

УДК 551.2:553.49:550.4:551.2:550.428

МЕЗОЗОЙСКИЕ КИСЛЫЕ МАГМАТИТЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: ПЕТРОГЕОХИМИЯ, СВЯЗЬ С МЕТАСОМАТИЗМОМ И РУДООБРАЗОВАНИЕМ

© 2020 г. О. В. Андреева^{а, *}, В. А. Петров^{а, **}, В. В. Полуэктов^{а, ***}

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, Ж-17, 119017 Россия

*e-mail: akimolan@igem.ru

**e-mail: vlad243@igem.ru

***e-mail: vapol@igem.ru

Поступила в редакцию 26.07.2019 г.

После доработки 08.10.2019 г.

Принята к публикации 10.10.2019 г.

Рассмотрены характерные черты проявлений кислого магматизма и метасоматических гидротермальных преобразований в Юго-Восточном Забайкалье — важном горнорудном районе России. Зональное или поясовое распространения ряда металлов, в том числе урана, и других полезных ископаемых определяется основными направлениями эволюции геодинамических режимов соответствующих блоков территории, а также и взаимосвязанными с ними трендами магматической дифференциации. Высокодифференцированные и обогащенные фтором гранитоиды Юго-Восточного Забайкалья локализованы только в участках консолидированной коры, характеризующихся пониженными значениями силы тяжести и спокойными отрицательными величинами магнитного поля. В других областях — вулканических поясах, вулканогенных прогибах, районах преобладания интрузивных массивов шахтаминского комплекса — редкометальные проявления отсутствуют. Показано, что отсутствует зависимость локализации крупных урановых месторождений от ареалов распространения лейкократовых редкометальных гранитов, а они сосредоточены в крупных вулканических кальдерах или вулканических прогибах, контролируемых системами долгоживущих разломов. С этими вулканогенными структурами, кроме урана, связаны месторождения полиметаллов, молибдена, золота, флюорита и др. Представлены результаты сравнительного анализа геохимических черт кислых вулканических, вмещающих урановую минерализацию и принадлежащих последним дифференциатам контрастного латитового вулканизма, и субвулканических и гипабиссальных дериватов редкометальных гранитов, который показал признаки их принципиального несходства и принадлежности к разным ветвям магматической дифференциации. Приведен сравнительный анализ метасоматических ореолов измененных околорудных пород в областях распространения позднемезозойских вулканических и шахтаминских гранитоидов и, с другой стороны, лейкократовых редкометальных гранитов. Представленные данные позволяют предполагать существование в юрское и начале мелового времени на изучаемой территории Центрально-Азиатского подвижного пояса смешанного геодинамического режима: остаточного коллизионного с интенсивными тектоническими деформациями в условиях сжатия, сопровождавшегося развитием поздних кислых дифференциатов магматической латитовой серии, и рифтогенного, в процессе которого происходило внедрение интрузий лейкогранитов кукульбейского комплекса в более спокойных тектонических обстановках растяжения.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский подвижный пояс, смешанный геодинамический режим, латитовый вулканизм, лейкократовые редкометальные Li-F-граниты, высокодифференцированные граниты, вулканогенные структуры, околорудные метасоматиты, месторождения урана и стратегических металлов

DOI: 10.31857/S0016777020010013

ВВЕДЕНИЕ

Территория Юго-Восточного Забайкалья, а в особенности его юго-восточная часть (Приаргунский тектонический блок), представляет собой область широкого проявления процессов поздне-

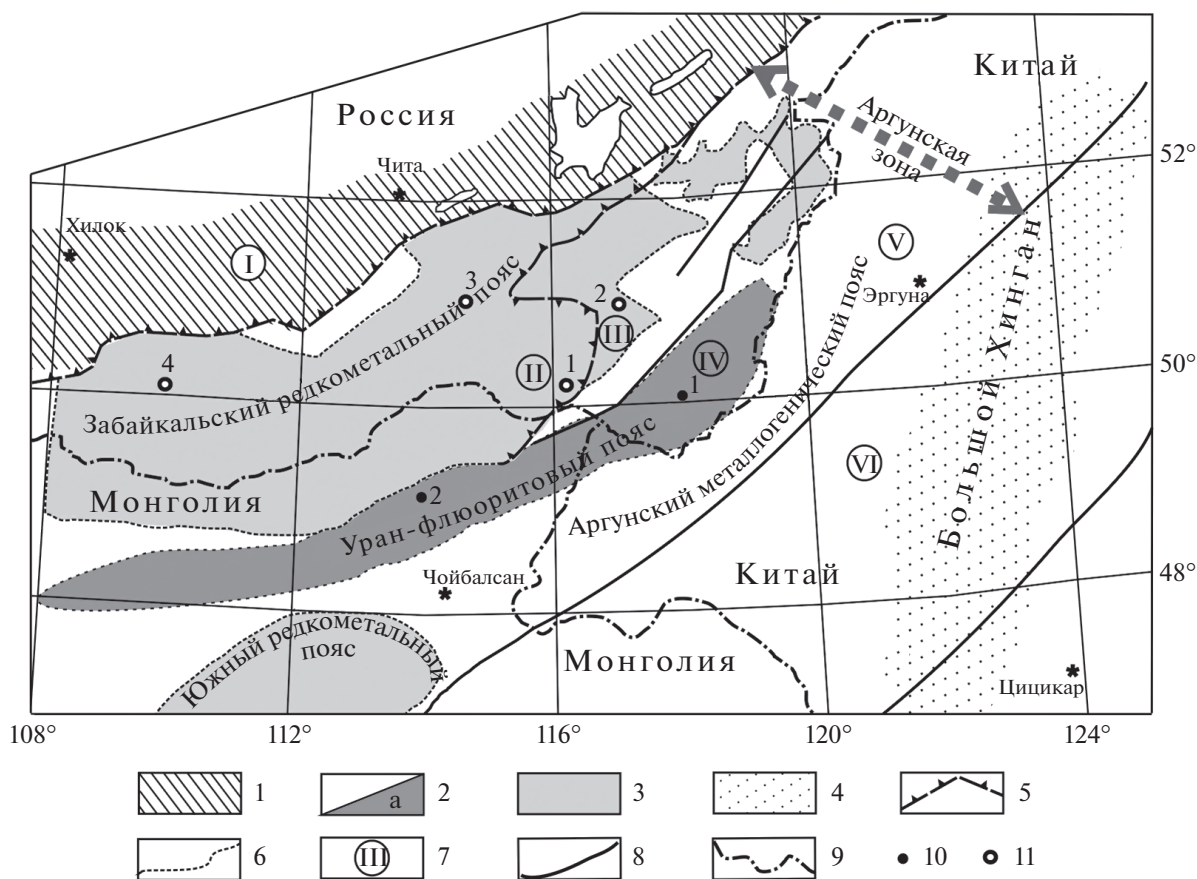
мезозойского магматизма, высокой концентрации гидротермальных месторождений разнообразных металлов, а также яркий пример поясового распределения разных видов полезных ископаемых, большая часть которых относится к категории

стратегических и высокотехнологических критических металлов (Бортников и др., 2016). Обсуждение этого феномена имеет многолетнюю историю. Тем не менее, очевидна и никем не оспаривается пространственная и временная взаимосвязь большинства рудных и нерудных месторождений с позднемезозойским магматизмом. Однако степень генетических и парагенетических взаимосвязей руд и металлов не всегда бывает однозначной. Так, например, если относительно редкометального (Ta, Li, Be, Nb, Sn, W) оруденения приуроченность их к лейкократовым редкометальным гранитам позднеюрского-раннемелового возраста не вызывает возражений, то в отношении других металлов (Pb, Zn, Au, Cu, Ag, U, Mo) эти зависимости не представляются столь однозначными. Одним из путей решения этой проблемы может быть применение данных геолого-геофизических исследований, которые проводились на этой территории в течение многих лет. Опубликованные в литературе геологические построения основаны на интерпретации результатов региональных исследований гравитационных и магнитных характеристик земной коры Забайкалья. Так, установлено (Лишневский, 1991; Лишневский, Бескин, 1994; и др.), что пространственное положение месторождений редких и редкоземельных металлов вполне совпадает с областями пониженного спокойного значения магнитного поля и, соответственно, с проявлениями кислого магматизма восстановленного (ильменитового) типа. Этому в Юго-Восточном Забайкалье соответствуют интрузивные и субвулканические тела лейкогранитов и Li–F-гранитов кукульбейского комплекса, занимающего большую часть Агинского блока и часть Приаргунского блока. Месторождения более многочисленной группы металлов, включая и уран, приурочены к областям повышенного и повышенного знакопеременного магнитного поля, которым соответствуют поля распространения вулканитов контрастного состава и пород монцонит-граносиенит-гранодиоритового ряда (окисленного или магнетитового типа, шахтаминский комплекс). Преимущественное развитие в разных блоках Юго-Восточного Забайкалья шахтаминских гранитоидов так называемой «магнетитовой» серии или кукульбейских гранитоидов «ильменитовой» серии отражается в характере физических полей, которые в общих чертах совпадают с поясовым (по С.С. Смирнову) строением Забайкалья (фиг. 1).

Согласно Г.И. Менакеру (1972, 1990), к одной из возможных причин регионального поясного размещения рудных месторождений Юго-Восточного Забайкалья относится вероятное существование в верхней части земной коры физической (плотностной) и химической границы, разделяющей самый верхний гранитно-осадочный и подстилающий его (условного состава) дио-

рит-метаморфический слой. Глубина залегания кровли нижнего, «диоритового», слоя оказывает решающее влияние на размещение типов промышленного оруденения. Так, например, в тектонических блоках с его неглубоким залеганием или при выходе его на поверхность развито оруденение «фемического» типа: золотое, полиметаллическое, медно-молибденовое. К областям или поясам с преобладанием повышенного магнитного поля приурочена большая часть (не менее 75%) площадей развития мезозойских эффузивных образований и вулканических структур. Эта закономерность хорошо прослеживается, например, при сопоставлении карты-схемы кольцевых вулканических структур латитового магматизма Восточного Забайкалья (Таусон и др., 1984, стр. 304) и карты районирования магнитного поля этого же региона (Лишневский, 1991; Лишневский, Бескин, 1994). При этом очевидно закономерное совпадение (фиг. 2) большей части вулканических построек, группирующихся в пояса, с областями повышенных или варьирующих значений магнитного поля. Цепочки вулканических кальдер, по-видимому, индексируют протяженные, преимущественно северо-восточные, зоны земной коры с повышенной проницаемостью для магмо- и флюидопотоков. С этими же областями связаны и интрузивные массивы магнетитового типа (шахтаминский, сретенский, амуджиканский комплекс), а также месторождения и рудопроявления Mo, Cu, U, Au, W, Pb, Ag, Zn с широким спектром сопровождающих их околорудных метасоматитов.

Позднемезозойский интрузивный магматизм (табл. 1) в регионе начинается в среднеюрское время с интрузий монцонит-граносиенит-гранодиоритового состава (шахтаминский комплекс), которые более широко проявлены в северной части Приаргунского блока. Формирование шахтаминского комплекса завершается внедрением даек пестрого состава (от лампрофилов до гранит-порфилов), с которыми многие исследователи связывают образование многочисленных месторождений Приаргунского полиметаллического пояса. Одновозрастный ему комплекс вулканитов (базальтоидных, латитовых, шошонит-латитовых) развит в Шадоронской, Широкинской, Акатуевской вулканических депрессиях. Геохимические исследования средне-позднеюрского магматизма этой территории Юго-Восточного Забайкалья (Таусон, 1982, 1989; Таусон и др., 1989; Козлов, 2011; Козлов, Ефремов, 1999; и др.), несомненно, свидетельствуют об обогащенности калиевых базальтоидов, монцонитоидов и шахтаминских гранитоидов фтором, бором и некогерентными редкими компонентами, значительно превышающими их кларковые содержания. Южнее (в пределах собственно Приаргунского вулканического пояса) юрский интрузивный магматизм проявлен гораздо слабее, при интенсивном развитии контрастных по со-

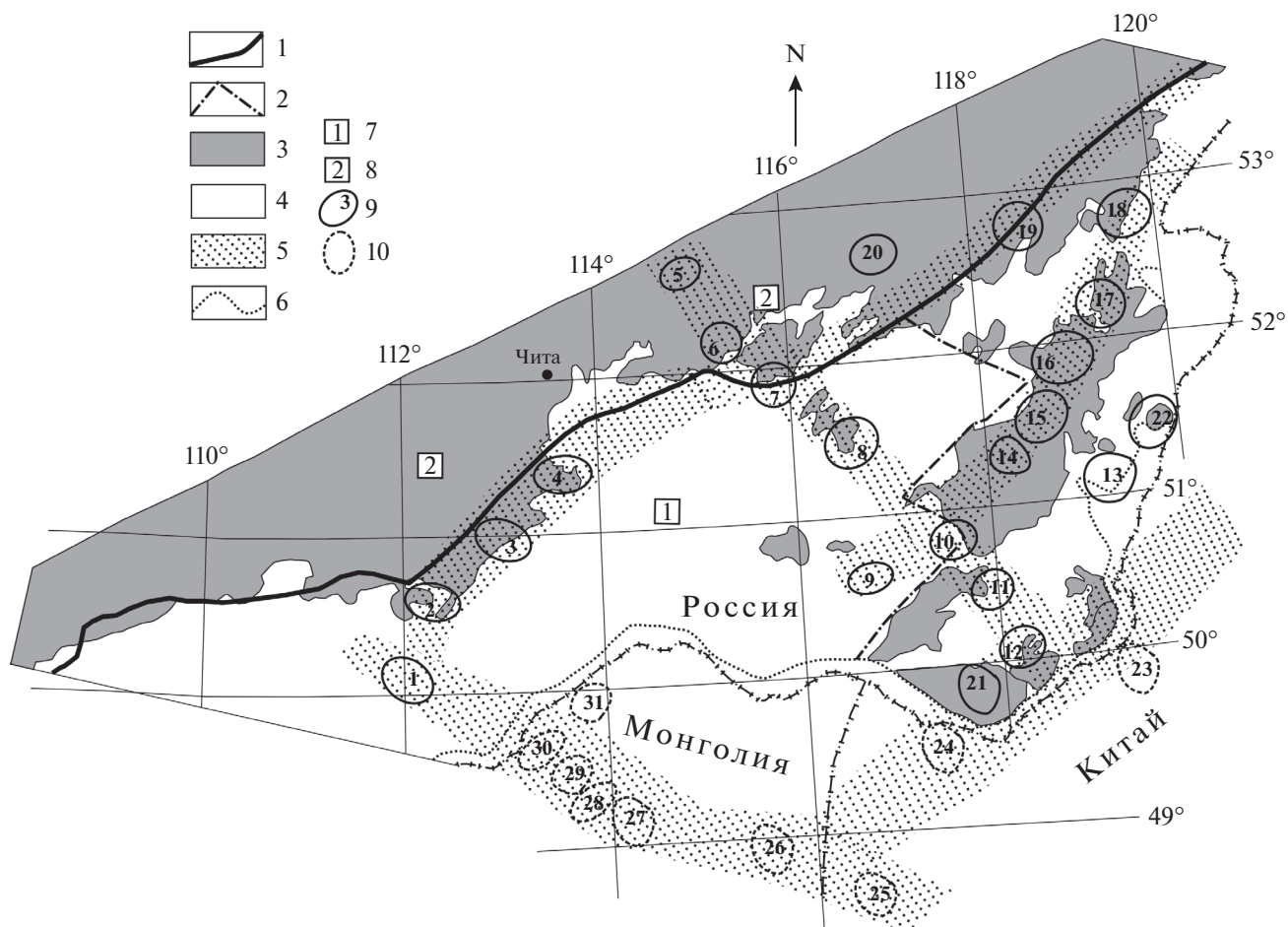


Фиг. 1. Структурно-металлогеническая схема Юго-Восточного Забайкалья и прилегающих территорий. 1 – Западно-Становая область с Au–Mo–Cu–U оруденением; 2 – мезозойские прогибы, выполненные континентальными и морскими осадками, а также субщелочными и известково-щелочными вулканитами с месторождениями U, Mo, Cu, Pb, Zn, Au, Ag; 2a – часть Монголо-Приаргунского вулканического пояса с преимущественным развитием уранового и флюоритового оруденения; 3 – позднемезозойские редкометалльные (Ta, Li, Nb, Be, Sn, W) пояса, связанные с интрузиями лейкократовых гранитов; 4 – зона развития MZ2 гранитоидов Большого Хингана; 5 – Монголо-Охотская сутура и ее Ононская ветвь; 6 – границы редкометалльных рудных районов; 7 – террейны и структурно-тектонические пояса: I – Западно-Становой, II – Агинский, III – Аргунский, IV – Монголо-Приаргунский вулканический пояс, V – Аргунская металлогеническая зона, VI – Большехинганский блок; 8 – главные разрывные нарушения; 9 – государственные границы. Месторождения: 10 – U, (\pm Mo, As, Pb, Zn.); 11 – Ta, W, Sn, Nb, Li, Be. Цифрами обозначены наиболее крупные урановые (1 – Стрельцовское рудное поле, 2 – Дорнотское рудное поле) и редкометалльные (1 – Шерловая Гора, 2 – Этыка, 3 – Орловское, 4 – Шумиловское) объекты (по Эндогенные рудные..., 1984; Лишневецкий, Бескин, 1994; Геологическое строение..., 1997; Wu et al., 2011, Pirajno, 2013).

ставу излияний и экструзий субщелочных магм от базальтоидного до ультракислого состава. Здесь в течение длительного времени, начиная со средней юры, формируются крупные вулканотектонические структуры с кальдерными постройками (Тулукуевская вулканотектоническая структура, вмещающая Стрельцовскую кальдеру и урановые месторождения Стрельцовского рудного поля, и Куйтунская кальдера) и вулканогенные прогибы (Южноаргунский, Шаманский, Среднеаргунский и др.), в которых чрезвычайно широко развиты разнообразные фации кислого вулканизма (риолиты и риолитовые игнимбриты, субвулканические, гипабиссальные граносиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, гранит-порфиры). Эти породы в начале раннего мела заверша-

ют грандиозные события позднемезозойского вулканизма. На примыкающих к Забайкалью территориях Монголии и Китая (см. фиг. 1) разновозрастные магматиты вмещают многочисленные проявления и крупные месторождения урана (Дорнотское рудное поле), крупные месторождения полиметаллов (Цав), меди, молибдена (Вунгетушань, Бадагуань), серебра, золота, флюорита.

