

ГЕНЕЗИС КАТУГИНСКОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ: МАГМАТИЗМ
ПРОТИВ МЕТАСОМАТОЗА

Е.В. Скляр^{1,2}, Д.П. Гладкочуб¹, А.Б. Котов³, А.Е. Старикова^{4,5}, В.В. Шарыгин^{4,5},
С.Д. Великославинский³, А.М. Ларин³, А.М. Мазукабзов¹, Е.В. Толмачева³, Е.А. Хромова⁶

¹ФГБУН Институт земной коры СО РАН, ул. Лермонтова 128, г. Иркутск, 664033; e-mail: skl@crust.irk.ru

²ФГАОУВПО Дальневосточный федеральный университет, ул. Суханова 8, г. Владивосток, 690950

³ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова 2, Санкт-Петербург, 119034

⁴ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, пр-т Коптюга 3, г. Новосибирск, 630090;
e-mail: sklr@mail.ru

⁵ФГАОУВО Новосибирский государственный университет, ул. Пирогова 2, г. Новосибирск, 630090

⁶ФГБУН Геологический институт СО РАН, ул. Сахьяновой 6, г. Улан-Удэ, 670047; e-mail: lena.khromova00@mail.ru

Поступила в редакцию 28 мая 2015 г.

В статье рассмотрены аргументы в пользу магматического или метасоматического генезиса Катугинского редкометалльного месторождения. Геолого-минералогические особенности месторождения свидетельствуют в пользу его магматического генезиса: 1) конфигурация массива, вмещающего оруденение, и особенности локализации в его пределах различных типов гранитоидов (биотитовых, биотит-амфиболовых, амфиболовых и эгирин-амфиболовых); 2) геохимические характеристики пород массива, соответствующие А-типу гранитов (высокая щелочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ до 12.3 %), чрезвычайно высокая железистость ($f = 0.96\text{--}1.00$), очень высокие содержания большинства некогерентных элементов (Rb, Li, Y, Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U, Zn, Ga, REE) и фтора, а также низкие концентрации Ca, Mg, Al, P, Ba и Sr); 3) особенности состава породообразующих минералов (высокая железистость и повышенные содержания фтора); 4) отсутствие признаков декларированной ранее метасоматической зональности и последовательного замещения породообразующих минералов, соответствующих фронтам замещения инфильтрационной метасоматической зональности. Одинаковый (в пределах погрешности метода) возраст безрудных (2066 ± 6 млн лет) и рудных (2055 ± 7 млн лет) гранитоидов и особенности проявления рудной минерализации свидетельствуют в пользу того, что процессы рудогенерации происходили на магматической стадии эволюции массива. Характер проявления и особенности взаимоотношений рудных минералов позволяют предполагать их кристаллизацию непосредственно из богатого фтором алюмосиликатного расплава, а также при ликвации расплава на алюмосиликатный и фторидный или алюмофторидный.

Ключевые слова: магматизм, метасоматоз, минералогия, Катугинское редкометалльное месторождение, Забайкальский край.

ВВЕДЕНИЕ

Александр Павлович Смелов по праву принадлежит к числу выдающихся исследователей северо-востока Азии. Его многочисленные статьи и монографии [17, 20, 25, 33, 34 и др.] посвящены главным образом обсуждению ключевых проблем тектоники, геологии и метаморфизма раннедокембрийских комплексов Алданского и Анабарского щитов. Однако очень часто в них четко акцентировалась металлогеническая направленность и затрагивались разные аспекты золотоносности, алмазносности и платиноносности этих

регионов [6, 14, 18, 19, 27, 28 и др.]. Редкометалльные месторождения не входили в круг главных интересов А.П. Смелова. Но, зная его деятельный характер, мы уверены, что расположенные на «подведомственной» ему территории редкометалльные месторождения рано или поздно оказались бы вовлеченными в сферу его исследований. Поэтому нам показалось уместным предложить для спецвыпуска журнала «Тихоокеанская геология», посвященного памяти А.П. Смелова, статью об уникальном Катугинском редкометалльном месторождении, расположенном в юго-западной

части Алданского щита – совсем рядом с Олондинским зеленокаменным поясом, изучению которого А.П. Смелов посвятил многие годы своей жизни.

Катугинское редкометалльное месторождение расположено в Каларском районе на севере Забайкальского края. Оно относится к категории уникальных месторождений и по запасам Ta-Nb-Y руд является одним из крупнейших докембрийских месторождений России [11]. Помимо Ta, Nb и Y месторождение содержит промышленные концентрации Zr, U, REE и криолита.

С момента открытия и разведки месторождения оно было отнесено к щелочным метаморфогенным метасоматитам, приуроченным к глубинным разломам и не имеющим связи с магматизмом [1–3 и др.]. В современных сводках по магматизму и металлогении Сибири, а также Центральной и Восточной Азии [29, 30] метасоматический генезис руд этого месторождения также не подвергается сомнению. По существу, авторы указанных обзоров, не имея собственных данных, просто приняли точку зрения русских геологов об его происхождении.

Однако в последнее десятилетие обозначилась и получает все больше подтверждений альтернативная точка зрения о магматическом генезисе Катугинского месторождения, связанного с щелочными гранитами [5, 7–10]. Кроме того, существуют представления, формально объединяющие альтернативные точки зрения [11, 15]. В соответствии с ними граниты не связаны с процессами рудообразования, им отводится та же роль, что и метаморфическим породам – роль субстрата, на который воздействовали не связанные с гранитами метасоматические процессы, ответственные за оруденение.

Сторонники метасоматического генезиса руд Катугинского месторождения [1–3, 11, 15, 16] приводят разнообразные и разносторонние аргументы в пользу своей точки зрения, в то время как приверженцы

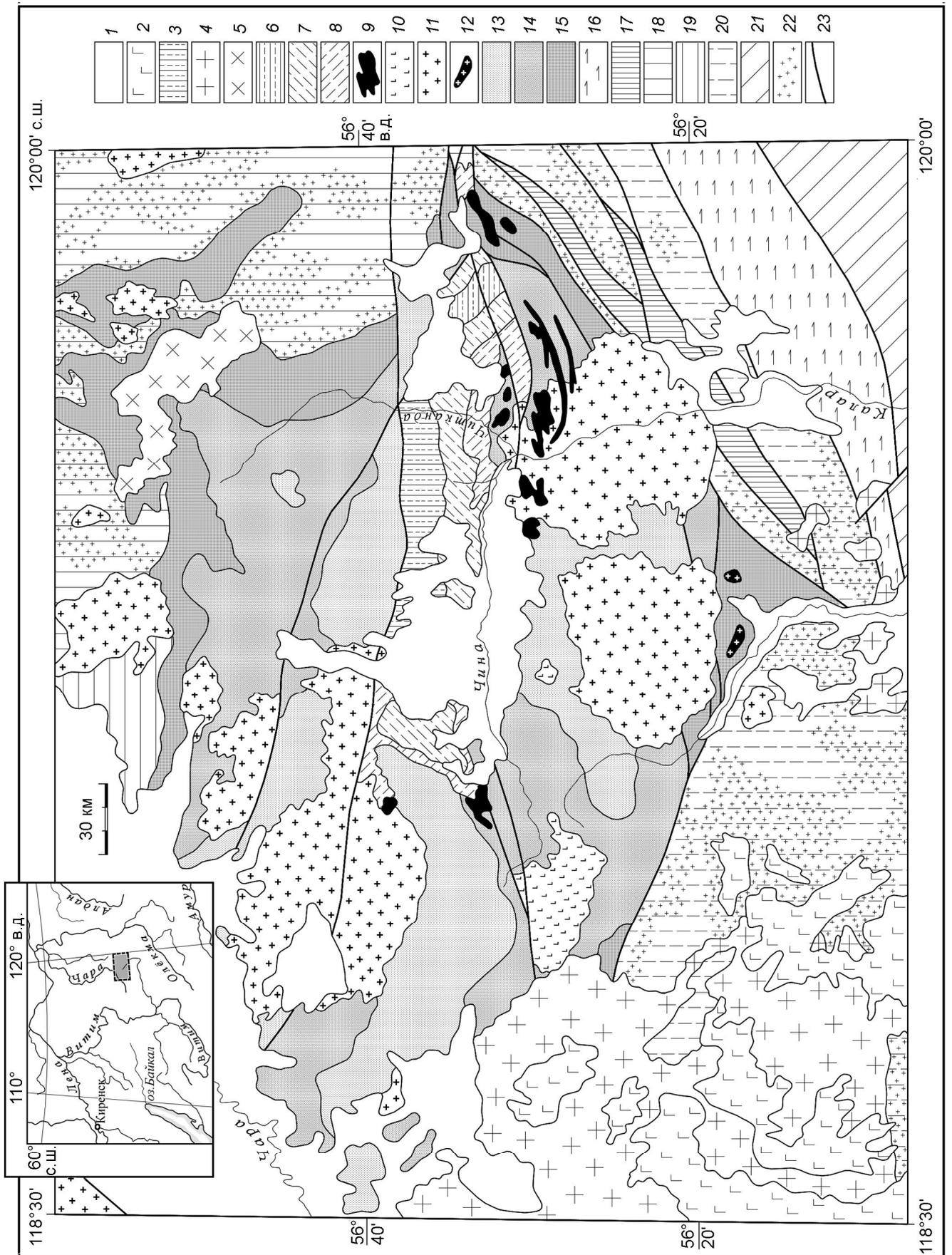
магматического генезиса [5, 7–10] ограничиваются констатацией своей позиции в отношении природы рудовмещающих комплексов. В этом плане целесообразно оценить аргументацию альтернативных точек зрения, опираясь на опубликованные ранее данные и результаты исследований последних лет.

