

УДК 551.26.23

ПЕРИОДИЧНОСТЬ ЭНДОГЕННЫХ СОБЫТИЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ (ВОСТОЧНЫЙ СЕГМЕНТ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА) ПО ДАННЫМ U–Pb ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ СОВРЕМЕННЫХ РЕЧНЫХ ОСАДКОВ¹

© 2023 г. А. А. Цыганков¹*, В. Б. Хубанов¹, Г. Н. Бурмакина¹, М. Д. Буянтуев¹

¹ Геологический институт им. Н.Л. Добрецовца СО РАН, Улан-Удэ, Россия

*e-mail: tsygan@ginst.ru

Поступила в редакцию 03.06.2022 г.

После доработки 30.11.2022 г.

Принята к публикации 20.02.2023 г.

На основе корреляции U–Pb изотопного возраста зерен детритового циркона из современных аллювиальных отложений крупнейших рек Западного Забайкалья и Северной Монголии и U–Pb изотопных возрастов коренных пород Монголо-Забайкальского сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса выделено пять основных этапов формирования и переработки континентальной коры региона: (1) неоархейско-палеопротерозойский этап (2.7–1.7 млрд лет назад), соответствующий глобальным корообразующим процессам формирования фундамента докембрийских кратонов; (2) неопротерозойский (ранний и поздний байкальский) и (3) раннепалеозойский (каледонский) этапы, отражающие процессы формирования ювенильной коры через островодужный магматизм и аккрецию островных дуг, которые привели к образованию складчатых структур южной окраины Сибирского кратона; (4) позднепалеозойский и (5) ранне-среднемезозойский этапы, отражающие процессы переработки раннедокембрийской и каледонской коры посредством внутриплитного магматизма и рифтогенеза. Показано, что пиковые значения кривой распределения плотности вероятности возраста зерен детритового циркона зависят от разных, часто не связанных между собой факторов, таких как абсолютный возраст породы, площадь эродированной поверхности, количество циркона в породах разного состава, расстояние переноса и др., поэтому статистика распределения возрастов не может рассматриваться в качестве показателя интенсивности эндогенных событий. Отсутствие кайнозойских зерен детритового циркона в аллювиальных отложениях региона, где базальтовый вулканизм этого времени проявлен широко (Монголия, Байкальский регион), указывает на то, что эндогенные события, которые в основном выражены в базальтах, не проявляются в “цирконовой летописи”.

Ключевые слова: аллювиальные отложения, корообразующие процессы, гранитоидный магматизм, континентальная кора, этапы формирования

DOI: 10.31857/S0869592X23050083, **EDN:** WIOZIX

ВВЕДЕНИЕ

Западное Забайкалье и Северная Монголия, занимающие значительную часть Монголо-Забайкальского сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), представляют собой байкальско-каледонское горноскладчатое сооружение, образованное путем аккреции блоков различного происхождения (островодужных, континентальных) к южной (в современных координатах) окраине Сибирского кратона (Pargenov et al., 1995; Рыцк и др., 1998, 2011; Цыганков, 2005; Гордиенко и др., 2007, 2010; Гордиенко, 2021; Ружен-

цев и др., 2012). В конце палеозоя и раннем мезозое эта территория стала ареной беспрецедентного по масштабам гранитоидного магматизма, в результате которого сформировались крупнейшие в Центральной Азии Ангаро-Витимский (Ярмолук и др., 1997; Цыганков и др., 2007, 2010, 2017; Litvinovsky et al., 2011), Хангайский и Хэнтэйский батолиты (обзор в Ярмолук и др., 2016), суммарная площадь которых превышает 0.45 млн км². Основные этапы тектономагматической эволюции Монголо-Забайкальского сектора ЦАСП (рис. 1) более или менее обоснованы данными U–Pb, Ar–Ar и отчасти Rb–Sr датирования магматических и метаморфических образований, значительная часть которых приведена в цитированных вы-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869592X23050083 для авторизованных пользователей.

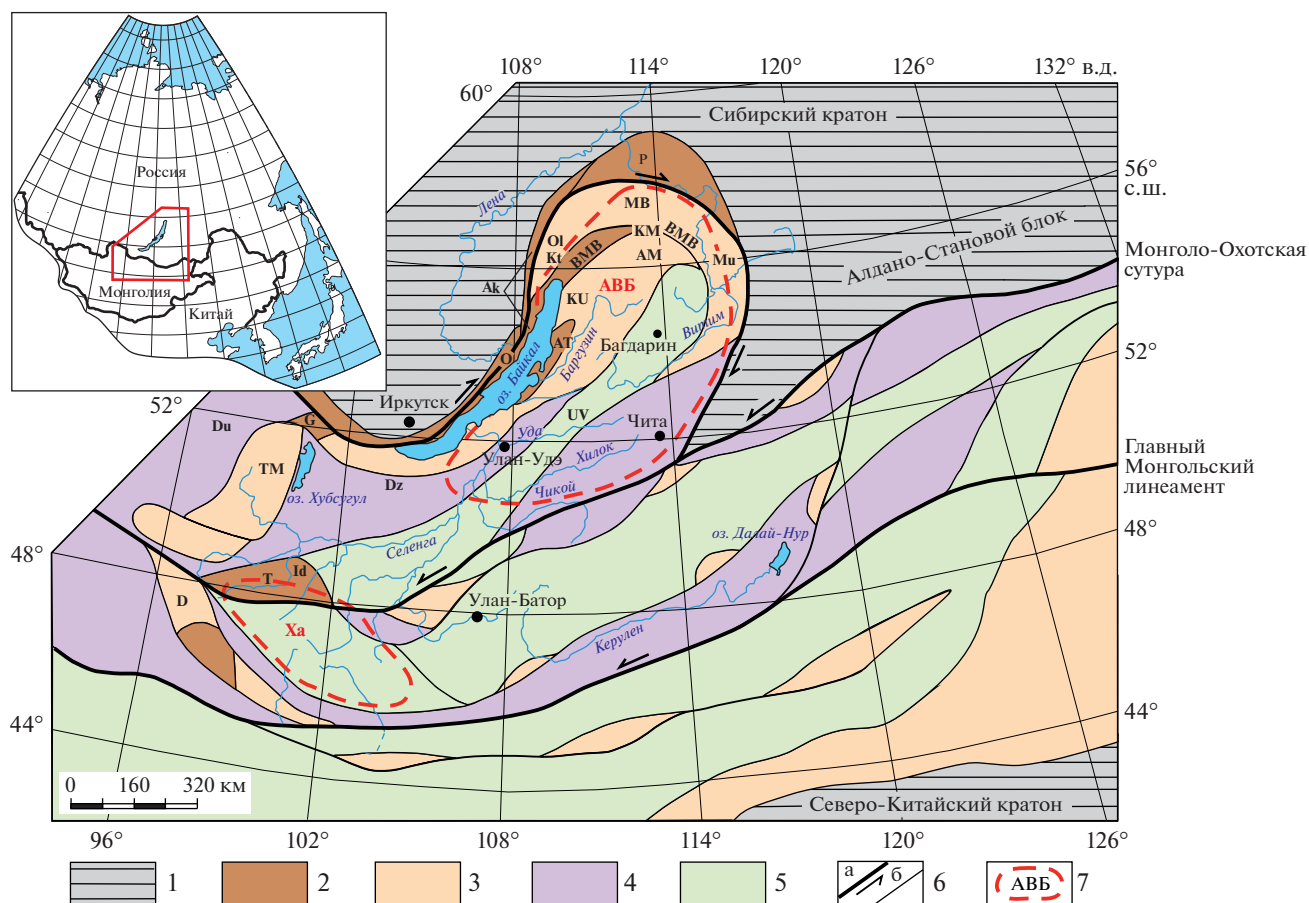


Рис. 1. Схема тектонического строения восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и прилегающих докембрийских кратонов, по (Гордиенко, 2021), с изменениями.

1 – докембрийские кратоны; 2 – палеопротерозойские (2.50–1.60 млрд лет) краевые перикратонные поднятия и блоки внутри складчатого пояса; 3 – мезо-неопротерозойские (1.60–0.60 млрд лет) структуры; 4 – каледонские (эдиакарий–нижний палеозой, 0.60–0.42 млрд лет) структуры; 5 – герцинские (средний–верхний палеозой, 0.42–0.20 млрд лет) структуры; 6 – крупные сдвиговые зоны и структурные швы (а), тектонические границы структурных зон и блоков (б); 7 – контуры Хангайского (Ха) и Ангара-Витимского (АВБ) гранитоидных батолитов. Буквенные обозначения: АМ – Анамакит-Муйская зона, Ак – Аkitканский (Северо-Байкальский) вулканоплутонический пояс, АТ – Анга-Таланчанский островодужный террейн; ВМВ – Байкало-Муйский пояс, D – Дзабханский террейн, Du – Дунжугурский островодужный террейн, Dz – Джидинский террейн, G – Гарганский блок, Id – Идерский террейн, Mu – Муйский блок, MB – Мамско-Бодайбинская пассивная окраина, Kt – Кутимский блок, KM – Каралон-Мамаканская зона, KU – Катера-Уакитская зона, O – Ольхонский террейн, Ol – Олоkitский прогиб, P – Патомский сегмент Сибирского кратона, T – Тарбагатайский террейн, TM – Тувино-Монгольский микроконтинент, UV – Удино-Витимский островодужный террейн.

ше работах, а также в разделе “Обсуждение”. Вместе с тем фрагментарность догранитных геологических комплексов, сохранившихся среди обширных полей гранитоидов в виде провесов кровли, крайне затрудняет восстановление хронологии событий позднего неопротерозоя, раннего и среднего палеозоя. Особенно это актуально для северной, Западно-Забайкальской, части рассматриваемой территории, где Ангара-Витимский батолит занимает порядка 80% площади. Помимо этого, нет ясности в понимании продолжительности и интенсивности позднепалеозойско-мезозойского магматизма, прежде всего гранитоидного.

Представляется, что простое увеличение количества датировок магматических и метаморфиче-

ских образований принципиально не решает перечисленные выше проблемы, поскольку несоизмеримы объемы геологического пространства, которые характеризует та или иная изотопная дата. Для решения этой задачи нами использован известный подход (Soreghan, Gehrels, 2000; Link et al., 2005; Комия, 2011; Wang et al., 2011; Костицин, Аносова, 2013), суть которого заключается в изотопном датировании детритового циркона из современного речного аллювия. При этом мы исходим из следующих допущений:

(1) Большая часть зерен детритового циркона происходит из магматических пород кислого и среднего состава (Link et al., 2005; Condie, Aster,

2010), включая породы осадочного и метаморфического генезиса.

(2) Количество зерен детритового циркона разных возрастных популяций в современных речных осадках в первом приближении пропорционально площади материнских пород, вскрытых на дневной поверхности, и обратно пропорционально расстоянию от коренного источника. Под материнскими мы понимаем породы, в которых циркон образовался. Соответственно, осадочные породы, в том числе умеренно метаморфизованные, не могут рассматриваться в качестве материнских, поскольку содержащийся в них циркон несет информацию об эндогенном событии своего образования и лишь косвенно о времени седиментации. Очевидно, что данное допущение справедливо только для идеальных условий, когда (а) соизмеримо количество зерен циркона в разновозрастных материнских породах и (б) детритовый циркон перемещается от места высвобождения из материнской породы до места седиментации (точка отбора пробы) за один цикл. В данном случае эти условия практически невыполнимы. Даже граниты — основной источник циркона — сильно различаются как по количеству, так и по размерам зерен, что имеет значение для их транспортировки водными потоками. Кроме того, один цикл выветривания—седиментации, вероятно, имеет место только в осадочных системах первого порядка (Ingersoll, 1990; Ingersoll et al., 1993), т.е. в отложениях небольших ручьев и рек, дренирующих горные склоны. Тем не менее результаты наших исследований, приведенные ниже, подтверждают исходный тезис, поскольку во всех пробах доминируют позднепалеозойские популяции циркона, источником которых могли быть только гранитоиды, занимающие большую часть водосборных бассейнов.

Предположение об уменьшении количества зерен детритового циркона с удалением от материнского источника, на первый взгляд, кажется вполне логичным. Вместе с тем имеются многочисленные свидетельства трансконтинентального переноса детритового циркона на тысячи километров (Iizuka et al., 2005; Prokoviev et al., 2008; Wang et al., 2009; Комия, 2011; Mason et al., 2017), происходящего, вероятно, за счет их многократного переотложения. Кроме того, имеются факты повторяемости возрастных спектров зерен детритового циркона из современного аллювия по течению рек (Link et al., 2005). Эти факты дают основание предполагать, что используемое нами допущение ограничено осадками первого цикла выветривания, чему в немалой степени способствует гористый рельеф рассматриваемого региона, а также особенности геологического строения, в котором осадки древних бассейнов седиментации играют весьма ограниченную роль.

(3) Площадь эрозионной поверхности конкретных геологических тел, например гранитоидных массивов, в первом приближении пропорциональна их объему.

Очевидно, что каждое из принятых нами допущений имеет массу исключений. В частности, зерна детритового циркона из метаморфических пород от амфиболитовой фации и выше, даже если и имели гранитное происхождение, в большей мере несут информацию о метаморфических событиях. Тем не менее нам представляется, что множество ограничений, кроме указанных выше, не являются критическими для решения главной задачи — определения периодичности и отчасти интенсивности главных эндогенных событий региона.