Близодновременно с последним этапом кислого эффузивного вулканизма в блоках гранитно-осадочного типа с относительно погруженным диоритовым слоем произошло внедрение гранит-лейкогранитных интрузий кукульбейского комплекса, с которыми в этом регионе генетически связаны многочисленные месторождения и рудопроявления Ta, Li, Sn, Be, W. Все они сосредото-



Фиг. 2. Типы магнитных полей Восточного Забайкалья и распространение поясов кальдерных построек и кольцевых вулcano-купольных сооружений позднемезозойского возраста (по Таусон и др., 1984; Лишневский, Бескин, 1994, с дополнениями авторов). 1 – зона Монголо-Охотской сутуры; 2 – Ононская ветвь Монголо-Охотской сутуры; 3 – площади повышенного и варьирующего магнитного поля; 4 – площади спокойного пониженного магнитного поля; 5 – зоны повышенной проницаемости земной коры; 6 – контуры проведенных магнитных съемок; 7 – области преимущественно пониженного магнитного поля с преобладающим Sn, W, Li, Ta профилем оруденения; 8 – области преимущественно повышенного и варьирующего знакопеременного поля с преобладающим Mo, Au, U, Pb, Ag, Zn, Cu оруденением; 9 – кальдерные постройки, вулcano-тектонические и кольцевые вулcano-купольные сооружения (Таусон и др., 1984, стр. 199) с дополнениями авторов: 1 – Харалгинская, 2 – Акуинская, 3 – Алханайская, 4 – Тыпчеруйская, 5 – Усуглинская, 6 – Дарасунская, 7 – Дельмачикская, 8 – Шадоронская, 9 – Долгокычинская, 10 – Алекзаводская, 11 – Мулинская, 12 – Куйтунская, 13 – Нерзаводская, 14 – Красноярровская, 15 – Широкинская, 16 – Култуминская, 17 – Усть-Начинская, 18 – Будюмканская, 19 – Карийская, 20 – Жирекенская, 21 – Стрельцовская, 22 – Североаргунская; 23–31 – вулcano-тектонические сооружения на соседней территории Китая и Монголии с Mo–Cu–порфировым, золото-полиметаллическим и U-оруденением (Урановые месторождения..., 2009; Ouyang et al., 2013; Pirajno, 2013 и данные авторов): 23 – Бадагуань (Cu–Mo), 24 – Вунугетушань (Cu–Mo), 25 – Джиавула-Чаганбулаген (Pb–Zn–Au), 26 – Энгершанд-Цав (Pb–Zn–Au–Ag), 27 – Дорнотское рудное поле (U), вулcano-тектонические структуры: 28 – Угтамская (U), 29 – Тургенская (U), 30 – Верхнетургенская (U), 31 – Дучгольская (U).

чены в массивах редкометалльных гранитов: Шерловогорском, Хангилайском (Орловское месторождение), Букукинском и Белухинском, Этыкинском и др. Гранитоиды этого типа характеризуются резко повышенными по сравнению с кларковыми содержаниями некогерентных гранитофильных элементов, а некоторые крайние их дифференциаты (альбит-амазонитовые граниты с вкрапленностью танталита, микролита и др.) уже сами по себе представляют проявления ред-

кометальных руд. Вольфрам обнаруживает амбивалентное распределение – несколько чаще он встречается совместно с касситеритом в кукульбейских лейкогранитах, но обнаруживается также в виде вольфрамита и шеелита в месторождениях молибдена, а также в скарнах (Андрюшкинское месторождение).

В составе этих ассоциаций на территории Восточной Монголии и Забайкалья кроме интрузивных фаций гранитоидов развиты также и коге-

Таблица 1. Схема последовательности магматических циклов в пределах Юго-Восточного Забайкалья

Млн лет	Тектоно-магматический цикл	Главные магматические комплексы и эффузивно-субвулканические серии	Изотопный возраст*	
100	Мезозойский	Ранне- и позднемеловой, завершающий	Субщелочные базальты и андезибазальты, трахиандезиты, туфы	130–94 млн лет
		Раннемеловой-позднеюрский	Субщелочные риолиты, трахириолиты, перлиты, трахириодациты тургинской серии, гипабиссальные экструзии сиенит-порфиоров и кварцевых монцонитов	150–141 млн лет
			Кукульбейский гранит-лейкогранитный комплекс: биотитовые граниты, лейкограниты, амазонитовые Li–F-граниты	141–128 млн лет
		Средне- и позднеюрский	Шахтаминский, амуджиканский и сретенский субщелочные гранитоидные комплексы: гранодиориты, субщелочные граниты, монцониты, диориты	173–150 млн лет
			Приаргунская и шадоронская серии субщелочных базальтов, трахиандезибазальтов, трахидацитов, дацитов, трахидиоритов	164–153 млн лет
220	Позднетриасовый	Каменская свита: толеитовые базальты, андезибазальты, риодациты (развиты только в крайней западной части территории)	212 млн лет	
370	Герцинский	Ундинский интрузивный комплекс: амфибол-биотитовые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, габбро-диориты, лейкократовые граниты	275–239 млн лет	
		Континентальный раннепермский вулканический комплекс развит только на сопредельной территории Восточной Монголии		
590	Каледонский	Газимурский и борщевочный комплексы: гранито-гнейсы, плагиограниты, диориты, бластопорфировидные гнейсо-граниты	646–457 млн лет	
	Протерозойский (рифейский)	Заурлугоевский массив (комплекс), включая Уртуйский и Бамбакайский массивы: гранито-гнейсы, порфиробластовые гранитоиды, амфиболлизированные габброиды	1111–784 млн лет	

* Сведения об изотопных возрастах приведены по собственным данным и из архивов лаборатории геохронологии и изотопной геохимии ИГЕМ РАН, а также из публикаций: Андреева и др., 1996; Андреева, Головин, 2001; Рублев, Буева, 1998; Голубев и др., 2010, 2011; Ищукова и др., 2007; Абушкевич, Сырицо, 2007; Сырицо и др. 2012; Берзина и др., 2013; Чернышев и др., 2014; Ступак и др., 2018.

нетичные им субвулканические, жильные тела пород кислого и среднего состава, обладающих многими чертами сходства или в основном изохимические по отношению к “материнским” массивам Li–F-гранитов: онгониты, онгориолиты, онгориодациты, риолиты, трахириодациты (Коваленко, Коваленко, 1976). Для перечисленных пород характерна обогащенность фтором и литофильными редкими элементами (особенно литием) при низком содержании REE, Zr, Sr. Постоянная пространственная приуроченность этих пород к массивам редкометальных гранитов, общность геохимической специализации, прояв-

ляющаяся в обогащении литофильными редкими элементами и сходном типе распределения тугоплавких элементов, изотопно-геохимические и возрастные характеристики позволяют предполагать их определенную петрологическую взаимосвязь. Подробная характеристика Li–F субвулканических пород Шерловой Горы, Ары-Булака и других проявлений редкометальных гранитоидов приведена во многих работах последнего десятилетия. Потоки, покровы и другие формы наземного вулканизма, производного от этих гранитов, в Юго-Восточном Забайкалье не известны.

Приуроченность разнообразных месторождений Южного Приаргунья и приграничных территорий Монголии и Китая к участкам интенсивного проявления мезозойского магматизма, как эффузивного (кальдерные постройки, вулканогенные прогибы), так и интрузивного, в целом бесспорна. Однако для ряда металлов (Pb—Zn, Ag, Au, Cu, Mo, U) генетические или парагенетические взаимосвязи и зависимости размещения оруденения от конкретных магматических тел или вулканических аппаратов остаются неясными. В отношении уранового оруденения для данного региона по-прежнему популярна гипотеза о связи с гипотетическими очагами высокорadioактивных Li—F-гранитов кукульбейского типа, которые хотя и не развиты в пределах вулканогенных кальдер Монголо-Приаргунского вулканического пояса, но предполагаются в виде нескрытых магматических тел на глубинах в несколько километров (Алешин и др., 2007; Лаверов и др., 2012).

Между тем интрузивные массивы и субвулканические тела высокодифференцированных гранитов, обогащенные редкими элементами и ураном, распространены в соседнем с Монголо-Приаргунским вулканическим поясом Кукульбейском рудном районе и западнее (в Агинской зоне), но сколько-нибудь значимые проявления урановой минерализации на этих территориях не зафиксированы.

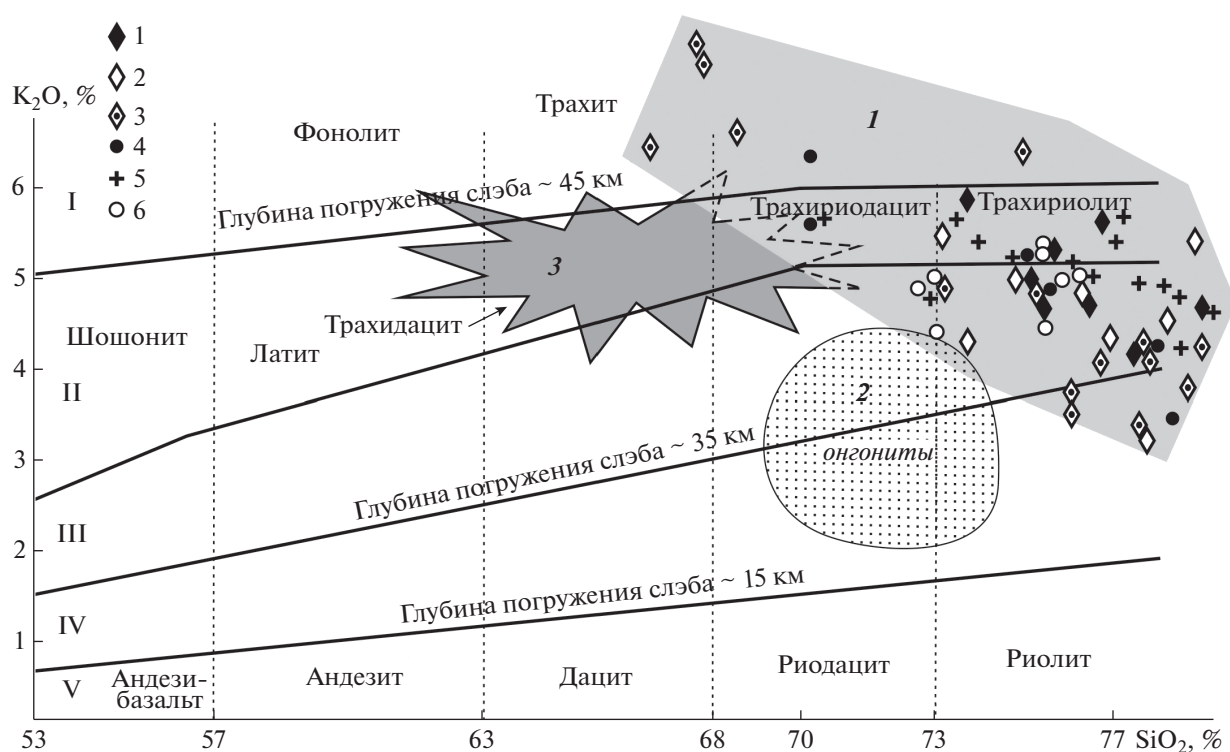
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ МЕЗОЗОЙСКИХ КИСЛЫХ МАГМАТИТОВ (НА ПРИМЕРЕ СТРЕЛЬЦОВСКОЙ КАЛЬДЕРЫ)

Стрельцовская кальдера расположена в Тулукуевской вулканотектонической структуре и вмещает одноименное уникальное по запасам Стрельцовское урановое рудное поле. Геологическое строение кальдеры изучалось многими исследователями в течение продолжительного периода времени, включая петрогеохимию и минералогии пород, разрез которых можно определить в качестве эталонного для вулканоплутонических структур Юго-Восточного Забайкалья и Восточной Монголии. Поэтому основные черты развития мезозойского кислого магматизма и возможные взаимосвязи его с рудами стратегических металлов, прежде всего урана, целесообразно рассмотреть именно на примере этого ключевого объекта.

Геологические структуры и магматизм Юго-Восточного Забайкалья развивались в течение ряда тектоно-магматических циклов (Петров и др., 2017), но продуктивной в отношении разнообразного оруденения оказалась только позднемезозойская активизация тектонических и магматических процессов (см. табл. 1). Урановое, молибден-урановое оруденение, а также жильные тела флюорита Стрельцовского рудного поля практически всеми его исследователями связываются с

последними фазами юрско-раннемелового кислого эффузивного магматизма и, соответственно, с интенсивными проявлениями флюидопотоков, завершающих этот важнейший в металлогеническом отношении тектоно-магматический цикл. Однако механизмы формирования оруденения в вулканических постройках кальдерного типа и характер рудогенерирующего магматического очага трактуются по-разному. Очевидно, что одна из ключевых ролей в определении источника рудного вещества принадлежит наиболее поздним кислым вулканитам (риолитам, трахириолитам) как непосредственным предшественникам формирования рудных залежей. Действительно, изотопный возраст риолитов и пород заключительной жильной серии Стрельцовского рудного поля, определенный разными методами, соответствует границе юры и мела, в основном около 140 млн лет. Согласно данным U—Pb датирования по цирконам из экстрезий риолитов, штоков гранит-порфиров, даек граносиенит-порфиров, линз цезиеносных перлитов (Шатков и др., 2010), проявления кислого вулканизма продолжались до 128 млн лет. Возраст уранового оруденения, локализованного внутри вулканотектонических структур (Стрельцовская кальдера, Дорнотское вулканическое сооружение в Монголии и др.), оценивается в 138—135 млн лет (Чернышев, Голубев, 1996; Лаверов и др., 2012). При этом данные изотопной геохронологии кислых эффузивов Монголо-Приаргунского вулканического пояса и редкометалльных кукульбейских гранитов в основном совпадают или, по крайней мере, очень близки и на 13—20 млн лет отличаются от более древних эффузивно-субвулканических образований субщелочного (шошонит-латитового) состава, развитых в вулканогенных прогибах и вулканических кальдерах региона (например, приаргунская серия Юго-Восточного Забайкалья) (см. табл. 1). В пределах Шерловгорского рудного района (ближайшего относительно Стрельцовской кальдеры) Rb—Sr датирование субвулканических онгонитов, онгориолитов и гранитов указывает на их формирование в интервале 145.7—141.6 млн лет (Перетяжко и др., 2011; Сырицо и др., 2012). Это обстоятельство послужило одной из причин появления гипотезы об общем как для кислых эффузивов, так и для редкометалльных гранитов очаге, индуцировавшем также и урановое оруденение (Лаверов и др., 2012). Однако экстрезивные и вулканические магматические образования Li—F-типа (онгониты, онгориолиты, амазонитовые граниты) в пределах вулканических структур Монголо-Приаргунского пояса не известны.

Другим основанием таких представлений явилось сходство некоторых геохимических характеристик обоих типов кислых магматитов (редкометалльных гранитов и эффузивных риолитов) этой



Фиг. 3. Диаграмма K_2O-SiO_2 (по Pecerillo, Taylor, 1976; Cuneu, 2014) для пород завершающей фазы вулканизма Стрельцовской кальдеры. Составы кислых, субщелочных и щелочных вулканитов: 1 – по данным (Ищукова и др., 2007); 2 – Chabiron et al., 2003; 3 – собственные данные авторов; 4 – кислые вулканиты Александрово-Заводской впадины (Сасим и др., 2012); 5 – кислые вулканиты Большого Хингана (Xu et al., 2013); 6 – риолиты и риолитовые игнимбрифы Дорнотской вулcano-тектонической структуры (Монголия) (Модель формирования..., 1990). Серии пород: I – калиевая щелочная, II – субщелочная (латитовая, шошонитовая), III – высококалийевая известково-щелочная, IV – известково-щелочная, V – толелитовая. Поле 1 – породы Стрельцовской кальдеры; поле 2 – онгониты, онгориолиты (по литературным данным), поле 3 – субщелочные породы (по М. Кюне – устное сообщение), потенциально рудоносные в отношении U, Th и РЗЭ. Светло-серым тоном обозначены поля фигуративных точек риолитов Стрельцовской кальдеры и других вулканических построек Приаргуныя.

части Забайкалья и Восточной Монголии, что послужило одним из аргументов в пользу их комагматичности. К таким чертам относятся, например, высокие содержания урана, которые в риолитах Стрельцовской кальдеры достигают 25 ppm, а в гранитоидах редкометального типа до 30 ppm. Кроме того, кислые вулканиты Стрельцовской кальдеры характеризуются вышекларковыми содержаниями ряда гранитофильных элементов (Li, Be, F, Rb, Cs, U, Th). Однако более подробное рассмотрение петро- и геохимических особенностей раннемеловых кислых эффузивов Приаргуныя указывает на многие существенные отличия их от интрузивно-субвулканических дериватов редкометальных гранитов.

К одной из особенностей химизма риолитов Стрельцовской кальдеры относится преобладание в группе щелочей калия при широких вариациях натрия (только отчасти это может быть связано с очень сильной гидротермальной проработкой всех вулканитов кальдеры). Их калиевая специфика и повышенная щелочность ясно вы-

ражена на диаграмме SiO_2-K_2O (по Pecerillo, Taylor, 1976; Cuneu, 2014), на которую вынесены имеющиеся для урановых месторождений Стрельцовской кальдеры и некоторых других вулканических сооружений региона данные по вмещающим вулканитам кислого и среднего состава (фиг. 3). Составы риолитов образуют тесную группу точек, в основном, в субщелочной области. Здесь же приведены сведения о химизме кислых эффузивных пород соседней с Забайкальем территории Большого Хингана (Китай), а также кислых вулканитов Дорнотской вулcano-тектонической структуры в Восточной Монголии. В Стрельцовском рудном поле наиболее богаты калием поздние кольцевые дайки и субвулканические интрузивные тела сиенитов и кварцевых сиенитов.

Почти все фигуративные точки образуют компактную область, отвечающую высококалийевую известково-щелочной серии. М. Кюне (Cuneu, 2014; Cuneu, 2015, устное сообщение) полагает, что наиболее продуктивны в отношении радиоактивных элементов калиевые трахидацииты и трахи-

риолиты. Эти породы сами по себе являются источником урана, который выщелачивается из них в процессе гидротермальной переработки, а затем отлагается в виде рудной минерализации. Предполагается при этом, что обогащенные калием вулканические породы имеют глубинный, мантийный или нижнекоровый, источник, что показано на диаграмме вероятными величинами погружения слэбов в областях палеосубдукции.

