Li-Rb-Cs, Ta-Nb, Sn-W) и литиевых месторождений [Liu et al., 1997; Большой Алтай..., 1998, 2000; Zhu et al., 2006; Дьячков, 2011].

1 — неопротерозойско-раннепалеозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов; 2 — Алтае-Монгольский микроконтинент; 3—6 — окраинно-континентальные и океанические террейны среднепозднепалеозойского возраста: 3 — Рудно-Алтайский островодужный терреин, 4 — Калба-Нарымский турбидитовый терреин, 5 — Жарма-Саурский островодужный терреин, 6 — Чарский океанический; 7 — кайнозойские отложения, 8 — гранитоидные батолиты в возрастном диапазоне от карбона до ранней юры включительно; 9 — разломы (достоверные (а) и предполагаемые (б)); 10 — крупные поля сподуменовых пегматитов и гранит-порфиров (1 — Калба-Нарымское, 2 — Алахинское, 3 — Коктогайское).

пульс редкометалльного магматизма, близкий по возрасту (272—292 млн лет) к находящимся в этом же районе щелочным редкометалльным гранитоидам Улуг-Танзека (301 ± 3 млн лет, U-Pb метод по циркону) [Ярмолюк и др., 2010]. Формирование позднепалеозойского пояса редкометалльных гранитоидов совпадает по времени с позднепалеозойскими сдвиговыми тектоническими деформациями, изменившими раннекаледонские структуры в этой части региона. Однако гранитный магматизм в Центральном Сангилене для этого временного интервала не характерен.

Ранняя пермь—триас (Восточный Казахстан—Северо-Западный Китай). Этому возрастному рубежу отвечает Калба-Нарым-Коктогайский литий-танталовый редкометалльный пояс, уникальный по протяженности (более 1000 км) и насыщенности крупными полями сподуменовых пегматитов промыш-

ленного значения (рис. 5). В тектоническом плане этот пояс входит в состав Алтайской аккреционно-коллизонной системы, формирование которой произошло в результате взаимодействия Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов и закрытия Чарского палеоокеана [Дьячков и др., 1994, 2010; Большой Алтай..., 1998, 2000; Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2008]. Особое место в его формировании занимает Иртышская зона смятия, контролировавшая геологическую позицию, гранитоидный магматизм и редкометалльное оруденение [Владимиров и др., 2008].

В составе пояса выделяются две крупные редкометалльные провинции с участием сподуменовых пегматитов (см. таблицу): Калба-Нарымская — на территории Восточного Казахстана; Коктогайская — на территории Северо-Западного Китая (см. рис. 5). При геологическом картировании установлено, что эти редкометалльные провинции представляют собой линейно вытянутые зоны северо-западного простирания, а по набору и возрасту структурно-вещественных комплексов однотипны. Ниже приводится краткая характеристика редкометалльных провинций Калба-Нарым-Коктогайского редкометалльного пояса (от древних — к поздним).

Калба-Нарымская редкометалльная провинция (ранняя пермь) расположена между Западно-Калбинской и Иртышской тектоническими зонами и ограничена глубинными разломами — Калба-Нарымским (на северо-востоке) и Теректинским (на юго-западе). Рассматриваемая рудоносная структура линейно вытянута в северо-западном направлении более чем на 500 км при ширине 20—50 км. Ее северо-западное продолжение в России перекрыто рыхлыми отложениями Западно-Сибирской впадины, а юго-восточный фланг прослеживается в Китай (см. рис. 5). Типична тесная пространственно-временная сопряженность сподуменовых пегматитов с Калба-Нарымским полихронным батолитом, при этом сподуменовые пегматиты имеют внутригранитную геологическую позицию [Дьячков и др., 1994; Большой Алтай..., 1998, 2000; Котлер, 2012; Котлер и др., 2012].

По геолого-геофизическим данным предполагается, что Калба-Нарымский гранитоидный батолит размещается в головной части тектономагматической зоны, крутопадающей на северо-восток под Рудный Алтай [Большой Алтай..., 1998]. Эта зона характеризуется сиалическим типом разреза земной коры с увеличенной мощностью метагранитного слоя до 12 км и уменьшенной толщиной метабазальтового слоя до 14—18 км. Обращает на себя внимание широкое развитие останцов и провесов кровли, сложенных метатерригенными (черносланцевыми) толщами такырской свиты D_3-C_1 . Эти провесы кровли повсеместно ороговикованы, подвержены грейзенизации и, как правило, к ним пространственно приурочены рудопоявления и месторождения сподуменовых пегматитов.

Выделены четыре рудных района: Шульбинский (потенциальный), Северо-Западно-Калбинский, Центральнo-Калбинский и Нарымский. Известны две рудные зоны (Гремячинско-Киинская, Карагоин-Сарыюзекская) и 22 рудных узла, в том числе 25 месторождений [Большой Алтай..., 2000]. Наиболее крупные месторождения редкометалльных пегматитов (Бакенное, Белая Гора, Юбилейное, Асубулак) сконцентрированы в Центральнo-Калбинском районе и характеризуются комплексным оруденением (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn). Наибольшее развитие имеют сподумен-клевеландит-кварцевый и лепидолит-поллуцит-клевеландитовый парагенезисы, с которыми связано кондиционное литиевое сырье. По геохимическим особенностям пегматиты Калба-Нарымской редкометалльной провинции относятся к сподуменовой и петалитовой подформациям редкометалльной формации [Загорский и др., 2003], по богатству уникальных минералов они близки таким знаменитым зарубежным пегматитовым месторождениям, как Берник-Лейк в Канаде, Бикита в Зимбабве и другие [Шмакин, 1987].

Геологические наблюдения, а также U-Pb и Ar-Ar изотопное датирование гранитов и сподуменовых пегматитов (см. таблицу) определенно указывают на то, что сподуменовые пегматиты занимают внутригранитную позицию, при этом главный объем гранитоидов формируется после пегматитообразования. В геодинамическом плане гранит-пегматитовая система отвечает синорогеническому коллапсу Алтайского аккреционно-коллизонного орогена и интенсивным сдвигово-раздвиговым деформациям континентальной литосферы [Владимиров и др., 2008].

