

УДК 552.14:550.93:551.71/.72

## РАЗДЕЛЕНИЕ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ХАРГИТУЙСКОЙ СВИТЫ САРМИНСКОЙ СЕРИИ (АКИТКАНСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС, СИБИРСКИЙ КРАТОН) НА РАЗНОВОЗРАСТНЫЕ ТОЛЩИ НА ОСНОВАНИИ РЕЗУЛЬТАТОВ U–Pb-ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА ЦИРКОНА

© 2024 г. У. С. Ефремова\*, Т. В. Донская, член-корреспондент РАН Д. П. Гладкочуб, А. М. Мазукабзов, А. В. Иванов, Н. В. Брянский

Поступило 04.03.2024 г.

После доработки 18.03.2024 г.

Принято к публикации 26.03.2024 г.

Проведены U–Pb (LA-ICP-MS)-геохронологические исследования детритового циркона из пород раннепротерозойской харгитуйской свиты сарминской серии, распространённой в центральной части Байкальского выступа фундамента Сибирской платформы и входящей в структуру Сарминской зоны Аkitканского орогенного пояса. Установлено, что в состав харгитуйской свиты были объединены породы, сформированные на разных временных интервалах: <2.7, 2.15–1.95 и <1.7 млрд лет. Показано, что мезо- и неогархейские возрастны пики (2.7–3.1 млрд лет) характерны для циркона из лейкократовых гнейсов, что указывает на формирование протолитов гнейсов после 2.7 млрд лет за счёт разрушения архейских гранитоидов Сарминской зоны Аkitканского орогенного пояса и магматических пород фундамента Анабарского супертеррейна Сибирского кратона. Временной интервал 2.15–1.95 млрд лет отвечает накоплению протолитов слюдиисто-кварцевых сланцев, что обосновывается возрастом наиболее молодых зёрен циркона – 2150 млн лет и возрастом метаморфизма этих пород – 1.95 млрд лет. Наличие возрастного пика на отметке 1833 млн лет и более молодых зёрен циркона с возрастными интервалами 1675–1785 млн лет в пробе слюдиисто-кварцевого сланца, отобранного на другом участке выходов пород, относимых к харгитуйской свите, указывает на то, что накопление протолитов этих пород происходило уже после формирования Аkitканского орогенного пояса и Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса. Полученные результаты свидетельствуют о том, что породы, относимые к харгитуйской свите сарминской серии Западного Прибайкалья, нельзя рассматривать в качестве единого стратоподразделения, поскольку их формирование происходило на разных этапах эволюции Аkitканского орогенного пояса. Показано, что на основании новых данных отложения харгитуйской свиты должны быть разделены в разновозрастные комплексы (стратоподразделения), каждый из которых отвечает определённой стадии геологического развития территории.

*Ключевые слова:* детритовый циркон, харгитуйская свита, докембрий, Аkitканский орогенный пояс, Сибирский кратон

DOI: 10.31857/S2686739724070059

### ВВЕДЕНИЕ

Расшифровка сценариев эволюции раннедокембрийских блоков, являющихся составными частями древних кратонов, в том числе и входящих в структуру раннепротерозойских орогенных поясов, является достаточно сложной, но актуальной задачей. Долгое время подобные

палеогеодинамические реконструкции осуществлялись на основании изучения пород метаморфических и магматических комплексов докембрия. Связано это было с тем, что методы оценки возраста этих пород, в том числе U–Pb- и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методы, позволяли получать точные данные о времени проявления основных магматических и метаморфических событий. Ситуация с анализом раннедокембрийских метаморфизованных осадочных комплексов складывалась совершенно иначе. Архейские и

<sup>1</sup>Институт земной коры Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия  
\*E-mail: uefremova@crust.irk.ru

раннепротерозойские осадочные толщи на протяжении их длительного существования, как правило, претерпевали интенсивные и часто неоднократные тектоно-метаморфические преобразования, что зачастую осложняло изучение стратиграфической последовательности, а одним из основных критериев для разделения этих толщ по возрасту была степень метаморфической переработки пород. Благодаря широкому внедрению U–Pb-изотопного анализа циркона методом лазерной абляции на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой (LA-ICP-MS) стало возможным определение возраста источников подобных древних осадочных толщ, что, безусловно, способствует получению новых данных и заполнению пробелов в расшифровке истории эволюции раннедокембрийских блоков древних кратонов и орогенных поясов. Кроме того, детальная U–Pb-оценка возраста циркона в докембрийских метаморфических породах, объединяемых в единое стратиграфическое подразделение на основе сходных тектоно-метаморфических преобразований, позволяет расчленять подобные, сложно построенные, стратоподразделения на отдельные разновозрастные толщи.