При некотором сходстве составов кукульбейских гранитов и кислых эффузивов тургинской серии их геохимические характеристики во многом различны. На фиг. 4 приведены данные двух групп: эффузивных и субвулканических пород кислого состава, вмещающих урановые руды Стрельцовской кальдеры, и гранитоидов и субвулканических пород некоторых редкометальных месторождений Забайкалья. Риолиты Стрельцовской кальдеры и других вулканических сооружений региона весьма обогащены кремнеземом: от 76 до почти 80 мас. %, а в вулканических бомбах и крупных фьямме его содержание превышает 80%. Очевидно, что онгониты и онгориолиты, представляющие жильные дериваты редкометальных гранитов, занимают резко отличную позицию и в основном характеризуются гораздо более низкой кремнекислотностью. Последнее иллюстрирует хорошо известную закономерность, подтвержденную экспериментальными исследованиями (Manning, 1981), о смещении котектических линий и котектических минимумов по мере увеличения содержания фтора в низкотемпературную, менее кремнекислотную и более богатую Na область составов. Очевидное и значительное обогащение онгонитов и Li–F-гранитов фтором и натрием отражено на диаграммах Харкера (см. фиг. 4). Другие соотношения петрогенных и малых элементов (например, Rb, Li, Zr) позволяют обозначить отличия кислых вулканических пород тургинской серии от близких им по возрасту субвулканических и интрузивных пород кукульбейского комплекса Забайкалья, в том числе онгонитов и онгориолитов Ары-Булака и Шерловой Горы (географически наиболее близких Стрельцовской и другим кальдерам Монголо-Приаргунского вулканического пояса). Более того, некоторые соотношения редких элементов не позволяют включать риолиты тургинской серии в ряд кристаллизационной дифференциации гранитов редкометального типа. Например, в этом эволюционном ряду весьма показательна разна-

правленное поведение Zr и Hf. Для риолитов обнаруживается весьма отчетливое обогащение цирконием, даже большее, чем в биотитовых гранитах, которые предполагаются как родоначальные для всего редкометального ряда и большее, чем в гранитоидах шахтаминского комплекса (на фиг. 4 шахтаминские гранитоиды помечены значком “ш”). Цирконий-гафниевое отношение закономерно понижается при кристаллизационной эволюции расплава от гранодиорита к литий-фтористому граниту. Поэтому оно часто используется для определения степени магматической дифференциации гранитоидов (Зарайский и др., 2009). Убывание циркония объясняется предпочтительной концентрацией его в цирконе, при этом гафний остается в эволюционирующем расплаве. Поэтому высокие содержания циркония в риолитах противоречат известному тренду кристаллизации. Отношение Zr/Hf в риолитах колеблется в пределах 32–45, а в недифференцированных кукульбейских гранитах составляет 25–35.

Также отчетливо магматические интрузивные (кукульбейские) и эффузивные (тургинские) серии отличаются комбинациями групп элементов-индикаторов. Следует лишь иметь в виду, что некоторые из характеристичных для данного региона компонентов, например Li и F, чрезвычайно сильно зависят от проявлений метасоматических процессов, в том числе низкотемпературного типа. Так, Li входит в состав тосудита, глинистого минерала, распространенного в аргиллизитах западной части Стрельцовского рудного поля, а F связан с метасоматической флюоритизацией, обычной для многих урановых месторождений. Кроме того, содержания фтора превышают кларковые для всех пород данного региона, включая основные, что представляет одну из региональных особенностей всего Восточного Забайкалья (Таусон, 1982; Козлов, Ефремов, 1999).

Все позднемезозойские магматиты кислого состава на территории Юго-Восточного Забайкалья обогащены щелочными металлами Li, Rb, Cs, а также Th, U, а онгониты – Ta, Pb, Hf относительно кларковых содержаний. Однако вариации содержаний этих элементов в породах разных комплексов существенно различаются, что находит отражение в величинах индикаторных соотношений (табл. 2).

К другим важным показателям дифференцированности и специализации гранитоидов отно-

Фиг. 4. Диаграммы SiO₂ – петрогенные и редкие элементы для кислых магматических пород урановых и редкометальных месторождений Юго-Восточного Забайкалья. 1 – биотитовые и мусковит-биотитовые граниты кукульбейского комплекса; 2 – риолиты и трахириолиты Стрельцовской кальдеры, данные авторов (Петров и др., 2017), а также (Chabiron et al., 2003); 3 – онгониты и онгориолиты месторождений Шерловая Гора, Шумиловское, Этыка, Орловское; 4 – Li–F-амазонитовые и альбит-амазонитовые граниты кукульбейского комплекса; 5 – риолиты и трахириолиты Александрово-Заводской впадины. По собственным данным, а также по литературным материалам (Бескин и др., 1994; Зарайский и др., 2009; Перетяжко, Савина, 2010; Козлов, 2009, 2011; Сырицо и др., 2012; Сасим и др., 2012). Точечными контурами обозначены составы риолитов тургинской серии.

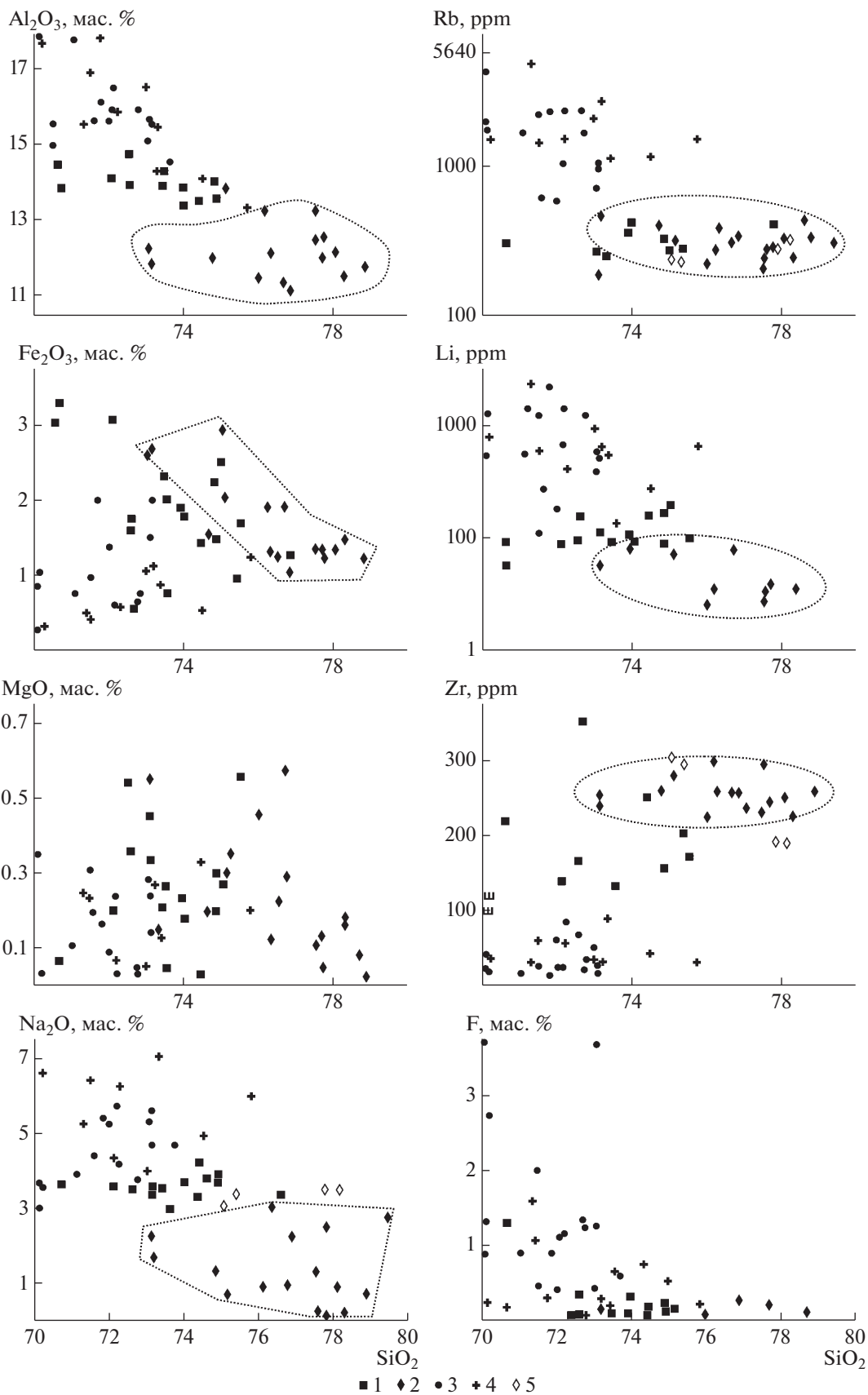


Таблица 2. Индикаторные отношения некоторых редких и редкоземельных элементов для кислых магматитов Юго-Восточного Забайкалья

Породы	Zr/Hf	Nb/Ta	Ce/Yb	Eu/Eu*	Σ REE, ppm	Rb/Sr
Риолиты, кварцевые сиенит-порфиры Стрельцовской кальдеры	30–45.4	7.95–16	7.2–20.7	0.39–0.72	173–225	1.21–46.48
Онгониты, онгориолиты, амазонит-альбитовые граниты кукульбейского комплекса, риолиты Шерловой горы	3.7–10.4	1.23–8.05	0.9–10.6	0.01–0.20	<100	30–1200

Примечание. Данные авторов, а также по (Зарайский и др., 2009; Козлов, 2011; Сырицо и др., 2012; Chabiron et al., 2003). Eu* – содержание европия при отсутствии его аномалии: $Eu/Eu^* = Eu_N/[Sm_N \times Cd_N]^{1/2}$, N – содержание элемента, нормированное по хондриту.

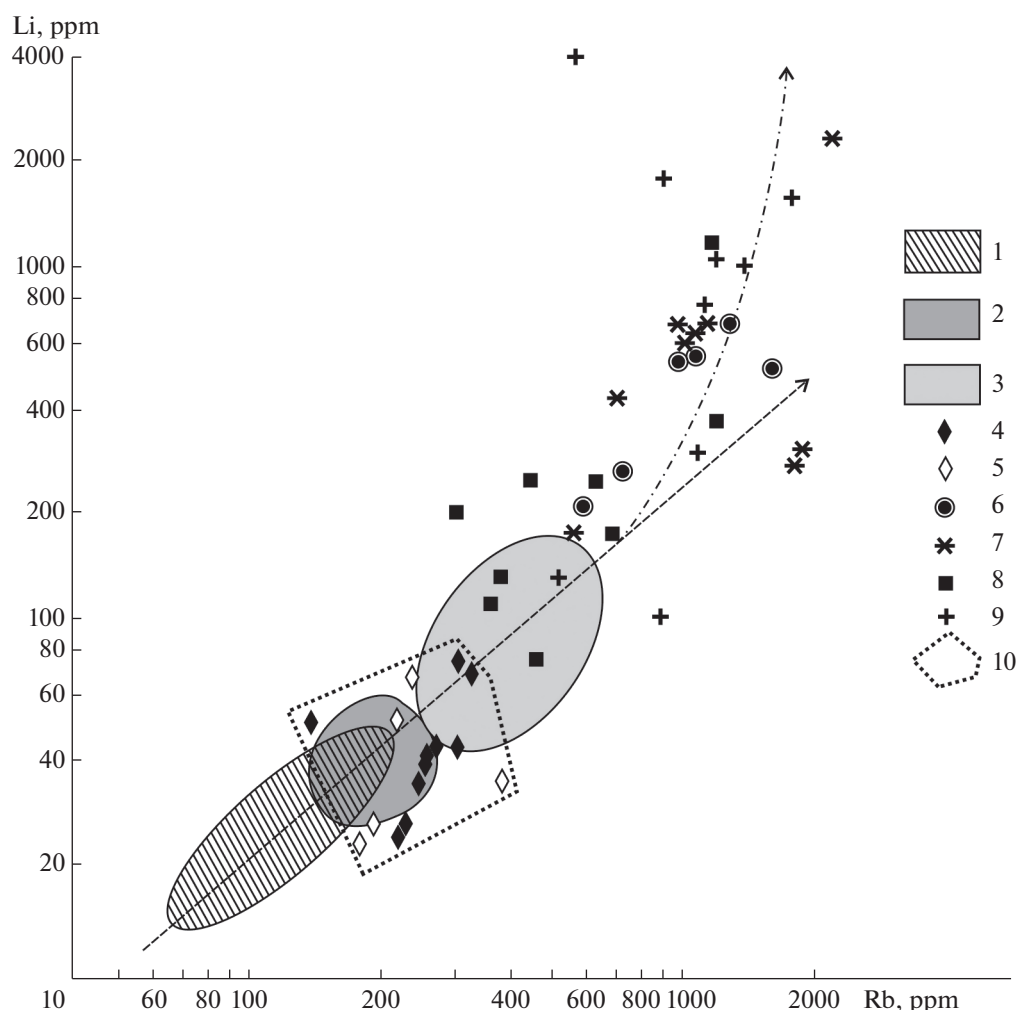
сятся вариации содержаний пар элементов, обнаруживающих разнонаправленные тенденции изменения их концентраций, например, Li–Rb или Rb–Sr. Редкометальные граниты несомненно обогащены Li и Rb в гораздо большей степени, чем кислые эффузивы тургинской серии. Это наглядно демонстрирует корреляционная диаграмма С.М. Бескина (2007) (фиг. 5), на которую вынесены литературные и собственные данные авторов. Очевидно, что для разных типов гранитоидов в ряду от кварцевых диоритов и гранодиоритов до редкометальных гранитов происходит непрерывное возрастание содержаний этих элементов, а при значительном обогащении пород Li тренд на диаграмме принимает более крутой наклон. Поле, отвечающее вулканитам Стрельцовской кальдеры, занимает область, соответствующую биотитовым гранитам и только частично двуслюдяным гранитам, а содержания Li в недифференцированных гранитах даже выше, чем в риолитах, что при нормальном ходе дифференциации труднообъяснимо. При этом, как упомянуто выше, необходимо учитывать возможное влияние на состав стрельцовских риолитов низкотемпературной аргиллизации, сопровождающейся развитием Li-тосудита.

Эволюция гранодиоритов и биотитовых гранитов через лейкократовые, двуслюдяные, мусковитовые граниты к обогащенным Li и F альбит-амазонитовым, топазсодержащим гранитам и их жильным дериватам (онгонитам) сопровождается закономерным возрастанием Rb/Sr отношения (Сырицо и др., 1984). На соответствующем графике (фиг. 6) отражены составы кислых вулканитов и даек граносиенитов из месторождений в Стрельцовской кальдере. Эти породы по содержаниям Sr занимают протяженный интервал, почти до 200 ppm, но при этом Rb остается в основном на уровне гранодиоритов и, отчасти, биотитовых и двуслюдяных гранитов, что также не вписывается в общий тренд кристаллизационной дифференциации редкометальных гранитов.

Редкоземельные спектры обеих групп магматитов также обнаруживают видимые различия

(фиг. 7). Риолиты характеризуются превышением содержаний легких РЗЭ над тяжелыми, и спектры их близки к гранитным, в отличие от “равноплечевое” распределения, характерного для поздних дифференциатов редкометальных гранитов и онгонитов. Такая конфигурация спектра сохраняется даже для жильных риолитов месторождений (Шерловая Гора). Очевидно также значительно более высокое содержание тяжелых РЗЭ и резко выраженный европиевый минимум в Li–F-редкометальных лейкогранитах. Наконец, в наиболее дифференцированных разновидностях гранитов и в онгонитах могут отчетливо проявляться тетраэдрные эффекты М-типа (Перетяжко, Савина, 2010; Vadanina et al., 2006). Они фиксируют проявления жидкостной несмесимости при существенном обогащении фтором и другими летучими элементами расплавов, что совершенно не характерно для риолитов тургинской серии.

Существуют и другие, достаточно определенно выраженные, различия в геохимических чертах кислых магматитов эффузивного и субвулканического типа тургинской серии и обогащенных F и Li гранитоидах и жильных серий кукульбейских гранитов. Очень резко группы магматитов латитового и редкометального ряда различаются по содержаниям F. Несмотря на то, что повышенная фтороносность мезозойских магматитов представляет характерную особенность всего региона, и фтор почти постоянно входит также в состав породообразующих минералов, его содержания в упомянутых группах пород несопоставимы. Так, по данным разных авторов (Козлов, 2009; Владимиров и др., 2007; Антипин и др., 2009; Зарайский и др., 2009; Сырицо и др., 2012) содержания фтора в редкометальных гранитах могут достигать нескольких процентов. В онгонитовом массиве Ары-Булак (район Шерловой Горы) обогащение фтором столь велико, что там зафиксированы явления ликвации высокофтористого расплава с обособлениями выплавков, резко обогащенных флюоритом и другими фторсодержащими минералами (Перетяжко и др., 2011). Однако в риолитах Стрельцовской кальдеры содержа-



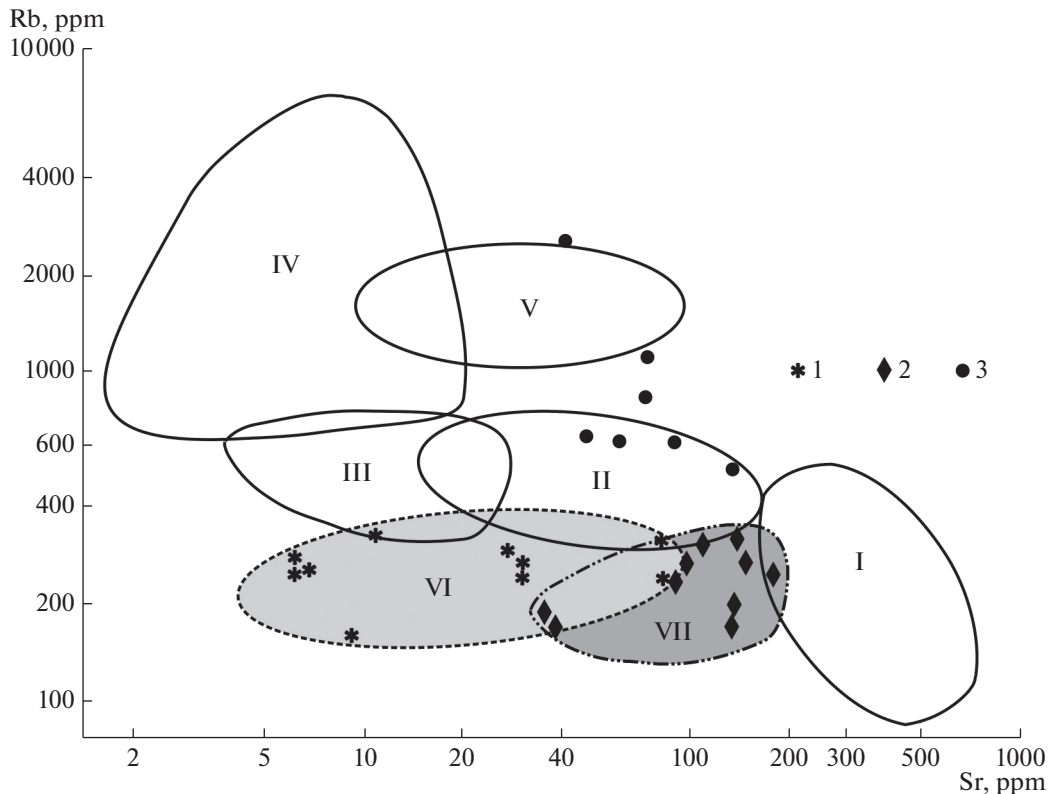
Фиг. 5. Корреляционная диаграмма Li–Rb для гранитоидных пород и кислых эффузивов Юго-Восточного Забайкалья. 1–3 – поля (по Бескин, 2007) соответственно: 1 – кварцевых диоритов, монцонитов, гранодиоритов, плагиогранитов, 2 – гранитов, 3 – лейкократовых гранитов и аляскитов; 4 – риолиты Стрельцовой кальдеры; 5 – кварцевые сиениты и сиениты Стрельцовой кальдеры; 6 – редкометалльные лейкократовые граниты; 7 – онгониты (Сырицо и др., 2012); 8 – мусковитовые и амазонит-альбитовые Li–F-граниты (Козлов, 2009); 9 – амазонит-альбитовые граниты (Зарайский и др., 2009). 10 – точечный контур показывает область составов пород Стрельцовой кальдеры.