Катугинское комплексное редкометалльное месторождение расположено в южной краевой части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита, в непосредственной близости от южной границы Станового структурного шва, отделяющего этот геоблок от Селенгино-Становой области Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1). К этому месторождению относят два относительно небольших массива щелочных гранитов (3 и 18 км²), обогащенных минералами редких и редкоземельных элементов, которые локализованы в пределах субширотной Калаканской тектонической зоны, протягивающейся вдоль южной краевой части раннепротерозойского Кодаро-Удоканского прогиба, сложенного преимущественно метатерригенными породами удоканской надсерии (рис. 2). Как уже отмечалось выше, в настоящее время щелочные граниты Катугинского месторождения рассматриваются либо как метасоматические [1–3, 15, 16 и др.], либо как магматические [5, 7–10] образования. В дальнейшем мы будем называть их гранитами, однако на заимствованных из более ранних публикаций [15] картах и схемах будет сохранена терминология, отражающая представления цитируемых авторов о происхождении этих пород.

В ходе разведки Катугинского месторождения массивы гранитов, к которым оно приурочено, получили названия «Восточный» и «Западный» участки [15]. При этом главный объем разведочных работ был сосредоточен в пределах Восточного массива (рис. 2), где были пробурены более ста скважин, пройдено большое количество разведочных канав и две протяженные штольни. К сожалению, огромный

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Удоканской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба (по [13]).

1 – четвертичные отложения; 2 – платобазальты (N₂-Q); 3 – юрские угленосные терригенные отложения; 4 – граниты, гранодиориты, граносиениты и монцониты ингамакитского комплекса (PZ₃); 5 – нефелиновые сиениты, граносиениты и монцониты ханинского комплекса (PZ₃); 6 – пестроцветные отложения ордовика; 7 – пестроцветные отложения кембрия; 8 – пестроцветные отложения венда; 9 – габбро-долериты, габбро и долеритовые порфириты доросского комплекса; 10 – расслоенные плутоны чинейского комплекса; 11 – граниты кодарского комплекса; 12 – редкометалльные граниты катугинского комплекса; 13–15 – карбонатно-терригенные отложения удоканской надсерии: 13 – кеменская подсерия, 14 – чинейская подсерия, 15 – кодарская серия; 16 – анортозиты каларского комплекса; 17 – слабометаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи субганского комплекса; 18 – тоналит-трондьемитовые ортогнейсы олекминского комплекса; 19 – чарская толща (гранат-биотитовые и гранат-гиперстен-биотитовые (± силлиманит, ± кордиерит) плагиогнейсы, основные кристаллические сланцы, кварциты и магнетитовые кварциты); 20 – каларская толща (гранат-биотитовые (± силлиманит, ± гиперстен) плагиогнейсы с прослоями и линзами дупироксеновых кристаллических сланцев, известково-силикатных пород, кварцитов и магнетитовых кварцитов); 21 – метаморфические и магматические комплексы Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса; 22 – области широкого распространения докембрийских гранитоидов; 23 – разрывные нарушения.



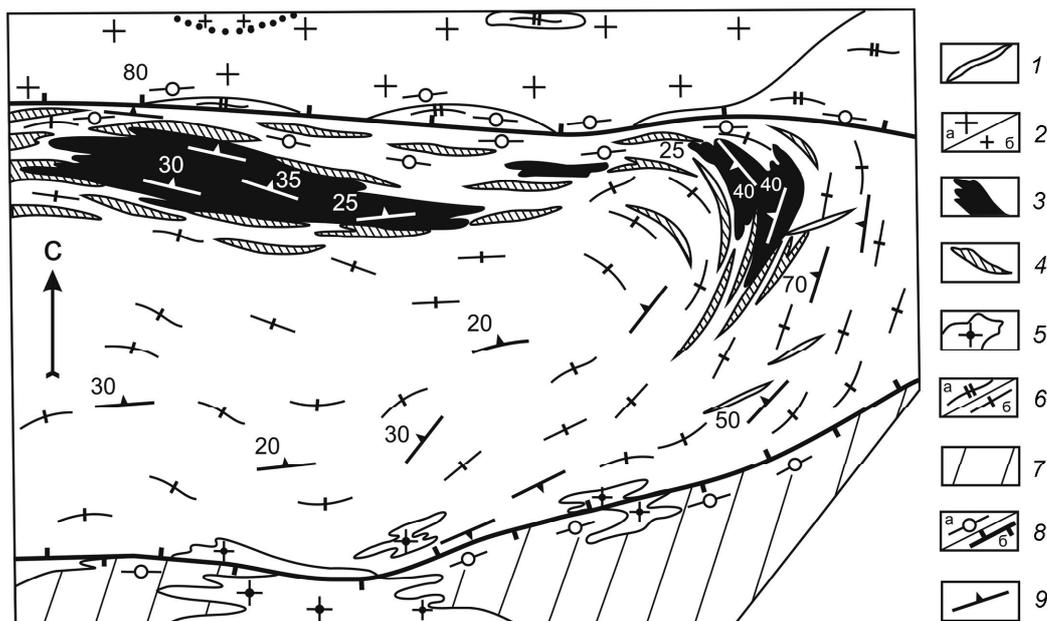


Рис. 2. Схема размещения высокотемпературных натриевых метасоматитов в троговом комплексе (по [15]. Название рисунка и условные обозначения по цитируемой работе).

1 – дайки диоритовых порфиритов; 2 – рапаквивоподобные граниты эпиplatformенного массива раннего протерозоя (а – крупно- и среднезернистые, б – мелкозернистые); 3 – высокотемпературные натриевые метасоматиты; 4 – мелкозернистые порфиробластовые гнейсы, мигматиты; 5 – синметаморфические плагиограниты нижнего протерозоя; 6 – метаосадочные породы нижнего протерозоя (а – протоplatformенного прогиба, б – трогового комплекса); 7 – архейский фундамент; 8 – дизъюнктивы (а – сланцеватость пород разломов, б – тектонические швы, ограничивающие трог); 9 – элементы залегания гнейсовидности и сланцеватости.

массив аналитических данных, включающих разрезы по скважинам, анализы пород и минералов и т.п., содержится только в производственных отчетах и не доступен для большинства специалистов. Западный, более крупный массив гранитов на 80 % перекрыт моренными отложениями и изучен гораздо хуже.

Восточный массив гранитов Катугинского месторождения имеет сердцеобразную форму (рис. 3). Западный блок тела сложен массивными или слабо гнейсовидными биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранитами с амфиболовыми и эгирин-амфиболовыми гранитами в северной краевой части. Восточный блок имеет более сложное строение с обратным соотношением упомянутых типов гранитов. К этой же части массива приурочена большая часть рудных тел, представленных теми же гранитами, но обогащенными рудными минералами. Вмещающие этот массив породы представлены разнообразными по составу гнейсами, кристаллическими сланцами и мигматитами.

Главные рудные минералы Катугинского месторождения представлены пироксеном, колумбитом (Ta, Nb, REE), флюоцитом, гагаринитом, иттрофлюоритом, твейтитом, бастнезитом (REE, Y), цирконом (Zr) и криолитом. Более полный список породообразую-

щих и рудных минералов приведен в таблице. Особо следует отметить, что криолит присутствует в виде прожилково-вкрапленных выделений и гнездовых обособлений в гранитах, а также слагает крупное обособленное тело в южной части восточного блока Восточного массива. Мощность этого тела достигает 10 м. По простиранию оно прослежено на 200 м.

