

ISSN 0869-592X

Том 31, Номер 5

Сентябрь - Октябрь 2023



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



www.sciencejournals.ru



СОДЕРЖАНИЕ

Том 31, номер 5, 2023

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 осадков <i>А. А. Цыганков, В. Б. Хубанов, Г. Н. Бурмакина, М. Д. Буянтуев</i>	3
Источники палеопротерозойских терригенных пород Нижнеханнинской грабен-синклинали западной части Алданского щита по данным U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Nd-изотопных исследований: к вопросу о корреляции отложений Удоканского комплекса <i>В. П. Ковач, Е. В. Адамская, А. Б. Котов, В. И. Березкин, В. Ф. Тимофеев, Н. В. Попов, Ю. В. Плоткина, Т. М. Сковитина, А. М. Федосеенко, Н. Ю. Загорная, Б. М. Гороховский</i>	27
U–Th–Pb возраст детритового циркона из рифейских песчаников Вольно-Оршанского палеопрогиба, Беларусь <i>Т. С. Зайцева, О. Ф. Кузьменкова, А. Б. Кузнецов, В. П. Ковач, Б. М. Гороховский, Ю. В. Плоткина, Е. В. Адамская, А. Г. Лапцевич</i>	42
Среднеуринская ассоциация органостенных микрофоссилий: нижний венд Патомского бассейна Сибири <i>Н. Г. Воробьева, П. Ю. Петров</i>	63
Три генерации бассейнов раннего Туркестанского океана: эдиакарий–силур Южного и Срединного Тянь-Шаня <i>Ю. С. Бискэ</i>	79
Состав и возраст пород областей сноса для ниже-среднекембрийских (?) терригенных отложений ерниченской толщи Аргунского массива, восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса <i>Ю. Н. Смирнова, А. В. Куриленко, В. Б. Хубанов</i>	98
Гемипелагические отложения эмса (джаусские слои, нижний девон) на западе Зеравшанского хребта, Китабский геологический парк, Узбекистан <i>Е. Д. Михайлова, А. Б. Тарасенко</i>	116

ДИСКУССИИ

О современной структуре четвертичной геологической системы <i>Ю. Б. Гладенков, А. С. Тесаков</i>	140
---	-----

CONTENTS

Vol. 31, No. 5, 2023

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 <i>A. A. Tsygankov, V. B. Khubanov, G. N. Burmakina, and M. D. Buyantuev</i>	3
Sources of the Paleoproterozoic Terrigenous Rocks of the Nizhnekhani Graben-Sincline, Western Part of the Aldan Shield on the U–Th–Pb (LA-ICP-MS) Geochronological and Nd Isotopic Studies: To the Question of Correlation of the Udokan Complex Deposits <i>V. P. Kovach, E. V. Adamskaya, A. B. Kotov, B. I. Berezkin, V. F. Timofeev, N. V. Popov, Yu. V. Plotkina, T. M. Skovitina, A. M. Fedoseenko, N. Yu. Zagornaya, and B. M. Gorokhovskiy</i>	27
U–Th–Pb Age of Detrital Zircon from the Riphean Sandstones of the Volyn-Orsha Paleotrough, Belarus <i>T. S. Zaitseva, O. F. Kuzmenkova, A. B. Kuznetsov, V. P. Kovach, B. M. Gorokhovskiy, Yu. V. Plotkina, E. V. Adamskaya, and A. G. Laptsevich</i>	42
Middle Ura Association of Organic-Walled Microfossils: The Lower Vendian of the Patom Basin, Siberia <i>N. G. Vorob'eva and P. Yu. Petrov</i>	63
Three Generations of the Basins of the Early Turkestan Ocean: Ediacaran–Silurian of the Southern and Middle Tien Shan <i>Yu. S. Biske</i>	79
Composition and Age of Sources of the Lower–Middle Cambrian (?) Terrigenous Rocks from The Ernichny Formation in the Argun Massif, Eastern Part of the Central Asian Fold Belt <i>Yu. N. Smirnova, A. V. Kurilenko, and V. B. Khubanov</i>	98
Hemipelagic Deposits of the Emsian (Dzhaus Beds, Lower Devonian) in the West of the Zeravshan Range, Kitab Geological Park, Uzbekistan <i>E. D. Mikhailova and A. B. Tarasenko</i>	116

DISCUSSIONS

On the Current Structure of the Quaternary Geological System <i>Yu. B. Gladenkov and A. S. Tesakov</i>	140
---	-----

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. Добрецово 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:** WIOZII

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 Ангара-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.

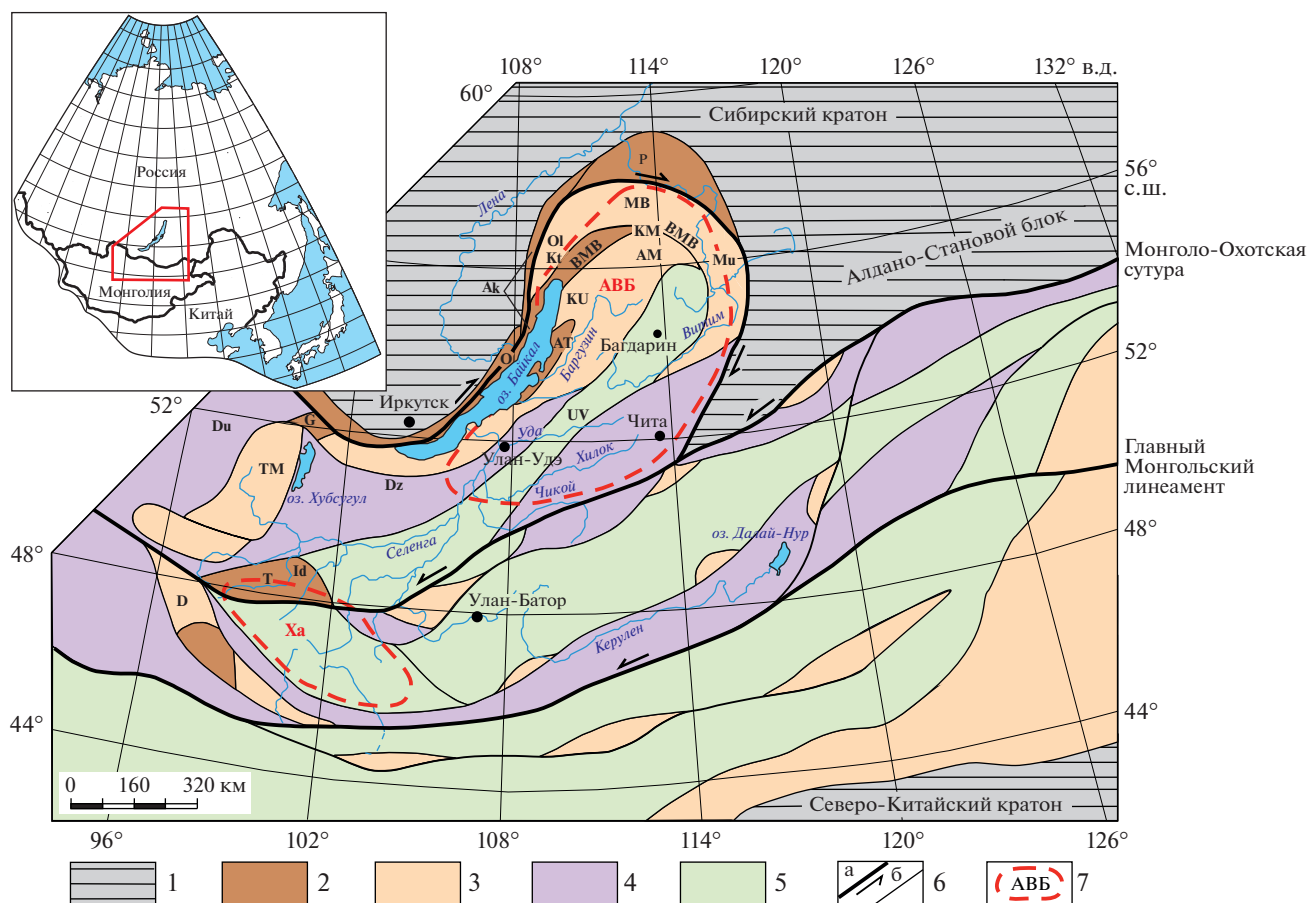


Рис. 1. Схема тектонического строения восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и прилегающих докембрийских кратонов, по (Гордиенко, 2021), с изменениями.

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 Ангаро-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 Ангаро-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. Ангарака (проба “Ангарака”), 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.

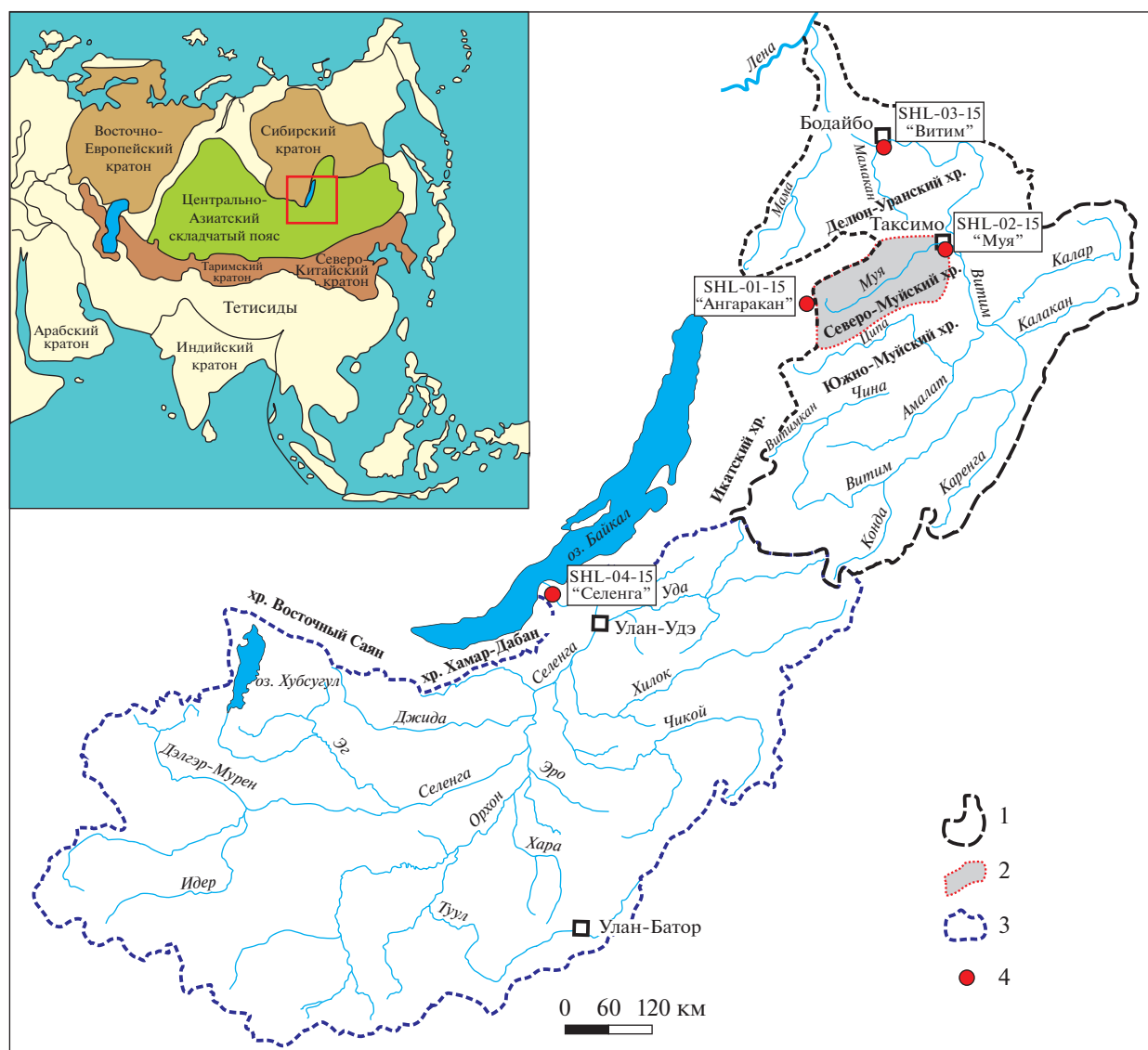


Рис. 2. Водосборные бассейны рек Муя, Витим и Селенга с точками отбора геохронологических проб. На врезе показан район исследований в структуре ЦАСП.

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 “серевого” 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	плагииграниты		
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	Трахиролиты	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, монзониты, 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
	Хэнтэй-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-

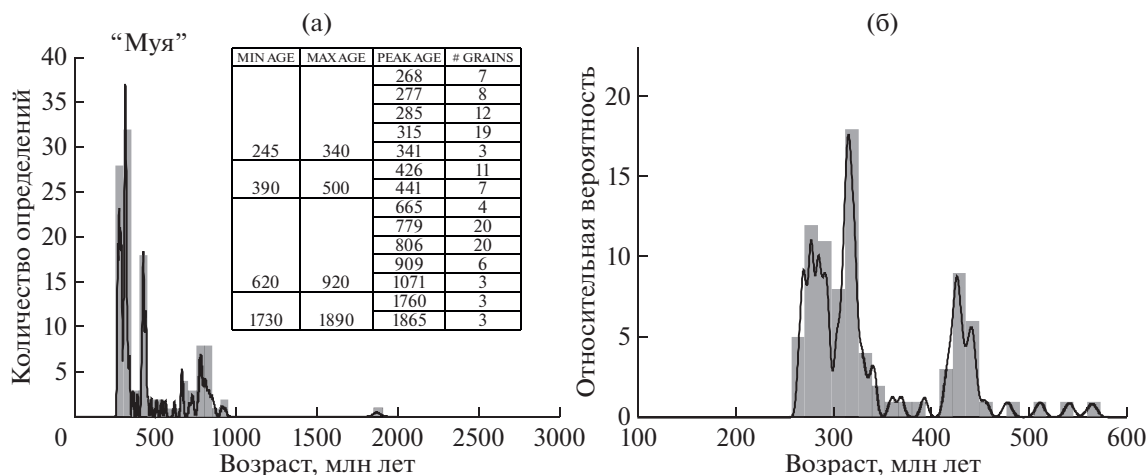


Рис. 3. Графики плотности вероятности и гистограммы распределения возрастов зерен детритового циркона в пробе “Муя”.

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-

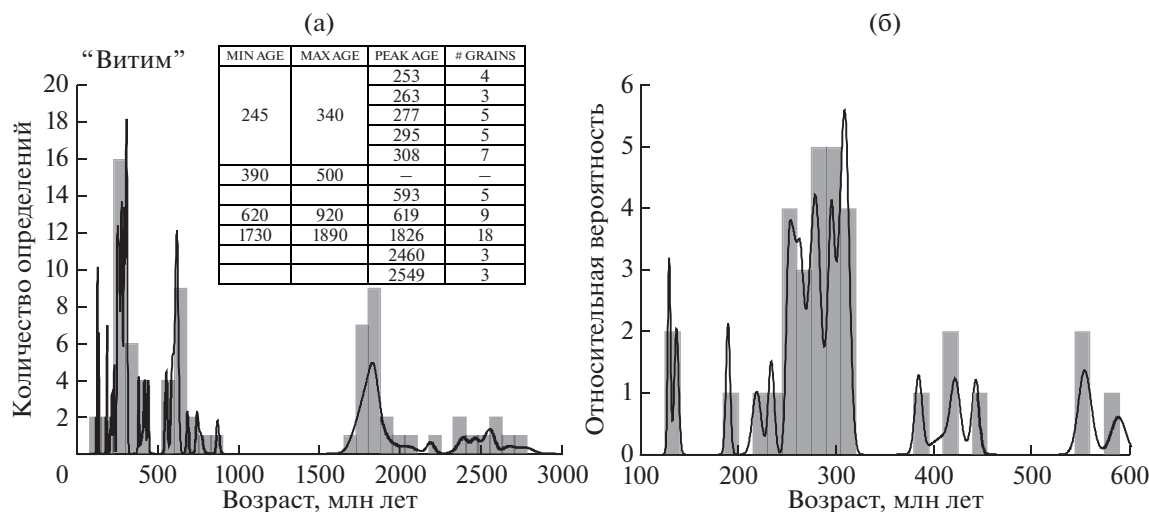


Рис. 4. Графики плотности вероятности и гистограммы распределения возрастов детритового циркона в пробе “Витим”.

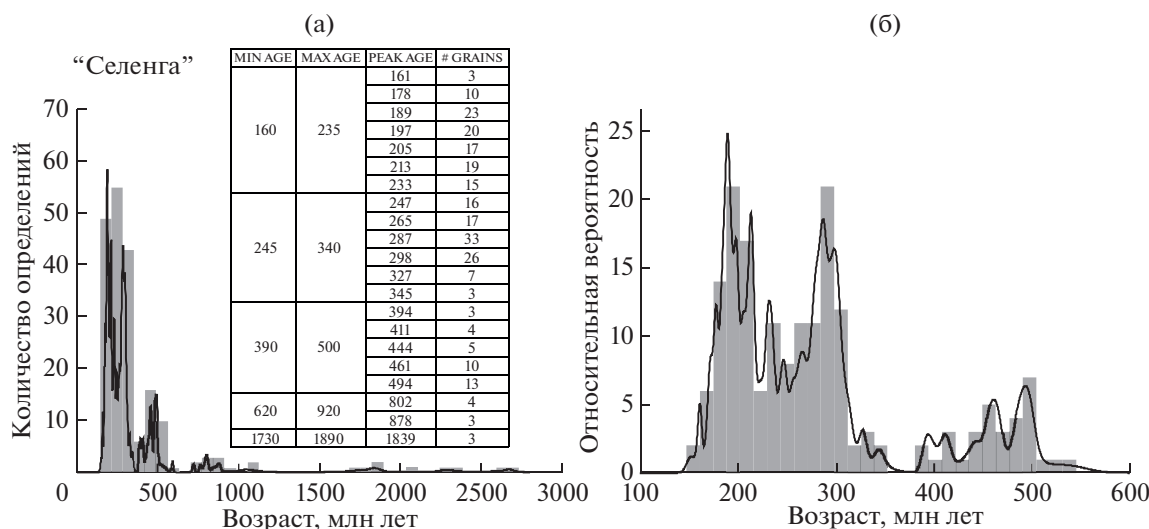


Рис. 5. Графики плотности вероятности и гистограммы распределения возрастов детритового циркона в пробе “Селенга”.

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

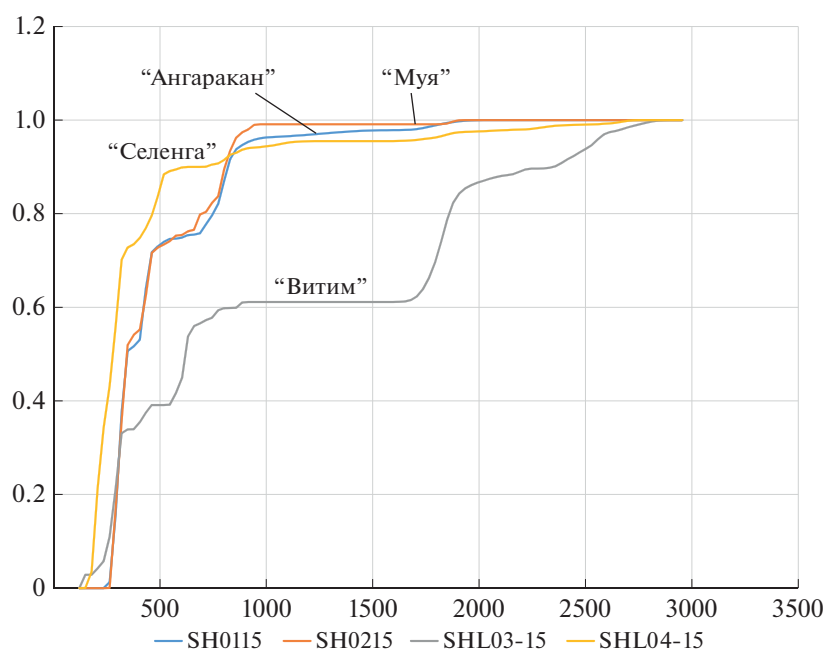


Рис. 6. Графики кумулятивной функции распределения вероятностей. Для сравнения показана проба “Ангаракан” (Хубанов и др., 2021).

пробы детритового циркона из современных аллювиальных осадков Монголо-Байкальского региона значительно отличаются друг от друга (рис. 6). Из этого графика также следует, что проба “Мую”, 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.

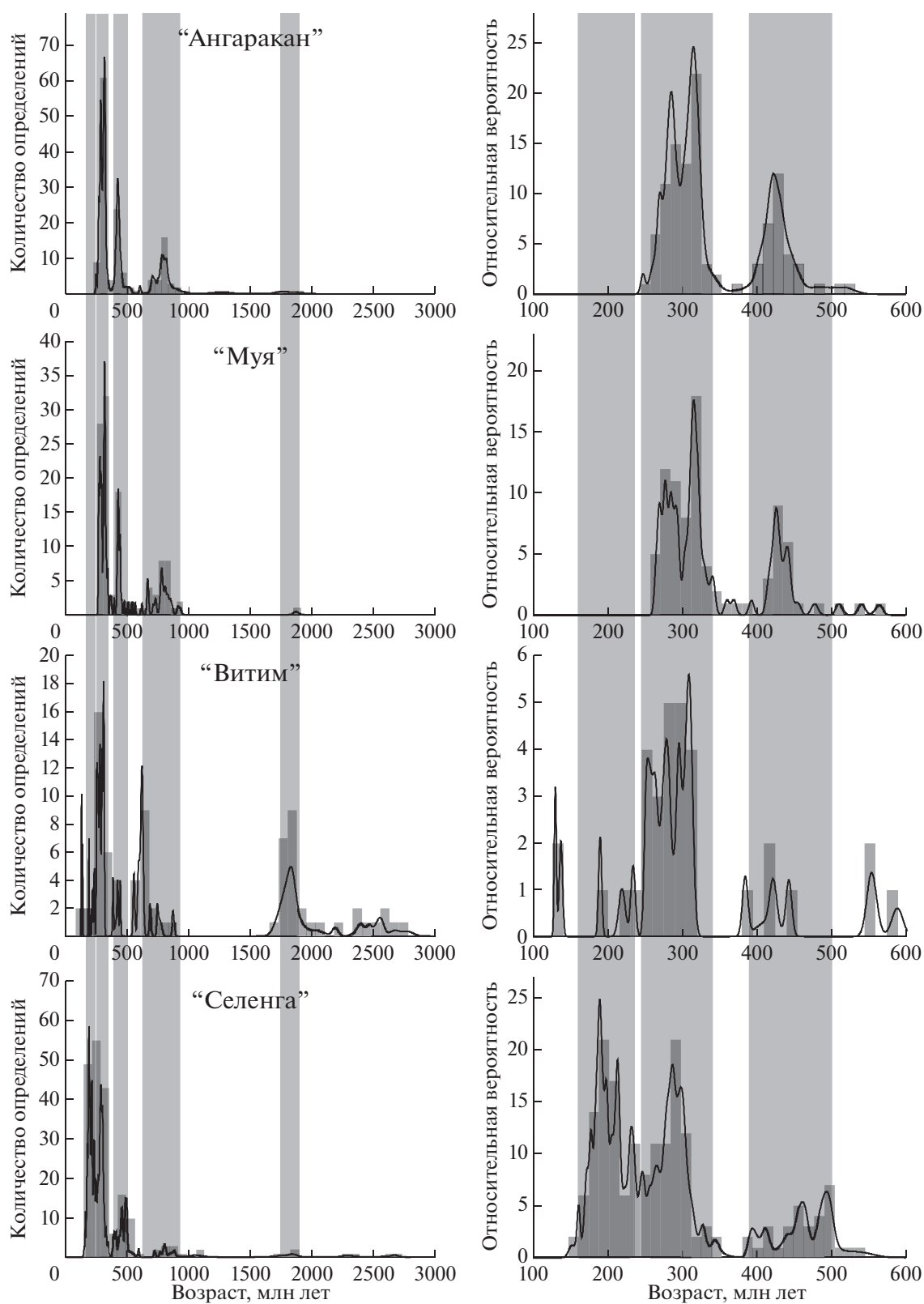


Рис. 7. Корреляция графиков плотности вероятности возрастов зерен детритового циркона из современных аллювиальных отложений Западного Забайкалья и Северной Монголии.

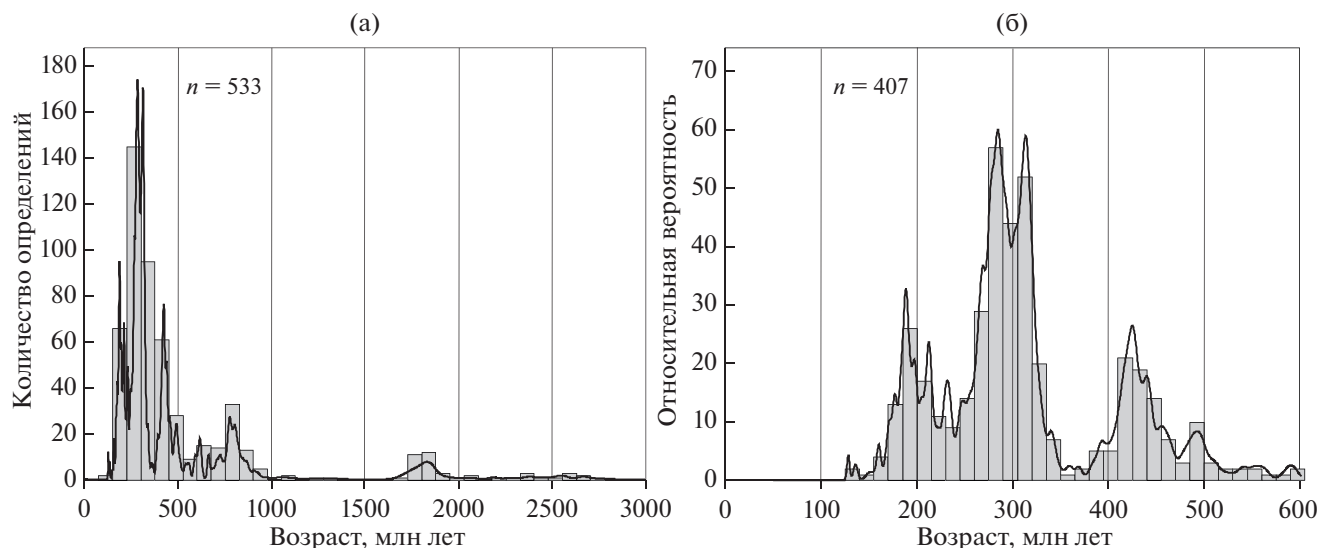


Рис. 8. Общая гистограмма распределения возрастов и графики плотности вероятности детритового циркона из современных аллювиальных отложений Западного Забайкалья и Северной Монголии (Монголо-Забайкальский сектор ЦАСП).

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 возрастами 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-

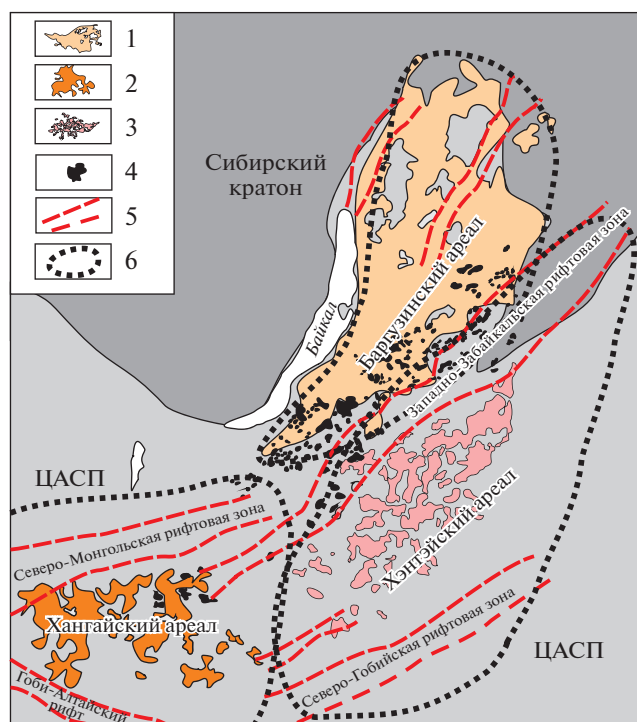


Рис. 9. Схема расположения крупнейших гранитоидных батолитов (магматических ареалов) Центральной Азии (Yarmolyuk et al., 2014).

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 косой 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, Джиды 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 эндербитов 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., Федосеенко 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., Скляр 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., Плотикина 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., Буянттеев 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., Буянттеев 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 micro-continent, 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., Zanzivilevich 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

УДК 550.93:552.4(551.72)

ИСТОЧНИКИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД НИЖНЕХАНИНСКОЙ ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА ПО ДАННЫМ U–Th–Pb (LA-ICP-MS) ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Nd-ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ: К ВОПРОСУ О КОРРЕЛЯЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ УДОКАНСКОГО КОМПЛЕКСА¹

© 2023 г. В. П. Ковач¹, *, Е. В. Адамская¹, А. Б. Котов¹, В. И. Березкин², В. Ф. Тимофеев², Н. В. Попов³, Ю. В. Плоткина¹, Т. М. Сквитина⁴, А. М. Федосеенко¹, Н. Ю. Загорная¹, Б. М. Гороховский¹

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

² Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

³ Институт геологии нефти и газа им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

⁴ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

*e-mail: v.p.kovach@gmail.com

Поступила в редакцию 01.12.2022 г.

После доработки 14.01.2023 г.

Принята к публикации 01.02.2023 г.

Рассматриваются результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритового циркона и Sm–Nd изотопных исследований метатерригенных пород удоканского комплекса Нижнеханнинской грабен-синклинали западной части Алданского щита. На основе полученных данных установлено, что накопление терригенных отложений Нижнеханнинской грабен-синклинали происходило после 2.65 и до 1.9 млрд лет, вероятно на палеопротерозойском этапе развития региона. Источниками обломочного материала являлись магматические и метаморфические породы, формировавшиеся около 2.65, 2.71, 2.82–2.86, 2.99, 3.10–3.21 и, вероятно, 3.26–3.42 млрд лет назад в пределах Чаро-Олекминского геоблока, зоны его сочленения с Западно-Алданским мегаблоком и Курульгинского блока Станового структурного шва. Метатерригенные породы Нижнеханнинской грабен-синклинали формировались за счет коровых источников с палео- и мезоархейскими Nd-модельными возрастными, тогда как для метаосадочных пород Кодаро-Удоканского прогиба установлен значительный вклад палеопротерозойского ювенильного материала. Существенные различия в возрасте и Nd-изотопных характеристиках источников сноса терригенных отложений Нижнеханнинской грабен-синклинали и Кодаро-Удоканского прогиба позволяют предполагать, что их накопление происходило в изолированных бассейнах.

Ключевые слова: удоканский комплекс, Нижнеханнинская грабен-синклиналь, Алданский щит, детритовый циркон, геохронология, Sm–Nd изотопная систематика

DOI: 10.31857/S0869592X23050046, **EDN:** WIJAWV

ВВЕДЕНИЕ

Палеопротерозойские метаосадочные породы удоканского комплекса выполняют обширный Кодаро-Удоканский прогиб и целый ряд более мелких грабен-синклиналей (Нижнеханнинскую, Олдонгсинскую, Угуйскую), расположенных в западной части Алданского щита (рис. 1). Отложения кодарской, чинейской и кеменской серий

удоканского комплекса Удоканской зоны Кодаро-Удоканского прогиба считаются гипостратотипом нижнего протерозоя Восточной Сибири и Дальнего Востока, служат возрастным репером в региональной стратиграфической шкале и вмещают крупнейшее в мире месторождение медистых песчаников (Федоровский, 1972; Государственная..., 2010). Полученные в последние годы геохронологические и Nd-изотопные данные (Подковыров и др., 2006; Ковач и др., 2018а, 2018б; Котов и др., 2018) свидетельствуют о том, что возраст

¹ Дополнительные материалы для этой статьи (ESM) доступны по DOI 10.31857/S0869592X23050046.

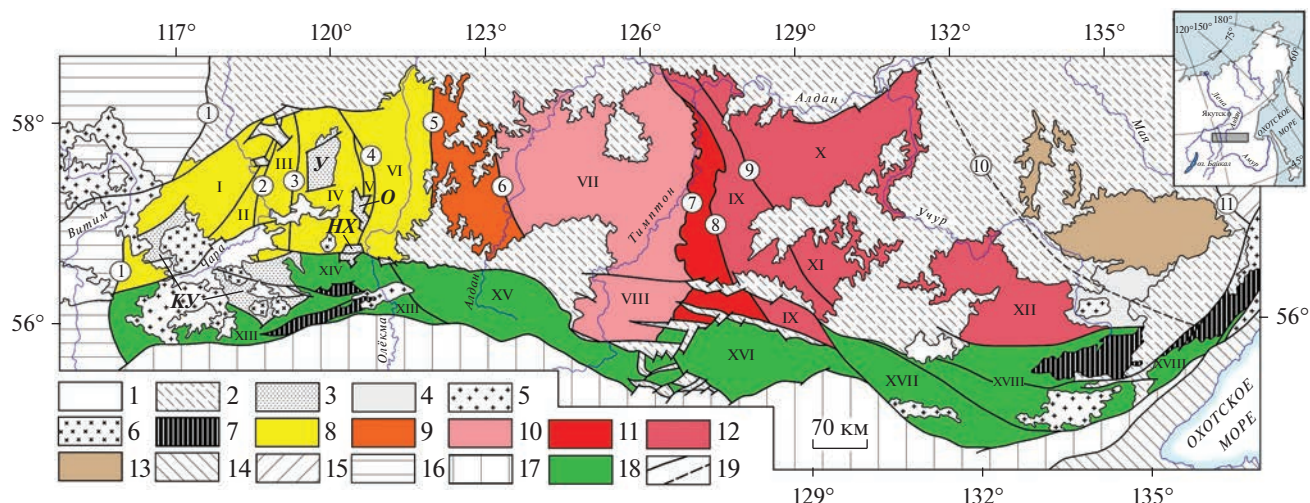


Рис. 1. Схема блокового строения Алданского щита и зоны его сочленения с Джугджуро-Становой складчатой областью (Котов, 2003).

1 – кайнозойские отложения; 2 – мезозойские, палеозойские и верхнепротерозойские платформенные отложения; 3 – удоканский комплекс; 4 – вулканский комплекс; 5 – фанерозойские гранитоиды; 6 – гранитоиды кодарского комплекса; 7 – анортозиты; 8–13 – Алданский щит: 8 – Чаро-Олекминский геоблок, 9 – зона сочленения Чаро-Олекминского и Алданского геоблоков, 10 – Западно-Алданский мегаблок Алданского геоблока, 11 – зона сочленения Западно- и Восточно-Алданского мегаблоков Алданского геоблока, 12 – Восточно-Алданский (Учурский) мегаблок Алданского геоблока; 13 – Батомский геоблок; 14 – Монголо-Охотская складчатая область; 15 – Верхоянско-Чукотская складчатая область; 16 – Байкальская складчатая область; 17 – Джугджуро-Становая складчатая область; 18 – зона сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области; 19 – разрывные нарушения. Цифрами в кружках обозначены зоны разрывных нарушений: 1 – Жуинская, 2 – Чара-Токкинская, 3 – Тарын-Юряхская, 4 – Оломоkitская, 5 – Борсалинско-Нелюкинская, 6 – Алдано-Килиерская, 7 – Тимптонский надвиг, 8 – Иджеко-Сутамская, 9 – Тыркандинская, 10 – Улканская, 11 – Нельканская. Римскими цифрами обозначены блоки: I – Западно-Олекминский, II – Чарский, III – Токкинский, IV – Чарудинский, V – Оломоkitский, VI – Восточно-Олекминский, VII – Нимнырский, VIII – Мелемкенский, IX – Холболахский, X – Суннагинский, XI – Гонамский, XII – Тырканский, XIII – Каларский, XIV – Курультинский, XV – Зверевский, XVI – Сутамский, XVII – Аюмканский, XVIII – Джугджурский. Породы удоканского комплекса: КУ – Кодаро-Удоканского прогиба; У – Угуйской, О – Олдонгсинской, НХ – Нижнеханинской грабен-синклиналей.

терригенных отложений кодарской серии удоканского комплекса Удоканской зоны находится в интервале около 2.3–2.1 млрд лет, а возраст терригенных пород чинейской и кеменской серий – в интервале около 1.90–1.87 млрд лет.

В стратиграфических схемах нижнего протерозоя западной части Алданского щита метаосадочные толщи Угуйской, Олдонгсинской и Нижнеханинской грабен-синклиналей коррелируются как между собой, так и с различными частями разреза удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба (Салоп, 1964; МIRONЮК и др., 1971; Федоровский, 1972; Петров, 1976; Сочава, 1986; Государственная..., 1998, 2010, 2015 и др.). Однако геохронологические и Nd-изотопные данные, позволяющие судить о возрасте и источниках “немых” метаосадочных пород этих структур, в настоящее время крайне ограничены. Этот пробел призваны восполнить приведенные в настоящей статье результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Sm–Nd изотопно-геохимических исследований метатерригенных пород Нижнеханинской грабен-синклиналей.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ НИЖНЕХАНИНСКОЙ ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Нижнеханинская структура представляет собой асимметричную брахисинклиналь (30 × 20 км) с пологими залеганиями крыльев, ограниченную разрывными нарушениями (рис. 2) (Сочава, 1986; Березкин и др., 2007) и наложенную на архейские образования Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита и Курультинского блока Станового структурного шва. Нормальные стратиграфические соотношения метаосадочных пород Нижнеханинской грабен-синклинали с окружающими ее архейскими породами не установлены.

Метаосадочные толщи Нижнеханинской грабен-синклиналей объединены в ханинскую серию, которая подразделяется (снизу вверх) на атбастаскую, ханинскую и станнахскую свиты (Сочава, 1986; Березкин и др., 2007). В составе атбастаской свиты (360–700 м) преобладают белые, розоватые, иногда буро-красные метапесчаники и метакварцито-песчаники, среди которых залегают

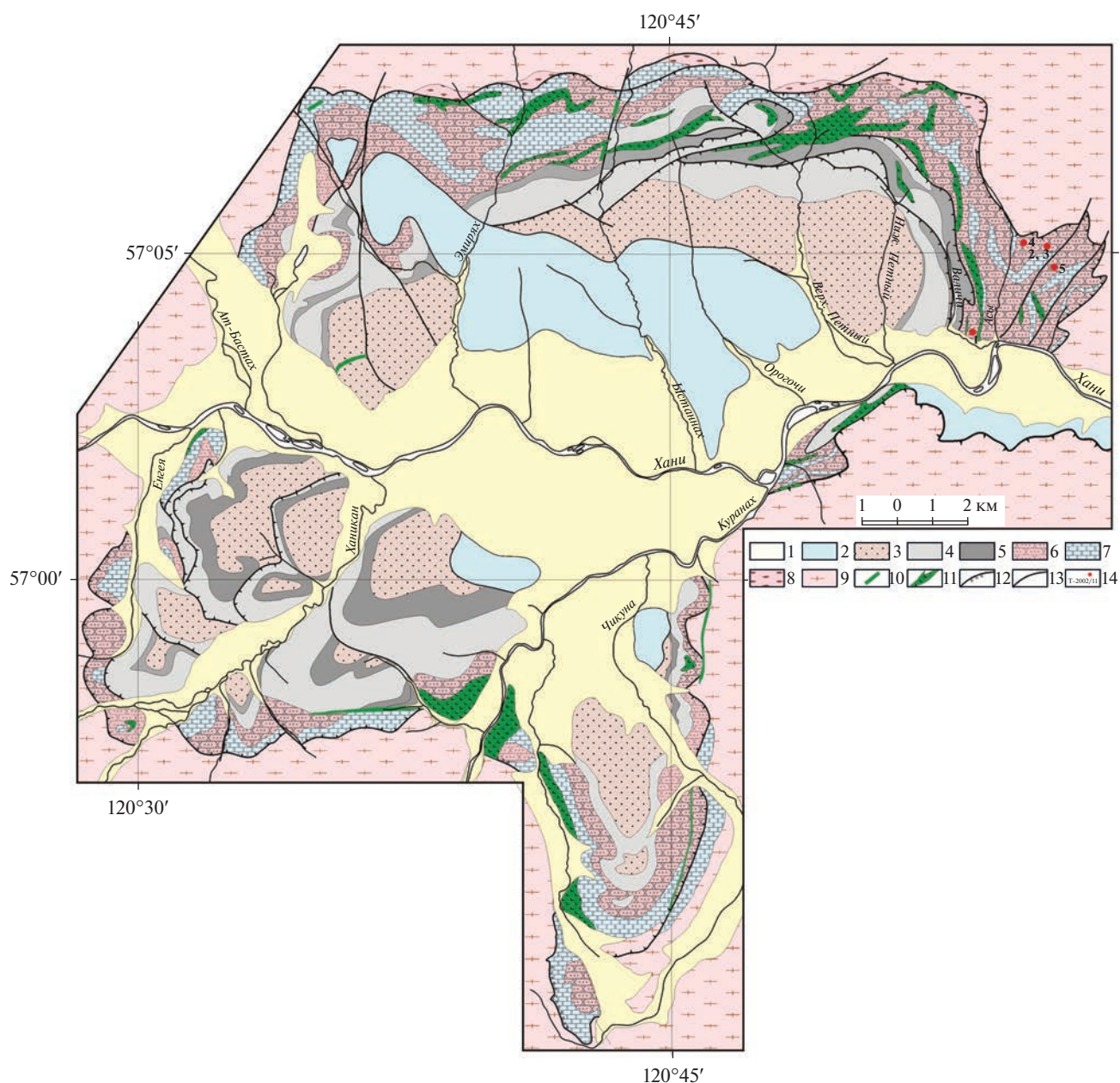


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Нижнеханнинской грабен-синклинали (Березкин и др., 2007, с изменениями). 1 — четвертичные отложения; 2 — юрские отложения; 3–8 — палеопротерозойские метаосадочные породы ханнинской серии: 3 — станнахская свита: метапесчаники, метаалевролиты; 4, 5 — ханнинская свита: 4 — метапесчаники, метаалевролиты, филлитовые сланцы, кварцито-песчаники, 5 — черные углеродистые метаалевролиты, филлитовидные сланцы и филлиты (черные сланцы); 6–8 — атбастахская свита: 6 — метаалевролиты, метапесчаники, кварцито-песчаники, 7 — доломитовые мраморы и кальцифиры, 8 — метаконгломераты и метагравелиты; 9 — архейские образования олекминского комплекса: биотитовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы, плагиограниты, кристаллические сланцы и амфиболиты; 10 — дайки конга-диабазов и диабазов торского комплекса; 11 — силлы и дайки метагаббро-диабазов, метадиабазов куранахского комплекса; 12 — надвиги; 13 — разломы; 14 — точки геохронологического опробования. Номера точек соответствуют номерам в табл. 2.