ния фтора не превышают 0.26 мас. % и только в расплавных включениях (Chabiron et al., 2003; Науумов, 2011) могут возрасти до первых процентов.

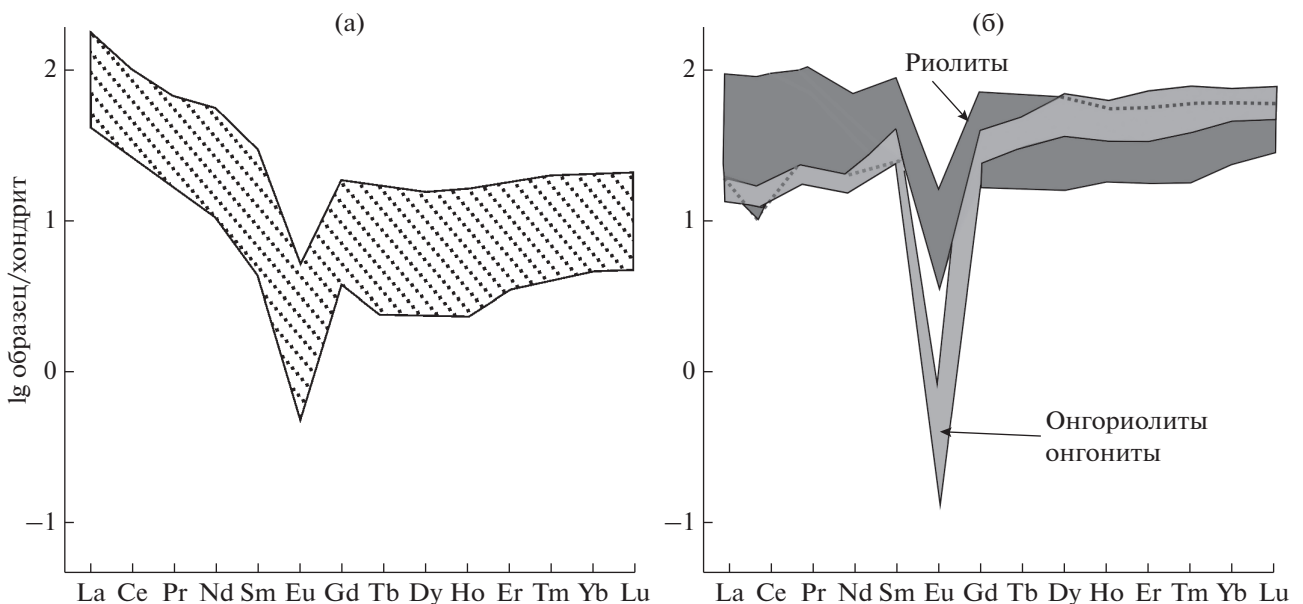
Расчет равновесных концентраций фтора в магматических и постмагматических флюидах произведенный нами (Петров и др., 2017) по методу слюдяных геофториметров (Аксюк, 2002) показал, что величина M_{HF} (молярность) для урановых месторождений занимает область от -2.5 (биотиты) до -3.6 (околорудные иллиты), что значительно ниже величин для Li–F редкометалльных гранитов и сопровождающих их грейзенов.

Итак, сравнение петрохимических составов риолитов тургинской серии и субвулканических тел гранит- и граносиенит-порфиров с кислыми субвулканическими дериватами кукульбейских редкометалльных гранитов показывает, что тур-

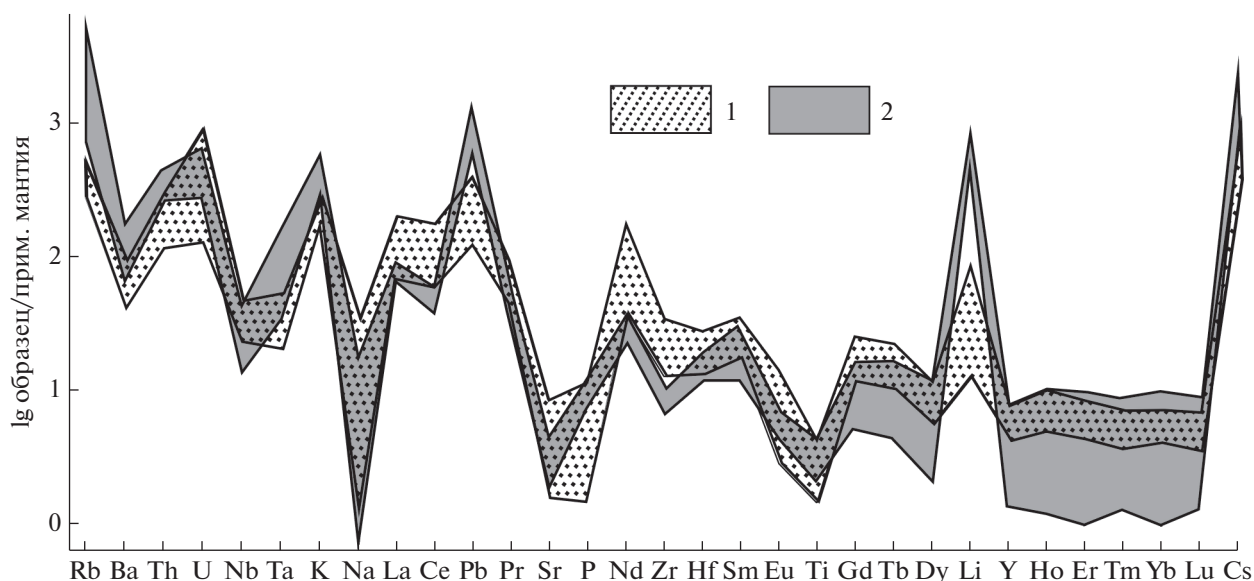
гинские риолиты скорее представляют иную эволюционную ветвь, отвечающую геодинамической ситуации обширных и протяженных вулканических поясов этой части Центральной Азии. Поэтому целесообразно согласиться с представлениями Л.В. Таусона (Таусон, 1982; Таусон и др., 1984) о принадлежности этих эффузивов к последним дифференциатам субщелочного (латитового) магматизма Восточного Забайкалья и сопредельных областей Монголии и Китая. Изучение изотопного состава пород Стрельцовой кальдеры, предпринятое Д.В. Коваленко и соавторами (Коваленко и др., 2014, 2015), показало, что эти величины для риолитов соответствуют: $\epsilon Nd(T) = -1$ до -2 и $ISr(T) = 0.713-0.715$, для трахибазальтов – $\epsilon Nd(T)$ от -1.5 до $+3.4$, $ISr(T)$ – от 0.7058 до 0.7065 . Значения $\epsilon Nd(T)$ этих групп по-



Фиг. 6. Зависимость содержаний Sr и Rb в гранитоидах, эффузивных и субвулканических породах Юго-Восточного Забайкалья, по данным (Сырицо и др., 1984, 2012) с дополнениями (Зарайский и др., 2009; Перетяжко, Савина, 2010; Козлов, 2011) и собственным данным. Поля, отвечающие составам: I – шахтаминского и амуджикано-сретенского комплексов (монциты, диориты, гранодиориты, жильные гранит-порфиры) (Берзина и др., 2013); II – кукульбейского комплекса биотитовых и двуслюдяных гранитов; III – мусковитовых и мусковит-альбитовых гранитов; IV – литионит-амазонит-альбитовых гранитов; V – онгонитов Ары-Булака, Шумиловского, Орловского и Белухинского месторождений; VI – риолитов и VII – субвулканических пород Стрельцовского рудного поля. Точки фигуративных составов: 1 – стрельцовских риолитов и трахириолитов; 2 – кварцевых сиенитов, сиенит-порфиров, жильных риолитов; 3 – даек трахидацитов, трахириодацитов в редкометальных месторождениях (последнее по Баданина и др., 2008).



Фиг. 7. Спектры РЗЭ риолитов Стрельцовской кальдеры (а) и онгориолитов, онгонитов, риолитов (б) кукульбейского комплекса Шерловой горы (по Сырицо и др., 2012), нормированных на хондрит РЗЭ по (Taylor, McLennan, 1985). Спектры РЗЭ для пород Стрельцовского рудного поля приведены по собственным данным (Петров и др., 2017).



Фиг. 8. Спайдер-диаграмма жильных субщелочных пород на урановых и редкометалльных месторождениях Юго-Восточного Забайкалья: 1 – жильные сиениты и кварцевые сиениты Стрельцовской кальдеры; 2 – жильные трахириодациты и трахидациты редкометалльных месторождений (по материалам табл. 3).

род (риолитов и трахибазальтов) близки, но величины $ISr(T)$ значительно различаются. Следовательно, риолиты Стрельцовской кальдеры являются, вероятно, наиболее поздними кислыми дифференциатами латитовой серии магматитов Приаргунья, но, возможно, наследуют и составы континентальной коры.

Приведенные выше геохимические характеристики, касающиеся магматитов кислого состава, следует дополнить данными по жильным и экструзивным сиенитам, кварцевым сиенитам, субщелочным гранит-порфирам, которые в Стрельцовской кальдере относятся к наиболее поздним магматическим проявлениям и непосредственно предшествуют отложению урановых руд. Заметим, что в ареалах распространения редкометалльных гранитов кукульбейского комплекса известны сходные с ними по петрохимическому составу жильные породы среднего и промежуточного с кислыми состава, обычно значительно обогащенные калием (трахидациты, калиевые риолиты, трахириодациты). Поэтому показательно сравнение составов этих двух групп пород в разнотипных рудных полях – урановорудных и редкометалльных. Химический состав трахидацитов, трахириолитов и трахириодацитов в редкометалльных месторождениях, связанных с гранитами кукульбейского комплекса (Баданина и др., 2008; Сырицо и др., 2012), варьирует в отношении SiO_2 от 67 до 72 мас. %, при фемичности ($Fe_2O_3 + MgO$) – до 3.5%, индексе A/CNK от 1.24 до 1.83 и высоком содержании калия (до 7.5–10%); в риолитах и трахириолитах содержание калия значительно ниже (4–5%). Кварцевые сиениты, сиениты и гранит-

порфиры, жильные риолиты экструзивных тел и кольцевых даек Стрельцовской кальдеры петрохимически сходны по составу с жильными породами Шерловой Горы и других редкометалльных месторождений по кремнекислотности и высоким содержаниям калия, но их фемичность выше (от 3.06 до 6.76%), а индекс глиноземистости (A/CNK) в основном ниже и колеблется около единицы (1.19–0.94), что в основном соответствует породам, пересыщенным щелочами. Состав жильных пород обоих типов отражен в табл. 3 (где для сравнения приведены анализы жильных пород из редкометалльных месторождений) и представлен на спайдер-диаграмме (фиг. 8).

На редкометалльных месторождениях Юго-Восточного Забайкалья жильные трахириолиты и трахириодациты обнаруживают очевидное сходство с материнскими гранитами в общей редкометалльной специализации по ряду редких литофильных элементов (Li, Rb, Cs, Nb, Ta, W, Sn, Th, U). При этом для некоторых из них (Rb, Li, Cs, Ta, F) она выражена достаточно резко (табл. 3 и 4). При общем сходстве конфигураций спектров (см. фиг. 8) отмечаются разные соотношения элементов в индикаторных парах – Nb–Ta и Zr–Hf для жильных пород Стрельцовской кальдеры и для редкометалльных рудных полей. Для жильных дериватов кукульбейских гранитов очевидно явное обогащение жильных пород танталом и несколько менее выраженное – гафнием, что является типоморфным признаком Li–F гранитов (Зарайский и др., 2009; Сырицо и др., 2012). Отчетливо заметно резкое обогащение этих пород Rb и F и обеднение Zr относительно сходных по

Таблица 3. Содержание петрогенных и редких элементов в жильных и субвулканических породах среднего и кислого состава на месторождениях Стрельцовского рудного поля и на редкометалльных месторождениях Юго-Восточного Забайкалья

образец	Урановые месторождения Стрельцовской кальдеры											образец	Редкометалльные месторождения			
	10с11	10с12	10с2	10с9	10с18	10с6	10с26	10с5	10с10	10с4	10с4		О-502	О-902	Бе-3097	Бе-3110
SiO ₂	65.30	66.58	64.40	71.22	62.89	65.28	68.88	72.93	67.57	67.73	67.73	SiO ₂	67.30	67.18	68.47	69.93
TiO ₂	0.92	0.72	0.83	0.40	0.79	0.87	0.72	0.42	0.76	0.58	0.58	TiO ₂	0.19	0.29	0.46	0.26
Al ₂ O ₃	19.74	16.59	17.62	13.64	17.47	17.16	14.37	14.71	16.04	16.53	16.53	Al ₂ O ₃	16.60	16.86	18.11	16.67
Fe ₂ O ₃	3.40	3.20	4.22	4.24	3.51	3.20	3.71	1.16	2.24	2.57	2.57	Fe ₂ O ₃	1.59	1.96	1.79	1.59
MnO	0.07	0.09	0.10	0.11	0.05	0.10	0.12	0.04	0.07	0.06	0.06	MnO	0.03	0.23	0.25	0.03
MgO	1.07	0.75	1.35	0.46	0.48	0.71	1.05	0.31	0.50	0.49	0.49	MgO	1.05	1.25	0.83	0.52
CaO	1.45	2.12	2.39	2.06	0.95	1.58	2.68	0.60	2.24	0.61	0.61	CaO	0.11	0.05	1.37	1.34
Na ₂ O	0.37	3.10	2.09	0.92	1.33	2.35	2.99	3.29	2.31	3.21	3.21	Na ₂ O	0.94	0.27	0.20	3.33
K ₂ O	7.32	6.63	6.60	6.75	12.31	8.47	5.15	6.37	8.00	7.95	7.95	K ₂ O	10.35	10.28	5.91	5.12
P ₂ O ₅	0.23	0.06	0.24	0.09	0.08	0.11	0.23	0.03	0.12	0.10	0.10	P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.10	0.08
S	0.04	0.07	0.04	0.04	0.31	0.04	0.03	0.04	0.06	0.02	0.02	S	—	—	—	—
Сумма	99.91	99.98	99.85	99.96	100.17	100.07	99.93	99.83	99.95	99.90	99.90	ппп	1.10	0.80	2.20	1.40
Li	400	75	50	118	114	137	37	22	101	27	27	Сумма	99.32	99.03	99.69	99.98
Be	5.80	4.60	4.40	4.4	3.30	3.70	4.9	5.4	3.4	3.40	3.40	Li	105.30	951.40	654.90	55.15
Sc	10	10	11	11	13	14	11	6	13	8	8	Be	4.58	34.02	7.09	4.85
Ti	4170	3480	5340	4433	3957	4387	3359	1996	3712	2738	2738	Sc	14.28	12.59	2.03	1.52
V	40	25	37	37	17	40	40	7.80	15	8.80	8.80	Ti	1115	952.50	1734	826.90
Cr	9.91	2.16	—	—	—	—	—	—	—	29	29	V	7.24	6.77	14.99	10.73
Mn	450	628	914	833	328	697	806	261	475	373	373	Cr	4.41	3.12	16.52	16.80
Co	1.90	1.60	2.90	3.6	0.67	0.44	0.44	0.42	—	—	—	Mn	330.30	1805	1777	223.90
Ni	1.90	4.20	2.80	6.4	1.40	3.40	6.50	2.8	0.44	11	11	Co	0.67	1.30	4.56	1.69
Zn	85	69	77	63	39	180	91	19	66	17	17	Ni	0.50	1.06	8.93	21.46
Rb	325	253	222	203	306	306	290	181	305	193	193	Cu	1.41	1.78	50.78	15.42
Sr	154	138	183	131	85	85	96	36	110	37	37	Zn	24.64	44.30	1314	37.52
Y	34	34	34	33	26	34	32	25	21	48	48	Rb	946.10	2401	604.70	359.60
Zr	188	200	418	396	212	181	273	198	157	188	188	Sr	74.40	40.19	93.40	207.23
												Y	38.06	32.42	7.52	6.21