Второй не менее важный методологический аспект касается представительности геохронологических проб. Каждая проба должна характеризовать по возможности большую площадь (водосборный бассейн). Исходя из этого условия, нами отобраны пробы песчаных и песчано-гравийных русловых отложений низовий р. Селенга, примерно в 35 км от ее устья (оз. Байкал) (рис. 2), а также проба песка из нижнего течения р. Витим, одного из крупнейших притоков р. Лена, в районе г. Бодайбо. Для проверки корректности нашего подхода, в частности оценки представительности той или иной пробы, были опробованы русловые песчаные отложения р. Муя, водосборный бассейн которой составляет лишь незначительную часть бассейна р. Витим, притоком которого р. Муя и является (рис. 2). Речные системы Селенги, Витима и Муи относятся к системам второго порядка, дренирующим горные хребты, магматические дуги или складчато-надвиговые пояса (Ingersoll, 1990; Ingersoll et al., 1993). Кроме того, использованы данные по детритовому циркону из русловых отложений р. Ангаракан (проба “Ангаракан”), стекающей с северо-западного склона Северо-Муйского хребта (рис. 2). Небольшой водосборный бассейн этой реки отличается от всех прочих абсолютным доминированием гранитоидов, основные разновидности которых были датированы U—Pb методом по коренным источникам (Хубанов и др., 2021).

Для интерпретации данных детритовой геохронологии нами использованы опубликованные результаты определения U—Pb изотопного возраста коренных пород, развитых в пределах водосборных бассейнов и примыкающих к ним районах (табл. 1). Последнее обусловлено тем, что современная речная сеть может размывать промежуточные коллекторы, содержащие детритовый циркон, сформировавшиеся в геологическом прошлом при иной конфигурации речной сети.

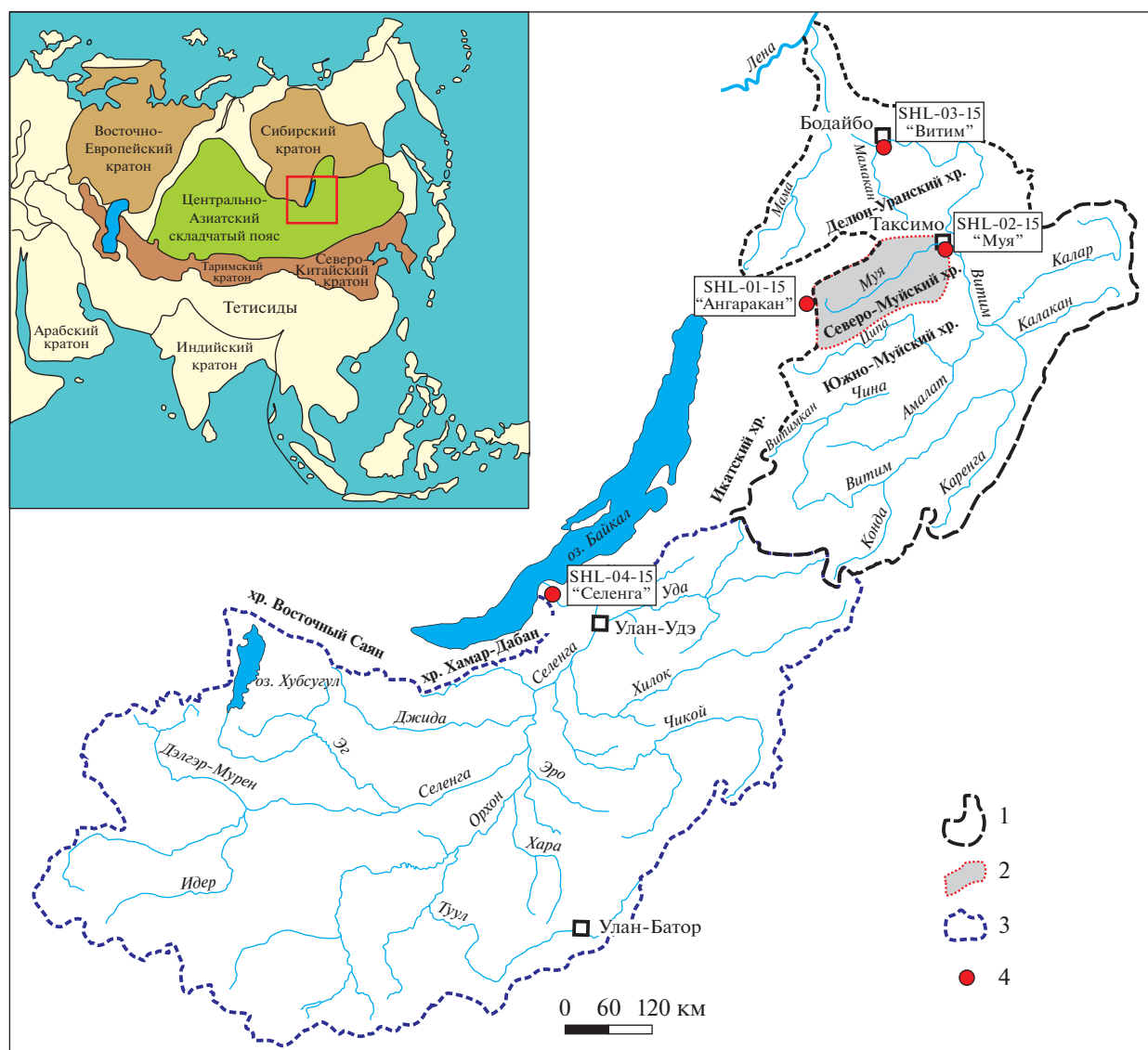


Рис. 2. Водосборные бассейны рек Муя, Витим и Селенга с точками отбора геохронологических проб. На врезе показан район исследований в структуре ЦАСП.

1–3 – бассейны рек: 1 – Витим, 2 – Муя, 3 – Селенга; 4 – места отбора и номера проб.

Таким образом, посредством датирования зерен обломочного циркона из современных аллювиальных отложений крупнейших рек Забайкалья и Северной Монголии и сопоставления этих данных с датировками, полученными по коренным породам региона, мы намерены установить периодичность и длительность основных эндогенных событий Монголо-Забайкальского сектора ЦАСП.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Зерна детритового циркона выделены из “серебряного” шлиха, намытого из речного среднезернистого аркозового песка, посредством сепарации по плотности и магнитным свойствам. Затем из тяжелой фракции зерна циркона отбирали вруч-

ную под бинокулярным микроскопом, ополаскивали 3%-ным раствором азотной кислоты в ультразвуковой ванне. Зерна циркона фиксировали в эпоксидной смоле, после чего подвергали шлифованию до выведения на поверхность и полировке. Готовый препарат представлял собой цилиндр диаметром 25 мм и высотой не более 8 мм. Для цирконовых стандартов был приготовлен отдельный препарат также цилиндрической формы, диаметр 10 мм и высотой менее 8 мм.

U–Pb изотопный анализ циркона выполнен методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific), соединенном с приставкой для лазерного пробоотбора UP-213 с длиной волны излучения 213 нм (New Wave Research), в Аналитическом

Таблица 1. U–Pb геохронологические данные для главных магматических и метаморфических комплексов и ассоциаций Забайкалья, Северной и Центральной Монголии

Области, ареалы, тектонические блоки (террейны)	Магматические комплексы, ассоциации, массивы	Типы пород	Возраст, млн лет	Источники
Алданский щит	Нелюкинский комплекс	Граниты	2398 ± 4; 2522 ± 2	Котов и др., 2004
	Пристановой пояс	Гранулиты	2708 ± 7	Глебовицкий и др., 2009
	Джелуйский комплекс	Эндербиты	2627 ± 16;	Глебовицкий и др., 2009
	Алтуальский комплекс	Чарнокиты	2614 ± 7	Глебовицкий и др., 2009
	Каларский комплекс	Анортозиты	2623 ± 23	Ларин и др., 2006
	Интрузии в осадках	Биотитовые	2105 ± 6	Ковач и др., 2018
	Кодаро-Удоканского прогиба	плагиограниты		
Икатский террейн	Итанцинская свита	Детритовый циркон	2210–2590	Школьник и др., 2017
Тувино-Монгольский микроконтинент	Гарганский блок	Тоналит-грондьемитовые гнейсы	~ 2727	Анисимова и др., 2009
Дзабханский террейн	Байдарагский комплекс	Тоналиты	2650– 2500	Козаков и др., 2007
	Бумбугерский комплекс	Гранатовые гнейсы	2501 ± 33	Козаков и др., 2007
Тарбагатайский террейн	Идерский комплекс	Гнейсограниты	2219 ± 25	Козаков и др., 2011
Краевая часть Сибирского кратона	Южно-Сибирский магматический пояс	Граниты, чарнокиты	1880– 1840	Ларин и др., 2003
Акитканский вулканоплутонический пояс	Чайская свита	Трахирiolиты	1854 ± 5	Ларин и др., 2003
Байкало-Муйский пояс	Олокитская зона	Граниты	1843 ± 5; 1846 ± 8	Рыцк и др., 2006
	Кутимский блок	Гнейсограниты	1838 ± 16	Рыцк и др., 2011
	Малокосинская свита	Риолиты	1869 ± 6	Ларин и др., 2003
	Анамакит-Муйская зона	Риолиты	823.8 ± 2	Рыцк и др., 2001
	Муйский комплекс	Плагииграниты	812 ± 19	Рыцк и др., 2001
	Анамакит-Муйская зона	Гнейсограниты	785.7 ± 9; 784.2 ± 5.9	Рыцк и др., 2001
	Каралон-Мамаканская зона	Риолиты	664 ± 3	Рыцк и др., 2001
	Талалинский комплекс	Плагииграниты	625 ± 11	Рыцк и др., 2001
	Лесной комплекс	Граниты	556 ± 16	Срывцев и др., 1992
	Мало-Якорный комплекс	Плагииграниты	537 ± 9	Срывцев и др., 1992
	Катеро-Уакитская зона, Бираминский комплекс	Диориты	468 ± 8	Рыцк и др., 2009
	Сининдинский комплекс	Гнейсограниты	469 ± 4	Рыцк и др., 2009
	Гулхенский массив	Габбро	516 ± 4.5	Дорошкевич и др., 2014
		Пироксениты	506 ± 1.8	Дорошкевич и др., 2014
		Ийолиты	496 ± 6.7	Дорошкевич и др., 2014
Западное Забайкалье	Ангаро-Витимский батолит	Кварцевые сиениты, монцониты, гранодиориты, граниты	325–280	Цыганков и др., 2007, 2010, 2014, 2017; Хубанов и др., 2021

Таблица 1. Окончание

Области, ареалы, тектонические блоки (террейны)	Магматические комплексы, ассоциации, массивы	Типы пород	Возраст, млн лет	Источники
Юго-Западное Забайкалье	Комплексы метаморфических ядер	Гранитоиды	238–165	Скляров и др., 1997; Донская и др., 2016
	Мало-Хамардабанская ВТС	Трахибазальты, трахиты, трахириолиты	159–135*	Воронцов и др., 2002
	Хамбинская ВТС	Трахибазальты, трахиты, трахириолиты, пантеллериты	159–117*	Андрющенко и др., 2010
Северная Монголия–Забайкалье	Гуджирский комплекс	Лейкограниты	127	Damdinova et al., 2019
	Монголо-Забайкальский вулканоплутонический пояс	Щелочные граниты, щелочно-полевошпатовые сиениты, трахириолиты	275–210	Ярмолюк и др., 2001; Litvinovsky et al., 2002, 2011
Северная–Центральная Монголия	Хангайский батолит	Гранодиориты, граниты	270–240	Ярмолюк и др., 2016
	Северо-Монгольско-Забайкальская рифтовая зона	Щелочные гранитоиды	265–250	Ярмолюк и др., 2000; Yarmolyuk et al., 2014
	Хэнгэй-Даурский батолит	Гранитоиды	230–210	Ярмолюк и др., 2000, 2001
		Li–F граниты	170–140	Yarmolyuk et al., 2014; Ярмолюк и др., 2000, 2001

Примечание. (*) использованы Rb–Sr и K–Ar данные. ВТС – вулканотектоническая структура.

центре “Геоспектр” в Геологическом институте им. Н.Л. Добрецова СО РАН (г. Улан-Удэ). Инструментальные параметры приборов и методика измерений описаны в (Хубанов и др., 2016; Буянтуев и др., 2017). В качестве внешнего стандарта измеряли эталонные цирконы 91500 (1065 млн лет; Wiedenbeck et al., 2004), в качестве контрольного образца – эталоны Plešovice (337 млн лет; Sláma et al., 2008) и GJ-1 (Jackson et al., 2004). Относительные погрешности измерения изотопных соотношений в контрольных образцах варьировали в пределах: 1–2.3% для $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, 2.1–2.6% для $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, 1.1–2.6% для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и 2–2.5% для $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Значения относительной погрешности средневзвешенных конкордантных возрастов эталонов Plešovice и GJ-1, определенных LA-ICP-MS методом, составляли менее 2% от их аттестованного значения возраста (Horstwood et al., 2016).

Анализ проводился в одной точке на каждое зерно. Аналитическая последовательность заключалась в следующем: в начале и в конце сессии – по четыре измерения эталонного циркона 91500, используемого в качестве внешнего стандарта, и по одному измерению двух контрольных эталонов

Plešovice и GJ-1, далее через каждые пять анализов обломочного циркона измерялся стандарт 91500, а через каждые десять – Plešovice и GJ-1.

Обработка выполненных измерений проводилась в программах GLITTER (Griffin et al., 2008), ISOPLOT (Ludwig, 2008), а также AgePick (Gehrels, 2010). Использование приложения AgePick позволяет внести некоторую количественную составляющую в интерпретацию данных детритовой геохронологии, особенно при анализе графиков разного временного разрешения. Минимальное количество зерен (значений возраста) для расчета пика равно 3; единичные значения (<3) в итоговой таблице не отображаются, т.е. считаются статистически непредставительными. Соответственно, эти датировки не учитываются при вычислении доли (в %) зерен детритового циркона той или иной популяции от общего количества зерен в пробе.