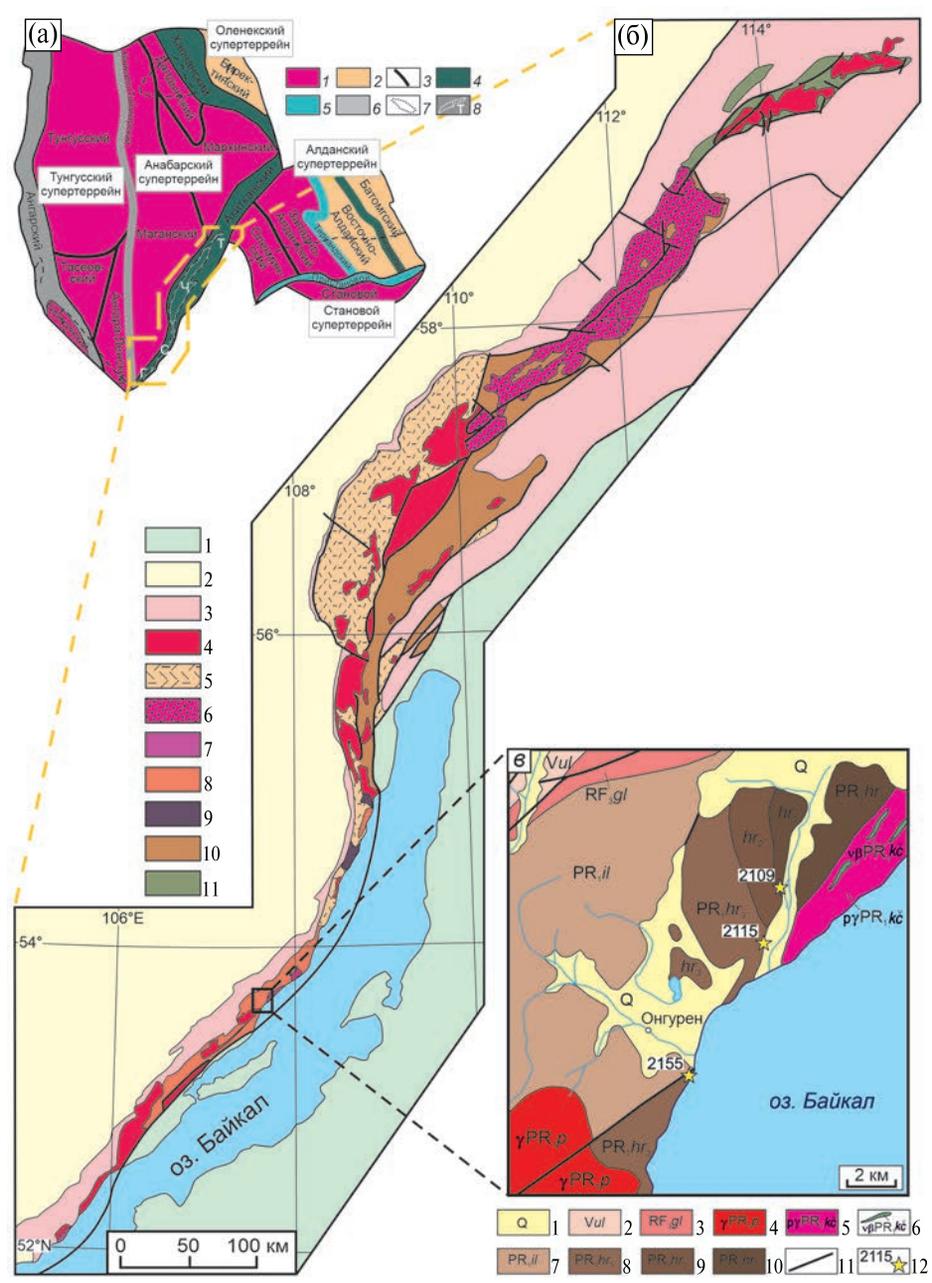
Одним из примеров рассмотренной выше ситуации является южный фланг Сибирского кратона, где широко представлены докембрийские магматические и метаморфические комплексы. Как известно, Сибирский кратон (фундамент Сибирской платформы) был сформирован в раннем протерозое в результате объединения архейских и раннепротерозойских террейнов в единую структуру [1, 2]. Ключевыми элементами структуры Сибирского кратона являются раннепротерозойские орогенные пояса и шовные зоны [1, 3], одним из которых является Аkitканский орогенный пояс, разделяющий Анабарский и Алданский супертеррейны (рис. 1 а) [1, 3]. Аkitканский орогенный пояс представляет собой гетерогенную структуру, в пределах которой выделяются четыре основные региональные тектонические зоны (Голоустенская, Сарминская, Чуйская и Тонодская) (рис. 1 а, б), отличающиеся друг от друга возрастом и составами метаморфических и магматических пород, степенью метаморфической переработки и геодинамическими условиями образования [3]. Объединение этих пород в единую структуру и, соответственно, формирование Аkitканского орогенного пояса имело место на интервале 1.95–2.00 млрд лет [3, 4], а его дальнейшая эволюция маркируется внедрением магматических пород Южно-Сибирского постколлизийного магматического

пояса с возрастом 1.84–1.88 млрд лет [5]. Практически на протяжении всей истории изучения Аkitканского орогенного пояса выводы об эволюции этого пояса были сделаны лишь на основе данных по времени проявления основных магматических и метаморфических событий [3]. В то же время в каждой зоне Аkitканского пояса выделяются стратоподразделения, объединяющие в своем строении метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные толщи (рис. 1 б). По мнению авторов, именно детальное изучение пород этих стратоподразделений позволит восполнить пробелы в расшифровке истории эволюции отдельных докембрийских блоков, вовлечённых в структуру Аkitканского орогенного пояса.