линзовидные тела мощностью до 140 м тремолитовых, диопсид-тремолитовых, флогопит-тремолит-диопсидовых и доломитовых мраморов и кальцифиров, а также прослои, пакки и линзы известково-силикатных пород, известковистых метапесчаников, метаалевролитов, реже метагравелитов и мелкогалечных метаконгломератов.

Ханнинская свита (550–800 м) сложена ритмично переслаивающимися метапесчаниками, метаалевролитами, углеродистыми филлитами и филлитовидными сланцами. В нижней части ее разреза установлено ритмичное чередование массивных розовых и светло-серых среднезернистых олигомиктовых метапесчаников и метакварцито-песча-

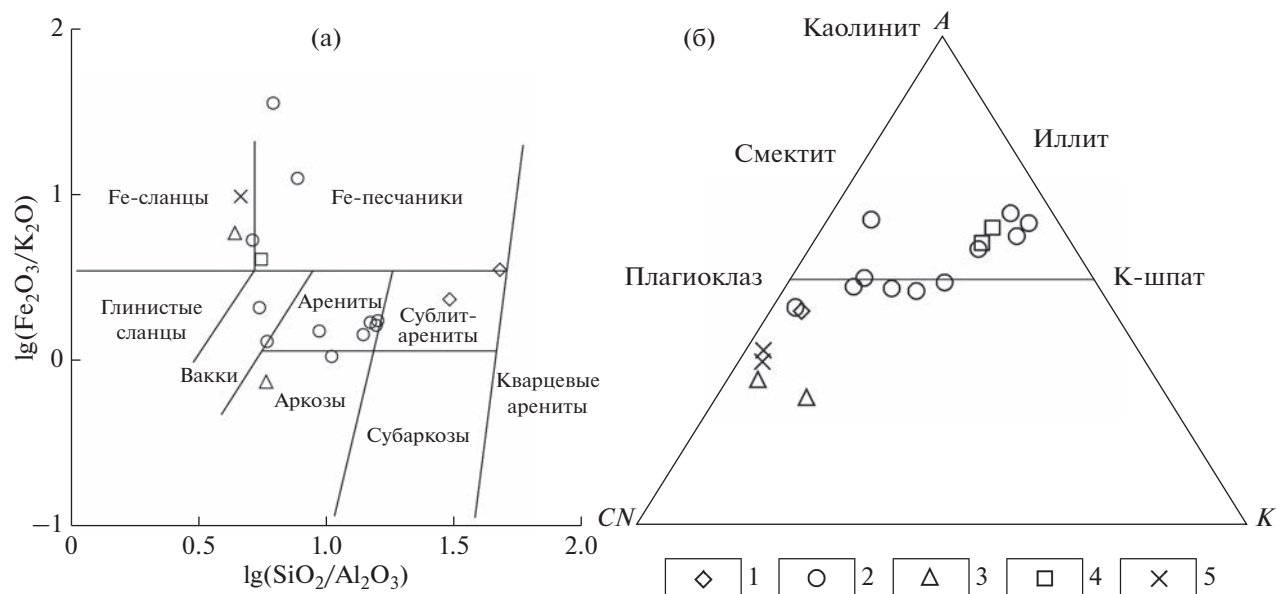


Рис. 3. Диаграммы $\lg(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ – $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Herron et al., 1988) (а) и А–СН–К (Nesbitt, Young, 1982) (б) для метасадочных пород атбастахской свиты ханинской серии Нижнеханинской грабен-синклинали.

1 – метакварцито-песчаники; 2 – метапесчаники; 3 – известковистые метапесчаники; 4 – метагравелиты; 5 – метаконгломераты.

ников, серых металевролитов с тонкими прослоями филлитовидных сланцев (метааргиллитов) и углеродистых филлитов. Мощность ритмов изменяется от 12 до 15 м. Средняя часть разреза свиты характеризуется тонким переслаиванием металевролитовых, метапелитовых и метааргиллитовых сланцев. В верхней части разреза залегают метапелитовые и металевролитовые сланцы.

Выходы пород станнахской свиты (более 500–600 м) занимают центральную часть Нижнеханинской грабен-синклинали. Она сложена преимущественно серыми метапесчаниками и металевролитами при подчиненной роли желтовато- и буровато-серых метапесчаников.

Породы ханинской серии метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации при $T = 400$ – 580°C и $P = 3$ кбар (Березкин и др., 1983, 2007). Возраст этого метаморфического события оценивается в 1.95 ± 0.11 млрд лет (Rb–Sr метод по породам в целом; Горохов и др., 1989).

Метаосадочные породы ханинской серии прорваны дайками и силлами метадиабазов и метабазов-диабазов куранахского комплекса (Миролюк и др., 1971), возраст которых составляет 1863 ± 9 млн лет (U–Pb метод по циркону (ID-TIMS); Попов и др., 2012), а также маломощными дайками конгидиабазов торского комплекса неоптерозойского возраста и перекрыты юрскими угленосными отложениями.

Для U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований были выделены цирконы из об-

разцов метаморфизованных песчаников (Б-2404/1, Б-2412/2), метагравелита (Б-2424) и мелкогалечных конгломератов (Б-2412, Б-2429) атбастахской свиты. Sm–Nd изотопные исследования были выполнены для метапесчаников, метакварцито-песчаников, метагравелитов и мелкогалечных метаконгломератов этой же свиты. По химическому составу (табл. 1) изученные породы соответствуют главным образом мономиктовым, олигомиктовым и полимиктовым псаммитолитам по (Неелов, 1980). На классификационной диаграмме $\lg(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ – $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Herron, 1988) метапесчаники, метакварцито-песчаники и метагравелиты находятся в полях граувакк, литоидных и сублитоидных аренитов, реже железистых песчаников (рис. 3а). Метапесчаники и метакварцито-песчаники атбастахской свиты характеризуются преимущественно умеренными и высокими значениями химического индекса изменения (CIA; Nesbitt, Young, 1982) – 52–60 и 65–73 соответственно. Химический индекс выветривания (CIW; Harnois, 1988) изменяется от 52 до 66 и от 72 до 97 соответственно (табл. 1). Известковистые метапесчаники и метагравелиты, а также метаконгломераты отличаются высокими содержаниями CaO и, как следствие, низкими значениями CIA и CIW. Также для метаконгломератов, метагравелита и одного из образцов метапесчаников характерны высокие (6.0–7.8 мас. %) содержания Na_2O , что может быть связано с альбитизацией пород в ходе наложенных метаморфических преобразований (Березкин и др., 2007). На диаграмме А–СН–К

Таблица 1. Содержания петрогенных элементов (мас. %) в метатерригенных породах атбастахской свиты Нижнеханнинской грабен-синклинали

Компоненты	Номер образца								
	Б-2402	Б-2402/2	Б-2404/1	Б-2404/2	Б-2404/3	Б-2404/6	Б-2412	Б-2412/2	Б-2412/3
SiO ₂	92.15	73.27	84.84	84.74	87.85	77.35	63.55	76.40	67.40
TiO ₂	0.07	0.39	0.17	0.12	0.14	0.33	0.39	0.40	0.58
Al ₂ O ₃	2.65	12.46	5.12	5.46	5.02	9.22	12.87	11.43	12.23
Fe ₂ O ₃ [†]	1.99	3.19	3.21	2.98	2.51	3.73	3.74	2.73	8.45
MnO	<.01	<.01	<.01	0.02	<.01	<.01	0.03	<.01	0.03
MgO	1.08	3.20	2.39	1.87	1.54	4.40	2.50	2.04	3.79
CaO	0.22	1.12	0.07	0.16	0.07	0.15	5.45	0.54	1.08
Na ₂ O	<.1	3.76	<.1	<.1	<.1	1.89	6.35	6.02	3.23
K ₂ O	0.86	1.55	1.92	2.11	1.56	0.30	0.39	0.08	1.60
P ₂ O ₅	<.05	<.05	0.08	<.05	<.05	<.05	0.10	<.05	0.07
ппп	0.56	0.81	1.39	1.76	1.45	2.65	4.60	0.47	1.43
Сумма	99.57	99.74	99.18	99.22	100.14	100.01	99.96	100.11	99.89
СІА	68.67	58.43	69.74	68.54	73.27	72.08	44.87	52.19	60.36
СІW	90.49	63.41	97.21	96.00	97.15	73.95	45.54	52.39	66.00

Компоненты	Номер образца								
	Б-2413	Б-2413/1	Б-2415	Б-2416	Б-2420/2	Б-2421	Б-2424	Б-2429	Б-2430
SiO ₂	73.66	56.34	62.28	81.47	95.21	88.07	76.37	63.02	82.69
TiO ₂	0.33	0.40	0.26	0.23	0.04	0.19	0.09	0.47	0.26
Al ₂ O ₃	11.68	12.06	9.95	7.92	1.71	4.96	12.78	13.72	7.16
Fe ₂ O ₃ [†]	3.49	4.88	2.83	3.62	1.84	2.86	1.63	2.59	2.66
MnO	0.02	0.07	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01
MgO	2.90	10.43	2.31	1.61	<.1	1.12	0.74	8.06	2.34
CaO	0.64	8.96	8.98	0.95	0.08	0.10	0.69	3.75	0.81
Na ₂ O	3.28	3.71	1.62	1.34	<.1	0.47	6.65	7.79	0.76
K ₂ O	2.71	0.84	3.85	2.43	0.53	1.66	0.40	0.03	2.55
P ₂ O ₅	0.06	0.12	0.05	<.05	<.05	<.05	<.05	<.05	<.05
Ппп	1.25	2.19	7.93	0.28	0.11	0.58	0.45	0.56	0.78
Сумма	100.02	99.99	100.06	99.85	99.50	100.00	99.81	99.98	100.01
СІА	56.74	44.32	39.89	58.17	70.27	65.02	51.58	45.79	60.17
СІW	66.17	45.85	47.89	72.12	91.68	85.12	52.50	45.83	78.30

Примечание. Обр. №№ Б-2402, Б-2420/2 – метакварцито-песчаники; Б-2402/2, Б-2404/1, Б-2404/2, Б-2404/3, Б-2404/6, Б-2412/2, Б-2412/3, Б-2413, Б-2416, Б-2421, Б-2430 – метапесчаники; Б-2413/1 – известковистый метапесчаник; Б-2415 – известковистый метагравелит; Б-2424 – метагравелит; Б-2412, Б-2429 – метаконгломерат. СІА – химический индекс изменения (Nesbitt, Young, 1982); СІW – химический индекс выветривания (Harnois, 1988).

(рис. 3б) фигуративные точки составов метапесчанников и метакварцито-песчаников атбастахской свиты располагаются вблизи и выше поля составов неизмененных магматических пород.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Выделение акцессорного циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Изучение морфологических особенностей циркона осуществлялось с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA3 в режимах вторичных электронов и катодолюминесценции.

U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования циркона выполнены в ИГГД РАН с помощью системы лазерной абляции NWR-213 с камерой TwoVolumeTwo, совмещенной с ICP масс-спектрометром ELEMENT XR. Диаметр “пучка” лазера составлял 25 мкм, длительность измерения – 100 с (40 с – холостой по газу, 60 с – абляция). Калибровка производилась по стандартному циркону GJ-1 (Jackson et al., 2004). Для контроля качества аналитических данных использованы стандартные цирконы 91500 и Plešovice. Для стандартного циркона 91500 в ходе исследований получены средневзвешенные оценки возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 1068 ± 5 млн лет (2σ , $n = 40$, СКВО = 0.44, вероятность = 0.999) и по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1067 ± 6 млн лет (2σ , $n = 40$, СКВО = 0.080, вероятность = 1.000). Для стандартного циркона Plešovice в ходе исследований получена средневзвешенная оценка возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 336 ± 2 млн лет (2σ , $n = 43$, СКВО = 0.23, вероятность = 1.000). Полученные для стандартных цирконов значения возраста хорошо совпадают с рекомендованными данными (91500: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – 1066.01 ± 0.61 млн лет, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 1063.51 ± 0.39 млн лет; Plešovice: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 337 ± 2 млн лет) (Horstwood et al., 2016). U–Th–Pb изотопные отношения рассчитаны в программе GLITTER 4.0 GEMOC (Van Achterbergh et al., 2001). Поправки на обычный свинец вводились с помощью программы ComPb (Ander sen, 2002). Расчет конкордантных возрастов (Concordia Ages) производился в программе IsoplotR (Vermeesch, 2018). Только конкордантные оценки возраста принимались во внимание при построении гистограмм, кривых относительной вероятности и расчете максимумов возрастов (Peak Ages) (Gehrels, 2012). Результаты исследований представлены в дополнительных материалах к статье (ESM_табл. 1).

Sm–Nd изотопные исследования выполнены в ИГГД РАН. Навески около 100 мг растертых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный изотопный индикатор ^{149}Sm – ^{150}Nd , разлагались в тefлоновых бюксах в смеси $\text{HCl} + \text{HF} + \text{HNO}_3$ при температуре 110°C . Полнота разложения проверялась под биноклем. Редкоземельные элементы (РЗЭ) были выделены посредством стандартной катионообменной хроматографии на колонках смолы Bio-Rad AG® 50W-X8 200–400 меш, а Sm и Nd – с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100–150 меш) фирмы Eichrom. Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115$ в Nd-стандарте JNdi-1. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512098 ± 5 ($n = 10$). Точность определения концентраций Sm и Nd – $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $\pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $\pm 0.005\%$ (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd.

При расчете величин $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах рассчитаны “коровые” (двустадийные) Nd-модельные возрасты $t_{\text{Nd}}(\text{C})$ (Keto, Jacobsen, 1987) для отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ в архейской верхней коре (Taylor, McLennan, 1985).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронология

Циркон, выделенный из метаосадочных пород атбастахской свиты, представлен зернами различной степени окатанности – от субидиоморфных кристаллов (рис. 4з, 4н) до хорошо окатанных зерен и их обломков (рис. 4и, 4п, 4с). Для большинства зерен циркона характерна тонкая и грубая осцилляторная (например, рис. 4б, 4в, 4ж), реже секториальная (рис. 4ф) зональность и присутствие расплавных включений, что свидетельствует об их магматическом генезисе. Реже встречаются серые и темно-серые зерна незональные

Рис. 4. Микрофотографии зерен циркона из метатерригенных пород Нижнеханнинской грабен-синклинали, выполненные на сканирующем электронном микроскопе VEGA3 TESCAN в режиме катодолюминесценции. Белым кругом показано место анализа. Диаметр круга равен 25 мкм. Указаны номер пробы и зерна (Б-2401_58 и т.п.) и конкордантный возраст, млн лет (2604 ± 13 и т.п.).

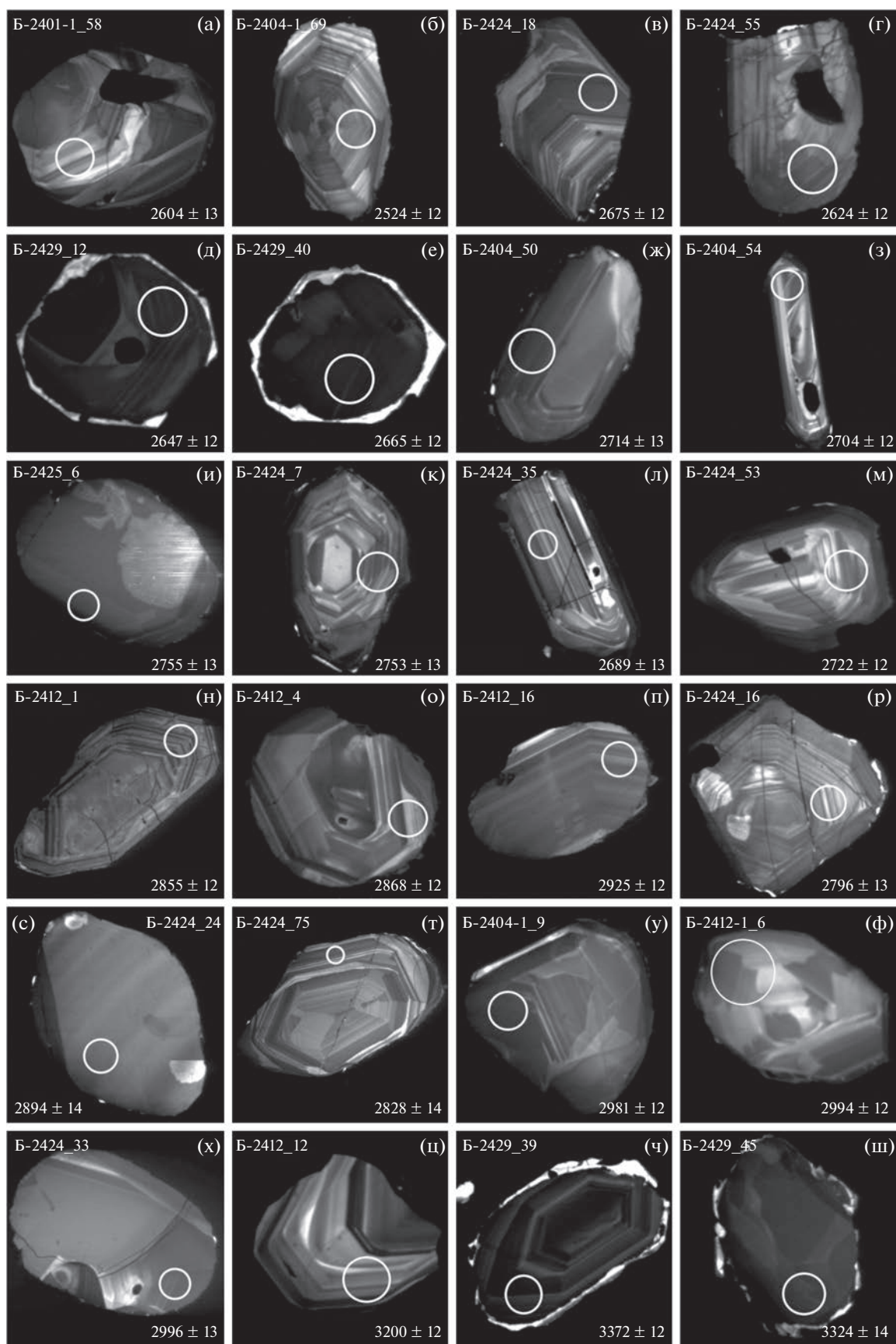


Таблица 2. Результаты U–Th–Pb LA-ICP-MS геохронологических исследований детритового циркона из метатерригенных пород атбастахской свиты Нижнеханнинской грабен-синклинали, Алданский щит

№ п/п	№ обр.	Порода	Интервал возрастов, млн лет	Максимум, млн лет*	Количество зерен**
1	Б-2404/1	Метапесчаник	2437, 2524, 2528	2649	14
			2597–2759	2703	3
			2808–2997	2875	3
			3088–3217	2981	8
2	В-2412	Метаконгломерат	2581	2639	3
			2615–3041	2715	3
			3173, 3200	2864	3
				2993	3
3	В-2412/2	Метапесчаник	2603–2706	—	—
			2853–2991		
4	В-2424	Метагравелит	2598–2905	2716	19
			2996, 3162	2822	13
				2863	6
5	В-2429	Метаконгломерат	2593–3139	2655	13
			3221–3416	2712	6
				2740	6
				2804	4
				2910	3
				2988	5
				3102	3
			2437, 2524, 2528	2650	33
			2581–3005	2713	33
			3041–3221	2820	18
			3256, 3324, 3371, 3416	2864	16
				2987	19
				3098	5
				3166	3
				3213	4
	Все образцы				

Примечание. (*) Максимум — максимум возраста на кривой плотности вероятности возрастов, рассчитанный в программе AgePick (Gehrels, 2012). (**) Количество зерен — количество анализов, которые дают вклад в вероятность максимума возраста.

или с плохо выраженной зональностью (рис. 4и, 4х), которые содержат многочисленные газово-жидкие включения. Циркон этого типа, вероятно, имеет метаморфическое происхождение. Для части зерен циркона характерно наличие окатанных и неокатанных зональных ядер, окруженных тонкой незональной оболочкой с высокой люминесценцией и идиоморфными очертаниями (рис. 4д, 4е, 4ч).

Из образца метапесчаника (серицит-хлоритового сланца) Б-2404/1 было отобрано 71 зерно циркона из размерной фракции 70–100 мкм и 57 зерен из фракции >100 мкм. Из них было проанализировано 118 кристаллов и получены 43 конкордантные оценки возраста. Они находятся преимущественно в интервале от 2597 до 2997 млн лет

с максимумами на кривой плотности вероятности возрастов около 2.65 ($n = 14$), 2.70 ($n = 3$), 2.88 ($n = 3$) и 2.98 ($n = 8$) млрд лет (табл. 2). Отдельные зерна имеют палеопротерозойские и неоархейские (2437–2528 млн лет), а также мезоархейские (3088–3217 млн лет) конкордантные возрасты (табл. ESM_1.xlsx). Для ядер циркона получены значения возраста 2879, 3194 и 2626 млн лет (анализ В-2404-1-14С в ESM_табл. 1), а для одной из оболочек — 2646 млн лет (анализ В-2404-1-34R в ESM_табл. 1).

Из пробы мелкогалечного метаконгломерата В-2412 было отобрано 62 и 16 зерен циркона из размерных фракций 70–100 и >100 мкм соответственно. Из них удалось проанализировать 58 зерен

и получить 21 конкордантную оценку возраста, которые находятся преимущественно в интервале от 2581 до 3041 млн лет с максимумами на кривой плотности вероятности возрастов около 2.64 ($n = 3$), 2.72 ($n = 3$), 2.77 ($n = 3$), 2.86 ($n = 3$) и 2.99 ($n = 3$) млрд лет (табл. 2). Два зерна имеют конкордантные возрасты 3173 и 3200 млн лет. Для ядер циркона получены конкордантные оценки возраста 2867 и 3041 млн лет.

Из образца полосчатого метапесчаника Б-2412/2 было отобрано 26 зерен циркона из фракции 70–100 мкм, проанализировано 21 зерно и получено 7 конкордантных оценок возраста, которые находятся в интервалах 2603–2706 и 2853–2991 млн лет и не дают статистически значимых максимумов возрастов (табл. 2).

Из пробы метатравелита Б-2424 было отобрано 93 зерна циркона из фракции 75–100 мкм и 78 зерен из фракции 100–150 мкм. Было проанализировано 153 зерна, для трех из них проанализированы ядра и оболочки кристаллов. Всего было получено 60 конкордантных оценок возраста, которые находятся в интервале 2598–2905 млн лет с максимумами на кривой плотности вероятности возрастов около 2.72 ($n = 19$), 2.82 ($n = 13$) и 2.86 ($n = 6$) млрд лет (табл. 2). Два зерна циркона имеют конкордантные оценки возраста 2996 и 3162 млн лет (ESM_табл. 1). Для ядер циркона получены конкордантные оценки возраста 2717, 2715, 2799, 2825, 2905 и 2996 млн лет. К сожалению, достоверных оценок возраста оболочек этих цирконов получить не удалось.

Из пробы мелкогалечного метаконгломерата Б-2429 было отобрано 48 и проанализировано 45 зерен из фракции >100 мкм, а из фракции 75–100 мкм – 77 и 61 зерно циркона соответственно. Всего для циркона из этой пробы выполнено 109 анализов и получено 54 конкордантных оценки возраста, которые находятся преимущественно в интервале 2593–3139 млн лет с максимумами на кривой плотности вероятности возрастов около 2.66 ($n = 13$), 2.71 ($n = 6$), 2.74 ($n = 6$), 2.80 ($n = 4$), 2.91 ($n = 3$), 2.99 ($n = 5$) и 3.10 ($n = 3$) млрд лет (табл. 2). Отдельные зерна имеют конкордантные оценки возраста в интервале 3221–3416 млн лет. Для ядер циркона получены конкордантные возрасты 2637, 2738, 2750 и 3097 млн лет, а для одной оболочки – 2690 млн лет (ESM_табл. 1).

Как видно из приведенного выше описания, а также из табл. 2, для индивидуальных образцов не удалось получить значимого количества конкордантных оценок возраста детритового циркона (от 7 до 60 определений). По-видимому, именно это, а не вариации в источниках сноса, обуславливает различия в оценках максимумов возрастов циркона из отдельных образцов. Учитывая то, что все образцы отобраны из атбастахской свиты Нижнеханнинской грабен-синклинали на незна-

чительном расстоянии друг от друга (рис. 2), представляется целесообразным рассчитать максимумы на кривой плотности вероятности возрастов для всех конкордантных оценок возраста ($n = 185$). Они находятся преимущественно в интервалах 2581–3005 и 3041–3221 млн лет с максимумами возрастов около 2.65 ($n = 33$), 2.71 ($n = 33$), 2.82 ($n = 18$), 2.86 ($n = 16$), 2.99 ($n = 19$), 3.10 ($n = 5$), 3.17 ($n = 3$) и 3.21 ($n = 4$) млрд лет (табл. 2, рис. 5). Отдельные зерна циркона имеют палеопротерозойские–неоархейские и палеоархейские конкордантные возрасты.

Sm–Nd изотопная систематика

Метатерригенные породы атбастахской свиты Нижнеханнинской грабен-синклинали характеризуются отношениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.0878\text{--}0.1254$ (табл. 3), близкими к отношению $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.105$ в верхней континентальной коре (Taylor, McLennan, 1985; Rudnick, Gao, 2003). Исключение составляют два образца метапесчаников с высокими отношениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1653\text{--}0.2149$, что, по-видимому, обусловлено обогащением этих образцов минералами-концентраторами тяжелых РЗЭ. Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, рассчитанные на возраст последнего эпизода регионального метаморфизма в Чаро-Олекминском геоблоке Алданского щита и Становом структурном шве (около 1900 млн лет; Котов, 2003), находятся в интервале от -12.4 до -7.2 , а Nd-модельные возрасты $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ – от 3.3 до 2.8 млрд лет ($t_{\text{Nd}}(\text{C}) = 3.4\text{--}3.0$ млрд лет) вне зависимости от типа пород (табл. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологические данные из метатерригенных пород атбастахской свиты ханнинской серии Нижнеханнинской грабен-синклинали свидетельствуют о том, что в питающих провинциях были широко развиты породы нео- и мезоархейского возраста, формировавшиеся около 2.65, 2.71, 2.82–2.86, 2.99 и 3.10–3.21 млрд лет назад (табл. 2, рис. 5). Вероятно, среди источников также присутствовали породы палеоархейского (около 3.26–3.42 млрд лет) возраста (ESM_табл. 1). Необходимо отметить, что в настоящее время выходы тоналитовых гнейсов с палеоархейским возрастом 3212 ± 8 млн лет известны только в одном месте Чаро-Олекминского геоблока (Nutman et al., 1992). Можно предполагать более широкое развитие палеоархейских комплексов на момент накопления отложений Нижнеханнинской грабен-синклинали.

Единичные конкордантные оценки возраста, не дающие статистически значимых максимумов на кривой относительной вероятности возрастов, не исключают возможность нахождения в областях

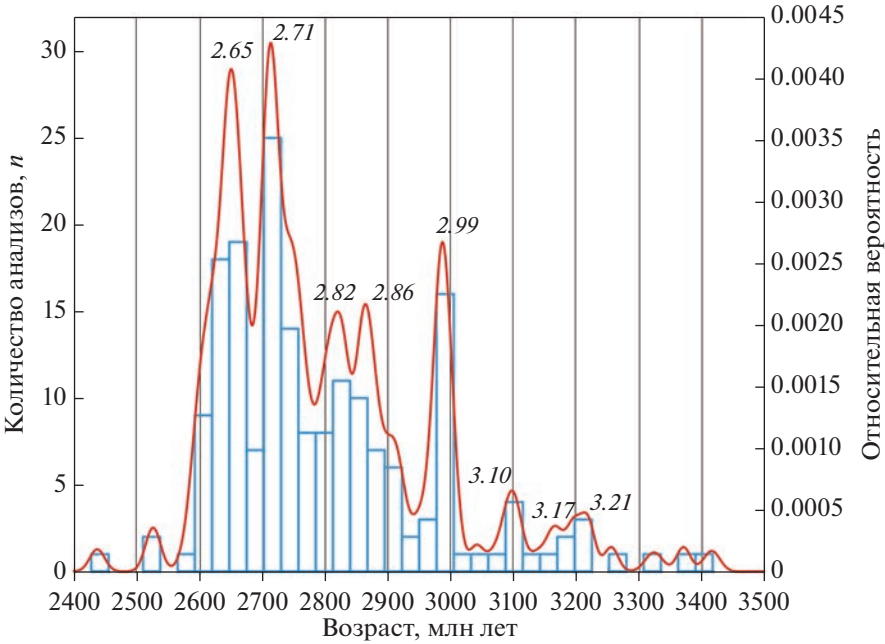


Рис. 5. Гистограмма и диаграмма относительной вероятности возрастов для детритового циркона из метатерригенных пород Нижнеханинской грабен-синклинали.

Таблица 3. Sm–Nd изотопные данные для метатерригенных пород атбастахской свиты Нижнеханинской грабен-синклинали

№ обр.	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma_{\text{изм.}}$)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{Nd(DM)}}$, млн лет	$t_{\text{Nd(C)}}$, млн лет
Б-2402	0.95	5.47	0.1045	0.510955 ± 4	–32.8	–10.5	3054	3244
Б-2402/2	0.65	3.12	0.1254	0.511368 ± 5	–24.8	–7.5	3066	2999
Б-2404/1	23.9	67.3	0.2149	0.511054 ± 2	–30.9	–35.5	—	—
Б-2404/2	6.53	39.2	0.1006	0.510861 ± 3	–34.7	–11.3	3073	3316
Б-2404/3	2.20	12.60	0.1055	0.510984 ± 4	–32.3	–10.1	3040	3216
Б-2404/6	3.49	19.83	0.1065	0.510955 ± 3	–32.8	–10.9	3111	3284
Б-2412	3.03	19.40	0.0944	0.510915 ± 4	–33.6	–8.8	2847	3105
Б-2412/2	0.43	1.56	0.1653	0.511879 ± 5	–14.8	–7.2	—	2978
Б-2412/3	3.18	18.08	0.1064	0.511060 ± 2	–30.8	–8.9	2961	3114
Б-2413	1.95	13.39	0.0878	0.510844 ± 4	–35.0	–8.5	2785	3088
Б-2413/1	3.96	23.6	0.1016	0.510975 ± 3	–32.4	–9.3	2947	3152
Б-2415	2.19	13.23	0.0998	0.510904 ± 3	–33.8	–10.3	2996	3231
Б-2416	0.77	3.81	0.1224	0.511237 ± 3	–27.3	–9.3	3183	3150
Б-2420/2	0.63	3.48	0.1086	0.511043 ± 3	–31.1	–9.7	3046	3185
Б-2421	2.57	17.32	0.0898	0.510792 ± 4	–36.0	–10.0	2892	3210
Б-2424	0.35	1.88	0.1130	0.510961 ± 5	–32.7	–12.4	3300	3404
Б-2429	3.73	21.1	0.1068	0.511070 ± 2	–30.6	–8.8	2958	3106
Б-2430	4.74	30.6	0.0937	0.510789 ± 2	–36.1	–11.1	2990	3295

Примечание. Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и значения коровых (двустадийных) Nd-модельных возрастов рассчитаны на возраст 1900 млн лет.

сноса пород с возрастом около 2.44 и 2.53 млрд лет. Однако, вследствие того, что относительно большие погрешности анализа могут маскировать потери свинца и приводить к кажущейся конкордантности (Gehrels, 2012), это предположение требует дополнительных геохронологических исследований.

Морфологические особенности детритового циркона из метатерригенных пород ханинской серии (рис. 4) свидетельствуют о том, что в областях их сноса присутствовали как магматические, так и метаморфические породы. Различная степень окатанности циркона указывает как на проксимальные, так и на дистальные источники сноса. Следует отметить присутствие окатанных и слабоокатанных зерен циркона с возрастом около 2.65 млрд лет, которые образуют ядра, окруженные тонкой незональной оболочкой с высокой люминесценцией и идиоморфными очертаниями (рис. 4д, 4е), образование которой, по всей видимости, было связано с метаморфическими процессами. Это свидетельствует о нахождении в источниках сноса рециклированных магматических пород с возрастом 2.65 млрд лет и, соответственно, о более молодом возрасте пород ханинской серии.

Верхняя возрастная граница накопления пород ханинской серии определяется возрастом регионального метаморфизма около 1.9 млрд лет (Горохов и др., 1989; Котов, 2003) и возрастом текущих метадиабазов куранахского комплекса (1863 ± 9 млн лет; Попов и др., 2012). Таким образом, накопление отложений Нижнеханинской грабен-синклинали происходило после 2.65 и до 1.9 млрд лет, вероятно на палеопротерозойском этапе развития региона.

Nd-изотопные данные для пород ханинской серии ($t_{Nd(DM)} = 3.3\text{--}2.8$ млрд лет, $t_{Nd(C)} = 3.4\text{--}3.0$ млрд лет; табл. 3) согласуются с их образованием за счет пород архейских комплексов и, возможно, пород палеопротерозойского возраста с архейскими изотопными характеристиками. На диаграмме $\epsilon_{Nd}(t)$ –возраст (рис. 6) поле изотопной эволюции Nd пород Нижнеханинской грабен-синклинали находится полностью в поле изотопной эволюции Nd архейских пород Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита и Курультинского блока Становой структурной зоны.

Полученные геохронологические и Nd-изотопные данные позволяют предполагать, что источниками сноса осадочных пород Нижнеханинской грабен-синклинали являлись мезоархейские гнейсы, гранитоиды и метавулканиды Чаро-Олекминского геоблока (от 3212 ± 8 до 2967 ± 10 млн лет), зоны его сочленения с Западно-Алданским мегаблоком (от 3184 ± 85 до 3005 ± 4 млн лет) и Курультинского блока Станового структурного шва (от 2964 ± 22 до 2846 ± 33 млн лет), а также мезо- и

неоархейские син- и постколлизийные гранитоиды Чаро-Олекминского геоблока (от 2913 ± 8 до 2738 ± 8 и от 2675 ± 15 до 2608 ± 18 млн лет) и Станового структурного шва (от 2708 ± 7 до 2703 ± 20 и от 2627 ± 16 до 2614 ± 7 млн лет) (Nutman et al., 1992; Котов и др., 1993; Котов, 2003; Neymark et al., 1993; Сальникова и др., 1996, 1997, 2004а, 2004б; Ларин и др., 2006; Глебовицкий и др., 2009; Великославинский и др., 2018; Ковач и др., 2020 и неопубликованные данные авторов). В качестве источников циркона с возрастом около 2.53 млрд лет могли выступать неоархейские–палеопротерозойские гранитоиды А-типа Нелюкинского комплекса зоны сочленения Чаро-Олекминского геоблока и Западно-Алданского мегаблока (от 2522 ± 2 до 2398 ± 4 млн лет; Сальникова и др., 1997; Котов и др., 2004). Особо необходимо отметить высокую вероятность нахождения в питающих провинциях осадков Нижнеханинской грабен-синклинали пород палеоархейского возраста (около 3.21–3.42 млрд лет). К настоящему времени палеоархейские тоналит-трондьмитовые гнейсы установлены только в двух местах Алданского щита – в восточной части Чаро-Олекминского геоблока (3212 ± 8 млн лет; Nutman et al., 1992) и в Западно-Алданском геоблоке (3335 ± 3 млн лет; Nutman et al., 1992). Возможно, палеоархейские комплексы были более широко развиты в структуре Алданского щита, что согласуется с Nd-изотопными данными для пород этих геоблоков ($t_{Nd(DM)}$ до 3.9–3.7 млрд лет; Сальникова, 1993; Сальникова и др., 1996, 1997; Jahn et al., 1998).

Метаосадочные породы Нижнеханинской, Олдонгсинской и Угуйской грабен-синклинали на основании предполагаемого сходства их разрезов зачастую объединяют в единую серию (например, угуйскую по (Петров, 1976)), в составе которой выделяют (снизу вверх) чародоканскую, намсалинскую, ханинскую и кебектинскую (станнахскую в Нижнеханинской структуре) свиты (Салоп, 1964; МIRONЮК и др., 1971; Федоровский, 1972; Государственная..., 1998, 2015). Все эти образования рассматриваются как стратиграфический аналог различных частей удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба. Так, например, Л.И. Салоп (Салоп, 1964) сопоставляет нижнепротерозойские чародоканскую, намсалинскую, ханинскую свиты Угуйской, Олдонгсинской и Нижнеханинской грабен-синклинали с чинейской подсерией, а верхнепротерозойскую кебектинскую (станнахскую) свиту с низами кеменской подсерии удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба. Е.П. МIRONЮК с соавторами (МIRONЮК и др., 1971) рассматривают чародоканскую, намсалинскую и ханинскую свиты как аналоги кодарской подсерии, а станнахскую свиту коррелируют с низами чинейской подсерии удоканской серии. А.Ф. Петровым (Петров, 1976) чародоканская свита сопоставляется с кодарской подсерией, намсалинская

положность этому, в питающих провинциях терригенных отложений удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба были широко развиты магматические и метаморфические породы палеопротерозойского возраста — 2.08 млрд лет (кодарская серия), 1.90, 1.98 и 2.50 млрд лет (чинейская серия), 2.02, 2.16, 2.18, 2.38 и 2.54 млрд лет (кеменская серия) (Ковач и др., 2018а, 2018б; Адамская и др., 2022). Палеопротерозойские источники сноса (около 2.0 млрд лет) установлены также для метапесчаников Угуйской грабен-синклинали (Самсонов и др., 2015).

Таким образом, несмотря на определенное сходство в строении разрезов и петрохимических особенностей отложений кодарской и чинейской серий, с одной стороны, и ханинской серии, с другой (Сочава, 1986), существенные различия в возрасте и Nd-изотопных характеристиках источников сноса терригенных пород Нижнеханинской грабен-синклинали и Кодаро-Удоканского прогиба позволяют предполагать, что их накопление происходило в изолированных бассейнах.

ВЫВОДЫ

1. На основании полученных U—Th—Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Sm—Nd изотопных данных установлено, что накопление терригенных отложений ханинской серии Нижнеханинской грабен-синклинали происходило после 2.65 и до 1.9 млрд лет, вероятно на палеопротерозойском этапе развития региона.

2. Источниками терригенных пород ханинской серии являлись магматические и метаморфические породы Чаро-Олекминского геоблока, зоны его сочленения с Западно-Алданским мегаблоком и Курультинского блока Станового структурного шва. Вероятно, среди источников обломочного материала также присутствовали породы палеоархейского (около 3.26–3.42 млрд лет) возраста, которые мало распространены на современном эрозионном срезе.

3. Установлены существенные различия в составе источников сноса метаосадочных пород различных структур удоканского комплекса. Метатерригенные породы Нижнеханинской грабен-синклинали формировались за счет источников с палео- и мезоархейскими Nd-модельными возрастными ($t_{Nd}(DM) = 3.3–2.8$ млрд лет), тогда как для метаосадочных пород Кодаро-Удоканского прогиба установлен существенный вклад палеопротерозойского ювенильного материала ($t_{Nd}(DM) = 2.7–2.1$ млрд лет). Существенные различия в возрасте и Nd-изотопных характеристиках источников сноса терригенных отложений Нижнеханинской грабен-синклинали и Кодаро-Удоканского прогиба позволяют предполагать, что их

накопление происходило в изолированных бассейнах.