Для оценки степени соответствия возрастов конкордантности использовался коэффициент дискордантности (D). Два наиболее распространенных метода расчета D включают вычисление относительной разницы между оценками возрас-

та по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ или $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Powerman et al., 2021). Первая пара изотопных отношений обычно используется для относительно молодых зерен детритового циркона (Powerman et al., 2021), поскольку для них возраст по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ может быть менее точным, чем по $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Буянтуев и др., 2017). При этом примерным порогом разделения на молодые и древние цирконы, согласно (Gehrels et al., 2018), считается возраст 1 млрд лет. Исходя из этого, при интерпретации для циркона моложе 1 млрд лет нами учитывались только оценки возраста, дискордантность (D) которых не превышает 10%, при этом D вычислялась по формуле: $D1 = [100 \times (\text{возраст по } ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} / \text{возраст по } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$; и $D < 20\%$ для цирконов старше 1 млрд лет ($D2 = [100 \times (\text{возраст по } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} / \text{возраст по } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$). Следует отметить, что для фильтрации данных рекомендуется использовать умеренные значения дискордантности (10–30%) (Gehrels, 2012). Поэтому если учитывать, что для циркона древнее миллиарда лет значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста менее чувствительны к потере свинца, то использование данных с дискордантностью (D2) до 20% позволит получить реалистичную оценку распределения возрастов.

Гистограммы и кривые относительной вероятности для зерен детритового циркона древнее 1 млрд лет построены по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ значениям возраста, для циркона моложе 1 млрд лет по возрасту, рассчитанному по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Оригинальные аналитические данные доступны в дополнительных материалах к этой статье (Supplementary).

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Прежде чем приступить к описанию фактических данных, следует отметить, что ниже информация о геологическом строении рассматриваемых территорий приводится в предельно упрощенном виде. Такой подход представляется оправданным по трем причинам: 1) в небольшой статье невозможно более или менее подробно охарактеризовать геологическое строение достаточно обширного региона; 2) недостаток геологической информации может быть легко компенсирован посредством знакомства с многочисленными литературными источниками; 3) “разрешающая способность” детритовой геохронологии недостаточна для выявления локальных источников детритового циркона и тем более не позволяет различать разновозрастные, но генетически разные образования.

Муйский водосборный бассейн (рис. 2) занимает площадь около 12 тыс. км², охватывая северные склоны Северо-Муйского хребта, южные склоны Делюн-Уранского и Южно-Муйского хребтов.

Эта территория сложена позднепротерозойскими вулканогенными (метабазалты, метариолиты и их туфы) и плутоническими (метапериодиты, габброиды, гранодиориты, плагиограниты) комплексами островодужного типа (Цыганков, 2005), а также метаморфическими образованиями неясного возраста и происхождения. Все эти образования объединяются в неопротерозойские океанический, островодужный и метаморфический (кратонный) террейны Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса (Булгатов, Гордиенко, 1999; Гордиенко, 2014). К сшивающим образованиям относятся позднепалеозойские гранитоиды Ангара-Витимского батолита.

Проба SHL-02-15 “Муя” отобрана из русловых песчаных отложений в нижнем течении р. Муя (левый приток р. Витим), в районе г. Таксимо (рис. 2). U–Pb изотопные определения выполнены по 114 зернам. На гистограмме распределения возрастов выделяются несколько основных популяций зерен детритового циркона, характеризующихся разновеликими максимумами на графиках плотности вероятности (рис. 3а). Статистически (программа AgePick) выделяются четыре временных интервала: 1) позднепалеопротерозойский (1890–1730 млн лет, $n = 6$); 2) неопротерозойский (920–620 млн лет, $n = 53$); 3) раннепалеозойский (500–390 млн лет, $n = 18$); 4) позднепалеозойский (340–245 млн лет, $n = 49$). Зерен детритового циркона моложе 264 млн лет не обнаружено. Детализация распределения возрастов для интервала 0–600 млн лет делает палеозойскую историю более наглядной (рис. 3б). В частности, в позднем палеозое выделяются два сближенных пика с возрастом 315 ($n = 19$) и 285 ($n = 12$) млн лет, которые практически неразличимы на общей гистограмме (рис. 3а).

Витимский водосборный бассейн занимает площадь в 225000 км², включая бассейн р. Муя (рис. 2). Эта территория характеризуется крайне сложным геологическим строением, в котором принимают участие разновозрастные (от предположительно палеопротерозойских до кайнозойских включительно) комплексы пород, слагающих западную краевую часть Алданского щита, южную часть Патомского сегмента Сибирского кратона (рис. 1), разновеликие метаморфические, кратонные, островодужные, океанические (офиолитовые), флишевые (турбидитовые) террейны, прорванные позднепалеозойскими и раннемезозойскими гранитоидами, местами перекрытые кайнозойскими базальтами.

Проба SHL-03-15 “Витим” отобрана в нижнем течении р. Витим в районе г. Бодайбо, ниже впадения всех основных притоков, кроме сравнительно небольших рек Мама и Мамакан (рис. 2). На рис. 4а представлена общая гистограмма рас-

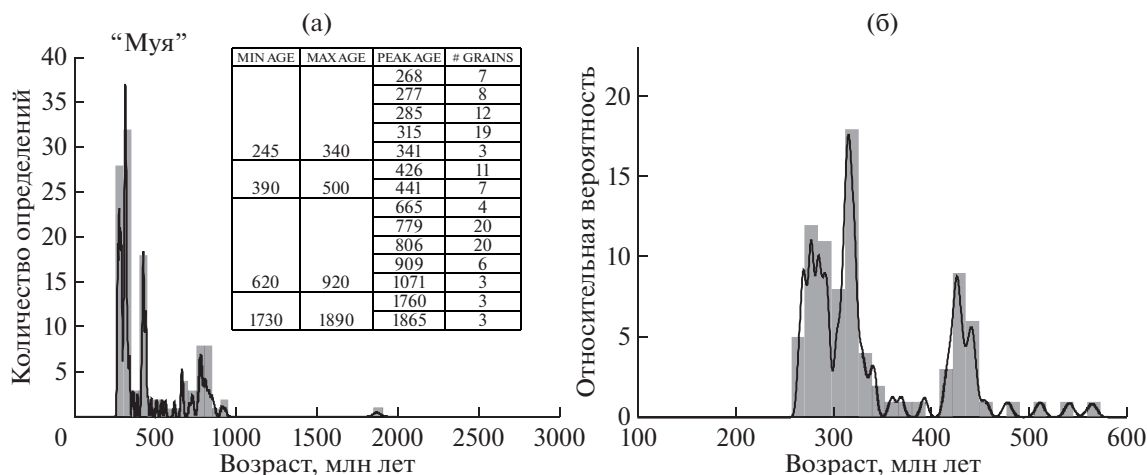


Рис. 3. Графики плотности вероятности и гистограммы распределения возрастов зерен детритового циркона в пробе “Муя”.

Здесь и на рис. 4, 5: (а) общий возрастной диапазон; (б) детализация для интервала 0–600 млн лет. В таблице показан расчет возрастных пиков с использованием приложения AgePick. Дополнительные пояснения см. в тексте.

пределения возрастов обломочного циркона из пробы SHL-03-15 ($n = 77$) и график плотности вероятности. На рис. 4б показана детализация для интервала 0–600 млн лет. Так же как и в пробе “Муя”, в пробе “Витим” выделяется несколько возрастных популяций детритового циркона, однако характер распределения существенно иной, по сравнению с первой пробой. Наиболее древние зерна циркона (среднее из трех определений, AgePick) имеют возраст 2549 млн лет. К ним достаточно близка популяция также из трех зерен со средним возрастом 2460 млн лет. Учитывая малое количество определений в каждой группе, вероятно, целесообразно объединить их в общую архейско-палеопротерозойскую популяцию (1). Следующий (2) более надежно фиксируемый временной интервал охватывает период с 1890 до 1730 млн лет, $n = 18$ (конец палеопротерозоя). Неопротерозойские (3) зерна циркона дают достаточно широкий разброс значений изотопного возраста в интервале 920–500 млн лет с хорошо выраженным пиком 619–593 млн лет, $n = 14$. Позднепалеозойская популяция зерен детритового циркона (4) с возрастом 340–245 млн лет на общей гистограмме распределения возрастов и, соответственно, на графике плотности вероятности образует наиболее высокие пики, однако в количественном отношении ($n = 24$) лишь немногим превосходит популяцию конца палеопротерозоя (39 и 29% соответственно). Детализация (рис. 4б) показывает, что позднепалеозойские зерна детритового циркона распределены более или менее равномерно в интервале 340–245 млн лет, в котором статистические пики различаются всего лишь на 2–3 зерна. Возраст самых молодых зерен циркона в изученной пробе варьирует от 220 до 128 млн лет

с максимумами 189 и 128 млн лет, однако в количественном отношении эти пики представлены единичными зернами. Примечательно, что в интервале 189–136 млн лет циркона не обнаружено.

Водосборный бассейн р. Селенга (рис. 2) располагается на территории России и Монголии, занимая площадь около 447 тыс. км². Основу геологического строения южной части этой территории составляют расположенные севернее Центрально-Монгольского линейamenta (рис. 1) палео- и неопротерозойские террейны активной континентальной окраины, а также неопротерозойско-раннепалеозойские террейны турбидитовой природы (Тектоническая карта Монголии: <https://www.geokniga.org/maps/8446>). Подчиненное значение имеют неопротерозойские террейны островодужного типа и аккреционной призмы. Все эти образования прорваны разновозрастными интрузиями гранитоидов и габброидов, среди которых основной объем составляют граниты Хангайского и Хэнтэйского батолитов, слагающие значительную часть одноименных нагорий.

В Забайкалье р. Селенга и ее крупные притоки (рр. Джиды, Хилок, Чикой, Уда и др.) дренируют территорию, в строении которой принимают участие флишевые, островодужные, океанические и метаморфические террейны, консолидированные в каледонское время и претерпевшие интенсивную магматическую переработку в позднем палеозое, мезозое и кайнозое.

Проба SHL-04-15 “Селенга” отобрана в нижнем течении р. Селенга (рис. 2) примерно в 35 км выше ее устья (оз. Байкал). Общая гистограмма распределения возрастов обломочного циркона в пробе “Селенга” ($n = 200$) и, соответственно, гра-

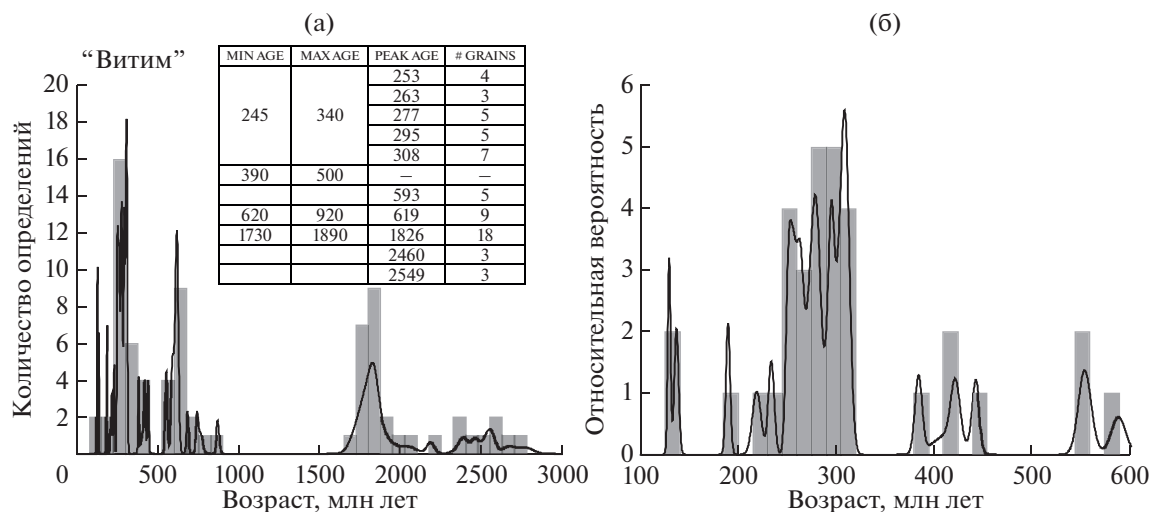


Рис. 4. Графики плотности вероятности и гистограммы распределения возрастов детритового циркона в пробе “Витим”.

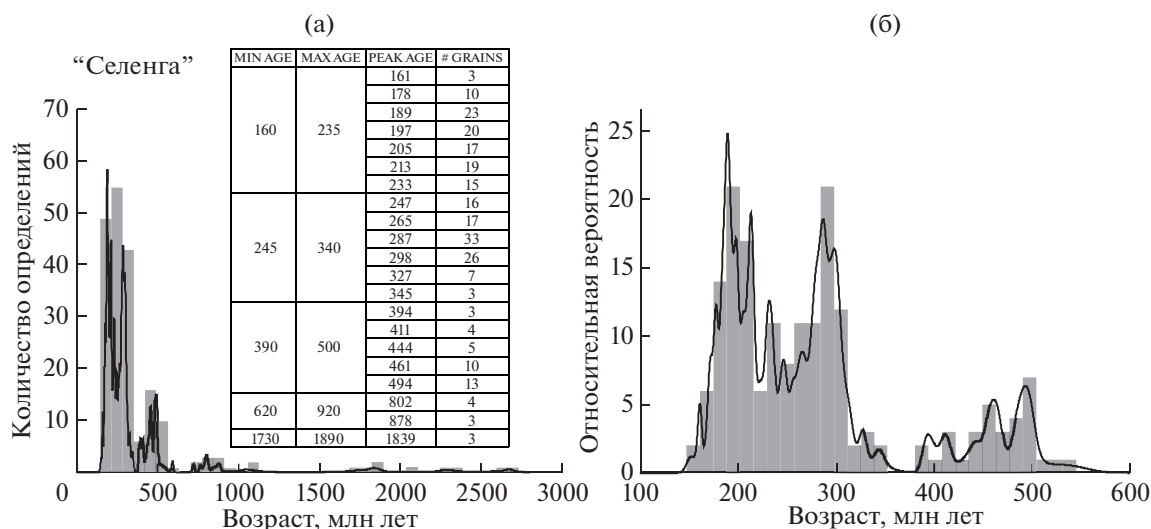


Рис. 5. Графики плотности вероятности и гистограммы распределения возрастов детритового циркона в пробе “Селенга”.

