

ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП И ВОЗРАСТ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТАЛОЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЗАБАЙКАЛЬЕ¹

© 2021 г. С. И. Школьник^{a, b, *}, Л. З. Резницкий^{a, *}, Е. Ф. Летникова^{b, **}, В. Б. Хубанов^{c, ***}

^aИнститут земной коры СО РАН, Лермонтова, 128, Иркутск, 664033 Россия

^bИнститут геологии и минералогии СО РАН, пр. Ак. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^cГеологический институт СО РАН, Сахьяновой, 6а, Улан-Удэ, 670047 Россия

*e-mail: sink@crust.irk.ru

**e-mail: efletnik@igm.nsc.ru

***e-mail: khubanov@mail.ru

Поступила в редакцию 02.03.2020 г.

После доработки 03.04.2020 г.

Принята к публикации 08.07.2020 г.

Приведены результаты петрохимических и изотопных исследований железо-марганцевых руд и вмещающих их вулканогенно-осадочных образований Талой-Усойского междуречья Икатского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. Полученные данные указывают на то, что формирование Талойского железо-марганцевого оруденения связано с эксплозивной и эффузивной активностью синхронного с осадконакоплением надсубдукционного вулканизма. Возраст вулканогенных образований, синхронно с которыми формировалось железо-марганцевое оруденение, составляет 799 ± 3 млн лет. Таким образом, в Забайкальском сегменте ЦАСП выделяется неопротерозойская (рифейская) эпоха марганцenaкопления, формирование которой связывается с обстановкой активной континентальной окраины.

Ключевые слова: Икатский террейн, железо-марганцевые руды, вулканизм, возраст оруденения, активная континентальная окраина

DOI: 10.31857/S0016752521030080

ВВЕДЕНИЕ

Установление возраста и палеогеодинамических особенностей формирования осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, с которыми связаны месторождения полезных ископаемых — важное условие обоснования прогнозных оценок регионов. В южном складчатом обрамлении Сибирской платформы одна из основных эпох осадочного рудогенеза — позднепротерозойская-раннемезозойская. К венд-кембрийскому возрастному периоду относятся, в частности, месторождения фосфора (Хубсугульское, Бурунханское, Харанурское, Ухогольское, Слюдянское), марганца (Усиновское, Цаганзабинское), бокситов (Боксонское) (Летникова и др., 2011, 2016). С этой же эпохой предположительно могут быть связаны марганцевые и железо-марганцевые месторождения и проявления в Восточном Забайкалье — Алмарнатольское, Подикатское, Усутайское и Талойское. Из них изотопно-геохроноло-

гическими методами подтвержден вендский возраст толщ, вмещающих Алмарнатольское проявление и Усутайское месторождение марганца (Школьник и др., 2017, 2019); время образования двух других остается проблематичным. Из них особое внимание привлекает Талойское месторождение, поскольку фашиально оно отличается от других ассоциацией марганцевых и железных руд с преобладанием последних и переходами между ними. Оценки возраста месторождения, по палеонтологическим данным, варьируют в широких пределах — от рифея до девона, то есть достаточно контрастны. Ни одну из оценок нельзя признать вполне достоверной, т.к. органические остатки во вмещающей толще характеризуются плохой сохранностью и отсутствием руководящих форм, и непосредственно в рудоносной зоне вообще не обнаруживались (Беличенко, 1960, 1969). В то же время вероятен любой возраст в пределах указанного диапазона, в том числе и девонский, т.к. наряду с венд-кембрийскими в осадочных бассейнах ЦАСП известны и девонские месторождения. Очевидна, таким образом, важность решения вопроса о возрасте Талойского

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016752521030080 для авторизованных пользователей.

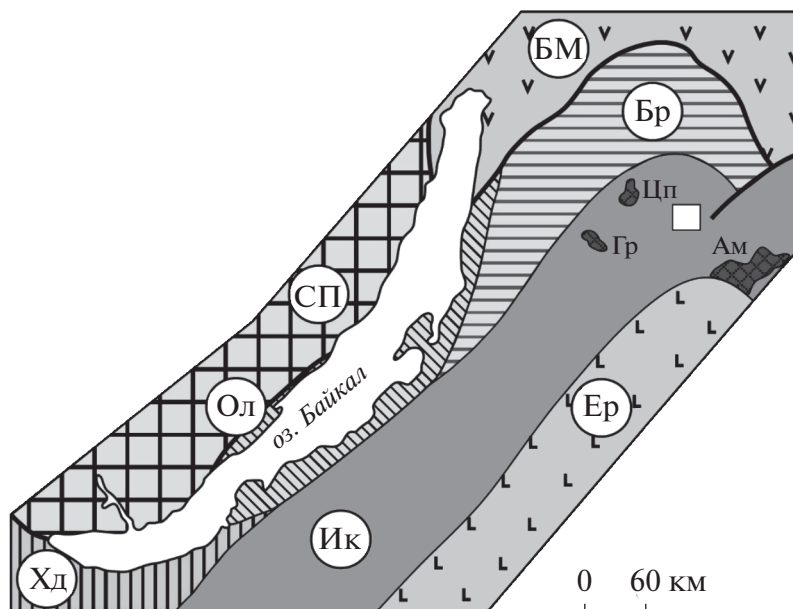


Рис. 1. Схема террейнов Байкал-Хубсугульского региона. Аббревиатуры в кружках – террейны: Хд – Хамардабанский, Тн – Тункинский, Дж – Джидинский, Ол – Ольхонский, Ик – Икатский, Ер – Еравнинский; ТМ – Тувино-Монгольский массив, СК – Сибирская платформа. Прямоугольник на схеме – контуры геол. карты (рис. 2).

месторождения. Еще одна его особенность – присутствие в толще тесно ассоциирующих с Fe–Mn рудами конседиментационных кислых вулканитов – позволяет произвести оценку палеогеодинамической обстановки формирования, опираясь, прежде всего, на геохимические черты вулканитов, и возраста – U–Pb методом по магматическим цирконам из тех же вулканитов. Полученные результаты приводятся в настоящей статье.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РАЙОНА ТАЛОЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Географически Талойское месторождение, как и несколько других месторождений и проявлений марганца, расположено в Баргузино-Витимском междуречье, а в более локальных границах – в пределах Талой-Усойского водораздела, относимых иногда к Восточному, иногда к Западному Забайкалью. Конкретное определение тектонической позиции зависит от предлагаемых разными исследователями схем тектонического районирования, менявшихся со временем. В настоящее время отдельные тектонические подразделения рассматриваются как части Центрально-Азиатского складчатого пояса – палеоокеана и выделяются в ранге террейнов, зон, складчатых систем и т.п., нередко в разных сочетаниях. В частности, согласно схеме террейнового деления, предложенного В.Г. Беличенко с соавторами (1994, 2006) район Талойского месторождения входит в состав

Икатского террейна, граничащего с Баргузинским, Ольхонским, Хамардабанским и Еравнинским террейнами (рис. 1). По геодинамической обстановке накопления протолитов террейнов в целом трактуется как задуговый палеобассейн. Строение слоистых терригенно-вулканогенно-карбонатных толщ террейна и его границы реконструированы по разобренным фрагментам – крупным блокам, ксенолитам и провесам кровли в Ангаро-Витимском гранитоидном батолите и поэтому местами довольно условные или приближенные. Уровень метаморфизма осадочно-вулканогенных толщ, в среднем, невысокий и варьирует от практически неметаморфизованных пород до начальных-средних ступеней фации зеленых сланцев. На общем фоне обособлены участки с более высокой, до среднетемпературных субфаций амфиболитовой фации степенью метаморфизма (Беличенко, 1969, 1977; Беличенко и др., 2006), выделяющиеся как “массивы”, “глыбы”, выступы фундамента, гранито-гнейсовые купола, иногда как метаморфические субтеррейны – Гаргинская, Амалатская и Ципиканская “глыбы”.

В отличие, от значительно не совпадающих принципов и, соответственно, схем тектонического районирования структурная позиция слоистой толщи, включающей Талойское месторождение, почти всеми исследователями оценивалась однотипно: Багдаринский прогиб, синклиорий, синформа, грабенсинклиналь и т.п. В зависимости от принятого тектонического районирования,