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ КАТУГИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Наиболее четко главные аргументы в пользу метасоматического генезиса рудоносных гранитов Катугинского месторождения сформулированы в одной из последних публикаций В.В. Архангельской с соавторами [2, с. 153]:

1. Зональное строение рудной залежи с явлениями замещения породообразующих минералов ее внешних зон породообразующими минералами внутренних зон и в том же направлении – ранних генераций рудообразующих и рудных минералов поздними генерациями.

2. Переходы между минеральными типами метасоматитов соответствуют фронтам замещения инфильтрационной метасоматической зональности: каждый переход характеризуется полным замеще-

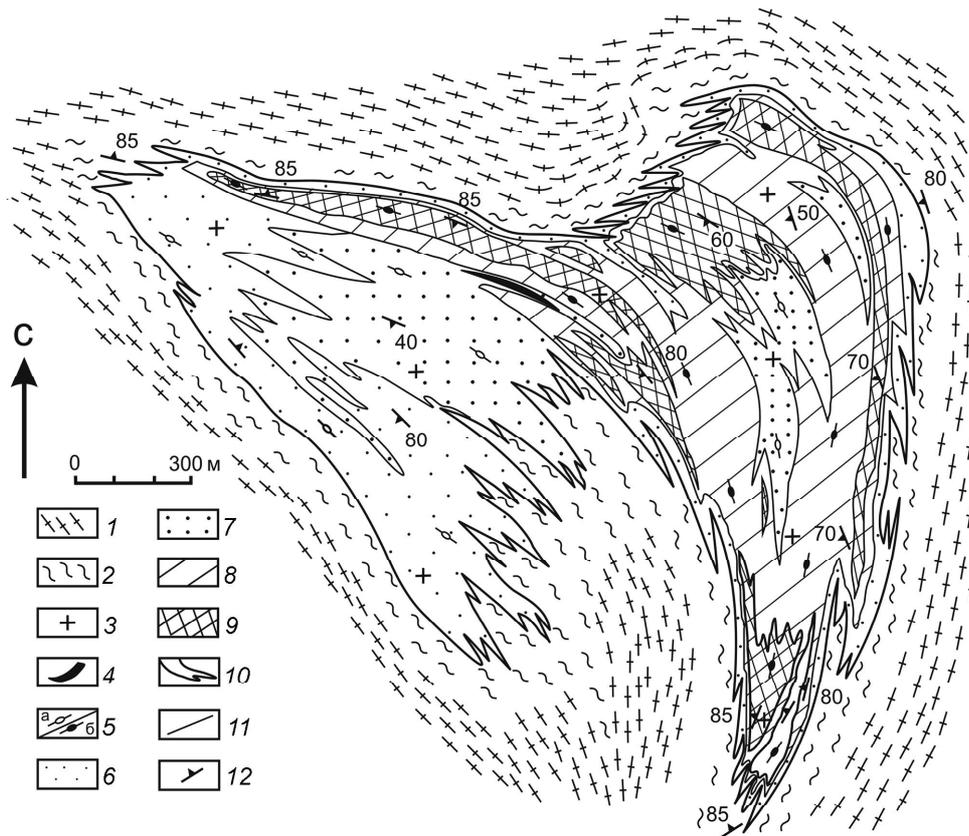


Рис. 3. Строение восточного тела метасоматитов (по [15], с небольшими упрощениями. Название рисунка и условные обозначения по цитируемой работе).

1–4 – исходные метаморфические и магматические породы и тектониты: 1 – преимущественно биотитовые, реже биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы, 2 – мигматиты, гранитизированные гнейсы и кристаллические сланцы, 3 – граниты, 4 – жилы пегматитов, аплитов; 5 – тектониты (а – относительно слабо рассланцованные породы (очково-сланцевые граниты), б – бластомилониты, бластокатаклазиты); 6–9 – метасоматиты: 6 – биотитовые, 7 – биотит-амфиболовые, 8 – амфиболовые, 9 – эгирин-амфиболовые; 10 – контур гранитного тела; 11 – границы метасоматических зон (разных типов гранитов по мнению авторов настоящей статьи); 12 – элементы залегания сланцеватости.

нием одного порообразующего минерала другим (биотита – амфиболом, амфиболом – эгирином), состав каждой метасоматической зоны более или менее постоянный и не зависит от мощности зоны.

3. Наличие ксенолитов пород субстрата – биотитовых метапелитов, диабазовых порфиритов – во внутренних частях рудной залежи.

4. Наличие в цирконах месторождения реликтовых ядер с возрастом, соответствующим возрасту пород, вмещающих залежь, или возрасту кластических цирконов, содержащихся в этих породах.

5. Низкие (150–300 °C) – гидротермальные – величины температур образования минералов руд месторождения (кварца, флюорита, гагаринита, криолита) и температур гомогенизации включений в них (максимальные значения 450–500 °C).

6. Сохранение в породах залежи на отдельных ее участках поверхностей напластования метапелитов,

замещенных метасоматитами, и волноприбойных знаков на этих плоскостях.

Рассмотрим эти аргументы по порядку.

1–2. Из перечисленных аргументов, безусловно, наиболее важными являются первые два. И они были бы вполне достаточными для утверждения о метасоматической природе месторождения при условии их надежного обоснования. Однако именно обоснование метасоматической зональности и сопровождающей ее формирование закономерной смены ассоциаций порообразующих минералов вызывают сомнения. В первую очередь необходимо отметить, что конфигурация наиболее хорошо изученного Восточного массива гранитов (рис. 3) больше соответствует магматическому телу, а не приразломной зоне метасоматитов. При этом «мощность» этого массива (более километра) также трудно объяснить с позиций инфильтрационного механизма его образования. Во всех публика-

Таблица. Минералы, выявленные в щелочных гранитах, криолитовых породах (+ фторалюминатные обособления в гранитах) и в качестве кристаллических включений в цирконе, Катугинский массив, Забайкалье.

Минерал	Формула	Щелочные граниты	Вкл. в цирконе	Криолит. породы
Кварц	SiO ₂	+	+	+
Калишпат	KAlSi ₃ O ₈	+	+	+
Альбит	NaAlSi ₃ O ₈	+	+	+
Циркон	ZrSiO ₄	+		+
Торит	ThSiO ₄	+	+	+
Аннит-фтораннит	KFe ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH,F) ₂ - KFe ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (F,OH) ₂	+	+	+
Полилитионит	KLi ₂ AlSi ₄ O ₁₀ (F,OH) ₂	+		+
Гидротетраферрианнит	(H ₂ O,K)Fe ₃ FeSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂	+		
Эгирин	NaFeSi ₂ O ₆	+	+	+
Na-Fe-амфибол (подгруппа)	(Na,K)Na ₂ Fe ²⁺ ₄ Fe ³⁺ Si ₈ O ₂₂ (F,OH) ₂	+		+
Астрофиллит	(K,Na) ₃ (Fe,Mn,Zn) ₇ (Ti,Nb,Sn) ₂ Si ₈ O ₂₄ (O,OH) ₇	+		+
Бафертисит	Ba ₂ (Ti,Sn) ₂ (Fe,Mn) ₄ (Si ₂ O ₇) ₂ O ₂ (OH) ₂ (F,OH) ₂	+		+
Fe-хлорит		+	+	
Пирохлор (надгруппа)	(Ca,Na,REE,Y,Pb) ₂ Nb ₂ O ₆ (OH,F)	+	+	+
Колумбит-(Fe)	(Fe,Mn)Nb ₂ O ₆	+		+
Фергусонит-(Y)	YNbO ₄	+	+	
Самарскит-(Y)	(Y,Ce,U,Fe) ₃ (Nb,Ta,Ti) ₅ O ₁₆	+	+	
Эвксенит-(Y)	(Y,Ca,Ce,U,Th)(Nb,Ta,Ti) ₂ O ₆	+		
Ферберит	(Fe,Mn)WO ₄	+		+
Псевдобрукит	Fe ₂ TiO ₅	+		
Псевдорутил	Fe ₂ Ti ₃ O ₉	+		
Ильменит	(Fe,Mn)TiO ₃	+		+
Магнетит	FeFe ₂ O ₄	+		+
Рутил	TiO ₂	+		+
Касситерит	SnO ₂	+	+	+
Церианит-(Ce)	(Ce,Th)O ₂			+
Гётит	(Fe,Mn)O(OH)	+	+	+
Сидерит	(Fe,Mn)CO ₃	+	+	+
Родохрозит	(Mn,Fe)CO ₃			+
Кальцит	CaCO ₃	+		+
Бастнезит-(Ce)	(Ce,La,Nd)(CO ₃)F	+	+	+
Паризит-(Ce)	Ca(Ce,La,Nd) ₂ (CO ₃) ₃ F ₂	+		
Синхизит-(Ce)	Ca(Ce,La,Nd)(CO ₃) ₂ F		+	
Фторапатит	Ca ₅ (PO ₄) ₃ F	+		
Монацит-(Ce)	(Ce,La,Nd)PO ₄	+	+	
Ксенотим-(Y)	YPO ₄	+	+	
Ксенотим-(Yb)	(Yb,Y)PO ₄		+	
Чералит-(Ce)	(Ce,Th,Ca)(P,Si)O ₄	+		
Барит	(Ba,Sr)SO ₄	+		+
Галенит	PbS	+	+	
Сфалерит	ZnS	+		+
Молибденит	MoS ₂	+		
Пирротин	Fe _{1-x} S	+		
Пирит	FeS ₂	+		+
Халькопирит	CuFeS ₂	+		+
Борнит	Cu ₅ FeS ₄	+		
Висмутин	Bi ₂ S ₃	+	+	
Свинец	Pb	+		
Висмут	Bi	+	+	
Флюорит + Y-флюорит	(Ca,Y)F ₂	+	+	+
Криолит	Na ₃ AlF ₆	+	+	+