Таблица 3. Окончание

	Урановые месторождения Стрельцовской каледеры											Редкометалльные месторождения				
	23	25	24	21	18	25	36	25	23	30	Zr	90.56	88.82	113.30	65.62	
Nb	1.20	1.10	2.40	2.50	1.40	1.20	1.70	1.20	1.10	1.10	Nb	24.56	23.92	8.87	9.31	
Ag	0.53	0.75	1.40	4.40	0.79	1.90	2.30	1	0.84	0.30	Mo	1.90	2.25	0.93	4.33	
Cd	48	21	28	27	21	25	20	11	18	15	Ba	1186	1264	654.90	394	
Cs	541	695	377	647	447	542	312	351	385	555	La	45.26	45.03	55.46	36.87	
Ba	59	74	70	71	242	77	58	55	86	87	Ce	85.40	81.81	91.70	59.72	
La	126	153	148	147	507	159	119	115	163	201	Pr	13.51	13.07	12.65	9.05	
Ce	15	18	18	18	55	25	14	16	18	28	Nd	46.41	46	38.48	28.61	
Pr	60	72	82	26,60	197	185	57	78	82	165	Sm	10.66	11.40	5.59	4.81	
Nd	10	12	12	13	25	18	8.59	11	9.90	22	Eu	0.98	0.91	1.12	0.71	
Sm	1.70	2	2.20	2.20	2.50	2.4	1.30	0.51	1.80	1.10	Gd	8.39	8.41	3.71	2.93	
Eu	9.30	11	11	11	21	16	8	9.50	8.40	20	Tb	1.21	1.37	0.43	0.37	
Gd	1.30	1.50	1.60	2.20	2.20	2.30	1.20	1.40	1.10	2.90	Dy	6.82	7.69	1.63	1.48	
Tb	6.60	7.50	8	7.70	7.40	9.60	6.20	6.50	4.60	13	Ho	1.48	1.49	0.26	0.24	
Dy	1.30	1.40	1.50	1.50	1.30	1.80	1.20	1.20	0.86	2.3	Er	3.75	4.21	0.76	0.45	
Ho	3.30	3.60	3.90	3.60	3	4.30	3.50	3	2.30	5.50	Tm	0.59	0.64	0.09	0.07	
Er	0.47	0.50	0.53	0.51	0.43	0.58	0.55	0.39	0.31	0.71	Yb	4.19	4.30	0.61	0.51	
Tm	3	3.20	3.20	3.20	2.80	3.40	3.70	2.30	2.20	3.80	Lu	0.61	0.64	0.09	0.07	
Yb	0.41	0.46	0.45	0.46	0.48	0.50	0.56	0.32	0.33	0.53	Hf	4.53	5.34	4.45	3.37	
Lu	5.3	5.70	9.20	8.60	5.40	4.90	8.30	5.40	4.50	5.50	Ta	3.43	4.34	1.21	1.39	
Hf	1.4	1.60	1.30	1.20	0.88	1.80	2.3	1.70	1.10	2.30	W	21.34	12.25	37.27	5.01	
Ta	16	30	22	25	30	19	23	9.20	40	17	Pb	9.77	65.50	53.72	33.98	
Pb	15	18	13	15	22	12	29	11	16	15	Bi	1.08	3.01	9.87	0.64	
Th	6.2	5.90	4.80	6.60	2.90	4	22	6	5.4	4.9	Th	16.45	18.81	32.89	27.23	
U											U	5.46	4.71	9.49	12.14	

Примечание. Содержание петрогенных элементов даны в массовых процентах, редких элементов – в ppm. Прочерк означает, что элемент не определялся или содержится ниже пределов обнаружения. Аналитические работы выполнены в ЦКП «ИГЕМ-Аналитика». Образцы 1, 2, 3 – месторождение Пятилетнее; 4, 6–10 – месторождение Тулукувское; 5 – месторождение Красный Камень. Анализы образцов О-502, О-902, Бе-3097 и Бе-3110 заимствованы из работы (Сырцо и др., 2012).

Таблица 4. Геохимические особенности жильных и субвулканических субщелочных пород калиевой спецификации в Стрельцовском рудном поле и редкометальных месторождениях Юго-Восточного Забайкалья (в ppm)

Элементы	Rb	Li	Cs	Ta	F	Σ PЗЭ	Zr
Стрельцовское рудное поле	<360	27–250	< 40	0.9–2.3	<2600	282–552	до 418
Редкометальные месторождения	1035, до 2400	до 950	до 85	1.21–10.3	до 10870	до 250	90

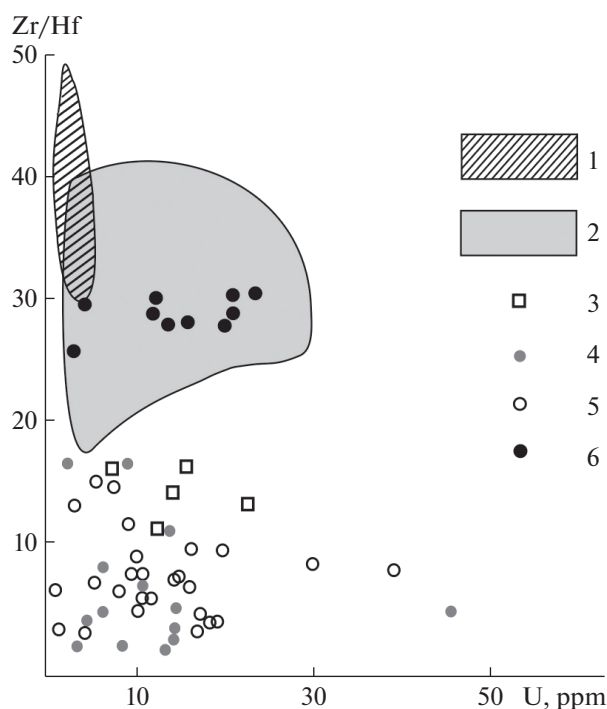
петрохимическому составу жильных пород урановых месторождений и, наконец, аномальное обогащение Li, также типичное для редкометального комплекса гранитов. При этом заметные превышения содержаний лития над кларком в жильных породах Стрельцовской кальдеры могут быть обусловлены отчасти влиянием наложенных зон аргиллизации с участием Li-тосудита.

Таким образом, геохимические различия этих двух групп жильных пород представляются довольно значительными. Повышенные содержания ряда типоморфных для редкометальных гранитов компонентов позволяет предполагать образование редкометальных Li–F-гранитов и их жильных серий трахидацитового и трахириодацитового состава за счет общего исходного корового субстрата (Абушкевич, Сырицо, 2007), который, вероятно, отличался от субстрата риолитов тургинской серии в пределах Монголо-Приаргунского вулканического пояса.

Одной из важных геохимических характеристик вмещающих эффузивных пород кислого состава в урановорудных полях являются вариации содержаний в них урана, поскольку обогащенность ураном выше кларковых значений может рассматриваться как один из поисковых критериев. Юго-Восточное Забайкалье представляет весьма благоприятный регион для такого рода анализа, поскольку в последние десятилетия здесь были проведены подробные исследования геохимических составов пород кислого состава как интрузивных (кукульбейский комплекс), так и эффузивных в пределах Монголо-Приаргунского вулканического пояса. При этом вышекларковые содержания урана характерны для всех кислых пород позднемезозойского возраста – интрузивных, жильных, субвулканических, экструзивных, эффузивных, – относимых как к кукульбейскому комплексу, так и к вулканитам тургинской серии. Сравнение этих содержаний в гранитоидных породах разных фаций по индикаторной для степени дифференцированности величине Zr/Hf (Зарайский и др., 2009) с использованием собственных данных и данных других авторов приведено на фиг. 9 и 10. В отношении резко повышенных и урананых значений U и F следует иметь в виду, что они могут быть связаны с включениями радиоактивных минералов (микролит, самарскит, пироксид) или с наложениями более поздних гидротермальных процессов флюоритизации. Боль-

шинство фигуративных точек содержаний урана в породах высокой степени дифференцированности (амазонит-альбитовые Li–F-граниты, онгониты, мусковитовые лейкограниты) попадают в интервал значений от 5 до 42–27 ppm при содержаниях фтора, достигающих до первых процентов (см. фиг. 10). Однако и биотитовые низкодифференцированные граниты кукульбейского комплекса, часто весьма обогащенные фтором и отличающиеся довольно широкими вариациями цирконий-гафниевых отношений, содержат урана столько же, если не больше. Из этого следует, что кристаллизационная дифференциация гранитоидов, приводящая в итоге к существенному обогащению пород фтором и накоплениям некоторых редких элементов (Ta, Nb), не имеет существенного значения для концентрирования урана. Этот элемент, по-видимому, остается в основном в малоподвижном (U^{IV}) состоянии в составе аксессуарных минералов биотитовых и двуслюдяных гранитов восстановленного типа, к которому и относятся гранитоиды кукульбейского комплекса. Все известные к настоящему времени геологические данные указывают на генетическую связь с гранитоидами этого типа в первую очередь месторождений олова, отделяющегося от расплава в восстановленной форме Sn⁺², и в меньшей степени W, который обнаруживает большую индифферентность в отношении окислительно-восстановительных условий (Лишневецкий, Бескин, 1994; Кигаи, 2011). Четырехвалентный уран в восстановительных гидротермальных (ниже 500°C) условиях умеренной кислотности не образует растворимых соединений (Redkin, 1996; Коваленко и др., 2012).

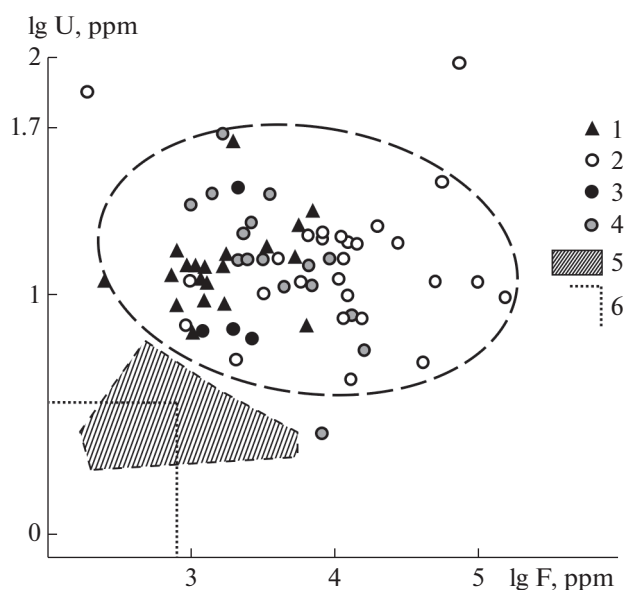
В заключение раздела следует рассмотреть данные о накоплении урана в остаточных фракциях застывающих магматических тел, сохраняющихся в виде расплавных включений. Согласно имеющимся для рассматриваемой территории сведениям (Сырицо и др., 2012), такие включения в высокодифференцированных Li–F-амазонитовых гранитах обнаруживают снижение концентраций урана и других рудных компонентов, например Ta, Nb, Li, в расплаве относительно содержания в породе. Такое перераспределение, по мнению авторов, свидетельствует о кристаллизации рудных минералов (колумбита-танталита, самарскита, микролита), которые, вероятно, поглощают также и радиоактивные элементы в виде



Фиг. 9. Содержания урана в гранитоидах кукульбейского и шахтаминского комплексов в зависимости от степени кристаллизационного фракционирования расплава, отраженного в величине отношения Zr/Hf (по данным Зарайский и др., 2009; Сырицо и др., 2012; Badanina et al., 2006; Берзина и др., 2013). Для сравнения приведены данные по риолитам Стрельцовской кальдеры. 1 – поле составов гранодиоритов и кварцевых сиенитов шахтаминского комплекса, 2 – поле составов биотитовых гранитов кукульбейского комплекса; 3–5 – точки составов: 3 – лейкограниты кукульбейского комплекса, 4 – альбит-амазонитовые Li–F-граниты, 5 – субвулканические онгониты и онгориолиты кукульбейского комплекса, 6 – риолиты Стрельцовской кальдеры.

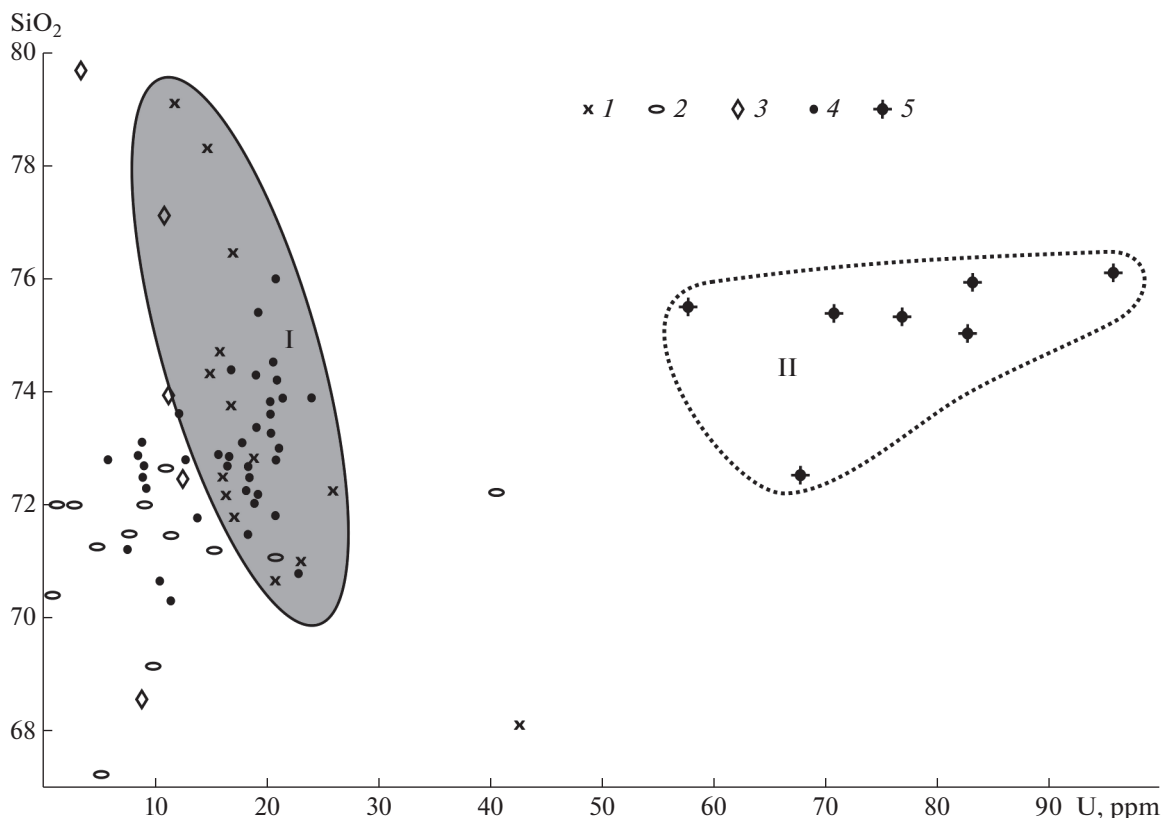
изоморфных примесей. В остаточном онгонитовом расплаве по сравнению с породой резко понижено также содержание Rb , Nb , Ta , Zr , Hf , U и Th , причем содержание урана может уменьшаться в 10–17 раз. Наряду с этим в остаточных расплавах менее дифференцированных пород (жильные трахириодациты редкометальных месторождений) и в расплавных включениях риолитов Стрельцовской кальдеры концентрация урана достигает соответственно 42.09 и 26 ppm (Сырицо и др., 2012; Наумов и др., 2011; Chabiron et al., 2003) при общих содержаниях урана в этих породах от 3.8 до 23 ppm.

Интересные данные по составам расплавных включений содержатся в работе, касающейся рудопроявлений урана провинции Брансвик в Канаде (Gray et al., 2011). Авторами сообщается о значительном обогащении ураном остаточных расплавных включений в позднепалеозойских риолитах: во включениях из вкрапленников кварца и плагиокла-



Фиг. 10. Содержания урана в гранитоидах кукульбейского и шахтаминского комплексов в зависимости от общих содержаний фтора в разных дифференциатах гранитоидов (по данным: Таусон и др., 1984; Бескин др., 1994; Зарайский и др., 2009; Козлов, 2009, 2011; Перетяжко, Савина, 2010; Сырицо и др., 2012; Badanina et al., 2006; Берзина и др., 2013 и собственным данным авторов). 1 – граниты кукульбейского комплекса биотитовые и двуслюдяные (оконтурены штриховой линией), 2 – онгониты, 3 – риолиты Стрельцовской кальдеры, 4 – амазонитовые и Li–F-граниты, 5 – гранитоиды шахтаминского комплекса, 6 – границы кларковых содержаний U и F для гранитоидов (Справочник по геохимии, 1990).

за содержания урана достигают 34 ppm, а в остаточных расплавах в вакуолях стекловатой основной массы (syneuptive inclusions) они достигают 95 ppm. При этом размеры рудных тел и содержания полезного компонента (урана) невелики и не сопоставимы с месторождениями Стрельцовской кальдеры. Имеющиеся литературные данные по остаточным расплавным включениям вынесены на диаграмму (фиг. 11). Анализ диаграммы показывает, что высокие содержания урана во включениях риолитов Стрельцовской кальдеры не являются уникальными и могут наблюдаться и на неурановых (в данном случае – редкометальных) месторождениях. Это явление, вероятно, отражает региональную геохимическую специфику кислого J_3 – K_1 магматизма Юго-Восточного Забайкалья наряду с общей обогащенностью его фтором и редкими элементами, что не наблюдается, например, в других регионах (Наумов и др., 2011). Существенное обогащение ураном (и цезием) расплавных включений в стекловатых матрицах и вулканических стеклах подтверждает возможность концентрирования этих элементов в стекловатых средах (Шатков и др., 1970).



Фиг. 11. Содержания урана в расплавных включениях разных групп пород кислого состава (по Кузнецов и др., 2004; Наумов и др., 2011; Сырицо и др., 2013; Chabiron et al., 2003; Gray et al., 2011). Серое поле (I) – расплавные включения в риолитах урановых месторождений. 1 – состав включений в риолитах месторождений урана Стрельцовского рудного поля, 2 – в онгонитах и Li–F гранитах Шерловой Горы, 3 – в риолитах района Мо–W-месторождения Тырны-Ауз (Северный Кавказ), 4 – во вкрапленниках кварца из риолитов урановых проявлений Нью Брансвик (Канада), 5 – из стекловатой матрицы (поле II) тех же риолитов.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В СВЯЗИ С ПРОЯВЛЕНИЯМИ МЕЗОЗОЙСКОГО КИСЛОГО МАГМАТИЗМА

Юго-Восточное Забайкалье представляет область очень широкого и разнообразного проявления метасоматических процессов. На примере этого региона появляется возможность в общих чертах проследить характер развития метасоматических процессов в зависимости от преобладающего типа магматизма (гранитоидного редкометального или гранитоидного субщелочного (шахтаминский тип) и эффузивно-гипабиссальных вулканитов тургинской серии соответственно), а также установить приуроченность к ним уранового оруденения. Известные к настоящему времени основные разновидности метасоматитов сведены в таблицу (табл. 5).