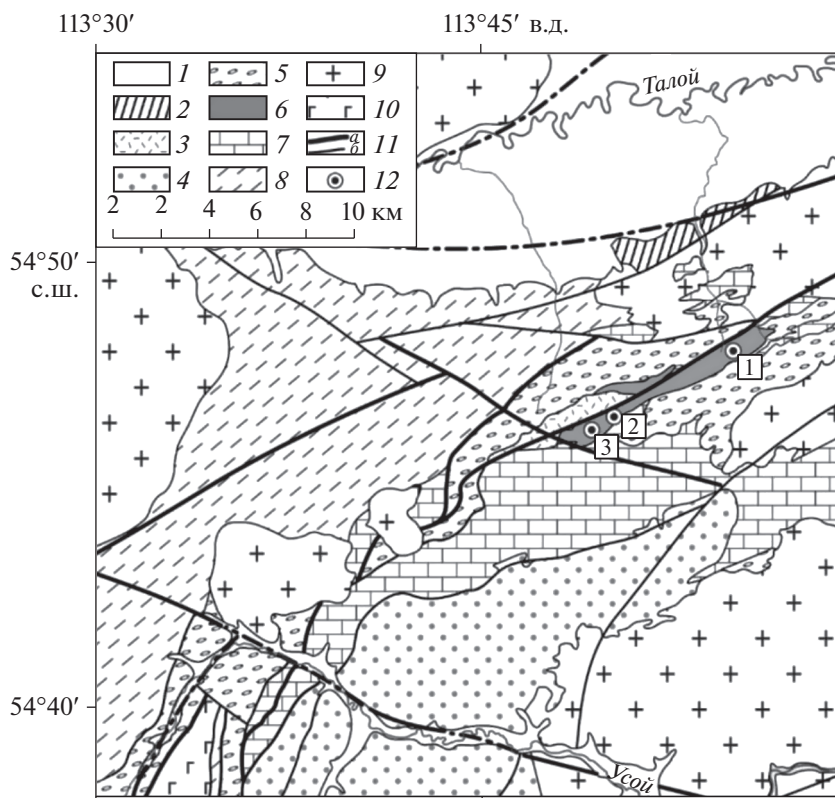


Рис. 2. Схематическая геологическая карта на основе геол. карты масштаба 1 : 200000 (Гос. Геол. Карта, 2011). 1 – четвертичные отложения; 2 – имская свита (K_{1im}); 3 – цаган-хунтейская свита (T_{1ch}); 4 – багдаринская свита (D_3-C_2bg); 5 – точерская свита (D_3-C_{1tc}); 6 – якшинская свита (D_3jk); 7 – ороченская свита (D_{1-2or}); 8 – сивоконская свита (RF_3sk); 9 – позднепалеозойские гранитоиды (витимканский комплекс); 10 – габбро-диориты шаманского комплекса (RF_3); 11 – разломы (а – главные, б – второстепенные); 12 – Талойское месторождение марганца (показаны участки: 1 – Васильевский, 2 – Койдакон, 3 – Бугарикта).

прогиб считается наложенным на байкальский фундамент (Беличенко, 1960, 1969), или на границу Верхневитимского турбидитового террейна и Удино-Витимской островодужной системы (Гордиенко и др., 2010), либо Витимкан-Ципинского турбидитового и Амалатского метаморфического террейна (Рыцк и др., 2011), или расположен в Икат-Багдаринской зоне Байкало-Витимской складчатой системы и ограничен Амалатским и Ципинским “массивами” (Руженцев и др., 2012). Но представления о внутреннем строении прогиба принципиально изменились со временем. В 50–70 гг. прошлого века составляющие слоистой толщи считались стратиграфическими последовательностями, в которых положение в разрезе (выше-ниже) отвечает относительному возрасту (моложе-древнее). В последние десятилетия Багдаринский прогиб-синформа рассматривается как сложно построенная покровно-складчатая структура, где совмещены тектонические пластины, сложенные различными вещественными и формационными наборами пород и, не исключено, разными и по возрасту. Собственно, с позиций покровно-складчатых моделей сейчас анали-

зируется и строение региона в целом: тектонически совмещенные разные по геодинамической природе и возрасту комплексы. Современные представления не нашли вполне адекватного отражения на последней Государственной геологической карте м-ба 1 : 200000 (2011), но, тем не менее, многие границы между свитами на ней показаны тектоническими (рис. 2).

СОСТАВ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ. ТИПЫ РУД

Вмещающая рудные тела Талойского месторождения сланцево-карбонатная толща первоначально выделялась в самостоятельную тилимскую свиту, которая перекрывается более силикатной якшинской свитой. В последующем продуктивная толща была включена в состав якшинской свиты (Гос. геол. карта, 2011). Свита сложена переслаиваемыми мраморизованными доломитистыми и кремнистыми известняками, углисто-карбонатными и кремнисто-серицитовыми сланцами. Среди сланцев встречаются разновидности с повышенным содержанием оксидов железа (до 10–

15 мас. %) и марганца (до 3–5 мас. %). Наряду с гематитом и магнетитом носителями железа и марганца в таких породах являются карбонатные минералы – сидерит и марганецсодержащий доломит.

В осадочной толще рудоносной свиты постоянно присутствуют вулканогенные породы. Исследованные вулканогенные образования свиты образуют маломощные тела и линзы в составе продуктивной пачки месторождения. Представлены они в разной степени катаклазированными метариолитами, туфами кислого состава и туфогенными гравипесчаниками и брекчиями. Для метариолитов характерна реликтовая порфирировая и сферолитовая структуры. Основная масса представлена изометричными или неправильными интенсивно серизитизированными полевыми шпатами и кварцем. В туфах и туффитах обломки пород представлены девитрифицированным стеклом кислого состава, реже риолит-порфиром и риодацитом. Конседиментационный характер вулканизма подчеркивается тем обстоятельством, что помимо ассоциации вулканитов с рудными телами в цементе туфобрекчий иногда значительную роль играют железо-марганцевые соединения (Беличенко, 1960).

Признаки железомарганценосности характерны для свиты в целом, но основное оруденение – собственно Талойское месторождение – локализовано в верхней, более карбонатной, ее части. Месторождение включает три участка, расположенных и названных по левым притокам р. Талой – Васильевское, Койдакон и Бугарикта, в общей сложности занимающие зону протяженностью до 10 км. При разведке выделялось несколько типов руд, различающихся по соотношению железа и марганца: от марганцевых браунит-гаусманитовых руд с соотношением Mn : Fe – 10 и более и содержанием Mn более 20 мас. % до собственно железных руд (Mn : Fe меньше единицы). Среди железных руд различаются магнетитовые, гематитовые и смешанные, в которых оксиды железа иногда составляют до 90% объема. Выделяются, кроме того, кремнистые и карбонатные типы руд и своеобразные кремнисто-карбонатные яшмовидные породы и руды с резко непостоянными содержаниями железа и марганца. Между Fe- и Mn-рудами обычно постепенные переходы по падению и простиранию рудных тел. Сами рудные тела представлены согласно залегающими линзами. Существенно железорудные тела отличаются большей выдержанностью по простиранию (до 500 м.) и мощностью (до 15 м.) по сравнению с марганцевыми (до 100 м., редко 150 м. протяженностью и до 5–7 м. мощностью). Железные руды большей частью приурочены к кремнистым уровням седиментогенеза, а марганценосные отложения тяготеют к кремнисто-карбонатным породам.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержания петрогенных компонентов определялись методом классической “мокрой химии”, а концентрации редких элементов – рентгенофлуоресцентным методом на волнодисперсионном спектрометре S8 TIGER (Bruker AXS, Германия). Концентрации P3Э, U, Th, Cs установлены методом ICP-MS, детали методики описаны в (Panteeva et al., 2003). Измерения проведены на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce с использованием международных и российских стандартов (BHVO-2, RCM-1, JG-2 и другие). Ошибка определения содержаний не превышает 10%. Все анализы получены с использованием материально-технической базы центра коллективного пользования “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН.

Предварительная пробоподготовка и выделение акцессорного циркона из проб вулканитов проводились в ИЗК СО РАН по стандартной методике (концентрационный столик, магнитная сепарация, тяжелые жидкости и ручная отборка из концентратов). Отобранные зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу.

U–Pb геохронологическое датирование цирконов из исследованных образований Усой-Точерского междуречья проведено в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ) методом лазерной абляции с индуктивно-связанной плазмой (LA-ICP-MS) детальное описание методики приведено в (Хубанов и др., 2016). Изотопный анализ проводился на одноколлекторном магнитно-секторном ICP масс-спектрометре Element XR с системой лазерной абляции New Wave UP213. Диаметр лазерного луча составлял 30–40 мкм с общей длительностью измерений 55 с. В качестве внешнего стандарта использовался эталонный циркон 91500 (Wiedenbeck et al., 1995), контрольного образца – эталонные цирконы GJ (Jackson et al., 2004) и Plešovice (Slama et al., 2008). Погрешность измерения отношений в контрольных образцах варьировала от 1.3 до 6% для отношений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и от 0.1 до 2.5% для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Относительная погрешность значения средневзвешенного конкордантного возраста контрольных цирконов составляла не более 2%. U-Th-Pb изотопные отношения были рассчитаны по программе GLITTER (Van Acherbergh et al., 2001; Griffin et al., 2008). Диаграммы с конкордией и конкордантные возрасты были построены и рассчитаны с использованием программы Isoplot 3 (Ludwig, 2003). В случае построения графиков пересечения средней дискрдантной линии с конкордией (в координатах Терра-Васербурга) использовалось значение нерадиогенного $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, рассчитанного по модели (Stacey, Kramers, 1975). В интерпретации обломочных цирконов учитывались только оценки возраста, дискордантность которых не превышает

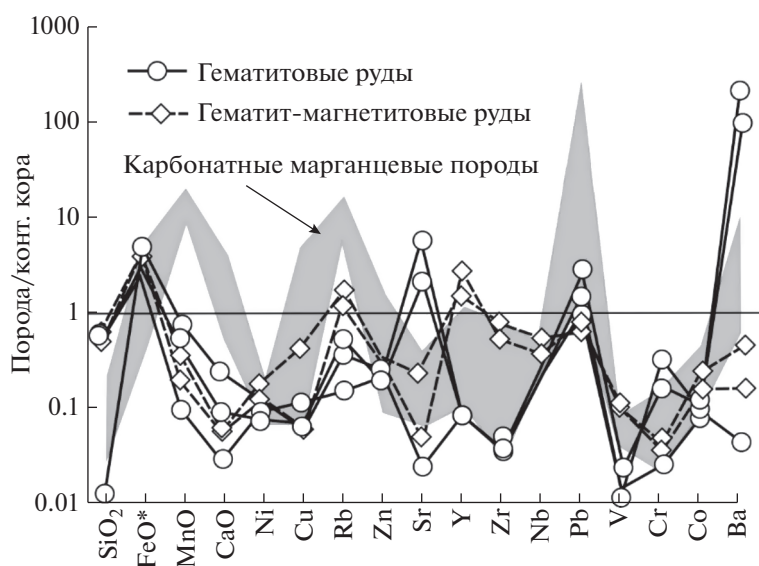


Рис. 3. Спектры распределения редких элементов, нормализованные к составу континентальной коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988) для рудоносных пород якушинской (тилимской) свиты.