Таблица. (Продолжение).

Минерал	Формула	Щелочные граниты	Вкл. в цирконе	Криолит. породы
Эльпасолит	K_2NaAlF_6			+
Симмонсит	Na_2LiAlF_6			+
Твейтит-(Y)	$Ca_{1-x}Y_xF_{2+x}$, $x \approx 0.3$	+	+	+
«Ba-Sr-Твейтит-(Y)»	$(Ba,Sr,Ca)_{1-x}Y_xF_{2+x}$, $x \approx 0.3$			+
Гагаринит-(Y)	$NaCaYF_6$	+	+	+
Флюоцерит-(Ce)	$(Ce,La,Nd)F_3$	+	+	+
Хиолит	$Na_5Al_3F_{14}$		+	+
Нейборит	$NaMgF_3$			+
Веберит	Na_2MgAlF_7			+
Усовит	$Ba_2CaMgAl_2F_{14}$			+
Ва-фторалюминаты	$BaAlF_4(OH)$, $BaCa_2AlF_9$, $BaCa_4AlF_{13}$			+
H ₂ O-ОН-фторалюминаты	Прозопит, томсенолит, пахнолит и др.	+		+

Примечание. Таблица составлена по новым данным авторов (петрографические шлифы и результаты исследований на сканирующем микроскопе), а также с привлечением литературных источников [1–3, 10, 21, 31, 32, 35]. В подгруппу Na-Fe-амфиболов включены фтористые члены родов ликеита, нибейта, арфведсонита и рибекита (см. [22, 31, 32]).

циях, обосновывающих метасоматическую природу гранитов Катугинского месторождения [1–3, 15, 16 и др.], не приведено ни одного детального разреза, свидетельствующего о реально существующей метасоматической зональности с последовательной сменой минеральных парагенезисов. Из приведенных карт (рис. 3) хорошо видна сложная картина строения массива, позволяющая авторам публикации [15] говорить о рудных столбах, рудных залежах, но не о классической зональности, отвечающей инфильтрационному механизму метасоматоза.

По старым магистральным канавам, хорошо промытым за многие годы и соответственно хорошо обнаженным, нами был изучен профиль краевой части западного блока Восточного массива (рис. 4). Большая часть профиля сложена мелко- и среднезернистыми гнейсовидными арфведсонитовыми гранитами, среди которых встречаются эгирин-арфведсонитовые граниты. Контакты между этими разновидностями гранитов постепенные. В юго-западной части разреза преобладают эгирин-арфведсонитовые граниты, где наблюдались их соотношения с вмещающими мелкозернистыми биотитовыми гнейсами. Гнейсы в зоне контакта имеют роговиковоподобный облик. В северной части профиля в арфведсонитовых гранитах обнаружен ксенолит биотитовых кристаллических сланцев и дайка зеленых диабазов. Кроме того, в гранитах встречены отдельные дискордантные жилы пегматитов (мощность до 3 м), пегматоидных арфведсонитовых гранитов (мощность до 2 м) и среднезернистых эгириновых гранитов с астрофиллитом (мощность до 10 см). Контакт гранитов с биотитовыми гнейсами (полностью обнажен)

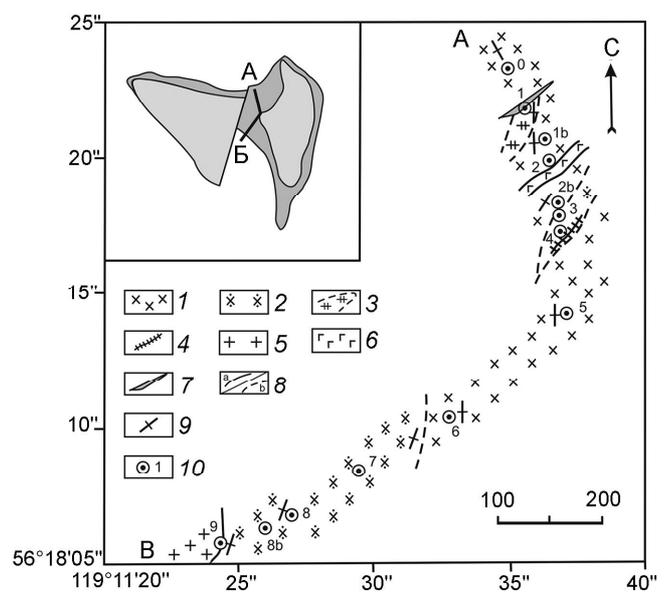


Рис. 4. Разрез западной краевой части восточного сегмента Восточного тела.

1 – арфведсонитовые с-к/з граниты; 2 – эгирин-арфведсонитовые с-к/з граниты; 3 – биотитовые кристаллические сланцы; 4 – жила эгириновых гранитов с астрофиллитом (вне масштаба); 5 – биотитовые м/з гнейсы; 6 – диабазы; 7 – жила кварца; 8 – геологические границы закартированные (а) и постепенные или предполагаемые (б); 9 – элементы гнейсовидности в гранитах; 10 – точки наблюдений.

На врезке (по [15]) показано положение разреза в массиве. Оттенками серого показаны щелочные граниты (светлые), в том числе рудные (темные).

не постепенный и не тектонизированный. Гнейсы в зоне контакта имеют роговиковоподобный облик. Биотитовые и биотит-амфиболовые граниты по профилю не встречались, однако по данным изучения керн скважин, их контакт с арфведсонитовыми гранитами достаточно резкий. Поэтому, учитывая отмеченные выше соотношения главных разновидностей гранитов Восточного массива и присутствие в них секущих жил эгириновых и арфведсонитовых гранитов, можно говорить о разных фазах внедрения, но не о метасоматической зональности.

Петрографические исследования пород массива показали, что описанное в [2] замещение биотита амфиболом, а последнего – эгирином, не соответствует действительности. Взаимоотношения темноцветных минералов в случае их совместного присутствия (биотит-амфибол, амфибол-эгирин) свидетельствуют либо об их одновременном росте, либо о соответствующем порядке в образовании минералов в процессе кристаллизации магмы.

3. Включения метаморфических пород в гранитах можно с одинаковым успехом трактовать и как реликты первичных пород в метасоматитах, и как обычные ксенолиты в гранитах.

4. Присутствие древних ядер в цирконах гранитов Катугинского месторождения, возраст которых соответствует возрасту «метасоматизируемых пород», является весьма спорным, поскольку для обоснования этого положения были использованы только результаты термоизохронных Pb-Pb изотопных исследований [2]. Систематические U-Pb (ID TIMS) геохронологические исследования акцессорных цирконов из «безрудных» и «рудных» гранитов Катугинского месторождения свидетельствуют о том, что они имеют практически одинаковый возраст (соответственно 2066 ± 6 и 2055 ± 7 млн лет) [5, 7]. При этом морфологические особенности изученных цирконов, присутствие в них расплавленных и кристаллических включений и, наконец, особенности распределения элементов-примесей однозначно свидетельствуют об их магматическом происхождении [5, 7, 10].