Уже из беглого анализа таблицы следует, что с разными типами магматитов ассоциируют определенные метасоматические формации. Для лейкогранитов и редкометальных гранитов типоморфны грейзены и в гораздо меньшей степени березиты и аргиллизиты. Для субщелочного шах-

таминского комплекса и эффузивно-гипабиссального комплекса тургинской серии характерен более широкий спектр метасоматитов, но за исключением грейзенов. Урановая минерализация ассоциирует только с наиболее низкотемпературной частью этого спектра (аргиллизиты, гидрослюдистые метасоматиты). Частично проблемы взаимосвязей метасоматоза с определенными типами магматизма для регионов с интенсивными проявлениями гранитоидного магматизма освещались в более ранних работах (Иванова, 1976; Гайворонский, 1986; Марин и др., 1990). Так, например, по поводу соотношений скарнов и редкометальных грейзенов Юго-Восточного Забайкалья Б.А. Гайворонским (1986) отмечено, что "...в связи с умеренно кислыми гранитоидами (шахтаминский комплекс) наиболее длительно и полно проявляются процессы ранней щелочной стадии (имеется в виду ранний высокотемпературный К-метасоматоз). Кислотная стадия в этом типе гранитоидов проявляется лишь в окварцевании, а типичные процессы грейзенизации не характерны".

Таблица 5. Основные типы метасоматитов Юго-Восточного Забайкалья

Типы метасоматитов	Взаимосвязь с магматическими комплексами	Типоморфные минералы	Рудные компоненты	Условия образования	Примеры месторождений
Скарны	Шахтаминский, сретенский, амуджиканский	<i>Магнезиальные скарны:</i> шпидель, форстерит, флогопит, гумит, диопсид, клиногумит, хондродит	Fe, Cu, W, Pb, Zn	Субнейтральные	Быстринское, Андрюшкинское
		<i>Известковистые скарны:</i> пироксены, гранаты, скаполит, плагиоклаз, аксинит, людовит			
Калишпатовые метасоматиты	Шахтаминский, сретенский, амуджиканский	Калиевый полевой шпат, флогопит-биотит, магнетит, кварц	Mo, Cu, Au,	Субнейтральные, щелочные	Бугдаинское, Шахтаминское, Жирекенское
Грейзены	Кукульбейский редкометалльный комплекс	Мусковит, топаз, Li-слоды, флюорит, касситерит, турмалин, вольфрамит	Sn, W, Zn, Pb, Be	Кислотные	Слокойнинское, Букука, Белуха, Шерловая Гора, Хапчеранга
Березиты	Шахтаминский и кукульбейский комплексы	Серицит, анкерит, кальцит, кварц, пирит, Fe-турмалин	Pb, Zn, Au, Ag, Cu	Умеренно-кислотные	Кадая, Кличка, Новоширокинское, Нойон-Тологой, Бугдаинское, Шахтаминское
Иллитовые метасоматиты (гидрослюды)	Шахтаминский комплекс и вулканы тургинской и приаргунской серий	Иллит, смешанослойный иллит-смектит, анкерит, сидерит, бертьерин, гематит	U, Mo, CaF ₂	Умеренно-кислотные	Стрельцовское рудное поле, Дорнотское рудное поле в Восточной Монголии
Аргиллизиты	Шахтаминский комплекс и вулканы тургинской и приаргунской серий	<i>Кварц-каолинитовый тип:</i> каолинит, кварц, иллит, дикицит, сидерит	Au	Умеренно-кислотные	Балейское
	Шахтаминский и кукульбейский комплексы	<i>Каолинит-смектитовый тип:</i> смектит, каолинит, иллит-смектит, карбонаты, бертьерин, кварц	U, As, Hg, CaF ₂	Умеренно- и слабо-кислотные	Орловское, Могочинское, Сигирлинское
	Вулканы тургинской серии	<i>Цеолит-смектитовый тип:</i> смектит, каолинит, морденит, каолинит, селадонит, бертьерин, кристобалит, халцедон, флюорит	U, As, CaF ₂ , цеолиты, бентонит	Субнейтральные	Дальнее, Безречное, Шивыртуй

В пространственной связи с шахтаминскими гранитоидами проявляются процессы скарнообразования с золото-шеелит-сульфидным типом оруденения. Оно представлено вкрапленностью шеелита в пироксен-гранатовых, флогопит-пироксеновых скарнах и в кварцевых прожилках (Хара-Шибир-Уронайская рудная зона в Агинском блоке, в Приаргунье – Быстринское рудное поле, Калгинское месторождение, Харганашинский гранитоидный массив). Золото и сульфиды в скарнах связаны с наложенной на них гидротермальной сульфидной стадией оруденения (Подлесский и др., 1998), сопровождающейся березитоподобными метасоматитами.

Метасоматиты медно-молибден-порфиновых систем Юго-Восточного Забайкалья относятся к типу, характерному для областей внутриплитной активизации (Кривцов и др., 1987). Все они пространственно и генетически связаны с проявлениями монцонитоидного гранитного магматизма (шахтаминский – сретенский – акатуевский комплекс), особенно с малыми порфировыми интрузиями гранит- и граносиенит-порфиоров этого комплекса (Коваленкер и др., 2011). Порфировые интрузии играют роль центра развития магмато-гидротермальных систем, а возникающая возле магматических тел кольцевая метасоматическая зональность в общих чертах повторяется во всех молибденовых месторождениях региона. В качестве одного из примеров может быть рассмотрена зональность Бугдаинского Cu–Mo с Au и полиметаллами месторождения. В обобщенном виде она может быть представлена следующими зонами (от центра к периферии): эндоконтактные калишпатовые метасоматиты → экзоконтактная зона калиевого метасоматоза (калишпатовые, флогопит-калишпатовые метасоматиты) и наложенное на нее окварцевание → зона флогопитовых метасоматитов с магнетитом → пропициты хлорит-актинолит-эпидотового состава → серицитовые метасоматиты → аргиллизиты. Для всех молибденовых месторождений и рудопроявлений Юго-Восточного Забайкалья характерно отсутствие зоны “классических” вторичных кварцитов (vuggy quartz) с пиррофиллитом, алунитом, андалузитом и другими кислотофильными минералами, а также зон ангидритовой минерализации и ангидритовых жил, т.е. тех парагенезисов, которые характеризуют кислотную и сульфатную среду минералообразования (Einaudi et al., 2003). Формирование зон серицитизации, судя по данным геохронологии, отделено от времени внедрения гранит-порфиоров (159–155 млн лет), а также других пород жильной серии шахтаминского комплекса значительным промежутком времени, составляющим около 20 млн лет (Андреева и др., 1996; Берзина и др., 2013).

Березиты, кварц-серицитовые, гидрослюдистые метасоматиты очень широко распространены

на Au, U, Cu–Pb–Zn, Ag–Pb–Zn, отчасти флюоритовых месторождениях Юго-Восточного Забайкалья. Гидрослюдистые метасоматиты весьма близки по составу и зональности к березитам. Они отличаются развитием гидрослюд и смешанослойных иллит-сметитов вместо серицита, а также отсутствием пирита в составе метасоматических зон. И изотопный возраст гидрослюдистых метасоматитов соответствует интервалу 140–132 млн лет. Они особенно широко развиты в эффузивных породах рудоносных кальдер и вулканогенных прогибов (в том числе в Восточной Монголии), где сопутствуют урановому и флюоритовому оруденению. Принципиальных различий строения метасоматических ореолов березитов и гидрослюдизитов нет, за исключением большей “размытости” метасоматической зональности и явно более низкотемпературного состава поздней жильной минерализации. В составе последней преобладают глинистые минералы: бертьерин, халцедоновидный кварц, иногда цеолиты. Интенсивность проявления процессов гидрослюдизации только в общих чертах соответствует масштабам оруденения, поскольку в высокопроницаемых вулканогенных породах ореолы околорудного метасоматоза могут быть очень обширными. Время развития этих процессов отчасти перекрывается с березитизацией на полиметаллических месторождениях и в основном соответствует самому началу раннего мела (140–129 млн лет).

Березиты развиты на всех известных полиметаллических и Au–Ag-полиметаллических месторождениях Юго-Восточного Забайкалья, локализованных в силикатных породах. Изотопный возраст березитов Приаргунского блока близок возрасту гидрослюдизитов с урановой минерализацией. Строение метасоматической зональности и состав березитов Юго-Восточного Забайкалья соответствует типовым для этой метасоматической формации, за исключением, вероятно, только проявлений борной минерализации на ряде месторождений Приаргунского блока, особенно в Au-полиметаллических (Новоширокинское, рудопроявления Мулинской впадины и др.). Кварц-серицитовые (бескарбонатные или с их незначительным содержанием) метасоматиты характерны для внешних зон молибден-порфиновых систем (Бугдаинское, Шахтаминское месторождения). Время развития процессов березитизации соответствует концу поздней юры или границе юры и мела (150–138 млн лет). Обзор этих данных содержится в нашей работе (Андреева и др., 1996). Отметим, что большая часть определений выполнена К–Аг методом, и за прошедшие годы количество данных изотопного датирования заметно не увеличилось.

Важной особенностью всех метасоматических слюд березитов и гидрослюдизитов Юго-Восточного Забайкалья (серицитов, гидрослюд, смешанослойных иллит-сметитов) является их исклю-

чительно калиевый характер. Он практически не зависит от составов исходных пород и положения в метасоматической зональности, а Na/K отношение в слюдах в основном не превышает 0.05 (см. ниже).

Аргиллизиты могут располагаться в рудных полях разной специализации и вне участков рудной минерализации. В своем распространении они не подчиняются влиянию конкретных геоструктурных и магматических комплексов. Наиболее ярко и разнообразно аргиллизиты проявлены внутри вулканических кальдер и прогибов Монголо-Приаргунского вулканического пояса и в гораздо меньшей степени внутри массивов лейкократовых редкометальных гранитов. Минеральный состав гидротермальных аргиллизитов характеризуется развитием минералов группы каолинита и смектита, менее характерны смешанослойные иллит-смектиты, хлорит-смектиты, селадонит, бертьерин. Кроме глинистых минералов присутствуют разнообразные цеолиты (в основном высококремнистые), халцедон, кристобалит, карбонаты. Аргиллизиты (в основном кварц-каолинитового состава) вмещают урановое оруденение в западной части Стрельцовского рудного поля (месторождения Аргунское, Пятилетнее, Жерловое и др.). Особую, вероятно, наиболее кислотофильную, группу аргиллизитов представляют метасоматиты золоторудных месторождений и рудопроявлений "балецкого" типа (собственно месторождения Балеи и Тасеевское, Васильевский Хутор и др.), для которых характерно развитие кварц-каолинитового парагенезиса и наличие зон интенсивного отложения мелкозернистого часто халцедоновидного кварца (кварцевых шляп) на верхних горизонтах. Однако отсутствие в составе метасоматитов сульфатов (алунита, ангидрита) указывает на восстановительный характер гидротермального флюида (Русинов, Русинова, 1977; Коваленкер, 1995). Проявления околорудной аргиллизации известны и на флюоритовых месторождениях этого региона (Калангуевском, Уртуйском, Урулюнгуевском), где в составе околорудных пород преобладает каолинит-смектитовая ассоциация. Практически на всех месторождениях Юго-Восточного Забайкалья распространены пострудные зоны аргиллизации, отчетливо следующие разрывным нарушениям чаще всего субмеридиональных направлений. Они, как правило, безрудны или несут незначительную прожилковую пиритовую, кальцитовую, флюоритовую минерализацию. Состав глинистых минералов разнообразен (каолинит-смектитовый) с некоторыми колебаниями в зависимости от субстрата. Смектит чаще представлен бейделлитом.

Иной перечень метасоматических фаций обнаруживается в пределах распространения кукульбейского интрузивного комплекса, с которым пространственно и генетически связано мезозойское редкометальное (Sn, W) оруденение, а в ама-

зонит-альбитовых гранитах – руды Li-Ta-Nb-Be. К наиболее распространенным метасоматическим преобразованиям здесь относятся грейзены. Скарнообразование в контактах с кукульбейскими гранитоидами проявлено редко, а если оно и имеется, то скарны в значительной степени замещены наложенными на них грейзенами (Гайворонский, 1986). Среди последних выделяются несколько фаций по составу внутренней метасоматической зоны: кварц-мусковитовая, кварц-мусковит-флюоритовая, кварц-топазовая, кварц-турмалиновая, кварц-сидерофиллитовая (цвиттеры) (Онтеев, 1974; Бескин и др., 1994 и др.). Грейзены с оловянным оруденением часто содержат литиевые слюды (циннвальдит, лепидолит и др.). Отсутствие или очень слабое развитие скарнов в связи с кукульбейскими гранитами, возможно, обусловлено кислотным характером постмагматических флюидов, прежде всего, чрезвычайно высокой фтороносностью магматических комплексов такого типа (Зарайский и др., 2009). Это никак не могло способствовать формированию скарновых парагенезисов минералов, отвечающих условиям магматической или ранней постмагматической субщелочной стадии (Метасоматиты..., 1998). Кроме того, как известно, состав лейкогранитов кукульбейского комплекса, часто приближающийся к эвтектическому, отвечает температурам более низким и неблагоприятным для формирования скарнов и соответствующего оруденения. Низкотемпературные метасоматиты (березиты и аргиллизиты) иногда присутствуют и в пределах рудных полей с редкометальным оруденением, но они развиты весьма ограниченно и сопровождаются незначительную полиметаллическую минерализацию. К примерам такого совмещения редкометального и полиметаллического оруденения и, соответственно, серицитовых метасоматитов с грейзенами, можно отнести рудные поля Хапчегранги и Шерловой Горы. Бедная сульфидная минерализация, сопровождаемая березитоподобными метасоматитами, наблюдалась нами в районе Жергоконского гранитоидного массива в Чикой-Ингодинском районе Забайкалья. Эволюция мезозойского грейзеново-рудного процесса не всегда приводит к появлению метасоматитов березитового или гидрослюдзитового типа и развитию зон аргиллизации, это возможно, только если остаточные флюиды не рассеиваются в экзоконтактах массивов лейкогранитов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Забайкалье – старинный горнорудный район, для которого еще со времен работ С.С. Смирнова хорошо известно поясное распространение разных групп полезных ископаемых, представляет собой наглядный пример закономерного развития магмато-гидротермальных систем в зависи-

мости от конкретных геодинамических обстановок. Хорошо известно, что пространственное размещение рудных месторождений не хаотично, но тесно связано с предысторией каждого конкретного геоблока, эволюцией его геодинамики и магматизма, которые активно взаимодействуют и задают тренд в развитии минералообразующих систем. Обсуждение этих вопросов имеет важное прикладное значение, поскольку позволяет оценить прогнозные перспективы обнаружения ряда стратегических полезных ископаемых на изучаемой территории.

Как следует из приведенных в предыдущих разделах данных, сложная мозаично-блоковая структура Юго-Восточного Забайкалья, сформированная в течение позднего мезозоя, обусловила территориальную обособленность магматических проявлений и определенных групп полезных ископаемых, с которыми предполагаются их парагенетические (а возможно, и генетические) взаимосвязи. Метасоматические формации также развиваются в соответствии с магматическим и структурно-геодинамическим профилем каждого конкретного блока региона. В пределах всего Юго-Восточного Забайкалья именно эти черты и формируют так называемый “поясовой” металлогенический облик территории. Несовпадающими характеристиками геодинамических режимов, вероятно, объясняются и разные направления петрогеохимической эволюции самих вулканоплутоновых комплексов и связанных с ними рудообразующих систем. Так, в районах интенсивно проявленного контрастного мезозойского вулканизма и интрузий шахтаминского комплекса, которые, по данным разных авторов (Менакер, 1972; Лишневецкий, Бескин, 1994), соответствуют областям знакопеременного повышенного магнитного поля, развиты многочисленные месторождения Mo, U, W, Cu, Pb, Zn, Au и Ag, а в областях пониженного магнитного поля преобладают редкометальные месторождения, при подчиненном значении упомянутых выше.

Даже если принять за основу концепцию единого очага (нижнекорового или мантийного) для всех позднемезозойских проявлений магматизма (Таусон и др., 1984; Козлов, 2011), то разные направления петрогеохимической эволюции в разных металлогенических поясах можно объяснить дифференцированностью их геодинамических режимов. Действительно, как показано в ряде работ В.В. Ярмолюка и соавторов (Ярмолук и др., 1995, 2019), территория Восточной Монголии, Забайкалья и Северного Китая в позднем мезозое представляла арену сложного взаимодействия плюмовых и субдукционных процессов как со стороны исчезающего Монголо-Охотского океана, так и Пацифики. Взаимодействие контрастных проявлений геодинамики в значительной степени предопределило многие черты мезозойского магматизма. На-

пример, обогащенные фтором редкометальные гранитоиды локализованы только в участках консолидированной коры (микротеррейнах), характеризующихся пониженными значениями силы тяжести и спокойными отрицательными величинами магнитного поля (Лишневецкий, 1991; Лишневецкий, Бескин, 1994), что отвечает силикатному составу коры. В конце юрского и начале мелового времени в этих областях, находящихся на некотором удалении от рифтообразующих разломов и формирующихся вулканотектонических структур, преобладал более “спокойный” тектонический режим, отсутствовали сквозные разрывные нарушения, магмы кислого состава не имели выхода на палеоповерхность.

Вулканическим поясам (Монголо-Приаргунский вулканический пояс с серией кальдерных построек) и вулканогенным прогибам (Шадоронский, Дорнотский, Широкинский и др.) на геофизических картах соответствуют области знакопеременного преимущественно повышенного магнитного поля, где, вероятно, еще сохраняются черты коллизионных режимов с гораздо большей флюидно-магматической проницаемостью коры. С ними связан контрастный вулканизм и месторождения урана, полиметаллов, молибдена, флюорита и др. Магмато-гидротермальные системы Приаргунья являются аналогами мезозойских магматических комплексов и связанного с ними оруденения, которые развиты на северо-востоке Китая в области Большого Хингана (Аргунский металлогенический пояс, см. фиг. 1). Однако в этом регионе отсутствуют (или пока не обнаружены) редкометальные Li–F-граниты, аналогичные кукульбейским и, соответственно, генетически связанные с ними Sn, W, Li, Ta, Nd, Be месторождения, которые давно известны в Забайкалье и представляют промышленный интерес. Предполагается (Wu et al., 2011), что мезозойские гранитоиды Большого Хингана были сформированы в отличающейся от Юго-Восточного Забайкалья субдукционной геодинамической обстановке палеоокеана, которая не благоприятствовала формированию лейкогранитов восстановленного (ильменитового) типа. На территории Северного Китая граниты редкометального типа не известны. Они появляются только на границе с российским Приморьем, где формируют ряд массивов (Ханка и др.) (Li et al., 2018) позднемелового возраста. Единственное редкометальное месторождение приаргунской части Китая Баэрцхе (Ba'ertzhe) находится южнее рассматриваемой территории и отличается от забайкальских месторождений Nb–Y–Zr геохимическим спектром оруденения. В работе (Ouang et al., 2013) сообщается, что это месторождение связано со щелочными гранитами раннемелового возраста, которые на территории Юго-Восточного Забайкалья не известны.