фик плотности вероятности (рис. 5а) отражают сложность геологического строения обширной территории, охватывающей значительную часть Центрально-Азиатского складчатого пояса. Согласно расчетам, выполненным с использованием приложения AgePick, выделяются пять возрастных популяций зерен детритового циркона: 1) палеопротерозойская (1890–1730 млн лет, $n = 4$); 2) неопротерозойская (920–620 млн лет, $n = 7$); 3) раннепалеозойская (500–390 млн лет, $n = 16$); 4) позднепалеозойская (340–245 млн лет, $n = 29$); 5) раннемезозойская (235–160 млн лет, $n = 38$). По единичным зернам получен возраст от 2595 до 2336 млн лет в “древней” части спектра и 151 млн лет в наиболее “молодой”. В отличие от предыдущих проб, позднепалеозойский интервал (340–

245 млн лет) выражен только одним широким пиком (рис. 5б) с максимумом 287 млн лет ($n = 33$). В целом на позднепалеозойский этап приходится около 40% всей выборки. Раннемезозойский этап включает максимальное количество зерен детритового циркона (43%), образующих несколько сближенных, почти равнозначных по количеству зерен пиков (рис. 5) с возрастными 247 ($n = 16$), 233 ($n = 15$), 213 ($n = 19$), 205 ($n = 17$), 197 ($n = 20$) и 189 млн лет ($n = 23$). Зерен детритового циркона моложе 151 млн лет не обнаружено.

ОБСУЖДЕНИЕ

На графике кумулятивной функции распределения вероятностей, характеризующем сходство-различие изученных проб, хорошо видно, что все

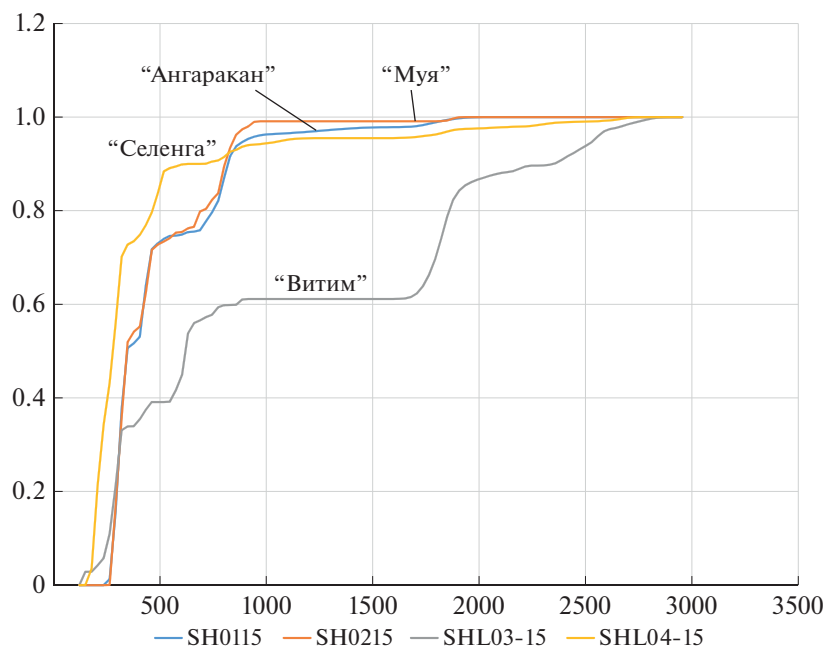


Рис. 6. Графики кумулятивной функции распределения вероятностей. Для сравнения показана проба “Ангаракан” (Хубанов и др., 2021).

пробы детритового циркона из современных аллювиальных осадков Монголо-Байкальского региона значительно отличаются друг от друга (рис. 6). Из этого графика также следует, что проба “Муя”, характеризующая часть, хотя и небольшую, примерно 1/20 (рис. 2), водосборной площади р. Витим, обнаруживает большее сходство с пробой “Селенга”, а не “Витим”, как можно было бы ожидать. Следует отметить, что, несмотря на очевидные различия, все изученные пробы обнаруживают также ряд общих черт (рис. 6, 7): 1) основные эндогенные события, отражающиеся в количестве зерен детритового циркона, в целом являются синхронными; 2) наиболее древний циркон имеет палеопротерозойский возраст; 3) практически нет зерен детритового циркона в интервале 1.6–0.9 млрд лет (горизонтальные участки на графике кумулятивной функции распределения вероятностей); 4) во всех пробах большая или значительная часть зерен детритового циркона принадлежит позднепалеозойским образованиям; 5) имеет место тенденция в сторону омоложения наиболее массовых возрастных популяций в направлении с севера на юг; 6) характер распределения возрастов в изученных пробах слабо зависит от площади водосборного бассейна (рис. 7).

В контексте главной задачи настоящего исследования — определения периодичности и интенсивности главных эндогенных событий региона — представляется целесообразным объединить изученные пробы в одну выборку, распределение возрастов в которой, вероятно, будет наилучшим образом ха-

рактеризовать наиболее масштабные эндогенные события (табл. 1), нашедшие отражение в геологическом строении Западного Забайкалья и Северной Монголии.

На рис. 8а показан общий график распределения возрастов, построенный по объединенной выборке ($n = 533$), в которую также включены данные по детритовому циркону ($n = 142$) из аллювиальных отложений р. Ангаракан (Хубанов и др., 2021), водосборный бассейн которой расположен на северо-западном склоне Северо-Муйского хребта. Отличительной особенностью геологического строения этого района является абсолютное доминирование позднепалеозойских гранитоидов, изотопный возраст которых определен по коренным источникам (Хубанов и др., 2021). На рис. 8б приведена детализация объединенной пробы для интервала 0–600 млн лет.

Расчет возрастных пиков с использованием приложения AgePick для всего временного интервала дает огромное количество пиков (рис. 8а), на фоне которых статистически выделяются пять максимумов, а точнее пять временных интервалов с наибольшим количеством зерен детритового циркона: 1) палеопротерозойский (1832 млн лет); 2) неопротерозойский (805–778 млн лет); 3) раннепалеозойский (силур, 441–425 млн лет); 4) позднепалеозойский (карбон–пермь, 314–269 млн лет); 5) раннемезозойский (триас–юра, 248–189 млн лет). Кроме того, следует отметить наличие палеопротерозойских и неоархейских зерен ($n = 14$), возраст которых варьирует от 2.0 до 2.77 млрд лет.

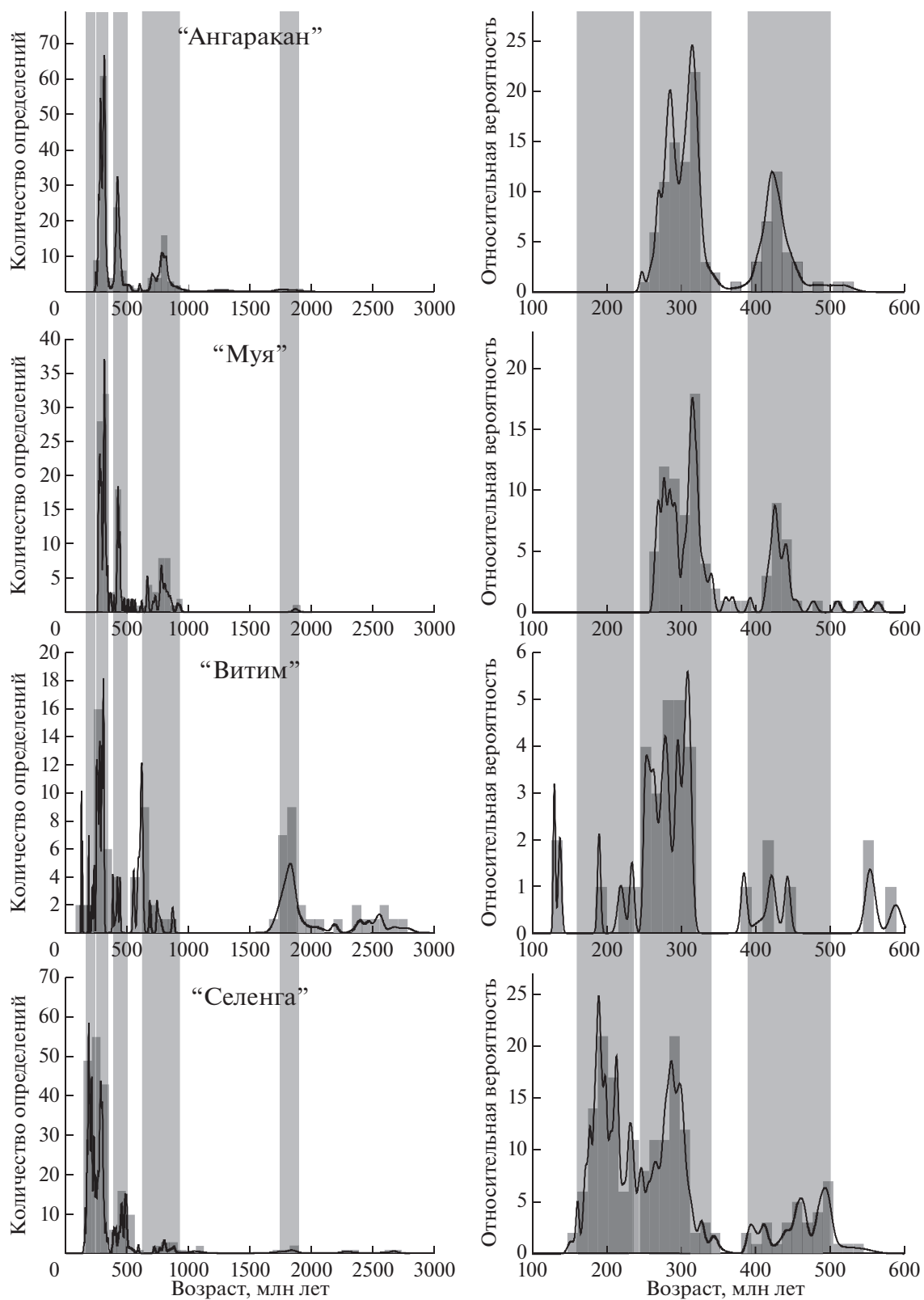


Рис. 7. Корреляция графиков плотности вероятности возрастов зерен детритового циркона из современных аллювиальных отложений Западного Забайкалья и Северной Монголии.

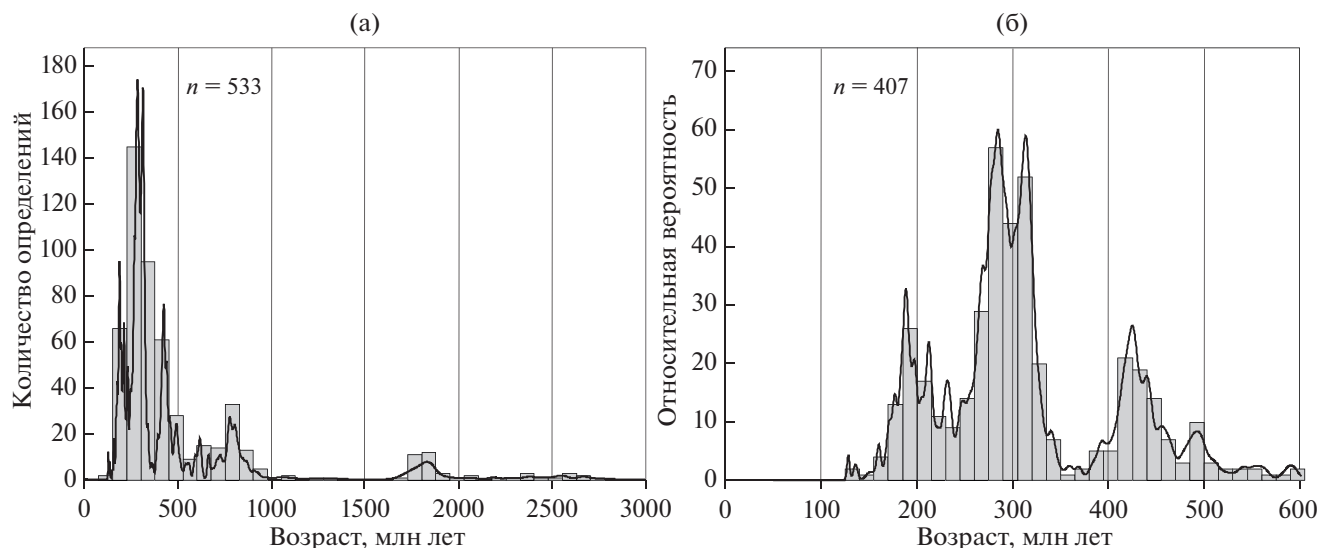


Рис. 8. Общая гистограмма распределения возрастов и графики плотности вероятности детритового циркона из современных аллювиальных отложений Западного Забайкалья и Северной Монголии (Монголо-Забайкальский сектор ЦАСП).

Зерна детритового циркона такого возраста обнаружены только в пробах “Витим” и “Селенга”, тогда как зерна циркона, отвечающие палеопротерозойскому максимуму (1832 млн лет), присутствуют во всех пробах.

Неоархей–палеопротерозой. Первичным источником древнейших неоархейско-палеопротерозойских зерен детритового циркона (2.0–2.77 млрд лет) в пробе “Витим”, вероятно, являются структуры западной части Алданского щита (Чаро-Олекминский террейн Алданской провинции и Могочинский блок Становой провинции), дренируемые крупными правыми притоками р. Витим. В частности, указанному временному интервалу соответствует возраст анорогенных гранитов нелюкинского комплекса, развитых в зоне сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулит-гнейсовой областей Алданского щита (2398–2522 млн лет; Котов и др., 2004). С указанным временным интервалом (2.0–2.77 млрд лет) коррелирует гранулитовый метаморфизм (2708 млн лет), образование эндебитов и чарнокитов (2627–2614 млн лет) и внедрение интрузий каларского комплекса (2623 млн лет; Ларин и др., 2006; Глебовицкий и др., 2009). Первичным источником палеопротерозойских зерен детритового циркона могли быть биотитовые плагиограниты с возрастом 2105 млн лет (Ковач и др., 2018), прорывающие отложения кодарской серии, а также слюдяные, амфибол-биотитовые сланцы и пироксен-амфиболовые гнейсы талалинской свиты с изотопным возрастом 2670 млн лет (Руженцев и др., 2012), фрагментарно встречающиеся в пределах Еравнинской зоны (Еравнинский островодужный террейн).