10%. Гистограммы и кривые относительной вероятности для цирконов древнее 1 млрд лет построены по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ значениям возраста с ошибкой 1σ , для цирконов моложе 1 млрд лет по возрасту, рассчитанного по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ с ошибкой 1σ . Построение гистограмм, кривых относительной вероятности и вычисление их максимумов проводилось по программам (Gehrels, 2011).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУД И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОД

Со времени вскрытия рудных тел Талойского месторождения горными выработками прошло 70 лет и отобрать пробы оксидных марганцевых руд, не измененных гипергенными процессами, не удалось. Опробованы железные гематит-магнетитовые и гематитовые руды, силикатно-карбонатные сланцы с повышенным содержанием Fe и Mn (более 10 и более 1%, соответственно) и разные типы вулканогенных пород (табл. 1). Как видно из таблицы, опробованные руды принадлежат кремнисто-железистому типу (исключая чисто гематитовую руду обр. ГЛ-53), и представлены разновидностями от существенно гематитовых до гематит-магнетитовых с близкими соотношениями этих минералов или преобладанием магнетита. Помимо кремнезема и оксидов железа руды нередко содержат заметные количества глинозема (до 6%), изредка MgO — до 1.7%. Характерны повышенные содержания Zn (до 1200 г/т), Pb (до 1800 г/т), иногда Cu (до 350 г/т), но особенно Ba, концентрации которого могут достигать до 10 мас. % (в рудах часто присутствует барит).

Химический состав карбонатно-силикатных Fe–Mn содержащих пород характеризуется варьирующими содержаниями SiO_2 (1.8–39.5 мас. %), низкими титана, натрия и фосфора (табл. 1). Концентрации алюминия и калия так же невысокие, но увеличиваются в силикатных разновидностях пород. Типичны всегда повышенные содержания магния, которые большей частью связываются с карбонатной составляющей пород (доломит, сидерит), так же как марганец и часть железа, иногда основная. По сравнению с железистыми (гематитовыми и гематит-магнетитовыми) марганецсодержащие породы характеризуются более высокими содержаниями меди, цинка и свинца (рис. 3). Такие отличия могут быть результатом различных окислительно-восстановительных условий при осаждении этих микроэлементов и дальнейшем вхождении в состав формирующихся минеральных фаз.

Как уже упоминалось, что в составе рудоносных отложений значительную роль играют вулканогенные породы. Реконструкция палеогеодинамических обстановок накопления толщ и оценка времени формирования Талойского железорудного оруденения проведено нами на основе изучения геохимических характеристик руд и сопряженных с ними вулканогенных образований. Использование диаграммы $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{--Nb}/\text{Y}$ (рис. 4) (Winchester, Floyd, 1977), как наиболее подходящей для анализа измененных пород, показало, что вулканиды свиты соответствуют нормальнощелочным риолитам и риодацитам. Для них типичны высокие значения $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$, на основании чего они могут быть отнесены к железистым образованиям. По содержанию щелочей

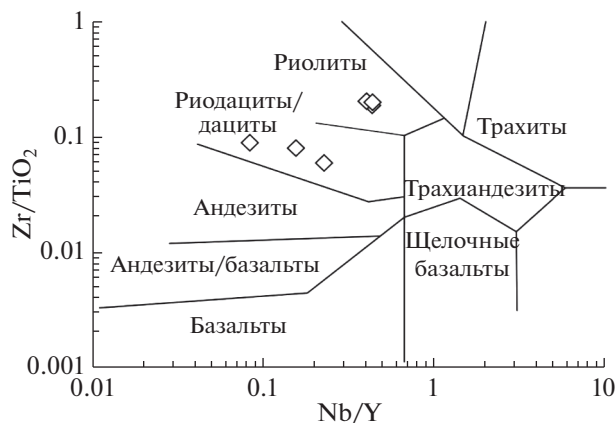


Рис. 4 Классификационная диаграмма $Zr/TiO_2-Nb/Y$ (Winchester, Flood, 1977) для кислых вулканитов якшинской свиты.

кислые вулканиты соответствуют образованиям щелочно-известковой и известково-щелочной серий (Frost, 2001). Кроме того, для них характерны низкие содержания Sr (11–33 г/т), и Nb (4–10 г/т), повышенные для вулканитов концентрации Y (20–44 г/т) (табл. 1) и слабофракционированные спектры распределения редкоземельных элементов ($La_n/Yb_n = 5-24$) (рис. 5). Особенности состава вулканитов, сочетающие резкие минимумы по Sr, P, Ti, их принадлежность к железистым образованиям и повышенные концентрации некоторых высокочarged элементов, сближают эффузивы месторождения с гранитами А-типа, формирование которых связывается с внутриплитными обстановками. При этом низкие концентрации Nb, Zr, высокие Ba и наличие Ta–Nb минимума более типичны для гранитоидов зоны субдукции. Высокие Y/Nb (2.4–8.0) отношения и положение точек составов эффузивов свиты (рис. 6) (Eby, 1992) указывают на их формирование за счет коровых источников в субдукционной обстановке (рис. 7). Сочетание подобных противоречивых особенностей состава связывается с разнообразием магматических источников и их эволюцией в ходе процесса в условиях активной континентальной окраины.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В период разведки месторождения и еще в 70–80 гг. прошлого века, а иногда и позже ввиду отсутствия систематических изотопно-геохронологических данных возраст палеонтологически немых комплексов оценивался, главным образом, исходя из степени метаморфических преобразований. Породы Гаргинской и других “глыб”, степень метаморфизма которых достигла амфиболитовой фации, считались нижнепротерозой-

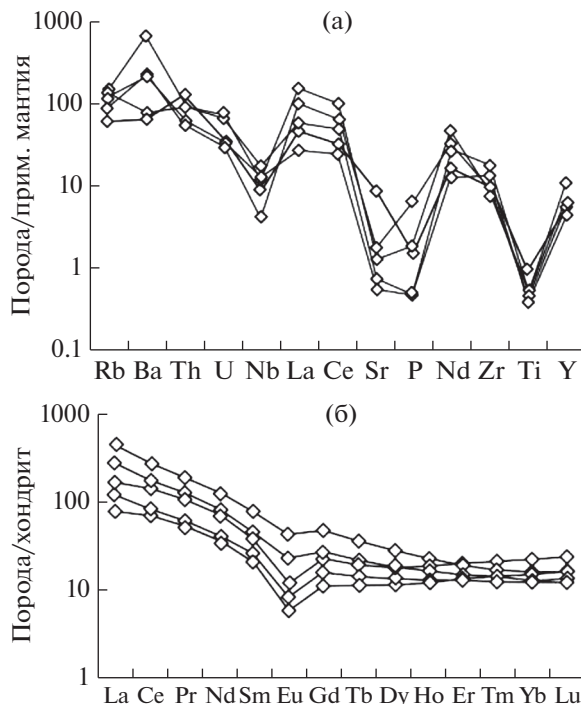


Рис. 5. Спектры распределения редких (а), нормализованных к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) и редкоземельных элементов (б), нормализованных к хондриту (Sun, McDonough, 1989), для кислых вулканитов якшинской (тилимской) свиты.

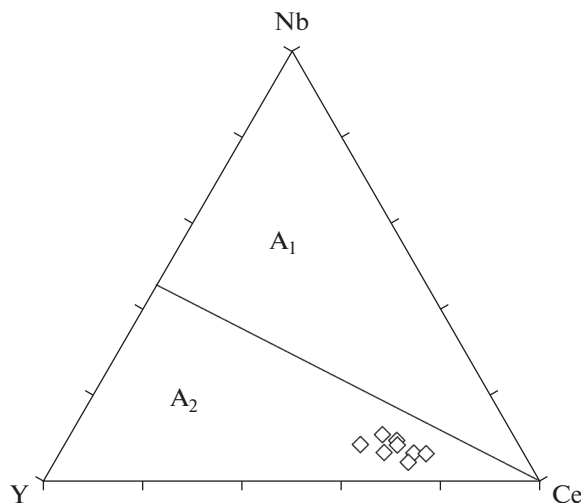


Рис. 6. Диаграмма Y–Ce–Nb (Eby, 1992) для кислых вулканитов якшинской свиты. A₁ – гранитоиды образованные за счет источника подобного OIB, A₂ – гранитоиды, сформированные за счет континентальной коры.