Основной задачей проведённого исследования явилось определение возраста детритового циркона из метаморфических пород харгитуйской свиты сарминской серии, широко распространённых в центральной части Байкальского выступа фундамента Сибирской платформы и входящих в структуру Сарминской зоны Аkitканского орогенного пояса. Выбор пород харгитуйской свиты для исследования был обусловлен тем фактом, что они претерпели интенсивную метаморфическую переработку от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций, на основании чего были отнесены к наиболее древним осадочным образованиям на рассматриваемой территории. Целью исследования стало определение возраста протолитов метаморфических пород харгитуйской свиты для расшифровки ранних этапов становления и эволюции Аkitканского орогенного пояса в южной части Сибирского кратона.

## КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Сарминская зона Аkitканского орогенного пояса сложена архейскими и раннепротерозойскими магматическими и метаморфическими породами, наиболее древними из которых являются гранитоиды тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии с возрастом  $2884 \pm 12$  млн лет [6], распространённые в её северной части. Максимальное распространение в пределах зоны имеют раннепротерозойские метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы сарминской серии, которая на основании данных геологического картирования подразделяется на нижнюю харгитуйскую и верхнюю иликтинскую свиты (рис. 1 в) [7]. Раннепротерозойский возраст пород сарминской серии обосновывался возрастом прорывающих



**Рис. 1.** Тектоническая схема Сибирского кратона [3] (а), схема геологического строения Аkitканского орогенного пояса (б) и схема геологического строения участка исследования (в) (модифицированные по [5, 10]). (а): 1 – архейские террейны; 2 – палеопротерозойские террейны; 3 – архейские шовные зоны; 4–6 – орогенные пояса и коллизионные зоны с возрастом: 4 – 1.95–2.00 млрд лет, 5 – 1.90–1.95 млрд лет, 6 – 1.87–1.90 млрд лет; 7 – выходы фундамента; 8 – контуры региональных тектонических зон, объединённых в Аkitканский орогенный пояс: Г – Голоустенской, С – Сарминской, Ч – Чуйской, Т – Тонодской. (б) 1 – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 2–11 – Сибирский кратон: 2 – фанерозойский осадочный чехол; 3 – вендские – рифейские осадочные толщи; 4–5 – раннепротерозойские (1.84–1.88 млрд лет) породы Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса: 4 – гранитоиды, 5 – вулканогенно-осадочные породы; 6 – раннепротерозойские (1.90–2.02 млрд лет) гранитоиды; 7 – метаморфические породы Голоустенской зоны; 8 – метаморфические породы Сарминской зоны; 9 – архейские гранитоиды Сарминской зоны; 10 – метаморфические породы Чуйской зоны, 11 – метаморфические породы Тонодской зоны. (в) 1 – четвертичные отложения; 2 – улунтуйская свита; 3 – голоустенская свита; 4 – гранитоиды приморского комплекса; 5 – гранитоиды кочериковского комплекса; 6 – габбродолериты кочериковского комплекса; 7 – иликтинская свита; 8–10 – харгитуйская свита: 8 – верхняя подсвита (кварциты, кварцево-сланцевые сланцы), 9 – средняя подсвита (сланцы, слюдяные кварциты и метариолиты), 10 – нижняя подсвита (биотитовые, роговообманково-биотитовые, двуслюдяные гнейсы и метариолиты); 11 – разломы; 12 – точки отбора проб и их номера.

её гранитоидов кочериковского комплекса (1.91 млрд лет [8]) и гранитоидов приморского комплекса (1.86 млрд лет [9]), входящих в состав Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса (1.84–1.88 млрд лет [5]).

Породы харгитуйской свиты (нижняя свита сарминской серии) протягиваются в виде узкой полосы от водораздела рек Анги и Бугульдейки на юге до пос. Онгурен на севере. Согласно данным геологического картирования [7, 10], разрез харгитуйской свиты включает в себя три подсвиты. Нижняя подсвита общей мощностью от 300–500 до 800 м сложена биотитовыми, роговообманково-биотитовыми, двуслюдяными гнейсами и метариолитами, переслаивающимися между собой. Средняя подсвита мощностью 200–1370 м представлена сланцами, слюдистыми кварцитами и метариолитами. Верхняя подсвита сложена кварцитами с прослоями кварцево-слюдистых сланцев общей мощностью от 400–600 м до 700–795 м (рис. 1 в). Породы свиты метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. Для пород харгитуйской свиты характерны преимущественно тектонические контакты как с гранитоидами кочериковского и приморского комплексов, так и с отложениями вышележащей иликтинской свиты [7]. В.Б. Савельевой с соавторами [4] по слюдино-кварцевому сланцу харгитуйской свиты, отобранному в правом борту р. Элигей,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом по мусковиту был установлен возраст метаморфизма, соответствующий  $1948 \pm 8$  млн лет. Поскольку породы харгитуйской свиты протягиваются вдоль зоны раннепалеозойского коллизийного шва, отделяющего породы фундамента Сибирской платформы от раннепалеозойского Ольхонского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса, они также были активно вовлечены в раннепалеозойские тектоно-метаморфические преобразования.