Следует отметить, что неоархейско-палеопротерозойские зерна детритового циркона могут поступать в аллювий р. Витим и из промежуточных коллекторов, например из метаосадочных образований итанцинской свиты Икатского террейна, в которых обнаружен детритовый циркон с возрастом 2210–2590 млн лет (Школьник и др., 2017). Накопление этих осадков происходило не позже венда в окраинно-континентальной обстановке. Предполагается (Школьник и др., 2017), что их источником был континентальный блок, не входивший в состав Сибирского кратона.

Первичным источником палеопротерозойских и неоархейских зерен детритового циркона в пробе “Селенга”, вероятно, были раннедокембрийские блоки Тувино-Монгольского микроконтинента. Так, тоналит-трондьемитовые гнейсы Гарганского блока имеют возраст 2.73 млрд лет (Анисимова и др., 2009). Согласно данным И.К. Козакова с соавторами (2007, 2011, 2013), возраст гнейсов и кристаллических сланцев байдарагинского и бумбугерского комплексов Дзабханского террейна составляет 2.6–2.5 млрд лет (Козаков и др., 2007), идерского комплекса Тарбагатайского террейна ~2.2 млрд лет (Козаков и др., 2011). Древнекоровый компонент фиксируется и в модельном возрасте $T_{Nd}(DM-2st) = 1.5–2.7$ млрд лет позднепалеозойских гранитов Хангайского батолита (Ярмолюк и др., 2016). На кратонный источник обломочного материала с возрастом более 2.0 млрд лет указывают зерна детритового циркона из венд-позднекембрийских терригенных пород Джидинского террейна (Резницкий и др., 2018). Предполагается, что этот кратонный источник имел, скорее

всего, не сибирское происхождение (Демонтерова и др., 2011; Резницкий и др., 2018).

Столь протяженный промежуток времени, почти 800 млн лет, несомненно включает разные, причем пространственно удаленные друг от друга события, геодинамическая интерпретация которых затруднительна. Можно лишь отметить, что наиболее древние датировки рассматриваемого временного интервала, более 2.5 млрд лет, коррелируют с неоархейским этапом быстрого роста объема ювенильной континентальной коры (Condie, Aster, 2010).

Палеопротерозой. На общей кривой распределения плотности вероятности палеопротерозойский максимум (1832 млн лет) выражен гораздо более ярко ($n = 24$) (рис. 8а), однако вклад проб из разных районов кардинально различается. Максимальное количество зерен детритового циркона этого возраста обнаружено в пробе “Витим” (18 зерен из 24, с пиком 1826 млн лет), тогда как на пробу “Муя” и, что более неожиданно, пробу “Селенга” приходится всего по три зерна, причем последняя выборка в 2.5 раза больше, по сравнению с пробой “Витим”.

Палеопротерозойский максимум коррелирует с возрастом коллизионных событий, сформировавших фундамент Сибирского кратона, имевших место ~1.8–2.0 млрд лет назад (Розен и др., 2006; Smelov, Timofeev, 2007; Глебовицкий и др., 2008). Это находит подтверждение в данных детритовой геохронологии как по северной (Ершова и др., 2013), так и по южной (Гладкочуб и др., 2013) частям кратона. Эндогенные события, имевшие место в палеопротерозойское время на южной (в современных координатах) окраине Сибирского кратона, достаточно разнообразны. В это время (1.88–1.84 млрд лет) сформировались постколлизионные граниты Южно-Сибирского магматического пояса (Ларин и др., 2003), синметаморфические граниты в фундаменте Олоkitской зоны (1843–846 млн лет; Рыцк и др., 2006) и гнейсограниты Кутиmской глыбы (1838 млн лет; Рыцк и др., 2011), сформировался Аkitканский вулканоплутонический пояс (1.86–1.82 млрд лет; Ларин и др., 2003). В целом все эти события завершают длительный аккреционно-коллизийный процесс формирования Сибирского кратона, сопровождавшийся гранитоидным магматизмом (Донская, 2019).

Очевидно, что в современной конфигурации речной сети далеко не все из перечисленных образований могут служить непосредственным источником детритового циркона, однако они могли поступать из промежуточных коллекторов, в том числе второго и третьего порядка. Так, палеопротерозойские зерна детритового циркона с возрастом 1865 млн лет обнаружены в венд-кем-

брийских песчаниках джидинской свиты Юго-Западного Забайкалья (Резницкий и др., 2018), расположенных в бассейне р. Селенга.

Неопротерозой. Переходя к неопротерозойскому этапу эндогенной активности, максимум которой приходится на период 805–778 млн лет и около 620 млн лет (рис. 8а), сначала рассмотрим статистику распределения возрастов по отдельным пробам, вклад которых в суммарный график распределения существенным образом различается. Прежде всего, обращает внимание малое количество неопротерозойских зерен детритового циркона в пробах “Селенга” и “Витим”, где на период 1000–720 млн лет приходится всего 4.5 и 3.4% от общей выборки возрастов. Для сравнения, в пробах “Муя” и “Ангаракан”, которые включены в общую выборку, доля зерен циркона с возрастом от 1000 до 720 млн лет составляет 18%. Объяснение этой, на первый взгляд, парадоксальной ситуации, возможно, заключается в расстоянии от материнского источника детритового циркона до места отбора пробы. Неопротерозойские образования известны в Северной Монголии в составе Тарбагатайского, Идерского, Дзабханского террейнов (Козаков и др., 2017, 2019, 2021; Ярмолюк, Дегтярев, 2019; Ковач и др., 2019 и ссылки в этих работах), располагающихся в источках р. Селенга и ее притоков, тогда как проба “Селенга” отобрана в приустьевой части, т.е. более чем в тысяче километров от первичных источников. Очевидно также, что площадь экспонирования на дневную поверхность неопротерозойских образований невелика. В этом контексте количественное соотношение одновозрастных зерен детритового циркона в пробах “Муя” и “Витим” более показательно, поскольку водосборный бассейн р. Муя является частью Витимского бассейна. Представленные выше статистические данные позволяют предположить, что основные источники неопротерозойских зерен детритового циркона располагаются в бассейне р. Муя, расстояние от устья которой (проба “Муя”) до места отбора пробы “Витим” составляет около 500 км. Из этих данных следует вполне очевидный вывод, что величина пиков на графике распределения плотности вероятности возрастов детритового циркона зависит от разных, не связанных друг с другом факторов, таких как абсолютный возраст горных пород (чем породы древнее, тем меньше их сохранилось), площадь эродируемой поверхности с зернами циркона одного возраста, количество циркона в породах разного состава, расстояние переноса и потому подобное, и не может рассматриваться в качестве индикатора интенсивности эндогенных событий.

Неопротерозойская история развития Байкальской складчатой области подразделяется на раннебайкальский (1.0–0.72 млрд лет) и поздне-

байкальский (0.72–0.59 млрд лет) циклы тектогенеза (Рыцк и др., 2011), каждый из которых сопровождался складчатостью, метаморфизмом и становлением гранитоидных и мафических интрузий, что в целом согласуется с данными детритовой геохронологии (рис. 8а). При этом в пробе “Муя” более ярко выражен раннебайкальский этап с максимумом 806–779 млн лет (18%), тогда как позднебайкальскому этапу без выраженного максимума соответствует всего лишь 5% зерен детритового циркона (рис. 3). К наиболее древним образованиям раннебайкальского этапа принадлежат ортоамфиболиты островодужного типа нюрнбургской свиты в Северном Прибайкалье (Байкало-Муйский пояс) (Конников и др., 1999; Цыганков, 2005), с изотопным возрастом около 1.0 млрд лет (Неймарк и др., 1991). Однако в восточной части Байкало-Муйского пояса в бассейне р. Витим возрастных аналогов этих амфиболитов пока не обнаружено. Геохронологически наиболее изучена Анамакит-Муйская зона, охватывающая центральную часть Байкало-Муйского пояса. К ней принадлежат известково-силикатные кристаллические сланцы, амфиболиты с линзами эклогитов, синметаморфические гнейсограниты, метавулканогенные образования бимодальной серии с горизонтами туфов, песчаников и карбонатных пород. Изотопный U–Pb возраст риолитов по разным оценкам составляет 823.8 ± 2.1 млн лет (Рыцк и др., 2001) и 834 ± 23 млн лет (Ларин и др., 2020). Возраст плагиогранитов, прорывающих стратифицированные образования Анамакит-Муйской зоны, варьирует от 818 ± 7 млн лет (Ларин и др., 2020) до 812 ± 19 млн лет (Рыцк и др., 2001). Синметаморфические гнейсограниты восточной части Байкало-Муйского пояса, завершающие раннебайкальский этап тектонического развития северной части Байкальской складчатой области, имеют изотопный U–Pb возраст 785.7 ± 9 и 784.2 ± 5.9 млн лет (Рыцк и др., 2001).

В пробе “Витим” ситуация прямо противоположная: раннебайкальскому этапу отвечает только 4% зерен детритового циркона, позднебайкальскому – почти 16%. К этому временному интервалу относятся кислые и основные вулканы Каралон-Мамаканской зоны, с возрастом не древнее 0.72–0.70 млрд лет и экструзии риолитов и риодацитов с изотопным возрастом 664 ± 3 млн лет (Рыцк и др., 2001). На позднебайкальском этапе последовательно формировались интрузии габбро-диорит-плагиогранитного (625 ± 11 млн лет; Рыцк и др., 2001) и диорит-гранитного комплексов (~598 млн лет; Рыцк и др., 2011). Двуполевошпатовые граниты с возрастом 556 ± 16 млн лет и плагиограниты с возрастом 537 ± 9 млн лет (Срывцев и др., 1992) завершают позднебайкальский цикл тектогенеза.

Бликие по возрасту тектономагматические события, связанные с распадом суперконтинента Родиния, заложением и эволюцией островных дуг и задуговых бассейнов, их аккрецией к южной (в современных координатах) окраине Сибири, надежно документированы в юго-восточной части Восточного Саяна. Общая продолжительность тектономагматических событий в этом регионе превышает 0.5 млрд лет: от ~1.0 млрд лет, времени заложения Дунжугурской островной дуги (Khain et al., 2002), до завершения аккреционных процессов в южном (в современных координатах) складчатом обрамлении Сибирского кратона, имевших место 460–450 млн лет назад (Гордиенко и др., 2021 и ссылки в этой работе).

Верхняя граница позднебайкальской орогенции в северо-восточной части Байкальской складчатой области определяется Sm–Nd возрастом высокobarического (эклогитового) метаморфизма Муйской глыбы ~650–630 млн лет (Шацкий и др., 1996, 2012), который рассматривается в качестве индикатора коллизионных процессов. В целом на севере Байкальской складчатой области рубеж 600 ± 50 млн лет фиксируется по возрасту разных магматических и метаморфических комплексов (Неймарк и др., 1991, 1995; Макрыгина и др., 1993; Amelin et al., 1997; Амелин и др., 2000; Конников и др., 1999; Рыцк и др., 2009; Kröner et al., 2015), наиболее поздними из которых являются граниты с возрастом 556–537 млн лет (Срывцев и др., 1992). Можно предположить, что максимум возрастов зерен детритового циркона в 619 млн лет в пробе “Витим” как раз и отражает наибольшую интенсивность (пропорционально обнаженной площади) коллизионных процессов, магматические продукты которых наиболее широко развиты в восточной части Байкало-Муйского пояса.

Возрастное положение нижней границы неопротерозойского этапа менее определено. В.И. Паверман с соавторами (Powerman et al., 2015) на основании данных по возрасту зерен детритового циркона из обломочных отложений Патомской окраины Сибирского кратона приводят возраст 800 млн лет как время формирования Байкало-Муйского композитного террейна (Powerman et al., 2015) или, в нашей терминологии, начала островодужного магматизма. К этой дате достаточно близок и максимум неопротерозойского этапа (780 млн лет), установленный нами по обломочному циркону с рр. Муя и Ангаракан. Вместе с тем значительное количество зерен детритового циркона с возрастом более 800 млн лет, а также датировки коренных источников (см. выше) указывают на то, что рубеж 800–780 млн лет отвечает скорее пику магматической активности (островодужной?), чем ее началу. Эта магматическая активность (островодужный магматизм) представлена

интрузиями габбро-гипербазитов, габброидов, кварцевых диоритов, плагиогранитов и двуполевошпатовых гранитов и риолитов (Цыганков, 2005; Рыцк и др., 2011 и ссылки в этих работах).

Таким образом, неопротерозойский (байкальский) этап северной и северо-восточной частей Байкальской складчатой области включает как минимум два события: 1) островодужный магматизм (Байкало-Муйская островная дуга), максимум которого приходится на рубеж примерно 780 млн лет (раннебайкальский этап); 2) магматические и метаморфические процессы, связанные с аккрецией этой островной дуги к Мамско-Бодайбинской окраине Сибири — 600 ± 50 млн лет (позднебайкальский этап).