Источники финансирования. Исследования выполнены при поддержке РНФ (проект № 21-17-00164; геохронологические и Nd-изотопные исследования) и НИР ИГГД РАН FMUW-2022-0003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адамская Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В., Сквитина Т.М., Федосеенко А.М., Горовой В.А. Первые результаты U—Th—Pb (LA-ICP-MS) датирования детритового циркона из метатерригенных отложений кодарской серии удоканского комплекса // Геология на окраине континента. II Молодежная научная конференция-школа ДВГИ ДВО РАН. Материалы конференции. Владивосток: Изд-во Дальневосточного федерального университета, 2022. С. 65–68.
- Березкин В.И., Богомолова Л.М., Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Метаморфизм докембрия восточной части Олекминской складчатой зоны // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С. 34–48.
- Березкин В.И., Тимофеев В.Ф., Смелов А.П., Постников А.А., Тимошина И.Д., Зедгенизов А.Н., Попов Н.В. Геология и петрология палеопротерозойской Нижнеханинской грабен-синклинали (Алдано-Становой щит): к проблеме поисков следов древней жизни на Земле // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 62–71.
- Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кузнецов А.Б., Ковач В.П., Попов Н.В., Толмачева Е.В., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Новые данные о возрасте тоналит-трондьемитовых ортогнейсов олекминского комплекса центральной части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита // Докл. АН. 2018. Т. 482. № 5. С. 547–552.
- Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3–15.
- Горохов И.М., Тимофеев В.Ф., Бизунов М.В., Березкин В.И., Дук В.Л., Крылов И.Н., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Смелов А.П. Rb—Sr системы в метаосадочных породах Ханинского грабена (Олекминская гранит-зеленокаменная область) // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 110–126.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000, новая серия, лист О-(50) 51 и объяснительная записка. Ред. Миронюк Е.П. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 428 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50 — Бодайбо и объяснительная записка. Ред. Митрофанов Г.Л. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 612 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-51 — Алдан. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 365 с.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н.,

- Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В. Возраст и источники метапесчаников чинейской подсерии (Удоканская серия, Алданский щит): результаты U—Th—Pb геохронологического (LA-ICP-MS) и Nd изотопного изучения // Докл. АН. 2018а. Т. 482. № 2. С. 1138—1141.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Гладкобуб Д.П., Склярёв Е.В., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н., Ларин А.М., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Возраст и источники терригенных отложений удоканской серии Удоканской зоны Кодаро-Удоканского прогиба (Алданский щит): результаты геохронологических и Nd изотопных исследований // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. Российская конференция по изотопной геохронологии. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2018б. С. 142—144.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Попов Н.В., Великославинский С.Д., Плоткина Ю.В., Ван К.-Л., Федосеенко А.М. Верхняя возрастная граница формирования Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса Алданского щита: результаты U—Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований // Докл. АН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 2. С. 13—19.
- Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 78 с.
- Котов А.Б., Морозова И.М., Сальникова Е.Б., Богомолов Е.С., Беляцкий Б.В., Бережная Н.Г. Раннепротерозойские гранитоиды северо-западной части Алданской гранулитогнейсовой области: U—Pb и Sm—Nd данные // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 2. С. 15—31.
- 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 гранулитогнейсовой областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2004. Т. 12. № 1. С. 46—67.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Загорная Н.Ю. Sm—Nd изотопные провинции Алданского щита // Докл. АН. 2006. Т. 410. № 1. С. 91—94.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Склярёв Е.В., Гладкобуб Д.П., Ларин А.М., Толмачева Е.В., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Верхняя возрастная граница формирования протолитов метаосадочных пород нижней части разреза удоканской серии (Алданский щит) // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 4. С. 412—416.
- 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 магматической ассоциации // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 4—24.
- Латышева И.В., Шацлло А.В., Рудько Д.В., Федюкин И.В. Базальные горизонты кебектинской серии Угуйского грабена: проблема происхождения и возраста // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научной конференции. Вып. 16. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2018. С. 159—162.
- Миронюк Е.П., Любимов Б.К., Магнушевский Э.Л. Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. 236 с.
- Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- Петров А.Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1976. 120 с.
- Подковыров В.Н., Котов А.Б., Ларин А.М., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Источники и области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба: результаты Sm—Nd изотопно-геохимических исследований // Докл. АН. 2006. Т. 408. № 2. С. 223—227.
- Попов Н.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Постников А.А., Тимофеев В.Ф., Березкин В.И., Ларин А.М., Федосеенко А.М., Яковлева С.З. Диабазы куранахского комплекса западной части Алдано-Станового щита: возраст и тектоническое положение // Докл. АН. 2012. Т. 442. С. 365—368.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра, 1964. 515 с.
- Сальникова Е.Б. Тектоно-магматическая эволюция северного фланга зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей Алданского щита. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург, 1993. 16 с.
- Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б., Немчин А.А. Этапы формирования континентальной коры западной части Алданского щита: Sm—Nd систематика гранитоидов // Петрология. 1996. Т. 4. № 2. С. 115—130.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Беляцкий Б.В., Яковлева С.З., Морозова И.М., Бережная Н.Г., Загорная Н.Ю. U—Pb возраст гранитоидов зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 3—12.
- Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Ларин А.М., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Другова Г.М., Анисимова И.В. Метаморфическая история гранулитов курультинского блока (Алданский щит): результаты U—Pb датирования единичных зерен циркона // Докл. АН. 2004а. Т. 298. № 2. С. 239—243.
- Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Суханов М.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Толкачев М.Д. Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано-Становой щит): возраст и тектоническое происхождение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004б. Т. 12. № 3. С. 3—11.
- Самсонов А.В., Борисовский С.Е., Дубинина Е.О., Ларионов А.Н., Ларионова Ю.О., Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Кичигин С.Л., Лесняк В.В., Микляев В.И., Моралев Г.В. Происхождение палеопротерозойских осадочных пород Угуйского грабена (Алданский щит): результаты геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований // Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: Springer, 2015. С. 256—258.
- Сочава А.В. Петрохимия верхнего архея и протерозоя запада Витимо-Алданского щита. Л.: Наука, 1986. 142 с.
- Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.
- Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области (геология и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии). М.: Наука, 1985. 200 с.

- Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Chem. Geol. 2002. V. 192. P. 59–79.
- Gehrels G.E. Detrital zircon U–Pb geochronology: current methods and new opportunities // Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Eds. Busby C., Azor A. Chichester, UK: Wiley-Blackwell, 2012. P. 47–62.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
- Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering // Sediment. Geol. 1988. V. 55. P. 319–322.
- Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.
- Horstwood M.S.A., Košler 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. Geoan. Res. 2016. V. 40. P. 311–322.
- 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.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
- Jahn B.-M., Gruau G., Capdevila R., Cornichet J., Nemchin A., Pidgeon R., Rudnik V. Archean crustal evolution of the Aldan Shield, Siberia: geochemical and isotopic constraints // Precambrian Res. 1998. V. 91. P. 333–363.
- Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 84. P. 27–41.
- Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
- Neymark L.A., Kovach V.P., Nemchin A.A., Morozova I.M., Kotov A.B., Vinogradov D.P., Gorokhovskiy B.M., Ovchinnikova G.V., Bogomolova L.M., Smelov A.P. Late Archaean intrusive complexes in the Olekma granite-greenstone terrain (eastern Siberia): geochemical and isotopic study // Precambrian Res. 1993. V. 62. P. 453–472.
- Nutman A.P., Chenyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archaean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // Precambrian Res. 1992. V. 54. P. 195–210.
- Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. 3. The Crust. Eds. Rudnick R.L., Holland H.D., Turekian K.K. Oxford: Elsevier Pergamon, 2003. P. 1–64.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.
- Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. LA-ICP-MS in the Earth sciences – appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS // Ed. Sylvester P.J. Short Course Mineral. Assoc. Canada, St. John's. 2001. V. 29. P. 239–243.
- Vermeesch P. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // Geosci. Frontiers. 2018. V. 9. P. 1479–1493.

Рецензенты А.Б. Кузнецов, С.И. Школьник

Sources of the Paleoproterozoic Terrigenous Rocks of the Nizhnekhan Graben-Syncline, Western Part of the Aldan Shield on the U–Th–Pb (LA-ICP-MS) Geochronological and Nd Isotopic Studies: To the Question of Correlation of the Udokan Complex Deposits

V. P. Kovach^{a, #}, E. V. Adamskaya^a, A. B. Kotov^a, B. I. Berezkin^b, V. F. Timofeev^b, N. V. Popov^c, Yu. V. Plotkina^a, T. M. Skovitina^a, A. M. Fedoseenko^a, N. Yu. Zagornaya^a, and B. M. Gorokhovskiy^a

^a Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St-Petersburg, Russia

^b Diamond and Precious Metal Geology Institute, SB RAS, Yakutsk, Russia

^c Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, Russia

^d Institute of the Earth Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

[#]e-mail: v.p.kovach@gmail.com

Paper discusses the results of U–Th–Pb (LA-ICP-MS) geochronological studies of detrital zircon and Sm–Nd isotopic studies of metaterigenous rocks of the Udokan complex of the Nizhnekhan graben-syncline in the western part of the Aldan Shield. Based on the data obtained, it was found that the accumulation of terrigenous deposits of the Nizhnekhan graben-syncline occurred after 2.65 and up to 1.9 Ga, probably at the Paleoproterozoic stage of the development of the region. The igneous and metamorphic rocks formed at ca. 2.65, 2.71, 2.82–2.86, 2.99, 3.10–3.21, and probably 3.26–3.42 Ga ago within the Chara-Olekma geoblock, the zone of its junction with the West Aldan megablock and the Kurulta block of the Stanovoi suture zone, were the sources of detrital material. Metaterigenous rocks of the Nizhnekhan graben-syncline were formed from sources with the Paleo- and Mesoarchean Nd model ages, while a significant contribution of the Paleoproterozoic juvenile material was established for the metasedimentary rocks of the Kodar-Udokan trough. Significant differences in the age and Nd isotopic characteristics of terrigenous deposit sources of the Nizhnekhan graben-syncline and the Kodar-Udokan trough suggest that they accumulated in isolated basins.

Keywords: Udokan complex, Nizhnekhan graben-syncline, Aldan Shield, detrital zircon, geochronology, Sm–Nd isotope systematics

УДК 550.93:552.5

U–Th–Pb ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ РИФЕЙСКИХ ПЕСЧАНИКОВ ВОЛЫНО-ОРШАНСКОГО ПАЛЕОПРОГИБА, БЕЛАРУСЬ

© 2023 г. Т. С. Зайцева¹*, О. Ф. Кузьменкова², А. Б. Кузнецов¹, В. П. Ковач¹,
Б. М. Гороховский¹, Ю. В. Плоткина¹, Е. В. Адамская¹, А. Г. Лапцевич²

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

² Филиал “Институт геологии” Республиканского унитарного предприятия
“Научно-производственный центр по геологии”, Минск, Республика Беларусь

*e-mail: z-t-s@mail.ru

Поступила в редакцию 27.10.2022 г.

После доработки 07.12.2022 г.

Принята к публикации 23.12.2022 г.

Проведено геохронологическое U–Th–Pb LA-ICP-MS исследование зерен детритового циркона, выделенных из рифейских песчаников шеровичской и белорусской серий Оршанской части Волыно-Оршанского палеопргиба (скв. Кормянская и Быховская, Беларусь). Полученные U–Th–Pb геохронологические данные указывают на то, что первичными источниками циркона являлись кристаллические породы преимущественно ранне- и среднерифейского, а также раннепротерозойского и архейского возраста. Присутствие в песчаниках шеровичской и белорусской серий, которые ранее считались среднерифейскими, зерен детритового циркона с возрастом 1 млрд лет свидетельствует о том, что эти толщи имеют позднерифейский возраст. Представительная популяция зерен с возрастом около 1 млрд лет обнаружена только в песчаниках скв. Кормянская, тогда как в песчаниках из других скважин, расположенных в пределах Волыно-Оршанского пргиба (скв. 70, Вильчицы 1 и Быховская), она отсутствует. Это указывает на то, что источник циркона с возрастом 1 млрд лет мог быть расположен как в пределах палеопргиба, так и на значительном удалении — в пределах гренвилльского Свеконорвежского орогена.

Ключевые слова: геохронология, докембрий, шеровичская и белорусская серии, скв. Кормянская и Быховская, Восточно-Европейская платформа, гренвилльская орогения

DOI: 10.31857/S0869592X23050101, **EDN:** WIWRKO

ВВЕДЕНИЕ

Волыно-Оршанский палеопргиб (ВОП) развит на западе Восточно-Европейской платформы, где он протягивается на 1000 км широкой (до 300 км) полосой (Муратов и др., 1962; Тектоническая..., 1974; Тектоника..., 1990; Нагорный, 1990; Геология..., 2001 и др.). Пргиб представляет собой крайний юго-западный сегмент позднепротерозойского Волыно-Среднерусского трансплатформенного рифтового пояса, заложение которого связывают с одним из этапов распада суперконтинента Родиния и растяжением (рифтогенезом) континента Балтика около 0.80–0.70 млрд лет назад. Этот рифтогенез произошел по внешним границам древних кратонов Фенноскандии и Сарматии, являвшихся составными частями Балтики (Nikishin et al., 1996; Хаин, 2001; Lubnina, 2006; Балувев, 2006; Хераскова и др., 2015; Сорохтин и др., 2015; Гарецкий, 2015; Чамов, 2016; Bogdanova et al., 2016 и др.). Довендские породы Волыно-Оршанского палеопргиба развиты на террито-

рии четырех государств — Беларуси, Украины, Польши и России — и с разной долей условности относятся к среднему и позднему рифею (Skaly..., 1974; Кузьменко, Шик, 2006; Стратиграфические..., 2010; Стратиграфія ..., 2013).

Осадочные породы Волыно-Оршанского палеопргиба имеют преимущественно песчаный состав, поэтому применение палеонтологического метода для обоснования их возраста проблематично (Брунс, 1957; Бессонова, 1968; Власов и др., 1972; Skaly..., 1974; Котык и др., 1976; Махнач и др., 1976; Великанов, 2010 и др.). В настоящее время валидные изотопно-геохронологические данные о возрасте этих пород отсутствуют. Опубликованные в конце прошлого века K–Ar изотопные данные были получены по образцам без минералогического контроля степени их изменения и поэтому сегодня не могут считаться надежными. Среди данных можно отметить K–Ar изотопные датировки диабазов (1180–1345 млн лет), прорывающих рифейские терригенные породы крестецкой серии в Валдайском грабене (скважина Крестцы 1р), яв-

ляющемся северным продолжением ВОП, и диабазов (1040–1175 млн лет), прорывающих рифейские толщи в Волыно-Полесской части ВОП на территории Украины (полесская серия) (Котык и др., 1976; Махнач и др., 1976). Недавно в песчаниках из кровли предположительно полесской серии в Волыно-Полесской части ВОП (скв. 56, Ровенская область) среди зерен детритового циркона было выявлено одно зерно с возрастом 1018 ± 43 млн лет (LA-ICP-MS метод; Shumlyanzkyu et al., 2015). Еще одно зерно циркона № 357 с возрастом 954 ± 12 млн лет из песчаников пинской (аналог руднянской) свиты (скв. Вильчицы 1 в Оршанской части ВОП) было показано на рисунке в статье Пашковского с соавторами (см. Paszkowski et al., 2019, fig. 5). Таким образом, единичный характер сведений о возрасте требует дополнительного подтверждения.

В связи с неопределенностью возрастного положения позднепротерозойских отложений ВОП в рамках данной работы нами проведено масштабное геохронологическое U–Th–Pb LA-ICP-MS исследование зерен детритового циркона из рифейских песчаников Оршанской части Волыно-Оршанского палеопрогиба. Нами были изучены зерна детритового циркона из рифейских песчаников бортниковской свиты шеровичской серии, руднянской и оршанской свит белорусской серии. Образцы отобраны из скважин Кормянская и Быховская, пробуренных на территории Беларуси (Кузьменкова и др., 2019a).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Волыно-Оршанский палеопрогиб представляет собой разветвленную сеть грабенов и грабенообразных прогибов, которые входят в наиболее крупную Волыно-Среднерусскую систему прогибов на Восточно-Европейской платформе (рис. 1). Образование этих палеопрогибов произошло в результате растяжения вдоль основных сутурных зон фундамента при расколе древнего континента в позднем рифее. Пространственное положение и простираие Волыно-Оршанского палеопрогиба контролируется Минским, Стоходско-Могилевским, Пержанско-Симоновичским доплатформенными разломами (Айзберг, Старчек, 2013). Палеопрогиб заполнен мощной (от 200 до 700 м) толщей красноцветных аркозовых песчаников и алевролитоглинистых пород с прослоями сероцветных олигомиктовых и кварцевых песчаников и линзами гравелитов. Терригенные породы, заполняющие палеопрогиб, резко отличаются по составу от перекрывающих терригенно-карбонатных отложений фанерозоя.

Преимущественно песчаные породы ВОП несогласно, с крупным стратиграфическим перерывом залегают на эродированной поверхности кристаллического фундамента Восточно-Европейской

платформы (ВЕР) архейско(?)-раннепротерозойского возраста. Рифейские отложения несогласно перекрыты покровно-ледниковой вильчанской серией венда и более молодыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами воынской серии венда (Геология..., 2001; Стратиграфические..., 2010; Голубкова и др., 2021). Большая часть Волыно-Оршанского прогиба (около 60%) расположена на территории Беларуси, где довендские позднепротерозойские породы, заполняющие прогиб, подразделяют на шеровичскую и белорусскую серии (Махнач и др., 1976; Стратиграфические..., 2010).

В качестве стратотипического разреза шеровичской серии принят разрез мощностью 255 м, вскрытый Руднянской параметрической скважиной, пробуренной в конце 1960-х годов в Смоленской области (северная часть ВОП) в непосредственной близости от границы Беларуси. Нижняя часть серии представлена аркозовыми песчаниками и слюдистыми алевролитами гатынской свиты (96 м), верхняя — кварцевыми песчаниками рутаветской свиты (159 м), аналогами которых являются песчаники бортниковской свиты Беларуси. Песчаный материал хорошо окатан и имеет высокую степень зрелости. В то же время для этих песчаников характерна разнотерригенность, присутствие кварцевой гальки и валунов кварцитов. Цемент песчаников глинистый с примесью гидроокислов железа, реже — опаловый и фосфатный. Материалом для образования этих песчаников являлись высокотерригенные коры выветривания раннепротерозойского возраста, развитые по породам кристаллического основания. В породах проявляется как горизонтальная, так и косая и клиновидная слоистость. Песчаники сформированы в небольших внутриконтинентальных опресненных бассейнах и представляют собой аллювиально-дельтовые отложения. Подобные бассейны были развиты в понижениях рельефа вблизи разломных зон (Махнач и др., 1976; Геология..., 2001). Данных об изотопном возрасте пород шеровичской серии до сих пор нет. В настоящее время шеровичская серия отнесена к среднему рифею как в Беларуси (Стратиграфические..., 2010), так и в России (восток Оршанской впадины, Крестецкий и Солигаличский авлакогены) (Кузьменко, Шик, 2006).

Наиболее широко как по площади современной Беларуси, так и в объеме Волыно-Оршанского палеопрогиба развита белорусская серия, мощность которой в Волыно-Полесской части прогиба достигает 600 м, а в Оршанской части понижается до 300 м. Серия сложена красноцветными терригенными породами рогаевской, руднянской, пинской, оршанской и лапичской свит (рис. 1). При этом руднянская и пинская свиты являются фациальными и возрастными аналогами соответственно в Оршанской и Волыно-Полесской ча-

стях ВОП и вместе с рогачевской свитой объединяются в полесский горизонт.

Рогачевская свита имеет мощность 30–40 м и представлена чередованием аркозовых разно-, средне- и мелкозернистых песчаников лилово-коричнево-бурого цвета с прослоями алевролитов. Характерно нерегулярное переслаивание литологических разностей, косая слоистость, плохая сортировка материала, что указывает на колебание глубины бассейна, наличие течений, близость береговой линии.

Вышележащая красноцветная толща хорошо сортированных мелкозернистых песчаников с тонкими редкими прослоями алевролитов имеет разный петрографический состав. В Волюно-Полесской части ВОП песчаники имеют олигомитовый и мезомитовый состав и относятся к пинской свите, а в Оршанской части они преимущественно олигомитового состава и относятся к руднянской свите. Максимальная мощность пинской свиты достигает 460 м в Волюно-Полесской части. Песчаники сложены угловато-окатанными зернами с гематит-каолинит-гидрослюдистым цементом и редкими слоями доломитов (1–2 см). Отложения накапливались в условиях мелководного эпиконтинентального бассейна с пониженной соленостью, маломощные прослои доломитов маркируют периоды его обмеления (Кузьменкова и др., 2019а, 2019б).

Оршанская свита распространена только в Оршанской части ВОП (более 600 м) и представлена переслаиванием красноцветных мелко- и средне-мелкозернистых песчаников с высокой степенью окатанности и сортировки материала (Махнач и др., 1976; Геология..., 2001). Свита разделена на три подсвиты по составу песчаных пород. Нижняя подсвита (до 200 м) сложена олигомитово-

кварцевыми песчаниками, а средняя (до 250 м) – кварцевыми песчаниками со средней и слабой степенью цементации. Верхняя подсвита (до 200 м) сложена плотными кварцитовидными песчаниками с регенерационным кварцевым цементом. Отложения формировались в условиях замкнутого мелководного внутриконтинентального опресненного бассейна.

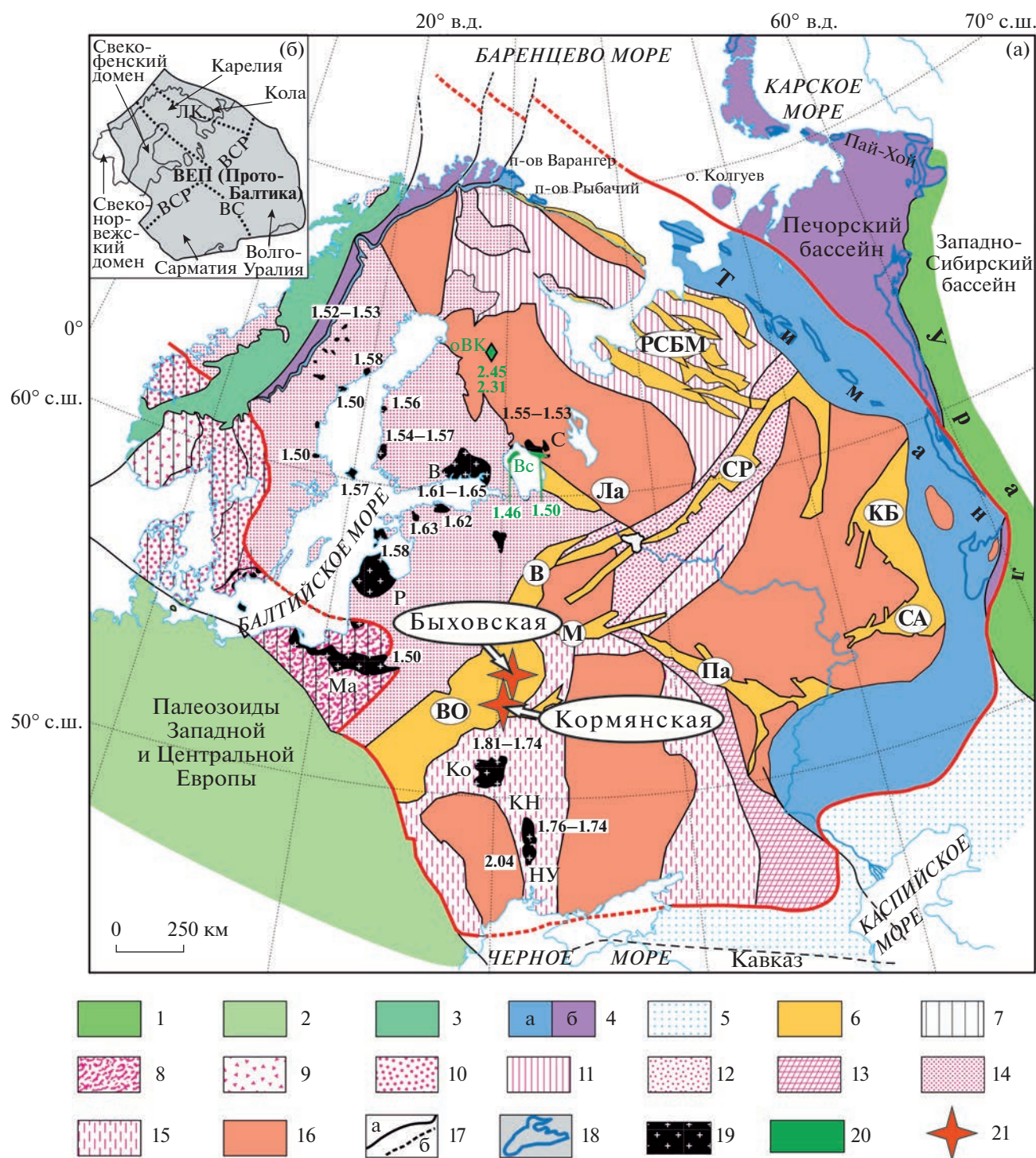
Лапичская свита (мощность до 82 м), по стратиграфическому объему соответствующая одноименному горизонту региональной стратиграфической схемы (РСС) (рис. 2), сложена нерегулярно переслаивающимися красноцветными терригенными породами (полимитовыми конгломератами, песчаниками с глинисто-доломитовым цементом, глинистыми и песчаными алевролитами) и доломитами с большой долей алевроглинистой примеси. В своей нижней части свита представлена породами преимущественно терригенного, а в верхней – терригенно-доломитового состава. Отложения образовались в Оршанской части ВОП в условиях небольшого замкнутого мелководного континентального бассейна с переменной соленостью (Махнач и др., 1976; Стратиграфические..., 2010).

В настоящее время полесский горизонт относят к среднему рифею, а лапичский горизонт – к верхнему рифею Беларуси (Стратиграфические..., 2010). Как уже было отмечено выше, опубликованные в 1970-х годах К–Аг датировки для диабазов, прорывающих терригенные породы крестецкой серии в Валдайском грабене (1180–1345 млн лет) и полесской свиты в Волюно-Полесской части ВОП (1040–1175 млн лет), сегодня не могут быть признаны надежными. В то же время имеющиеся сведения о “молодом” возрасте базируются на U–Pb данных, полученных лишь по одному зерну из песчаников полесской серии

Рис. 1. Тектоническая схема фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и структур ее обрамления (по Кузнецов, Романюк, 2021).

Аббревиатуры: Вс – Валаамский силл; ВК – мафические комплексы около оз. Верхнее Куйто. Плутоны: Ко – Коростеньский, КН – Корсунь-Новомиргородский, НУ – Новоукраинский, Ма – Мазуринский, Р – Рижский, В – Выборский, С – Салми. ВО – Волюно-Оршанский палеопрогиб. Авлакогены и грабены: СР – Средне-Русский, Па – Пачелмский, КБ – Камско-Бельский, СА – Серноводско-Абдулинский, М – Московский, В – Валдайский, Ла – Пашско-Ладожский, РСБМ – рифтовая система Белого моря. Цифрами показаны возрасты магматитов, млрд лет.

1–3 – палеозойды складчато-надвиговых поясов, обрамляющих ВЕП: 1 – уральцы, 2 – варисциды, 3 – скандинавские каледониды; 4 – неопротерозойско-среднекембрийские комплексы: протоуральцы–тиманиды Западного Урала, Тимано-Печорско-Баренцево-морского региона, Приуральской части ВЕП и Скандинавии и кадомиды–авалониды южного и юго-восточного обрамления ВЕП: а – осадочные (преимущественно), б – вулканические, вулканогенно-осадочные и осадочные; 5 – Скифско-Туранская платформа; 6 – неопротерозойские рифтогенные структуры; 7–10 – неопротерозойские комплексы и переработанные архейско-палеопротерозойские комплексы северо-западной и западной частей ВЕП: 7 – свекофено-норвежская орогенция (~1.2–0.9 млрд лет), 8 – данополонская орогенция (~1.47–1.42 млрд лет), 9 – телемаркская орогенция (~1.52–1.48 млрд лет), 10 – готская орогенция (~1.73–1.55 млрд лет); 11–16 – палеопротерозойские и архейские комплексы Фенноскандии, Волго-Уралии и Сарматии: 11 – Лапландско-Кольский ороген (~2.0–1.9 млрд лет), 12 – Средне-Русский ороген (~1.8–1.7 млрд лет), 13 – Волго-Сарматский ороген (~2.1–2.0 млрд лет), 14 – протерозойские комплексы Фенноскандии, 15 – протерозойские комплексы Сарматии и Волго-Уралии, 16 – архейские комплексы (~3.70–2.50 млрд лет); 17 – сутуры вдоль внешней границы докембрийского остова ВЕП (Балтики), границы блоков внутри ВЕП, границы неопротерозойских (1.6–0.8 млрд лет) рифтов и авлакогенов: а – главные разломы, б – их предполагаемые продолжения; 18 – контуры обнажений тиманид и протоуральцев; 19 – анортозит-гранит-рапакиви и А-граниты; 20 – базальтоиды, мафические дайковые комплексы; 21 – места отбора проб из песчаников, для которых выполнено U–Th–Pb датирование детритового циркона.



в Воыно-Полесской части ВОП (скв. 56, Ровенская область) – 1018 ± 43 млн лет (Shumlyanzkyu et al., 2015) и из руднянской (аналог пинской) свиты в скв. Вильчицы 1 в Оршанской части ВОП – 954 ± 12 млн лет (Paszkowski et al., 2019). Кроме того, на графике плотности вероятности, демонстрирующем данные о U–Pb возрасте цир-

кона из рифейского песчаника пинской свиты (см. Paszkowski et al., 2019, fig. 6), представлено единичное значение с возрастом около 600 млн лет, что очевидно является артефактом. Безусловно, все полученные по единичным зернам циркона данные являются недостаточными и требуют специального подтверждения.

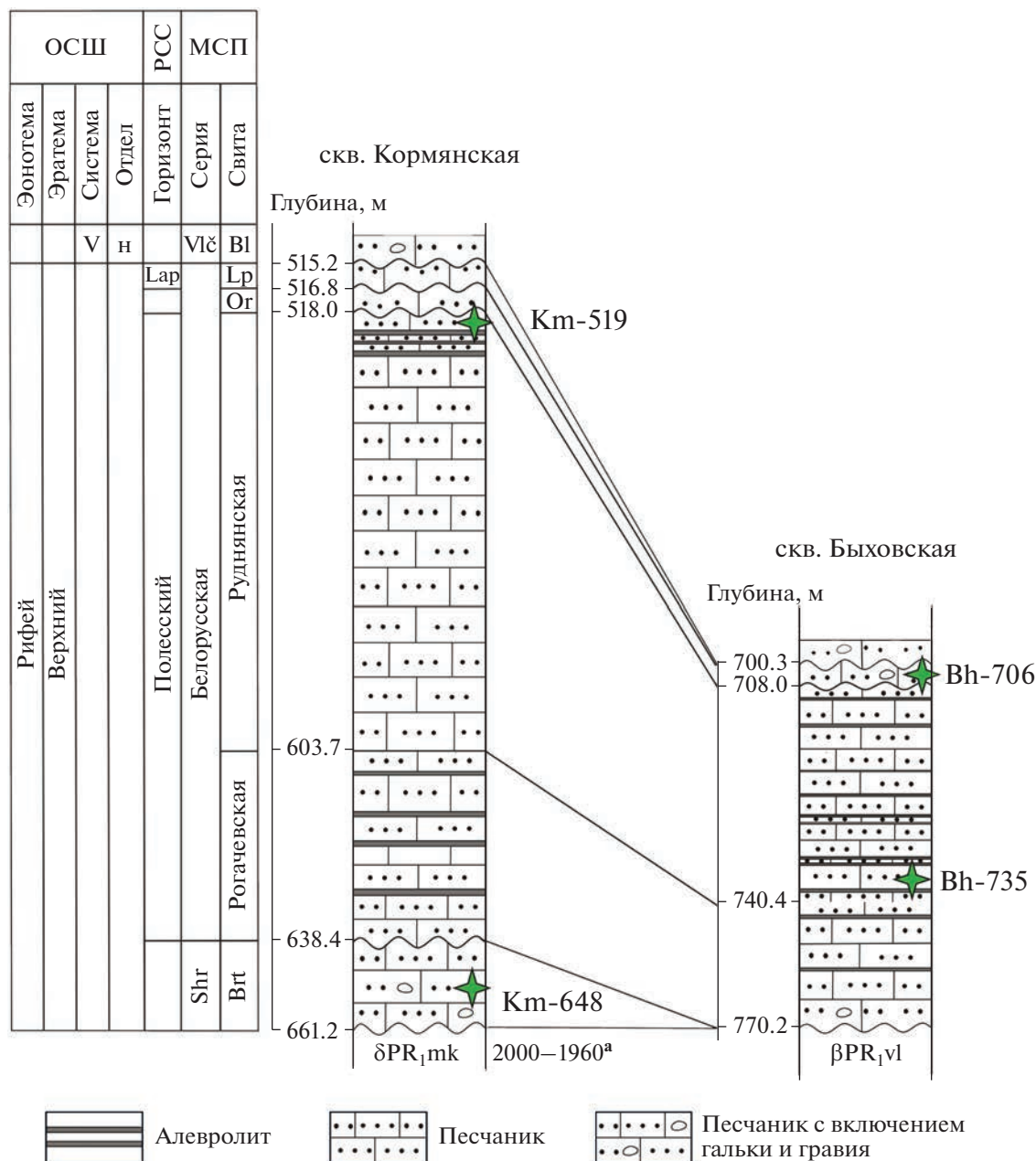


Рис. 2. Положение изученных образцов песчаников в схематических разрезах верхнепротерозойских пород Кормянской и Быховской скважин.

V – венд, n – нижний венд, Lap – лапичский горизонт, Shr – шеровичская серия; Vlč – вильчанская серия; свиты: Brt – бортниковская, Or – оршанская, Lp – лапичская, Bl – блонская; mk – микашевичский комплекс, гранодиориты, vl – волхвинский комплекс, габброиды. ^a Аксаментова, 2002. ОСШ – общая стратиграфическая шкала, РСС – региональная стратиграфическая схема, МСП – местные стратиграфические подразделения.

Для уточнения времени накопления шеровичской и белорусской серий, а также установления возможных источников поступления терригенного материала, заполняющего центральную часть ВОП, нами проведено U–Th–Pb LA-ICP-MS геохронологическое изучение зерен детритового циркона. Образцы были отобраны из двух удаленных на 25 км друг от друга скважин Кормянская (д. Барсуки Кормянского р-на Гомель-

ской обл.) и Быховская (д. Большая Зимница Славгородского р-на Могилевской обл.), расположенных в пределах восточной прибортовой части Воыно-Оршанского палеопрогиба (рис. 1). Отобранные образцы песчаников представляют нижнюю часть шеровичской серии – бортниковскую свиту (обр. Km-648), средние и верхние части белорусской серии – руднянскую (обр. Km-519 и Bh-735) и оршанскую (обр. Bh-706) свиты.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Выделение зерен циркона проведено по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Изучение особенностей внутреннего строения детритового циркона проведено на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA 3 в режиме катодолюминесценции.

U–Th–Pb геохронологические исследования зерен циркона выполнены с помощью системы лазерной абляции NWR-213 с камерой TwoVolumeTwo, совмещенной с ICP масс-спектрометром ELEMENT XR. Диаметр пучка лазера составлял 25 мкм, длительность измерения – 100 с (40 с – холостой по газу, 60 с – абляция). Калибровка произведена по стандартному циркону GJ-1 (Jackson et al., 2004). Для контроля качества аналитических данных использованы стандартные цирконы Harvard 91500 и Plešovice. Для стандартного циркона Harvard 91500 в ходе исследований получены средневзвешенные значения возрастов: по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – 1067 ± 6 млн лет (0.59%, 2σ , $n = 17$, СКВО = 1.3, вероятность = 0.16), по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 1066 ± 7 млн лет (0.61%, 2σ , $n = 17$, СКВО = 0.031, вероятность = 1.000). Для стандартного циркона Plešovice получено средневзвешенное значение возраста 337 ± 2 млн лет по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (0.70%, 2σ , $n = 17$, СКВО = 0.27, вероятность = 0.998). Полученные для стандартных цирконов значения возраста хорошо совпадают с рекомендованными данными (Harvard 91500: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – 1066.01 ± 0.61 млн лет, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 1063.51 ± 0.39 млн лет; Plešovice: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 337 ± 2 млн лет) (Horstwood et al., 2016). U–Th–Pb изотопные отношения рассчитаны в программе GLITTER 4.0 GEMOC (Van Achterbergh et al., 2001). Поправки на обычный свинец введены с помощью программы ComPb (Andersson, 2002). Расчет конкордантных возрастов (Concordia Ages) выполнен в программе IsoplotR (Vermeesch, 2018). Только конкордантные оценки (степень дискордантности менее 5%) возраста приняты во внимание при построении гистограмм, кривых относительной вероятности и расчете максимумов возрастов (PeakAges) (Gehrels, 2012).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Детритовый циркон из четырех образцов песчаников (Km-648, Km-519, Bh-735 и Bh-706) представлен зернами призматического и короткопризматического габитуса, с различной степенью окатанности, в отдельных случаях до изометричной формы. Размерность варьирует от 60 до 300 мкм. Катодолюминесцентное исследование показало, что большинство зерен имеет тонкую осцилляторную зональность и хорошо проявленную секториальность, однако часть зерен не имеет видимой зональности (рис. 3).

Из изученных образцов Km-648, Km-519, Bh-735 и Bh-706 удалось проанализировать 34, 123, 102 и 112 зерен циркона соответственно. В результате получено соответственно 29, 94, 35 и 44 оценок возраста с приемлемой степенью дискордантности (менее 5%) (табл. 1, 2).

Для обр. Km-648 возрасты зерен циркона находятся преимущественно в интервалах: 945–1091, 1126–1163, 1311–1346, 1403–1423 и 1508–1580 млн лет (табл. 3), с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов: 1.01 ($n = 5$), 1.13 ($n = 3$), 1.31 ($n = 3$), 1.41 ($n = 3$), 1.54 ($n = 5$) млрд лет (рис. 4). Возрасты единичных зерен составляют: 1225, 1234, 1987, 2085, 2090, 2442 и 2788 млн лет.

Для обр. Km-519 возрасты зерен циркона получены в интервалах: 948–1086, 1153–1248, 1319–1342, 1416–1484, 1955–1989, 2014–2038, 2079–2121, 2161–2183 и 2761–2772 млн лет (табл. 3), с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов: 0.95 ($n = 4$), 1.03 ($n = 17$), 1.23 ($n = 10$), 1.33 ($n = 3$), 1.43 ($n = 4$), 1.96 ($n = 3$), 2.03 ($n = 7$), 2.10 ($n = 9$), 2.18 ($n = 3$) и 2.77 ($n = 3$) млрд лет (рис. 4). Возрасты единичных зерен соответствуют 1526–1626, 1880, 2412–2465, 2622–2710, 2916, 2924 и 3481 млн лет.

В обр. Bh-735 и Bh-706 возрасты циркона находятся в гораздо более узких интервалах. Для обр. Bh-735: 1941–1998, 2010–2069 и 2084–2111 млн лет (табл. 3), с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов: 1.98 ($n = 24$), 2.07 ($n = 6$), 2.09 ($n = 3$) млрд лет (рис. 4). Возрасты единичных зерен составляют 1785 и 2124 млн лет.

Возрасты циркона из обр. Bh-706 находятся в интервалах 1791–1821, 1952–1998 и 2010–2068 млн лет (табл. 3), с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов: 1.80 ($n = 3$), 1.99 ($n = 27$) и 2.68 ($n = 7$) млрд лет (рис. 4). Возрасты единичных зерен – 1151, 2083, 2085, 2109, 2116 и 2150 млн лет.

Стратиграфические следствия. Шеровичская серия и нижняя часть белорусской серии (полесский горизонт, включая руднянскую свиту) в стратиграфических схемах Беларуси относятся к среднему рифею (Стратиграфические..., 2010) на основании K–Ar датировок (1040–1175 млн лет) диабазов, прорывающих терригенные породы полесской свиты в Вольно-Полесской части ВОП. В общей стратиграфической шкале верхнего протерозоя изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея обоснован в сибирском гипостратотипе рифея и опирается на слои, в которых появляются первые представительные наборы познерифейских микрофоссилий (Вейс, Воробьева, 1996; Сергеев и др., 2006; Семихатов и др., 2015). Согласно двум Pb–Pb изотопным датировкам известняков, отобранных вблизи кровли среднего рифея и основания верхнего рифея, возраст границы

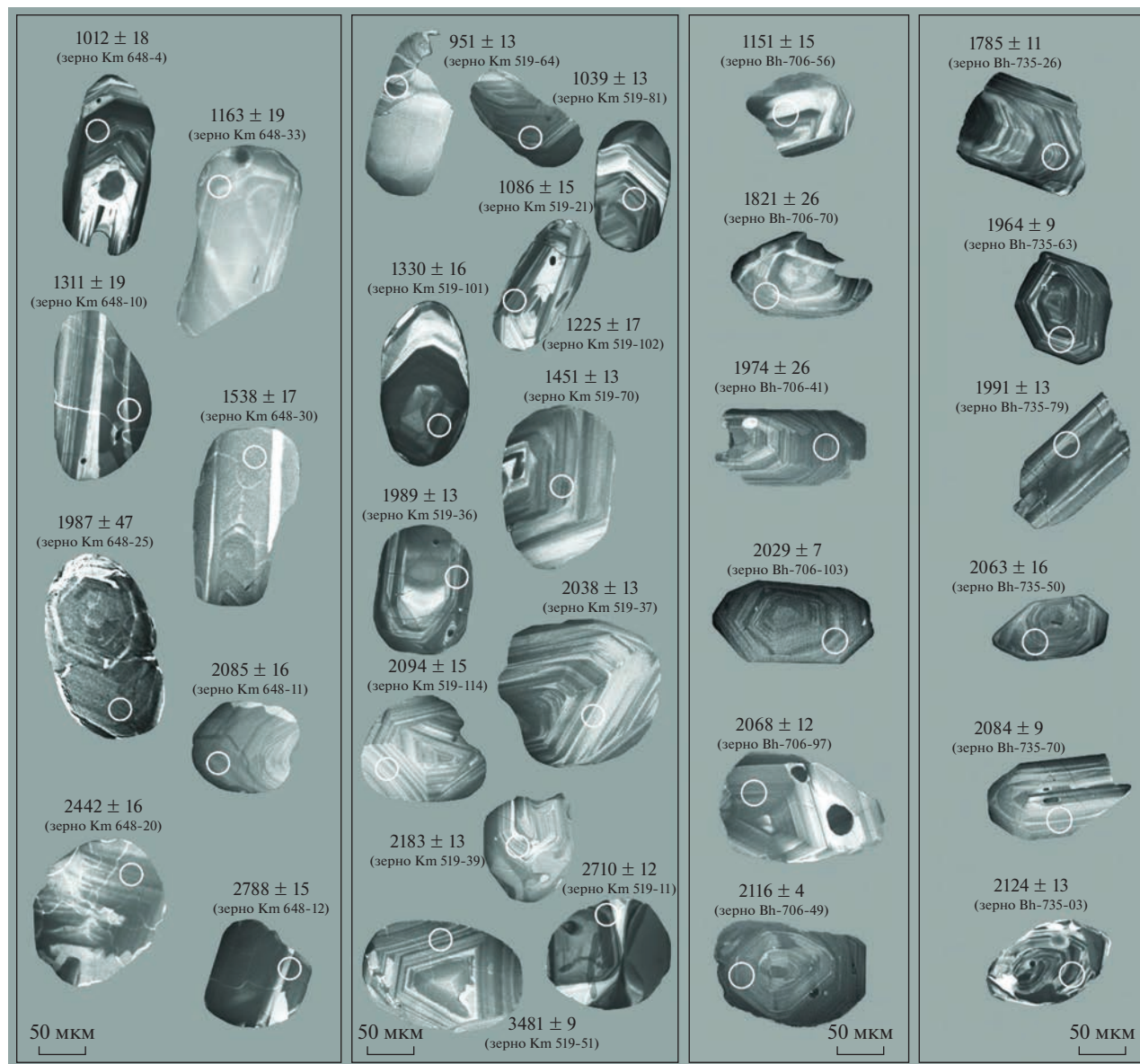


Рис. 3. Микрофотографии кристаллов циркона из песчаников бортниковской (обр. Kt-648), руднянской (обр. Kt-519 и Bh-735) и оршанской (обр. Bh-706) свит, выполненные в режиме катодолюминесценции. Кругиками обозначены точки, где проводились U–Th–Pb измерения.