5. Низкие температуры минералообразования, зафиксированные по данным криометрического изучения и гомогенизации флюидных включений в кварце, флюорите, гагарините и криолите гранитов Катугинского месторождения [2], – весомый, но явно недостаточный аргумент для обоснования гидротермально-метасоматической природы этих минералов, поскольку такие включения нередко фиксируют не начало их кристаллизации, а разные стадии остывания системы. Наиболее же важным результатом

проведенных исследований нам представляется преобладание в солевой фазе флюидных включений NaF и NaCl, что может быть связано как с эволюцией щелочного гранитного расплава, так и с эволюцией автономной гидротермально-метасоматической системы.

6. Сохранность волноприбойных знаков и других признаков осадочного происхождения [2] в «реликтах осадочных пород» среди гранитов, которым приписывается метасоматическое происхождение, на наш взгляд, не требует комментариев, поскольку вмещающие их метаморфические породы обладают прекрасно выраженной кристаллизационной сланцеватостью и метаморфической полосчатостью, а условия их метаморфизма отвечают высокотемпературной амфиболитовой фации. Сохранность первично осадочных структур в таких породах попросту невозможна.

Таким образом, аргументы в пользу метасоматического генезиса щелочных гранитов Катугинского месторождения либо не выдерживают критики, либо допускают разную интерпретацию, и в том числе в пользу их магматического происхождения. Выше, при обсуждении этих аргументов, уже приводились данные, которые указывают на магматическую природу щелочных гранитов рассматриваемого месторождения, к ним еще можно добавить следующие:

1. Граниты Катугинского месторождения обладают повышенной и высокой щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ до 12.3 %), чрезвычайно высокой железистостью ($f = 0.96-1.00$) и характеризуются очень высокими содержаниями большинства некогерентных элементов (Rb, Li, Y, Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U, Zn, Ga, REE за исключением Eu) и фтора, а также низкими содержаниями Ca, Mg, Al, P, Ba и Sr [8, 9]. Высокая железистость характерна и для породообразующих темноцветных минералов этих гранитов. В частности, слюда в них представлена практически чистым аннитом с содержанием MgO от долей процента до 2 мас. %, в то время как в биотитах вмещающих их метаморфических пород содержание оксида магния составляет 6–10 мас. % [2]. При этом какие-либо признаки массового выноса из гранитов относительно малоподвижного магния не установлены. В то же время высокая железистость породообразующих темноцветных минералов полностью соответствует типичным характеристикам внутриплитных щелочных гранитов А-типа [4 и др.].

2. Содержание фтора в рассматриваемых гранитах варьирует от 0.16 до 2.80 мас. % [8, 9]. Такое высокое содержание фтора в гранитах сложно объяснить наложением более поздней рудной минерализации,

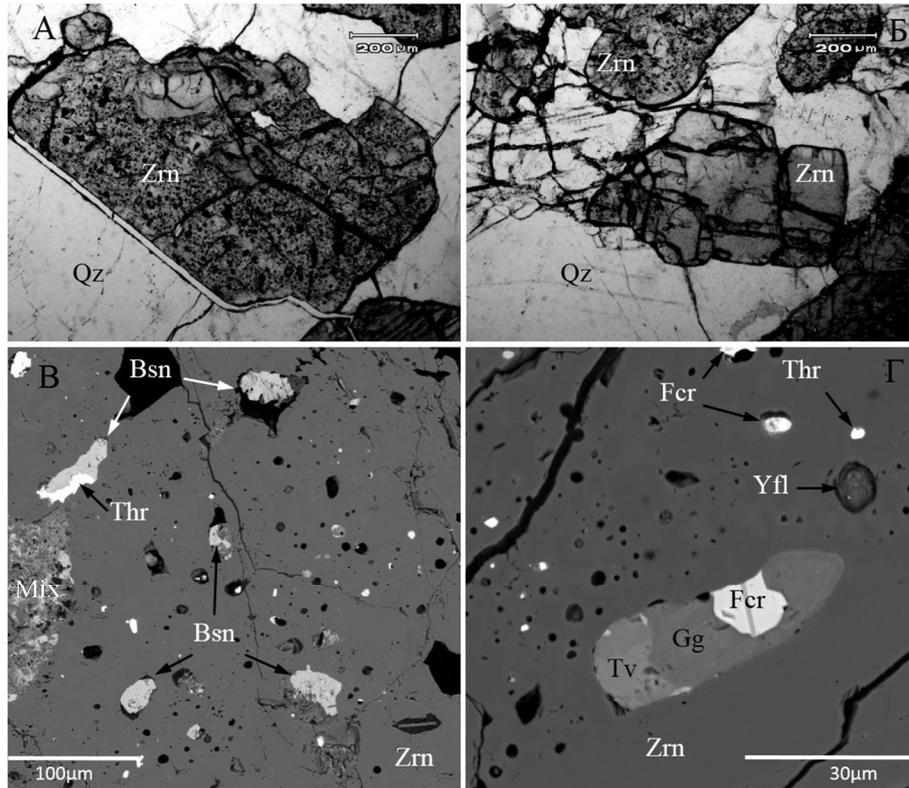


Рис. 5. Микрофотографии (А, Б) и изображения в обратно-рассеянных электронах (В, Г) цирконов с включениями и без.

А – циркон с включениями рудных минералов; Б – одновременное присутствие цирконов с включениями (сверху) и без (снизу); В, Г – цирконы с включениями фторидов и фторкарбонатов. Также присутствуют торит, кварц и криолит. Bsn – бастнезит, Gg – гагаринит, Fcr – флюоцерит, Qz – кварц, Thr – торит, Tv – твейтит, Zrn – циркон, Yfl – иттрофлюорит, Mix – мелкозернистый агрегат гагаринита, твейтита и бастнезита. Изображения здесь и на последующих рисунках получены на сканирующих электронных микроскопах с энерго-дисперсионными приставками: LEO1430VP с INCAEnergy 350 (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) и TESCAN с INCAEnergy 350 (ИГМ СО РАН, г. Новосибирске).

поскольку и их силикатные минералы, в том числе породообразующие (фтораннит, полилитонит, арфведсонит и бафертисит), также характеризуются высокими содержаниями фтора, что опять-таки характерно для внутриплитных щелочных А-гранитов.

3. Отсутствие признаков перекристаллизации темноцветных минералов гранитов. И в массивных, и в гнейсовидных разновидностях гранитов темноцветные минералы имеют близкий состав и не обнаруживают следов перекристаллизации. Если бы перекристаллизация арфведсонита или эгирина имела место в ходе более поздних наложенных метаморфических процессов, состав амфиболов и пироксенов должен был быть другим, принимая во внимание разный состав флюидов при кристаллизации гранитов и во время метаморфических преобразований.

4. Нередкое присутствие во всех типах гранитов микропертитов, логично интерпретируемых в качестве результата высокотемпературного распада магматических К-На полевых шпатов при остывании системы и трудно объяснимых с позиций метасоматоза.

СООТНОШЕНИЕ ПРОЦЕССОВ МАГМАТИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Исходя из магматической природы щелочных пород и связанного с ними оруденения, важнейшее значение приобретает вопрос о времени проявления и возможных стадиях рудогенеза. В этом плане целесообразно рассмотреть отдельно три типа рудной минерализации Катугинского массива: циркониевую, тантал-ниобий-редкоземельную и алюмофторидную.