Неопротерозойские гранитоиды и кислые вулканиты с возрастом ~960–750 млн лет входят в состав фундамента Тарбагатайского, Идерского, Дзабханского композитных террейнов Северной Монголии (Козаков и др., 2017, 2019, 2021; Ярмолюк, Дегтярев, 2019; Ковач и др., 2019 и ссылки в этих работах), широко развиты в юго-восточной части Восточного Саяна (Кузьмичев и др., 2000; Kuzmichev et al., 2001, 2005; Кузьмичев, 2004; Кузьмичев, Ларионов, 2011, 2013; Levashova et al., 2010). Их формирование, по-видимому, отражает масштабное проявление процессов конвергенции в центральном сегменте ЦАСП, с которыми связано формирование ювенильной коры островных дуг и активных континентальных окраин (Кузьмичев, 2004; Ковач и др., 2019; Козаков и др., 2021). С большой вероятностью можно предположить, что эти корообразующие процессы захватывали и фрагменты архейско-палеопротерозойской континентальной коры, такие как Гарганская глыба Тувино-Монгольского микроконтинента, наиболее древние блоки Тарбагатайского, Идерского, Дзабханского композитных террейнов.

Вместе с тем столь масштабные эндогенные события, как отмечалось выше, очень слабо представлены зернами детритового циркона в пробе “Селенга”. Это всего лишь полтора десятка зерен (из 254) в интервале 880–720 млн лет (рис. 5а), что, по-видимому, наряду с дальностью переноса отражает “площадные” соотношения разновременных образований.

Венд—ранний палеозой. На территории Забайкалья и Монголии венд-раннепалеозойский этап геодинамической эволюции представлен магматическими образованиями Джидинской (560–540 млн лет; Гордиенко и др., 2012), Ангино-Таланчанской (500 млн лет) и Удино-Витимской (532–465 млн лет) островных дуг, представлявших собой единую активную окраину Западно-Тихоокеанского типа (Гордиенко и др., 2016, 2021). Инициальный островодужный магматизм датируется рубежом 570–560 млн лет, а заверша-

ющие аккреционные процессы происходили не позже 470–450 млн лет. В результате всех этих процессов сформировалось каледонское складчатое обрамление юга Сибири и Северной Монголии. При этом общая продолжительность островодужного и аккреционного магматизма составляла более 100 млн лет (570–450 млн лет).

Данные по возрасту детритового циркона существенно расходятся с известными изотопными возрастными коренных кристаллических пород. Так, проба “Витим” вообще не содержит кембро-ордовикских зерен детритового циркона с возрастом 555–442 млн лет. В то же время на общей кривой плотности вероятности распределения возрастов выделяется пик с возрастом 426 млн лет (интервал 490–375 млн лет), а также небольшой максимум 492 млн лет (интервал 510–470 млн лет). Иначе говоря, “обломочная” хронология сдвинута относительно “коренной” в более молодую область на несколько десятков миллионов лет. Расхождение между пиками возраста коренных источников, прежде всего гранитов, и детритов — явление не уникальное (Condie et al., 2009). Причина такого расхождения кроется, на наш взгляд, в том, что общий график плотности вероятности распределения возрастов зерен детритового циркона представляет собой некую интегральную характеристику, образованную путем частичного наложения возрастов, соответствующих пространственно разобщенным, разным геодинамическим событиям, синхронизация которых имеет место лишь в глобальном масштабе, но слабо проявлена на региональном уровне. Следует отметить, что относительно омоложенные значения возраста также могут быть обусловлены потерей цирконом части радиогенного свинца по причине воздействия более молодого теплового события. При этом ввиду большой ошибки LA-ICP-MS метода изотопные отношения подобных зерен циркона показывают квазиконкордантное положение ($c D < 10\%$).

Кроме того, в составе детритов могут быть зерна, первичные источники которых полностью эродированы или перекрыты поздними осадками. Так, максимум 426 млн лет на общей кривой (рис. 8) складывается из зерен детритового циркона трех проб: практически идентичных “Муя” и “Ангаракан” и частично “Селенга”, поскольку в пробе “Витим” этот пик отсутствует (рис. 4, 7). При этом проба “Селенга” должна содержать детритовый циркон Удино-Витимской и Джидинской островных дуг (532–466 и 560–460 млн лет; Гордиенко и др., 2007, 2010, 2021), а также циркон из гранитоидов и риолитов Северо-Хэнтэйской области с возрастом от 485 до 463 млн лет (Altanzul et al., 2018). Проба “Селенга”, как отмечалось, характеризуется двумя раннепалеозойскими пиками — 492 и 461 млн лет. Можно предположить, что ранний пик отвечает максимуму интенсивно-

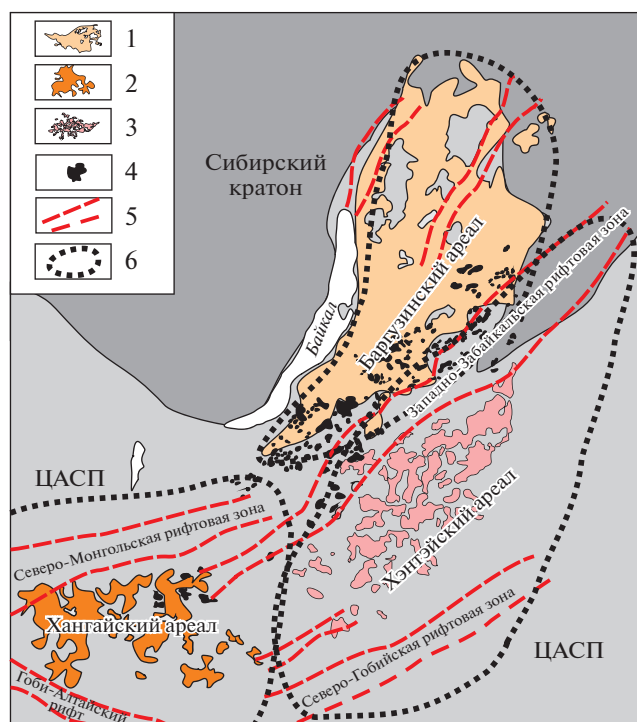


Рис. 9. Схема расположения крупнейших гранитоидных батолитов (магматических ареалов) Центральной Азии (Yarmolyuk et al., 2014).

1 — Ангаро-Витимский батолит; 2 — Хангайский батолит; 3 — Хэнтэй-Даурский батолит; 4 — щелочные гранитоиды Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса; 5 — позднепалеозойские и раннемезозойские рифтовые зоны (щелочные гранитоиды и вулканы); 6 — контуры магматических ареалов.

сти островодужного магматизма, а поздний коррелирует с аккрецией этих островных дуг (или единой островной дуги) к южной окраине Сибирского континента.

В бассейне р. Муя и, что более показательно, р. Ангаракан магматических образований такого возраста пока не зафиксировано. Вместе с тем в контурах Ангаро-Витимского батолита, в его северной части, более четверти века назад датированы разнообразные гранитоиды, возраст которых варьирует от 556 до 537 млн лет (Срывцев и др., 1992), а возраст габбро, пироксенитов и ийолитов Гулхенского массива Витимской щелочной провинции составляет 516, 506 и 496 млн лет соответственно (Дорошкевич и др., 2014). Кроме того, U—Pb возраст некоторых гранитогнейсовых и габброидных тел, расположенных восточнее северного окончания оз. Байкал, составляет 507—469 млн лет (Рыцк и др., 2009). Все эти образования явно не принадлежат Удино-Витимской островной дуге. Скорее всего, они формировались в краевой части Байкальской складчатой области и, возможно, связаны с косо́й аккрецией Ангино-

Таланчанской островной дуги (Гладкочуб и др., 2014). В пользу этого свидетельствует возраст завершающего этапа деформаций (~464 млн лет; Донская и др., 2013), а также возраст синметаморфических гранитов в Приольхонье, составляющий 470—445 млн лет (Макрыгина и др., 2010; Михеев и др., 2014).

Таким образом, раннепалеозойский этап эндогенной активности восточного сегмента ЦАСП включает магматизм островодужной стадии, имевший место на определенном удалении от Байкальского континента, и метаморфические и магматические события, связанные с аккрецией островной дуги, в результате чего в основном сформировалось каледонское складчатое обрамление юга Сибирского континента.

Поздний палеозой—ранний мезозой. Позднепалеозойско-раннемезозойский этап эндогенной активности является доминирующим в рассматриваемом регионе (рис. 7, 8). Его общая продолжительность примерно 90 млн лет — от 350 до 260 млн лет. В этот временной интервал попадает около 40% всех изученных зерен детритового циркона. От событий каледонского этапа рассматриваемый период отделен резким затуханием эндогенной активности в интервале 375—350 млн лет (рис. 7).

Происхождение большей части позднепалеозойских зерен детритового циркона не вызывает особых вопросов. Карбон—пермь — это время формирования Ангаро-Витимского (325—280 млн лет; Ярмолук и др., 1997; Цыганков и др., 2010; Цыганков, 2014, 2017; Ковач и др., 2012) и Хангайского (302—242 млн лет, основной этап 270—240 млн лет; Ярмолук и др., 2016) гранитоидных батолитов (рис. 9), суммарная площадь которых составляет порядка 300 000 км². Вслед за батолитами, но со значительным временным перекрытием (Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011) формировались щелочные граниты и щелочно-полевошпатовые сиениты Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса (275—210 млн лет; Ярмолук и др., 2001; Litvinovsky et al., 2002, 2011), а также щелочные гранитоиды и вулканы Северо-Монгольской и Западно-Забайкальской рифтовых зон (265—250 млн лет; Ярмолук и др., 2000; Yarmoluk et al., 2014), возможно являющихся разными ветвями единой рифтовой системы. Вместе с тем данные по возрасту зерен детритового циркона вносят определенную ясность в общую продолжительность процессов гранитообразования в Забайкалье и Северной Монголии. В этом контексте более достоверными, отражающими именно период формирования Ангаро-Витимского батолита, являются данные проб “Ангаракан” и “Муя” (рис. 3, 7), поскольку водосборная площадь этих рек, особенно р. Ангаракан, сложена в

основном гранитоидами этого батолита. В этих пробах четко фиксируется указанный выше позднепалеозойский этап с максимумами плотности вероятности 315 и 284–277 млн лет. Аналогичные максимумы (315 и 285 млн лет) фиксируются и на общем графике (рис. 8). Можно предположить, что такое распределение возрастов отражает два этапа формирования известково-щелочных гранитов (баргузинский комплекс), образующих основной объем Ангаро-Витимского батолита и предполагавшихся на основании изучения коренных источников центральной части батолита (Цыганков и др., 2007, 2017; Хубанов и др., 2021). Петрологическое изучение гранитоидов Ангаро-Витимского батолита показывает, что массовое гранитообразование началось с формирования гигантских объемов коровых авто- и аллохтонных гранитов, которые затем сменились смешанными мантийно-коровыми гранитоидами повышенной основности, что отражается как в геологическом строении плутонов (мафические микрогранулярные включения, минглинг-дайки, синплутонические базитовые интрузии), так и в изотопных характеристиках гранитоидов (Ярмолюк и др., 1999; Цыганков и др., 2010; Цыганков, 2014; Tsygankov et al., 2021; Litvinovsky et al., 2011). В этом контексте ранний максимум (316–314 млн лет), вероятно, обусловлен наиболее интенсивным “коровым” гранитообразованием, а поздний (284–277 млн лет) фиксирует “подключение” мантийного магматизма, включая щелочные породы (Дорошкевич и др., 2012а, 2012б), к этому процессу. При этом продолжительность процессов гранитообразования, судя по крайним датировкам коренных пород (Цыганков и др., 2007, 2010, 2017; Хубанов и др., 2021 и ссылки в этих работах) и зерен детритового циркона, составляла не менее 40–45 млн лет.

Проба “Селенга”, в которой значительная доля детритового циркона должна принадлежать гранитоидам Хангайского батолита, более молодого по сравнению с Ангаро-Витимским батолитом, также характеризуется бимодальным распределением позднепалеозойских возрастов с пиками 298 и 287 млн лет. Ранний максимум сдвинут в более молодую область, что, собственно, и отражает присутствие значительного количества хангайских зерен детритового циркона.

Палеогеодинамические обстановки в позднем палеозое в пределах Монголо-Забайкальского сегмента ЦАСП до сих пор остаются дискуссионными. В основном обсуждаются три модели: плюмовая (Ярмолюк и др., 1997, 2016; Yarmolyuk et al., 2014), постколлизийная (Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011) и модель активной континентальной окраины (Рыцк и др., 1998; Мазукабзов и др., 2010; Метелкин и др., 2012; Donskaya et al., 2013). Аргументы за и против при-

ведены в (Цыганков и др., 2017). Здесь лишь отметим, что возрастной дрейф может отражать как след движения плиты над мантийным плюмом, так и откат зоны субдукции в модели активной окраины.

Мезозой. Мезозойский этап охватывает период примерно в 110 млн лет с раннего триаса по ранний мел включительно (240–130 млн лет). В наиболее “чистом” виде этот этап отражен в пробе “Селенга” и представлен небольшим количеством зерен детритового циркона в пробе “Витим”, которые происходят, скорее всего, из мезозойских гранитов западной части Алданского щита.

В центральных и южных районах Западного Забайкалья, Северной и отчасти Центральной Монголии этому периоду соответствуют щелочно-гранитоидные и вулканогенные (включая трахиты и щелочные риолиты) образования Северо-Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса, завершившего свое формирование около 210 млн лет назад; гранитоиды Хэнтэй-Давурского батолита (230–210 млн лет) и литий-фтористые граниты Центральной Монголии (170–140 млн лет; Ярмолюк и др., 2000, 2001); комплексы метаморфических ядер Западного Забайкалья (238–165 млн лет; Скляров и др., 1997; Донская и др., 2016); трахиты и трахириолиты Мало-Хамардабанской, Хамбинской и других вулканотектонических структур Забайкалья (Воронцов и др., 2002; Андрюшенко и др., 2010; Хубанов и др., 2015). Кроме того, к завершению этого этапа приурочено формирование рудоносных (W–Mo) гранитоидов гуджирского комплекса (Первомайский массив лейкогранитов Джидинского рудного поля, 127 млн лет; Damdinova et al., 2019), а также апатитоносных габброидов (Ошурковский массив, 131–122 млн лет; Рипп и др., 2013).