Иликтинская свита (верхняя свита сарминской серии [7]) представлена преимущественно незрелыми плохо сортированными осадочными породами, главным образом, песчаниками и сланцами. В отличие от харгитуйской свиты породы иликтинской свиты не подвержены региональным метаморфическим преобразованиям, что указывает на то, что они накапливались после завершения раннепротерозойских тектоно-метаморфических событий, связанных со становлением Аkitканского орогенного пояса, а вторичные изменения в породах этой свиты являются отражением раннепалеозойской коллизии. Время накопления осадочных пород

иликтинской свиты оценивается в узком диапазоне 1.91–1.95 млрд лет [11].

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Породы харгитуйской свиты были изучены на трёх участках (точки наблюдения № 2109, 2115 и 2155 на рис. 1 в). С целью оценки возраста циркона из пород харгитуйской свиты были отобраны три геохронологические пробы из нижней и верхней подсвит на небольшой территории вблизи пос. Онгурен (рис. 1 в). Из каждой пробы было выделено более 100 зёрен детритового циркона без разбора по размеру и морфологии, которые были погружены в шайбу стандартного размера. U–Pb-изотопный анализ циркона проводился методом LA-ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900 (“Agilent Technologies Inc.”, США) с эксимерным лазером Analyte Excite и ячейкой двойного объёма HelEx II в центре коллективного пользования “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН. Лазерная абляция проводилась пучком лазера диаметром 35 мкм. Цикл измерения состоял из 20 с – фон, 40 с – накопление сигнала, 30 с – продувка перед следующим циклом. Для калибровки использовался стандартный циркон 91500, имеющий возраст  $1065.4 \pm 0.6$  млн лет [12]. Цирконовые стандарты Plešovice ( $337.13 \pm 0.37$  млн лет [13]) и R33 ( $419.96 \pm 0.15$  млн лет [14]) использовались для контроля качества данных. В ходе исследований для цирконовых стандартов были получены следующие значения: Plešovice –  $338 \pm 1$  млн лет, R33 –  $422 \pm 3$  млн лет. Обработка выполненных измерений проводилась в программах Iolite 4.0 [15], Dezirteer [16] и Isoplot [17]. В интерпретации учитывались только оценки возраста, дискордантность которых не превышает 10%. Гistogramмы и кривые относительной вероятности построены по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -значениям возраста с ошибкой  $1\sigma$ .

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Породы нижней подсвиты харгитуйской свиты были изучены в правом борту р. Элигей, где они представлены лейкократовыми гнейсами (рис. 1 в). Эти породы имеют гранобластовую структуру и ориентированную текстуру. Основными минералами, слагающими гнейсы, являются плагиоклаз (34–38%), кварц (24–29%) и калиевый полевой шпат (7–14%), в небольших количествах присутствует амфибол и биотит. Среди вторичных минералов выделяются хлорит, серицит и эпидот. В качестве аксессуарного