Циркониевая минерализация

Циркон присутствует во всех без исключения разновидностях гранитов Катугинского месторождения, однако его количество весьма изменчиво – он образует как отдельные редкие мелкие кристаллы, так и довольно крупные «гнездовые» скопления, размер которых достигает 1.5 см [2]. В последнем случае содержание циркона иногда достигает 20 %, т.е. он является породообразующим минералом. В некоторых случаях цирконы свободны от включений других минералов (за исключением кварца и альбита), но, как

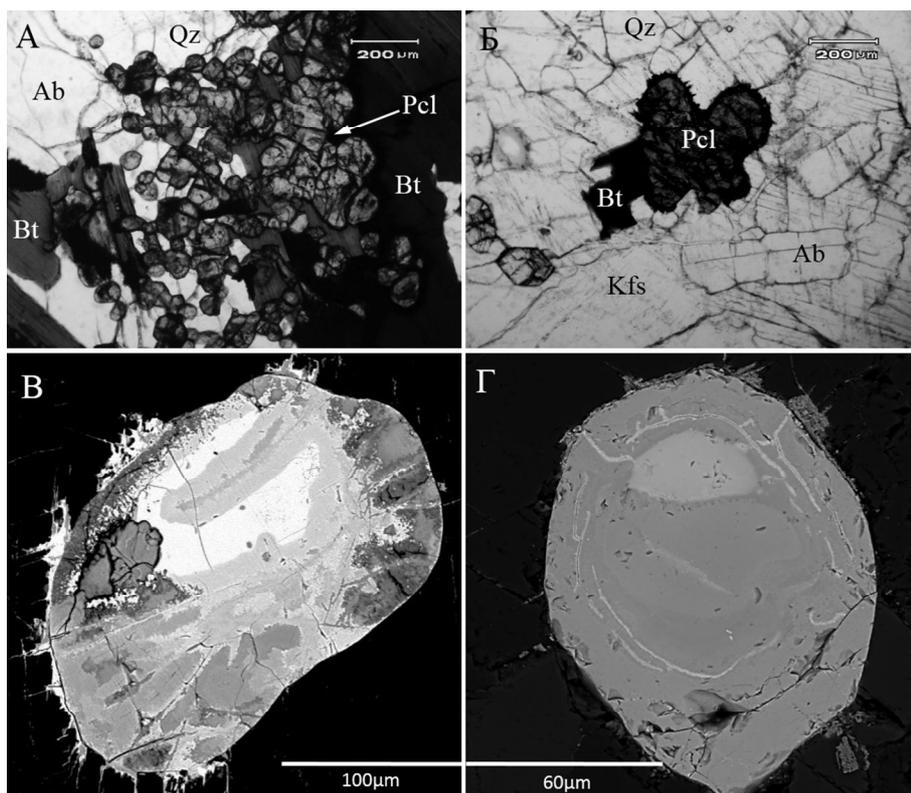


Рис. 6. Микрофотографии пирохлоров и их изображения в обратно-рассеянных электронах.

А, Б – микрофотографии скоплений (А) и отдельных зерен пирохлоров (Б), в последнем случае с каймой обрастания бастнезитом и колумбитом. В, Г – сложное строение кристаллов пирохлора. Ab – альбит, Bt – биотит, Kfs – калишпат, Qz – кварц, Pcl – пирохлор.

правило, они насыщены мелкими (2–15 мкм) включениями бастнезита, флюоцерита, гагаринита, твейтита, иттрофлюорита, флюорита, торита и криолита (рис. 5, табл.). При этом явно преобладают включения фторидных минералов. Цирконы такого типа описаны на палеопротерозойском Sn-Ta-Nb (REE, криолит) месторождении Мадейра [23], которое обнаруживает сходство с Катугинским месторождением по многим параметрам, но имеет более молодой возраст (1822 ± 22 млн лет). Авторы отмечают, что цирконы с включениями не пригодны для датирования из-за высоких содержаний свинца и считают, что появление включений в цирконе обусловлено более поздними гидротермальными процессами. При этом признаки гидротермальной проработки вмещающего циркон гранитного матрикса отсутствуют, поэтому такое избирательное воздействие поздних гидротермальных процессов только на циркон представляется крайне маловероятным. Более вероятным представляется захват включений при росте кристаллов циркона.

Ta-Nb-REE минерализация

Минералы этого типа, полный список которых приведен в табл. 1, концентрируются, в основном,

в гранитах краевой части Восточного массива. Они встречаются: а) в виде отдельных зерен, их скоплений и рудных сростков в гранитах; б) в виде включений в цирконе (см. выше), в) в виде интерстициальных выделений среди силикатных минералов.

Отдельные кристаллы или их скопления наиболее характерны для пирохлора (рис. 6 а, б), который нередко содержит включения или обрастается каймой непрозрачных минералов. Исследования показали, что в абсолютном большинстве кристаллы и зерна пирохлора имеют неоднородную структуру, обусловленную как вариациями состава пирохлора, так и включениями других минералов (рис. 6 в, г). В кайме присутствуют бастнезит, колумбит, флюоцерит и продукты гидратирования пирохлора.

В рудных сростках могут присутствовать разные минералы, чаще всего это пирохлор, колумбит, флюоцерит, ильменит, иногда сульфиды (сфалерит, галенит, пирротин или пирит) (рис. 7). Распределение таких сростков в породе крайне неравномерное.

Интерстициальные выделения сложены фторидами и фторкарбонатами, нередко с небольшим количеством хлорита, и имеют весьма сложную структуру (рис. 8 а, б). В основной массе преобладает твейтит

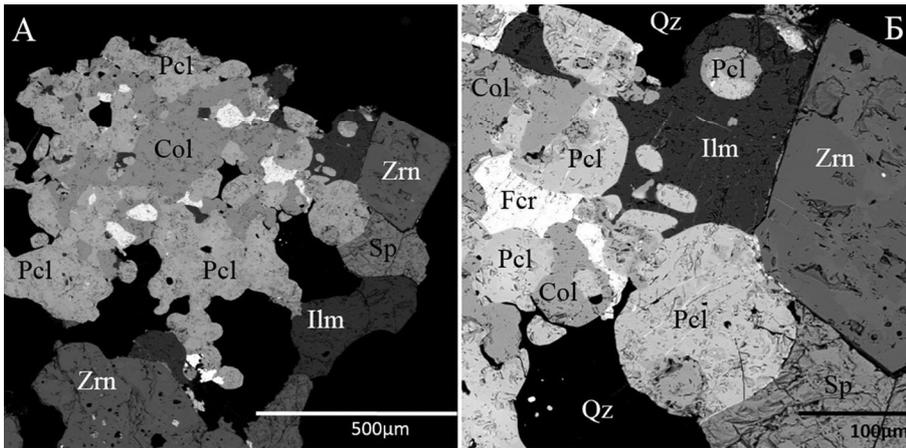


Рис. 7. Изображения в обратно-рассеянных электронах сростков рудных минералов в гранитах.

А – общий вид сростка, в котором преобладают выделения пирохлора и колумбита. В подчиненном количестве – ильменит, флюоцерит, сфалерит, галенит, по краям зерна циркона с рудными включениями. Б – фрагмент сростка: Col – колумбит, Fcr – флюоцерит, Ilm – ильменит, Qz – кварц, Pcl – пирохлор, Sp – сфалерит, Zrn – циркон.

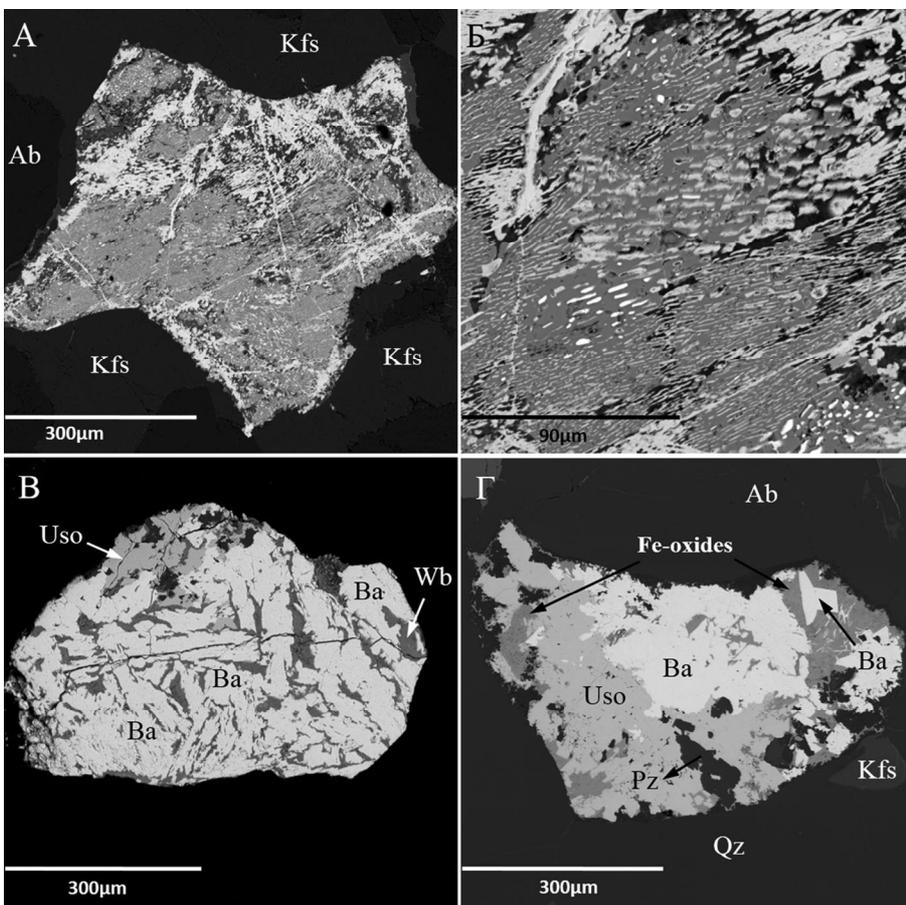


Рис. 8. Изображения в обратно-рассеянных электронах интерстициальных выделений в гранитах фторидов и фторкарбонатов (А, Б) и фторалюминатов Ва, На и Са (В, Г).