Выше отмечалось, что ни в одной из изученных проб не обнаружено зерен детритового циркона моложе раннего мела. Изотопный возраст наиболее молодого циркона – 128 млн лет – точно совпадает с возрастом наиболее молодых в Забайкалье редкометалльных (Mo) лейкогранитов Первомайского штока (Джидинский островодужный террейн, Юго-Западное Забайкалье; Damdinova et al., 2019), однако обнаружен этот циркон не в пробе “Селенга”, как можно было бы ожидать, а в пробе “Витим”, что вполне определенно указывает на достаточно широкое распространение гранитов раннемелового возраста в восточной части ЦАСП при их небольшом общем объеме. Вместе с тем в Саяно-Байкальской складчатой области, включая Северную Монголию, широко распространены вулканогенные образования мелового и кайнозойского возраста, связанные с позднемезозойским рифтогенезом и развитием Байкальского рифта. В их составе доминируют

щелочные базальты с отклонениями в сторону тефритов и фонолитов, что более характерно для позднемезозойских рифтовых впадин. Долинный поток кайнозойских базальтов по рекам Витим, Джида и их притокам протягиваются на многие десятки километров. Кайнозойские лавовые плато или их останцы известны на Витимском плоскогорье, в Хамар-Дабане, Восточном Саяне, Северной Монголии. Тем не менее кайнозойских цирконов ни в одной из проб нами не обнаружено. Отсутствие зерен детритового циркона позднемезозойско-кайнозойского возраста может быть связано с несколькими взаимосвязанными факторами: циркона в базальтах нет (Link et al., 2005) или зерна настолько малы, что не концентрируются в виде тяжелой фракции в аллювиальных отложениях; их невозможно выделить стандартными методами; даже если бы это удалось, они слишком малы для датирования LA-ICP-MS методом. Так или иначе, но информация об изотопном U–Pb возрасте циркона из базальтов пока недоступна. Вполне логично допустить, что все это справедливо для базальтов (в широком смысле) любого другого возраста, а это, в свою очередь, означает, что эндогенные события, главным магматическим проявлением которых является базальтовый вулканизм, не фиксируются в изотопном возрасте детритового циркона.

Одной из задач настоящего исследования была попытка оценить интенсивность эндогенных событий, которая может отражаться в количестве зерен детритового циркона разных возрастных популяций. Фактические данные отчасти подтверждают это предположение. Так, от 1/3 до 2/3 зерен детритового циркона из изученных проб имеют позднепалеозойский и раннемезозойский возраст, что с большой вероятностью отражает гигантские масштабы гранитоидного магматизма этого времени. В то же время совершенно очевидно, что фрагментарность догранитных комплексов, формировавшихся в разных геодинамических обстановках и зачастую на значительном удалении друг от друга, является ключевым ограничением для оценки масштабов эндогенных событий, приведших к их формированию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

U–Pb изотопно-геохронологические данные по зернам детритового циркона из современных речных осадков Западного-Забайкалья и Северной Монголии отражают основные этапы эндогенной активности региона или, говоря иначе, основные этапы образования и переработки континентальной коры: (1) неоархейско-палеопротерозойский этап (2.7–1.7 млрд лет), соответствующий глобальным корообразующим процессам формирования фундамента докембрийских кра-

тонов; (2) неопротерозойский (ранне- и позднебайкальский) и (3) раннепалеозойский (каледонский) этапы, отражающие процессы ювенильного корообразования путем островодужного магматизма и аккреции островных дуг, сформировавших складчатые структуры южного обрамления Сибири; (4) позднепалеозойский и (5) ранне-среднемезозойский этапы, фиксирующие процессы внутриплитного магматизма и рифтогенеза.

Величина пиков кривой плотности вероятности распределения возрастов зерен детритового циркона зависит от разных, зачастую не связанных друг с другом факторов, таких как абсолютный возраст горных пород (чем породы древнее, тем меньше их сохранилось), площадь эродируемой поверхности с зернами циркона одного возраста, количество циркона в породах разного состава, расстояние переноса и т.п., и не может напрямую рассматриваться в качестве индикатора интенсивности эндогенных событий.

Отсутствие зерен детритового циркона кайнозойского возраста в регионе, где базальтовый вулканизм этого времени был проявлен достаточно широко (Монголия, Байкальский рифт), говорит о том, что эндогенные события, главным выражением которых являются базальты, не проявляются в “цирконовой летописи”, зафиксированной в зернах детритового циркона.

Благодарности. Авторы выражают благодарность рецензентам А.Б. Котову, Н.Б. Кузнецову, А.К. Худолею, чьи конструктивные замечания способствовали улучшению рукописи.

Источники финансирования. Исследования выполнены в рамках плановой темы ГИН СО РАН, проект АААА-А21-121011390002-2, при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 17-05-00275, 20-05-00344.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш., Неймарк Л.А., Скублов С.Г. Вендский возраст эндробитов гранулитового комплекса Байкало-Муйского офиолитового пояса (северное Прибайкалье): U–Pb и Sm–Nd изотопные свидетельства // Докл. АН. 2000. Т. 371. № 5. С. 652–654.
- Андрющенко С.В., Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Санди-мирова И.В. Эволюция юрско-мелового магматизма Хамбинской вулканотектонической структуры (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 7. С. 944–962.
- Анисимова И.В., Левицкий И.В., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Ефремов С.В., Великославинский С.Д., Бараш И.Г., Федосеев А.М. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U–Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохроно-

- логии (2–4 июня 2009). СПб.: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 34–35.
- Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 3. С. 230–240.
- Буянтубе М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т. U–Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулканитов бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 369–384.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Никифоров А.В. Позднемезозойский магматизм Джидинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области: этапы формирования, ассоциации и источники // Петрология. 2002. Т. 10. № 5. С. 510–531.
- Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Писаревский С.А., Николь Г., Мотова З.Л., Корнилова Т.А. Ранние этапы развития Палеоазиатского океана: данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1472–1490.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Лепехина Е.Н. Фрагмент раннепалеозойской (~500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Докл. АН. 2014. Т. 457. № 4. С. 429–433.
- Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2008. № 1. С. 12–26.
- Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д. Гранулитовые комплексы Джунгуро-Становой складчатой области и пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3–15.
- Гордиенко И.В. Металлогения различных геодинамических обстановок Монголо-Забайкальского региона // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 3. Ч. 1. С. 7–13.
- Гордиенко И.В. Роль островодужно-океанического, коллизионного и внутриплитного магматизма в формировании континентальной коры Монголо-Забайкальского региона: по структурно-геологическим, геохронологическим и Sm–Nd изотопным данным // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 1. С. 1–47.
- Гордиенко И.В., Метелкин Д.В. Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и раннепалеозойской активных окраинах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2016. Т. 3. № 1. С. 91–108.
- Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.А., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртоого О. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде–палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 120–140.
- 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. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее–палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.
- Гордиенко И.В., Ковач В.П., Елбаев А.Л., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Возраст и условия формирования коллизионных гранитов Джидинской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса, Юго-Западное Забайкалье // Петрология. 2012. Т. 20. № 1. С. 45–65.
- Гордиенко И.В., Добрецов Н.Л., Жмодик С.М., Рошкетев П.А. Многоэтапная покровная тектоника юго-восточной части Восточного Саяна и ее роль в формировании золоторудных месторождений // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 1. С. 134–147.
- Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Хунг Ц.-Х., Чунг С.-Л., Иизука Йо., Ванг К.-Л. История формирования Тувино-Монгольского массива по данным U–Pb датирования цирконов из песчаника дархатской серии (Западное Прихубсугулье, Северная Монголия) // Докл. АН. 2011. Т. 441. № 3. С. 358–362.
- Донская Т.В. Раннепротерозойский гранитоидный магматизм Сибирского кратона. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2019. 38 с.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Чо М., Чонг В., Ким Дж. Синметаморфические гранитоиды (~490 млн лет) – индикаторы аккреционной стадии в эволюции Ольхонского террейна (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1543–1561.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ванг Т., Гуо Л., Родионов Н.В., Демонтерова Е.И. Мезозойские гранитоиды в структуре безымянного комплекса метаморфического ядра (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 2015–2033.
- Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А. U–Pb (SHRIMP-II) изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье // Докл. АН. 2012а. Т. 443. № 1. С. 73–77.
- Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А., Конопелько Д.Л. U–Pb геохронология Мухальского щелочного массива (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2012б. Т. 53. № 2. С. 219–225.
- Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Избродин И.А., Сергеев С.А., Травин А.В. Геохронология Гулхенского массива Витимской щелочной провинции, Западное Забайкалье // Докл. АН. 2014. Т. 457. № 6. С. 687–691.
- Ершова В.Б., Худолей А.К., Прокопьев А.В. Реконструкция питающих провинций и тектонических событий в карбоне в северо-восточном обрамлении Сибирской платформы по данным U–Pb датирования обломочных цирконов // Геотектоника. 2013. № 2. С. 32–41.

- Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты геохронологических U—Pb исследований // Докл. АН. 2012. Т. 444. № 2. С. 184–189.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Возраст и границы Олекминского магматического пояса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса // Докл. АН. 2018. Т. 483. № 1. С. 62–67.
- Ковач В.П., Козаков И.К., Ванг К.-Л., Плоткина Ю.В., Ли Х.-Я., Чун С.-Л. Возраст и источники терригенных пород базальной пачки цаганоломской свиты Дзабханского террейна, Центрально-Азиатский складчатый пояс: результаты U—Th—Pb геохронологических, Lu—Hf и Sm—Nd изотопных исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 63–81.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ванг Т., Диденко А.Н., Плоткина Ю.В., Подковыров В.Н. Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 3–24.
- Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Фугзан М.М., Эрдэнэжаргал Ч., Лебедев В.И., Энжин Г. Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 445–464.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Эрдэнэжаргал Ч. Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: геологические и геохронологические данные // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 227–246.
- Козаков И.К., Кузнецов А.Б., Эрдэнэжаргал Ч., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Неопротерозойские комплексы фундамента шельфового чехла Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 5. С. 3–16.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Азимов П.Я., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Стифеева М.В., Федосеенко А.М. Тектоническая позиция метаморфических поясов позднего неопротерозоя—раннего палеозоя в структуре Тувино-Монгольского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2019. Т. 27. № 1. С. 47–64.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Формирование неопротерозойской континентальной коры в структурах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2021. Т. 29. № 2. С. 195–224.
- Комия Ц. Континентальный рециклинг или истинный континентальный рост // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 1927–1944.
- Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Байкало-Муйский вулcano-плутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М.: ГЕОС, 1999. 163 с.
- Костицын Ю.А., Аносова М.О. U—Pb возраст экструзивных пород кальдеры Уксичан в Срединном хребте Камчатки — применение лазерной абляции к датированию молодых цирконов // Геохимия. 2013. № 2. С. 171–179.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Ковач В.П., Саватенков В.М., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Плоткина Ю.В. Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулит-гнейсовой областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2004. Т. 12. № 1. С. 46–67.
- Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
- Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (~770–800 млн лет) вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 7. С. 875–895.
- Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластиков по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 45–57.
- Кузьмичев А.Б., Журавлев Д.З., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И. Верхнерифейские (790 млн лет) гранитоиды в Тувино-Монгольском массиве: свидетельство раннебайкальского орогенеза // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 10. С. 1379–1383.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А. Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // Докл. АН. 2003. Т. 392. № 4. С. 506–511.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Суханов М.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Великославинский С.Д., Толкачев М.Д. Каларский комплекс (Алдано-Становой щит) — древнейший представитель анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной ассоциации: результаты геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 4–24.
- Ларин А.М., Ризванова Н.Г., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю. Возраст формирования руд оловянного месторождения Моховое и ассоциирующих пород Жанок-Бамбукойской вулканоплутонической ассоциации (Южно-Муйский хребет, Северное Забайкалье) // Породо-, минерало- и рудообразование: до-

стижения и перспективы исследований. Труды к 90-летию ИГЕМ РАН. М.: ИГЕМ РАН, 2020. С. 161–164.

Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Паде-рин И.П. Геодинамика Западно-Забайкальского сег-мента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 615–628.

Макрыгина В.А., Конников Э.Г., Неймарк Л.А., Пахоль-ченко Ю.А., Посохов В.Ф., Сандимирова Г.П., Томи-ленко А.А., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. О возрасте гранулит-чарнокитового комплекса в нюрундукан-ской свите Северного Прибайкалья (парадокс радио-хронологии) // Докл. АН. 1993. Т. 332. № 4. С. 486–490.

Макрыгина В.А., Сандимиров И.В., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В. Nd–Sr систематика метаматических пород ангин-ской и таланчанской толщ средней части озера Байкал // Геохимия. 2010. № 10. С. 1040–1048.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеокonti-нента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палео-магнитная запись и реконструкции // Геология и гео-физика. 2012. Т. 53. № 7. С. 883–899.

Михеев Е.И., Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Баянова Т.Б., Травин А.В., Юдин Д.С., Мехоношин А.С., Орсов Д.А. Термохронология гранулитов п-ова Святой Нос (За-байкалье) // Докл. АН. 2014. Т. 455. № 3. С. 317–322.

Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М., Овчинни-кова Г.В., Киселева Е.И., Конкин В.Д. Изотопный со-став свинца и генезис Pb–Zn оруденения Олоkitской зоны Северного Прибайкалья // Геология рудных ме-сторождений. 1991. № 6. С. 34–49.

Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М., Гусева В.Ф., Яковлева С.З. О возрасте “муйских” гранитов Байкало-Витимского офиолитового пояса (U–Pb и Sm–Nd изотопные свидетельства) // Докл. АН. 1995. Т. 343. № 5. С. 673–676.

Резницкий Л.З., Ковач В.П., Баращ И.Г., Плотнокина Ю.В., Ван К.-Л., Чун С.-Л. Возраст и источники терригенных пород Джидинского террейна: результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований дет-ритовых цирконов // Стратиграфия. Геол. корреля-ция. 2018. Т. 26. № 5. С. 3–29.