среднего и верхнего рифея близок к 1030 млн лет (Семихатов и др., 2015).

Проведенное нами U–Th–Pb исследование обнаружило, что песчаники шеровичской серии содержат большое количество зерен циркона с возрастом от 948 до 1030 млн лет (табл. 1 и 3). При этом, несмотря на большую мощность (около 140 м), зерна циркона с таким “молодым” возрастом присутствуют как в нижней части серии, так и в верхней. Присутствие во всем объеме шеровичской серии обломочного материала позднерифейского возраста указывает на то, что эти песчаники моложе среднего рифея. Это меняет преж-

ние представления о возрасте шеровичской серии и позволяет отнести ее к позднему рифею.

Палеогеографические следствия. Полученные данные свидетельствуют о том, что источниками циркона для рифейских песчаников белорусской серии в разрезе скв. Быховская являлись преимущественно раннепротерозойские (палеопротерозойские) породы с очень узким возрастным интервалом 1.98–2.09 млрд лет. Такой же узкий возрастной интервал характерен и для зерен циркона из песчаников пинской свиты белорусской серии в скв. Вильчицы 1 (Paszkowski et al., 2019), расположенной в 50 км севернее от скв. Быховская. На-

Таблица 1. Результаты U–Th–Pb LA-ICP-MS геохронологических исследований детритового циркона из позднепротерозойских песчаников (скв. Кор-мьянская)

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_{\text{c}}$, %	Th/U	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет										
			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	CA	1σ	
Руднянская свита (обр. Km-519)																		
Km-519-1		0.24	0.0728	0.0005	1.6970	0.0261	0.1692	0.0025	0.97	1007	14	1007	10	1008	14	1007	14	
Km-519-2		0.37	0.0782	0.0005	2.1073	0.0326	0.1954	0.0029	0.96	1153	13	1153	11	1150	16	1153	13	
Km-519-3		0.21	0.0816	0.0006	2.3730	0.0365	0.2109	0.0031	0.97	1236	13	1236	11	1234	17	1236	13	
Km-519-6		0.37	0.1935	0.0013	14.3319	0.2204	0.5372	0.0080	0.97	2772	11	2772	15	2772	34	2772	11	
Km-519-7		0.44	0.1858	0.0013	13.3622	0.2061	0.5217	0.0080	0.99	2705	11	2705	15	2706	34	2705	11	
Km-519-8		0.75	0.1360	0.0010	7.5347	0.1202	0.4019	0.0062	0.97	2177	12	2177	14	2178	29	2177	12	
Km-519-10		0.37	0.0902	0.0006	3.0851	0.0488	0.2481	0.0038	0.97	1430	13	1430	12	1428	20	1430	13	
Km-519-11		0.67	0.1863	0.0013	13.4302	0.2130	0.5228	0.0081	0.98	2710	12	2710	15	2711	34	2710	12	
Km-519-12		0.22	0.0897	0.0006	3.0569	0.0485	0.2470	0.0038	0.97	1420	13	1422	12	1423	20	1420	13	
Km-519-13		0.22	0.0720	0.0005	1.6390	0.0267	0.1652	0.0026	0.95	985	15	985	10	986	14	985	10	
Km-519-14		0.42	0.1297	0.0009	6.8665	0.1092	0.3841	0.0060	0.97	2093	12	2093	14	2095	28	2093	12	
Km-519-16		0.19	0.0734	0.0005	1.7412	0.0279	0.1721	0.0027	0.97	1024	14	1024	10	1024	15	1024	14	
Km-519-17		0.13	0.1348	0.0010	7.4109	0.1193	0.3988	0.0062	0.97	2161	12	2162	14	2164	29	2161	12	
Km-519-18		0.19	0.0735	0.0005	1.7511	0.0285	0.1729	0.0027	0.96	1027	14	1028	11	1028	15	1027	14	
Km-519-19		0.25	0.0795	0.0006	2.2145	0.0359	0.2019	0.0032	0.98	1186	14	1186	11	1186	17	1186	14	
Km-519-20		0.23	0.0796	0.0006	2.2204	0.0371	0.2023	0.0032	0.96	1187	14	1188	12	1188	17	1187	14	
Km-519-21		0.55	0.0756	0.0006	1.9125	0.0325	0.1834	0.0029	0.94	1086	15	1085	11	1085	16	1086	15	
Km-519-22		0.20	0.1205	0.0009	5.9060	0.0957	0.3556	0.0056	0.98	1963	13	1962	14	1961	27	1963	13	
Km-519-23		0.33	0.0918	0.0007	3.2217	0.0546	0.2545	0.0041	0.95	1464	14	1462	13	1461	21	1464	14	
Km-519-24		0.54	0.0928	0.0007	3.3097	0.0543	0.2587	0.0041	0.97	1484	14	1483	13	1483	21	1484	14	
Km-519-25		0.65	0.1934	0.0014	14.3377	0.2327	0.5377	0.0085	0.98	2771	12	2772	15	2774	36	2771	12	
Km-519-26		0.70	0.1297	0.0009	6.8575	0.1126	0.3834	0.0061	0.97	2094	13	2093	15	2092	28	2094	13	
Km-519-27		0.19	0.1299	0.0010	6.8671	0.1154	0.3835	0.0062	0.95	2096	13	2094	15	2092	29	2096	13	
Km-519-29		0.36	0.1286	0.0009	6.7519	0.1105	0.3807	0.0060	0.97	2079	13	2079	14	2080	28	2079	13	
Km-519-30		0.26	0.0821	0.0006	2.4144	0.0396	0.2133	0.0034	0.97	1248	14	1247	12	1246	18	1248	14	
Km-519-31		0.28	0.0818	0.0006	2.4018	0.0415	0.2130	0.0034	0.93	1241	15	1243	12	1245	18	1241	15	
Km-519-32		0.45	0.0744	0.0007	1.8227	0.0397	0.1777	0.0031	0.79	1052	20	1054	14	1054	17	1052	20	
Km-519-33		0.31	0.1246	0.0009	6.3351	0.1031	0.3689	0.0059	0.99	2023	13	2023	14	2024	28	2023	13	
Km-519-34		0.30	0.1922	0.0014	14.2077	0.2307	0.5361	0.0086	0.99	2761	12	2764	15	2767	36	2761	12	
Km-519-35		0.37	0.0738	0.0005	1.7750	0.0296	0.1745	0.0028	0.97	1035	15	1036	11	1037	15	1035	15	

Таблица 1. Продолжение

Точка анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	Th/U	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет								
			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	CA	1σ		
Км-519-35-1		0.48	0.0741	0.0005	1.8001	0.0298	0.1761	0.0028	0.97	1045	15	1045	11	1046	16	1045	15
Км-519-36		0.53	0.1222	0.0009	6.0864	0.1047	0.3612	0.0059	0.95	1989	13	1988	15	1988	28	1989	13
Км-519-37		0.32	0.1256	0.0009	6.4390	0.1065	0.3718	0.0060	0.97	2038	13	2038	15	2038	28	2038	13
Км-519-38		0.42	0.0951	0.0007	3.5120	0.0580	0.2679	0.0043	0.97	1530	14	1530	13	1530	22	1530	14
Км-519-39		1.14	0.1365	0.0010	7.5814	0.1258	0.4029	0.0065	0.97	2183	13	2183	15	2182	30	2183	13
Км-519-41		0.36	0.0808	0.0006	2.3123	0.0390	0.2074	0.0033	0.95	1218	15	1216	12	1215	18	1218	15
Км-519-42		0.54	0.0851	0.0006	2.6614	0.0449	0.2267	0.0037	0.96	1319	14	1318	12	1317	19	1319	14
Км-519-45		0.51	0.0993	0.0006	3.8873	0.0533	0.2839	0.0038	0.98	1611	11	1611	11	1611	19	1611	11
Км-519-49		0.49	0.1767	0.0011	12.2458	0.1658	0.5026	0.0068	0.99	2622	10	2623	13	2625	29	2622	10
Км-519-50		0.24	0.0732	0.0004	1.7274	0.0236	0.1713	0.0023	0.98	1018	12	1019	9	1019	13	1018	12
Км-519-51		0.54	0.3021	0.0018	29.8434	0.4041	0.7165	0.0096	0.99	3481	9	3482	13	3483	36	3481	9
Км-519-52		0.36	0.0811	0.0005	2.3252	0.0330	0.2079	0.0028	0.95	1224	12	1220	10	1218	15	1224	12
Км-519-53		0.30	0.1295	0.0008	6.8595	0.0961	0.3842	0.0052	0.97	2091	11	2093	12	2096	24	2091	11
Км-519-54		0.45	0.1240	0.0007	6.2788	0.0846	0.3673	0.0049	0.99	2014	11	2015	12	2017	23	2014	11
Км-519-55		0.18	0.0740	0.0005	1.7813	0.0242	0.1747	0.0023	0.99	1041	12	1039	9	1038	13	1041	12
Км-519-56		0.35	0.1252	0.0008	6.3941	0.0862	0.3706	0.0050	0.99	2031	11	2031	12	2032	23	2031	11
Км-519-58		0.25	0.0756	0.0005	1.9108	0.0279	0.1833	0.0026	0.98	1085	13	1085	10	1085	14	1085	13
Км-519-60		0.59	0.0973	0.0007	3.7106	0.0598	0.2767	0.0041	0.91	1572	13	1574	13	1575	21	1572	13
Км-519-61		0.21	0.0862	0.0006	2.7496	0.0396	0.2314	0.0033	0.99	1342	12	1342	11	1342	17	1342	12
Км-519-63		0.29	0.1560	0.0010	9.7637	0.1405	0.4541	0.0065	0.99	2412	11	2413	13	2413	29	2412	11
Км-519-64		0.31	0.0709	0.0005	1.5538	0.0228	0.1590	0.0023	0.98	954	13	952	9	951	13	951	13
Км-519-65		0.55	0.1307	0.0008	6.9710	0.1010	0.3868	0.0055	0.99	2108	11	2108	13	2108	26	2108	11
Км-519-66		0.66	0.1252	0.0008	6.3956	0.0919	0.3706	0.0053	0.99	2031	11	2032	13	2032	25	2031	11
Км-519-67		0.55	0.1317	0.0008	7.0803	0.1018	0.3899	0.0056	0.99	2121	11	2122	13	2122	26	2121	11
Км-519-68		0.39	0.1001	0.0007	3.9524	0.0598	0.2865	0.0041	0.96	1626	12	1624	12	1624	21	1626	12
Км-519-69		0.31	0.0799	0.0005	2.2436	0.0336	0.2037	0.0029	0.96	1194	13	1195	11	1195	16	1194	13
Км-519-70		0.34	0.0912	0.0006	3.1720	0.0483	0.2523	0.0037	0.97	1451	13	1450	12	1450	19	1451	13
Км-519-71		0.20	0.0747	0.0005	1.8385	0.0275	0.1786	0.0026	0.98	1059	13	1059	10	1059	14	1059	13
Км-519-72		0.20	0.0973	0.0007	3.7081	0.0554	0.2765	0.0041	0.99	1572	12	1573	12	1574	21	1572	12
Км-519-73		0.21	0.0736	0.0005	1.7583	0.0264	0.1732	0.0026	0.98	1031	13	1030	10	1030	14	1031	13
Км-519-74		0.22	0.0745	0.0005	1.8267	0.0276	0.1779	0.0026	0.97	1055	13	1055	10	1055	14	1055	13
Км-519-75		0.59	0.2113	0.0014	16.6496	0.2488	0.5715	0.0084	0.99	2916	11	2915	14	2914	35	2916	11

Таблица 1. Продолжение

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_{\text{с}}$, %	Th/U	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет								
			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	CA	1σ
Km-519-76		0.42	0.1150	0.0008	5.3774	0.0821	0.3392	0.0050	0.97	1880	12	1881	13	1883	24	1880	12
Km-519-78		0.47	0.1241	0.0009	6.2821	0.0974	0.3672	0.0055	0.96	2016	12	2016	14	2016	26	2016	12
Km-519-79		0.43	0.2124	0.0014	16.8006	0.2510	0.5737	0.0085	0.99	2924	11	2924	14	2923	35	2924	11
Km-519-81		0.19	0.0739	0.0005	1.7840	0.0268	0.1751	0.0026	0.98	1039	13	1040	10	1040	14	1039	13
Km-519-82		0.97	0.1151	0.0008	5.3782	0.0808	0.3390	0.0050	0.98	1881	12	1881	13	1882	24	1881	12
Km-519-96		0.51	0.0811	0.0007	2.3328	0.0434	0.2087	0.0039	1.00	1223	16	1222	13	1222	21	1223	16
Km-519-97		0.29	0.0731	0.0006	1.7187	0.0336	0.1706	0.0032	0.96	1015	17	1016	13	1016	18	1015	17
Km-519-98		0.62	0.0805	0.0007	2.2919	0.0433	0.2065	0.0039	0.99	1209	17	1210	13	1210	21	1209	17
Km-519-99		1.35	0.1609	0.0013	10.3334	0.1923	0.4659	0.0087	0.90	2465	14	2465	17	2465	38	2465	14
Km-519-100		0.44	0.1574	0.0013	9.9140	0.1874	0.4567	0.0086	0.99	2428	14	2427	17	2425	38	2428	14
Km-519-101		0.88	0.0856	0.0007	2.7160	0.0513	0.2300	0.0043	0.99	1330	16	1333	14	1335	22	1330	16
Km-519-102		0.82	0.0812	0.0007	2.3359	0.0460	0.2088	0.0039	0.95	1225	17	1223	14	1222	21	1225	17
Km-519-103		0.39	0.1255	0.0010	6.4231	0.1190	0.3713	0.0069	0.90	2036	15	2035	16	2035	32	2036	15
Km-519-104	0.30	0.0726	0.0006	1.6855	0.0338	0.1683	0.0032	0.94	1004	18	1003	13	1003	17	1004	18	
Km-519-105	0.37	0.0722	0.0007	1.6571	0.0352	0.1666	0.0032	0.90	990	19	992	13	993	18	993	18	
Km-519-106	0.22	0.0726	0.0006	1.6934	0.0317	0.1691	0.0032	1.00	1004	17	1006	12	1007	17	1004	17	
Km-519-107	0.34	0.1204	0.0010	5.8994	0.1092	0.3555	0.0066	0.90	1962	15	1961	16	1961	31	1962	15	
Km-519-109	0.59	0.0752	0.0008	1.8820	0.0450	0.1816	0.0037	0.85	1073	21	1075	16	1076	20	1073	21	
Km-519-110	0.41	0.0733	0.0007	1.7319	0.0345	0.1715	0.0033	0.98	1021	18	1020	13	1020	18	1021	18	
Km-519-111	0.31	0.1318	0.0012	7.0885	0.1382	0.3902	0.0076	1.00	2121	15	2123	17	2124	35	2121	15	
Km-519-112	0.51	0.0896	0.0008	3.0379	0.0592	0.2460	0.0048	1.00	1416	17	1417	15	1418	25	1416	17	
Km-519-113	0.50	0.0747	0.0007	1.8378	0.0362	0.1784	0.0035	0.99	1061	18	1059	13	1058	19	1061	18	
Km-519-114	0.40	0.1297	0.0011	6.8642	0.1324	0.3837	0.0074	0.90	2094	15	2094	17	2094	35	2094	15	
Km-519-115	0.27	0.0949	0.0008	3.4904	0.0673	0.2668	0.0052	0.90	1526	16	1525	15	1524	26	1526	16	
Km-519-116	0.28	0.0719	0.0006	1.6423	0.0322	0.1656	0.0032	0.99	984	18	987	12	988	18	988	18	
Km-519-117	2.17	0.1300	0.0011	3.4338	0.0662	0.1916	0.0037	0.90	2098	15	1512	15	1130	20	2098	15	
Km-519-118	0.30	0.0784	0.0007	2.1225	0.0419	0.1964	0.0038	0.99	1156	18	1156	14	1156	21	1156	18	
Km-519-119	0.48	0.1200	0.0010	4.7229	0.0905	0.2856	0.0055	0.90	1955	16	1771	16	1619	28	1955	16	
Km-519-120	0.40	0.0812	0.0007	2.3441	0.0453	0.2095	0.0041	0.90	1226	17	1226	14	1226	22	1226	17	
Km-519-121	0.29	0.0814	0.0007	2.3606	0.0471	0.2103	0.0041	0.98	1231	17	1231	14	1231	22	1231	17	
Km-519-122	0.33	0.0707	0.0006	1.5428	0.0307	0.1584	0.0031	0.98	947	18	948	12	948	17	948	17	
Km-519-123	0.39	0.0709	0.0006	1.5620	0.0316	0.1599	0.0031	0.97	954	18	955	13	956	17	956	17	

Таблица 1. Окончание

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_c, \%$	Th/U	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет							
			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		1σ							
			1σ	1σ	1σ	1σ	1σ		1σ							
Бортниковская свита (обр. Км-648)																
Км-648-4		0.34	0.0729	0.0007	1.7108	0.0369	0.1701	0.0036	0.9	1012	18	1013	14	20	2012	18
Км-648-5		0.52	0.1294	0.0012	6.8324	0.1443	0.3829	0.008	0.9	2090	16	2090	19	37	2090	16
Км-648-6		1.49	0.0977	0.0009	3.7515	0.0801	0.2785	0.0059	0.9	1580	17	1584	17	29	1580	17
Км-648-7		0.35	0.0772	0.0007	1.6247	0.0356	0.1527	0.0032	0.9	1126	18	916	14	18	1126	18
Км-648-10		0.39	0.0848	0.0008	2.412	0.0545	0.2063	0.0044	0.9	1311	19	1209	16	23	1311	19
Км-648-11		0.29	0.129	0.0012	6.787	0.1445	0.3815	0.008	0.9	2085	16	2083	19	37	2085	16
Км-648-12		0.74	0.1954	0.0019	14.595	0.3121	0.5418	0.0114	0.9	2788	15	2791	20	48	2788	15
Км-648-13	2.25	0.35	0.0864	0.0021	1.1113	0.0444	0.0933	0.002	0.87	1346	45	575	21	12	1346	45
Км-648-14		0.38	0.0774	0.0007	2.0498	0.0432	0.192	0.004	0.9	1133	18	1132	14	22	1133	18
Км-648-15		0.30	0.0716	0.0008	1.6092	0.0399	0.1629	0.0035	0.9	975	22	973	16	19	973	19
Км-648-16		0.45	0.0704	0.0007	1.5326	0.0331	0.1579	0.0033	0.9	940	19	945	13	18	945	18
Км-648-17		0.21	0.0815	0.0008	2.3655	0.0499	0.2105	0.0044	0.9	1234	18	1232	15	24	1234	18
Км-648-18		0.28	0.0899	0.0008	2.3346	0.0491	0.1885	0.004	0.9	1423	18	1113	15	21	1423	18
Км-648-19		0.19	0.0812	0.0008	2.3411	0.0498	0.2093	0.0044	0.9	1225	18	1225	15	23	1225	18
Км-648-20		1.10	0.1587	0.0015	10.067	0.214	0.46	0.0097	0.9	2442	16	2440	20	43	2442	16
Км-648-21		0.46	0.089	0.0008	2.983	0.0634	0.2432	0.0051	0.9	1403	18	1403	16	27	1403	18
Км-648-22		0.80	0.094	0.0009	3.4088	0.0733	0.263	0.0056	0.9	1508	18	1505	17	28	1508	18
Км-648-23		0.40	0.0961	0.0009	3.5963	0.0768	0.2716	0.0057	0.9	1549	17	1549	17	29	1549	17
Км-648-24		0.29	0.0958	0.0009	3.5639	0.0762	0.2699	0.0057	0.9	1543	18	1542	17	29	1543	18
Км-648-25	1.02	0.91	0.1221	0.0033	5.0289	0.2313	0.2988	0.007	0.9	1987	47	1685	39	35	1987	47
Км-648-26	4.01	0.76	0.0964	0.0034	2.4676	0.1331	0.1856	0.0043	0.88	1556	65	1098	39	23	1556	65
Км-648-27		0.32	0.0728	0.0007	1.6807	0.0364	0.1674	0.0035	0.9	1009	19	998	14	19	1009	19
Км-648-28		0.27	0.073	0.0007	1.7102	0.0361	0.17	0.0036	0.9	1013	19	1012	14	20	1013	19
Км-648-29		0.82	0.0759	0.0007	1.7811	0.0381	0.1703	0.0036	0.9	1091	18	1014	14	20	1091	18
Км-648-30		0.3	0.0955	0.0009	3.5557	0.0755	0.27	0.0057	0.9	1538	17	1541	17	29	1538	17
Км-648-31		0.24	0.0723	0.0008	1.6617	0.0396	0.1668	0.0036	0.9	993	20	994	15	20	994	20
Км-648-32		0.29	0.0752	0.0007	1.7083	0.0372	0.1649	0.0035	0.9	1073	18	984	14	19	1073	18
Км-648-33		0.3	0.0786	0.0008	2.0444	0.0466	0.1886	0.004	0.9	1163	19	1114	16	22	1163	19
Км-648-34		0.33	0.0849	0.0008	2.6485	0.0567	0.2262	0.0048	0.9	1314	17	1314	16	25	1314	17

Примечание. $^{206}\text{Pb}_c, \%$ – содержание обычного Pb, Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, CA – значение конкордантного возраста (Concordia Age).

Таблица 2. Результаты U–Th–Pb LA-ICP-MS геохронологических исследований детритового циркона из позднепротерозойских песчаников (скв. Быховская-1)

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_c, \%$	Th/U	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет								
			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		1σ								
										$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	CA	1σ
Оршанская свита (обр. Bh-706)																	
Bh-706-1		0.77	0.1224	0.0011	6.1038	0.1260	0.3617	0.0075	1.00	1992	16	1991	18	1990	35	1992	6
Bh-706-2		0.85	0.1227	0.0011	6.1348	0.1274	0.3628	0.0075	1.00	1995	16	1995	18	1995	35	1996	9
Bh-706-3		0.33	0.1237	0.0012	6.2443	0.1304	0.3661	0.0076	0.99	2010	16	2011	18	2011	36	2010	11
Bh-706-33		0.91	0.1226	0.0011	6.1444	0.1225	0.3634	0.0073	0.90	1995	16	1997	17	1998	34	1996	26
Bh-706-39		1.27	0.1224	0.0011	6.1196	0.1233	0.3625	0.0073	0.99	1992	16	1993	18	1994	34	1992	9
Bh-706-40		0.49	0.1308	0.0012	6.9817	0.1393	0.3873	0.0077	0.90	2108	16	2109	18	2110	36	2109	26
Bh-706-41		0.58	0.1212	0.0011	5.9889	0.1192	0.3583	0.0072	0.90	1974	16	1974	17	1974	34	1974	26
Bh-706-43		0.64	0.1225	0.0011	6.1273	0.1230	0.3628	0.0073	1.00	1993	16	1994	18	1996	34	1993	8
Bh-706-48		0.48	0.1227	0.0011	6.1311	0.1244	0.3625	0.0074	1.00	1996	16	1995	18	1994	35	1996	6
Bh-706-49		0.76	0.1313	0.0012	7.0296	0.1426	0.3882	0.0079	1.00	2116	16	2115	18	2115	37	2116	4
Bh-706-50		0.60	0.1219	0.0011	6.0792	0.1234	0.3616	0.0073	1.00	1985	16	1987	18	1990	35	1985	7
Bh-706-52		0.76	0.1227	0.0011	6.1299	0.1240	0.3625	0.0073	0.90	1995	16	1995	18	1994	35	1995	26
Bh-706-54		0.41	0.1291	0.0012	6.7553	0.1371	0.3796	0.0077	1.00	2085	16	2080	18	2075	36	2085	7
Bh-706-56		0.41	0.0782	0.0007	2.1165	0.0437	0.1964	0.0040	0.98	1151	18	1154	14	1156	21	1151	15
Bh-706-59		0.45	0.1214	0.0011	6.0068	0.1228	0.3590	0.0074	0.90	1976	16	1977	18	1977	35	1977	26
Bh-706-62		0.75	0.1213	0.0011	6.0026	0.1238	0.3590	0.0074	1.00	1975	16	1976	18	1977	35	1975	8
Bh-706-64		0.39	0.1212	0.0011	5.9915	0.1224	0.3585	0.0074	0.90	1974	16	1975	18	1975	35	1974	26
Bh-706-65		0.33	0.1096	0.0010	4.8468	0.0989	0.3208	0.0066	0.90	1793	16	1793	17	1793	32	1793	26
Bh-706-66		0.74	0.1211	0.0011	5.9916	0.1224	0.3588	0.0074	0.90	1973	16	1975	18	1976	35	1974	26
Bh-706-67		0.91	0.1215	0.0011	6.0247	0.1231	0.3595	0.0074	0.90	1979	16	1979	18	1980	35	1979	26
Bh-706-68		0.50	0.1203	0.0011	6.0105	0.1241	0.3623	0.0075	1.00	1961	16	1977	18	1993	35	1961	9
Bh-706-70		0.90	0.1113	0.0010	5.0090	0.1024	0.3264	0.0067	0.90	1821	16	1821	17	1821	33	1821	26
Bh-706-71		0.31	0.1095	0.0010	4.8420	0.0990	0.3208	0.0065	1.00	1791	16	1792	17	1794	32	1791	8
Bh-706-76		0.97	0.1224	0.0011	6.0887	0.1243	0.3609	0.0074	1.00	1991	16	1989	18	1986	35	1991	7
Bh-706-81		0.92	0.1226	0.0011	6.1221	0.1260	0.3623	0.0074	0.99	1994	15	1993	18	1993	35	1994	11
Bh-706-82		0.57	0.1211	0.0011	5.9788	0.1228	0.3579	0.0073	0.99	1973	15	1973	18	1972	35	1973	10
Bh-706-83		0.43	0.1219	0.0011	6.0589	0.1237	0.3604	0.0074	1.00	1985	15	1984	18	1984	35	1985	7

Таблица 2. Продолжение

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, %	Th/U	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет						
			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	CA
Bh-706-85		0.80	0.1269	0.0012	6.5690	0.1376	0.3755	0.0078	1.00	2055	16	2055	18	2055	37	2055
Bh-706-87		0.96	0.1209	0.0011	5.9680	0.1243	0.3580	0.0075	0.90	1970	16	1971	18	1973	35	1970
Bh-706-88		0.53	0.1229	0.0011	6.1446	0.1273	0.3626	0.0075	0.90	1999	16	1997	18	1995	36	1998
Bh-706-90		1.52	0.1223	0.0011	6.0947	0.1263	0.3614	0.0075	0.90	1990	16	1989	18	1989	36	1990
Bh-706-96		0.42	0.1217	0.0011	6.0521	0.1253	0.3608	0.0075	0.90	1981	16	1983	18	1986	36	1982
Bh-706-97		1.92	0.1278	0.0012	6.6432	0.1404	0.3770	0.0079	0.99	2068	16	2065	19	2062	37	2068
Bh-706-98		0.56	0.1340	0.0012	7.3021	0.1412	0.3954	0.0076	1.00	2151	14	2149	17	2148	35	2150
Bh-706-100		1.08	0.1227	0.0011	6.1518	0.1186	0.3635	0.0070	0.90	1996	15	1998	17	1999	33	1997
Bh-706-102		0.39	0.1198	0.0010	5.8377	0.1124	0.3535	0.0068	0.90	1953	15	1952	17	1951	32	1952
Bh-706-103		0.76	0.1250	0.0011	6.3559	0.1228	0.3688	0.0071	1.00	2029	15	2026	17	2024	33	2029
Bh-706-104		0.60	0.1244	0.0011	6.3070	0.1213	0.3679	0.0071	0.90	2020	14	2019	17	2019	33	2020
Bh-706-105		1.06	0.1273	0.0011	6.6206	0.1303	0.3772	0.0073	0.99	2061	15	2062	17	2063	34	2061
Bh-706-106		0.63	0.1275	0.0011	6.6314	0.1278	0.3773	0.0073	0.90	2064	14	2064	17	2063	34	2064
Bh-706-107		0.80	0.1216	0.0011	6.0277	0.1171	0.3597	0.0070	0.99	1979	15	1980	17	1981	33	1979
Bh-706-108		0.65	0.1289	0.0011	6.7873	0.1308	0.3820	0.0074	0.90	2083	14	2084	17	2086	34	2083
Bh-706-109		0.56	0.1208	0.0010	5.9619	0.1149	0.3579	0.0069	0.90	1969	15	1970	17	1972	33	1969
Руднянская свита (обр. Bh-735)																
Bh-735-02		1.16	0.1219	0.0011	5.8825	0.1195	0.3500	0.0069	0.97	1985	16	1959	18	1934	33	1981
Bh-735-03		0.52	0.1321	0.0012	6.9383	0.1390	0.3810	0.0075	0.98	2126	15	2104	18	2081	35	2124
Bh-735-05		0.74	0.1200	0.0011	5.8760	0.1238	0.3550	0.0071	0.95	1957	16	1958	18	1959	34	1957
Bh-735-06		0.26	0.1225	0.0011	6.1369	0.1228	0.3633	0.0071	0.98	1993	15	1996	17	1998	34	1998
Bh-735-10		0.36	0.1218	0.0011	6.0472	0.1217	0.3600	0.0071	0.98	1983	16	1983	18	1982	34	1983
Bh-735-11		0.8	0.1198	0.0012	5.8229	0.1290	0.3524	0.0072	0.92	1954	17	1950	19	1946	34	1952
Bh-735-12		0.56	0.1223	0.0011	6.1115	0.1237	0.3624	0.0071	0.97	1990	16	1992	18	1993	34	1991
Bh-735-18		0.29	0.1226	0.0011	6.3726	0.1258	0.3771	0.0074	0.99	1994	15	2028	17	2063	35	2063
Bh-735-19		0.79	0.1275	0.0011	6.6539	0.1312	0.3785	0.0074	1.00	2064	15	2067	17	2069	35	2069
Bh-735-26		0.39	0.1091	0.0010	4.7981	0.0978	0.3189	0.0064	0.99	1785	16	1785	17	1785	31	1785
Bh-735-27		0.94	0.1226	0.0011	6.1270	0.1250	0.3625	0.0073	0.99	1995	16	1994	18	1994	35	1994

Таблица 2. Окончание

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_c, \%$	Th/U	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет								
			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	CA	1σ
Bh-735-29		0.59	0.1212	0.0011	5.9789	0.1232	0.3579	0.0073	0.98	1974	16	1973	18	1972	34	1973	13
Bh-735-33		0.62	0.1204	0.0011	5.8984	0.1204	0.3554	0.0072	0.99	1962	16	1961	18	1960	34	1962	11
Bh-735-34		0.49	0.1227	0.0011	6.1277	0.1245	0.3624	0.0073	0.99	1995	16	1994	18	1993	35	1995	10
Bh-735-41		0.62	0.1214	0.0006	5.9839	0.0639	0.3577	0.0036	0.94	1976	8	1974	9	1971	17	1975	12
Bh-735-43		0.67	0.1223	0.0006	6.1204	0.0664	0.3629	0.0036	0.93	1990	8	1993	9	1996	17	1991	14
Bh-735-46		0.48	0.1212	0.0006	5.9773	0.0652	0.3579	0.0036	0.92	1973	8	1973	9	1972	17	1973	14
Bh-735-48		0.67	0.1270	0.0007	6.6082	0.0825	0.3773	0.0040	0.85	2057	9	2060	11	2064	19	2059	20
Bh-735-49		0.48	0.1223	0.0011	6.0951	0.1242	0.3614	0.0072	0.97	1990	16	1990	18	1989	34	1990	16
Bh-735-50		0.54	0.1275	0.0012	6.6078	0.1347	0.3760	0.0075	0.97	2063	16	2060	18	2058	35	2063	16
Bh-735-61		0.76	0.1297	0.0011	6.8645	0.1347	0.3838	0.0075	1.00	2094	15	2094	17	2094	35	2094	6
Bh-735-63		0.7	0.1205	0.0011	5.9128	0.1171	0.3558	0.0070	y0.99	1964	15	1963	17	1962	33	1964	9
Bh-735-64		0.63	0.1218	0.0011	6.0354	0.1182	0.3596	0.0070	1.00	1982	15	1981	17	1980	33	1982	5
Bh-735-67		1.08	0.1221	0.0011	6.0547	0.1217	0.3597	0.0071	0.98	1987	16	1984	18	1981	34	1987	14
Bh-735-70		0.7	0.1290	0.0011	6.7559	0.1336	0.3799	0.0075	0.99	2084	15	2080	17	2076	35	2084	9
Bh-735-71		0.54	0.1309	0.0012	6.9888	0.1390	0.3874	0.0076	0.99	2110	16	2110	18	2111	35	2111	11
Bh-735-72		1.23	0.1237	0.0011	6.2452	0.1263	0.3663	0.0072	0.98	2010	16	2011	18	2012	34	2010	15
Bh-735-79		0.62	0.1223	0.0011	6.0984	0.1221	0.3618	0.0071	0.98	1990	16	1990	17	1991	34	1991	13
Bh-735-80		0.39	0.1208	0.0011	5.9289	0.1177	0.3559	0.0070	0.99	1969	16	1965	17	1963	33	1968	11
Bh-735-81		0.79	0.1190	0.0011	5.7729	0.1193	0.3519	0.0070	0.96	1941	16	1942	18	1944	33	1941	20
Bh-735-85		0.37	0.1215	0.0011	6.0163	0.1196	0.3591	0.0071	0.99	1979	16	1978	17	1978	33	1979	11
Bh-735-87		0.68	0.1264	0.0011	6.4581	0.1292	0.3706	0.0073	0.99	2048	16	2040	18	2032	34	2048	12
Bh-735-89		0.42	0.1222	0.0011	6.0642	0.1208	0.3598	0.0071	0.99	1989	16	1985	17	1981	34	1989	11
Bh-735-92	0.43		0.1214	0.0011	5.9967	0.1198	0.3582	0.0071	0.99	1977	16	1975	17	1974	34	1977	11
Bh-735-97	1		0.1208	0.0011	5.9461	0.1238	0.3569	0.0071	0.96	1969	16	1968	18	1967	34	1968	20

Примечание. $^{206}\text{Pb}_c, \%$ – содержание обычного Pb, Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, CA – значение конкордантного возраста (Concordia Age).

Таблица 3. Результаты U–Th–Pb датирования детритового циркона из рифейских песчаников шеровичской (обр. Km-648) и белорусской серий (обр. Km-519, Bh-735 и Bh-706)

Характеристики детритовых цирконов: возрастной диапазон популяций (количество зерен, <i>n</i> , пик максимальной вероятности*) и возраст единичных зерен (млн лет)**				Тектонические события, возраст питающих провинций
Km-648 бортниковская свита	Km-519 руднянская свита	Bh-735 руднянская свита	Bh-706 оршанская свита	
945–1091, (<i>n</i> = 8, 1006) 1163–1126 (<i>n</i> = 3, 1131)	948–1086, (<i>n</i> = 26, 954, 1031)		1151**	Свеконорвежская (гренвильская) (?) орогения, Фенноскандия (?) (960–1140 млн лет)
(1225, 1234)** (<i>n</i> = 2) 1311–1346 (<i>n</i> = 3, 1314) 1403–1423 (<i>n</i> = 3, 1412)	1153–1248 (<i>n</i> = 15, 1227) 1319–1342 (<i>n</i> = 3, 1333) 1416–1484 (<i>n</i> = 6, 1426)			Данополонская орогения (1420–1470 млн лет), телемаркская орогения (1480–1520 млн лет)
1508–1580 (<i>n</i> = 6, 1543)	(1526–1626)** (<i>n</i> = 6)			Готская орогения, Фенноскандия (1550–1730 млн лет)
1987** (<i>n</i> = 1)	1955–1989 (<i>n</i> = 6, 1962)	1785** 1998–1941 (<i>n</i> = 24, 1982)	1821–1791 (<i>n</i> = 3, 1796) 1998–1952 (<i>n</i> = 27, 1985)	Осницко-Микашевичский ороген, северо-запад Сарматии (1800–2000 млн лет)
	2014–2038 (<i>n</i> = 7, 2027)	2010–2069 (<i>n</i> = 6, 2066)	2010–2068, (<i>n</i> = 7, 2068)	Постколлизийный магматизм, северо-запад Сарматии (2020–2070 млн лет)
(2090, 2085)** (<i>n</i> = 2)	2079–2121 (<i>n</i> = 10, 2095)	2084–2111 (<i>n</i> = 3, 2093)	(2083–2116)**	Гранулитовый метаморфизм, северо- запад Сарматии (2070–2100 млн лет)
(2442–2788)** (<i>n</i> = 2)	2161–2183 (<i>n</i> = 3, 2175) (2412–2710)** (<i>n</i> = 6) 2761–2772 (<i>n</i> = 3, 2769) (2916–3481)** (<i>n</i> = 3)	2124**	2150**	Породы комплексов Сарматии (2100–3300 млн лет)

Примечание. (*) пик — максимум вероятности возраста (2σ) на кривой относительной вероятности; (**) единичные зерна, не образующие популяций.

против, песчаники шеровичской и белорусской серий в скв. Кормьянская, расположенной южнее на 25 км от скв. Быховская, сложены продуктами разрушения пород разновозрастных источников: средне- и раннерифейского (мезопротерозойского) — 0.95–1.58 млрд лет, раннепротерозойского (палеопротерозойского) — 1.88–2.44 млрд лет и даже архейского — 2.62–3.48 млрд лет. Наблюдаемые различия возрастных популяций циркона в песчаниках белорусской серии в трех близко рас-

положенных скважинах указывают на изменение состава питающих областей ВОП в рифейское время. Вероятно, главной причиной такого различия является сложное блоковое строение дна палеопрогиба, влиявшее на пути транспортировки терригенного материала.

Скважины Быховская и Кормьянская пробурены в пределах восточной прибортовой Оршанской зоны ВОП, поэтому очевидно, что ведущим источником зерен обломочного циркона ранне-

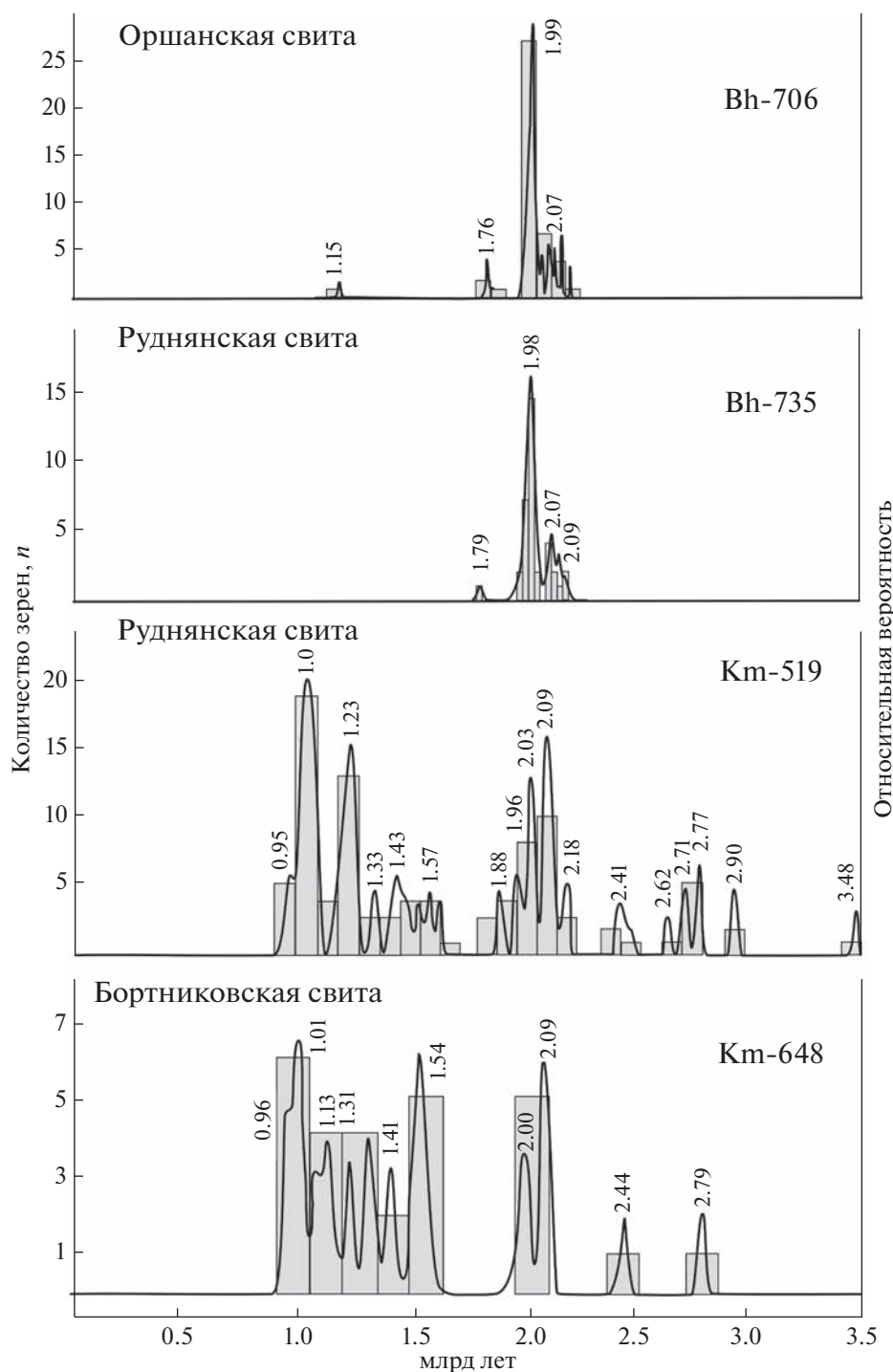


Рис. 4. Гистограмма распределения и график относительной вероятности для U–Pb возрастов детритового циркона из рифейских песчаников шеровичской (обр. Km-648) и белорусской серий (обр. Km-519, Bh-735 и Bh-706).