А – выделение фторидов и фторкарбонатов и его фрагмент (Б). Основная масса выделения – твейтит (серый), насыщенный ориентированными включениями флюоцерита (белый) и раннего бастнезита. Поздний бастнезит (светло-серый) образует закономерные сростки с хлоритом (темно-серый) и развивается по трещинам. В, Г – агрегаты фторалюминатов, преимущественно сложенные Ва-фазами. Ab – альбит, Ва – фторалюминат $BaAlF_4(OH)$, Kfs – калишпат, Qz – кварц, Pz – прозопит, Uso – усовит, Wb – веберит, Fe-oxides – оксиды и гидроксиды железа.

с многочисленными мелкими ориентированными включениями флюоцерита или раннего бастнезита (рис. 8 б). Бастнезит развивается по фторидам, образуя прожилки и отдельные скопления, иногда – симплектиты с хлоритом (рис. 8 а).

Фторалюминатная минерализация

Несмотря на большое разнообразие фторалюминатов, присутствующих в гранитах Катугинского

месторождения (табл. 1), среди них явно преобладает криолит. Как уже упоминалось выше, криолит слагает довольно крупную залежь в краевой части Восточного массива. В криолите этой залежи и других, относительно крупных выделениях криолита присутствуют кристаллы и сростки F-содержащего арфведсонита, фтораннита, бафертисита, лепидолита, калишпата, кварца, пирохлора, гагаринита, твейтита, ильменита,

пирита, сфалерита, магнетита и барита. Но наиболее интересны мелкие (от нескольких мм до первых сантиметров) интерстициальные или округлые выделения, сложенные сложенными Na-Ca-Mg фторалюминатами (криолит, веберит, ральстонит, прозопит, гераксутит, пахнолит-томсенолит) и фторалюминатами бария (усовит, Ва-якобссонит), в том числе включая неизвестные ранее бариевые фазы [21]. Силикатные минералы (за исключением бафертисита) в таких выделениях практически отсутствуют (рис. 8 в, г).

Имеющийся фактический материал позволяет предполагать, что подавляющая часть рудной минерализации Катугинского месторождения связана с магматической стадией эволюции щелочно-гранитных расплавов. При этом образование рудных минералов было обусловлено двумя взаимосвязанными процессами:

1. Кристаллизация рудных минералов непосредственно из расплава. Это относится к циркону, пироксену, гагариниту, иттрофлюориту, которые обычно наблюдаются в виде отдельных кристаллов, местами образующих скопления, и их мономинеральных сростков, а также к танталиту, фергусониту, пироксену, флюоцериту, ильмениту и сульфидам, образующим полиминеральные сростки.

2. Расслоение (ликвация) высокофтористого гранитного расплава на алюмосиликатный и фторидный или алюмофторидный расплавы. Несмесимость алюмосиликатных и алюмофторидных расплавов была ранее обоснована для онгонитов массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) [12]. Наиболее ранние стадии расслоения расплавов фиксируются многочисленными мелкими включениями фторидных и фторкарбонатных минералов в цирконе. При дальнейшей эволюции фторидные расплавы, обогащенные редкоземельными элементами, кристаллизуются в интерстициальных пространствах, образуя сложные структуры распада с участием твейтита, флюоцерита, гагаринита и бастнезита. Более поздние стадии эволюции расплавов при кристаллизации массива приводили к образованию глобул и интерстициальных выделений фторалюминатов разного состава, вплоть до «отжимки» алюмофторидного расплава с дальнейшим образованием относительно крупного криолитового тела.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные в статье материалы свидетельствуют, на наш взгляд, в пользу магматического генезиса Катугинского редкометалльного месторождения. Подтверждением этого заключения могут служить следующие аргументы: 1) конфигурация гранитных массивов, вмещающих оруденение, и особенности локализации в их пределах различных типов щелочных

гранитов (биотитовых, амфиболовых и эгирин-амфиболовых); 2) геохимические особенности рудоносных гранитов, соответствующие внутриплитным гранитам А-типа (высокая щелочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ до 12.3 %), чрезвычайно высокая железистость ($f = 0.96-1.00$), очень высокие содержания большинства некогерентных элементов (Rb, Li, Y, Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U, Zn, Ga, REE) и фтора, а также низкие концентрации Ca, Mg, Al, P, Ba и Sr; 3) особенности состава порообразующих минералов рудоносных гранитов (высокая железистость и повышенные содержания фтора); 4) отсутствие свидетельств проявления метасоматической зональности и последовательного замещения порообразующих минералов (биотит \rightarrow арфведсонит \rightarrow рибекит), соответствующих фронтам замещения инфильтрационной метасоматической зональности.

Близкий возраст безрудных (2066 ± 6 млн лет) и рудных (2055 ± 7 млн лет) гранитов Катугинского месторождения и особенности проявления рудной минерализации указывают на то, что процессы рудогенерации происходили, в основном, на магматической стадии их эволюции. Характер проявления и особенности взаимоотношений рудных минералов позволяют предполагать их кристаллизацию непосредственно из богатого фтором алюмосиликатного расплава, а также при ликвации расплава на алюмосиликатный и фторидный или алюмофторидный.

В качестве возрастного и генетического аналога Катугинского месторождения можно рассматривать редкометалльные месторождения провинции Слейв (Канада), приуроченные к массивам щелочных гранитов Блэчфорд Лэйк с возрастом 2094 ± 10 млн лет [7]. По палеомагнитным данным [24, 26], северная часть Лаврентии, где размещаются упомянутые месторождения, располагалась в это время вблизи южного фланга Сибирского кратона (в современных координатах). Это указывает на существование в интервале 2000–2100 млн лет крупной изверженной провинции (LIP), располагавшейся на площади этих двух древних кратонов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проект № 14-17-00325. Авторы выражают свою искреннюю признательность анонимному рецензенту, профессиональные замечания которого способствовали существенному улучшению статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архангельская В.В., Казанский В.И., Прохоров К.В., Собаченко В.Н. Геологическое строение, зональность и условия образования Катугинского Ta-Nb-Zr-месторождения (Чаро-Удоканский район, Восточная Сибирь) // Геология руд. месторождений. 1993. Т. 35, № 2. С. 115–131.
2. Архангельская В.В., Рябцев В.В., Шурига Т.Н. Геологическое строение и минералогия месторождений тантала Рос-