Коктогайская редкометалльная провинция (поздняя пермь—триас) приурочена к Центральнo-Алтайшанскому (Центральнo-Алтайскому) террейну [Li et al., 2003; Windley et al., 2002] и представлена преимущественно породами высоких ступеней метаморфизма и гранитами. Пегматитовые жилы прорывают как граниты, так и метаморфические породы. Провинция является результатом длительно действовавших палеозойских процессов орогенеза алтае-шотландского типа [Владимиров и др., 2003; Zhu et al., 2006; Дьячков и др., 2010]. Орогенный пояс представлен главным образом неопротерозойско-раннепалеозойскими континентальными фрагментами, девон-карбовыми толщами вулканических дуг и турбидитов, а также магматитами, связанными с активной континентальной окраиной трансформного типа в возрастном интервале 400—290 млн лет [Windley, 2002; Li et al., 2003].

Коктогайские граниты, описанные в [Windley et al., 2002], представлены двумя типами пород: гнейсовидными гранитами (основное тело) и недеформированными гранитами (редкометалльные интрузивные массивы небольших размеров). Тела недеформированных биотитовых гранитов с подчинен-

ным количеством двуслюдяных гранитов прорывают карбоновые вулканогенно-осадочные породы, ордовикские песчаники, амфиболиты и гнейсовидные граниты. Деформированные (гнейсовидные) граниты имеют возраст 390—330 млн лет (K-Ar метод) [Zhao et al., 1993] и 387 млн лет (SHRIMP-II) [Zhu et al., 2003]. Недеформированные граниты Аральского батолита вмещают многочисленные пегматитовые жилы. Аральские граниты прорывают средневерхнеордовикские и нижнекарбоновые песчаники, глинистые сланцы и вулканогенно-осадочные породы. Краевые части массива сложены в основном среднегрубозернистыми биотитовыми гранитами, а центральная его часть — среднезернистыми двуслюдяными гранитами. Возраст грубозернистых биотитовых гранитов, определенный K-Ar методом по биотиту, составляет около 251 млн лет [Liu et al., 1997].

Наиболее крупным редкометалльным объектом Коктогайского рудного узла является пегматитовая жила № 3, которая интенсивно отрабатывалась в течение полувека (до 1999 г.) с получением Li, Be, Nb-Ta и других минеральных концентратов, а также попутным излечением драгоценных камней. Возраст пегматитовой жилы № 3, определенный различными методами, составил 246—115 млн лет [Wang Jingbin et al., 2002]. Литиевые пегматиты Коктогайской редкометалльной провинции датируются Rb-Sr методом 225—175 млн лет [Hong et al., 2003]. Rb-Sr метод по валовому составу пород, слюдам и апатиту дал изохрону для биотитовых гранитов 248.8 ± 7.5 млн лет с начальным $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70867 \pm 0.00060$ (MSWD = 4.0) [Zhu et al., 2006]. Аналогичным образом была получена изохрона для двуслюдяных гранитов, давшая возраст 247.8 ± 6.3 млн лет с начальным $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7074 \pm 0.0026$ (MSWD ± 5.7) [Zhu et al., 2006]. Таким образом, недеформированные граниты Коктогайской редкометалльной провинции близки по возрасту друг к другу и гранитам Аральского батолита (около 251 млн лет). Isoхрона для пегматитов краевой зоны жилы № 3, построенная по валовым составам, апатиту и мусковиту, дает возраст 218.4 ± 5.8 млн лет с начальным значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.708 \pm 0.032$, что, очевидно, отвечает возрасту начала процесса кристаллизации пегматитовой жилы № 3. Таким образом, установлен значительный временной разрыв (около 30 млн лет) между формированием гранитов Аральского батолита и внедрением редкометалльных пегматитов. Следует отметить, что возраст ранних зон пегматита близок к возрасту аплитов, секущих граниты Аральского батолита, 213—202 млн лет (Rb-Sr) [Wang Jingbin et al., 2002].

Близкий $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст (238—218 млн лет) установлен также для второго по значимости в данном регионе редкометалльного пегматитового месторождения Келумут, расположенного примерно в 100 км северо-западнее месторождения Коктогай. Но в этом случае временной разрыв между жилой сподуменового пегматита Келумут № 112 и вмещающими гранитами Джайдик (256—246 млн лет) превышает 200 млн лет. Формирование обоих месторождений связывается с постколлизийной стадией развития региона в триасовое время [Zheng-Hang et al., 2012].

Поздний триас—ранняя юра (Горный Алтай). В пределах Калба-Нарым-Коктогайского литий-танталового редкометалльного пояса были выявлены специфические по составу сподуменовые гранит-порфиры Алахинского штока [Козлов и др., 1991; Кудрин и др., 1994]. Алахинское месторождение является специфическим геологическим объектом, резко отличающимся от классических сподуменовых пегматитов структурно-текстурными особенностями руд [Владимиров и др., 1998]. Сподуменовые гранит-порфиры расположены на юго-восточном фланге Рахмановского гранитного массива (375 ± 11 млн лет) [Шокальский и др., 2000]. Два интрузивных выхода сподуменовых гранит-порфиров общей площадью 0.4 км², вероятнее всего, представляют собой части крупного тела, большая часть которого расположена ниже современного эрозионного среза. Не исключено, что в его строении принимают участие и типичные сподуменовые пегматиты. Главными разновидностями пород Алахинского штока являются мусковит-сподумен-альбитовые и мусковит-альбитовые гранит-порфиры, а также альбититы. Доступный для наблюдений объем штока сложен в основном мелкосреднезернистыми мусковит-сподумен-альбитовыми гранит-порфирами. Альбититы приурочены к верхней апикальной части штока, висячем экзоконтакте которого вмещающие породы грейзенизированы. Следует подчеркнуть, что сподуменовые гранит-порфиры и эндоконтактные альбититы имеют постепенные переходы. Для гранит-порфиров установлен возраст 201.0 ± 1.5 млн лет (U-Pb и Rb-Sr изотопные методы) [Владимиров и др., 1998; Kostitsyn et al., 1998]. Алахинский шток относится к внутримплицитным анорогенным образованиям, размещение которого контролировалось активизированными в раннем мезозое крупными сдвиговыми деформациями литосферы — одним из разломов Северо-Восточной зоны смятия.