Различия ряда важных геохимических параметров для магматических пород группы редкометальных гранитов (включая их жильные и субвулканические серии) и, с другой стороны, эффузивов Монголо-Приаргунского вулканического пояса и интрузивных пород шахтаминского комплекса, вероятно, объясняют причины различий в характере связанных с ними метасоматических процессов. Известно, что Юго-Восточное Забайкалье является регионом, в котором все разновидности изверженных пород мезозойского возраста, включая и основные породы вулканических серий, аномально обогащены фтором. Эта аномальность подчеркивает, видимо, одну из особенностей внутриплитного континентального магматизма (Таусон, 1989; Козлов, Ефремов, 1999; Коваленко и др., 2015; и др.). Кроме того, для них характерны также и вышекларковые содержания многих несовместимых гранитофильных элементов. Однако геохимические характеристики разных серий и комплексов магматитов Юго-Восточного Забайкалья в значительной степени различаются по содержаниям и комбинациям этих элементов даже в пределах сходных по кремнекислотности групп. Так, еще Л.В. Таусоном отмечено, что интрузивные плюмазитовые лейкократовые граниты и вулканогенный комплекс риолитов, трахириолитов и их игнимбригов, которые часто рассматривались как комагматы редкометальных магм, по ряду параметров несопоставимы. Эти группы пород резко, в десятки и сотни раз, различаются по предложенному автором (Таусон и др.,

1982) отношению $\frac{F(Li + Rb)}{V(Sr + Ba)}$. Например, для района Хапчерангинского рудного узла это отношение составляет 930 для редкометальных гранитов и всего от 7 до 32 для риолитов и риолитовых игнимбригов. Как было показано нами выше, геохимические различия отчетливо выражены и для других групп элементов, из которых наиболее информативны пары Rb—Sr, Ta—Nb, Zr—Hf, отношение Li/Rb, содержание Li и F (см. фиг. 3—6, табл. 2 и 4).

Содержание HF во флюиде лейкократовых гранитов кукульбейского комплекса могло достигать 1—2 моль/л (Зарайский и др., 2009), что объясняет интенсивное распространение в этих массивах метасоматитов грейзеновой формации, развитие которой возможно только при высокой кислотности флюида. Имея в виду относительно стабильные геотектонические условия формирования редкометальных гранитных интрузий, можно предполагать, что кристаллизация этих гранитоидов происходила в условиях относительно замкнутой тектонически слабо нарушенной среды, что предотвращало быструю фильтрацию флюидов во вмещающие породы. При этом количество летучих компонентов, отделившихся от закристаллизованной магмы, по-видимому, было огра-

ниченным и не увеличивалось за счет интенсивного подтока новых порций, поскольку остаточные растворы могли воспроизвести только относительно незначительные проявления низкотемпературных метасоматитов (березитов, аргиллизитов, цеолитовых разностей), с которыми крупные проявления рудной минерализации практически не связаны. Согласно данным Г.Т. Скублова (Марин, Скублов, Гульбин, 1990; Жариков, Зарайский, 1995) в редкометальных месторождениях действительно происходит смена минерализованных зон грейзенов и цвиттеров в их осевых участках более поздними березитами и серицит-хлоритовыми метасоматитами на флангах. Эта минеральная зональность сопровождается понижением температур гомогенизации газо-жидких включений (ГЖВ) в кварцах и сменой редкометальной элементной ассоциации на полиметаллическую в соответствии с рядом W—Sn—Cu—Zn—Pb—Ag—Sb—Hg. При этом, однако, залежи полиметаллических руд редко достигают промышленных масштабов. Предполагается, что температурный диапазон сульфидно-березитовой стадии с температурами 300—150°C отвечает полному завершению кристаллизации материнского плутона и может отстоять от начала его становления не менее чем на 1 млн лет (Жариков, Зарайский, 1995). За этот период времени могло произойти раскрытие разломно-трещинных систем и широкое проникновение в них метеорных вод. Разбавление постмагматических растворов атмосферными водами неизбежно сопровождалось резким снижением температур и давлений, изменением составов растворов, падением содержания фтора при обогащении флюидов CO₂, вероятно, серой и рудными компонентами (Pb, Zn, Cu). При дальнейшем падении температур и нейтрализации остаточных растворов возникали узкие зоны цеолитизации, карбонатизации и аргиллизации, причем последняя представлена почти исключительно смектитизацией, что свидетельствует о субнейтральной или даже слабощелочной среде минералообразования.

Именно на этом фоне в дальнейшем могли формироваться монометалльные урановые месторождения цеолит-β-уранитового инфильтрационного типа: Горное и Березовое в Чикой-Ингодинском районе Забайкалья в районе Шумиловского редкометального месторождения, рудопоявления урана Жанчублинского массива в Монголии, месторождение Северное на Чукотке и, вероятно, Бутугычаг в Магаданской области (Уран российских..., 2010; Афанасьев и др., 2015). Масштаб проявлений рудного процесса невелик, и крупные месторождения монометалльной β-уранотиловой формации в регионе, как и в России в целом, не известны (Вишняков, 1995; Константинов, 2005). Заметим также, что этот тип урановых проявлений сопряжен только с лейкогранитами и грейзенами, несущи-

ми Sn- и W-оруденение, и он не известен в связи с крайними проявлениями дифференциации гранитоидов, а именно с Li–F-гранитами с редкометальным Li–Ta–Nb-оруденением. Возможность формирования урановой минерализации, локализованной в редкометальных гранитоидах Армориканского массива (Центральная Франция), за счет окисления исходных пород метеорными водами обсуждалась, например, в недавней работе французских авторов (Ballouard et al., 2018).

Рудоносные вулcano-плутонические комплексы областей повышенного магнитного поля в Южном Приаргунье представляют собой не только территории, более насыщенные разнообразными полезными ископаемыми, но и с более полным спектром метасоматических формаций — от высокотемпературных (скарны, калишпатовые метасоматиты Cu–Mo-порфировых месторождений) до низкотемпературных (аргиллизитов). Относительно избирательного развития скарнов почти исключительно в связи с шахтаминскими гранитоидами предполагается, что их образованию способствовали повышенные (по сравнению с лейкократовыми) температуры формирования шахтаминских гранитоидов. Об этом может свидетельствовать преобладающий Mg-состав биотитов этих гранитоидов (Гайворонский, 1986 со ссылками на работы Л.Л. Перчука и А.А. Маракушева). Однако при этом необходимо учитывать, что малая железистость биотитов, кроме того, указывает на окислительный характер материнских магм, т.е. на принадлежность их к магнетитовой серии (I-типе) (Ishihara, 1977, 1981; Кигаи, 2011). В совокупности все эти факторы (повышенные температуры, повышенная щелочность всего шахтаминского гранитоидного комплекса и более высокий потенциал кислорода), по-видимому, способствовали (по крайней мере, на ранних высокотемпературных стадиях постмагматических процессов) формированию как магнезиальных, так и известковистых скарнов, а также калишпатовых метасоматитов с магнетитом в Au–Cu–Mo магматически-гидротермальных порфировых системах при чрезвычайно слабом развитии грейзенов или полном их отсутствии.

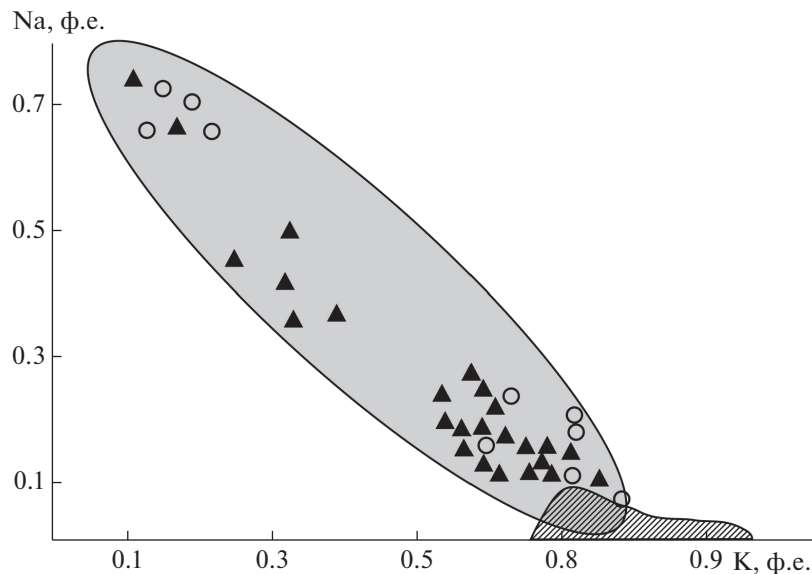
Низкотемпературные метасоматиты (березиты и гидрослюдизиты) сопутствуют большинству из известных в Юго-Восточном Забайкалье месторождений U, Pb, Zn, Au, Ag, Cu, частично Mo и флюорита. Подавляющая часть перечисленных месторождений (кроме флюоритовых) сосредоточена вне полей распространения кукульбейских гранитоидов, а сопровождающие их метасоматиты (березиты и гидрослюдизиты) образуют свой ареал распространения, который совпадает с полиметаллическим, золото-молибденовым и уран-флюоритовым поясом Юго-Восточного Забайкалья. В отношении урановых месторождений эта поясовая или линейно-территориальная геоструктурная

обособленность представляется довольно очевидной (см. фиг. 1) и, как отмечено выше (см. табл. 5), урановая минерализация связана исключительно с низкотемпературными типами метасоматитов.

Характерной особенностью березитов и гидрослюдизитов является исключительно калиевый состав слюдистых минералов, что, несомненно, указывает на сугубо калиевую специфику гидротермальных растворов, инициирующих метасоматические преобразования. Эта закономерность представляет, вероятно, одну из черт проявления средне-низкотемпературных метасоматитов в областях внутриплитной активизации и субщелочного калиевого гранитоидного магматизма, в отличие от участков коры с островодужным стилем развития, где более характерен натровый состав магматизма и сопутствующих ему флюидов.

По эмпирическим и экспериментальным данным в системе мусковит-парагонит наблюдается разрыв смесимости в интервале $Na/Na + K \sim$ от 0.28 и до 0.73 (по Попов, 1968, 1975; Hemley, Jones, 1964; Jiyama, 1964; Guidotti, 1984; и др.), хотя предполагается возможность существования промежуточных метастабильных составов. Для некоторых регионов присутствие парагонитов и слюд промежуточного K–Na-состава представляет типоморфную особенность и соответствует натровой специализации палеоостроводужного магматизма. Показательным примером развития метасоматитов с парагонитом и слюдами промежуточного K–Na-состава является Средний и Южный Урал, где они известны на ряде медно-колчеданных, медно-порфировых и полиметаллических месторождений (Грабежев, 1996, 1998). На фиг. 12 для сопоставления приведены составы светлых слюд из средне-низкотемпературных месторождений Урала и урановых и полиметаллических месторождений Юго-Восточного Забайкалья и Восточной Монголии.

Экспериментально показано, что образование парагонита в метасоматических колонках по гранодиориту возможно только при превышении отношения Na/K более чем в 50 раз при температуре 500°C, pH = 4 и давлении 1 кбар. Только в очень кислой среде это отношение снижается до 15 (Зарайский, 2007). При более низкой температуре образование парагонита происходит из сугубо натровых растворов, которые в условиях континентального магматизма Юго-Восточного Забайкалья отсутствовали. Распространение слюд исключительно высококалийевого состава в метасоматических ореолах, несомненно, указывает на калиевый характер воздействующих флюидов, что, в свою очередь, отражает обогащенные этим элементом составы позднемеозойских кислых магматитов в вулканических поясах и кальдерных постройках.



Фиг. 12. Содержание К и Na в светлых слюдах из метасоматитов урановых месторождений Стрельцовского (Юго-Восточное Забайкалье) и Дорнотского (Восточная Монголия) рудных полей, а также полиметаллических месторождений Кадая и Широкинское (заштрихованное поле). Для сравнения (серое поле) приведены данные по составам слюд из медно-колчеданных (треугольники) и медно-порфировых (кружки) месторождений Урала (Грабежев и др., 1996, 1998).

В областях развития вулканических кальдер юрско-раннемелового возраста, а также малых интрузий и субвулканических тел шахтаминского комплекса метасоматические проявления широкого спектра в связи с оруденением разного типа распространены гораздо шире относительно гранитоидов кукульбейского комплекса. Поэтому можно предполагать, что общая интенсивность флюидопотока в этих областях (они совпадают с участками повышенного магнитного поля) была значительно более высокой. В связи с этим неизбежно возникает вопрос о возможном источнике рудного вещества, в нашем случае применительно к урановой минерализации. Приведенные выше материалы указывают на сомнительную вероятность считать источником лейкократовые редкометальные граниты, несмотря на вышекларковые содержания в них урана. В ареалах распространения этих пород, как указывалось выше, возможны лишь незначительные по масштабам проявления урановой минерализации гипергенного инфильтрационного типа. Крупные промышленные месторождения отчетливо тяготеют к вулканическим поясам, вулканогенным прогибам, вулканическим кальдерам (Стрельцовское рудное поле, Дорнотская вулканогенно-тектоническая структура), то есть к областям проявления контрастного (бимодального) вулканизма и повышенной флюидно-магматической проницаемости. Поскольку источники магматических масс (согласно имеющимся изотопным данным) сосредоточены, скорее всего, в мантии и нижних горизонтах коры, эти же объемы литосферы, как предполагается (Ищукова и

др., 2007; Лаверов и др., 2012; и др.), могли служить источниками рудного вещества. В этом контексте представляет интерес схема “автономного” (не связанного с конкретными интрузивными телами) глубинного происхождения ураноносных флюидных потоков, предложенная Ф.А. Летниковым (2006) для урановых месторождений Северного Казахстана. Однако для ураноносных вулканических построек Юго-Восточного Забайкалья и сопредельных территорий (Восточная Монголия и Северо-восточный Китай) возможен альтернативный вариант (Пэк и др., 2018), который предполагает поступление урана из нескольких источников его ближней мобилизации при условии реализации механизма свободной тепловой конвекции флюидов в остаточном тепловом поле корового магматического очага.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Сравнительный анализ геохимических характеристик раннемеловых кислых и субщелочных вулканитов тургинской серии и их экстрезивных субвулканических производных, с одной стороны, и лейкократовых редкометальных гранитоидов и их жильных и гипабиссальных дериватов (онгонитов, онгориолитов, риолитов, трахидацитов, трахириолитов), с другой стороны, не позволяет отнести эффузивные образования тургинской серии к комагматам лейкократовых и редкометальных гранитов. При некотором сходстве петрохимического и геохимического составов они имеют ряд принципиальных различий,

касающихся как содержаний F, Li, Ta, Nb, Sr, Rb, Zr, Hf, Ba, так и ряда индикаторных отношений этих элементов.

2. Геоструктурная и минерально-геохимическая взаимосвязь крупномасштабного уранового оруденения и редкометальных лейкократовых гранитов отсутствует. Приуроченность урановых месторождений к вулканическим поясам и вулканотектоническим постройкам предполагает наличие только косвенных связей между урановым оруденением и позднемезозойским магматизмом латитового типа. Они заключаются в общности причин функционирования флюидно-магматических очагов, что сочетается с возможным влиянием горячего поля мантии (Ярмолюк и др., 1995) в этом регионе Центральной Азии. В этой связи подтверждается роль систем глубинных разломов, которые в позднем мезозое являлись каналами продвижения магм латитового типа в верхние горизонты земной коры.

3. Несмотря на постоянную и иногда значительную обогащенность лейкократовых и Li–F-гранитоидов ураном, существенных проявлений урановой минерализации гидротермального типа в связи с ними не установлено. Известны только редкие месторождения монометальной уранофановой (β -уранотиловой) формации в связи с поздними стадиями преобразования лейкократовых и редкометальных гранитов, на которые впоследствии были наложены процессы гипергенного окисления и мобилизации U^{+6} в виде уранильных комплексов.

4. Для всех месторождений и рудопроявлений Юго-Восточного Забайкалья характерно отсутствие метасоматических ореолов высококислотного типа (вторичных кварцитов и аргиллизитов с алунитом, пирофиллитом, андалузитом и другими кислотофильными минералами), зон ангидритовой минерализации и ангидритовых жил, т.е. тех парагенезисов, которые характеризуют кислотную среду минералообразования при высокой активности серы и кислорода. Низкотемпературная часть метасоматитов (березиты, аргиллизиты, гидрослюдистые метасоматиты), относятся к низко- или умереннокислотным типам. Постоянное присутствие высококалиевых слюд во всех типах метасоматитов может свидетельствовать о калиевой специфике как воздействующих гидротерм, так и всего позднемезозойского вулканизма в целом.