- сии // Минеральное сырье. М.: ВИМС, 2012. № 25. 318 с.
3. Быков Ю.В., Архангельская В.В. Катугинское редкометалльное месторождение // Месторождения Забайкалья / Гл. ред. Н.П. Лаверов. М.: Геоинформмарк, 1995. Т. 1. Кн. 2. С. 76–85.
 4. Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 9. С. 1356–1373.
 5. Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б., Скляр Е.В., Толмачева Е.В., Донская Т.В., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометалльного месторождения (Алданский щит) // Докл. РАН. 2015. Т. 463, № 2. С. 187–191.
 6. Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В. Геология и генезис золотоносных докембрийских метабазитов центральной части Алдано-Станового щита (на примере месторождения им. П. Пинигина). Якутск: Изд-во ООО РИЦ «Офсет», 2010. 148 с.
 7. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Иванов В.Э. О возрасте Катугинского Та-Nb месторождения (Алдано-Становый щит: к проблеме выделения новой глобальной редкометалльной металлогенетической эпохи // Докл. РАН. 2002. Т. 383, № 6. С. 807–811.
 8. Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления: источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2012. Т. 20, № 3. С. 242–265.
 9. Ларин А.М., Котов А.Б., Владыкин Н.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Скляр Е.В., Донская Т.В., Великославинский С.Д., Загорная Н.Ю., Сотникова И.А. Источники и геодинамическая обстановка формирования редкометалльных гранитов Катугинского комплекса (Алданский щит) // Докл. РАН. 2015. Т. 464, № 1. С. 76–79.
 10. Левашова Е.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Лупашко Т.Н., Ильченко Е.А. Редкие элементы в цирконе из пород Катугинского редкометалльного месторождения // Зап. Рос. Минер. об-ва. 2014. Ч. 143, № 5. С. 17–31.
 11. Осокин Е.Д., Алтухов Е.Н., Кравченко С.М. Критерии выделения, особенности формирования и локализации гигантских месторождений редких элементов // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42, № 4. С. 389–396.
 12. Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 10. С. 1423–1442.
 13. Подковыров В.Н., Котов А.Б., Ларин А.М., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Источники и области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Докл. РАН. 2006. Т. 408, № 2. С. 223–227.
 14. Попов Н.В., Шапорина М.Н., Амузинский В.А., Смелов А.П., Зедгенизов А.Н. Металлогения золота Алданского щита // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 5. С. 716–728.
 15. Прохоров К.В., Собаченко В.Н. Структурно-петрологические и геохимические условия образования рудоносных высокотемпературных натриевых метасоматитов // Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов / Отв. ред. И.Н. Томсон. М.: Наука, 1985. 167 с.
 16. Рябцев В.В., Чистов Л.Б., Шурига Т.Н. Танталовые руды России: состояние и перспективы освоения минерально-сырьевой базы // Минерал. сырье. Сер. геол.-экон. № 21. М.: Изд-во ВИМС, 2006. 92 с.
 17. Смелов А.П. Метаморфическая эволюция Олекминской складчатой зоны (Алданский щит). Новосибирск: Наука, 1989. 129 с.
 18. Смелов А.П., Андреев А.П., Алтухова З.А., Бабушкина С.А., Бекренев К.А., Зайцев А.И., Избеков Э.Д., Королева О.В., Мишнин В.М., Округин А.В., Олейников О.Б., Сурнин А.А. Кимберлиты трубки Манчары. Новое кимберлитовое поле центральной Якутии // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 1. С. 153–159.
 19. Смелов А.П., Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Реутский В.Т., Молотков А.Е. Алмазоносные архейские породы Олондинского зеленокаменного пояса (западная часть Алдано-Станового щита) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 10. С. 1322–1334.
 20. Смелов А.П. (Отв. ред.) Геологическое строение центральной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2015. 444 с.
 21. Старикова А.Е., Шарыгин В.В. Алюмофторидные минералы из пород Катугинского редкометалльного месторождения // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXVI Всерос. молодежной конф. Иркутск: Изд-во ИЭК СО РАН, 2015. С. 180–181.
 22. Шарыгин В.В., Зубкова Н.В., Пеков И.В., Русаков В.С., Ксенофонтов Д.А., Нигматулина Е.Н., Владыкин Н.В., Пушаровский Д.Ю. Литийсодержащий Na-Fe-амфибол из криолитовых пород Катугинского редкометалльного месторождения (Забайкалье): особенности состава и кристаллическая структура // Геология и геофизика. 2016 (в печати).
 23. Bastos Neto A.C., Ferron J.T.M.M., Chauvet A., Chemale Jr. F., de Lima E.F., Barbanson L., Costa C.F.M. U-Pb dating of the Madeira Suite and structural control of the albite-enriched granite at Pitinga (Amazonia, Brazil): Evolution of the A-type magmatism and implications for the genesis of the Madeira Sn-Ta-Nb (REE, cryolite) world-class deposit // Precambrian Res. 2014. V. 243. P. 181–196.
 24. Dobretsov N.N., Popov N.V., Smelov A.P. et al. The Aldan-Stanovik Shield // Greenstone Belts (eds. M. De Wit, L.D. Ashwal). Oxford: Clarendon press, 1997. P. 710–725.
 25. Condie K.C. Breakup of a Paleoproterozoic supercontinent // Gondwana Res. 2002. V. 5, N 1. P. 41–43.
 26. Didenko A.N., Vodovozov V.Yu., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Bibikova E.V., Kirnozova T.I. Palaeomagnetism and U-Pb dates of the Palaeoproterozoic Akitkan Group (South Siberia) and implication for the pre-Neoproterozoic tectonics // Geol. Soci. London, Spec. Vol. 23 «Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution». 2009. P. 224–241.
 27. Nokleberg, W.J. (ed.) Metallogenesis and tectonics of northeast Asia: U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 2010. 1765, 624 p. (Parfenov L.M., Prokopiev A.V., Smelov A.P., Timofeev V.F. et al). <http://pubs.usgs.gov/pp/1765/index.html>
 28. Parfenov L.M., Vetluzhskikh V.G., Gamyarin G.N., Davydov Yu.V., Djekunenko A.V., Kostin A.V., Nikitin V.M.,

- Prokopiev A.V., Smelov A.P., Supleisov V.M., Timofeev V.F., Fridovskiy V.Yu., Kholmogorov A.I., Yakovlev Ya.V. et al. Main metallogenic units of the territory of Republic Sakha (Yakutia), Russia // Intern. Geol. Rev. 1999. V 41, N 5. P. 425–456.
29. Pirajno F., Santosh M. Rifting, intraplate magmatism, mineral systems and mantle dynamics in central-east Eurasia: An overview // Ore Geol. Rev. 2014. V. 63. P. 265–295.
30. Seltmann R., Soloviev S., Shatov V., Pirajno F., Naumov E., Cherkasov S. Metallogeny of Siberia: tectonic, geologic and metallogenic settings of selected significant deposits // Australian Journ. Earth Sci. 2010. V. 57, N 6. P. 655–706.
31. Sharygin V.V., Vladykin N.V. Mineral inclusions in zircon and pyrochlore from cumulate quartz-feldspar rocks, Katugin alkaline granite massif, Transbaikalia, Russia // Alkaline magmatism of the Earth. GEOKHI RAS. 2013. P. 49–50.
32. Sharygin V.V., Vladykin N.V. Mineralogy of cryolite rocks from Katugin massif, Transbaikalia, Russia // Abstr. book of 30th Intern. Conf. on «Ore Potential of Alkaline, Kimberlite and Carbonatite Magmatism» / Eds. N. Ilbeyli, M.G. Yalcin. Antalya. Turkey, 2014. P. 166–168.
33. Smelov A.P., Beryozkin V.I. Retrograded eclogites in the Olekma granite-greenstone region, Aldan Shield, Siberia // Precambrian Res. 1993. V. 62, N 4. P. 419–430
34. Smelov A.P., Timofeev V.F. The age of the North Asian cratonic basement: An overview // Gondwana Res. 2007. V. 12. P. 279–288.
35. Starikova A.E., Sharygin V.V. Ba-dominant fluoroaluminates from the Katugin rare-metal deposit (Transbaikalia, Russia): chemical and Raman data // XXXII Intern. Confe. «Alkaline Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits», 7–14 August 2015, Apatity, Russia. Apatity, 2015. P. 129–131.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

E.V. Sklyarov, D.P. Gladkochub, A.B. Kotov, A.E. Starikova, V.V. Sharygin, S.D. Velikoslavinsky, A.M. Larin, A.M. Mazukabzov, E.V. Tolmacheva, E.A. Khromova

Genesis of the Katugin rare-metal ore deposit: Magmatism vs metasomatism

Arguments in favor of magmatic or metasomatic genesis of the Katugin rare-metal ore deposit are discussed. Geological and mineralogical features of the deposit confirm its magmatic origin. They are: 1) shape of the massif embedding ores and location peculiarities of different types of granites (biotite, biotite-amphibole, amphibole and amphibole-aegirine) location; 2) geochemical affinities of the massif rocks, corresponding to A-type granite (high alkali content ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ up to 12.3 %), extremely high $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ ratio ($f = 0.96-1.00$), very high content of the most incoherent elements (Rb, Li, Y, Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U, Zn, Ga, REE) and fluorine, and low concentrations of Ca, Mg, Al, P, Ba и Sr; 3) Fe-F-rich specialization of feric rock-forming minerals; 4) absence of previously proposed metasomatic zoning and regular replacement of rock-forming minerals, corresponding to infiltration fronts of metasomatism. Similar age of ore-barren (2066 ± 6 Ma) and ore-bearing (2055 ± 7 Ma) granites along with features of ore mineralization are in favor of ore origin on magmatic stage of the massif evolution. Features of occurrence and relations of the ore minerals support their crystallization from F-rich aluminosilicate melt or after its separation into aluminosilicate and fluoride (or/and aluminofluoride) fractions.

***Key words:* magmatism, metasomatism, mineralogy, Katugin rare-metal deposit, Transbaikal Territory.**