Таблица 1. Представительные анализы химического (масс %) и редкоэлементного (г/т) составов железо-марганцевых и вмещающих пород Талойского месторождения

Компонент	I							II		
	ТЛ-53	ТЛ-6	ТЛ-49	ТЛ-66	ТЛ-68	ТЛ-67	ТЛ-63	ТЛ-22	ТЛ-26	ТЛ-28
SiO ₂	0.65	24.71	45.55	31.84	31.82	52.62	13.30	2.69	32.80	6.15
TiO ₂	НПО	НПО	0.12	0.03	0.12	0.12	0.07	0.02	0.17	0.02
Al ₂ O ₃	0.41	0.34	НПО	1.50	6.06	5.43	2.31	0.49	5.84	НПО
FeO	0.32	0.51	1.79	16.29	19.46	14.25	18.84	<НПО	0.94	1.10
Fe ₂ O ₃	91.85	70.12	35.80	48.11	36.92	22.66	29.20	10.67	8.17	1.86
MnO	0.18	0.03	0.02	0.19	0.04	0.02	3.10	3.30	5.47	1.17
MgO	1.07	0.08	НПО	0.35	1.74	1.15	4.41	13.92	4.08	18.62
CaO	2.15	НПО	0.18	0.03	0.41	0.11	4.42	26.85	18.24	28.52
Na ₂ O	НПО	0.01	0.02	0.02	0.02	0.48	0.02	0.03	0.03	0.04
K ₂ O	0.13	0.04	0.03	0.20	0.41	0.58	0.42	0.05	2.16	0.03
P ₂ O ₅	0.04	0.03	НПО	0.03	0.05	0.05	0.10	0.04	0.14	0.10
H ₂ O ⁻	0.77	0.49	1.88	0.03	<НПО	<НПО	0.28	НПО	0.48	0.07
CO ₂	2.64	0.14	НПО	0.13	0.39	0.12	20.76	39.60	20.44	42.41
ппп	0.21	0.49	0.36	1.20	2.87	2.28	2.44	НПО	0.74	НПО
Сумма	100.42	97.00	85.74	99.95	100.31	99.87	99.67	97.66	99.70	100.09
Rb	10	14	7.7	7.4	11	15	13	3.1	51	3
Sr	6.7	440	1900	0	0	0	17	160	160	41
Ba	12	35100	89600	45	44	83	290	450	2000	870
Y	2	<2	2	4.7	39	22	23	6.7	16	<2
Zr	3.8	<3	4.3	13	84	86	27	4.8	80	<3
Nb	3.3	<3	3	0	6.6	6.1	3.3	<3	5.8	<3
Co	3	<3	3	25	5.1	4.8	<3	4.7	11	<3
Sc	4	<4	4	4	4.5	<4	4.8	8.7	13	6
Cr	5	11	64	6.6	6.3	16	10	9.6	12	9.5
V	3.4	3.4	3	11	21	24	23	14	<4	13
Ni	15	12	9.5	17	20	16	14	9.2	17	5.5
Zn	37	28	12	180	170	110	1200	570	230	360
Pb	19	16	9.7	12	5.8	4.3	11	58	320	14
Cu	5	<5	8.6	51	35	28	350	20	140	<5
Sn	3	<3	3	11	4.8	9.6	<3	<3	<3	<3
La	Не опр	Не опр	Не опр	<5	<5	<5	12	Не опр	Не опр	Не опр
Ce	Не опр	Не опр	Не опр	<7	8	24	21	Не опр	Не опр	Не опр
Pr	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр
Nd	Не опр	Не опр	Не опр	<9	12	16	24	Не опр	Не опр	Не опр
Sm	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр
Eu	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр
Gd	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр
Tb	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр
Dy	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр
Ho	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр
Er	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр
Tm	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр
Yb	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр
Lu	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр
Th	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр
U	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр
Cs	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр	Не опр

Таблица 1. Окончание

Компонент	II				III					IV	
	ТЛ-30	ТЛ-24	ТЛ-33	ТЛ-54	ТЛ-14	ТЛ-20	ТЛ-31	ТЛ-56	ТЛ-59	ТЛ-2	ТЛ-39
SiO ₂	1.78	11.43	1.41	17.57	73.06	74.27	79.53	77.07	74.81	74.22	74.82
TiO ₂	0.01	0.1	0.04	0.17	0.10	0.17	0.22	0.10	0.09	0.21	0.10
Al ₂ O ₃	0.25	3.72	НПО	4.95	8.99	11.80	8.92	12.41	11.94	13.17	12.20
FeO	4.39	2.13	2.13	3.28	4.49	2.03	1.22	1.88	2.20	0.60	0.70
Fe ₂ O ₃	3.18	0.59	7.54	1.22	4.70	1.08	1.19	0.57	0.57	1.88	1.24
MnO	3.10	1.11	1.77	1.80	0.06	0.02	0.03	0.01	0.05	0.02	0.03
MgO	15.71	15.72	16.87	12.74	0.99	1.05	0.67	0.35	0.09	0.61	0.69
CaO	28.69	25.29	28.29	21.96	0.62	1.15	0.56	0.12	0.06	0.40	0.50
Na ₂ O	0.02	0.03	0.04	0.10	0.33	0.92	1.10	4.06	0.11	3.52	2.49
K ₂ O	0.02	1.49	0.09	1.69	2.58	4.61	5.27	1.86	8.36	4.50	5.29
P ₂ O ₅	0.05	0.07	0.14	0.12	0.04	0.03	0.04	0.13	НПО	0.07	0.02
H ₂ O ⁻	0.02	0.08	0.07	НПО	<НПО	<НПО	0.04	0.04	0.04	НПО	0.02
CO ₂	42.90	37.62	41.44	32.56	0.91	0.75	0.45	0.11	0.17	0.10	0.65
ппп	НПО	0.70	НПО	0.89	2.68	1.62	0.57	1.18	0.61	0.37	0.88
Сумма	99.86	100.08	99.83	99.05	99.55	99.50	99.81	99.89	99.09	99.67	99.63
Rb	3.1	35	4.9	46	81	94	94	53	93	91	87
Sr	50	87	51	100	25	35	20	33	15	97	30
Ba	160	520	270	2200	510	1800	1300	1500	4400	1400	950
Y	<2	11	2	15	44	23	30	29	26	35	31
Zr	<3	44	10	80	92	110	150	97	200	170	190
Nb	<3	3.9	3	5.4	7.7	6	7.3	3.6	9.8	9.2	7.5
Co	<4	9.9	3	13	79	3.3	8.3	<3	4.9	3	3
Sc	5.5	8.6	11	11	<4	4.7	4	4.1	<4	6.3	4
Cr	4.3	17	7.4	27	20	25	77	36	38	42	33
V	9.9	21	25	20	15	51	25	18	12	28	36
Ni	7	14	8.3	19	9,5	9.1	12	9.5	5.9	9.4	8.1
Zn	560	640	280	1300	82	58	26	23	15	46	34
Pb	18	420	18	1800	7.5	4.8	9.2	4.7	7.6	16	12
Cu	<5	13	5	14	35	5.4	14	11	6.8	8.9	6.5
Sn	<3	<3	3	3	4	4.1	3	<3	<3	3	3
La	1.81	14.29	Не опр	Не опр	99	29	21	65	37	41	72.05
Ce	8.88	23.12	Не опр	Не опр	169	54	63	111	82	66	128
Pr	0.20	2.51	Не опр	Не опр	16	6	Не опр	12	9	Не опр	12
Nd	0.82	9.26	Не опр	Не опр	60	20	30	41	32	30	43
Sm	0.24	1.85	Не опр	Не опр	12.54	4.24	Не опр	7.3	5.7	Не опр	7.47
Eu	0.09	0.33	Не опр	Не опр	2.64	0.54	Не опр	1.40	0.65	Не опр	0.98
Gd	0.31	1.87	Не опр	Не опр	10.40	3.43	Не опр	5.95	4.47	Не опр	6.27
Tb	0.05	0.26	Не опр	Не опр	1.43	0.56	Не опр	0.87	0.69	Не опр	0.90
Dy	0.29	1.61	Не опр	Не опр	7.67	3.66	Не опр	4.98	4.37	Не опр	5.37
Ho	0.05	0.32	Не опр	Не опр	1.39	0.79	Не опр	1.01	1.02	Не опр	1.12
Er	0.12	0.91	Не опр	Не опр	3.37	2.31	Не опр	2.66	3.18	Не опр	3.13
Tm	0.02	0.14	Не опр	Не опр	0.47	0.34	Не опр	0.40	0.53	Не опр	0.46
Yb	0.09	0.91	Не опр	Не опр	2.93	2.25	Не опр	2.33	3.63	Не опр	3.01
Lu	0.01	0.15	Не опр	Не опр	0.42	0.33	Не опр	0.36	0.57	Не опр	0.45
Th	0.02	2.31	Не опр	Не опр	7.28	10.28	6.9	4.36	7.51	9	11.42
U	0.07	1.12	Не опр	Не опр	1.45	0.75	2.6	0.60	1.30	3.2	1.24
Cs	0.15	0.62	Не опр	Не опр	3.86	1.77	Не опр	1.23	0.83	Не опр	0.86

Примечания. I – руды гематитовые, кремнисто-гематитовые, кремнисто-магнетитовые; II – известковистые сланцы с Fe–Mn минерализацией; III – вулканогенные породы якинской (тилимской) свиты; IV – конгломерат и риолит точерской свиты. НПО – концентрации элемента ниже предела обнаружения.