Рипп Г.С., Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Ласточкин Е.И., Рампилов М.О., Бурицева М.В. Ошурковский базитовый плутон: хронология, изотопно-геохимические и мине-ралогические особенности, условия образования. Но-восибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2013. 163 с.

Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кра-тон: формирование, алмазность. М.: Научный мир, 2006. 212 с.

Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Ви-тимская складчатая система: строение и геодинамиче-ская эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.

Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Возраст и гео-динамические обстановки формирования палеозой-

ских гранитоидов северной части Байкальской склад-чатой области // Геотектоника. 1998. № 5. С. 46–60.

Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Митрофанова Г.Л., Митрофанова Н.Н., Переляев В.И., Шалаев В.С. Возраст пород Байкало-Муйского склад-чатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.

Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосеенко А.М. Гранитоиды фундамента Олоkitской зоны (Байкаль-ская складчатая область): новые U–Pb изотопные дан-ные // Докл. АН. 2006. Т. 407. № 6. С. 719–822.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Макеев А.Ф., Богомолов Е.С., Ризванова Н.Г. Восточная граница Прибайкальского коллизионного пояса: геологические, геохронологи-ческие и Nd изотопные данные // Геотектоника. 2009. № 4. С. 16–26.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б. Изотопная структура и эво-люция континентальной коры Восточно-Забайкаль-ского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.

Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Ком-плексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск. Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. 182 с.

Срывцев Н.А., Халилов В.А., Булдыгеров В.В., Переляев В.И. Геохронология гранитоидов Байкало-Муйского пояса // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 72–78.

Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т., Цыренов Б.Ц., Цыганков А.А. Процессы фракционной кристаллизации и смешения магм в формировании трахибазальт-трахитовой бимо-дальной серии Мало-Хамардабанской вулканотекто-нической структуры, Юго-Западное Забайкалье // Петрология. 2015. Т. 23. № 5. С. 490–520.

Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U–Pb изо-топное датирование цирконов из PZ3–MZ магматиче-ских комплексов Забайкалья методом магнитно-сектор-ной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP дан-ными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.

Хубанов В.Б., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Продол-жительность и геодинамика формирования Ангаро-Витимского батолита: по данным U–Pb изотопного LA-ICP-MS датирования магматических и детритовых цирконов // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 12. С. 1619–1641.

Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муй-ского вулканоплутонического пояса в позднем докем-брии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.

Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды За-падного Забайкалья: последовательность формиро-вания, источники магм, геодинамика // Геология и гео-физика. 2014. Т. 55. № 2. С. 197–227.

Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалео-

- зойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 156–180.
- Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U–Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249–1276.
- Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтеев М.Д. Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология. 2017. Т. 25. № 4. С. 395–418.
- Шацкий В.С., Ягоуц Э., Рыбошлыков Ю.В., Козьменко О.А., Вавилов М.А. Эклогиты Северо-Муйской глыбы: свидетельство вендской коллизии в Байкало-Муйском офиолитовом поясе // Докл. АН. 1996. Т. 360. № 5. С. 677–680.
- Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Томиленко А.А., Рагозин А.Л., Козьменко О.А., Ягоуц Э. Эклогит-гнейсовый комплекс Муйской глыбы (Восточная Сибирь): возраст, минералогия, геохимия, петрология // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 6. С. 657–682.
- Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Маслов А.В., Буянтеев М.Д., Резницкий Л.З., Бараиш И.Г. Вендский марганценовый бассейн Икатского террейна: обстановки формирования и источники сноса // Докл. АН. 2017. Т. 475. № 1. С. 72–75.
- Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3–43.
- Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.А., Ковач В.П., Яковлева З.С., Бережная Н.Г. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 451–466.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Будников С.В., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского коробразования в Центральной Азии // Геотектоника. 1999. № 4. С. 3–20.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
- Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И., Бормин-Джань, Занвилевич А.Н., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Кузьмин Д.В., Сандимирова Г.П. Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольского-Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. 2001. Т. 9. № 4. С. 351–380.
- Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Лебедев В.И., Энжигин Г. Состав, источники и геодинамическая природа батолитов Центральной Азии: по данным геохимических и изотопных Nd исследований гранитоидов Хангайского зонального магматического ареала // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 468–498.
- Altanzul Ch., Oyuungerel S., Zhargal L., Lee I., Kim Y., Khasmaral T. Study of magma rock ages in Boroo-Zuunmod // Explorer (Khaiguulchin). 2018. V. 59. P. 211–232 (in Mongolian).
- Amelin Y.V., Ritsk E.Y., Neymark L.A. Effects interaction between ultramafic tectonite and mafic magma on Nd–Pb–Sr isotopic systems in the Neoproterozoic Chaya Massif, Baikal-Muya ophiolite belt // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 148. P. 299–316.
- Condie K.C., Aster R.C. Epizodic zircon age spectra of orogenic granitoids: the supercontinent connection and continental growth // Precambrian Res. 2010. V. 180. P. 227–236.
- Condie K.C., Belousova E., Griffin W.L., Sircombe K.N. Granitoid events in space and time: constraints from igneous and detrital zircon age spectra // Gondwana Res. 2009. V. 15. P. 228–242.
- Damdinova L.B., Damdinov B.B., Xiao-Wen Huang, Bryansky N.B., Khubanov V.B., Yudin D.S. Age, conditions of formation, and fluid composition of the Pervomaiskoe molybdenum deposit (Dzhidinskoe Ore Field, South-Western Transbaikalia, Russia) // Minerals. 2019. V. 9. P. 572.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic–Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 62. P. 79–97.
- Gehrels G. Detrital zircon U–Pb geochronology: current methods and new opportunities // Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances, Chapter 2. Eds. Busby C., Azor A. Chichester, UK: Blackwell Publishing Ltd., 2012. P. 45–62.
- Gehrels G. Arizona LaserChron Center. 2010: https://docs.google.com/document/d/1MYwm8GcdYFOsfNV62B6PULb_g2r1AS3vmm4gHMOFxfg/preview (accessed May 2018).
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS // Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences. Ed. Sylvester P.J. Mineral. Assoc. Canada Short Course Ser. 2008. V. 40. P. 307–311.
- Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. Community-derived standards for LA-ICP-MS U–(Th–)Pb geochronology – uncertainty propagation, age interpretation and data reporting // Geostand. Geoanalyt. Res. 2016. V. 40. № 1. P. 311–332.
- Iizuka T., Hirata T., Komiya T., Rino S., Katayama I., Moto-ki A., Maruyama S. U–Pb and Lu–Hf isotope systematics of zircons from the Mississippi River sand: implications for reworking and growth of continental crust // Geology. 2005. V. 33. P. 485–488.
- Ingersoll R.V. Actualistic sandstone petrofacies: discriminating modern and ancient source rocks // Geology. 1990. V. 18. P. 733–736.

- Ingersoll R.V., Kretchmer A.G., Valles P.K.* The effect of sampling scale on actualistic sandstone petrofacies // *Sedimentology*. 1993. V. 40. P. 937–953.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A.* The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // *Chem. Geol.* 2004. V. 211. P. 47–69.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R.* The most ancient ophiolite of Central Asian fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 199. P. 311–325.
- Kröner A., Fedotova A.A., Khain E.V., Razumovskiy A.A., Orlova A.V., Anosova M.O., Perelyaev V.I., Nekrasov G.E., Liu D.Y.* Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Baikal–Muya belt, Siberia: geochronology and geodynamic implications // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 111. P. 138–160.
- Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z.* Neoproterozoic (~ 800 Ma) orogeny in the Tuva–Mongolia Massif (Siberia): island arc–continent collision at the northeast Rodinia margin // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. № 1. P. 109–126.
- Kuzmichev A., Kröner A., Hegner E., Dunyi L., Yusheng W.* The Shishkhdid ophiolite, northern Mongolia: a key to the reconstruction of a Neoproterozoic island–arc system in central Asia // *Precambrian Res.* 2005. V. 138. № 1–2. P. 125–150.
- Levashova N.M., Kalugin V.M., Gibsher A.S., Yff J., Ryabinin A.B., Meert J.G., Malone S.J.* The origin of the Baydaric microcontinent, Mongolia: constraints from paleomagnetism and geochronology // *Tectonophysics*. 2010. V. 485. P. 306–320.
- Link P.K., Finning C.M., Beranek L.P.* Reliability and longitudinal change of detrital–zircon age spectra in the Snake river system, Idaho and Wyoming: an example of reproducing the bumpy barcode // *Sediment. Geol.* 2005. V. 182. P. 101–142.
- Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Zanzilevich A.N., Saunders A., Poulain S.* Petrogenesis of syenite–granite suit from Bryan–sky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas // *Chem. Geol.* 2002. V. 189. P. 105–133.
- Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be’eri-Shlevin.* Origin and evolution of overlapping calc–alkaline and alkaline magmas: the Late Paleozoic post–collisional igneous province Transbaikalia // *Lithos*. 2011. V. 125. P. 845–874.
- Ludwig K.R.* Isoplot/Ex 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ.* 2008. V. 4. P. 1–76.
- Mason C.C., Fildani A., Gerber T., Blum M.D., Clark J.D., Dykstra M.* Climatic and anthropogenic influences on sediment mixing in the Mississippi source–to–sink system using detrital zircons: Late Pleistocene to recent // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2017. V. 466. P. 70–79.
- Parfenov L.M., Bulgatov A.N., Gordienko I.V.* Terranes and accretionary history of the Transbaikalian orogenic belts // *Int. Geol. Rev.* 1995. V. 37. № 8. P. 736–751.
- Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J.* Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // *Precambrian Res.* 2015. V. 267. P. 39–71.
- Powerman V.I., Buyantuev M.D., Ivanov A.V.* A review of detrital zircon data treatment, and launch of a new tool ‘Dezirteer’ along with the suggested universal workflow // *Chem. Geol.* 2021. V. 583. 120437.
- Prokopyev A.V., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E.* The paleo–Lena River – 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // *Geology*. 2008. V. 36 (9). P. 699–702.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J.* Plesovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. V. 249. P. 1–35.
- Smelov A.P., Timofeev V.F.* The age of the North Asian cratonic basement: an overview // *Gondwana Res.* 2007. V. 12. P. 279–288.
- Soreghan M.J., Gehrels G.E.* (Eds.). Paleozoic and Triassic Paleogeography and tectonics of western Nevada and northern California // *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 2000. V. 347. 252 p.
- Tsygankov A.A., Khubanov V.B., Udoratina O.V., Coble M.A., Burmakina G.N.* Alkaline granitic magmatism of the Western Transbaikalia: petrogenetic and geodynamic implications from U–Pb isotopic–geochronological data // *Lithos*. 2021. V. 390–391. 106098.
- Wang C. Y., Campbell I., Allen C., Williams I., Heggins S.* Rate of growth of the preserved North American continental crust: evidence from Hf and O isotopes in Mississippi detrital zircons // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009. V. 73. P. 712–728.
- Wang C.Y., Campbell I.H., Stepanov A.S., Allen C.M., Bertsev I.N.* Growth rate of the preserved continental crust: II. Constraints from Hf and O isotopes in detrital zircons from Greater Russian Rivers // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2011. V. 75. P. 1308–1345.
- Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., Sylvester P., Valley J., Whitehouse M., Kronz A., Morishita Y., Nasdala L., Fiebig J., Franchi I., Girard J.P., Greenwood R.C., Hinton R., Kita N., Mason P.R.D., Norman M., Ogasawara M., Piccoli R., Rhede D., Satoh H., Schulz–Dobrick B., Skar O., Spicuzza M.J., Terada K., Tindle A., Togashi S., Vennemann T., Xie Q., Zheng Y.F.* Further characterization of the 91500 zircon crystal // *Geostand. Geoanal. Res.* 2004. V. 28. P. 9–39.
- Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E.* Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.* 2014. V. 93. P. 158–179.

Рецензенты А.Б. Котов,
Н.Б. Кузнецов, А.К. Худолей

**Frequency of Endogenous Events in Western Transbaikalia
and Northern Mongolia (Eastern Segment of the Central Asian Orogenic Belt)
According to U–Pb Dating of Detrital Zircon Grains from Modern Fluvial Deposits**

A. A. Tsygankov^{a, #}, V. B. Khubanov^a, G. N. Burmakina^a, and M. D. Buyantuev^a

^a *Dobretsov Geological Institute, SB RAS, Ulan-Ude, Russia*

[#] *e-mail: tsygan@ginst.ru*

Based on the correlation of U–Pb isotopic age of detrital zircon grains from modern fluvial deposits of the largest rivers of Western Transbaikalia and Northern Mongolia and U–Pb isotopic ages of bedrock of the Mongol-Transbaikal sector of the Central Asian Orogenic Belt, five main stages of formation and processing of the continental crust are identified in the region: (1) the Neoarchean–Paleoproterozoic stage (2.7–1.7 Ga), corresponding to the global crust-forming processes of the Precambrian cratons' basement formation; (2) the Neoproterozoic (early and late Baikal) and (3) the Early Paleozoic (Caledonian) stages reflecting the processes of formation of juvenile crust through island-arc magmatism and accretion of island arcs, which led to the formation of folded structures of the southern margin of the Siberian craton; (4) the Late Paleozoic and (5) Early-Middle Mesozoic stages reflecting the processing of the Early Precambrian and Caledonian crust through intraplate magmatism and rifting. It is shown that the peak values of the probability density distribution curve of the detrital zircon grains' age depend on various, often unrelated factors, such as the absolute age of the rock, the area of the eroded surface, the amount of zircon in rocks of different composition, the distance of transport, etc., therefore, the statistics of age distribution cannot be considered as an indicator of the intensity of endogenous events. The absence of Cenozoic grains of detrital zircon in the fluvial deposits of the region where basalt volcanism of this time is widely manifested (Mongolia, Baikal region) indicates that endogenous events, which are mainly expressed in basalts, are not manifested in the "zircon chronicle".

Keywords: fluvial deposits, crust-forming processes, granitoid magmatism, continental crust, stages of formation