Средняя юра—нижний мел (Восточное Забайкалье). В пределах Монголо-Охотского складчатого пояса известна Забайкальская мезозойская пегматитовая провинция, включающая несколько пегматитовых полей с литиевой минерализацией (сподумен, лепидолит) [Поля..., 1976]. Все они приурочены к краевым частям Агинского блока (Ононский террейн), который облекается двумя ветвями Монголо-Охотской сутуры с существенным сдвиговым компонентом, сформировавшейся в результате коллизии Сибирского кратона и Монголо-Китайского континента в среднепозднеюрское время [Зорин и др., 1998]. Наиболее крупное Завитинское поле (~ 20 × 7 км) с одноименным месторождением сподуменовых пегматитов расположено в северной краевой части Агинского массива, будучи вытянуто в субши-

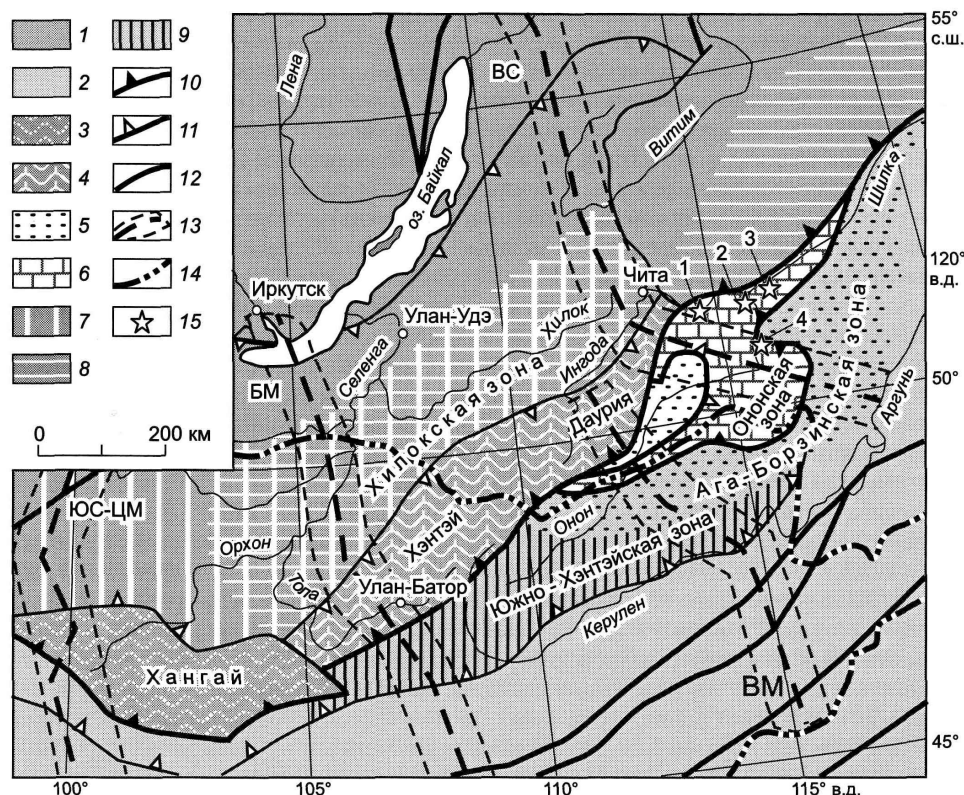


Рис. 6. Схема геодинамического районирования забайкальской части Монголо-Охотского складчатого пояса и его обрамления (по [Зорин и др., 1998], с добавлениями).

1 — Сибирский континент в поздней перми—ранней юре; 2 — Монголо-Китайский континент в поздней перми—ранней юре; 3—6 — зоны Монголо-Охотского складчатого пояса: 3 — девонско-карбонный аккреционно-субдукционный клин у активной континентальной окраины андийского типа; 4 — то же, но с наложенной пермско-раннеюрской фронтальной частью активной окраины андийского типа; 5 — позднепермско-раннеюрская пассивная континентальная окраина (шельф, континентальный склон и его подножие); 6 — Ононский островодужный террейн с девонско-раннекарбонными аккреционно-субдукционными клиньями, преддуговым и задуговым бассейнами, позднепермско-раннетриасовым аккреционно-субдукционным клином и позднепермско-раннетриасовым задуговым бассейном; 7—9 — зоны влияния Монголо-Охотского пояса (активные окраины андийского типа): 7 — девон—средний карбон, 8 — поздний карбон—ранняя пермь, 9 — поздний карбон—ранняя юра; 10 — Монголо-Охотская сутира; 11 — надвиги; 12 — сбросы; 13 — положение трансектов: ЮС-ЦМ — Южно-Сибирский—Центрально-Монгольский, БМ — Байкало-Монгольский, ВС — Восточно-Сибирский, ВМ — Восточно-Монгольский, штриховой линией околонурирована площадь полосовых карт, сопровождающих трансекты; 14 — государственная граница. 15 — пегматитовые поля: 1 — Седловское, 2 — Завитинское, 3 — Кангинское, 4 — Кулиндинское.

ротном направлении вдоль Ингодино-Шилкинской ветви Монголо-Охотского шва, к которой поле непосредственно примыкает с юга (рис. 6). Вмещающими породами для гранитов и пегматитов поля служат метатерригенные образования номоконовской, каменской и комользинской свит (поздний триас), а также секущие их дайковые тела лампрофиров и микрогранитов. Литиевое месторождение является продуктом эволюции и важнейшей составной частью Завитинской гранитно-пегматитовой системы, объединяющей граниты, пегматиты, предпегматитовые и синпегматитовые метасоматиты [Загорский, Кузнецова, 1990; Загорский и др., 2011; Zagorsky, 2011].

В пределах поля выделяются три типа гранитов, образующих гомодромную серию пород: неравнозернистые порфировидные биотитовые и амфибол-биотитовые граниты (адамеллиты) (далее граниты 1); мелкозернистые двуслюдяные субщелочные граниты-лейкограниты (граниты 2); мелкосреднезернистые, участками мелкопегматоидные мусковитовые (иногда двуслюдяные) субщелочные гранит-лейкограниты с гранатом (граниты 3). Граниты 1 образуют относительно крупные массивы на западном и восточном флангах пегматитового поля. Граниты 2 и 3 слагают мелкие штокообразные тела либо совместно с пегматитами образуют тела очень сложного строения.

По минеральному составу и текстурным особенностям выделено четыре типа пегматитов: гранит-пегматиты (тип I); неравнозернистые (до блоковых) калишпатовые либо двуполевошпатовые пегматиты

(тип II); порфиroidные существенно альбитовые (тип III); резко неравнозернистые полосчатые сподумен-альбитовые аплит-пегматиты (тип IV).