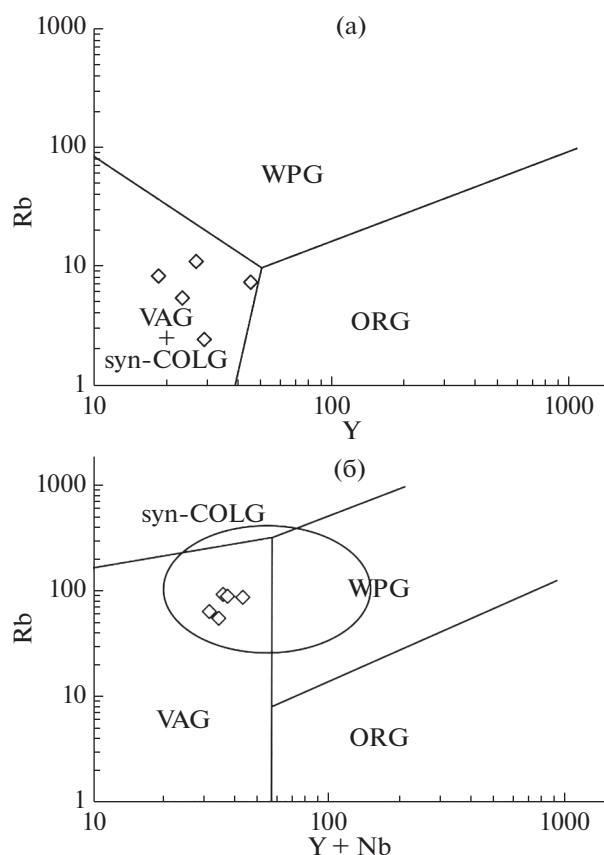


Рис. 7. Диаграмма Nb-Y (а) и Rb-(Y + Nb) (б) (Pearce et al., 1984; Pearce, 1996) для кислых вулканитов якушинской (тилимской) свиты. WPG – внутриплитные граниты, ORG – граниты океанических хребтов, VAG – граниты вулканических дуг и активных континентальных окраин, syn-COLG – синколлизонные граниты

скими (Беличенко, 1960; Салоп, 1964). Залегающие, как считалось, на неопротерозойском (байкальском) фундаменте слабометаморфизованные слоистые толщи оценивались диапазоном от верхнего протерозоя до нижнего палеозоя (Беличенко, 1960, 1969). Позже, к венду стали относить только основание слоистой толщи (суванихинская свита), продуктивную тилимскую свиту к нижнему кембрию, а перекрывающую ее якушинскую свиту к среднему кембрию (Беличенко, 1977).

К настоящему времени значительный пакет изотопно-геохронологических данных получен по комплексам, как бы образующим фундамент Багдаринского синклиория (или, по разным исследователям, – нижнему структурному горизонту, “условному автохтону” и т.п.). Установлено, что возраст гнейсов Гаргинской “глыбы” (по детритовым цирконам) не древнее неопротерозойского – 700–800 млн лет (Резницкий и др., 2015), возраст синтетектонических гранито-гнейсов Амалатского “массива” оценен в 790 ± 6 млн лет

(Рышк и др., 2002), а детритовых цирконов из слюдяных сланцев Ципиканского выступа находится в пределах диапазона 847–781 млн лет (Руженцев и др., 2012). Шаманский выступ, сформированный породами офиолитовой и островодужной ассоциаций, U-Pb возраст которых по цирконам из плагиогранитных жил в амфиболитах – 972 ± 14 млн лет (Некрасов и др., 2007), кумулятивных габброидов офиолитовой ассоциации 939 ± 11 млн лет и метабазальтов 892 ± 16 млн лет (Гордиенко и др., 2010). Возраст известково-щелочных вулканитов островодужной ассоциации (усойская свита) – 837 ± 8 и 789 ± 8 млн лет (Некрасов и др., 2006). Что касается составляющих слоистой (или расслоенной, “расчешуенной”) толщи Багдаринского синклиория оценки их возраста по-прежнему основаны на органических остатках, большей частью обнаруженных за пределами рудоносной зоны. Якушинская (плюс бывшая тилимская) свита отнесена к девону или, возможно, нижнему карбону (Гос. Геол. Карта, 2011; Руженцев и др., 2012).

Основываясь на конседиментационном характере вулканизма для определения возраста якушинской (тилимской) свиты были выделены цирконы из двух проб вулканитов, отобранных непосредственно из горных выработок в пределах Талойского месторождения – туф риолит-дацитового состава (ТЛ-31) ($N 54^{\circ}47'32.1''$; $E 113^{\circ}54'05.5''$) и туффит (ТЛ-56) ($N 54^{\circ}46'34.5''$; $E 113^{\circ}50'03.6''$). Цирконы из туфа ТЛ-31, судя по однотипным морфологии и цвету, относятся к одной генерации. Для них характерна осцилляционная зональность, типичная для цирконов магматической генерации (рис. 8). По цирконам получено 27 значений изотопного состава, образовавших на диаграмме конкордантный кластер с возрастом 799 ± 6 млн лет (рис. 9).

В туффите ТЛ-56 основная масса цирконов (80%) принадлежит одной генерации, аналогичной по облику и строению цирконам из туфа ТЛ-31 (рис. 10а, 10б). Кроме них в выборке присутствовали цирконы другого типа (9 зерен, 20%), скорее всего детритовые или с реликтами детритового циркона. Для многих таких зерен характерно сложное строение, указывающее на гетерогенный генезис (рис. 8). Из туффита проанализировано 46 зерен детритовых цирконов, имеющих конкордантные значения возраста. Возраст 37 зерен цирконов основного кластера находится в интервале 753–814 млн лет, с пиком 789 млн лет (рис. 10а), возраст рассчитанный методом пересечения дискордантной линии с конкордией составляет 790 ± 5 млн лет при СКВО = 0.85 (рис. 10б). По цирконам второй группы получены значения U-Pb возраста в диапазоне 2020–2892 млн лет. Обычно такие значения получены по ядрам, обрастающим зональным цирконом, аналогичным зернам основной генерации.

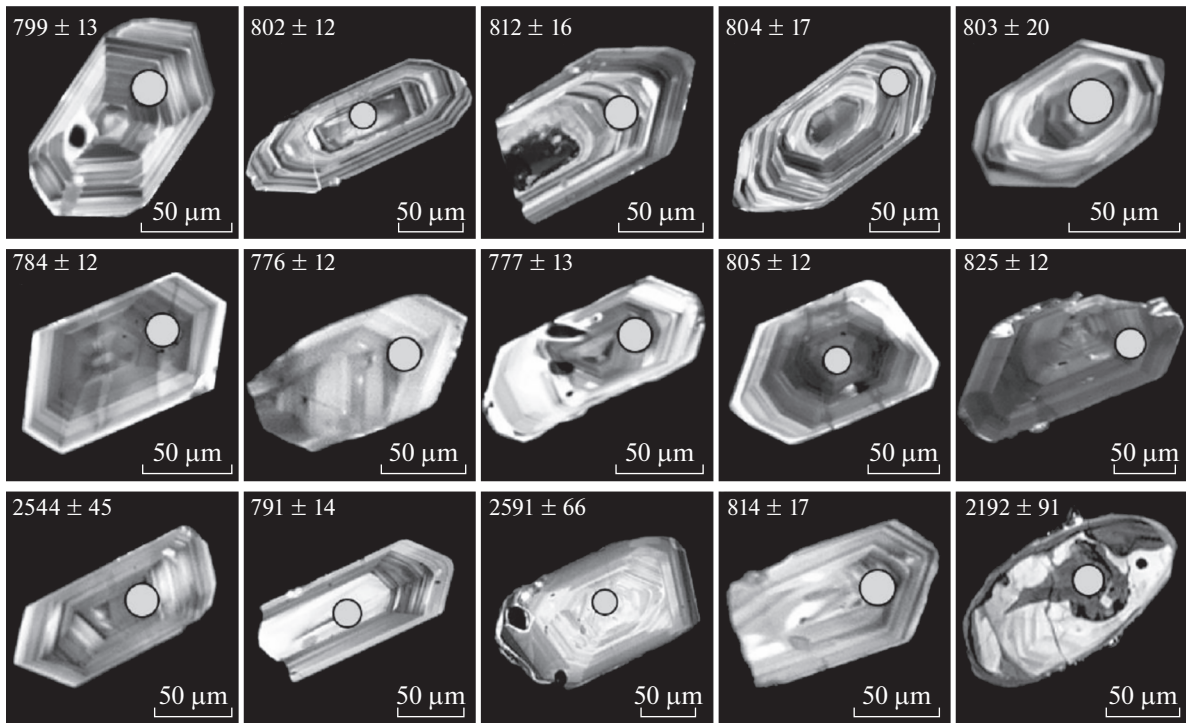


Рис. 8. Примеры кристаллов цирконов (католюминесцентное фото) из кислых вулканитов якшинской (тилимской) и точерской свит. Первый ряд проба ТЛ-31, второй – ТЛ-39, третий – ТЛ-56.