протерозойского и архейского возраста могли выступать различные кристаллические комплексы прежде всего Сарматии. Кристаллические породы с возрастом 1.8–3.7 млрд лет широкого распространены в фундаменте Сарматии (Бибикина и др., 1995, 2008; Bogdanova et al., 2008). Породы с

таким же древним возрастом присутствуют в фундаменте Фенноскандии (Nuhma et al., 2004; Lahtinen et al., 2005; Слабунов и др., 2006; Балтыбаев и др., 2009), обрамляющей ВОП с севера.

В зоне сочленения Сарматии и Волго-Уралии (Волго-Сарматский ороген) и в пределах Средне-

Русского орогена, примыкающего к ВОП с северо-востока (рис. 1), преобладают породы раннепротерозойского возраста — 1.8–2.1 млрд лет (Аксаментова, 2002; Lahtinen et al., 2005; Бибикина и др., 2009; Савко и др., 2017, 2019; Бурмистров и др., 2019; Kuzmenkova et al., 2019a, 2019b; Кузнецов и др., 2019). К этому этапу относятся гранодиориты микашевичского комплекса, которые вскрыты скв. Кормянская на глубине более 660 м. Породы этого комплекса образуют крупные массивы, слагающие до 70% площади Осницко-Микашевичского магматического (вулканоплутонического) пояса, который протягивается вдоль Сарматского сегмента ВЕП и вдоль южного борта ВОП на 650 км (Аксаментова, 2002). Согласно геохронологическим данным, интрузивные и эффузивные породы Осницко-Микашевичского пояса кристаллизовались в интервале 1.97–2.00 млрд лет (Щербак и др., 1990; Аксаментова, 2002; Шумлянский, 2014). Таким образом, продукты разрушения именно раннепротерозойских гранулитовых и постколлизийных орогенных комплексов формируют терригенные отложения, вскрытые в скв. Быховская.

Доля зерен циркона из раннепротерозойских комплексов в песчаниках скв. Кормянская занимает значительно меньшую (одну четверть) часть, а доля зерен циркона из архейских комплексов в этих песчаниках еще меньше — около одной десятой от общей выборки. Две трети зерен детритового циркона в песчаниках скв. Кормянская имеют ранне- и среднерифейский (мезопротерозойский) возраст — 950–1580 млн лет. Магматические породы такого возраста в пределах Сарматии пока не известны (рис. 1). Нахождение циркона с возрастом около 1 млрд лет в песчаниках шеровичской серии может указывать на пока не обнаруженный источник сноса, расположенный в непосредственной близости от места бурения скв. Кормянская. Потенциальными источниками циркона с возрастом 1.5 млрд лет могли быть аноксидит-гранитные магматические комплексы, широко развитые на юго-западе Фенноскандии, в том числе мостовский и гродненский комплексы Беларуси (Пискун и др., 2020), находящиеся в 400 км от скв. Кормянская. Однако также вероятным может быть предположение о привносе обломочного материала с возрастом 950–1580 млн лет из более дальних областей. На длительный перенос указывает значительная доля зерен циркона магматического генезиса с сильной и средней степенью окатанности (рис. 3). Магматические породы мезопротерозойского возраста известны среди кристаллических комплексов Фенноскандии, в пределах которой широко развиты огромные поля гранитов-рапакиви готского возраста (1.50–1.62 млрд лет; Ларин, 2011), магматические породы данополонского и телемарского орогенов (1.42–1.52 млрд лет; Bingen, Solli, 2009; Wiszniewska, Krzemińska, 2021), а

также гренвильские магматические комплексы Свеко-Норвегии (0.95–1.22 млрд лет; Andersson et al., 2002; Bingen et al., 2003; Bingen, Solli, 2009; Bogdanova et al., 2008). Интересно отметить, что популяции циркона с возрастом ~980–1540 млн лет также установлены в тиллитах глусской свиты вильчанской серии венда и в песчаниках страдческой свиты раннего кембрия, тогда как в породах волинской и валдайской серий венда зерен циркона такого возраста не обнаружено (Paszowski et al., 2019). Это различие ясно указывает на расширение области сноса в раннем венде и раннем кембрии в пределах западной окраины ВЕП.

Проблема появления зерен детритового циркона гренвильского и готского возраста уже поднималась при рассмотрении позднерифейских и вендских осадочных пород восточной (уральской) окраины Восточно-Европейской платформы (Кузнецов и др., 2012; Kuznetsov et al., 2014; Зайцева и др., 2022). В качестве вероятного источника гренвильских цирконов для терригенных пород позднего рифея на востоке Балтики предлагались орогены квинслендской окраины Австралии, при этом территории древнего континента Балтика исключались как потенциальные области сноса (Kuznetsov et al., 2014; Кузнецов, Романюк, 2021). Главным аргументом была значительная (более 2500 км) удаленность свеконорвежских комплексов и отсутствие путей доставки обломочного материала на противоположный край Балтики. В частности, современная ориентировка палеопрогибов (авлакогенов) не имеет прямой связи между западной (свеконорвежской) и восточной (уральской) окраиной Балтики. Однако анализ данных показал, что цирконы из свеконорвежских комплексов и гранитов-рапакиви Фенноскандии доминировали в терригенных породах начала и середины позднего рифея (Маслов и др., 2018; Зайцева и др., 2022), а в венде их доля только увеличилась. Поскольку не во всех палеореконструкциях Австралийский континент был причленен к Балтике в неопротерозое (позднем рифее и венде), перенос обломочного материала на 1800–2500 км внутри континента выглядит предпочтительным (Зайцева и др., 2022).

Волыно-Оршанский палеопрогиб расположен между двумя мегаблоками Сарматия и Фенноскандия. Учитывая, что гренвильский ороген со Свеконорвежским блоком представлял собой возвышенную форму рельефа в позднем рифее, он и продуцировал главный объем обломочного материала в пределах Фенноскандии, которая, в свою очередь, непосредственно примыкала к палеопрогибу. В этом случае весь обломочный материал без промежуточных ванн переносился в пониженные формы рельефа, в палеопрогибы (авлакогены), возникшие внутри континента Балтика. Потенциальными поставщиками обломочного циркона могли быть как мазурский, мостовский и гроднен-

ский анортозит-гранитные комплексы (возраст 1.5 млрд лет), расположенные в 400–500 км от изученных скважин, так и фенноскандинавские массивы гранитов-рапакиви (1.5–1.6 млрд лет), удаленные от ВОП на 500–1200 км, а также гренвильские комплексы Свеконорвегии (0.95–1.22 млрд лет), расположенные на расстоянии 1200–1500 км, либо неустановленный источник, локализованный в пределах Воыно-Оршанского палеопргиба.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены новые данные по U–Th–Pb возрасту зерен детритового циркона из песчаников шеровичской и белорусской серий, возраст которых ранее считался условно среднерифейским. Результаты U–Th–Pb датирования впервые позволили выделить представительную популяцию циркона с возрастом 1 млрд лет в породах шеровичской и белорусской серий в скв. Кормянская, что определяет возраст этих толщ как позднерифейский. Поскольку ранее возраст шеровичской и белорусской серий считался среднерифейским, новые данные требуют пересмотра и уточнения региональной стратиграфической схемы рифея Воыно-Оршанского палеопргиба.

Преобладание зерен детритового циркона с возрастом около 1 млрд лет в рифейских песчаниках только в одной скважине (скв. Кормянская) среди всех изученных ранее скважин в пределах ВОП позволяет предполагать, что неустановленный источник детритового материала мог располагаться в непосредственной близости от района, в пределах которого пробурена скважина. Кроме того, возможными ранне- и среднерифейскими (мезопротерозойскими) источниками зерен детритового циркона в терригенных отложениях Воыно-Оршанского пргиба могли быть кристаллические комплексы гренвильского Свеконорвежского орогена (0.95–1.22 млрд лет), гранитов Фенноскандии (1.5 млрд лет), магматических и метаморфических комплексов Сарматии (1.8–3.7 млрд лет).

Благодарности. Авторы благодарны Н.Б. Кузнецову за ценные замечания, способствовавшие улучшению статьи, а также Т.В. Романюк за консультации при подготовке статьи к публикации.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГГД РАН (№ FMUW-2021-0003) на оборудовании ЦКП “АИРИЗ” (ИГГД РАН; Кузнецов и др., 2022).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Айзберг Р.Е., Старчик Т.А. Синрифтовая геодинамика Припятского пргиба. Минск: Беларус. навука, 2013. 146 с. (Нац. акад. наук Беларуси. Ин-т природопользования).

Аксаментова Н.В. Магматизм и палеогеодинамика раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2002. 176 с.

Балтыбаев Ш.К., Левченко О.А., Левский Л.К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009. 328 с.

Балуев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. № 3. С. 23–38.

Бессонова В.Я. Базальные отложения рифея запада Русской платформы // Докл. АН СССР. 1968. Т. 178. № 5. С. 1149–1152.

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Горбачев Р., Клаэссон С., Кирнозова Т.И. Изотопный возраст, природа и структура докембрийской коры в Беларуси // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 68.

Бибикова Е.В., Лобач-Жученко С.Б., Артеменко Г.В., Клаэссон С., Коваленко А.В., Крылов И.Н. Позднеархейские магматические комплексы Приазовского террейна Украинского щита: геологическое положение, изотопный возраст, источники вещества // Петрология. 2008. Т. 16. № 3. С. 227–247.

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В., Попова Л.П., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Глушенко В.В. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракrustальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 3–16.

Брунс Е.П. Стратиграфия древних доордовикских отложений западной части Русской платформы // Сов. геология. 1957. № 59. С. 1–54.

Бурмистров В.Н., Гуринович М.П., Пискун О.А. U–Pb изотопный возраст и геотектоническая позиция палеопротерозойских чарнокитов брагинского гранулитового массива юго-востока Беларуси (северо-западная окраина Сарматии) // Літасфера. 2019. № 2 (51). С. 12–22.

Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Новые данные о составе верхнерифейской деревнинской микробиоты (Туруханский район Сибири) // Докл. АН. 1996. Т. 349. № 4. С. 499–503.

Веліканов В.Я. Рифей України: стан вивченості, проблемні питання і задачі подальших досліджень // 36. наук. пр. Укр. ДГРІ. 2010. № 3–4. С. 75–88.

Власов Б.И., Воловник Б.Я., Грузман Г.Г. Особенности строения и принцип расчленения полесской серии на Воыны // Геол. журн. 1972. Т. 32. Вып. 4. С. 56–67.

Гарецкий Р.Г. Эволюция платформенных областей // Літасфера. 2015. № 1(42). С. 3–19.

Геология Беларуси. Ред. Махнач А.С., Гарецкий Р.Г., Матвеев А.В. и др. Минск: ИГН НАН Беларуси, 2001. 815 с.

Голубкова Е.Ю., Кузьменкова О.Ф., Кушим Е.А., Лапцевич А.Г., Манкевич С.С., Плоткина Ю.В. Распространение микрофоссилий в отложениях венда Оршанской впадины Восточно-Европейской платформы, Беларусь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 6. С. 24–38.

- Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Сергеева Н.Д., Адамская Е.В., Плоткина Ю.В. U—Th—Pb возраст детритового циркона из оолитовых известняков укской свиты: следы гренвилльских источников сноса в позднем рифее Южного Урала // Докл. АН. 2022. Т. 503. № 2. С. 14–20.
- Котык В.А., Марковский В.М., Маковская И.А. Верхнепротерозойские отложения западных областей Украины по данным глубокого бурения // Тектоника и стратиграфия. 1976. № 11. С. 61–74.
- Кузнецов А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Каулина Т.В., Константинова Г.В. Палеопротерозойский возраст карбонатных пород и трондьемитов центральноприазовской серии: Sr-изотопная хемотратиграфия и U—Pb геохронология // Докл. АН. 2019. Т. 484. № 6. С. 71–74.
- Кузнецов А.Б., Зайцева Т.С., Сальникова Е.Б. Центр коллективного пользования “АИРИЗ” (ИГГД РАН, Санкт-Петербург): научное оборудование, основные направления исследований и результаты // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13(2). 0584. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0584>
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 3–40.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццло А.В., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Меерт Дж. Возраст детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала — подтверждение пространственной сопряженности Уральского края Балтики и Квинслендского края Австралии в Родинии (“Australia Upside Down conception”) // Литосфера. 2012. № 4. С. 59–77.
- Кузьменко Ю.Т., Шик С.М. Уточненная стратиграфическая схема рифейских отложений центральной части Европейской России // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 2. С. 29–39.
- Кузьменкова О.Ф., Лапцевич А.Г., Глаз Н.В. К вопросу о бортниковской свите среднего рифея Беларуси // Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика. Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия, Санкт-Петербург, 2019 г. СПб.: Свое издательство, 2019а. С. 122–124.
- Кузьменкова О.Ф., Лапцевич А.Г., Кузнецов А.Б., Шумлянский Л.В., Голубкова Е.Ю., Зайцева Т.С., Манкевич С.С. Актуальные вопросы стратиграфии рифея и венда Вольно-Оршанского палеоавлагодена запада Восточно-Европейской платформы // Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика. Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Санкт-Петербург, 2019 г. СПб.: Свое издательство, 2019б. С. 125–127.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Коршунов А.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Возраст и тектоническое положение гранитов и вулканитов восточного окончания Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса // Докл. АН. 2011. Т. 441. № 3. С. 363–368.
- Маслов А.В., Ерохин Ю.В., Гердес А., Ронкин Ю.Л., Иванов К.С. Первые результаты U—Pb La-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из аркозовых песчаников бирьянской подвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал) // Докл. АН. 2018. Т. 482. № 5. С. 558–561.
- Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Бордин В.Е. Рифей и венд Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. 360 с.
- Муратов М.В., Микунов М.Ф., Чернова Е.С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1962. № 11. С. 3–28.
- Нагорный М.А. Тектоника Вольно-Среднерусской системы прогибов. Минск: Навука і тэхніка, 1990. 105 с.
- Пискун О.А., Гуринович М.П., Толкачикова А.А., Завадич Н.С. Минералого-геохимические особенности гранитоидов мостовского комплекса кристаллического фундамента северо-запада Беларуси // Літасфера. 2020. № 2(53). С. 87–103.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Холин В.М., Базиков Н.С. Мегаблок Сарматия как осколок суперкратона Ваалбара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 2. С. 3–26.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларионов А.Н., Кориш Е.Х., Ковач В.П., Базинова Н.С. Мезоархейские тоналит-трондьемит-гранодиоритовые ассоциации Восточной Сарматии: возраст и геологическое положение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 4–18.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифей и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 16–27.
- Сергеев В.Н. Окремненні мікрофосілії докембрія: природа, класифікація і біостратиграфічне значення. М.: ГЕОС, 2006. 280 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 567).
- Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибинова Е.В., Балаганский В.В., Сорьонен-Вард П., Володичев О.И., Шипанский А.А., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 1–33.
- Сорохтин Н.О., Лобковский Л.И., Козлов Н.Е., Чикирѣв И.В., Никифоров С.Л. Эволюция арктического бассейна и алмазность северной части Восточно-Европейской платформы // Вестник Кольского научного центра РАН. 2015. № 3(22). С. 3–20.
- Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України у двох томах. Т. 1. Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України. Головний редактор Гожик П.Ф. Київ: ІГН НАН України, Логос, 2013. 637 с.
- Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси. Объяснительная записка. Ред. Веретенников Н.В., Кручек С.А., Матвеев А.В. и др. Минск: ГП “БелНИГРИ”, 2010. 282 с.
- Тектоника запада Восточно-Европейской платформы. Ред. Гарецкий Р.Г. Минск: Навука і тэхніка, 1990. 168 с.
- Тектоническая карта Белоруссии и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 500 000. Гл. ред. Гарецкий Р.Г. М.: б. и., 1974.

- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
- Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Сапожников Р.Б. Корреляция позднедокембрийских и палеозойских событий на Восточно-Европейской платформе и в смежных палеоокеанических областях // Геотектоника. 2015. № 1. С. 31–59.
- Чамов Н.П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое Отв. ред. Леонов Ю.Г. М.: ГЕОС, 2016. 233 с.
- Шумлянський Л.В. Геохимия пород Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса Украинского щита // Геохимия. 2014. № 11. С. 972–985.
- Щербак Н.П., Пан А.М., Бартницкий Е.Н., Заяц А.П. Уран-свинцовый изотопный возраст гранитоидов Белоруссии // Докл. АН БССР. 1990. Т. 34. № 8. С. 740–743.
- Andersson U., Neymark L.A., Billström K. Petrogenesis of the Mesoproterozoic (Subjotnian) rapakivi complexes of central Sweden: implications from U–Pb zircon ages, Nd, Sr and Pb isotopes // Trans. R. Soc. Edinburgh. Earth. Sci. 2002. V. 92. P. 201–228.
- Bingen B., Solli A. Geochronology of magmatism in the Caledonian and Sveconorwegian belts of Baltica: synopsis for detrital zircon provenance studies // Norwegian. J. Geol. 2009. V. 89. P. 267–290.
- Bingen B., Nordgulen O., Sigmond E.M.O., Tucker R.D., Mansfeld J., Hogdahl K. Relations between 1.19–1.13 Ga continental magmatism, sedimentation and metamorphism, Sveconorwegian province, S. Norway // Precambrian Res. 2003. V. 124. P. 215–241.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. V. 160. P. 23–45.
- Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G. EUROPE East European Craton, Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier, 2016. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10020-X>
- Gehrels G.E. Detrital zircon U–Pb geochronology: current methods and new opportunities // Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Eds. Busby C., Azor A. Chichester, UK: Wiley-Blackwell, 2012. P. 47–62.
- Horstwood M.S.A., Košler 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. Geoanal. Res. 2016. V. 40. P. 311–332.
- Huhma H., Mutanen T., Whitehouse M. Oldest rocks of the Fennoscandian Shield: the 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archean Pudasjarvi granulite belt // Finland. GFF. 2004. V. 126. P. 10.
- 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.
- Kuzmenkova O., Bekker A., Hoffmann A., Shumlyanskyy L. The U–Pb zircon age of the Paleoproterozoic Kopan granitoid complex (Belarus) // Здобутки і перспективи розвитку геологічної науки в Україні: Збірник тез науко-вої конференції, присвяченої 50-річчю Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка. Київ, 2019а. Т. 1. С. 231–232.
- Kuzmenkova O., Samsonov A., Tolkachikova A. The U–Pb zircon age of the paleoproterozoic monzogabbro Uborok stock (Belarus) // Здобутки і перспективи розвитку геологічної науки в Україні: Збірник тез наукової конференції, присвяченої 50-річчю Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка. Київ, 2019b. Т. 1. С. 233–234.
- Kuznetsov N.B., Meert J.G., Romanyuk T.V. Ages of the detrital zircons (U/Pb, La-ICP-MS) from Latest Neoproterozoic–Middle Cambrian(?) Asha Group and Early Devonian Takaty Formation, the South-Western Urals: a testing of an Australia–Baltica connection within the Rodinia // Precambrian Res. 2014. V. 244. P. 288–305. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.09.011>
- Lahtinen R., Korja A., Nironen M. Paleoproterozoic tectonic evolution // Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Eds. Lehtinen M., Nurmi P.A., Rämö O.T. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 481–532.
- Lubnina N. Geodynamics of the East European Craton in the Middle Riphean according to new paleomagnetic data // Геофиз. журн. 2006. Т. 28. № 6. С. 139–140.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S.A.P.L., Furne A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Shipilov E.V., Lankreijer A., Bembinova E.Yu., Shalimov I.V. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution // Tectonophysics. 1996. № 268. P. 23–63.
- Paszkowski M., Budzyń B., Mazur St., Slama J., Shumlyanzkyy L., Srodoń J., Dhuime B., Kędzior A., Liivamägi S., Pisarzowska A. Detrital zircon U–Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, Belarus // Precambrian Res. 2019. V. 331. P. 1–19.
- Shumlyanzkyy L., Hawkesworth C., Dhuime B., Billström K., Claesson S., Storey C. ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages and Hf isotope composition of zircons from sedimentary rocks of the Ukrainian shield: crustal growth of the south-western part of East European craton from Archaean to Neoproterozoic // Precambrian Res. 2015. V. 260. P. 39–54.
- Skaly platformy prekambryjskiej w polsce. Cresc 2: Pokrywa osadowa. Pod redakcją Łaszkiewicz A. Warszawa: Instytut geologiczny, 1974. 292 s.
- Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. LA-ICP-MS in the Earth Sciences Data reduction software for LA-ICP-MS, Appendix 3 // Laser Ablation-ICP-MS in the Earth Sciences. Ed. Sylvester P. Can. Mineral. Assoc. Short Course Handbook. 2001. V. 29. P. 239–243.
- Vermeesch P. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // Geosci. Frontiers. 2018. V. 9. P. 1479–1493.
- Wiszniewska J., Krzemińska E. Advances in geochronology in the Suwałki anorthosite massif and subsequent granite veins, northeastern Poland // Precambrian Res. 2021. V. 361. P. 106265.

Рецензенты Н.Б. Кузнецов, А.Б. Котов

U–Th–Pb Age of Detrital Zircon from the Riphean Sandstones of the Volyn-Orsha Paleotrough, Belarus

**T. S. Zaitseva^{a, #}, O. F. Kuzmenkova^b, A. B. Kuznetsov^a, V. P. Kovach^a, B. M. Gorokhovskiy^a,
Yu. V. Plotkina^a, E. V. Adamskaya^a, and A. G. Laptsevich^b**

^a *Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St. Petersburg, Russia*

^b *State Enterprise “Research and Production Center for Geology”, Branch “Institute of Geology”, Minsk, Belarus*

[#] *e-mail: z-t-s@mail.ru*

Geochronological U–Th–Pb LA-ICP-MS study of detrital zircon grains from Riphean sandstones of the Sherovichi and Belarus series of the Orsha part of the Volyn-Orsha paleotrough (boreholes Korma and Bykhov, Belarus) was carried out. The received U–Th–Pb geochronological data indicate that the primary provenance of zircon was crystalline rocks of predominantly Early and Middle Riphean, as well as Early Proterozoic and Archean age. The presence of detrital zircon grains with an age of 1 Ga in the sandstones of the Sherovichi and Belarus series, which were previously considered Middle Riphean, evidences that these sequences are of Late Riphean age. A representative population of grains with an age of about 1 Ga was detected only in the rocks of the Korma borehole, whereas in sandstones from other boreholes located within the Volyn-Orsha trough (borehole 70, borehole Vilchitsy 1 and borehole Bykhovskaya), it is absent. This indicates that a possible primary provenance of zircon could be located both within the paleotrough and at a considerable distance, within the Grenville-Sveconorwegian orogen.

Keywords: geochronology, Precambrian, Sherovichi and Belarus series, boreholes Korma and Bykhov, west of the East European platform, Grenville orogeny

УДК 551.7

СРЕДНЕУРИНСКАЯ АССОЦИАЦИЯ ОРГАНОСТЕННЫХ МИКРОФОССИЛИЙ: НИЖНИЙ ВЕНД ПАТОМСКОГО БАССЕЙНА СИБИРИ

© 2023 г. Н. Г. Воробьева¹, *, П. Ю. Петров¹

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: keltma@mail.ru

Поступила в редакцию 14.12.2022 г.

После доработки 24.01.2023 г.

Принята к публикации 03.02.2023 г.

В уринской свите дальнетайгинской серии Патомского бассейна описана новая ассоциация ранне-вендских (среднеэдиакарских) микрофоссилий, включающих акантоморфные акритархи и разнообразные нитчатые остатки, а также сфероморфные стриатные оболочки *Valeria*, не характерные для отложений этого возраста. Описан новый вид акантомофит *Nocosphaeridium crispum* sp. nov. Показана избирательная приуроченность тафоценозов эдиакарского эукариотного фитопланктона к открытому морским проксимальным фациям внутреннего рампа.

Ключевые слова: биостратиграфия, эдиакарий, тафоценоз, акритархи, дальнетайгинская серия

DOI: 10.31857/S0869592X23050095, **EDN:** WISILA

ВВЕДЕНИЕ

Мощная (более 2 км) толща постгляциальных отложений дальнетайгинской серии Уринского поднятия содержит богатые ископаемые биоты, которые знаменуют важный этап диверсификации эукариот, предшествующий появлению эдиакарских животных (Чумаков и др., 2013). Главными ископаемыми этих биот являются разнообразные акантоморфные акритархи, представляющие фитопланктонное население открытоморских бассейнов того времени. Ассоциации этих микрофоссилий играют определяющую роль в построении глобальной биостратиграфической шкалы раннего эдиакария и вместе с тем дают важный материал для палеобиологических и палеоэкологических реконструкций (Sergeev et al., 2011; Moczyłowska, Nagovitsin, 2012; Воробьева, Сергеев, 2018; Liu, Moczyłowska, 2019).

До недавнего времени находки органостенных микрофоссилий в мощном разрезе дальнетайгинской серии были известны лишь из 20-метровой пачки зеленовато-серых аргиллитов, залегающих в самой верхней части уринской свиты. В последние годы палеонтологическая летопись дальнетайгинских отложений была заметно расширена находками органостенных микробиот в нижележащей баракунской свите (Воробьева, Петров, 2020), а также находками макроскопических остатков водорослевой природы в уринской свите (Петров, Воробьева, 2022). В настоящей статье мы пред-

ставляем новую и специфичную органостенную микробиоту из средней части уринской свиты, интерпретируем палеобиологическую природу ее органических остатков и закономерности их фациально-экологического распространения в дальнетайгинском бассейне.

СТРАТИГРАФИЯ, ВОЗРАСТ И ТАФОНОМИЯ ВЕНДСКИХ ИСКОПАЕМЫХ МИКРОБИОТ УРИНСКОГО ПОДНЯТИЯ

Вендские отложения Уринского поднятия мощностью более 5 км накапливались во внутренней (перикратонной) части Патомского бассейна, который обрамлял южную окраину Сибирской платформы. Уринская свита мощностью от 800 до 1000 м приурочена к средней части разреза постгляциальных отложений дальнетайгинской серии нижнего венда (рис. 1) (Чумаков и др., 2013). Свита согласно залегает на известняках баракунской свиты и с постепенным переходом в кровле перекрывается известняками каланчевской свиты (Петров, 2018). Богатые ассоциации акантоморфных акритарх, известные из самой верхней части разреза уринской свиты (Sergeev et al., 2011; Moczyłowska, Nagovitsin, 2012), а также из нижележащей баракунской свиты (Воробьева, Петров, 2020), позволяют коррелировать все эти отложения с верхней частью нижнего эдиакария в интервале 580–565 млн лет (Liu, Moczyłowska, 2019).

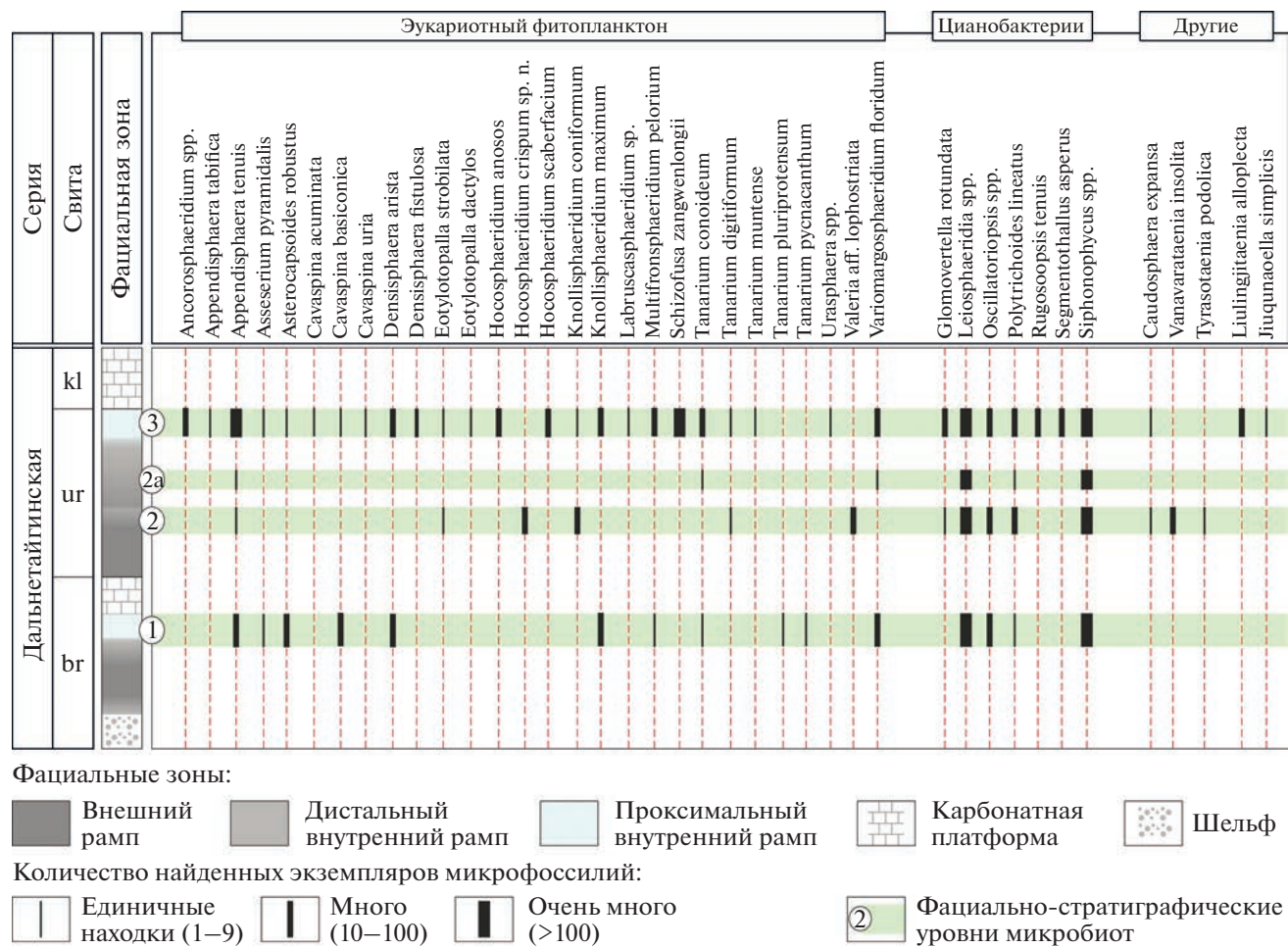


Рис. 1. Стратиграфия, фациальные зоны и уровни ископаемых микробиот в разрезе нижневендских постгляциальных отложений дальнетайгинской серии Уринского поднятия. Фациально-стратиграфические уровни микробиот: 1 – баракунский, по (Воробьева, Петров, 2020); 2 – среднеуринский, настоящая работа; 2a – уровень с единичными находками микрофоссилий в наиболее дистальной части рампа, по (Воробьева, Петров, 2020); 3 – верхнеуринский, по (Sergeev et al., 2011; Moczydłowska, Nagovitsin, 2012), с изменениями и дополнениями.

Кровля дальнетайгинской серии по возрасту очень близка к началу самой крупной в истории Земли глобальной $\delta^{13}\text{C}$ аномалии Шурам (Покровский, Буякайте, 2015; Покровский и др., 2021). Начало этого события датировано 574 ± 4.7 млн лет (Rooney et al., 2020). Таким образом, по современным данным, возраст уринской свиты можно оценить в интервале 580–575 млн лет. Недавно полученные Pb–Pb изохронные датировки известняков дальнетайгинской серии, равные 581 ± 16 и 575 ± 20 млн лет (Rud’ko et al., 2021), несмотря на большую погрешность, в целом подтверждают указанный временной интервал. Вместе с тем максимально возможный возраст баракунской биоты составляет 597 млн лет.

Существенно глинистые осадки уринской свиты накапливались в пределах глубоководного (ниже базиса штормового влияния) пологого гомо-

клинального рампа (Петров, 2018). В таких обстоятельствах тафоценозы с наилучшей сохранностью органостенных микрофоссилий, а также фитолейм макроскопических водорослей были приурочены к проксимальной части рампа, а именно к фронтальным зонам проградации карбонатных платформ (Воробьева, Петров, 2020; Петров, Воробьева, 2022). У подножия таких платформ суммарная скорость суспензионной и оползневой седиментации была максимальной, что явилось решающим фактором, определившим степень сохранности этих ископаемых микро- и макробиот. Рассматриваемый в настоящей статье среднеуринский тафоценоз приурочен к дистальной зоне внутреннего рампа (рис. 1). Среди осадочных текстур этой фациальной зоны не выявлены признаки ни масштабных склоновых оползневых, ни гравитационных потоковых отложений. Однако повышенное

количество тонкозернистой силикокластики в сравнении с подстилающими и перекрывающими аргиллитами указывает на кратковременное и, вероятно, локальное увеличение скоростей суспензионной седиментации, что определило в целом удовлетворительную сохранность среднеуринских ископаемых микроостатков.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Изученный материал происходит из небольшого обнажения на правом берегу р. Ура в 8.5 км выше ее устья (GPS: 60.280333° с.ш., 117.1344° в.д.). Разрез видимой мощностью 26 м представлен чередованием серых и зеленовато-серых аргиллитов и алевроитистых аргиллитов с одиночными слоями черных алевролитов и тонкозернистых песчаников. Некоторые слои содержат небольшое количество карбонатного вещества. Эти отложения залегают в средней части уринской свиты, в 360 м выше ее подошвы и примерно в 500 м ниже кровли свиты в пределах западного крыла Уринской антиклинали. В общей сложности было отобрано 26 проб, 17 проб содержали определяемые органические остатки.

Лабораторная подготовка проб и выделение органостенных микрофоссилий из алевроитистых аргиллитов, а также изготовление постоянных препаратов были выполнены по стандартной методике, описанной в нашей предыдущей публикации (Воробьева, Петров, 2020). Мацерат всех изученных проб, содержащих микроостатки, заключал большое количество сильно разложенного органического вещества в виде тонкодисперсных масс и бесструктурных сапропелевидных пленок до 2 мм в поперечнике. В целом сохранность изученных микрофоссилий может быть оценена как удовлетворительная. Большинство выявленных форм имеет признаки интенсивной коррозии, очевидно связанной с постмортальной син- и раннедиагенетической бактериальной деструкцией. При этом в значительной степени разрушается структура оболочки акантоморфных микрофоссилий, но хорошо сохраняются выросты.

Микрофоссилии фотографировали в проходящем свете с использованием микроскопа Zeiss Axio Imager A1, оснащенного цифровой камерой Axio-CamMRC-5, и микроскопа RME-5, оснащенного цифровой камерой Canon EOS 300D. Весь материал хранится в Геологическом институте РАН (Москва), палеонтологическая коллекция № 14715.

ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДНЕУРИНСКОЙ МИКРОБИОТЫ

В изученной ассоциации морфологически разнообразных микроостатков (табл. I–VI) сферо-

морфные акритархи являются наиболее многочисленной группой микрофоссилий. Они встречаются во всех пробах, содержащих какие-либо определяемые микроостатки, на большинстве уровней разреза, где отбирались пробы. Значительная часть сфероморфит принадлежит видам *Leiosphaeridia crassa* (Naumova) emend. Jankauskas, *L. jacutica* (Timofeev) emend. Mikhailova et Jankauskas, *L. minutissima* (Naumova) emend. Jankauskas и *L. tenuissima* Eisenack (40% от общей выборки микрофоссилий). Среди этих форм выделяются своеобразные оболочки диаметром 150–250 мкм, с характерными кольцевыми и серповидными складками смятия (табл. III, фиг. 9, 11). Эти оболочки формально могут быть отнесены к таксону *L. jacutica*, однако строгое концентрическое расположение складок сближает эти формы с *Simia nerjenica* A. Weiss. Вместе с тем отсутствие дисковидного внутреннего тела не позволяет отнести эти микроостатки к данному таксону.

Другой примечательной и относительно многочисленной (около 3% от всех микроостатков) группой сфероморфных акритарх является *Valeria aff. lophostriata* (Jankauskas) (табл. II). Род *Valeria* Jankauskas emend. Nagovitsin имеет очень большой стратиграфический и географический диапазон распространения. На сегодняшний день самые древние находки *V. lophostriata* известны из группы Ruyang с возрастом 1.75–1.4 млрд лет, Китая (Pang et al., 2015), и в формации Mallarunyah возрастом 1.65 млрд лет, Австралия (Javaux et al., 2004), а наиболее молодые – из группы Chuao, 0.78–0.74 млрд лет, Гранд-Каньон, Аризона (Riedman, Porter, 2016). В отложениях ванаварской свиты, относящейся к низам верхнего венда (или к средней части эдиакария), известна только одна находка мелкой (70 мкм) стриатной оболочки cf. *Valeria lophostriata* (Наговицин, Кочнев, 2015, с. 754, рис. 4.20). Однако качество представленного материала не позволяет уверенно отнести эту форму к данному таксону. Таким образом, уринские стриатные оболочки представляют собой первые и массовые находки подобных акритарх в отложениях нижнего венда. Значительно увеличенный стратиграфический интервал их распространения подтверждает предположение Х. Хофмана (Hofmann, 1999), что *Valeria* может представлять целый класс организмов, а не один биологический вид.

Разнообразные нитчатые микроостатки составляют наиболее значительную (более 45%) часть всех найденных микрофоссилий. Повсеместно встречаются пучки нитей *Siphonophycus robustum* (Schopf) emend. Knoll et Golubic, comb. Knoll, Swett et Mark (табл. IV, фиг. 3) и *S. typicum* (Hermann) comb. Butterfield. Эти формы обычно образуют колонии из беспорядочно переплетенных нитей длиной более 1 мм. В ассоциации обильны и другие виды: *S. solidum* (Golub) comb.

Butterfield, *S. punctatum* Maithy, а также *Oscillatoriopsis obtusa* Schopf emend. Butterfield (табл. IV, фиг. 4а, 4б). В меньшем количестве встречены *Polytrichoides lineatus* Hermann (табл. I, фиг. 14) и единичные *Glomovertella rotundata* (Kolosov) comb. Vorob'eva et Petrov (табл. IV, фиг. 1, 2). Большое число микроостатков — это крупные бесструктурные пленки, а также трубчатые и лентовидные талломы, которые могут быть прямыми, иногда изогнутыми или закрученными в длинную плоскую спираль (табл. IV, фиг. 9–13). В составе ассоциации сравнительно редко встречаются лентовидные слоевища *Tyrasotaenia podolica* (Gnilovskaya) (табл. IV, фиг. 15, 17) и *Vanavarataenia insolita* Pjatiletov (табл. IV, фиг. 5–8). Вместе с ними присутствуют единичные формы предположительно грибной природы *Caudosphaera expansa* Hermann et Timofeev, а также не диагностированный двухслойный таллом со вздутиями, внутри которых находятся предполагаемые спорангии-подобные структуры (табл. IV, фиг. 16).

В ассоциации встречаются единичные таксономически не определимые остатки возможных многоклеточных организмов (табл. III, фиг. 7, 10). Эти фрагменты сохранены в виде пленок с клетками существенно более крупными, чем у ранее описанных подобных форм. Похожие остатки, найденные в кремнях формации Доушаньтоу в Китае, были интерпретированы как возможные флоридиевые красные водоросли (Ouyang et al., 2021; Shang, Liu, 2022).

Акантоморфные акритархи составляют около 10% от всей выборки микрофоссилий. Среди них доминируют *Knollisphaeridium coniformum* Liu et Moczyłowska (7.5%) (табл. III, фиг. 1–5) и *Hocosphaeridium crispum* sp. nov. (2.8%) (табл. I). Последняя форма, судя по опубликованным данным (Grazhdankin et al., 2020), практически идентична экземпляру, диагностированному как *Mengeosphaera* sp., из постэдиакарских отложений немакит-далдынского яруса (кессюсинская серия) севера Сибирской платформы. В среднеуринской ассоциации акантоморфит в единичном количестве также найдены микрофоссилии *Appendisphaera tenuis* Moczyłowska, Vidal et Rudavskaya, emend. Moczyłowska, *Eotylotopalla strobilata* (Faizullin) и *Tanarium digitiformum* (Nagovitsin et M. Faizullin) Sergeev, Knoll et Vorob'eva.