Гранит-пегматиты отнесены к пегматитам условно. Они образуют изометричные либо сложной формы тела. Основу их обычно составляют граниты 3, содержащие участки кварц-двуполевошпатового с мусковитом или кварц-калишпатового пегматита, блоковые обособления калишпата, кварца. Количественные соотношения гранита и пегматита непостоянны. Пегматиты II типа слагают апофизы гранит-пегматитовых тел и самостоятельные жилы. Пегматиты III типа сложены мелкосреднезернистым кварц-альбитовым агрегатом с выделениями калишпата и гломеробластами кварца размером до 3—5 см, чешуйчатым или пластинчатым мусковитом. Пегматиты IV типа образуют свиту многочисленных сближенных жил северо-западного простирания протяженностью около 2.5 км. Свита жил круто падает на северо-восток под расположенный над ней этаж, насыщенный лейкогранитами, безрудными и слабoredкометалльными (с аксессуарной бериллиевой и оловянной минерализацией) пегматитами. Пегматиты IV типа имеют наиболее сложный состав и внутреннее строение. Для них весьма характерна полосчатость, обусловленная незакономерным чередованием различных минеральных комплексов.

Все редкометалльные пегматиты Восточного Забайкалья традиционно связываются с позднемезозойским кукульбейским комплексом гранитов-лейкогранитов, но лишь для гранитов и пегматитов Завитинского поля имеются U-Pb датировки (SHRIMP-II, по циркону) (млн лет): биотитовый гранит 1 Налгикенского массива — 169.0 ± 3.0 ; гранит 2 — 147.5 ± 3.1 ; гранит 3 — 140.0 ± 3.0 ; двуполевошпатовый пегматит из гранит-пегматитового тела — 139.6 ± 3.1 ; сподумен-кварц-альбитовый комплекс из пегматита IV типа — 129.6 ± 2.7 (см. таблицу). Необходимо отметить значительный временной разрыв между гранитами 1 и 2 (21.5 млн лет), между гранитами 2 и 3 (7.5 млн лет), между гранитами 3 и гранит-пегматитами, с одной стороны, и пегматитами IV типа — с другой (10 млн лет). Таким образом, длительность формирования Завитинской полихронной гранитно-пегматитовой системы составляет 40 млн лет. Ее формирование совпадает с периодом смены геодинамических режимов в регионе на рубеже J_2 - K_1 [Загорский и др., 2011]: возраст ранних гранитных членов системы соответствует времени завершения коллизии (J_2 - J_3), тогда как образование сподуменовых пегматитов — началу этапа рифтогенеза (K_1), широко проявленного в Забайкалье. Сходный геодинамический режим формирования предлагается также для Шахтаминской молибден-порфировой рудно-магматической системы в Восточном Забайкалье [Берзина и др., 2013].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В настоящее время в литературе не существует единого мнения о геодинамических факторах контроля гранитно-пегматитовых систем с месторождениями редкометалльных пегматитов, что в значительной степени обусловлено дефицитом надежных геохронологических данных. До сих пор выводы о геодинамической природе так называемых материнских (пегматитоносных) гранитов обычно распространяются и на пространственно ассоциирующие с ними пегматиты. Однако при отсутствии надежных изотопно-возрастных датировок для тех и других подобный подход нередко приводит к ошибочным результатам. Как следует из приведенных выше материалов, во многих крупных полях связь редкометалльных пегматитов с гранитами очень ослаблена и даже проблематична, поскольку в них отсутствуют граниты, близкие по возрасту пегматитам. В большинстве изученных полей редкометалльные пегматиты оторваны во времени от развитых в их пределах и считающихся материнскими гранитов, с которыми они пространственно ассоциируют. В разных полях временной разрыв между гранитами и пегматитами колеблется от первых десятков до сотен миллионов лет. В целом в докембрийских пегматитовых полях он выше, чем в фанерозойских.

В случаях большого разрыва во времени между пегматитами и предшествующими им гранитами, а также при отсутствии последних целесообразно выделять самостоятельный пегматитовый этап в истории магматизма пегматитоносных структур [Загорский, Макагон, 2005, 2012; Zagorsky, Makagon, 2012]. Это не означает категорического отрицания связи редкометалльных пегматитовых расплавов с гранитной магмой на (пара)генетическом уровне, поскольку трудно представить, что пегматитовые расплавы с экстремальной степенью концентрирования редких элементов могут возникать спонтанно, без участия гранитной протоматрицы. Вместе с тем изложенное выше накладывает серьезные ограничения на образование редкометалльных пегматитов в рамках модели кристаллизационной дифференциации гранитной магмы в закрытой системе. Более приемлемой представляется метамагматическая модель флюидо-магматической дифференциации кислой магмы в надликвидусных условиях под воздействием глубинных флюидов [Загорский, 2005; Zagorsky, 2007, 2009]. Источником таких флюидов могут быть: зоны ультраметаморфизма на нижних горизонтах коры, которым свойственен дефицит таких характерных для пегматитов элементов, как фтор, бериллий, литий и др.; нижние части вертикально протяженных частей магматических колонн в зонах влияния глубокопроникающих тектонических структур; области дегидратации субдуцированной коры; плюмы. В общем случае чем больше глубина очагов

флюидно-магматической трансформации гранитной магмы с образованием пегматитовых расплавов и выше их энергетический потенциал, тем больше вероятность пространственного отрыва наиболее зрелых и наименее вязких ультраредкометалльных дифференциатов от гранитной протоматрицы в результате разрядки флюидно-магматической системы, что может стимулироваться тектоническими факторами, прежде всего, активизацией глубинных разломов. Так могут формироваться пегматитовые поля, для которых остро стоит проблема материнских гранитов.

Изложенные выше геологические и геохронологические материалы позволяют существенно уточнить закономерности размещения гранитно-пегматитовых систем, продуцирующих крупные месторождения сподуменовых пегматитов, и объяснить парадоксальность двойственного характера их пространственной связи с региональными геотектоническими структурами, формирующимися в геодинамических обстановках как сжатия, так и растяжения континентальной литосферы.