Кроме указанных выше, так же для целей геохронологии, исследован вулканизм точерской свиты Усой-Талойского междуречья. В ее составе выделяются конгломераты, метаморфизованные кислые и средние эффузивы, сланцы различного состава и известняки. В классических стратиграфических схемах точерская свита считалась вышележащей и перекрывающей якшинскую (тилимскую) свиту после небольшого перерыва (Беличенко, 1969). По некоторым современным построениям (Руженцев и др., 2012) якшинская и точерская свиты относятся к разным, но не разновозрастным, типам разрезов осадочно-вулканогенных толщ Багдаринского синклиория – ороченскому и точерскому, соответственно. Согласно схеме С.В. Руженцева и др. точерская свита несогласно с базальными конгломератами залегает непосредственно на байкальском основании (фундаменте). Возраст свиты оценивался разными авторами от кембрия до девона (Беличенко, 1969; Бутов, 1996). Эти же авторы считали, что из состава свиты стоит исключить эффузивно-терригенную часть разреза, которая, по их мнению, относится к подстилающим отложениям или представляет тектоническую пластину граничащую с гравелито-конгломератовой частью разреза. Высказывались сомнения и относительно конгломератов – базальные или внутриформационные, или вообще не относящиеся к точерской свите (Беличенко, 1969). Установление возраста точерской

свиты позволяет либо определить верхнюю возрастную границу якшинской свиты, либо подтвердить временной интервал накопления последней (в зависимости от справедливости одной из схем), но в любом случае получить дополнительную информацию о возрасте рудоносной толщи. То же относится и к возрасту конгломератов.

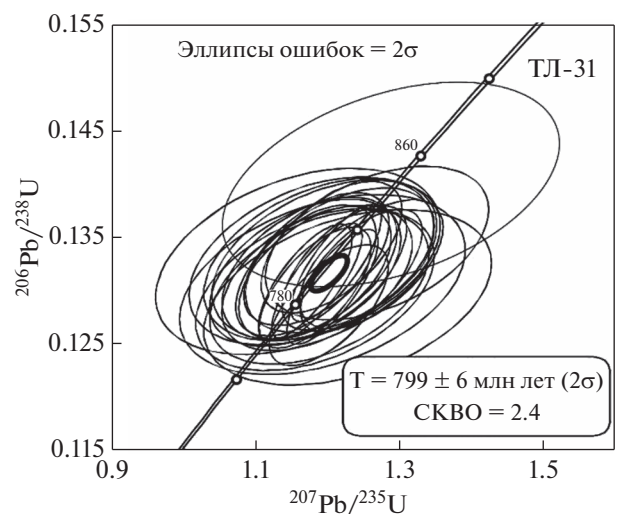


Рис. 9. Диаграмма с конкордией для цирконов из туфов (ТЛ-31).

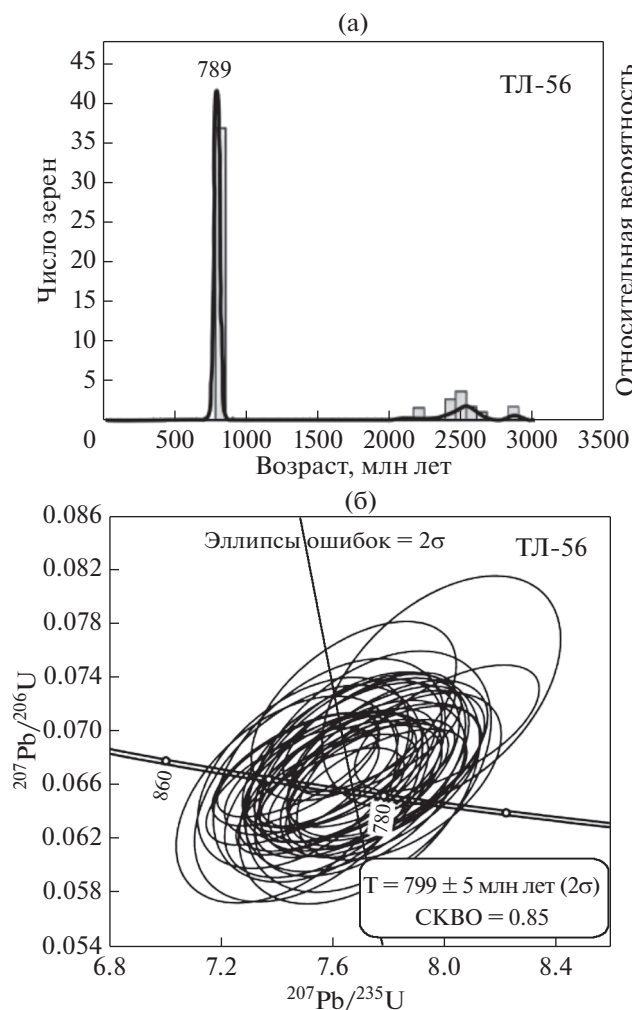


Рис. 10. Гистограмма и кривая относительной вероятности U–Pb возрастов (а) и диаграмма с конкордией (б) для цирконов из туфитов (ТЛ-56) якушинской (тилимской) свиты.

Из разреза точерской свиты отобран образец риолит-порфира (ТЛ-39) и конгломерата (ТЛ-2). Вулканист непосредственно граничит с толщей конгломератов, однако установить контактовые взаимоотношения не удалось. Проба ТЛ-39 представляет собой риолит с пойкилитовой и реликтовой порфировой структурой. Основная масса большей частью состоит из неправильных более или менее изометричных зерен полевых шпатов, интенсивно серицитизированных, и кварца. Среди полевых шпатов различается калишпат и плагиоклаз. Для 109 зерен цирконов получены конкордантные значения возрастов. Они укладываются в диапазон 740–855 млн лет, причем большая часть попадает в интервал 770–820 млн лет, с максимумом вблизи 790 млн лет (рис. 11а), возраст рассчитанный методом пересечения дискордантной линии с конкордией составляет 794 ± 5 млн лет при

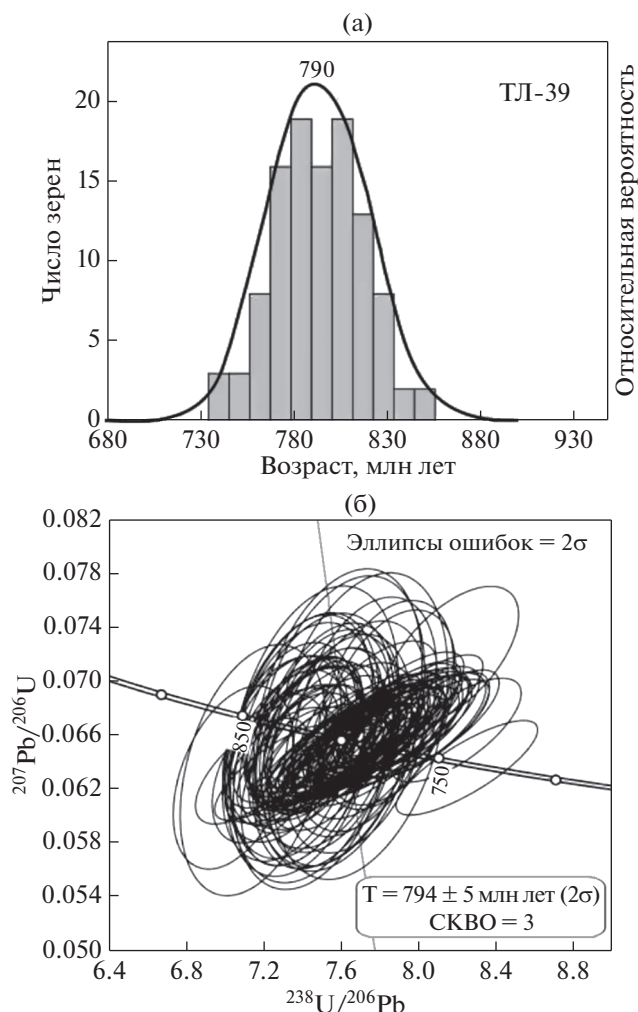


Рис. 11. Гистограмма и кривая относительной вероятности U–Pb возрастов (а) и диаграмма с конкордией (б) для цирконов из риолита (ТЛ-39) точерской свиты.

СКВО = 3 (рис. 11б). Таким образом, полученные значения перекрываются с кластерами по вулканитам якушинской (тилимской свиты).