В целом изученная среднеуринская ассоциация микрофоссилий показывает сравнительно

обедненный набор акантоморфных акритарх по сравнению как с верхнеуринской (Sergeev et al., 2011; Moczyłowska, Nagovitsin, 2012), так и с нижележащей баракунской (Воробьева, Петров, 2020) ассоциациями. Вместе с тем среди акантоморфит этой ассоциации центральное место занимает специфический вид *Hocosphaeridium crispum* sp. nov. С другой стороны, характерной особенностью среднеуринской ассоциации является преобладание разнообразных нитчатых форм, а также сфероморфных акритарх, среди которых выделяются многочисленные стриатные оболочки *Valeria*, не известные в составе других ассоциаций дальнотайгинской серии.

ФАЦИАЛЬНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ МИКРОФОССИЛИЙ В ДАЛЬНЕТАЙГИНСКОМ ПАЛЕОБАССЕЙНЕ

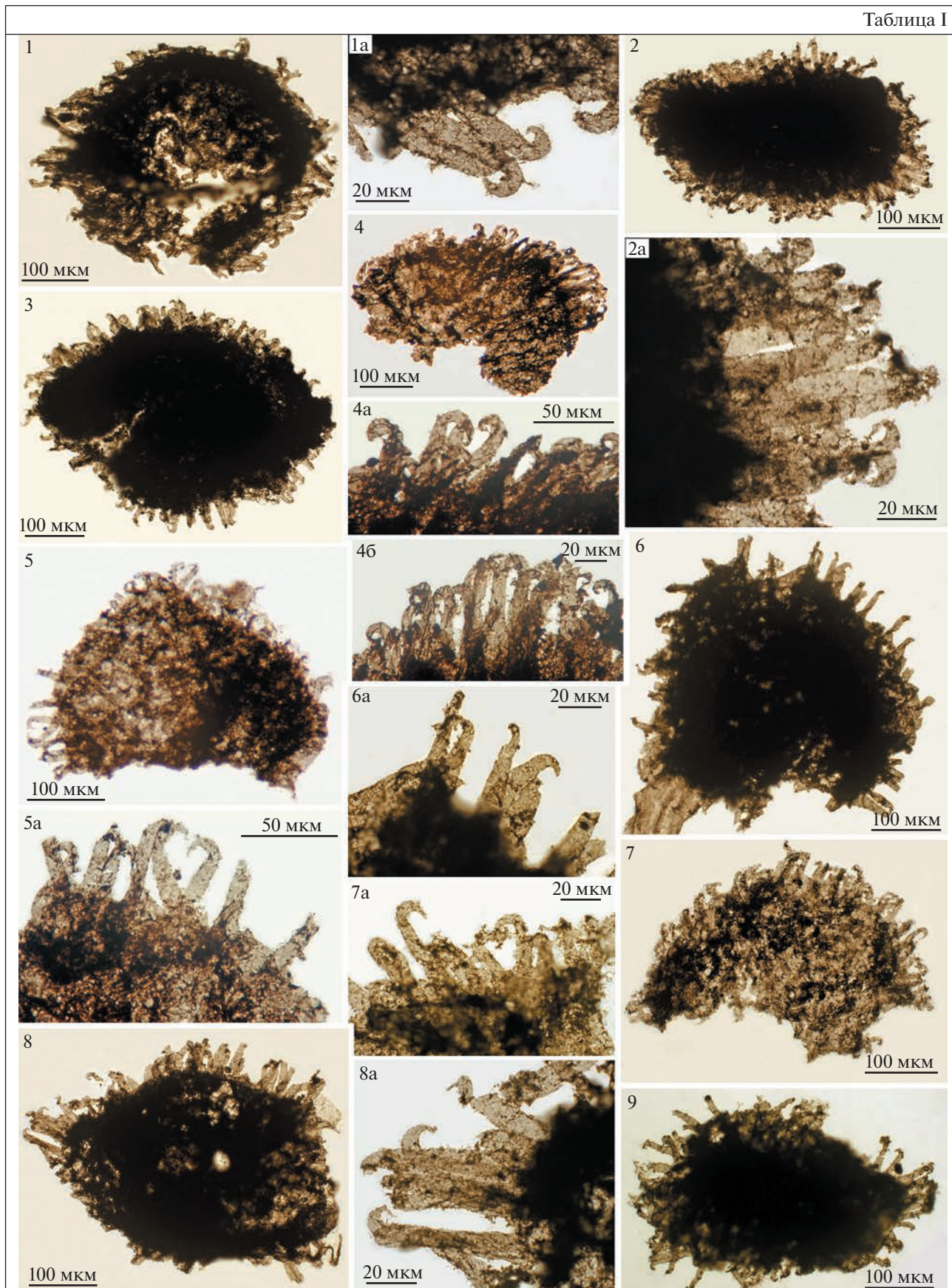
Сравнительный анализ таксономического состава различных ассоциаций микрофоссилий баракунской и уринской свит (рис. 1) позволяет сделать некоторые предположения о палеоэкологической структуре сообществ дальнотайгинского палеобассейна. В общем виде различия в таксономическом составе между разновозрастными и гетерофациальными ассоциациями ископаемых организмов определяются тремя параметрами: темпами эволюционной радиации рассматриваемых групп организмов, фациальным ареалом их обитания и ареалом их рассеивания, при прочих равных тафономических условиях. Здесь мы рассматриваем три группы таких организмов.

Первую группу составляет раннеэдиакарский эукариотный фитопланктон, представленный разнообразными акантоморфными акритархами так называемого доушаньтоу-пертататакского типа. По фациальному распространению здесь выделяются таксоны узкой и относительно широкой зональности. К широко зональным представителям относятся только три вида — *Appendisphaera tenuis*, *Knollisphaeridium maximum* (Yin), emend. Willman et Moczyłowska и *K. coniformum*, а все остальные имеют очень узкий диапазон распространения, ограниченный проксимальной зоной внутреннего рампа. Исключение составляет только *Hocosphaeridium crispum* sp. nov., приуроченный к дистальным фациям в среднеуринской ассоциации (рис. 1). Вторую группу представляют

Таблица I. *Hocosphaeridium crispum* sp. nov.

1, 1а — экз. № ГИН 14715-871, препарат 21040-4, т. 15, 1а — увеличенный фрагмент; 2, 2а — голотип, экз. № ГИН 14715-885, препарат 21040-6, т. 4, 2а — увеличенный фрагмент; 3 — экз. № ГИН 14715-908, препарат 21040-8, т. 10; 4, 4а, 4б — экз. № ГИН 14715-952, препарат 21040-15, т. 6, 4а, 4б — увеличенные фрагменты; 5, 5а — экз. № ГИН 14715-876, препарат 21040-5, т. 5, 5а — увеличенный фрагмент; 6, 6а — экз. № ГИН 14715-839, препарат 21040-1, т. 6, 6а — увеличенный фрагмент; 7, 7а — экз. № ГИН 14715-706, препарат 21038-11, т. 18, 7а — увеличенный фрагмент; 8, 8а — экз. № ГИН 14715-841, препарат 21040-1, т. 8, 8а — увеличенный фрагмент; 9 — экз. № ГИН 14715-372, препарат 21037-3, т. 6. Номера образцов соответствуют первым пяти цифрам в номерах препаратов.

Таблица I



цианобактериальные сообщества, большая часть которых имеет максимально широкий диапазон распространения, и только два вида *Rugosopsis tenuis* Timofeev et Hermann, emend. Butterfield, Knoll et Swett и *Segmentothallus asperus* Hermann ограничены проксимальными фациями (рис. 1). Третья группа включает формы микро- и макроводорослевой, а также предполагаемой грибной природы. В этой группе остатки ранее описанных макрофит *Liulingjitaenia* Chen et Xiao и *Jiuqunaoella* Chen emend. Xiao, Yuan, Steiner et Knoll (Петров, Воробьева, 2022) приурочены к проксимальной зоне, а грибоподобные формы *Vanavarataenia insolita* и водорослевые слоевища *Tyrasotaenia podolica* присутствуют только в дистальных фациях среднеуринской ассоциации (рис. 1).

Все представленные ассоциации акантоморфит дальнотайгинской серии отражают единый среднеэдиакарский этап эволюции эукариотного фитопланктона. Большая часть этих микрофоссилий, а также остатков макрофит приурочена к фациям проксимальной части внутреннего рампа на фоне широкого распространения планктонных и бентосных цианобактериальных сообществ. Очевидно, все эти организмы составляли специфическую палеоэкологическую систему открытоморских бассейнов этого времени. Массовое появление на среднеуринском интервале нетипичных представителей *Vanavarataenia*, *Tyrasotaenia* и стриятных оболочек *Valeria*, более характерных для мелководных фаций (Hofmann, 1999), могло быть связано с переносом этих остатков из прибрежной зоны бассейна. Вероятно, нетипичные акантоморфные оболочки *Hocospaeridium crispum* sp. nov. имеют такое же происхождение. Такой межзональный перенос был вполне возможен в отсутствие обширных карбонатных платформ, еще не сформировавшихся в среднеуринское время. В целом фациальный тренд распространения ассоциаций микрофоссилий дальнотайгинского бассейна является частью общего тренда от мелководных бассейнов внутренних районов Сибирской платформы к глубоководным перикратонным бассейнам Патомской зоны (Наговицин, Кочнев, 2015).

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ INCERTAE SEDIS

Г Р У П П А МИКРОФОССИЛИИ

ПОДГРУППА ACRITARCHA EVITT, 1963

Род *Hocospaeridium* Zang in Zang et Walter, 1992 emend.
Xiao, Zhou, Liu, Wang et Yuan, 2014

Hocospaeridium crispum Vorob'eva et Petrov, sp. nov

Табл. I, фиг. 1–9

Mengeosphaera sp.: Grazhdankin et al., 2020, Fig. 4E.

Э т и м о л о г и я. Название вида дано от *crispus* (лат.) — кудрявый.

Г о л о т и п. ГИН РАН, экз. № 14715-885, препарат 21040-6, точка 4, Байкало-Патомское нагорье, р. Ура, в 8.5 км выше ее устья, правый берег (GPS: 60.280333° с.ш., 117.1344° в.д.), уринская свита дальнотайгинской серии, венд.

Д и а г н о з. Оболочки больших размеров с многочисленными близко расположенными крупными гомоморфными выростами с крючковидными окончаниями. Выросты полые, сообщающиеся с полостью оболочки и в основании отделенные друг от друга. Расширенное основание выростов переходит в широкую трубку, которая плавно сужается к заостренному крючковидному окончанию. Окончание выростов изгибается в базальном направлении на 90°–270°.

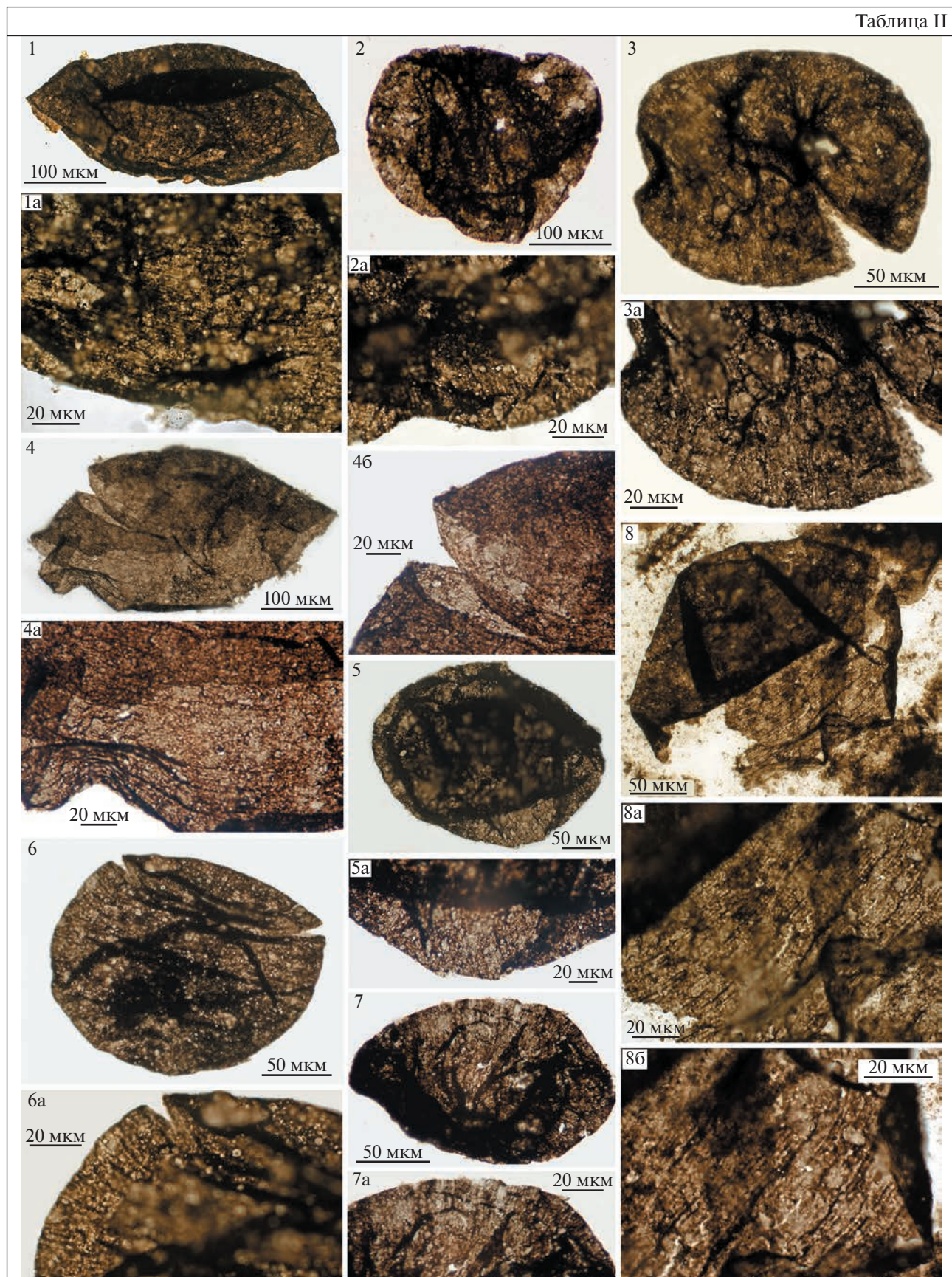
О п и с а н и е. Оболочки овальной и сферической формы, густо покрытые крупными гомоморфными выростами. Размер оболочек от 240 × 325 до 325 × 485 мкм (в среднем 291 × 396 мкм; голотип 220 × 430 мкм). Длина выростов от 50 до 90 мкм (в среднем 71 мкм, 19% от диаметра оболочки; голотип от 75 до 82 мкм, 23%). Основание выростов шириной от 11 до 22 мкм (в среднем 16 мкм, голотип 15–17 мкм) переходит в прямую трубку шириной 9–13 мкм (в среднем 10 мкм, голотип 10–12 мкм). Окончание трубки сужается до 2–4 мкм и загибается в сторону основания, иногда образуя почти кольцо. Количество выростов по окружности оболочки от 60 до 150 (голотип — более 120).

С р а в н е н и е. От всех других видов *H. crispum* отличается более крупными размерами оболочек и большим количеством выростов. От вида *H. anozos* (Willman) Xiao, Zhou, Liu, Wang et Yuan отличается более крупными выростами, а от вида *H. dilatatum* Liu, Xiao, Yin, Chen, Zhou et Li — более широкими выростами.

Таблица II. *Valeria* aff. *lophostriata* (Jankauskas).

1, 1a — экз. № ГИН 14715-355, препарат 21037-2, т. 1, 1a — увеличенный фрагмент; 2, 2a — экз. № ГИН 14715-357, препарат 21037-2, т. 3, 2a — увеличенный фрагмент; 3, 3a — экз. № ГИН 14715-384, препарат 21037-5, т. 2, 3a — увеличенный фрагмент; 4, 4a, 4b — экз. № ГИН 14715-809, препарат 21038-21, т. 6, 4a, 4b — увеличенные фрагменты; 5, 5a — экз. № ГИН 14715-540, препарат 21037-17, т. 7, 5a — увеличенный фрагмент; 6, 6a — экз. № ГИН 14715-971, препарат 21040-18, т. 7, 6a — увеличенный фрагмент; 7, 7a — экз. № ГИН 14715-365, препарат 21037-2, т. 11, 7a — увеличенный фрагмент; 8, 8a, 8b — экз. № ГИН 14715-446, препарат 21037-9, т. 2, 8a, 8b — увеличенные фрагменты. Номера образцов соответствуют первым пяти цифрам в номерах препаратов.

Таблица II



З а м е ч а н и я. Форма основания выростов может несколько различаться у разных экземпляров, иногда в пределах одной формы. У части выростов основания могут быть лишь слегка расширенными и без резкого перехода могут плавно сужаться к основной трубке выроста. Некоторые выросты имеют сильно расширенное коническое основание с перегибом, переходящим в трубку.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Уринская свита, Байкало-Патомское нагорье, венд. Оппокунская свита, немакит-далдынский ярус, Лено-Анабарская впадина, нижний кембрий.

М а т е р и а л. 13 целых экземпляров удовлетворительной сохранности и 18 частично разрушенных фрагментов плохой сохранности.

Род *Knollisphaeridium* Willman et Moczyłowska, 2008, emended Liu et Moczyłowska, 2019

***Knollisphaeridium coniformum* Liu et Moczyłowska, 2019**

Табл. III, фиг. 1–5

Knollisphaeridium maximum (Yin, 1987) Willman et Moczyłowska, 2008: Xiao et al., 2014, p. 30, Figs. 19.1–19.7; Sergeev et al., 2011, p. 995, Fig. 7.5.

Knollisphaeridium coniformum Liu et Moczyłowska, 2019: Liu, Moczyłowska, 2019, p. 115–118, Figs. 62A–H; Ouyang et al., 2021, p. 20, Figs. 15A–F, H–G; Ye et al., 2022, p. 39, Fig. 27.

Г о л о т и п. Образец IGCAGS-NP1-197, район ущелья Янцзы, Южный Китай, NP6-4-14, J37/2; кремнистые конкреции свиты Доушаньтуо, пачка II разреза Чэньцзяюаньцзы.

О п и с а н и е. Крупные сферические оболочки диаметром 170–475 мкм, несущие многочисленные, равномерно и близко расположенные выросты одинаковой длины. Выросты полые, сообщающиеся с внутренней полостью оболочки. Выросты имеют расширенное основание, с небольшим перегибом переходящее в тонкое окончание. Основания выростов сближены, но не соединены. Длина выростов 4–10 мкм, ширина оснований 3–5 мкм, расстояние между основаниями 1–5 мкм, количество выростов 10–20 на 50 мкм по контуру оболочки.

З а м е ч а н и я. Почти все выросты у всех экземпляров *K. coniformum* имеют терминальные расширения менее 1 мкм в поперечнике, часто

воронкообразной формы, не характерные для диагноза данного рода (табл. III, фиг. 3в, 5б). Лишь единичные выросты не имеют таких расширений. Расширения могли быть как морфологической особенностью организма, так и результатом тафономии. Единичные заостренные окончания выростов — это скорее результат утраты расширенной части при захоронении, чем приобретение таких расширений при фоссилизации. Субмикронный размер объектов не позволяет подтвердить сделанное предположение.

С р а в н е н и е. От *K. maximum* отличается более многочисленными и плотно расположенными выростами, которые постепенно, без перегиба, сужаются от основания к вершине.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Формация Доушаньтуо, провинция Хубэй, Южный Китай, эдиакарий. Уринская свита, Байкало-Патомское нагорье, Россия, венд.

М а т е р и а л. 82 экземпляра удовлетворительной сохранности.

Род *Valeria* Jankauskas, 1982, emend. Nagovitsin, 2009

***Valeria* aff. *lophostriata* (Jankauskas, 1979) Jankauskas, 1982**

Табл. II, фиг. 1–8

Kildinella lophostriata Jankauskas, 1979: Янкаускас, 1979, с. 192, рис. 1.13–1.15; Волкова, 1981, с. 71, табл. 8а, 8б.

Agidelia reta Pyatiletov et Karlova, 1980: Пятилетов, Карлова, 1980, с. 63, 65, 126, табл. 2, фиг. 11.

Agidelia lophostriata Pyatiletov, 1980: Пятилетов, 1980, с. 74, табл. 5, фиг. 1, 2.

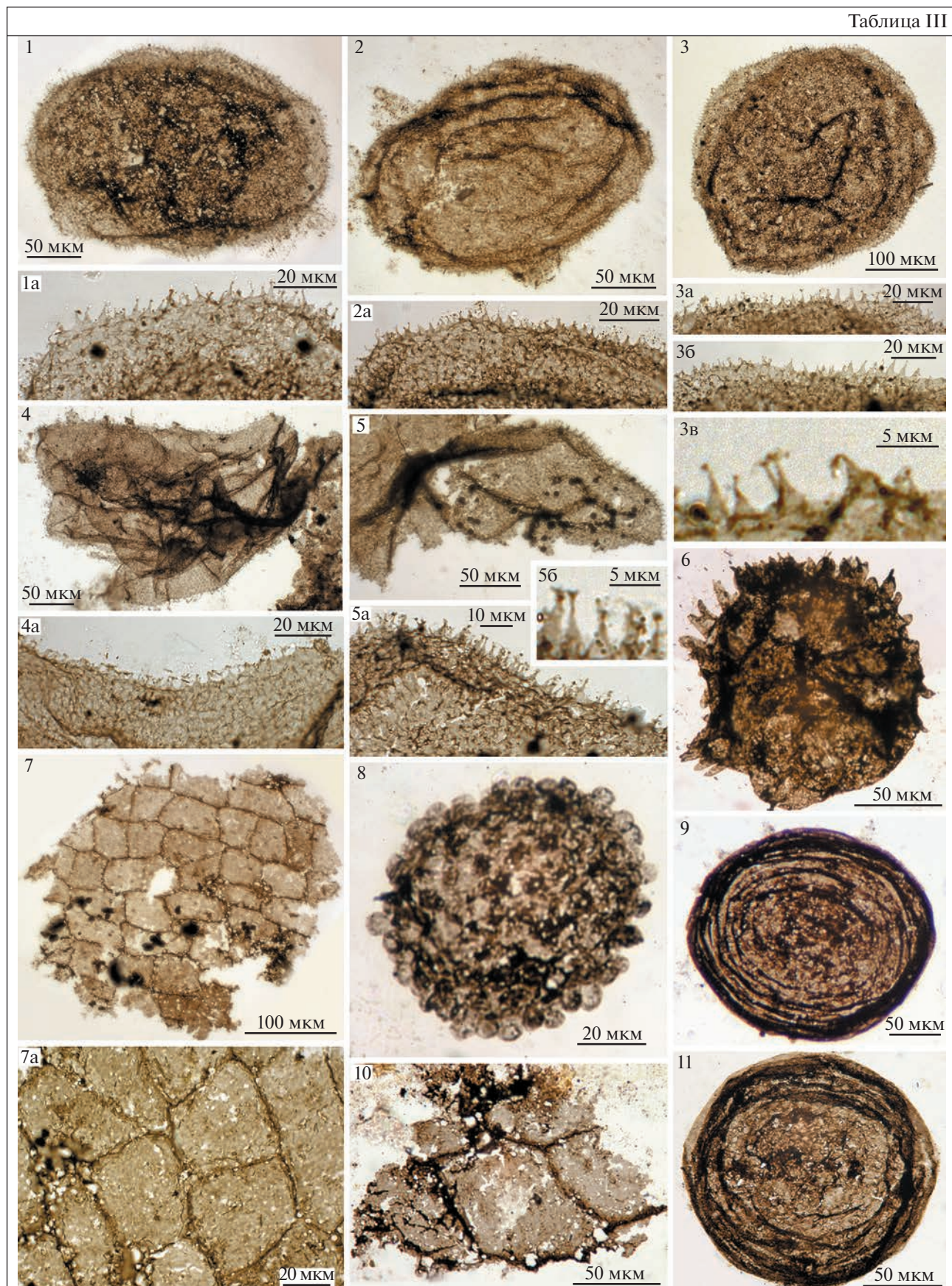
Kildinosphaera lophostriata (Jankauskas) Vidal, 1983: Vidal, Siedlecka, 1983, p. 59, Figs. 6A–G; Vidal, Knoll, 1983, Figs. 1D, E; Vidal, Ford, 1985, p. 361, Figs. 4C, E–F.

Valeria lophostriata (Jankauskas, 1979) Jankauskas, 1982: Янкаускас, 1982, с. 109, табл. 39, фиг. 2; Янкаускас и др., 1989, с. 86, табл. 16, фиг. 2–5; Butterfield, Chandler, 1992, p. 948–949, Figs. 5A, B; Hofmann, Jackson, 1994, p. 24, pl. 17, figs. 14–15; pl. 19, fig. 4; Xiao et al., 1997, p. 201, Fig. 3e; Вейс и др., 1998, с. 25, табл. 1, фиг. 18, 19; Samuelsson, 1997, p. 180, Figs. 10B, C; Samuelsson et al., 1999, p. 15, Fig. 8E; Javaux et al., 2001, p. 67, Fig. 1D; Javaux et al., 2003, p. 125, Figs. 1.1–2; Knoll et al., 2006, p. 1026, Figs. 2d, e; Lamb et al., 2009, p. 97, Fig. 4a; Nagy et al., 2009, p. 2, Figs. 1A, B; Nagovitsin, 2009, p. 144, Fig. 4E; Станевич и др., 2009, с. 9, табл. 2, фиг. 5, 11, 12; Pang et al., 2015, p. 255, Fig. 3; Tang et al., 2015, p. 308, Fig. 11; Wellman, Strother, 2015, p. 16, Fig. 3I; Riedman, Porter, 2016, p. 10, Fig. 4.1; Porter, Riedman, 2016, p. 842, Figs. 19.1–19.3; Baludikay et al., 2016,

Таблица III. Микрофоссилии уринской свиты.

1–5 — *Knollisphaeridium coniformum* Liu, Moczyłowska: 1, 1а — экз. № ГИН 14715-188, препарат 20006-10, т. 1, 1а — увеличенный фрагмент; 2, 2а — экз. № ГИН 14715-168, препарат 20006-8, т. 1, 2а — увеличенный фрагмент; 3, 3а–3в — экз. № ГИН 14715-243, препарат 20006-20, т. 3, 3а–3в — увеличенные фрагменты; 4, 4а — экз. № ГИН 14715-912, препарат 21040-9, т. 4, 4а — увеличенный фрагмент; 5, 5а, 5б — экз. № ГИН 14715-854, препарат 21040-3, т. 6а, 5а, 5б — увеличенные фрагменты; 6 — *Tanarium digitiformum* (Nagovitsin et M. Faizullin) Sergeev, Knoll et Vorobeva: экз. № ГИН 14715-299, препарат 20008-1, т. 1; 7, 7а, 10 — Gen. et sp. indet. 1: 7, 7а — экз. № ГИН 14715-367, препарат 21037-3, т. 1, 7а — увеличенный фрагмент; 10 — экз. № ГИН 14715-237, препарат 20006-19, т. 6; 8 — *Eotylotopalla strobilata* (Faizullin), экз. № ГИН 14715-140, препарат 20006-3, т. 2; 9, 11 — *L. jacutica* (Timofeev) emend. Mikhailova et Jankauskas: 9 — экз. № ГИН 14715-665, препарат 21038-8, т. 5; 11 — экз. № ГИН 1471520, препарат 17131-3, т. 2. Номера образцов соответствуют первым пяти цифрам в номерах препаратов.

Таблица III



p. 174, Fig. 7H; Javaux, Knoll, 2017, p. 219, Figs. 7.1–7.4; Agić et al., 2017, p. 119, Fig. 12-I; Adam et al., 2017, p. 388, Figs. 3D–E; Beghin et al., 2017, p. 72, pls. 4j–k; Javaux, Lepot, 2018, p. 72, Figs. 2a, b; Loron et al., 2018, p. 3, Figs. 1C–D; Miao et al., 2019, p. 194, Figs. 11a–f; Strother, Wellman, 2021, p. 6, Figs. 3a, b; Sharma et al., 2021, Fig. 7C; Loron et al., 2021, p. 6, Fig. 4.1; Шувалова и др., 2021, с. 44, рис. 3ж, з;

Valeria aff. *lophostriata* Jankauskas: Гладкочуб и др., 2009, рис. 3, фиг. 10, 11, 13.

Голотип. ЛитНИГРИ. № 16-62-4762/16, экз. 1; Башкирское Приуралье, скв. Кабаково-62, инт. 4762–4765 м, верхний рифей.

Описание. Крупные оболочки эллипсоидальной формы, диаметром от 180×120 до 450×325 мкм, с поверхностной орнаментацией из равномерно и близко расположенных концентрических гребней. Ширина гребней около 1 мкм, высота гребней менее 1 мкм, расстояние между гребнями от 0.8 до 1.3 мкм. Стенки оболочек тонкие, полупрозрачные, с многочисленными складками смятия. Стриатность у полюсов отсутствует. У некоторых оболочек наблюдается медальное расщепление, ориентированное вдоль гребней.

Сравнение. Отчетливо выраженная стриатность оболочек позволяет идентифицировать их как представителей рода *Valeria*. Однако от характерных представителей *V. lophostriata* найденные нами оболочки отличаются отсутствием выраженной стриатности у полюсов, что может быть как биологическим признаком, так и следствием плохой сохранности материала.

Материал. 13 целых экземпляров и 18 фрагментов плохой сохранности.

Распространение. *V. lophostriata* имеет широкое стратиграфическое распространение — от позднего палеопротерозоя (Javaux et al., 2004; Agić et al., 2017; Miao et al., 2019) до криогения (Nagy et al., 2009). Также *V. lophostriata* встречается в предположительно нижнекембрийской формации Gouhou Северного Китая (Tang et al., 2015; He et al., 2017). Нами *Valeria* aff. *lophostriata* встречается в уринской свите, эдиакарский возраст которой в настоящее время не вызывает сомнений.

СЕМЕЙСТВО OSCILLATORIAEAE (S.F. GRAY) KIRCHNER, 1900

Род *Glomovertella* Reitlinger, 1948

Glomovertella rotundata (Kolosov, 1984) comb. *Vorob'eva et Petrov, 2022*

Табл. IV, фиг. 1, 2

Volyniella rotundata Kolosov, 1984: Колосов, 1984, табл. XIV, фиг. 3а, 3б, табл. XV, фиг. 1.

Volyniella torta Kolosov, 1984: Колосов, 1984, табл. XIV, фиг. 2. *Glomovertella rotundata* (Kolosov, 1984) comb. Kolosov, 1989: Янкаускас и др., 1989, табл. XLV, фиг. 1.

Circumiella torta (Kolosov, 1984) comb. Kolosov, 1989: Янкаускас и др., 1989, табл. XLV, фиг. 2.

Glomovertella rotundata (Kolosov, 1984) comb. Vorob'eva et Petrov, 2022: Воробьева, Петров, 2023, табл. I, фиг. 1, 2, 4, 6.

Голотип. ЯФ ГС СО РАН, № 87-101, препарат 565-80/1, к.с. 39.8:119.5; Восточная Сибирь, Западная Якутия, Среднеботуобинская площадь, скв. 23, гл. 1911.5–1915.2 м; венд, курсовская свита; Колосов, 1984, табл. XV, фиг. 1.

Описание. Трубочатые нити шириной от 15 до 42 мкм, закрученные на 2–3 оборота в плоскую спираль. Размер спирали от 230 до 400 мкм. Часть нитей имеет сегментацию, длина сегментов 1–4 мкм.

Сравнение. От *G. ampla* Yakschin отличается более тонкими нитями. От видов *G. eniseica* (Hermann), *G. glomerata* (Jankauskas) и *G. miroedikhia* Hermann отличается более крупными размерами.

Распространение. Курсовская, бюкская, жербинская свиты, Восточная Сибирь, верхний венд. Уринская свита, Байкало-Патомское нагорье, венд.

Материал. Девять экземпляров плохой сохранности.

СЕМЕЙСТВО VENDOTAENIACEAE GNILOVSKAJA, 1986

Род *Tyrasotaenia* Gnilevskaya, 1971

Tyrasotaenia podolica (Gnilevskaya, 1971)

Табл. IV, фиг. 15, 17

Tyrasotaenia podolica Gnilevskaya, 1971: Гниловская, 1971, с. 106, табл. XI, фиг. 1–5; Гниловская, 1976, с. 11–12; Гниловская, 1979, с. 41, табл. XLIV, фиг. 4, 6; Гниловская, 1985, с. 120, табл. 34, фиг. 1, 3, 4; Гниловская и др., 1988, табл. IX, фиг. 4,

Таблица IV. Микрофоссилии уринской свиты.

1, 1а, 2 — *Glomovertella rotundata* (Kolosov) comb. Vorob'eva et Petrov: 1 — экз. № ГИН 14715-790, препарат 21038-20, т. 1, 1а — увеличенный фрагмент; 2 — экз. № ГИН 14715-266, препарат 20006-22, т. 12; 3 — *Siphonophycus robustum* (Schopf) emend. Knoll et Golubic, comb. Knoll, Swett et Mark, экз. № ГИН 14715-375, препарат 21037-3, т. 9; 4 — *Oscillatoropsis obtusa* Schopf, emend. Butterfield, экз. № ГИН 14715-949, препарат 21040-15, т. 3, 4а — увеличенный фрагмент; 5–8 — *Vanavarataenia insolita* Pjatiletov: 5 — экз. № ГИН 14715-191, препарат 20006-10, т. 4; 6 — экз. № ГИН 14715-813, препарат 21038-21, т. 11; 7 — экз. № ГИН 14715-464, препарат 21037-11, т. 1; 8 — экз. № ГИН 14715-153, препарат 20006-5, т. 3; 9–13 — бесструктурные трубчатые и лентовидные таломы: 9 — экз. № ГИН 14715-166, препарат 20006-7, т. 4; 10 — экз. № ГИН 14715-825, препарат 21039-1, т. 8; 11 — экз. № ГИН 14715-301, препарат 20008-2, т. 2; 12 — экз. № ГИН 14715-66, препарат 17138-6, т. 4; 13 — экз. № ГИН 14715-744, препарат 21038-16, т. 1; 14 — *Polytrichoides lineatus* Hermann, экз. № ГИН 14715-490, препарат 21037-13, т. 4б; 15, 17 — *Tyrasotaenia podolica* (Gnilevskaya): 15 — экз. № ГИН 14715-633, препарат 21038-2, т. 11; 17 — экз. № ГИН 14715-1039, препарат 21042-2, т. 10; 16 — Gen. et sp. indet., экз. № ГИН 14715-67, препарат 17138-6, т. 5. Номера образцов соответствуют первым пяти цифрам в номерах препаратов.

Таблица IV

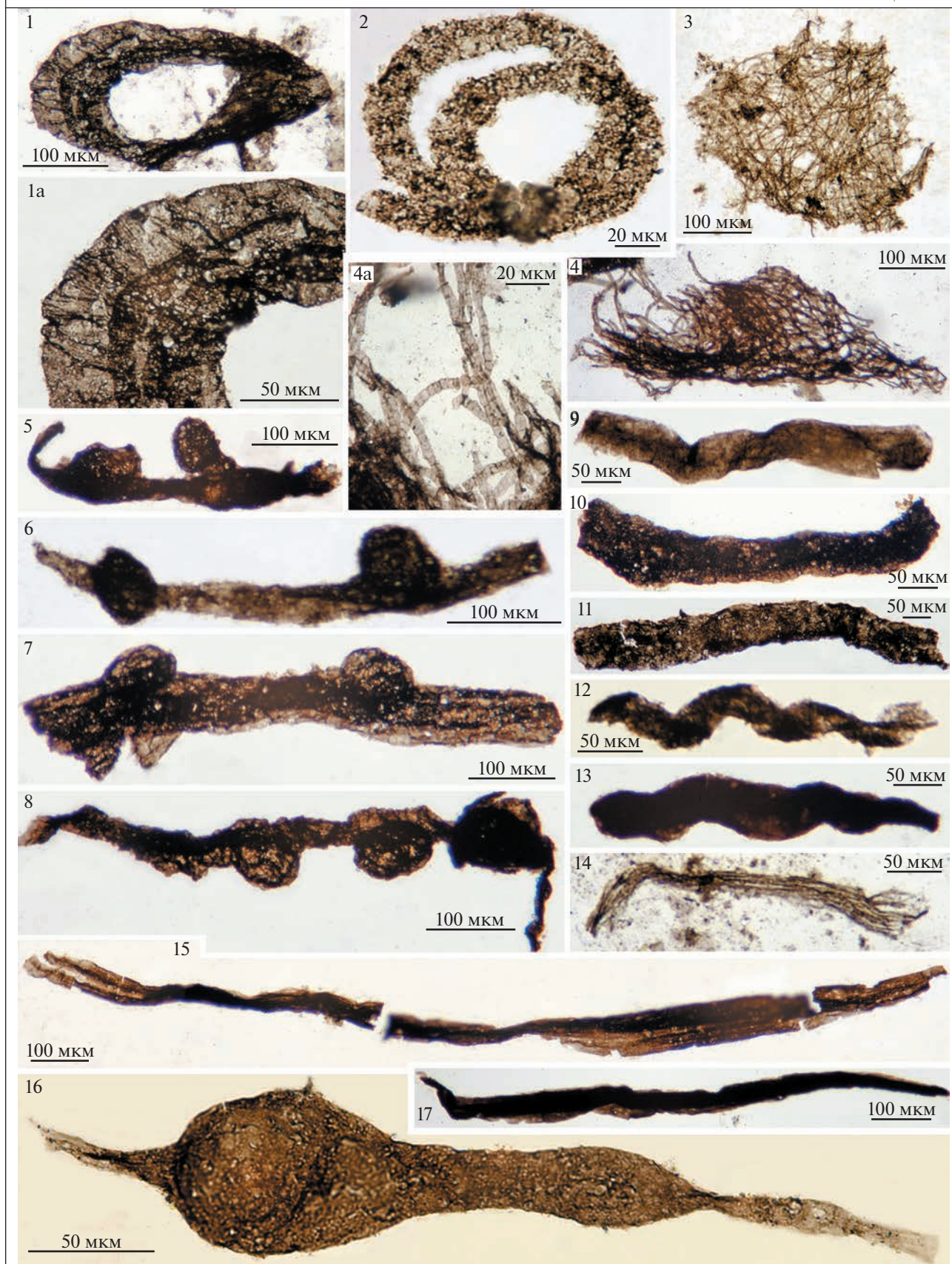


табл. XIV, фиг. 1–4; Zaine, 1991, pl. 10; Leonov et al., 2009, p. 92, Fig. E-7; Cohen et al., 2009, p. 120, Fig. 9.3; Рагозина и др., 2016, с. 32, табл. 1.1.

Голотип. ИГГД РАН, № 6931/1; Подольское Приднестровье, каниловская серия, студеницкая свита, венд.

Описание. Одиночные длинные лентовидные пленки тонкие, полупрозрачные, с продольными складками, изогнутые и перекрученные. Длина пленок от 0.45 до 1.4 мм, ширина от 0.08 до 0.12 мм.

Распространение. Студеницкая свита, Подольское Приднестровье, Украина, венд. Молдова: ферапонтьевская свита, верхний венд; тигечская свита, нижний кембрий. Формация Dabis, Nama Group, Намибия, поздний эдиакарий. Формация Tamengo, группа Corumba, Бразилия, эдиакарий. Цаганоломская свита, Западная Монголия, верхний венд. Уринская свита, Байкало-Патомское нагорье, Россия, венд.

Материал. Девять экземпляров удовлетворительной сохранности.

Род *Vanavarataenia* Pjatiletov 1985

Vanavarataenia insolita Pjatiletov 1985

Табл. IV, фиг. 5–8

Vanavarataenia insolita Pjatiletov, 1985: Пятилетов, 1985, с. 935, фиг. 1a–e; Янкаускас и др., 1989, с. 134, табл. 46, фиг. 7, 8; Марусин и др., 2011, с. 662, рис. 3д; Наговицин, Кочнев, 2015, с. 754, рис. 4, фиг. 33, 34, 37; Голубкова и др., 2020, с. 104, табл. 9, фиг. 7.

Голотип. ИГиГ СО РАН. Сибирская платформа, верхнее течение р. Подкаменная Тунгуска, Собинская скв. № 10, ванаварская свита, венд.

Описание. Фрагменты неветвящихся талломов шириной 30–70 мкм, прямые или изогнутые. Ширина талломов непостоянная, может меняться на всем протяжении или уменьшаться к окончанию. Длина фрагментов достигает 750 мкм. Талломы несут латеральные и терминальные спорангиеподобные структуры – сферические оболочки размером от 40 × 25 до 140 × 100 мкм. Латеральные оболочки одиночные, сидячие, плотно прилегающие к таллому. На одном талломе может находиться одна терминальная и несколько латеральных оболочек разного размера, что может соответствовать стадиям роста спорангиеподобных структур.

Сравнение. Специалистами высказывалось мнение, что сходство основных морфологических элементов строения и размеров у родов *Vanavarataenia* Pjatiletov и *Vendomyces* Burzin может указывать на их вероятную принадлежность к одному роду (Воробьева, Петров, 2014) или на полную идентичность этих таксонов (Наговицин, Кочнев, 2015). Анализ опубликованного и имеющегося у нас материала показывает очевидное различие между этими таксонами. По сравнению

с *Vendomyces*, у *Vanavarataenia* “спорангии” всегда одиночные, они не группируются в скопления, не имеют ни шейки, ни структур раскрытия, а сами талломы никогда не ветвятся.