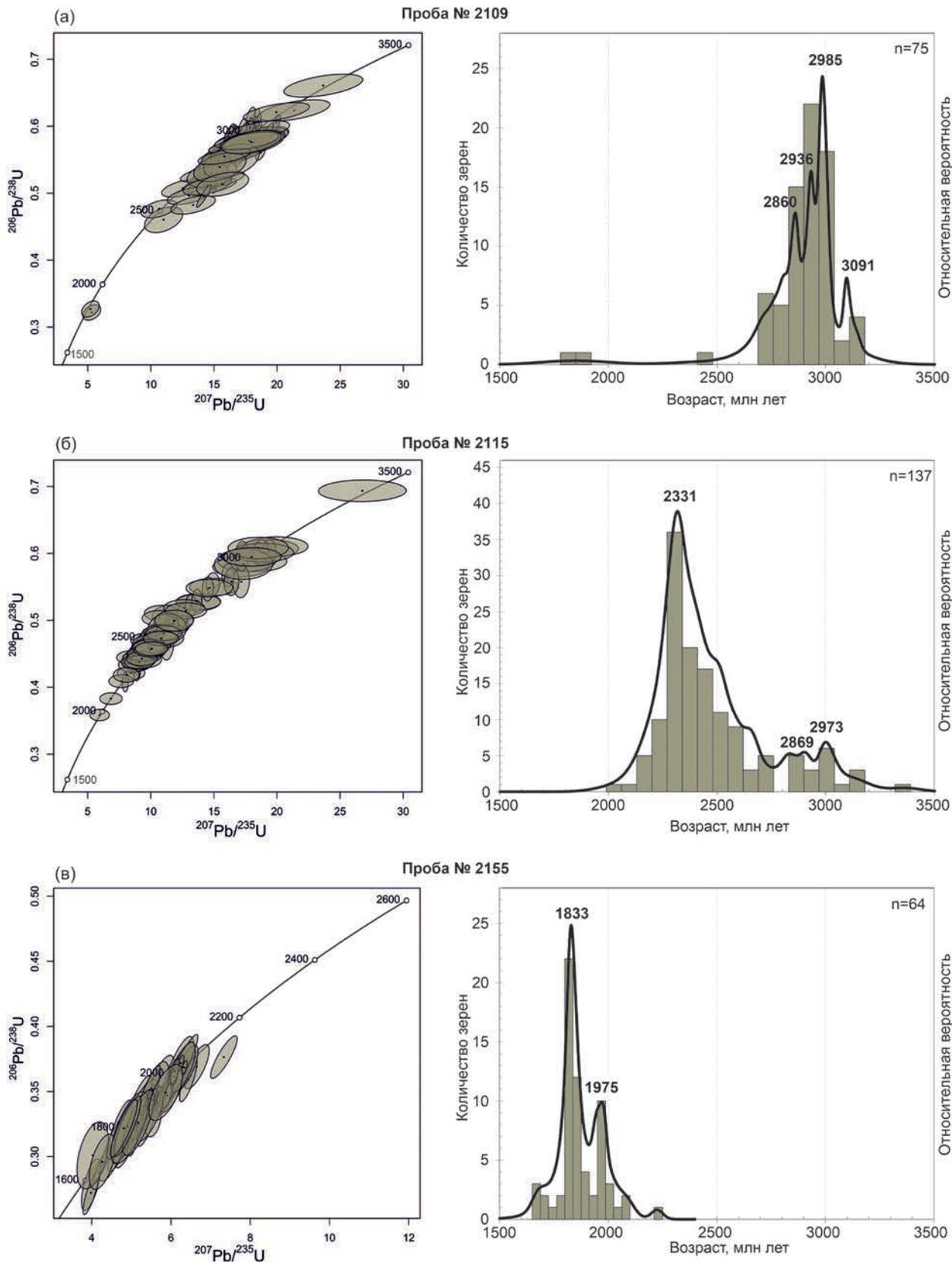


Рис. 2. Диаграммы с конкордиями (слева) и гистограммы и кривые относительной вероятности (справа) U–Pb-возраста детритового циркона из пород харгитуйской свиты: (а) – проба 2109, (б) – проба 2115, (в) – проба 2155.

минерала встречается циркон. Проба лейкократового гнейса № 2109 была отобрана для геохронологических исследований. Из этой пробы было выделено 116 зёрен детритового циркона, для 75 из которых получены значения возраста с дискордантностью <10%. Большая часть полученных значений формируют основной пик на отметке 2985 млн лет, менее значимые пики формируются на отметках 2860, 2936 и 3091 млн лет (рис. 2 а). Также выделяется группа более молодых зёрен циркона (11 зёрен), возрасты которых соответствуют интервалу 2695–2805 млн лет. Единичные зёрна, имеющие протерозойский возраст, в интерпретации не участвовали, так как они не формируют значимых пиков. Цирконы возрастом около 2860 млн лет представлены коротко- и длиннопризматическими субидиоморфными зёрнами, как правило, полуокатанными с осцилляторной зональностью. Цирконы, возраст которых соответствует возрастным отметкам 2936 и 2985 млн лет, также характеризуются коротко- и длиннопризматическим субидиоморфным обликом, как правило, полуокатанными, в некоторых зёрнах отмечаются метаморфические каймы. Группа наиболее древних цирконов с возрастом около 3090 млн лет представлена преимущественно обломками или короткопризматическими субидиоморфными слабо- или полуокатанными зёрнами, в которых отмечается преимущественно осцилляторная зональность, реже встречаются незональные зёрна циркона. В единичных зёрнах отмечаются метаморфические каймы.

Породы верхней подсвиты харгитуйской свиты были исследованы на двух участках (точки наблюдения № 2115 и 2155) (рис. 1 в). Первый участок (точка наблюдения № 2115) расположен в правом борту р. Элигей в 2.5 км к югу от точки наблюдения № 2109 и сложен преимущественно кварцитами и слюдисто-кварцевыми сланцами. Главными породообразующими минералами кварцитов и сланцев являются кварц (75–85%) и слюды, среди которых встречаются мусковит (1–6%), хлорит (4–12%), биотит (2–10%), также присутствуют единичные зёрна плагиоклаза. В качестве аксессуарного минерала присутствует циркон. На этом участке была отобрана проба слюдисто-кварцевого сланца № 2115 для геохронологических исследований. Необходимо отметить, что проба № 2115 была отобрана из того же обнажения, для пород которого В.Б. Савельевой с соавторами [10] был получен возраст метаморфизма 1.95 млрд лет. В слюдисто-кварцевом сланце № 2115 было проанализировано 147 зёрен детритового циркона, для 137