Крупногалечные конгломераты состоят из хорошо окатанной гальки представленной кварцитами, гранитами, эффузивами. Цемент зеленовато-серый псаммитовый, рассланцованный. Выделенные из пробы цирконы характеризуются небольшим размером (до 150 мкм) и представлены призматическими прозрачными зернами разной степени окатанности. Для 101 из 110 (92%) зерен циркона были получены конкордантные значения возраста (степень дискордантности $\pm 10\%$), которые использовались при построении гистограмм и диаграмм плотностей вероятности распределения возрастов (рис. 12). Основная часть конкордантных значений возраста изученных цирконов находится в интервале 697–834 млн лет

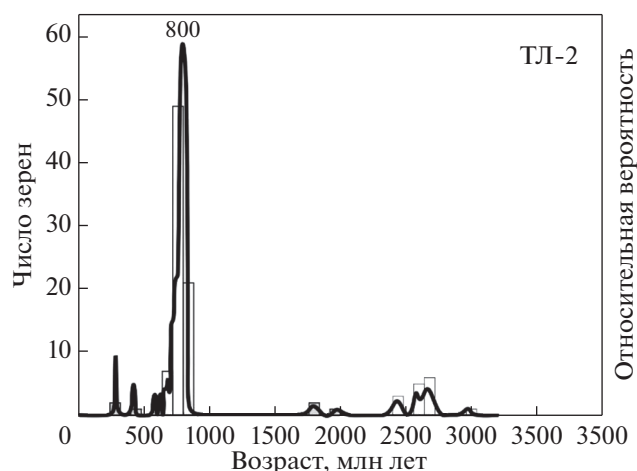


Рис. 12. Гистограмма и кривая относительной вероятности U–Pb возрастов детритовых цирконов из конгломерата (ТЛ-2) точерской свиты.

(73 зерна), с пиком 0.80 млрд лет. Кроме того, по единичным зернам получены возрасты 280–286, 411, 574, 619, 1787, 1820 и 1968 млн лет. Цирконы с древними возрастными образуют широкий кластер со значениями возраста от 2413 до 2962 млн лет. Три зерна с молодыми возрастными, скорее всего результат засорения пробы. Но с возраста 574 млн лет начинается серия, достаточно сближенных значений возрастов. Т.е значения 570–650 млн можно считать нижним возрастным пределом образования конгломератов. Основная масса цирконов (пик 800 млн лет) очевидно результат размыва якинской и точерской свит. Раннедокембрийские значения возрастов в основном получены по ядрам гетерогенных цирконов, вероятно попавших в конгломераты в результате неоднократного переотложения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Талойское месторождение характеризуется следующими основными чертами, которые можно считать индикаторными:

- сочетание железных, марганцево-железных и марганцевых руд при значительном преобладании железных;
- железо-кремнистый (кварц-гематитовый) состав ведущего типа железных руд;
- линзово-пластовая морфология и согласное залегание рудных тел;
- концентрация более крупных железорудных тел в центральной части месторождения, а более мелких марганцеворудных на периферии;
- фациальные переходы между разными типами руд;
- высокие концентрации бария (и присутствие барита), заметно повышенные Pb и Zn;

– ассоциация рудных залежей с вулканогенными породами, имеющими признаки консидерационных.

Перечисленные особенности типичны для железо-марганцевых месторождений, относимых к гидротермально-осадочному типу. Такие месторождения обнаруживаются почти во всех складчатых областях развития осадочно-вулканогенных толщ, в частности, в палеовулканических поясах Казахстана и Южного Урала – фрагментах активных континентальных окраин и зон внутриконтинентального растяжения (Кулешов, 2013; Брусницын, 2013 и др.). Осадочно-вулканогенные месторождения формируются под воздействием рудоносных гидротерм, связанных с активной вулканической деятельностью. Вулканогенный источник гидротерм маркируется парагенезисом Fe и Mn руд и рядом индикаторных элементов, среди которых Ba, Pb, Zn. Разгрузка растворов происходит ступенчато: первыми, т.е ближе к источнику, в осадок переходят кремнезем и железо, формируя Fe–Si ядро с кварц-гематитовыми рудами. Более подвижный марганец образует залежи на периферии. Таким образом, как считается, создавались зональные палеогидротермальные постройки. Значительно более высокие содержания Si и Fe в растворах приводят к соответственному преобладанию железных руд над марганцевыми. Как видим, известная и достаточно обоснованная модель хорошо отражает основную специфику Талойского месторождения.

Остановимся на проблемах возраста. По цирконам из туфа ТЛ-31, основной генерации туффита ТЛ-56 якинской (тилимской) свиты и из риолит-порфира точерской свиты получены практически идентичные значения U–Pb возраста – вблизи 800 млн лет и перекрывающиеся диапазоны значений, полученных по отдельным зернам, в интервале 800 ± 50 млн лет. Можно вполне определенно считать возраст якинской (тилимской) свиты и, соответственно, Талойского Fe–Mn месторождения верхнерифейским. Такую заключению не противоречат и данные по конгломератам. Привлекает внимание очень значительное расхождение между палеонтологическими и изотопными данными, заметим, не так уж редко встречающееся. В частности, аналогичный диссонанс методов неоднократно возникал при исследовании многих комплексов и толщ Восточного Саяна и активно обсуждался в печати (Хоментовский, 1985, 1986; Кузьмичев, 2004 и др.). Здесь отметим одну из возможных причин. Разрез осадочно-вулканогенного наполнения Багдаринского прогиба, можно сказать, сборный. Он реконструирован по разобленным в поле гранитоидов блокам, корреляция между которыми осуществлялась по литолого-формационным признакам. Экстраполяция полученных по одному из отдельных тектонических блоков данных на конкретную стра-

тиграфическую последовательность (свиту) в целом может быть ошибочной. Особенно, если учитывать покровно-складчатое строение (“расчешуенность”) толщи. Непосредственно в пределах рудоносной зоны Талойского месторождения, по свидетельству детально изучавших ее геологов, надежных органических остатков обнаружено не было. Более того, иногда прямо подчеркивалось, что “(тектонической) пластиной может оказаться продуктивная пачка Талой-Усойского железо-марганцевого месторождения, выглядящая инородным телом в геологическом разрезе” (Бутов, 1996, стр. 54). Добавим, что в случае девонского возраста якшинской (тилимской) свиты в туффите и даже туфах должны были оказаться детритовые или захваченные цирконы “фундамента” (более 900 млн лет) и особенно цирконы раннепалеозойского возраста, учитывая широкое распространение соответствующих гранитов в ЦАСП (в частности в Гаргинской “глыбе”). Если суммировать факты, в первую очередь, совпадение интервалов и пиков U-Pb возрастов цирконов по трем пробам при отсутствии ксеногенных цирконов (кроме небольшой примеси древних цирконов в туффите), верхнерифейский возраст якшинской (тилимской) свиты и Талойского месторождения можно считать достоверным.

Напомним, что U-Pb датировки, полученные для пород “фундамента” Багдаринского синклинория или нижнего структурного горизонта также верхнерифейские, но на 100 млн лет или немного более древнее. В целом, верхний рифей — период активного проявления эндогенных процессов, прежде всего вулканизма. При палеогеодинамических построениях в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы реконструируются серии неопротерозойских островодужных систем (Парфенов и др., 2003; Гордиенко и др., 2003; Гордиенко, Метелкин, 2016; Кузьмичев, 2004; Kuzmichev et al., 2005; Кузьмичев, Ларионов, 2013; Ярмолюк и др., 2016; Макрыгина и др., 2007; Добрецов и др., 2013 и др.), ведущие среди которых позднерифейские. Последнее подтверждается тем обстоятельством, что в терригенных и метатерригенных породах всех исследованных к настоящему времени террейнов юга Сибири присутствуют, причем часто количественно преобладают детритовые цирконы возрастного диапазона 800 ± 50 млн лет и с типичными формами магматического генезиса (Козаков и др., 2005; Демонтерова и др., 2011; Rojas-Agramonte et al., 2011; Kovach et al., 2013, Школьник и др., 2016; Резницкий и др., 2018 и др.). Непосредственно в Восточно-Забайкальском сегменте ЦАСП с позднерифейским этапом также связано формирование вулканических комплексов разных геодинамических типов (Некрасов и др., 2007; Рыцк и др., 2002, 2007, 2011; Руженцев и др., 2012; Kroner et al., 2015). Из них в плане обсуждаемых здесь вопро-

сов привлекает внимание Келянская островодужная система (Гордиенко, 2006). В пределах Багдаринского прогиба к Келянской системе относится усойская свита, включающая вулканиды островодужного типа от базальтов до риолитов (Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012). По риолитам свиты были получены U-Pb возраста 837.4 ± 11 и 789.2 ± 8 млн лет (Некрасов и др., 2006). На основании докембрийского возраста усойская свита рассматривалась как часть “фундамента” Багдаринского прогиба — включалась в Шаманский “выступ”. По полученным нами геохронологическим данным вулканиды усойской свиты совпадают по возрасту с вулканидами якшинской (тилимской) свиты. Можно предполагать, что последние, как и вулканиды усойской свиты, относятся к островодужным, с чем согласуются геохимические особенности вулканидов якшинской (тилимской) свиты. В таком случае, накопление включающих вулканиды и Fe-Mn руды толщ должно было происходить в обстановке активной континентальной окраины, в задуговом или междугорном бассейне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные данные указывают на то, что формирование Талойского железо-марганцевого оруденения связано с эксплозивной и эффузивной активностью синхронного с осадконакоплением вулканизма. Можно считать, что рассмотренные железо-кремнистые и марганцевистые породы образования являются фрагментом палеогидротермальной постройки. Установленный неопротерозойский возраст железо-марганцевого оруденения Усой-Талойского междуречья позволяло выделить в Забайкальском сегменте ЦАСП новую (рифейскую) эпоху вулканогенного рудообразования железа и марганца.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ, грант 19-17-00099.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беличенко В.Г. (1960) Об условиях накопления марганценосных осадков в верхнем протерозое Баргузинно-Витимского междуречья. Тр. Вост.-Сиб. Геол. Ин-та, сер. геол., (Вып. 2), 137-143.
- Беличенко В.Г. *Нижний палеозой Западного Забайкалья*. М.: Наука, 1969. 207 с.
- Беличенко В.Г. *Каледониды Байкальской горной области*. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.
- Беличенко В.Г., Складаров Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртоого О. (1994) Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент. *Геология и геофизика*. (7–8), 29-41.
- Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. (2006) Баргузинский микроконтинент: к проблеме выделения. *Геология и геофизика* (10), 1049-1059.