5. Развитие позднемезозойского кислого магматизма в Восточно-Забайкальском звене Центрально-Азиатского подвижного пояса определяется существованием смешанного геодинамического режима: остаточного коллизийного с интенсивными тектоническими деформациями в условиях сжатия, и рифтогенного. С этими контрастными режимами связано развитие двух магматических серий. В подвижных участках оста-

точной коллизии, в условиях поясов или блоков повышенной магматофлюидной проницаемости мог происходить быстрый подъем магматических масс и формирование огромных объемов эффузивных пород. На поздних стадиях развития этих поясов происходили массовые излияния и субвулканические экструзии кислых дифференциатов магматической латитовой серии в виде потоков лав, игнимбритов и разнообразных субвулканических тел. В более стабильных и жестких блоках земной коры, где в условиях растяжения проявлена рифтогенная стадия развития территории, последовательная магматическая дифференциация гранитоидных магм привела к формированию редкометальных гранитов, в том числе Li–F-типа, а также приповерхностных экструзий онгонитов и онгориолитов. При возможном существовании единого материнского (подкорового?) источника магм в позднемезозойское время разницы геодинамических режимов в мозаично-поясовой структуре Юго-Восточного Забайкалья могла обусловить разные направления эволюции магмато-гидротермальных и рудообразующих систем.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую благодарность С.В. Юдинцеву за обсуждение статьи и ценные замечания.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИГЕМ РАН “Тектонодинамические и физико-химические условия мобилизации, переноса и отложения урана при формировании основных промышленно-генетических типов урановых месторождений” и Российского фонда фундаментальных исследований (проект 18-05-00673).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф.* Изотопно-геохимическая модель формирования Li–F-гранитов Хангайского рудного узла в Восточном Забайкалье. СПб: Наука, 2007.
- Аксюк А.М.* Экспериментально обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // *Петрология*. 2002. Т. 10. № 6. С. 640–654.
- Алешин А.П., Величкин В.И., Крылова Т.П.* Генезис и условия формирования месторождений уникального молибден-уранового Стрельцовского рудного поля: новые минералого-геохимические и физико-химические данные // *Геология рудных месторождений*. 2007. № 49. С. 446–470.
- Андреева О.В., Головин В.А., Гольцман Ю.В., Козлова П.С., Сельцов Б.М.* Эволюция мезозойского магматизма и рудометасоматических процессов в Юго-Восточном Забайкалье (Россия) // *Геология рудных месторождений*. 1996. № 2. С. 115–130.
- Андреева О.В., Головин В.А.* Метасоматические процессы на месторождениях мезозойских областей внутри-

- плитной магматической активизации (Восточная Монголия, Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 3. С. 227–242.
- Антипин В.С., Андреева И.А., Коваленко В.И.* Геохимические особенности онгонитов Ары-Булакского массива, Восточное Забайкалье // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 601–612.
- Афанасьев Г.В., Миронов Ю.Б., Пинский Э.М.* Восточно-Азиатский пояс урановых месторождений лейкогранитного типа // Региональная геология и металлогения. 2015. № 61. С. 92–100.
- Баданина Л.В., Сырицо Л.Ф., Абушкевич В.С., Томас Р., Трамболл Р.Б.* Петрология ультракалийевых риодацитовых магм из ареала Орловского массива Li-F-гранитов в Восточном Забайкалье на основе изучения расплавленных включений в кварце // Петрология. 2008. Т. 16. № 3. С. 317–330.
- Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Крымский Р.Ш., Ларионов А.Н., Николаева И.Н., 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.
- Бескин С.М., Загорский В.Е., Кузнецова Л.Г.* Этыкинское редкометалльное рудное поле в Восточном Забайкалье (Восточная Сибирь) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 4. С. 310–325.
- Бескин С.М.* Металлогеническое районирование областей гранитоидного магматизма. М.: ИМГРЭ, 2007. 208 с.
- Бортников Н.С., Волков А.В., Галямов А.Л., Викентьев И.В., Аристов В.В., Лаломов А.В., Мурашев К.Ю.* Минеральные ресурсы высокотехнологичных металлов в России: состояние и перспективы развития // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 2. С. 97–119.
- Вишняков В.Е.* Урановые месторождения Даурского рудного района // Месторождения Забайкалья. М.: Геоинформмарк, 1995. Кн. II. С. 173–178.
- Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Антипин В.С.* Онгонит-эльвановый вулканизм южной Сибири // Литосфера. 2007. № 4. С. 21–40.
- Гайворонский Б.А.* Минералого-геохимические особенности и некоторые закономерности локализации шеелитоносных скарнов Восточного Забайкалья и Монголии // Вопросы геологии и металлогении Читинской области. М.: Геолфонд МинГео СССР, 1986. С. 54–57.
- Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте маш. 1 : 500 000. Отв. ред. И.Г. Рутштейн. Чита: Читагеологосъемка, 1997. 239 с.
- Голубев В.Н.* Возраст рассеянной урановой минерализации в породах обрамления Стрельцовского урановорудного поля и Ямского участка (Восточное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 5. С. 450–461.
- Голубев В.Н., Чернышев И.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Яковлева С.З.* Стрельцовский урановорудный район: изотопно-геохронологическая (U–Pb, Rb–Sr и Sm–Nd) характеристика гранитоидов и их место в истории формирования урановых месторождений // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 6. С. 553–571.
- Грабежес А.И., Жухлистов А.П., Русинова О.В., Пужаков Б.А.* Ряд мусковит-парагонит: аргументация существования промежуточной гомогенной K–Na слюды // Докл. РАН. 1996. Т. 350. № 5. С. 669–671
- Грабежес А.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А.* Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа. Екатеринбург: Изд. УГГА, 1998. 172 с.
- Жариков В.А., Зарайский Г.П.* Генезис грейзенового месторождения Акчатау (численное моделирование) // Смирновский сборник. М.: Фонд им. В.И.Смирнова, 1995. С. 29–91.
- Зарайский Г.П.* Эксперимент в решении проблем метасоматизма. М.: ГЕОС. 2007. 136 с.
- Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Девятова В.Н., Удортина О.В., Чевычелов В.Ю.* Циркониево-гафниевый индикатор фракционирования редкометалльных гранитов // Петрология. 2009. Т. 17. № 1. С. 28–50.
- Иванова Т.А.* Использование особенностей минерального состава гидротермально измененных пород для прогноза рудоносных площадей. Прогнозирование рудоносных площадей. М.: Наука, 1976. С. 116–153.
- Ищукова Л.П., Модников И.С., Сычев И.В., Науиов Г.Б., Мельников И.В., Кандинов М.Н.* Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. Иркутск: ГК “Геологоразведка”, 2007. 260 с.
- Кигай И.Н.* Редокс-проблемы “металлогенической специализации” магматитов и гидротермального рудообразования // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 316–334.
- Коваленкер В.А.* Минералого-геохимические закономерности формирования эпитермальных руд золота и серебра. М.: ИГЕМ РАН. Автореферат докт. дисс. 1995. 43 с.
- Коваленкер В.А., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Андреева О.В.* Минералогия и условия формирования руд золотоносного W-Мо-порфирового Бугдаинского месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 2. С. 107–142.
- Коваленко В.И., Коваленко Н.И.* Онгониты – субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов // Труды совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. М.: Наука, 1976. Вып. 15. 127 с.
- Коваленко Д.В., Петров В.А., Полуэктов В.В., Агеева О.А.* Геодинамические условия формирования мезозойских вулканических пород Стрельцовской кальдеры // ДАН. 2014. Т. 457. № 5. С. 564–567.
- Коваленко Д.В., Петров В.А., Полуэктов В.В., Агеева О.А.* Геодинамическая позиция мезозойских мантийных пород Стрельцовской кальдеры (Восточное Забайкалье), мантийные домены Центральной Азии и Китая // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. Вып. 28. № 4. С. 231–246.
- Коваленко Н.И., Рыженко Б.Н., Присягина Н.И.* Экспериментальное определение форм урана (IV) в растворе HF при 500°C, 1000 бар // Геохимия. 2012. № 1. С. 21–30.
- Козлов В.Д.* Редкоземельные элементы как индикаторы источников рудного вещества, степени дифференциации и рудоносности интрузий редкометалльных гранитов (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 1. С. 38–53.
- Козлов В.Д.* Особенности редкоэлементного состава и генезиса гранитоидов шахтаминского и кукульбейского редкометалльного комплексов Агинской зоны За-

- байкальях // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 676–689.
- Козлов В.Д., Ефремов С.В. Калиевые щелочные базальтоиды и вопросы геохимической специализации сопряженных с ними редкометалльных гранитов // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 7. С. 989–1002.
- Константинов А.К. Урановый потенциал Чукотки. М.: ВИМС, Минеральное сырье, 2005. Вып. 16. 130 с.
- Кривоцв А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. М.: Наука. 1987. 420 с.
- Кузнецов В.А., Андреева И.А., Коваленко В.И. Содержание воды и элементов-примесей в онгонитовом расплаве массива Ары-Булак, Восточное Забайкалье (данные изучения расплавленных включений) // ДАН. 2004. Т. 396. № 4. С. 524–529.
- Лаверов Н.П., Величкин В.И., Власов Б.П., Алешин А.П., Петров В.А. Урановые и молибден-урановые месторождения в областях развития континентального магматизма: геология, геодинамические и физико-химические условия формирования. М.: ИФЗ РАН, ИГЕМ РАН, 2012. 320 с.
- Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 12. С. 1296–1307.
- Лишевский Э.Н. Геолого-геофизическая характеристика олово- и молибденосных рудообразующих систем // Геология рудных месторождений. 1991. № 5. С. 676–689.
- Лишевский Э.Н., Бескин С.М. Аномальное магнитное поле как фактор металлогенического районирования областей гранитоидного магматизма // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1994. Т. 69. Вып. 5. С. 47–58.
- Марин Ю.Б., Скублов Г.Т., Гульбин Ю.П. Минералогическая характеристика критерии локального прогнозирования редкометалльных месторождений. Минералогическое картирование и индикаторы оруденения. Л.: Наука, 1990. С. 67–95.
- Менакер Г.И. Строение земной коры и закономерности пространственного размещения рудных месторождений в Центральном и Восточном Забайкалье // Геология рудных месторождений. 1972. № 6. С. 3–16.
- Менакер Г.И. Тектоносфера и металлогения Забайкалья в геосторическом освещении // Геология рудных месторождений. 1990. № 1. С. 21–36.
- Метасоматиты и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998.
- Модель формирования урановых месторождений в областях континентального вулканизма (на примере месторождений Забайкалья, Монголии и Средней Азии). М.: Фонды ИГЕМ РАН, 1990. 409 с.
- Наумов В.Б. Химический состав, летучие компоненты и элементы-примеси риолитовых расплавов Восточного Забайкалья и Северного Кавказа по данным изучения включений в минералах // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 11. С. 1736–1747.
- Онтоев Д.О. Стадийность минерализации и зональность месторождений. М.: Наука, 1974. 335 с.
- 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.
- Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дриль С.И., Герасимов Н.С. Rb–Sr изотопная система и особенности распределения Rb и Sr в породах массива онгонитов Ары-Булак, образованных при участии процессов фторидно-силикатной магматической несмесимости // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 11. С. 1776–1789.
- Петров В.А., Андреева О.В., Полуэктов В.В. Тектономагматические циклы и геодинамические обстановки формирования рудоносных систем Южного Приаргунья // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 445–469.
- Подлесский К.В., Рехарский В.И., Власова Д.К. Золото-вольфрамовое оруденение в скарнах Андрушкинского месторождения (Россия) // Геология рудных месторождений. 1998. № 1. С. 58–73.
- Попов А.А. Составы мусковитов парагонитов, синтезированных при температуре 350–500°C // Геохимия. 1968. № 2. С. 121–129.
- Попов А.А. К геохимии мусковита // Физико-химические проблемы магматических и гидротермальных процессов. 1975. М.: Наука. 1975. С. 61–69.
- Пэк А.А., Мальковский В.И., Петров В.А. Тепловая конвекция флюидов как возможный механизм формирования уникальных урановых месторождений Стрельцовское и Антей (Восточное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2018. № 6. С. 558–574.
- Рублев А.Г., Буева Е.П. К вопросу о длительности и этапности гидротермальных процессов при формировании урановых месторождений Стрельцовского рудного поля // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 6. С. 558–562.
- Русинов В.Л., Русинова О.В. Вариации вертикальной зональности при околорудной аргиллизации, их причины и петрогенетическое значение // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1977. № 10. С. 147–158.
- Сасим С.А., Чуканов В.С., Ильина Н.Н., Семенова А.В., Ощепкова Ю.В. Геохимия вулканических пород поздне-мезозойской рифтогенной ассоциации Александрово-Заводской впадины (Юго-Восточное Забайкалье) // Изв. Иркутского гос. университета. Сер. “Науки о Земле”. 2012. Т. 5. № 2. С. 209–228.
- Справочник по геохимии. Под ред. Г.В. Войткевича, А.В. Кокина, А.Е. Мирошниковой, В.Г. Прохорова. М., Недра, 1990. 480 с.
- Ступак Ф.М., Кудряшова Г.А., Лебедев В.А. Строение, состав и условия формирования раннемелового Монголо-Восточно-Забайкальского вулканического пояса на примере Дурулгуй-Торейского района // Вулканология и сейсмология. 2018. № 1. С. 35–47.
- Сырицо Л.Ф., Сарин Л.П., Спиридонов А.А., Коробейникова Л.П. Уровни концентраций Rb и Sr как показатели специализации гранитоидов зон активизации // ДАН. 1984. Т. 278. № 5. С. 1221–1224.
- Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Абушкевич В.С., Волкова Е.В., Шуклина Е.В. Вулканоплутонические ассоциации кислых пород в пределах редкометалльных рудных узлов Забайкалья: геохимия пород и расплавов, возраст, РТ-условия кристаллизации // Петрология. 2012. Т. 20. № 6. С. 622–648.
- Тасун Л.В. Геохимия и металлогения латитовых серий // Геология рудных месторождений. 1982. № 3. С. 3–14.
- Тасун Л.В. Магмы и руды // Геохимия рудообразующих систем и металлогенический анализ. Новосибирск: Наука, 1989.
- Тасун Л.В., Антипин В.С., Захаров М.В., Зубков В.С. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984.

- Уран российских недр.* Под ред. Г.Г.Машковцева и др. Научный Мир, 2010. 410 с.
- Урановые месторождения Монголии. Под ред. Ю.Б. Миронова, Ю.М. Шувалова. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 304 с.
- Чернышев И.В., Голубев В.Н.* Изотопная геохронология процессов формирования месторождения Стрельцовское, Восточное Забайкалье – крупнейшего уранового месторождения России // *Геохимия.* 1996. № 10. С. 924–937.
- Чернышев И.В., Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Чугаев А.В., Гольцман Ю.В.* Возраст гранодиорит-порфиров и березитов Дарасунского золоторудного поля (Восточное Забайкалье, Россия) // *Геология рудных месторождений.* 2014. Т. 56. № 1. С. 3–18.
- Шатков Г.А., Шаткова Л.Н., Гуцин Е.Н.* О распределении урана, тория, фтора, хлора, молибдена и ниобия в липаритах и кислых вулканических стеклах // *Зап. ВМО.* 1970. Ч. 99. № 2. С. 165–177.
- Шатков Г.А., Бережная Н.Г., Лепехина Е.Н., Родионов Р.В., Падерин И.П., Сергеев С.А.* U–Pb (SIMS SHRIMP II) возраст вулканических образований Тулукуевской кальдеры (Стрельцовский ураново-рудный узел, Восточное Забайкалье) // *ДАН.* 2010. Т. 432. № 3. С. 360–364.
- Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. 204 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.* Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центрально-Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // *Геотектоника.* 1995. Т. 29. № 5. С. 395–421.
- Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А.* Позднемезозойская магматическая провинция востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // *Геотектоника.* 2019. № 4. С. 60–77.
- Badanina E.V., Trumbull R.B., Dulski P.* The behaviour of rare-earth and lithophile trace elements in rare-metal granites: a study of fluorite, melt inclusions and host rocks from the Khangilay complex, Transbaikalia, Russia // *Canadian Mineralogist.* 2006. V. 44. P. 667–692.
- Ballouard C., Poujol M., Mercadier J.* Uranium metallogenesis of the peraluminous leucogranite from the Pontivy-Rostrenen magmatic complex (French Armorican Variscan belt): the result of long-term oxidized hydrothermal alteration during strike-slip deformation // *Mineralium Deposita.* 2018. V. 53. P. 601–628.
- Cuney M.* Felsic magmatism and uranium deposits // *Bull. Soc. Geol. France.* 2014. V. 185. № 2. P. 75–92.
- Chabiron A., Cuney M., Poty B.* Possible uranium sources for the largest uranium district associated with volcanism: the Streltsovka caldera (Transbaikalia, Russia) // *Mineralium Deposita.* 2003. V. 38. P. 127–140.
- Einaudi M.T., Hedenquist J.W., Inan. E.* Sulfidation State of Fluids in Active and Extinct Hydrothermal Systems: Transitions from Porphyry to Epithermal Environments // *Giggenbach Volume, Society of Economic Geologists and Geochemical Society, Special Publication 10, Chap. 15.* 2003. P. 28–313.
- Gray T.R., Hanley J.J., Dostal J., Guillong M.* Magmatic enrichment of uranium, thorium, and rare earth elements in late Paleozoic rhyolites of southern New Brunswick, Canada: evidence from silicate melt inclusions // *Econ. Geol.* 2011. V. 106. № 5. P. 145–158.
- Guidotti C.V.* Micas in metamorphic rocks // *Micas Reviews in Mineralogy.* 1984. V. 13. P. 357–456.
- Hemley J.J., Jones W.R.* Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism // *Econ. Geol.* 1964. V. 59. № 4. P. 538–569.
- Ishihara S.* The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // *Mining Geol.* 1977. V. 27. P. 293–305.
- Ishihara S.* The granitoid series and mineralization // *Econ. Geol. 75th Anniversary Volume.* 1981. P. 458–484.
- Jiyama J.T.* Etude des reactions d'echange d'ions Na-K dans la serie muscovite-paragonite // *Bull. Soc. Fr. Mineral.* 1964. V. 87. P. 532–541.
- Manning D.A.C.* The effect of fluorine on liquidus phase relationship in the system Qz–Ab–Or with excess water at 1 kb // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1981. V. 76. P. 206–215.
- Ouyang H., Mao J., Santosh M., Zhou J., Zhou Z., Wue Y., Hou L.* Geodynamic setting of Mesozoic magmatism in NE China and surrounding regions: Perspectives from spatio-temporal distribution patterns of ore deposits // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2013. № 78. P. 222–236.
- Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu Area, Northern Turkey // *Contrib. Miner. Petrol.* 1976. V. 58. № 1. P. 63–83.
- Pirajno F.* The geology and tectonic settings of China's mineral deposits. Springer Dordrecht-Heidelberg, 2013. 679 p.
- Redkin A.F.* Influence of Oxygen Fugacity and Solution Composition on Uranium Oxides solubility at Temperatures to 600°C and P = 1 kbar (by Experimental and Thermodynamic Data). Sept. 8–13, 1996. Abstr. NRC 4. Sant Malo, 1996. V. 2. P. 55–61.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust; its composition and evolution. Cambridge Mass.: Blackwell, 1985. 312 p.
- Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C.I., Yan-Bin Zhang, Matthew L. Grant, Simon A. Wilde, Bor-Ming Jahn.* Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2011. V. 41. P. 1–30.
- Xu W.L., Pei F.P., Wang F., En Meng, Wei-Qiang Ji, De-Bin Yang, Wei Wang.* Spatial-temporal relationships of Mesozoic volcanic rocks in NE China: Constraints on tectonic overprinting and transformations between multiple tectonic regimes // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2013. № 74. P. 167–193.
- Yu Li, Wen-Liang Xu, Jie Tang, Fu-Ping Pei, Feng Wang, Chen-Yang Sun.* Geochronology and geochemistry of Mesozoic intrusive rocks in the Xing'an Massif of NE China: Implications for the evolution and spatial extent of the Mongol–Okhotsk tectonic regime // *Lithos.* 2018. V. 304–307. P. 57–73.