В связи с последним обстоятельством некоторые авторы выделяют два геодинамических типа пегматитовых месторождений Li, Cs, Be, Ta: 1) коллизионный и 2) тыловых рифтов в пределах активных континентальных окраин [Гусев и др., 2012]. Другие исследователи рассматривают такие месторождения как кульминацию кристаллизационной дифференциации сугубо орогенных (субдукция и коллизия) фельзических магм [Simmons et al., 2003; Martin, De Vito, 2005], тогда как с обстановками континентального рифтогенеза связываются только месторождения редкометалльно-редкоземельных пегматитов (Nb, Zr, REE).

Согласно нашим данным, к орогенным (собственно коллизионным) образованиям можно отнести лишь ранние гранитные члены полихронных гранитно-пегматитовых систем, подобных Завитинской системе Восточно-Забайкальской редкометалльной провинции, где однозначно доказано, что сподуменовые пегматиты формируются на посторогенном (постколлизионном) этапе в условиях растяжения континентальной коры. Кроме того, для таких гранитно-пегматитовых систем весьма вероятна также специфическая геодинамическая обстановка, когда в низах коры сохраняются динамические напряжения коллизионного этапа, тогда как верхняя часть орогенной структуры вступает в стадию коллапса [Короновский, Демина, 1996; Владимиров и др., 2008; Загорский и др., 2011]. Такие условия благоприятны для перемещения (под давлением) пегматитовых расплавов из нижнекоровых очагов кислой магмы в верхние горизонты коры в условиях декомпрессии и сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы.

Что касается докембрийских полей сподуменовых пегматитов, тесная связь их с рифтогенными структурами (грабенами, трогами) сама по себе не означает обязательной сингенетичности тех и других. Как показано на примере Восточно-Саянского пояса, сподуменовые пегматиты в пределах таких структур, так же как и сами эти структуры, формировались в условиях растяжения, но на гораздо более поздних этапах, связанных с процессами тектономагматической активизации. Вместе с тем приуроченность крупных докембрийских полей сподуменовых пегматитов к рифтогенным палеоструктурам и особенно к ограничивающим их глубинным разломам указывает на то, что последние, в связи с их повышенной проницаемостью, оказывали долговременное влияние на историю геологического развития и металлогению пегматитоносных территорий, облегчая воздействие глубинных источников энергии и вещества (флюида) на коровые очаги гранито- и пегматитообразования [Загорский, Макагон, 2005]. Подобная роль геотектонических палеоструктур проявляется также и в фанерозое, но не в столь яркой форме, как в докембрии.

ВЫВОДЫ

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса во временном интервале от докембрия до позднего мезозоя установлена тесная связь крупных полей сподуменовых пегматитов с обстановками растяжения континентальной литосферы, которые проявляются либо в виде зон долгоживущих глубинных разломов, ограничивающих троговые (рифтогенные) структуры, подвергшиеся процессам тектономагматической активизации, либо в виде постколлизионных зон сдвигово-раздвиговых деформаций. Первые характерны для докембрия, вторые — для фанерозоя. Таким образом, крупные поля сподуменовых пегматитов могут служить индикатором обстановок растяжения континентальной литосферы.

Для образования месторождений редкометалльных пегматитов важным благоприятным фактором является то, что объединяет обстановки коллизионных зон и континентальных рифтов, а именно наличие достаточно мощной зрелой коры, которая трассируется глубокопроникающими (вплоть до верхней мантии) длительно действующими тектоническими структурами, облегчающими воздействие глубинных источников энергии и вещества на коровые очаги гранито- и пегматитообразования.

Для большинства изученных полей сподуменовых пегматитов установлен значительный временной разрыв (от первых десятков до сотен миллионов лет) между сподуменовыми пегматитами и обычно считающимися материнскими гранитами, с которыми они пространственно ассоциируют. Это свидетельствует о целесообразности выделения самостоятельного пегматитового этапа в истории магматизма пегматитоносных структур.

Авторы благодарны М.И. Кузьмину, Ф.А. Летникову, Е.В. Складову, В.А. Антипину, С.И. Коноваленко, А.А. Томиленко за постоянную поддержку и обсуждение дискуссионных проблем, Ю.В. Аношкиной, И.В. Кармышевой, Е.Н. Мороз, П.Д. Котлеру, Е.И. Михееву, О.А. Гаврюшкиной, принимавших активное участие в экспедиционных и научно-исследовательских работах. Авторы признательны В.С. Шацкому и А.А. Цыганкову за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению данной работы.

Работа выполнена в рамках планов НИР лаборатории геохимии процессов пегматитообразования ИГХ СО РАН (г. Иркутск), лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций и лаборатории процессов минералообразования в условиях высоких давлений ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), а также при поддержке интеграционного проекта РАН и СО РАН по наукам о Земле (ОНЗ-10.3), междисциплинарных и партнерских проектов № 77 и 123 Президиума СО РАН, проекта ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России 2012—2013 гг.» (проект № 2012-1.2.1-12-000-2008-8340), научной школы НШ-6153.2012.5, РФФИ (гранты 08-05-00471-а, 09-05-01181-а, 10-05-00964-а).

ЛИТЕРАТУРА

Алтухов Е.Н., Алтухов Е.Е., Вашурин А.И., Усова Т.Ю. Основы региональной металлогении. М., ИМГРЭ, 2005, 170 с.

Анникова И.Ю., Уваров А.Н., Смирнов С.З., Владимиров А.Г., Гаврюшкина О.А. Геологическая позиция, минеральный состав и возраст Ташелгинского месторождения сподуменовых пегматитов (Горная Шория) // Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Литий России: минерально-сырьевые ресурсы, инновационные технологии, экологическая безопасность» с международным участием. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2011, с. 14—17.

Архангельская В.В. Геотектоническая позиция поясов докембрийских редкометалльных пегматитов // Гранитные пегматиты: проблемы геологической теории и практики. М., ВИМС, 2008, с. 63—76.

Бабин Г.А., Владимиров А.Г. История геологического развития Алтае-Саянской складчатой области // Материалы Десятого юбилейного научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск, ИЗК СО РАН (17—20 октября 2012 г.). Т. 1, Иркутск, ИЗК СО РАН, 2012, с. 25—28.

Беличенко В.Г., Шмотов А.П., Сезько А.И., Ескин А.С., Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Бос Р.Г., Матисон О.Р. Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская горная область). Новосибирск, Наука, 1988, 161 с.

Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Крымский Р.Ш., Ларионов А.Н., Николаева И.В., Серов П.А. Шахтаминская Мо-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (6), с. 764—786.

Большой Алтай: (геология и металлогения). Кн. 1. Геологическое строение / Под ред. Г.Н. Щербы, Б.А. Дьячкова, Н.И. Стучевского. Алматы, Гылым, 1998, 304 с.

Большой Алтай: (геология и металлогения). Кн. 2. Металлогения / Под ред. Г.Н. Щербы, Б.А. Дьячкова, Н.И. Стучевского. Алматы, РИО ВАК РК, 2000, 400 с.

Брынцев В.В. Докембрийские гранитоиды Северо-Западного Присяянья // Новосибирск, Наука, 1994, 184 с.

Буслов И.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.К. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.

Владимиров А.Г., Выставной С.А., Титов А.В., Руднев С.Н., Дергачев В.Б., Анникова И.Ю., Тикунов Ю.В. Петрология раннемезозойских редкометалльных гранитов юга Горного Алтая // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (7), с. 901—916.

Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргополов С.А., Бабин Г.А., Плотников А.В., Гибшер А.С., Изох А.Э., Шокальский С.П., Бибикина Е.В., Журавлев Д.З., Пономарчук В.А., Халилов В.А., Травин А.В. Неопротерозойский возраст древнейших образований Томского выступа Горная Шория на основании U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar изотопного датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999, т. 7, № 5, с. 28—42.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1321—1338.

Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектонометаморфической эволюции Сангилена (ЮВ Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // ДАН, 2005, т. 405, № 1, с. 82—88.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 621—636.

Владимиров А.Г., Ляхов Н.З., Загорский В.Е., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Исупов В.П., Белозеров И.М., Уваров А.Н., Гусев Г.С., Юсупов Т.С., Анникова И.Ю., Бескин С.М., Шокальский С.П., Михеев Е.И., Котлер П.Д., Мороз Е.Н., Гаврюшкина О.А. Литиевые месторождения сподуменовых пегматитов Сибири // Химия в интересах устойчивого развития, 2012, т. 20 (1), с. 3—20.

Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология, 2013, т. 21, № 2, с. 177—201.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Складарев Е.В., Пономарчук В.А. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 22—41.

Государственная геологическая карта РФ м-ба 1:000 000. Алтае-Саянская серия. Лист М-47-Кунгуртуг / Ред. В.Е. Руденко. СПб., ВСЕГЕИ, 2010.

Гусев Г.С., Гушин А.В., Межеловский Н.В., Гусев В.А. Два типа редкометалльного оруденения на территории России: геодинамические модели формирования // Разведка и охрана недр, 2012, № 2, с. 38—43.

Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 587—604.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохронологическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.

Дьячков Б.А. Литиеносные месторождения Восточного Казахстана // Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Литий России: минерально-сырьевые ресурсы, инновационные технологии, экологическая безопасность» с международным участием. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2011, с. 42—48.

Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Щерба Г.Н., Абдрахманов К.А. Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса (Рудный Алтай). Алматы, Гылым, 1994, 208 с.

Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Рахимбаева Б.Б. Редкометалльные рудно-магматические системы и генетические типы месторождений Калба-Нарымской зоны Восточного-Казахстана // Рудно-магматические системы орогенных областей. Ташкент, 2010, с. 331—337.

Загорский В.Е. О роли метамагматизма в петрогенезисе гранитных пегматитов // Генетические типы рудных месторождений. Прикладная геохимия. Вып. 7. Кн. 1. Минералогия и геохимия. М., Изд-во ИМГРЭ, 2005, с. 286—299.

Загорский В.Е., Кузнецова Л.Г. Геохимия сподуменовых пегматитов и щелочно-редкометалльных метасоматитов. Новосибирск, Наука, 1990, 140 с.

Загорский В.Е., Макагон В.М. Проблемы петрологии пегматитовых месторождений редких металлов // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд. Материалы конференции. Т. 1. Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2005, с. 56—59.

Загорский В.Е., Макагон В.М. Проблема связи пегматитов с гранитами и типы гранитно-пегматитовых систем // Современные проблемы геохимии. Материалы Всероссийского совещания, посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона. Т. 2. Иркутск, Изд-во Института географии СО РАН, 2012, с. 60—63.

Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М., Макрыгина В.А., Кузнецова Л.Г. Редкометалльные пегматиты. Т. 2. Гранитные пегматиты. Новосибирск, Наука, 1997, 285 с.

Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М. Систематика гранитных пегматитов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (5), с. 422—435.

Загорский В.Е., Владимиров А.Г., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Анникова И.Ю., Шокальский С.П., Уваров А.Н. Крупные поля сподуменовых пегматитов — индикатор обстановок растяжения континентальной литосферы // Граниты и процессы рудообразования. Материалы научной конференции. М., ИГЕМ РАН, 2010, с. 58—59.

Загорский В.Е., Бескин С.М., Шокальский С.П. Литиеносные пегматиты Восточного Забайкалья // Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Литий России: минерально-сырьевые ресурсы, инновационные технологии, экологическая безопасность» с международным участием. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2011, с. 51—55.

Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М. Геодинамика западной части Монголо-Охотского складчатого пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1578—1586.

Кармышева И.В., Владимирова В.Г., Волкова Н.И., Владимирова А.Г., Крук Н.Н. Два типа высокоградного метаморфизма в Западном Сангиле (Юго-Восточная Тува) // ДАН, 2011, т. 441, № 2, с. 230—235.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикина Е.В., Кирилова Т.И., Котов А.Б., Ковач В.П. О полнотности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических датирований // Петрология, 1999, т. 7, № 6, с. 631—643.

Козлов М.С., Халилов В.А., Стасенко Н.В., Тимкин В.И. Юрская лейкогранит-гранитовая формация Алтая // Геология и геофизика, 1991 (8), с. 44—53.

Короновский Н.В., Демина Л.И. Модель коллизионного вулканизма Кавказского сегмента Альпийского пояса // ДАН, 1996, т. 350, № 4, с. 519—522.

Котлер П.Д. Новые данные о возрасте дайковых поясов северо-западного простирания в Калба-Нарымской зоне Восточного Казахстана // Материалы Десятого юбилейного научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск, ИЗК СО РАН (17—20 октября 2012 г.). Т. 1. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2012, с. 125—127.