зёрен были получены значения возраста с дискордантностью <10%. Основной возрастной пик формируется на отметке 2331 млн лет, также отмечаются более мелкие пики на отметках 2869 и 2973 млн лет (рис. 2 б). Более молодые значимые возрастные группы зёрен циркона соответствуют отметкам 2150 млн лет (5 зёрен) и 2220 млн лет (10 зёрен). Цирконы возрастом около 2330 млн лет в основном представлены обломками или короткопризматическими, субидиоморфными, полуокатанными зёрнами, для них характерно или отсутствие зональности, или слабо выраженная осцилляторная зональность, в большинстве зёрен циркона присутствуют каймы. Зёрна циркона с возрастом, близким к 2870 млн лет, представлены обломками, реже короткопризматическими субидиоморфными полуокатанными зёрнами, для которых характерно наличие осцилляторной зональности. Цирконы с возрастом 2970 млн лет представлены обломками с неясной зональностью или её отсутствием, в некоторых зёрнах отмечаются метаморфические каймы.

На побережье оз. Байкал к юго-востоку от пос. Онгурен были изучены породы, относимые к верхней подсвите харгитуйской свиты (рис. 1 в). На этом участке, также как на предыдущем, отмечаются слюдисто-кварцевые сланцы с содержаниями кварца 76–80%, мусковита 11–15% и хлорита до 3%. Для геохронологических исследований здесь была отобрана проба слюдисто-кварцевого сланца № 2155. В этой пробе проанализировано 185 зёрен детритового циркона, 65 из которых показали значения возраста с дискордантностью <10%. Основной возрастной пик фиксируется на отметке 1833 млн лет, а более мелкий пик – на отметке 1975 млн лет, единичные зёрна (7 зёрен) имеют более молодые значения в интервале 1675–1785 млн лет (рис. 2 в). Цирконы возрастом около 1833 млн лет представлены преимущественно в виде обломков с хорошо выраженной осцилляторной зональностью. Цирконы, имеющие возраст около 1975 млн лет, также представлены в основном обломками зёрен, реже – короткопризматическими субидиоморфными полуокатанными зёрнами с осцилляторной зональностью.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведённые исследования показали, что три проанализированные породы, относимые к единой харгитуйской свите сарминской серии, имеют абсолютно разные спектры возраста детритового циркона.

Детритовые цирконы из лейкократовых гнейсов, отобранных из нижней подствиты харгитуйской свиты, обнаружили мезо- и неоархейские оценки возраста. Основные возрастны пики, полученные для этих зёрен циркона (2860, 2936, 2985 и 3091 млн лет), близки возрасту пород из кернов глубоких скважин Анабарского супертеррейна [18], а также известных в северной части Сарминской зоны Аkitканского орогенного пояса гранитоидов ТТГ-серии с возрастом  $2884 \pm 12$  млн лет [6]. Наиболее молодые полученные значения возраста детритового циркона в интервале 2695–2805 млн лет также соответствуют возрасту магматических пород фундамента Анабарского супертеррейна [18]. Совокупность полученных данных указывает, что все вышеперечисленные породы могли представлять собой основные источники терригенного материала при накоплении протолитов лейкократовых гнейсов, которое началось после временной отметки в 2.7 млрд лет.

Слюдисто-кварцевые сланцы верхней подствиты харгитуйской свиты, отобранные в правом борту р. Элигей, обнаружили раннепротерозойский пик на отметке 2331 млн лет, который не имеет известных возрастных аналогов среди магматических пород как Аkitканского орогенного пояса, так и всей южной части Сибирского кратона, поскольку временной интервал 2.2–2.4 млрд лет, в целом, считается практически полностью амагматичным для Сибирского кратона [3], и предполагаемые источники терригенного материала с близким возрастом в настоящий момент неизвестны. Для зёрен циркона с возрастом около 2220 млн лет также отсутствуют доказанные потенциальные источники сноса. Источниками мезоархейских зёрен (2869 и 2973 млн лет), вероятно, выступали гранитоиды ТТГ-серии Сарминской зоны [6] и магматические породы фундамента Анабарского супертеррейна [18]. Для цирконов с возрастом 2150 млн лет в качестве источников сноса можно рассматривать граниты Хомутского массива Голоустенской зоны с возрастом  $2153 \pm 11$  млн лет [19]. На основании полученных геохронологических данных можно сделать вывод, что накопление протолитов исследуемых слюдисто-кварцевых сланцев началось после временной отметки 2.15 млрд лет и завершилось к отметке 1.95 млрд лет, когда, согласно данным [4], эти породы уже были вовлечены в процессы регионального метаморфизма, связанного со становлением структуры Аkitканского орогенного пояса.