Распространение. Верхняя подсвита вассилеостровской свиты, Восточно-Европейская платформа, верхний венд. Ванаварская свита, Сибирская платформа, венд. Старореченская свита, Анабарское поднятие Сибири, верхний венд. Уринская свита, Байкало-Патомское нагорье, венд.

Материал. Двадцать четыре экземпляра удовлетворительной сохранности.

Gen. et sp. indet. 1

Табл. III, фиг. 7, 10

Unnamed multicellular form with relatively large cells: Ouyang et al., 2021, p. 11, Fig. 9I.

Unnamed species B: Shang, Liu, 2022, p. 16, Fig. 13.

Описание. Фрагменты однослойных пленок, состоящие из плотно прилегающих друг к другу клеток. Форма клеток трапециевидная, пяти- и шестиугольная. Клетки стремятся образовывать плотнейшую упаковку друг с другом. Стенки клеток тонкие, прозрачные. Размер клеток от 45 × 40 до 80 × 40 мкм. Размер пленок до 300 мкм в поперечнике.

Сравнение. От других описанных многоклеточных и колониальных форм отличается более крупным размером клеток.

Распространение. Формация Доушаньтуо, провинция Хубэй, Южный Китай, эдиакарий. Уринская свита, Байкало-Патомское нагорье, Россия, венд.

Материал. Два экземпляра.

Gen. et sp. indet. 2

Табл. IV, фиг. 16

Описание. Трубчатый таллом нерегулярной ширины, имеет локальные вздутия и сужения, гладкий, без перегородок. Длина экземпляра 360 мкм, ширина в сужениях 10 мкм, в местах вздутия расширен до 65 мкм. Таллом двухслойный; верхний слой – тонкая пленка, плотно облегающая внутреннее содержимое. Внутри вздутия находится сферическое тело (спорангий?) диаметром 50 мкм, который не полностью занимает внутреннее пространство.

Распространение. Уринская свита, Байкало-Патомское нагорье, венд.

Материал. Один экземпляр.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В средней части разреза уринской свиты обнаружена новая представительная ассоциация ранне-

вендских (среднеэдиакарских) микрофоссилий, среди которых присутствуют формы, неизвестные в ранее изученных ископаемых микробиотах дальнетайгинского бассейна. В массовом количестве были встречены крупные (до 450 мкм) стриатные сфероморфные оболочки *Valeria* и густо орнаментированные акантоморфные оболочки *Nocosphaeridium crispum* sp. nov. до 330 мкм. Нетипичными представителями среднеуринской ассоциации также являются грибоподобные формы *Vanavarataenia insolita* и слоевища *Tyrasotaenia podolica*.

Сравнительный анализ таксономического состава ассоциаций акантоморфных акритарх на различных стратиграфических уровнях дальнетайгинской серии указывает на отсутствие сколько-нибудь выраженного эволюционного тренда. Все эти ассоциации отражают единый среднеэдиакарский этап эволюции эукариотного фитопланктона и могут рассматриваться в рамках единой комплексной биозоны.

Большая часть представителей эдиакарских эукариот в изученных тафоценозах тяготела к относительно узким фаціальным зонам внутреннего рампа в сравнении с широко распространенными в бассейне цианобактериальными сообществами. Те и другие составляли палеоэкологическую систему открытоморских бассейнов того времени. Появление нетипичных представителей в среднеуринской микробиоте могло быть связано с их переносом из мелководных зон бассейна, в частности из внутренних бассейнов Сибирского кратона.

Источники финансирования. Микрофитологические исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН, тема № FMMG-2023-0004 (Воробьева Н.Г.), фаціальные исследования проведены за счет гранта РНФ № 20-77-10066 (Петров П.Ю.).

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что у них нет конфликтов интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Мироедихинская микробиота верхнего рифея Сибири. Сообщение 1 // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 5. С. 15–37.
- Волкова Н.А. Акритархи верхнего докембрия юго-восточной Сибири (устькибинская свита) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56. Вып. 4. С. 66–75.
- Воробьева Н.Г., Петров П.Ю. Род *Vendomycetes* Burzin и фаціальная-экологическая специфика старореченской микробиоты позднего венда Анабарского поднятия Сибири и ее стратиграфических аналогов // Палеонтол. журн. 2014. № 6. С. 80–92. <https://doi.org/10.7868/S0031031X14060166>
- Воробьева Н.Г., Петров П.Ю. Микробиота баракунской свиты и биостратиграфическая характеристика дальнетайгинской серии: ранний венд Уринского под-
нятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 26–42. <https://doi.org/10.31857/S0869592X20040109>
- Воробьева Н.Г., Петров П.Ю. Микрофоссилии и обстановки седиментации жербинского бассейна: верхний венд Патомского нагорья Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2023. Т. 31. № 2. С. 22–39.
- Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н. *Stellarossica* gen. nov. и инфрагруппа *Keltmiides* infrag. nov.: аномально крупные акантоморфные акритархи венда Сибири и Восточно-Европейской платформы // Палеонтол. журн. 2018. № 5. С. 91–100. <https://doi.org/10.1134/S0031031X18040141>
- Гладкокуб Д.П., Станевич А.М., Травин А.В., Мазукабзов А.М., Константинов К.М., Юдин Д.С., Корнилова Т.А. Уджинский мезопротерозойский палеорифт (север Сибирского кратона): новые данные о возрасте базитов, стратиграфии и микрофитологии // Докл. АН. 2009. Т. 425. № 5. С. 642–648.
- Гниловская М.Б. Древнейшие водные растения венда Русской платформы (поздний докембрий) // Палеонтол. журнал. 1971. № 3. С. 101–107.
- Гниловская М.Б. Древнейшие метафиты // Международный геол. конгресс. XXV сессия. Докл. сов. геологов. Палеонтология. Морская геология. Москва, 1976. С. 10–14.
- Гниловская М.Б. Вендотениды // Палеонтология верхне-докембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979. С. 39–48.
- Гниловская М.Б. Вендотениды – вендские *Metaphyta* // Вендская система. Т. 1. М.: Наука, 1985. С. 117–125.
- Гниловская М.Б., Ищенко А.А., Колесников Ч.М., Коренчук Л.В., Удальцов А.П. Вендотениды Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1988. 143 с.
- Голубкова Е.Ю., Кушим Е.А., Тарасенко А.Б. Ископаемые организмы котлинского горизонта верхнего венда северо-запада Русской плиты (Ленинградская область) // Палеонтол. журн. 2020. № 4. С. 99–108. <https://doi.org/10.31857/S0031031X20040066>
- Колосов П.Н. Позднедокембрийские микроорганизмы востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. 84 с.
- Марусин В.В., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Редкин-ский этап эволюции вендских макрофитов // Докл. АН. 2011. Т. 436. № 5. С. 658–664. <https://doi.org/10.31857/S2686739721110128>
- Наговицин К.Е., Кочнев Б.Б. Микрофоссилии и биофа-
ции вендской ископаемой биоты юга Сибирской плат-
формы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 748–760. <https://doi.org/10.15372/GiG20150409>
- Петров П.Ю. Постледниковые отложения дальнетай-
гинской серии: ранний венд Уринского поднятия Си-
бири. Сообщение 2. Уринская и каланчевская свиты и
история бассейна // Литология и полезн. ископаемые. 2018. № 6. С. 521–538. <https://doi.org/10.1134/S0024497X18060083>
- Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Представители миаохен-
ской биоты из дошурамских отложений эдиакария
(венда) Патомского нагорья Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 1. С. 55–68. <https://doi.org/10.31857/S0869592X22010069>

- Покровский Б.Г., Буякайте М.И. Геохимия изотопов С, О и Sr в неопротерозойских карбонатах юго-западной части Патомского палеобассейна, юг Средней Сибири // Литология и полезн. ископаемые. 2015. № 2. С. 159–186.
<https://doi.org/10.7868/S0024497X15010048>
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Колесникова А.А., Петров О.Л., Хлебников М.С. С-, О- и Sr-изотопная геохимия вендской аномалии Шурам-Вонока и ассоциирующих метаосадочных толщ внутренней части Патомского нагорья (Центральная Сибирь) // Литология и полезн. ископаемые. 2021. № 5. С. 406–435.
<https://doi.org/10.31857/S0024497X21050049>
- Пятилетов В.Г. Микрофитофоссилии из позднедокембрийских отложений, вскрытых Ванаварской скважиной (западная часть Сибирской платформы) // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия запада Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980. С. 71–76.
- Пятилетов В.Г. Водоросли юдомия (венда) запада Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1985. Т. 281. № 4. С. 934–936.
- Пятилетов В.Г., Карлова Г.А. Верхнерифейский комплекс растительных микрофоссилий Енисейского кряжа // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия запада Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980. С. 56–71.
- Рагозина А.Л., Доржнамжаа Д., Сереженикова Е.А., Зайцева Л.В., Энхбаатар Б. Ассоциация макро- и микрофоссилий в вендских (эдиакарских) постледниковых отложениях Западной Монголии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 3. С. 27–37.
<https://doi.org/10.31857/S0031031X22040092>
- Станевич А.М., Гладкочуб Д.П., Корнилова Т.А., Мазукабзов А.М., Карманов Н.С. Микрофоссилии уджинской свиты рифея севера Сибирского кратона // Изв. Томского политехнич. ун-та. 2009. Т. 315. № 1. С. 5–10.
- Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 26–51.
<https://doi.org/10.7868/S0869592X13040029>
- Шувалова Ю.В., Наговицин К.Е., Пархаев П.Ю. Следы древнейших трофических взаимодействий в рифейской биоте (лахандинский лагерштетт, юго-восточная Сибирь) // Докл. АН. Науки о жизни. 2021. Т. 496. С. 41–47.
<https://doi.org/10.31857/S2686738921010200>
- Янкаускас Т.В. Среднерифейская микробиота Южного Урала и Башкирского Приуралья // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248. № 1. С. 190–193.
- Янкаускас Т.В. Микрофоссилии рифея Южного Урала // Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. М.: Наука, 1982. С. 84–120.
- Янкаускас Т.В., Михайлова Н.С., Герман Т.Н., Сергеев В.Н. и др. Микрофоссилии докембрия СССР. Л.: Наука, 1989. 190 с.
- Adam Z.R., Skidmore M.L., Mogk D.W., Butterfield N.J. A Laurentian record of the earliest fossil eukaryotes // Geology. 2017. V. 45. P. 387–390.
<https://doi.org/10.1130/G38749.1>
- Agić H., Moczyłowska M., Yin L. Diversity of organic-walled microfossils from the early Mesoproterozoic Ruyang Group, North China Craton – a window into the early eukaryote evolution // Precambrian. Res. 2017. V. 297. P. 101–130.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.04.042>
- Baludikay B.K., Storme J.Y., François C., Baudet D., Javaux E.J. A diverse and exquisitely preserved organic-walled microfossil assemblage from the Meso-Neoproterozoic Mbujimayi Supergroup (Democratic Republic of Congo) and implications for Proterozoic biostratigraphy // Precambrian. Res. 2016. V. 281. P. 166–184.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.05.017>
- Beghin J., Storme J.Y., Blanpied C., Gueneli N., Brocks J.J., Poulton S.W., Javaux E.J. Microfossils from the late Mesoproterozoic–early Neoproterozoic Atar/El Mreiti Group, Taoudeni Basin, Mauritania, northwestern Africa // Precambrian. Res. 2017. V. 291. P. 63–82.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.01.009>
- Butterfield N.J., Chandler F.W. Palaeoenvironmental distribution of Proterozoic microfossils, with an example from the Agu Bay Formation, Baffin Island // Palaeontology. 1992. V. 35. P. 943–957.
- Cohen P.A., Bradley A., Knoll A.H., Grotzinger J.P., Jensen S., Abelson J., Hand K., Love G., Metz J., McLoughlin N., Meister P., Shepard R., Tice M., Wilson J.P. Tubular compression fossils from the Ediacaran Nama Group, Namibia // J. Palaeont. 2009. V. 83(1). P. 110–122.
<https://doi.org/10.1666/09-040R.1>
- Grazhdankin D., Nagovitsin K., Golubkova E., Karlova G., Kochnev B., Rogov V., Marusin V. Doushantuo–Pertatataka-type acanthomorphs and Ediacaran ecosystem stability // Geology. 2020. V. 48.
<https://doi.org/10.1130/G47467.1>
- He T., Zhou Y., Vermeesch P., Rittner M., Miao L., Zhu M., Carter A., Pogge von Strandmann P.A.E., Shields G.A. Measuring the ‘Great Unconformity’ on the North China Craton using new detrital zircon age data // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2017. V. 448. P. 145–159.
<https://doi.org/10.1144/SP448.14>
- Hofmann Y.J. Global distribution of the Proterozoic sphaeromorph acritarch Valeria lophostriata (Jankauskas) // Acta Micropalaeontol. Sinica. 1999. V. 16(3). P. 215–224 (in Chinese).
- Hofmann H.J., Jackson C.D. Shelf-facies microfossils from the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada // Paleontol. Soc. Mem. 1994. V. 37(3). P. 361–382.
<https://doi.org/10.1017/S0022336000030353>
- Javaux E.J., Knoll A.H. Micropaleontology of the lower Mesoproterozoic Roper Group, Australia, and implications for early eukaryotic evolution // J. Palaeont. 2017. V. 91. P. 199–229.
<https://doi.org/10.1017/jpa.2016.124>
- Javaux E.J., Lepot K. The Paleoproterozoic fossil record: implications for the evolution of the biosphere during Earth’s middle-age // Earth-Sci. Rev. 2018. V. 176. P. 68–86.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.10.001>
- Javaux E.J., Knoll A.H., Walter M.R. Ecological and morphological complexity in early eukaryotic ecosystems // Nature. 2001. V. 412. P. 66–69.
<https://doi.org/10.1038/35083562>

- Javaux E.J., Knoll A.H., Walter M.R.* Recognizing and interpreting the fossils of early eukaryotes // *Origins of Life and Evolution of the Biosphere*. 2003. V. 33. P. 75–94. <https://doi.org/10.1023/a:1023992712071>
- Javaux E.J., Knoll A.H., Walter M.R.* TEM evidence for eukaryotic diversity in mid-Proterozoic oceans // *Geobiology*. 2004. V. 2. P. 121–132. <https://doi.org/10.1111/j.1472-4677.2004.00027.x>
- Knoll A.H., Javaux E.J., Hewitt D., Cohen P.* Eukaryotic organisms in Proterozoic oceans // *Phil. Trans. R. Soc. Bull.* 2006. V. 361. P. 1023–1038. <https://doi.org/10.1098/rstb.2006.1843>
- Lamb D.M., Awramik S.M., Chapma D.J., Zhu S.* Evidence for eukaryotic diversification in the ~1800 million-year-old Changzhougou Formation, North China // *World Sum. on Ancient Microscopic Fossils*. 2009. V. 173. P. 93–104. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.05.005>
- Leonov M.V., Fedonkin M.A., Vickers-Rich P., Ivantsov A.Yu., Trusler P.* Discovery of the first macroscopic carbonaceous algal assemblage in the Terminal Proterozoic of Namibia, southwest Africa // *Communs Geol. Surv. Namibia*. 2009. V. 14. P. 87–93.
- Liu P., Moczyłowska M.* Ediacaran microfossils from the Doushantuo Formation chert nodules in the Yangtze Gorges area, South China, and new biozones // *Fossils and Strata*. 2019. V. 65. P. 1–172. <https://doi.org/10.1002/9781119564225.ch1>
- Loron C.C., Rainbird R.H., Turner E.C., Greenman J.W., Javaux E.J.* Implications of selective predation on the macroevolution of eukaryotes: evidence from Arctic Canada // *Emerging Topics in Life Sciences*. 2018. V. 2. P. 247–255. <https://doi.org/10.1042/ETLS20170153>
- Loron C.C., Halverson G.P., Rainbird R.H., Skulski T., Turner E.C., Javaux E.J.* Shale-hosted biota from the Dismal Lakes Group in Arctic Canada supports an early Mesoproterozoic diversification of eukaryotes // *J. Palaeont.* 2021. V. 95(6). P. 1113–1137. <https://doi.org/10.1017/jpa.2021.45>
- Miao L., Moczyłowska M., Zhu S., Zhu M.* New record of organic-walled, morphologically distinct microfossils from the late Paleoproterozoic Changcheng Group in the Yanshan Range, North China // *Precambrian. Res.* 2019. V. 321. P. 172–198. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.11.019>
- Moczyłowska M., Nagovitsin K.E.* Ediacaran radiation of organic-walled microbiota recorded in the Ura Formation, Patom Uplift, East Siberia // *Precambrian. Res.* 2012. V. 198–199. P. 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.12.010>
- Nagovitsin K.E.* Tappania-bearing association of the Siberian platform: biodiversity, stratigraphic position and geochronological constraints // *Precambrian. Res.* 2009. V. 173. P. 137–145. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.02.005>
- Nagy R.M., Porter S.M., Dehler C.M., Shen Y.* Biotic turnover driven by eutrophication before the Sturtian low-latitude glaciation // *Nature Geoscience*. 2009. V. 2. P. 415–418. <https://doi.org/10.1038/ngeo525>
- Ouyang Q., Zhou C., Xiao S., Guan C., Chen Z., Yuan X., Sun Y.* Distribution of Ediacaran acanthomorphic acritarchs in the lower Doushantuo Formation of the Yangtze Gorges area, South China: evolutionary and stratigraphic implications // *Precambrian. Res.* 2021. V. 353. 106005. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.106005>
- Pang K., Tang Q., Yuan X.L., Wan B., Xiao S.* A biomechanical analysis of the early eukaryotic fossil *Valeria* and new occurrence of organic-walled microfossils from the Paleoproterozoic Ruyang Group // *Palaeoworld*. 2015. V. 24. P. 251–262. <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2015.04.002>
- Porter S.M., Riedman L.A.* Systematics of organic-walled microfossils from the ca. 780–740 Ma Chuar Group, Grand Canyon, Arizona // *J. Palaeont.* 2016. V. 90. P. 815–853. <https://doi.org/10.1017/jpa.2016.57>
- Riedman L.A., Porter S.* Organic-walled microfossils of the mid-Neoproterozoic Alinya Formation, Officer Basin, Australia // *J. Palaeont.* 2016. V. 90. P. 854–887. <https://doi.org/10.1017/jpa.2016.49>
- Rooney A.D., Cantine M.D., Bergmann K.D., Gomez-Perez I., Al Baloushi B., Boag T.H., Busch J.F., Sperling E.A., Strauss J.V.* Calibrating the coevolution of Ediacaran life and environment // *Proc. Natl. Acad. Sci.* 2020. V. 117(29). P. 16824–16830. <https://doi.org/10.1073/pnas.2002918117>
- Rud'ko S.V., Kuznetsov A.V., Petrov P.Yu., Sitkina D.R., Kaurava O.K.* Pb–Pb dating of the Dal'nyaya Taiga Group in the Ura uplift of southern Siberia: implication of C-isotopic and biotic events in the Ediacaran // *Precambrian. Res.* 2021. V. 362. 106285. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106285>
- Samuelsson J.* Biostratigraphy and Palaeobiology of Early Neoproterozoic Strata of the Kola Peninsula, Northwest Russia // *Norsk Geol. Tidsskr.* 1997. V. 77. P. 165–192.
- Samuelsson J., Dawes P.R., Vidal G.* Organic-walled microfossils from the Proterozoic Thule Supergroup, Northwest Greenland // *Precambrian. Res.* 1999. V. 96. P. 1–23. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00123-5](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00123-5)
- Sergeev V.N., Knoll A.H., Vorob'eva N.G.* Ediacaran microfossils from the Ura Formation, Baikal-Patom Uplift, Siberia: taxonomy and biostratigraphic significance // *J. Paleont.* 2011. V. 85. № 5. P. 987–1011. <https://doi.org/10.1666/11-022.1>
- Shang X., Liu P.* Diverse multicellular algae from the early Ediacaran Doushantuo chert nodules and their palaeoecological implications // *Precambrian. Res.* 2022. V. 368. 106508. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106508>
- Sharma M., Singh V.K., Pandey S.K., Ansari A.H., Shukla Y., Ahmad S., Kumar Y., Singh D.* Precambrian and early Cambrian palaeobiology of India: Quo Vadis // *Proc. Indian Nat. Sci. Acad.* 2021. V. 87. P. 199–233. <https://doi.org/10.1007/s43538-021-00029-2>
- Strother P.K., Wellman C.H.* The Nonesuch Formation Lagerstätte: a rare window into freshwater life one billion years ago // *J. Geol. Soc.* 2021. V. 178. <https://doi.org/10.1144/jgs2020-133>
- Tang Q., Pang K., Yuan X., Wan B., Xiao S.* Organic-walled microfossils from the Tonian Gouhou Formation, Huaibei region, North China Craton, and their biostratigraphic implications // *Precambrian. Res.* 2015. V. 266. P. 296–318. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.05.025>

- Vidal G., Ford T.D. Microbiotas from the late Proterozoic Chuar Group (northern Arizona) and Uinta Mountain Group (Utah) and their chronostratigraphic implications // Precambrian. Res. 1985. V. 28. P. 349–389.
https://doi.org/10.1016/0301-9268(85)90038-5
- Vidal G., Knoll A. H. Proterozoic plankton // Geol. Soc. Am. Mem. 1983. V. 161. P. 265–277.
- Vidal G., Siedleka A. Planktonic, acid-resistant microfossils from the Upper Proterozoic strata of Barents Sea region of Varanger Peninsula, East Finnmark, Northern Norway // Norg. Geol. undersøkelse Bull. 1983. V. 382. P. 45–79.
- Wellman C.H., Strother P.K. The terrestrial biota prior to the origin of land plants (embryophytes): a review of the evidence // Palaeontology. 2015. P. 1–27.
https://doi.org/10.1111/pala.12172
- Willman S., Moczyłowska M. Ediacaran acritarch biota from the Giles 1 drillhole, Officer Basin, Australia, and its potential for biostratigraphic correlation // Precambrian. Res. 2008. V. 162. P. 498–530.
https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.10.010
- Xiao S., Knoll A.H., Kaufman A.J., Yin L., Zhang Y. Neoproterozoic fossils in Mesoproterozoic rocks? Chemostratigraphic resolution of a biostratigraphic conundrum from the North China Platform // Precambrian. Res. 1997. V. 84. P. 197–220.
https://doi.org/10.1016/S0301-9268(97)00029-6
- Xiao S., Zhou C., Liu P., Wang D., Yuan X. Phosphatized acantomorphic acritarchs and related microfossils from the Ediacaran Doushauntuo Formation at Weng'an (South China) and their implications for biostratigraphic correlation // J. Paleont. 2014. V. 88. № 1. P. 1–67.
https://doi.org/10.1666/12-157R
- Ye Q., Li J., Tong J., An Z., Hu J., Xiao S. A microfossil assemblage from the Ediacaran Doushauntuo Formation in the Shennongjia area (Hubei Province, South China): filling critical paleoenvironmental and biostratigraphic gaps // Precambrian. Res. 2022. V. 377. 106691.
https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106691
- Zaine M.F. Analise dos fósseis de parte da Faixa Paraguai (MS, MT) e seu contexto temporal e paleoambiental. Tese de Doutorado. São Paulo: Instituto de Geociências, 1991. 231 p.
- Zang W.-L., Walter M.R. Late Proterozoic and Early Cambrian microfossils and biostratigraphy, Amadeus Basin, Central Australia // Mem. Assoc. Australasian Palaeontol. 1992. V. 12. 132 p.

Рецензенты Е.А. Лужная,
А.Л. Рагозина, М.А. Федонкин

Middle Ura Association of Organic-Walled Microfossils: The Lower Vendian of the Patom Basin, Siberia

N. G. Vorob'eva^{a, #} and P. Yu. Petrov^a

^a Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#] e-mail: keltma@mail.ru

A new assemblage of Early Vendian (Middle Ediacaran) microfossils, including acanthomorphic acritarchs and various filamentous remains, as well as sphaeromorphic striated vesicles of *Valeria*, which are not characteristic of deposits of this age, is described in the Ura Formation of the Dal'nyaya Taiga Group of the Patom Basin. A new species of acanthomorphs *Hocosphaeridium crispum* sp. nov. is described. The selective confinement of the Ediacaran eukaryotic phytoplankton taphocoenoses to the open-sea proximal facies of the inner ramp is shown.

Keywords: biostratigraphy, Ediacaran, taphocoenosis, acritarchs, Dal'nyaya Taiga Group

УДК 551.24+551.73(235.216)

ТРИ ГЕНЕРАЦИИ БАССЕЙНОВ РАННЕГО ТУРКЕСТАНСКОГО ОКЕАНА: ЭДИАКАРИЙ–СИЛУР ЮЖНОГО И СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

© 2023 г. Ю. С. Бискэ*

Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург, Россия

**e-mail: gbiskeh@yandex.ru*

Поступила в редакцию 07.07.2022 г.

После доработки 14.11.2022 г.

Принята к публикации 15.01.2023 г.

Результаты U–Pb датирования обломочного циркона из вулканотерригенных отложений эдиакария–силура, в основном из граувакковых турбидитов, после аккреции которых образован “каледонский” фундамент палеозойской структуры в Кызылкуме и в хребтах Юго-Западного Тянь-Шаня, включая Северную Фергану, позволили уточнить возрастную корреляцию и показать динамику образования этого комплекса. Он состоит из отложений, связанных с раскрытием, заполнением и последующим конвергентным развитием трех генераций бассейнов океанического типа, в том числе с возникновением и разрушением островных дуг. Ранний из этих бассейнов образован у активной вулканической окраины восточной Родинии/Гондваны, включавшей Каракум-Таджикский массив. Поверх кремнистых (таскаганских) осадков эдиакария здесь отложены песчанистые турбидиты (беспапанские и др.), возраст которых не моложе начала кембрия. Вторую генерацию представляют ордовикские бассейны, в которых батиальную часть отложений образуют радиоляриевые кремни нижнего ордовика, а основное заполнение составляют турбидиты среднего ордовика–руддана. Вновь раскрывшиеся силурийские бассейны океанического типа и их окраины заполнялись осадками третьей каледонской генерации, главным образом граптолитовыми алевропелитами и турбидитами, начиная с конца лландовери. Неполная сохранность эдиакарских–силурийских осадочных серий связана с их частичным поглощением (тектонической эрозией) в процессе дальнейшей субдукции и коллизии, главным образом уже в карбоне.

Ключевые слова: Тянь-Шань, Каракум-Таджикский массив, эдиакарий–силур, U–Pb датирование цирконов, островные дуги, бассейны океанического типа, турбидиты, батиальные отложения

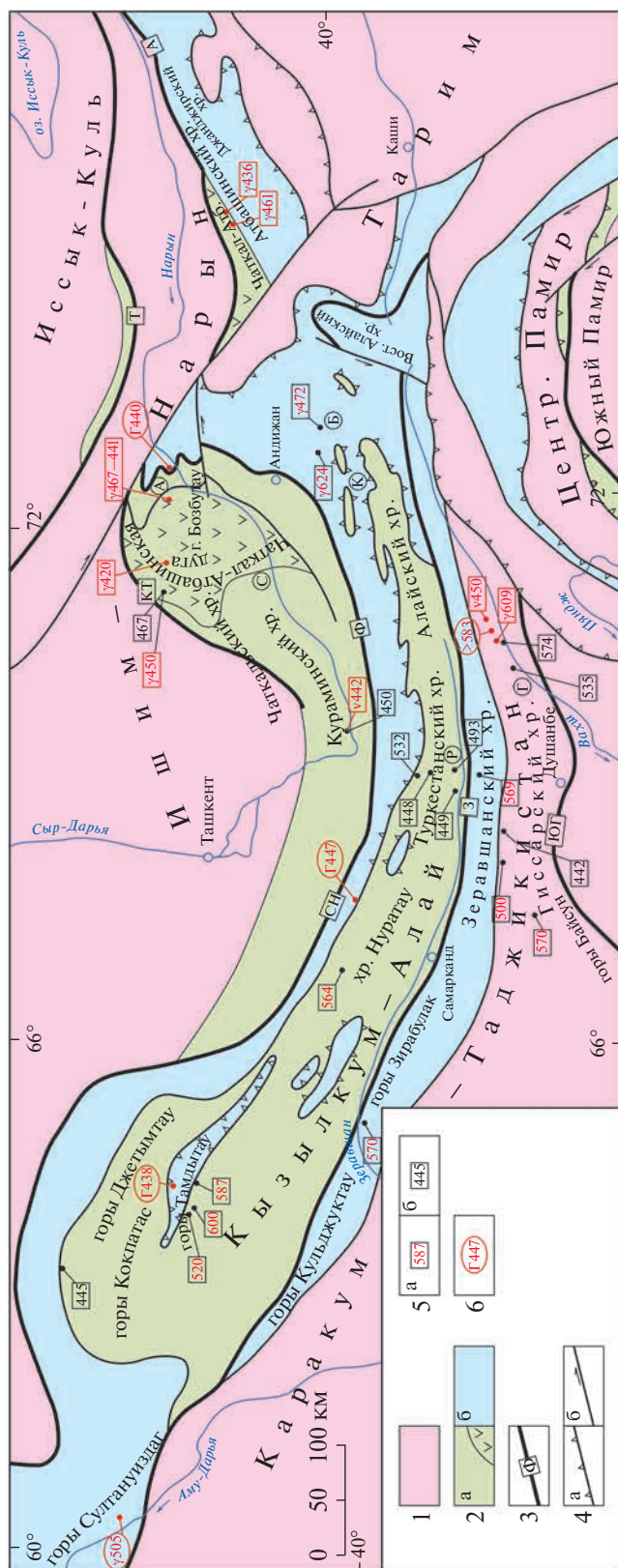
DOI: 10.31857/S0869592X23050022, **EDN:** WHXDBF

ВВЕДЕНИЕ

В настоящей статье рассматривается “каледонский комплекс”, или древняя часть коллизионных палеозоид между докембрийскими континентальными массивами — Ишим-Нарынским (Сырдарьинским), составляющим основную часть Срединного Тянь-Шаня, на севере, Каракум-Таджикским на юге и Таримским на востоке (рис. 1, 2). Традиционно (Зубцов и др., 1974; Бухарин и др., 1985; Бискэ, 1996; Biske et al., 2021) эта область описывается как запад Южного Тянь-Шаня, хотя включает и южную часть Срединного Тянь-Шаня в пределах современных Кураминского и части Чаткальского хребтов, южнее Каратерекской сутуры. Здесь до начала девона закончилась и затем была зафиксирована несогласием аккреция океанических и островодужных террейнов, тогда как граница собственно Срединного и Южного Тянь-Шаня сформировалась позже, в карбоне, на месте Туркестанского океана как коллизионная офиолитовая Ферганская сутура

(иначе Южно-Ферганская, Южнотяньшаньская), продолжающаяся на запад в виде Северо-Нуратинского и на восток в виде Атбашинского тектонических швов. Южный, Каракум-Таджикский, палеоконтинент с силура-девонским карбонатным чехлом ограничен с севера Зеравшанской (Ягноб-Вашанской) сутурой, которая может считаться реликтом южной ветви того же океана и также образована ближе к концу палеозоя и эффективно подчеркнута кайнозойским надвигом в долине р. Зеравшан. Отметим, что Южногиссарский (Кундаджуазский) офиолитовый шов, проходящий еще южнее, вдоль подножия Гиссарского хребта, сохранился на месте бассейна, раскрытого уже при расколе Каракум-Таджикского палеоконтинента в начале карбона.

Геологическая структура этой части Урало-Монгольских, или Центрально-Азиатских, палеозоид чрезвычайно сложная, складчато-надвиговая, включает нагромождение тектонических чешуй из разнообразных по составу палеозойских



формаций с очень редкими фрагментами докембрия. Она создана аккреционными процессами на фоне конвергенции упомянутых больших континентальных массивов, а затем их коллизии и закрытия Туркестанского океана, что произошло в период между визе и поздним карбоном—началом перми (Мухин и др., 1989; Бискэ, 1996; Biske, Seltmann, 2010). В пределах собственно палеозойского этажа нижний ярус составляют главным образом мощные песчано-глинистые образования, которые частично подверглись аккреции еще до середины девона, после чего были перекрыты девон-каменноугольными вулканическими и карбонатными толщами. Подобные соотношения хорошо наблюдаются в Чаткало-Кураминских горах вдоль южной окраины Казахского континента, собранного коллизией в ордовике—силуре, и менее эффектны, но все же несомненно проявлены в пределах Южного Тянь-Шаня, особенно в западной части Кызылкум-Алайского террейна (Мухин и др., 1989; Бискэ, 1996; Biske et al., 2021; Konopelko et al., 2021).

Интенсивная переработка древних палеозойских тектонических единиц, включая островные дуги, окраины континентов и террейны океанического типа, сопровождалась частичным или даже полным их поглощением субдукцией, с проявлением глубинной эрозии континентальной коры (Maruyama, Safonova, 2019; Konopelko et al., 2021), другие же их части возвращены к поверхности в виде метаморфических образований.

Рис. 1. Схема региональной палеозойской структуры западной части Южного Тянь-Шаня и соседних областей.

1 — континентальные массивы, включающие фундамент древнее эдиакария; 2 — аккреционно-коллизийные комплексы палеозоя и меланжи, местами с докембрийскими фрагментами: а — додевонские, включая ордовикскую островную дугу (крап), б — в основном позднелпалеозойские; 3 — офиолитовые сутуры; 4 — прочие разрывные линии позднего палеозоя, в том числе: а — коллизионные тектонические покровы, б — сдвиги; 5, 6 — опубликованные U—Pb возрасты: 5 — наиболее молодых кластеров обломочных зерен циркона (а — в отложениях эдиакария—начала кембрия, б — в силурийских песчаниках), 6 — изверженных пород, включая гранитоиды или кислые вулканы (γ), андезиты, дациты (v), габбро (Г); в овальных рамках показаны возрасты для офиолитового комплекса. Использованы результаты (Миркамаев и др., 2012; Alexeiev et al., 2016, 2019; Kābner et al., 2016; Dolgoplova et al., 2017; Worthington et al., 2017; Biske et al., 2019, 2021; Hegner et al., 2019; Konopelko et al., 2019, 2021). Офиолитовые сутуры: Т — Терсейская, КТ — Каратерекская, Ф — Ферганская (Южнотяньшаньская), включая СН — Северо-Нуратинский и А — Атбашинский ее сегменты, З — Зеравшанская, ЮГ — Южногиссарская (Кундаджузская). Пункты, упомянутые в тексте (в кружках): С — р. Сумсар, А — Атойнакский хр. (р. Карасу), Б — р. Бидана, К — р. Киргизата, Р — р. Рабут, Г — Гармский выступ.

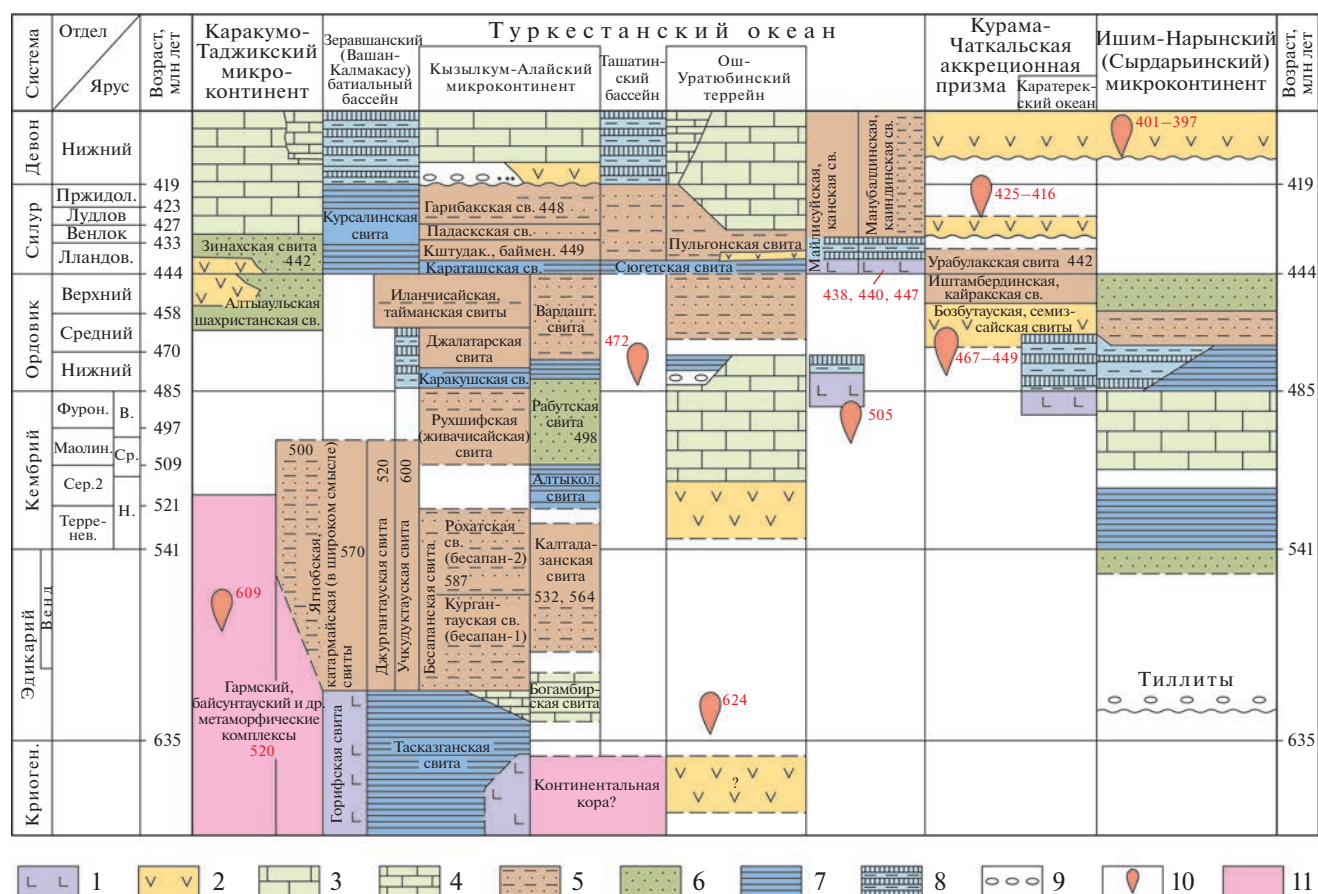


Рис. 2. Стратиграфическая корреляция подразделений эдиакария–силура юго-западной части Тянь-Шаня и Кызылкума.

1 — базальты океанического типа; 2 — надсубдукционные вулканические породы; 3 — известняки шельфов; 4 — известково-глинистые склоновые отложения; 5 — турбидиты; 6 — песчаники шельфов; 7 — черные сланцы и кремни; 8 — пестроцветные кремни, алевропелиты; 9 — конгломераты; 10 — гранитоидные интрузии; 11 — метаморфические толщи континентального фундамента. Черными цифрами показаны наиболее молодые кластеры обломочного циркона (млн лет) в обломочных толщах, красными полужирным шрифтом — U–Pb возраст циркона из изверженных пород, по данным (Alexeiev et al., 2016, 2020; Dolgoplova et al., 2017; Kāvner et al., 2016; Biske et al., 2019, 2021; Konopelko et al., 2019, 2021).

ЭДИАКАРИЙ–РАННИЙ КЕМБРИЙ

Кора древнейшего Горифского бассейна (рис. 2, 3 (верхний профиль)), с которого началась история Южнотяньшаньского (Туркестанского) океана, датирована недостаточно. До сих пор получены лишь Pb-изохронный возраст порядка 583–745 млн лет для метаофиолитов р. Ягноб (горифская свита Зеравшано-Гиссарской области), отнесенных к обогащенному океаническому типу (E-MORB) (Баратов и др., 1983; Volkova, Budanov, 1999), и оценка возраста 757 ± 21 млн лет, сделанная по 5 зернам циркона из габбро-диабаз в основании (?) тасказганской свиты гор Джетымтау в Кызылкуме (U–Pb, SHRIMP; Миркамалов и др., 2012). Если этот последний результат отражает действительный возраст океанической коры, то скорее мы имеем здесь дело с остатком еще более

древнего бассейна у северного края континента Родиния.