Котлер П.Д., Навозов О.В., Травин А.В., Владимирова А.Г., Хромых С.В. Изотопное датирование (U-Pb, Ar-Ar) и геодинамическая интерпретация Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Материалы Десятого юбилейного научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск, ИЗК СО РАН (17—20 октября 2012 г.). Т. 1. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2012, с. 128—130.

Критерии прогноза и оценки литиеворудных сподуменовых пегматитовых районов и полей. Методические рекомендации / Ред. Е.И. Филатов. М., ИМГРЭ, 1990, 82 с.

Крук Н.Н., Владимирова А.Г., Руднев С.Н., Владимирова В.Г., Савиных Я.В., Левченков О.А., Ковач В.П., Киреев А.Д. Внутреннее строение, геодинамическая позиция и U-Pb изотопный возраст Кубадринского гранитоидного батолита (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (6), с. 688—702.

Крук Н.Н., Куйбида М.Л., Владимирова А.Г., Лепехина Е.Н., Травин А.В. Возраст, состав и Sm-Nd изотопная систематика гранитоидов Калба-Нарымской зоны (Восточный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы Всероссийского научного совещания, Иркутск, 9—14 октября 2007 г. Т. 1. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2007, с. 123—125.

Кудрин В.С., Ставров О.Д., Шурига Т.Н. Новый сподуменовый тип танталоносных редкометалльных гранитов // Петрология, 1994, т. 2, № 1, с. 88—95.

Кузнецова Л.Г., Прокофьев В.Ю. Петрогенез аномально богатых литием сподуменовых аплитов месторождения Тастыг (Сангилеенское нагорье, Республика Тыва) // ДАН, 2009, т. 428, № 6, с. 786—791.

Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П. Месторождения лития в редкометалльных пегматитах Республики Тыва // Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Литий России: минерально-сырьевые ресурсы, инновационные технологии, экологическая безопасность» с международным участием. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2011, с. 65—70.

Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Владимирова А.Г., Полянский Н.В., Николаева И.В. U-Pb изотопный возраст, состав и источники плагиогранитов Калбинского хребта (Восточный Казахстан) // ДАН, 2009, т. 424, № 1, с. 84—88.

Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З., Бибикина Е.В., Кирилова Т.И., Козаков И.К., Макаров В.А., Плоткина Ю.В. Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (8), с. 717—731.

Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М., Научный мир, 2004, 612 с.

Ляхов Н.З., Владимирова А.Г., Исупов В.П. Предисловие // Химия в интересах устойчивого развития, 2012, т. 20, № 1, с. 1—2.

Макагон В.М. Геохимия и условия образования гранитоидов и редкометалльных пегматитов Восточно-Саянского пояса // Материалы Всероссийской научной конференции «Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды». Т. 2. Геохимия магматических, метаморфических и метасоматических процессов. Иркутск, Изд-во Института географии СО РАН, 2007, с. 151—155.

Макагон В.М. Литиевые месторождения в редкометалльных пегматитах Восточно-Саянского пояса // Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Литий России: минерально-сырьевые ресурсы, инновационные технологии, экологическая безопасность» с международным участием. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2011, с. 77—81.

Макагон В.М., Лепин В.С., Брандт С.Б. Рубидий-стронциевое датирование редкометалльных пегматитов Вишняковского месторождения (Восточный Саян) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (12), с. 1783—1789.

Навозов О.В., Соляник В.П., Клепиков Н.А., Караваева Г.С., Алимханов Н.К. Нерешенные вопросы пространственной и генетической связи некоторых видов полезных ископаемых с интрузиями Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон Большого Алтая // Геология и охрана недр, Алматы, Каз-Geo, 2011, № 4, с. 66—72.

Поля редкометалльных гранитных пегматитов: геохимическая специализация и закономерности размещения // Под ред. Л.Н. Овчинникова, М.В. Кузьменко. М., Наука, 1976, 332 с.

Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М., Научный мир, 2001, 188 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 545).

Россовский Л.Н. Минерагеническая специализация пегматитовых поясов (на примере Памира и Гиндукуша) // Докл. АН СССР, 1991, т. 319, № 2, с. 447—450.

Россовский Л.Н., Коноваленко С.И. О Южно-Азиатском пегматитовом поясе // Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 3, с. 695—698.

Руднев С.Н., Крук Н.Н., Гусев А.И., Шокальский С.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Левченко О.А. Природа Алтае-Минусинского вулканоплутонического пояса (по данным геохимических и U-Pb-геохронологических исследований гранитоидов) // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: материалы научно-практической конференции, 31 октября — 2 ноября 2001 г., пос. Елань, Кемеровской обл. Новосибирск, Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001, с. 231—242.

Тереমেцкая А.Г., Рябенко В.Е., Чернуха Ф.П., Полетаев И.А., Несмелов Г.Г., Фадеев П.Л. Некоторые закономерности пространственного распределения редкометалльных пегматитов на примере одного района // Вест. Моск. ун-та, 1973, № 3, с. 76—84.

Уваров А.Н., Ляпунов И.А., Юрьев А.А., Ключарев Д.С., Левченко Е.Н., Арнт О.В., Юрьева В.В., Калиш Е.А. Прогнозно-поисковые работы на редкие металлы в пределах Ташелгинского рудного района в Кемеровской области за 2005—2007 гг. Елань, Запсибгеолсъемка, 2007, 410 с.

Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М., Недра, 1988, 382 с.

Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М., Недра, 1993, 451 с.

Хаин В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г. Коллизионный орогенез: модель отрыва субдуцированной пластины океанской литосферы при континентальной коллизии // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 5—16.

Шмакин Б.М. Пегматитовые месторождения зарубежных стран. М., Недра, 1987, 224 с.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М., Гусев Н.И. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / Ред. А.Ф. Морозов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 120 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003а, т. 44 (12), с. 1305—1320.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003б, т. 11, № 6, с. 556—586.

Ярмолюк В.А., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений, 2012, т. 54, № 5, с. 375—399.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.

Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Козловский А.М., Котов А.Б., Шурига Т.Н., Лыхин Д.А., Лебедев В.И., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Яковлева С.З. Редкометалльные гранитоиды месторождения Улуг-Танзек (Восточная Тыва): возраст и тектоническое положение // ДАН, 2010, т. 430, № 2, с. 248—253.