- Брусницын А.И. (2013) *Минералогия марганцевоносных осадков Южного Урала*. СПб.: С.-Петербург. Гос. Унт, 160 с.
- Бутов Ю.П. (1996) *Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области*. Улан-Удэ. Изд. БНЦСОРАН, 153 с.
- Гордиенко И.В. Индикаторные магматические формации Центрально-Азиатского складчатого пояса и их роль в палеогеодинамических реконструкциях. *Геология и геофизика*. (12), 1290–1300.
- Гордиенко И.В. (2006) Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозойд складчатого обрамления юга Сибирской платформы. *Геология и геофизика*. (1), 53–57.
- Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н. (2010) История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифе-раннем палеозое. *Геология и геофизика*. (5), 589–614.
- Гордиенко И.В., Метелкин Д.В. (2016) Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах Палеоазиатского океана. *Геология и геофизика*. (1), 91–108.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 200000 (издание второе) (2011). Серия Баргузино-Витимская. Лист N-49-XII–Ципикан. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ.
- Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Хунг Ц.-Х., Чунг С.-Л., Иизука Йо., Ванг К.-Л. (2011) История формирования Тувино-Монгольского массива по данным U-Pb датирования методом LA-ICP-MS детритовых цирконов из песчаника дархатской серии (Западное Прихубсугулье, Северная Монголия). *ДАН*. (3), 358–362.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., де Грайве Й., Скляр Е.В. (2013) Взаимосвязь магматических, осадочных и аккреционно-коллизионных процессов на Сибирской платформе и ее складчатом обрамлении. *Геология и геофизика*. (10), 1451–1470.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Натман А. (2005) Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция. *Стратиграфия. Геол. корреляция*. (1), 3–25.
- Кузьмичев А.Б. (2004) Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 192 с.
- Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. (2011) Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (~700–800 млн лет) вулканический пояс Андийского типа. *Геология и геофизика*. (7), 875–895.
- Кулешов В.Н. (2013) Марганцевые породы и руды: геохимия изотопов, генезис, эволюция рудогенеза. М.: Научный мир, 508 с.
- Летникова Е.Ф., Летников Ф.А., Кузнецов А.Б., Школьник С.И., Резницкий Л.З. (2011) Генезис Mn руд и их расположение в осадочных бассейнах восточного сегмента Палеоазиатского океана: Sm–Nd изотопные и геохимические свидетельства. *ДАН*. (6), 789–794.
- Летникова Е.Ф., Летников Ф.А., Школьник С.И., Черкашина Т.Ю., Резницкий Л.З., Вишневецкая И.А. (2016) Изотопная Nd систематика венд-раннекембрийских осадочных руд северного сегмента Палеоазиатского океана. *ДАН*. (1), 78–83.
- Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. (2007) Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным). *Геология и геофизика*. (1), 141–155.
- Некрасов Г.Е., Руженцев С.В., Пресняков С.Л., Родионов Н.В., Лыхин Д.А., Голионко Б.Г. (2006) U-Pb SHRIMP датирование цирконов из plutонических и метаморфических пород Икат-Багдаринской и Азинской зон (Забайкалье). *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания*. Иркутск, ИЗК СО РАН, 58–60.
- Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Бережная Н.Г., Сергеев С.А., Руженцев С.В., Минина О.Р., Голионко Б.Г. (2007) U–Pb возраст цирконов из плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье). *ДАН*. (5), 661–664.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. (2003) модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии. *Тихоокеанская геология*. (6), 7–41.
- Резницкий Л.З., Школьник С.И., Иванов А.В., Демонтерова Е.И., Летникова Е.Ф., Hung С.-Н., Chung S.-L. (2015) Герцинский Икатский надвиг в Забайкальском сегменте Центрально-Азиатского складчатого пояса. *Геология и геофизика*. (12), 2118–2133.
- Резницкий Л.З., Ковач В.П., Бараш И.Г., Плоткина Ю.В., Ван К.-Л., Чун К.-Л. (2018) Возраст и источники терригенных пород Джидинского террейна : результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритовых цирконов. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. (5), 3–29.
- Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Макеев А.Ф., Риле Г.В. (2002) Олокильская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные. *Геотектоника*. (1), 29–41.
- Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолук В.В. (2007) Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области. *Геотектоника*. (6), 23–51.
- Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б. (2011) Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. *Геотектоника*. (5), 17–51.
- Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Дороница Н.А., Лыхин Д.А. (2012) Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция. *Геотектоника*. (2), 3–28.
- Салоп Л.И. (1967) *Геология Байкальской горной области*. М.: Недра, 700 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. *Континентальная кора: ее состав и эволюция*. М.: Мир, 1988. 384 с.

- Хоментовский В.В. (1985) О вмыве мелких окаменелостей в древние толщи и связанных с ними проблемах стратиграфии. *Геология и геофизика*. (1), 6-12.
- Хоментовский В.В. (1986) Проблемы стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области. В кн. Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Стратиграфия и палеонтология. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 3-21.
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. (2016) U–Pb изотопное датирование цирконов из PZ-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными. *Геология и геофизика*. (1), 241-258.
- Школьник С.И., Летникова Е.Ф. (2015) Геохимия марганцевых руд южного складчатого обрамления Сибирской платформы. *Геохимия*. (6), 551-560.
- Shkolnik S. I., Letnikova E. F. (2015) Geochemistry of Manganese Ores from the Southern Folded Margin of the Siberian Platform. *Geochem. Int.* 53(6), 545–553.
- Школьник С.И., Станевич А.М., Резницкий Л.З., Савельева В.Б. (2016) Новые данные о строении и временном диапазоне формирования Хамардабанского террейна: свидетельства U–Pb LA-ICP-MS датирования цирконов. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. (1), 23-43.
- Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Маслов А.В., Буянтуев М.Д., Резницкий Л.З., Бараш И.Г. (2017) Вендский марганценовый бассейн Икатского террейна: обстановки формирования и источники сноса. *ДАН*. (1), 72-75.
- Школьник С.И., Бараш И.Г., Буянтуев М.Д. (2019) Изотопно-геохимический состав, минералогия и генезис марганценовых пород гондитовой формации Икатского террейна (Восточное Прибайкалье). *Геология и геофизика*. (2), 159-178.
- Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б. (2015) Строение, возраст и условия формирования раннепротерозойских магматических комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса на примере Холбонурской зоны Сонгинского террейна. *ДАН*. (1), 73-77.
- Eby G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*. (20), 641-644.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) A geochemical classification for granitic rock. *J. Petrol.* (42), 2033-2048.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2008) GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS / Ed. P.J. Sylvester. *Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences; Current practices and outstanding issues*. (40), 308-311.
- Jackson S. E., Pearson N. J., Griffin W. L. and Belousova, E. A. (2004) The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.* (211), 47-69.
- Kovach V., Salnikova E., Wang K.-L., Jahn B.-M., Chiu H.-Y., Reznitskiy L., Kotov A., Iizuka Y., Chung S.-L. (2013) Zircon ages and Hf isotopic constraints on sources of clastic metasediments of the Slyudyansky high-grade complex, southeastern Siberia: Implication on continental growth and evolution of the Central Asian Orogenic Belt. *J. Asian Earth Sciences*. (62), 18-36.
- Kroner A., Fedotova A.A., Khain E.V. (2015) Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Baical-Muya belt, Siberia: geochronology and geodynamic implications. *J. Asian Earth Sciences*. (111), 138-160.
- Kuzmichev A.B., Kroner A., Hegner E. (2005) Shishkhiid ophiolite northern Mongolia: a key to the reconstructions of the Neoproterozoic island-arc system in central Asia. *Pre-cambrian Research*. (138), 125-150.
- Ludwig K.R. (2003) Isoplot 3.0. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochron. Center Spec. Publ.* (4).
- Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V. (2003) Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion. *Spectrochimica Acta. Part B. Atomic Spectroscopy*. (58), 341-350.
- Pearce J.A. (1996) Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*. (19), 120-125.
- Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A. (2011) Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Res.* (19), 751-763.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. (2008) Plesovice zircon – A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.* (249), 1-35.
- Stacey J.S., and Kramers J.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* (26), 207-221.
- Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, Eds. Saunders A.D., Norry M.J. *Magmatism in Oceanic Basins*. *Geol. Soc. London. Spec. Pub.* (42), 313-345.
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., van Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. (1995) Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*. (19), 1-23.
- Winchester J.A., Floyd P.A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* (20), 325-343.
- Van Achtebergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. (2001) LA-ICP-MS in the Earth sciences – Appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS / Eds. P.J. Sylvester. Short course *St. John's Mineral. Assoc. Canada*. (29), 239-243.