Слюдисто-кварцевые сланцы, отобранные на побережье оз. Байкал, также относимые к верхней подствите харгитуйской свиты, содержат преимущественно зёрна циркона с возрастом около 1833 млн лет. Этот возраст соответствует возрасту пород Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса (1.84–1.88 млрд лет [5]), которые широко распространены в пределах Сарминской зоны и представлены здесь гранитоидами приморского комплекса, что позволяет предполагать, что именно они являлись основными поставщиками терригенного материала при накоплении этих пород. Источниками зёрен циркона, формирующих второй пик на отметке 1975 млн лет, могли быть гранитоиды с возрастом  $1985 \pm 15$  млн лет [19], распространённые в Голоустенской зоне Аkitканского орогенного пояса. В качестве возможных источников цирконовых зёрен с возрастом в диапазоне 1675–1785 млн лет можно предположить магматические породы с возрастом 1.75 млрд лет, распространённые в пределах региона [20]. В целом, полученные геохронологические данные свидетельствуют о том, что породы, из которых была отобрана проба № 2155, нельзя рассматривать в составе раннепротерозойской сарминской серии, поскольку их накопление началось уже после формирования пород Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, внедрение которых происходило на заключительных этапах становления Сибирского кратона, как единой структуры.

Таким образом, полученные данные позволяют сделать вывод о том, что, согласно легенд современных государственных геологических карт, в составе единой харгитуйской свиты сарминской серии объединены породы, сформированные на абсолютно разных временных интервалах (<2.7, 2.15–1.95, <1.7 млрд лет) и, соответственно, на разных этапах эволюции Аkitканского орогенного пояса, что не позволяет рассматривать харгитуйскую свиту в качестве единого стратоподразделения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение новых результатов и ранее опубликованных геохронологических данных о возрасте пород Сарминской зоны Аkitканского орогенного пояса [3, 6] позволяют обосновать основные этапы эволюции этой структуры. На мезоархейском этапе (2.9 млрд лет) были сформированы ТТГ-гранитоиды, которые, вероятно, представляли собой кристаллическое основание Сарминской зоны, являющейся на тот момент отдельным тектоническим блоком,

на котором после временной отметки в 2.7 млрд лет началось накопление протолитов лейкократовых гнейсов. На временном интервале 2.15–1.95 млрд лет в пределах Сарминского блока накапливались зрелые терригенные породы, представленные в составе харгитуйской свиты кварцитами и слюдисто-кварцевыми сланцами. Далее, на ранней стадии становления структуры Сибирского кратона, в результате сочленения Анабарского и Алданского супертерренейов, все вышеперечисленные геологические комплексы были вовлечены в структуру Аkitканского орогенного пояса (1.95–2.00 млрд лет) и на временном интервале 1.84–1.88 млрд лет были интродуцированы магматическими образованиями Южно-Сибирского постколлизиионного магматического пояса на финальной стадии формирования кратона [3, 5]. Образование же слюдисто-кварцевых сланцев, накопление протолитов которых происходило после временного рубежа 1.7 млрд лет, имело место уже после формирования Аkitканского орогенного пояса и завершения процесса становления Сибирского кратона на стадии внутриконтинентального растяжения.

Таким образом, U–Pb-анализ возраста зёрен детритового циркона методом LA-ICP-MS, отобранного из наиболее древних метаосадочных пород, известных в пределах Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона, позволил разделить метаморфизованные образования, объединённые в единую харгитуйскую свиту, в три разновозрастные толщи (<2.7, 2.15–1.95, <1.7 млрд лет) и поставить вопрос об их идентификации в качестве отдельных стратиграфических подразделений, или метаморфических комплексов, на Государственных геологических картах нового поколения.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 23-17-00196, <https://rscf.ru/project/23-17-00196/>