Hong D.W., Wang S.G., Xie X.L., Zhang J.S., Wang T. Granitoids and related metallogeny of the Central Asian Orogenic belt. Tectonic evolution and metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan // Proceedings Volume of the International Symposium of the IGCP-473 Project in Urumqi and Guidebook of the Field Excursion in Xinjiang, China: August 9—21, 2003 / Eds. J. Mao, R.J. Goldfarb, R. Seltman, D. Wang, W. Xiao, C.J.R. Hart. IAGOD Guidebook Series 10: CERCAMS/NHM London, 2003, p. 75—106.

- Kesler S.E., Gruber P.W., Medina P.A., Keolian G.A., Everson M.P., Wallington T.J.** Global lithium resources: relative importance of pegmatite, brine and other deposits // *Ore Geol. Rev.*, 2012, v. 48, p. 55—69.
- Kostitsyn Y.A., Vystavnoi S.A., Vladimirov A.G.** Age and genesis of the spodumene-bearing granites of the SW Altai (Russia): an isotopic and geochemical study // *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 1998, v. 42, № 1, p. 60—63.
- Kuznetsova L.G.** Uncommon rare-elements spectrum and geochemical evolution of the Tastyg spodumene granitoids (South Siberia, Russia) // *Estudios Geológicos*, 2009, v. 19, № 2, p. 150—155.
- Kuznetsova L.G.** Geochemical evolution and petrogenesis of rare element pegmatites in the Solbelder river basin (South Siberia, Russia) // *Ass. Geol. Argentina*, 2011, Serie D, № 14, p. 119—122.
- Kuznetsova L.G., Shokalsky S.P., Sergeev S.A.** Rare-element pegmatites and pegmatite-bearing granites in the Sangilen mountain area: age, petrogenesis and tectonic setting // *Large Igneous Provinces of Asia: mantle plumes and metallogeny (Abstract volume)*. Irkutsk, Petrographica, 2011, p. 138—141.
- Li J.Y., Xiao W., Wang K., Sun G., Gao L.** Neoproterozoic—Paleozoic tectonostratigraphy, magmatic activities and tectonic evolution of eastern Xinjiang, NW China. Tectonic evolution and metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan // *Proceedings Volume of the International Symposium of the IGCP-473 Project in Urumqi and Guidebook of the Field Excursion in Xinjiang, China: August 9—21, 2003* / Eds. J. Mao, R.J. Goldfarb, R. Seltmann, D. Wang, W. Xiao, C. Hart. IAGOD Guidebook Series 10: CERCAMS/NHM London, 2003, p. 31—74.
- Liu W., Liu C.Q., Masuda A.** Complex trace-element effects of mixing-graftional crystallization composite processes: applications to the Alraer granite pluton, Altay Mountains, Xingjiang, Northwestern China // *Chem. Geol.*, 1997, v. 135, p. 103—124.
- Liu F., Zhang Z.X., Li Q., Qu W.J., Li C.** New age constraints on Koktokay pegmatite No.3 Vein, Altay Mountains, Xinjiang: evidence from molybdenite Re-Os dating // *Miner. Deposita*, 2012, v. 3, № 5, p. 1111—1118 (in Chinese, with English abstract).
- Martin R.F., De Vito K.** The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting // *Canad. Miner.*, 2005, v. 43 (6), p. 2027—2048.
- Partington G.A.** Environment and structural controls on the intrusion of the giant rare metal Greenbushes pegmatites, western Australia // *Econ. Geol.*, 1990, v. 85, № 3, p. 437—456.
- Simmons W.B., Webber K.L., Falster F.U., Nizamoff J.W.** Pegmatology: pegmatite petrology and petrogenesis. Rubellite Press, New Orleans, Louisiana, 2003, 176 p.
- Tkachev A.V.** Evolution and metallogeny of granitic pegmatites associated with orogens throughout geological time // *Geol. Soc., London, Special Publications*. 2011, v. 350, p. 7—23.
- Wang D.H., Chen Y.C., Xu Z.G., Li T.D., Fu X.J.** The ore-forming series and law in Altay ore-forming province. Beijing, Yuanzineng Publish House, 2002, 493 p. (in Chinese).
- Wang Jingbin, Zhang Jingbon, Ding Rufu, Fang Tonghui.** Tectono-metallogenic system in the Altay orogenic belt, China // *Acta Geol. Sinica*, 2000, v. 74, № 3, p. 485—491.
- Windley B.F., Kröner A., Guo J.H., Qu G.S., Li Y., Zhang C.** Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai orogen, NW China: new zircon age data and tectonic evolution // *J. Geol.*, 2002, v. 110, p. 719—737.
- Zagorsky V.Ye.** Deep fluid flow—melt interaction and problems of granite-pegmatite system petrogenesis // *Memorias Universidade do Porto*, 2007, № 8, p. 58—59.
- Zagorsky V.Ye.** On emplacement of compositionally heterogeneous pegmatite melts: petrogenetic implications // *Estudios Geológicos*, 2009, v. 19, № 2, p. 365—369.
- Zagorsky V.** The Zavitaya lithium-rich granite-pegmatite system, Central Transbaikalia, Russia: geology, geochemistry, petrogenetic aspects // *Asociación Geológica Argentina*, 2011, Serie D. Publication Especial, № 14, p. 229—232.
- Zagorsky V., Makagon V.** On the problem of granite-pegmatite relationships: type of granite-pegmatite systems // *Contributions to the 6th International symposium on granitic pegmatites*. New Orleans, Rubellite Press, 2013, p. 162—163.
- Zheng-Hang Lv., Zhang H., Tang Y., Guan S.-J.** Petrogenesis and magmatic-hydrothermal evolution time limitation of Kelumute № 112 pegmatite in Altay, Northwestern China: evidence from zircon U-Pb and Hf isotopes // *Lithos*, 2012, v. 154, p. 374—391.
- Zhao Z.H., Wang Z.G., Zou T.R., Masuda A.** The REE, isotopic composition of O, Pb, Sr and Nd and petrogenesis of granitoids in the Altai region // *Progress of solid-earth sciences in northern Xinjiang, China* / Ed. G.Z. Tu. Beijing, Sci. Press, 1993, p. 239—266 (in Chinese).
- Zhu Y.-F., Yishan Z., Libing Gu.** Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite No. 3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altay Mountains, northwest China // *J. Asian Earth Sci.*, 2006, v. 27, p. 61—77.

Поступила в редакцию
20 марта 2013 г.