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Розен О. М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
2. Gladkochub D., Pisarevsky S., Donskaya T., Natopov L., Mazukabzov A., Stanevich A., Sklyarov E. Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis. // Episodes. 2006. V. 29. № 3. P. 169–174.
3. Donskaya T. V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research. 2020. V. 348. № 1. 105869.
4. Савельева В. Б., Данилова Ю. В., Шуმიлова Т. Г., Иванов А. В., Данилов Б. С., Базарова Е. П. Эпигенетическая графитизация в фундаменте Сибирского кратона – свидетельство миграции обогащенных углеводородами флюидов в палеопротерозое // ДАН. 2019. Т. 486, № 2. С. 217–222.
5. Donskaya T. V., Gladkochub D. P. Post-collisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the southern Siberian Craton: An overview // Precambrian Research. 2021. V. 367. № 3. 106447.
6. Donskaya T. V., Gladkochub D. P., Pisarevsky S. A., Poller U., Mazukabzov A. M., Bayanova T. B. Discovery of Archaean crust within the Akitkan orogenic belt of the Siberian craton: New insight into its architecture and history // Precambrian Research. 2009. V. 170. P. 61–72.
7. Галимова Т. Ф., Пермьяков С. А., Бобровский В. Т., Пашкова А. Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист N-48-Иркутск. Объяснительная записка. 2009. 490 с.
8. Бибилова Е. В., Кориковский С. П., Киринова Т. И., Сумин Л. В., Аракелянц М. М., Федоровский В. С., Петрова З. И. Определение возраста пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса изотопно-геохронологическими методами // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза / Ред. Ю. А. Шуколюков. М.: Наука, 1987. С. 154–164.
9. Донская Т. В., Бибилова Е. В., Мазукабзов А. М., Козаков И. К., Gladkochub D. П., Киринова Т. И., Плоткина Ю. В., Резницкий Л. З. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 10. С. 1006–1016.
10. Мац В. Д., Аносов В. С., Дунская Н. К. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист N-48-XXIV. Объяснительная записка. 1961. 79 с.
11. Ефремова У. С., Донская Т. В., Gladkochub D. П., Мазукабзов А. М., Иванов А. В., Брянский Н. В. Раннепротерозойские отложения иликтинской свиты как индикаторы эволюции Аkitканского орогенного пояса (юг Сибирского кратона) // Геология и Геофизика. 2024. Т. 65. (в печати).
12. Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W. L., Meier M., Oberli F., von Quadt, A., Roddick J. C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostandard Newsletter. 1995. V. 19. № 1. P. 1–23.
13. 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.* Plešovice zircon – A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. V. 249. P. 1–35.
14. *Black L. P., Kamo S. L., Allen C. M., Davis D. W., Aleinikoff J. N., Valley J. W., Mundil R., Campbell I. H., Korsch R. J., Williams I. S., Foudoulis C.* Improved  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID–TIMS, ELA–ICP–MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chemical Geology.* 2004. V. 205. № 1–2. P. 115–140.
  15. *Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J.* Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry.* 2011. V. 26. P. 2508–2518.
  16. *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(S02). 120437.
  17. *Ludwig K. R.* User’s manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Sp. Publ., 2012. № 5. 75 p.
  18. *Ларичев А. И., Видик С. В., Сергеев С. А., Осадчий И. В.* Петрографическая характеристика и возраст пород Алдано-Анабарского блока фундамента Сибирской платформы по данным изучения керн глубоких скважин // *Региональная геология и металлогения.* 2022. № 92. С. 28–40.
  19. *Донская Т. В., Гладкочуб Д. П., Мазукабзов А. М., Лепехина Е. Н.* Возраст и источники палеопротерозойских дометаморфических гранитоидов Голоустанского блока Сибирского кратона: геодинамические следствия // *Петрология.* 2016. Т. 24. № 6. С. 587–606.
  20. *Гладкочуб Д. П., Донская Т. В., Эрнст Р. Е., Седерлунд У., Мазукабзов А. М., Шохонова М. Н.* Расширение ареала Тимптонской крупной магматической провинции (~1.75 млрд лет) Сибирского кратона // *Геодинамика и тектонофизика.* 2019. Т. 10. № 4. С. 829–839.

## DIVISION OF THE EARLY PROTEOZOIC KHARGITUY FORMATION OF THE SARMA GROUP (AKITKAN OROGENIC BELT, SIBERIAN CRATON) INTO DIFFERENT AGE SEQUENCES BASED ON THE RESULTS OF U–Pb ISOTOPIC ANALYSIS OF ZIRCON

**U. S. Efremova<sup>#</sup>, T. V. Donskaya, Corresponding Member of the RAS D. P. Gladkochub, A. M. Mazukabzov, A. V. Ivanov, N. V. Bryansky**

*Institute of the Earth’s Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: uefremova@crust.irk.ru*

U–Pb (LA-ICP-MS) geochronological studies of detrital zircon from rocks of the Early Proterozoic Khargituy Formation of the Sarma Group, distributed in the central part of the Baikal uplift of the basement of the Siberian craton and included in the structure of the Sarma zone of the Akitkan orogenic belt, were carried out. It was established that the Khargituy Formation included rocks formed at different time intervals: <2.7, 2.15–1.95 and <1.7 Ga. It is shown that Meso- and Neoproterozoic age peaks (2.7–3.1 Ga) are characteristic of zircon from leucocratic gneisses, which indicates the formation of gneiss protoliths after 2.7 Ga due to the destruction of Archean granitoids of the Sarma zone of the Akitkan orogenic belt and igneous rocks of the Anabar superterrane basement of the Siberian craton. The time interval of 2.15–1.95 Ga corresponds to the accumulation of protoliths of mica-quartz schists, which is justified by the age of the youngest zircon grains – 2150 Ma and the age of metamorphism of these rocks – 1.95 Ga. The presence of an age peak at 1833 Ma and younger zircon grains with ages in the range of 1675–1785 Ma in a sample of mica-quartz schist taken from another area of rock outcrops attributed to the Khargituy Formation indicates that the accumulation of protoliths of these rocks occurred after the formation of the Akitkan orogenic belt and the South Siberian postcollisional magmatic belt. The results obtained indicate that the rocks attributed to the Khargituy Formation of the Sarma Group of the Western Baikal region cannot be considered as a single stratounit, since their formation occurred at different stages of the evolution of the Akitkan orogenic belt. Thus, as a result of the research, it was shown that, based on new data, the deposits of the Khargituy Formation should be divided into complexes of different ages (stratounits), each of which corresponds to a certain stage of the geological evolution of the territory.

*Keywords:* detrital zircon, Khargituy Formation, Precambrian, Akitkan orogenic belt, Siberian craton