Баттальные отложения терминального докембрия представлены в тасказганской свите Кызылкумских возвышенностей (Бухарин и др., 1985; Мухин и др., 1989; Savchuk et al., 2018). В стратотипе (урочище Тасказган в южной части гор Тамдытау) свита состоит из черных полосчатых углеродистых (графитистых) кварцитов с пластинами хлорит-амфибол-альбитовых сланцев по базальтам (Абдуазимова, 2001), которые в верхней (?) части с переслаиванием сменяются доломитами. В горах Джетымтау кремни залегают на базальтах с переслаиванием. Карбонатные породы свиты содержат комплекс разнообразных микрофоссилий (акритархи и пр.), а также проблематичные отпечатки, стратиграфическое значение которых сомнительно: во всяком случае, они относятся к

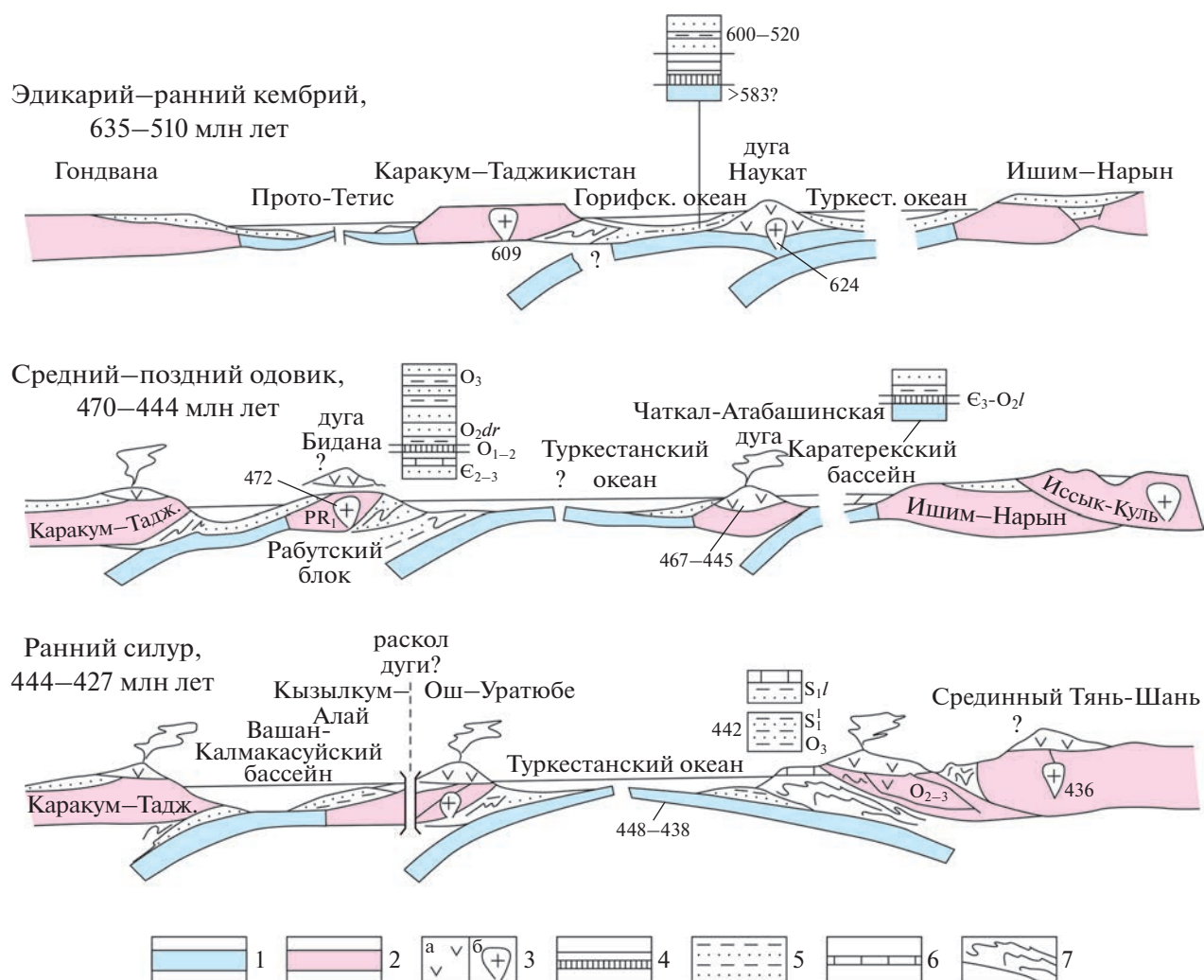


Рис. 3. Реконструкция истории океанических бассейнов и окраин для западного Тянь-Шаня.

1 – кора океанического типа; 2 – континентальная кора; 3 – магматические породы островных дуг и активных окраин: а – вулканические, б – интрузивные; 4 – батияльные кремни, глины; 5 – песчаники, турбидиты; 6 – известняки; 7 – аккреционные комплексы. Цифрами (млн лет) показаны U–Pb датировки циркона из изверженных пород и минимальные возрасты кластеров зерен обломочного циркона из песчаников в обобщенных колонках. Индексы отвечают палеонтологическим датировкам.

верхнему протерозою, а скелетных остатков палеозойского типа нигде не обнаружено (Абдузимова, 2001). То же касается других толщ подобного состава, которые под разными названиями широко известны в Кызылкуме: к ним относятся кокпатасская толща гор Кокпатас, богамбирская и суялташская свиты Северного Нуратау, а также фрагменты черных кремнистых пачек и темных онколитовых известняков в тектонических меланжах Кызылкума, описанных как толща “бесапан-3”, или косманачинская. Восточнее фрагменты черных кремней (фтанитов) описаны в меланжах Туркестано-Алайской горной системы (Бискэ, 1987, 1996) (рис. 4в). Мощности всех подобных образований в непрерывных разрезах не превышают 200–500 м.

Присутствие карбонатных пород с ископаемой органикой должно указывать на мелководное происхождение по крайней мере части разреза этих толщ. С другой стороны, карбонатные и кремнистые породы тасказганского типа нигде не переслаиваются с терригенными осадками. Скорее всего, мы имеем здесь дело с фрагментами верхней части осадочного слоя внутриокеанических поднятий-симаунтов. Горифские метабазалты в Зеравшано-Гиссарской горной области также сочетаются с кремнистыми породами (Volkova, Budanov, 1999), но карбонаты здесь неизвестны.

Турбидиты, заполнившие глубокий бассейн на рубеже докембрия и палеозоя, в последнее время датированы в основном U–Pb LA-ICPMS мето-

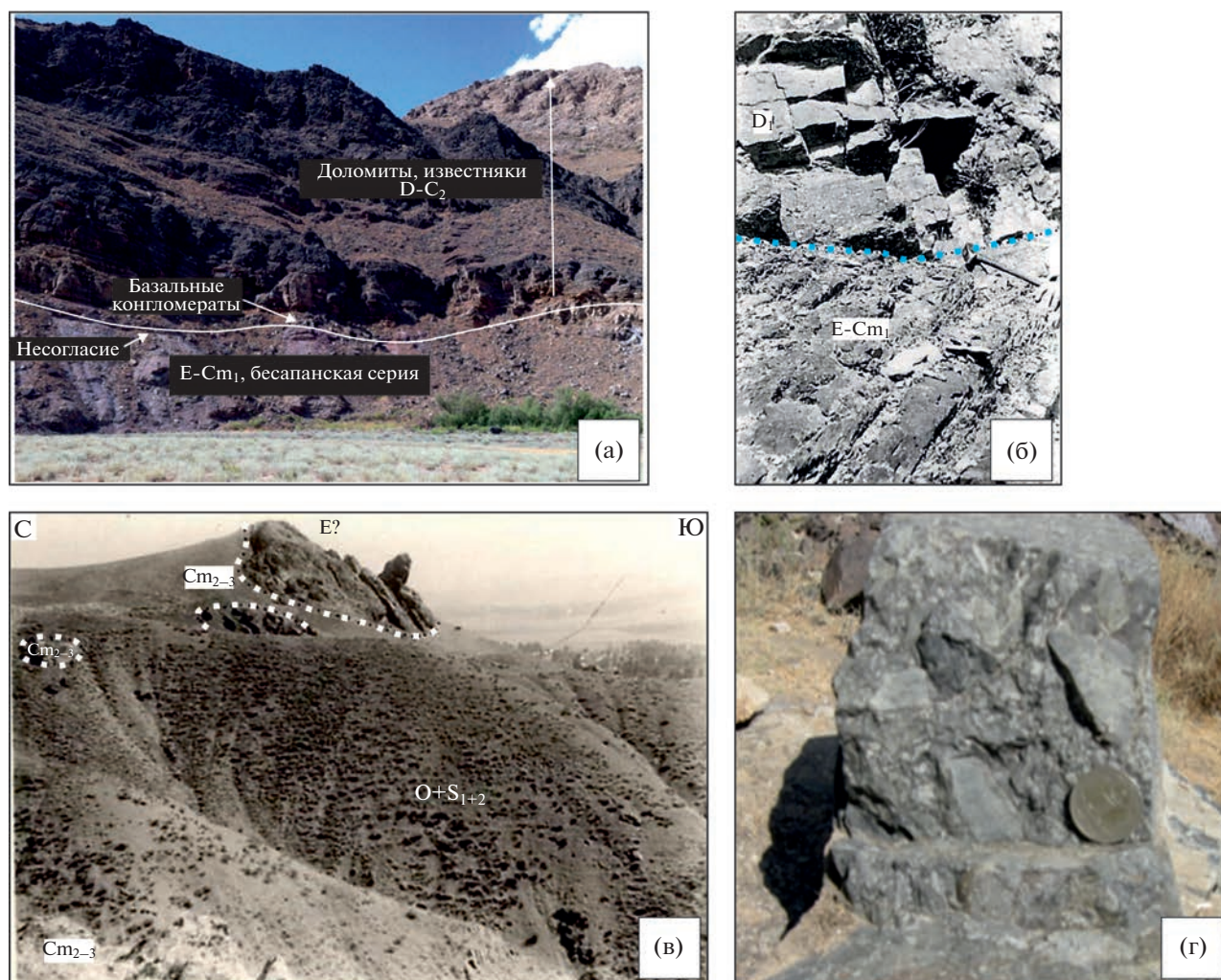


Рис. 4. (а) Несогласное налегание девонских карбонатных отложений на эдиакарий–нижний кембрий (бесапанская серия), горы Тамдытау, фото Д.В. Конопелько; (б) то же, детально, Чарвак-сай, горы Сев. Нуратау; (в) меланж с глыбами и утесами черных кремней (эдиакарий?) и известняков среднего–верхнего кембрия, в матриксе силурийские сланцы, а также сланцы, песчаники и кремни ордовика, гора Кузгунташ у пос. Бель-Урюк, предгорья Алайского хребта (Южная Фергана); (г) брекчия из андезитовых обломков, 442 млн лет, урубалакская свита, горы Моголтау, Кураминский хребет.

дом по цирконам. К турбидитам относятся следующие подразделения палеозоя (рис. 2).

Нижний, додевонский, структурный этаж, или иначе тасказган-бесапанский аккреционный комплекс Кызылкума и Северного Нуратау (рис. 4а, 4б), включает песчано-глинистую “бесапанскую свиту” (серию), которая первоначально описана в южной части поднятия Тамдытау и детально изучается с тех пор, как в ней были открыты и интенсивно разрабатываются крупнейшие запасы золота, связанные с позднепалеозойскими процессами (месторождения Мурунтау и другие). Позже было показано, что бесапанская свита не является цельным стратиграфическим подразделением, а состоит по крайней мере из двух аллохтонных тектонических пластин, в свою очередь сложенных различными формациями (Мухин и др., 1989;

Savchuk et al., 2018). В стратиграфической номенклатуре Узбекистана (Абдуазимова, Абдуллаев, 1998; Абдуазимова, 2001) сделан пересмотр более ранних представлений и введены новые названия для разных частей “бесапана” (рис. 2). Принято, что в составе нижней тектонической единицы на тасказганские кремни, скорее согласно, налегает 1000-метровая кургантауская свита черных тонкополосчатых алевропелитов, или “бесапан-1”, в которой установлен геохимический профиль и редкоземельный спектр океанического типа (Брежнев и др., 1989; Savchuk et al., 2018), а выше по разрезу следует столь же мощная, более песчаная сланцевая свита (“бесапан-2”) с кремнисто-кварцевым (лититовым), иногда аркозово-граувакковым составом обломков и с примесью туфов (Мухин и др., 1985). Верхняя пластина име-

ет в основании космачинскую рудную толщу (“бесапан-3”), которую сейчас рассматривают как олистостром или тектонический меланж (Мухин и др., 1989), где наряду с кремнями тасказганского типа находятся песчаники с обломками, в том числе гравийного размера, вулканических пород различной кислотности, а также гранитоидов (Бухарин и др., 1985). В кровлю серии помещают песчанисто-флишеидную мурунскую свиту (“бесапан-4”). Кроме того, в разных структурных единицах Тамдытау известны фрагменты метаморфизованных осадочных формаций (джургантауская, учкудуктауская свиты), которые считались докембрийскими (Хохлов, 1977).

Показано (Миркамалов и др., 2012; Konopelko et al., 2019, 2021), что возраст самых молодых зерен обломочных цирконов составляет для учкудуктауских песчаников около 600 млн лет, в свитах “бесапан-2” и “бесапан-4” около 560–520 млн лет (при кластерных значениях 624, 587 млн лет) и для джургантауской свиты 540–520 млн лет. Таким образом, время седиментации всех перечисленных свит находится в интервале конец (?) эдиакария (венда)¹—ранний кембрий. Уровень метаморфизма разных фрагментов одной и той же песчано-турбидитовой формации не связан с возрастом, поэтому гранат-амфиболитовые породы джургантауской свиты, скорее всего, представляют эксгумированную наиболее глубинную часть аккреционной структуры более позднего, девонского (?) или среднекаменноугольного, этапа. Что касается находок микрофоссилий ордовика в песчаных свитах прежнего “бесапана” (Абдуазимова, 2001), то они в случае палеонтологической достоверности могут указывать на фрагменты более молодых турбидитов (см. ниже).

Восточнее, в хребтах Северном Нуратау и Туркестанском, наблюдается сходная первичная последовательность, хотя и описанная в другой номенклатуре. Черные кремнистые породы с карбонатными прослоями, типа тасказганских (например, Поршняков и др., 1999), перекрыты здесь калтадаванской свитой песчанисто-алевритовых циклитов полимиктового состава, с мощными зерновыми потоками, прослоями гравелитов и с отдельными сланцевыми пачками. Эти отложения могут быть проксимальными разновидностями турбидитов. Песчаники отвечают кварц-полевошпатовым грауваккам (литаренитам). Отнесение калтадаванских песчаников к ордовику (Абдуазимова, 2001) основано на ошибочном включении в эту свиту ордовикских отложений с граптолитами. Песчаники калтадаванской свиты содержат кластеры зерен детритового циркона не моложе 564 и 532 млн лет и отдельные зерна с возрастом до 514 млн лет, что отвечает возрасту этих отложений в пределах вто-

рой половины эдиакария (венда) и начала кембрия (Konopelko et al., 2021; Biske et al., 2021).

Было показано, что метаморфизованные ягнобская и катармайская “свиты” левобережья р. Зеравшан и Фан-Каратегинских гор представляют собой образованные в карбоне тектонические комплексы (Леонов, 1979), вплоть до меланжей. Исключив ордовикские и силурийские отложения, а иногда и среднепалеозойские мраморизованные известняки, мы оставляем в составе ягнобской серии близкие к турбидитам песчано-сланцевые толщи с наиболее молодыми кластерами зерен циркона венд-кембрийского возраста: 570 млн лет в катармайской свите, 590–500 млн лет в ягнобских песчаниках (Worthington et al., 2017; Konopelko et al., 2019; Biske et al., 2021). В конце докембрия ягнобские ритмиты заполняли бассейны океанического типа, где подстилались горифскими базальтами и кремнями (Volkova, Budanov, 1999). Наконец, еще южнее, в Гиссарском хребте и его юго-западных отрогах, близкие по седиментационному возрасту толщи аккретированы и позже метаморфизованы, будучи включенными в фундамент Каракум-Таджикского массива. В Гармском выступе зеленые сланцы и парагнейсы (фан-ягнобские) содержат наиболее молодые зерна циркона с возрастными 590–570, до 535 млн лет (Konopelko et al., 2015; Worthington et al., 2017), в Байсунских горах — с возрастом около 570 млн лет (Konopelko et al., 2019). Возрастные спектры обломочных цирконов из меловых отложений и современных речных песков на востоке Гиссарского хребта также указывают на продолжение интенсивных термальных событий в этом районе примерно до рубежа 550 млн лет (Worthington et al., 2017). Можно еще напомнить, что в менее измененных песчано-глинистых свитах гор Байсунтау и Сурхантау был известен комплекс акритарх раннекембрийского типа (например, Бухарин и др., 1985).

Источники обломочного материала. Возрастные спектры зерен обломочного циркона во всех пробах из песчаных отложений венда—низов кембрия на западе Южного Тянь-Шаня (Konopelko et al., 2017, 2021; Biske et al., 2021) указывают на постоянное присутствие следующих источников сноса: 1) магматических пород в возрастном интервале 500–1050, до 1200 млн лет, которым отвечает несколько непостоянных пиков на кривой плотности вероятности возрастов обломочного циркона; 2) фрагментов континентального фундамента с возрастными термальными событиями 2400–2700 и 1800–2000 млн лет и слабее выраженными пиками около 1500–1600 млн лет. Первая группа обычно превалирует. Зерна цирконов моложе 620 млн лет иногда имеют положительные, до +10, значения ϵ_{Hf} (Konopelko et al., 2021), т.е. ювенильное происхождение. Однако преобладающие

¹ Продолжительность вендского периода от 600 до 535 млн лет назад (Стратиграфический..., 2000).

величины ε_{Nd} в песчаниках эдиакария—нижнего кембрия составляют от -16 до -9 , что указывает на образование этих отложений в результате разрушения соседних докембрийских континентов.

Возрастные спектры цирконов и изотопные соотношения в целом для песчаников рассмотренной группы отражают строение фундамента континентов Тарима и Срединного Тянь-Шаня (Ge et al., 2014; Rojas-Agramonte et al., 2014; Huang et al., 2018), а также Каракум-Таджикистана, где модельные возрасты и изотопные характеристики коровых гранитов указывают примерно на те же докембрийские события в истории фундамента, ныне почти не наблюдаемого (Koporelko et al., 2015; Kåßner et al., 2016). Нижнедокембрийская кора континентов региона в конце мезопротерозоя была частично достроена в Северном Тянь-Шане (Kröner et al., 2013), а затем в течение неопротерозоя (позднего рифея) вновь преобразована процессами, происходившими на активной континентальной окраине (Rojas-Agramonte et al., 2014). При этом возрастные спектры обломочных цирконов из песчаников на востоке Южного Тянь-Шаня, на окраине Тарима, указывают на ослабление термальных событий к концу эдиакария и в начале кембрия, особенно в интервале около 540–550 млн лет назад (Yang et al., 2014), и прекращение магматизма после рубежа 630–620 млн лет (Xiao et al., 2019; Zhu et al., 2019).

Однако те же возрастные спектры циркона на западе Южного Тянь-Шаня отчетливо отражают продление этих процессов в венде и вплоть до раннего кембрия, что привело к добавлению в них вклада из нового магматического источника, частично ювенильного.

Где находился этот источник? Вряд ли его можно найти на севере. Те среднепалеозойские метапесчаники Южного Тянь-Шаня (канская, балыктинская и другие свиты), материал которых происходит с севера, из Срединного Тянь-Шаня (Biske et al., 2019), почти не содержат цирконов в венд-раннекембрийском возрастном интервале. Скорее всего, главным источником был континентальный блок внутри Южного Тянь-Шаня, составивший потом основу Кызылкум-Алайского микроконтинента (Бискэ, 1996), на что указывает преобладание в силурийских песчаниках Кызылкум-Туркестанского хребта тех же кластеров зерен циркона докембрийского возраста (см. ниже). Не исключено первоначальное единство этого блока с фундаментом Каракум-Таджикистана, ныне также почти исчезнувшим. По крайней мере, эдиакарские термальные события там уже отчетливы: в Гармском выступе метаморфических пород обнаружены ортогнейсы с магматическими кристаллами циркона, указывающими на этап магматизма со средним возрастом около 609 млн лет, а также ядра зерен эдиакарского возрастного

интервала в более молодых гранитах Гиссарского массива (Kåßner et al., 2016). При этом важно иметь в виду, что, скорее всего, раннекембрийский фундамент Каракум-Таджикского массива был затем сильно перестроен или даже частично замещен в ходе субдукции в раннем карбоне, путем тектонической эрозии древней его части и аккреции нового материала, в котором, наряду с более молодыми толщами, существенную долю составляли те же ягноб-катармай-бесаянские турбидиты (Worthington et al., 2017).

Кроме континентальной коры Каракум-Таджикистана и его активной окраины, отложения морских прогибов эдиакария (венда)—нижнего кембрия, вероятно, имели отчасти и магматические источники островодужного типа, включая ювенильные, находившиеся первоначально внутри раннего Туркестанского океана и к концу палеозоя включенные в меланжи уже внутри Южного Тянь-Шаня. На это указывают находка в Южной Фергане пластины гранодиоритов с возрастом около 624 млн лет и $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = +5.8$ (Alexeiev et al., 2020); плагиограниты, более отчетливо связанные с офиолитами и датированные цирконами с возрастом 505 млн лет и $\varepsilon_{\text{Hf}} = +12.7$ (Dolgoplova et al., 2017) в массиве Султануиздаг на крайнем западе Южного Тянь-Шаня; несколько проявлений нижнекембрийских островодужных вулканических серий в Южной Фергане, в Алайском хребте и в Кызылкуме, в том числе палеонтологически датированных как ленские (Репина и др., 1975; Бискэ, 1987). Таким образом, можно предположить существование в этот период энсиматической островной дуги (Наукатской, рис. 3, верхний профиль) или различных дуг с неопределенной полярностью субдукции, фрагменты которых ныне входят в состав Ош-Уратьюбинского террейна. Одновременно могла быть активной и окраина Каракум-Таджикского массива, уже отделенного от Гондваны.

Интересно еще появление четких кластеров обломочного циркона с пиковыми значениями возраста 613 и 621 млн лет в неоген-четвертичных отложениях долины Кызылсу (Кашгарской) (Yang et al., 2014), образовавшихся в результате перемыва смятых осадочных толщ Восточного Алая и Заалайского хребта. Легче всего истолковать эти данные как свидетельство восточного продолжения Каракум-Таджикского континента, что и предполагалось раньше (Бискэ, 1996).

Магматическая пауза в среднем—позднем кембрии и начале ордовика. На шельфе Ишим-Нарынского континента (Срединный Тянь-Шань) средний и верхний кембрий (Осмонбетов, 1982; Неевин и др., 2011) представлены существенно карбонатными породами, которые в верхней части переходят в карбонатно-глинистые отложения нижнего ордовика. Подобная же последователь-

ОРДОВИК

ность хорошо известна в чехле Таримского континента (Carroll et al., 2001; Gao, Fan, 2012). В пределах Южного Тянь-Шаня небольшие по мощности (до 100–200 м) пластины карбонатных пород этого возраста встречаются в Алайском, Туркестанском хребтах и местами в Кызылкуме либо изолированно в составе меланжей, либо в кровле пестрых по составу вулканокластических образований (Репина и др., 1975; Бискэ, 1987, 1996; Абдуазимова, 2001). По большей части они хорошо охарактеризованы трилобитами, водорослевыми и другими органогенными остатками, что позволяет интерпретировать их как карбонатные шапки островодужных вулканических построек.

Несколько иной тип разреза кембрия–тремадока установлен в Нуратинских горах и в осевой части Туркестанского хребта. В последнем в долине Рабут в верховьях р. Арглы известны зрелые кварцевые песчаники с карбонатной примесью, мощностью в несколько сотен метров, содержащие остатки позднекембрийских трилобитов (Репина и др., 1975; Абдуллаев и др., 1977). Возраст подтвержден составом зерен обломочного циркона, с наиболее молодым кластером около 490 млн лет (Biske et al., 2021). Песчаники рабутской свиты, несомненно, происходят с шельфа континентального блока, так как зерна цирконов из них показывают обычный для региона спектр докембрийских возрастов. При этом хорошо выраженные эдиакаарские пики 625, 595, 555 млн лет и кембрийский пик 520 млн лет, при минимальном возрасте 498 млн лет, указывают на родство Рабутского блока с Каракум-Таджикским континентом. Возможно, мы имеем дело с северным краем последнего, отчлененным в начале кембрия. Действительно, в Нуратау-Туркестанских горах встречаются черные сланцы с фрагментами археоциатовых известняков нижнего кембрия (алтыкольская свита) и более широко распространены средне-верхнекембрийские доломитистые микриты или песчанистые известняки, переходящие в тонкоритмичные карбонатные турбидиты, с редкими фоссилиями (спикулы губок, хиолиты, конодонты, беззамковые брахиоподы) и силицит-глинисто-карбонатными пачками (рухшифская, или живачисайская, свита (Бискэ, 1996; Абдуазимова, 2001; Сабилов, 2012)). Этот тип фаций указывает скорее на глубокий бассейн, отделявший в кембрии Рабутский блок от Каракум-Таджикского континента (рис. 3) (Biske et al., 2021).

Нижняя часть ордовика, датированная граптолоидеями и хитинозоа, в тех же разрезах снова представлена черными сланцами: это каракушская свита узбекских районов Южного Тянь-Шаня (Абдуазимова, 2001) и низы вардаштской свиты в таджикских районах Зеравшанского бассейна (Сабилов, 2012).

Раскрытие Туркестанского океана в начале ордовика установлено по крайней мере в двух районах. Офиолиты, входящие в состав аллохтонного меланжа Сартала–Надир в Туркестано-Алайских горах, представляют задуговой океанический бассейн, в котором габбро-гипербазиты перекрыты, с образованием брекчии размыва, батиальными красными и зелеными кремнистыми осадками и базальтами (Герман, Будянский, 1990; Абакумова, Шинкарев, 1994; Куренков, Аристов, 1995). Раннеордовикский возраст установлен (по конодонтам, радиоляриям) только для маломощной глинисто-кремнистой части разреза. Офиолиты, вскрытые на северном склоне Чаткальского хребта на р. Каратерек (Иванов и др., 2002; Alexeiev et al., 2016), по своим особенностям, включая обеднение легкими редкоземельными элементами, отвечают MORB (Hegner et al., 2022), а перекрывающий их осадочный слой состоит из кремней с протоконодонтами конца кембрия–тремадока и с конодонтами лланвирна. В обоих районах более молодые образования в непрерывных разрезах не показаны.

Батиальные отложения. В более позднем, флоско-дарривильском, интервале к батиальным относятся маломощные (100–300 м) пестроцветные кремнисто-глинистые тонкослоистые отложения с прослоями микритовых известняков, которые известны как джалатарская свита в Северном Нуратау (Абдуазимова, 2001) и продолжают разрез сходных по составу, но темноцветных слоев нижнего ордовика. Пластины и небольшие глыбы пестрых кремнистых пород с ранне-среднеордовикскими радиоляриями и конодонтами довольно типичны также для меланжей Южной Ферганы (Бискэ, 1987, 1996). Здесь же, в Южной Фергане и Алае, известны фрагменты нижнепалеозойских известняковых построек (Бискэ, 1987), которые могли наращиваться на вулканических выступах в открытом море вплоть до раннего ордовика или несколько дальше.

Турбидиты широко представлены в Кызылкуме и Нуратинских горах, где описаны в составе нескольких свит с почти синонимичными названиями (Абдуазимова, 2001; Сабилов, 2012). По описаниям, подтвержденным палеонтологическими данными, мощные песчано-алевролитовые отложения склонового типа, иногда с прослоями фоновых кремнисто-глинистых осадков относятся к среднему и верхнему ордовика, обычно начиная с дарривильского яруса (слои с *Glyptograptus tereiusculus* в составе иланчисайской свиты Северного Нуратау). Для верхнего ордовика более характерны вулканомиктовые зеленоцветные граувакки и даже туфы, как в тайманской свите в аллохтоне Тамдытау или в каирской свите Южного Нуратау. Возможно, некоторые из таких толщ, датированные хитинозоями, включены в “зеленый бесапан”

(Абдуазимова, Абдуллаев, 1998; Абдуазимова, 2001). В Туркестано-Алайской части Южного Тянь-Шаня песчаники среднего–верхнего ордовика встречаются в виде редких тектонических чешуй, обычно в составе меланжей Ош-Уратюбинской покровной единицы (Бискэ, 1987, 1996).

Источники обломочного материала. При недостатке специальных исследований, все же несомненно, что обломочный материал ордовикских ритмично-слоистых граувакк происходит из отложений островных дуг и активных окраин континентов. Собственно вулканические породы сохранились в небольшом количестве, но все же их больше, чем аналогичных венд-кембрийских.

Отложения среднего–верхнего ордовика, относящиеся к Каракум-Таджикскому континентальному массиву, известны в горах Зирабулак и Кульджуктау и восточнее в Зеравшано-Гиссарских горах. Везде они сорваны с предполагаемого фундамента и представлены в основном кварцевыми песчаниками с гравийно-галечной примесью и с карбонатными пачками, содержащими остатки бентоса (Абдуазимова, 2001). Эти отложения (алтыаульская, казакасуйская, шахриомонская свиты) образуют мелководный шельфовый комплекс (Шванов, 1983), но при этом включают лавы и туфы риолит-дацит-андезитового состава, которые рассматриваются как признак активной окраины массива (Шаякубов, Далимов, 1998; Далимов, Ганиев, 2010; Миркамалов и др., 2018). На это же указывает кластер зерен циркона из меловых песчаников Гиссарского хребта с четким максимумом 453 млн лет и по крайней мере один фрагмент верхнеордовикских метаандезитов с возрастом 450 млн лет, который сохранился в составе ягнобского, или фан-каратегинского, комплекса (Worthington et al., 2017).

Казалось бы, именно окраина Каракум-Таджикского континента могла быть источником мощных турбидитов среднего–верхнего ордовика (включая каирские, см. выше), ныне известных в хребте Южный Нуратау на другом, северном, борту долины р. Зеравшан. Такой реконструкции препятствует существование Зеравшанской шовной зоны вдоль самой долины, с проявлениями недатированных офиолитов, аккреционными структурами и метаморфизмом карбона (катармайский комплекс; Шаякубов, Далимов, 1988), на месте которой мог находиться бассейн неопределенно большой ширины. Поэтому более вероятно, что магматический материал в толщах среднего и верхнего ордовика Кызылкума и Нуратау происходил не за счет размыта окраины Каракум-Таджикского континента, а из энсиалической островной дуги внутри Туркестанского океана (рис. 3, средний профиль). Исчезнувшая дуга (Биданинская на рис. 3) могла включать упомянутый выше Рабутский континентальный блок и вместе со

своим аккреционным комплексом позже составила основу Кызылкум-Алайского микроконтинента (Biske et al., 2021). На это указывает обильный ордовикский вулканический материал в песчаниках силура Кызылкумов и Туркестано-Алая (см. ниже); находки фрагментов известково-щелочных гранитоидов восточнее, в южноферганском меланже, включая гранодиорит из долины Бидана в Алайском хребте, датированный 472 млн лет и с $\epsilon_{Nd}(t) = -9.1$ (Alexeiev et al., 2020), а также известные ранее на р. Киргизата (Бискэ, 1987) вулканические конгломераты (шамшалинские) с андезит-дацитовыми гальками, покрывающие здесь известняки нижнего ордовика.

Однако более заметный в современной структуре фрагмент ордовикской вулканической дуги был установлен по нескольким выходам в пределах восточной части Чаткальского хребта, в горах Бозбутау на севере Ферганы и, после смещения по правому Таласо-Ферганскому сдвигу, восточнее, в северном подножии уже Атбашинского хребта. Реконструированная здесь Чаткало-Атбашинская дуга (Alexeiev et al., 2016) представлена лавами и туфами преимущественно кислого, в меньшей степени среднего и основного состава, неопределенно большой мощности, датированными около 449–467 млн лет. Nd-изотопные отношения для породы и Hf-изотопные отношения в цирконе указывают на континентальное основание дуги. Тот же возраст (467–461 млн лет) получен для метавулканитов семизсайской свиты Чаткальского хребта. Песчано-глинистые отложения, связанные с окончанием вулканизма и размывом Чаткало-Атбашинской дуги, сохранились здесь же в виде субстрата метаморфической иштамбердинской свиты, а также, вероятно, ими являются верхнеордовикские граувакковые турбидиты Моголтау (кайракская свита).

Чаткало-Атбашинская дуга представляла отдельную область надсубдукционного магматизма, которая на севере отделялась от Ишим-Нарынского континента упомянутым выше Каратерекским бассейном с океанической корой, покрытой кремнистыми осадками вплоть до среднего ордовика. Показано (Alexeiev et al., 2016; Hegner et al., 2022), что закрытие этого океана в результате его субдукции под дугу к югу (в современных координатах) произошло до начала силура. Отсутствие признаков Чаткало-Атбашинской дуги восточнее хр. Атбаша могло быть вызвано последующей субдукционной эрозией южной окраины Срединного Тянь-Шаня, с этого времени ставшего Казахстанским палеоконтинентом (Alexeiev et al., 2016).

Со среднего ордовика источником вулкано-генно-кластического материала становится также северная (в современных координатах) окраина Таримского континента. Здесь в девонских песчаниках Сулутерекского выступа и Ферганского

хребта Южного Тянь-Шаня, несомненно происходивших с Таримского континента, цирконы имеют четкие пики в интервале 440–460 млн лет и отрицательные значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (He D. et al., 2007; Huo et al., 2019; Biske et al., 2019). Однако источником средне-верхнеордовикских песчаников данного континента скорее служила его южная, Куньлуньская, окраина, тогда как на северной окраине (Кельпинтаг) в силурийских песчаниках не обнаружены ордовикские цирконы. Внутри Таримского континента в позднем ордовике интенсивное погружение сменилось поднятиями и отмечено угловыми несогласиями (Liu et al., 2012).

Тем не менее и в Южном Тянь-Шане конвергентные события конца ордовика явно привели к сужению открытых бассейнов и появлению на их месте аккреционных структур, о чем свидетельствует редкость в современной структуре непрерывных разрезов ордовика—силура. Такая последовательность намечается только в батимальных кремнисто-глинистых фациях вдоль Зеравшанского шва в Таджикистане (Сабилов, 2012) и в турбидитовых фациях по южному краю Срединного Тянь-Шаня в горах Моголтау (Абдуазимова, 2001).

СИЛУР

Океаническая кора, возникающая в конце ордовика и в силуре (рис. 2; рис. 3, нижний профиль). Фрагменты коры этого возраста установлены в главной Южнотяньшаньской сутуре Туркестанского океана, которая является весьма протяженной границей Южного и Срединного Тянь-Шаня, хорошо обнаженной лишь в Северо-Восточной Фергане. Офиолитовый комплекс, обычно входящий в состав метаморфических пород, частично высокобарических (Hegner et al., 2010; Muhlberg et al., 2016), представляет здесь компонент аккреционной структуры серпуховско-башкирского возраста, который частично после эксгумации был перемещен и залегает в составе аллохтонов Южного Тянь-Шаня (Христов, Миколайчук, 1986; Hegner et al., 2010; Бискэ, 2018). Офиолиты той же сутуры в Северо-Восточной Фергане (Атойнакский хребет, левобережье р. Карасу) включают метаморфизованные гипербазиты, габбро и базальты срединно-океанического типа с проявлениями серий параллельных даек (Шванов, 1983; Христов и др., 1986), иногда с бонинитовой тенденцией; габбро датированы в 440 ± 6 млн лет (Hegner et al., 2019). Традиционно они описывались здесь в составе майлисуьской серии. Другие зеленосланцевые серии Южнотяньшаньской сутуры и ее аллохтонов — канская, маджерумская, иттынусайская (Шванов, 1983; Бискэ, 1996; Абдуазимова, 2001; Сабилов, 2012) — также включают базальтовую часть офиолитового комплекса. Здесь же установлены метагаббро с возрастом 447 ± 4 млн лет в Северном Нуратау (Миркамалов и др., 2012) и аллохтонная пластина

габбро в синформе Тамдытау в Кызылкуме. Последняя, скорее всего, происходит из примитивной внутриокеанической дуги, возраст которой 438 млн лет (Dolgorolova et al., 2017).

Батимальные океанические отложения. Верхнюю, надбазальтовую, часть майлисуьской серии и ее аналогов образуют пестроцветные или темные кремнистые сланцы в сочетании с микрокварцитами и метатупфовыми альбит-хлоритовыми сланцами (Христов и др., 1986). Конодонты из майлисуьских кремней определены как скорее силурийские (Пучков и др., 1986). Близкие по составу отложения, но менее измененные, с известняковыми постройками или их дебрисом, скорее относятся уже к склонам внутриплитных или островодужных симаунтов. Они включались в другие подразделения (каиндинская, манубалдинская свиты). Из-за тектонического скучивания строение разрезов обычно вызывает вопросы. Известняки в составе вулканогенно-обломочных толщ близ Южнотяньшаньской сутуры по ископаемому бентосу (кораллы и пр.) относятся к интервалу от верхнего венлока (?) или лудлова до основания девона (Бискэ, 1996).

Для остальных, нижних, тектонических покровов в герцинской структуре Южного Тянь-Шаня силурийские кремни мало характерны, в основном же представлены черносланцевые граптолитовые фации силура, описанные как сюетская свита Южной Ферганы и ее аналоги, охватывающие сходные лландоверийские отложения от Кызылкума на востоке до Джанджирского хребта в Центральном Тянь-Шане (Бискэ, 1996, 2017). Черные сланцы отличаются небольшой мощностью (200–300 м, редко до 500 м) и обычно детально скоррелированы по отпечаткам граптолитов (Риненберг, 1990; Pickering et al., 2008). Их подошва почти везде тектонически сорвана; и лишь в отдельных случаях, например в подошве лянгарской свиты на р. Зеравшан, не вполне надежно установлено (Сабилов, 2012) налегание черных сланцев нижнего лландовери (руддана) на сланцы ордовика, что указывает на сохранение в начале силура батимальных участков более древнего океанического бассейна к северу от Каракум-Таджикского континента. В этом Зеравшанском бассейне, в дальнейшем Вашан-Калмакасуйской зоне (Бискэ, 1996), которая прослежена на восток через южные склоны Алая до Восточно-Алайского хребта, весь остальной разрез силура также представлен батимальными глинистыми сланцами.

Батимальные алевроит-глинистые отложения более молодого венлокско-пржидольского интервала, иногда до лоховка, обычно отличаются зеленоватосерой окраской и включают переотложенный вулканомиктовый и карбонатный материал, что отражает их косвенные латеральные связи с островной дугой и отмелями. Эти отложения представлены в

некоторых разрезах Южной Ферганы, лучше всего в составе курсалинской свиты на р. Шахмардан в Южной Фергане (Корень и др., 1986) или гарибакской свиты долины Зеравшана (Сабилов, 2012). Они также насчитывают лишь первые сотни метров по мощности и могут включать кремнистые пачки.

Турбидиты. Только к северу от Южнотяньшаньской сутуры, т.е. уже в Срединном Тянь-Шане, установлен непрерывный разрез турбидитов с граптолитами верхнего ордовика и основания лландовери (нижний руддан). Деление его на свиты условно и основано на датировках, полученных по граптолитам. Возраст верхней части этой серии, “урубулакской свиты” гор Моголтау, подтвержден датированием наиболее молодых зерен обломочного циркона из вулканомиктовых песчаников, а также по переотложенным обломкам андезитов (рис. 4г) и отвечает началу руддана (около 442 млн лет; Biske et al., 2021). Отложения аэрона—телича датированы граптолитами в более восточных выходах в Чаткальском хребте. Они также представляют собой по большей части типичные турбидиты грауваккового состава, с обломками разнообразных вулканических пород, включая риолиты, а также гранофилов, кварцитов, известняков, вплоть до известняковых брекчий и олистолитов с раннесилурийскими кораллами на р. Сумсар. Отмечаются пачки вулканитов островодужного типа (Риненберг и др., 1991; Alexeiev et al., 2016). В Фергано-Атойнакских горах (Восточная Фергана) и далее к востоку вдоль южной окраины Срединного Тянь-Шаня песчано-глинистые отложения, включающие силур, частично метаморфизованы вплоть до парагнейсов (балыктинская свита, атбашинский комплекс), в результате вовлечения их в аккреционную структуру активной окраины среднего карбона (Бискэ и др., 1986; Biske et al., 2019; Rojas-Agramonte et al., 2014).

Флишевая формация в силуре Южного Тянь-Шаня широко представлена, скоррелирована по граптолитам и изучалась так же давно, как и черносланцевая. Ее местная номенклатура в регионе насчитывает более 20 названий, большей частью синонимичных (Осмонбетов, 1982; Шванов, 1983; Абдуазимова, 2001; Шадчиев, Бахтдавлатов, 2008; Сабилов, 2012; Дженчураева, 2015; Бискэ, 2017). Она включает турбидиты разных типов, а также фоновые глинистые осадки (рис. 2).

Флиш низов лландовери (руддан—аэрон) в Южном Тянь-Шане представлен локально в Нуратинских горах (караташская свита). Значительно больше распространены мощные (1000–1500 м) турбидиты телича и венлока, картируемые в Туркестанском хребте как кштудакская и более песчанистая и мелководная, со знаками ряби, падаскская свиты, а в Кызылкуме турбидиты входят в состав более тонкообломочной байменской свиты. Пес-

чаники по составу чаще отвечают кварцевым грауваккам (литаренитам) или аркозо-грауваккам, но местами включают обильные обломки вулканических и метаморфических пород.

Отложения венлока и верхнего силура в разрезах, которые можно отнести к глубокому шельфу и склонам Кызылкум-Алайского микроконтинента, известны локально в Нуратау-Туркестанских горах, но более распространены в составе Ош-Уратюбинского террейна, в Алайском хребте, где обычно картировались в объеме пульгонской свиты и, согласно датированию по граптолитам, могут в кровле включать также лохков (Корень, Лыточкин, 1992; Бискэ, 1996). Представлены они турбидитами песчано-глинистого состава, в верхнем силуре иногда карбонатно-глинистыми.

Источники обломочного материала. Северная окраина Каракум-Таджикского континента в начале силура была покрыта зрелыми кварцевыми песчаниками зинахской свиты (Шванов, 1983; Сабилов, 2012), которые вверх по разрезу переходят в карбонатные отложения шельфа. Зинахские песчаники содержат популяцию детритовых цирконов с пиковым возрастом 442 млн лет (Biske et al., 2021), а западнее, в узбекской части окраины сходные отложения содержат прослои риолитовых туфов (Мухин и др., 1991; Абдуазимова, 2001), что в совокупности отражает продолжение и завершение активно-окраинного вулканизма в раннем силуре.

В пределах Южного Тянь-Шаня байменские и кштудакские турбидиты лландовери, судя по возрастным спектрам зерен циркона, образованы тем же докембрийским детритом, что и венд-кембрийские песчаники этого района. В нем представлены кластеры с неопротерозойским, включая эдиакарий, возрастом (1000–610 млн лет) и с широкими пиками в интервалах 2800–2400 и 2100–1550 млн лет, что вместе с отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ по породе и $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ для зерен циркона указывает на снос с докембрийского континента. Скорее всего, источник сноса был местный, возможно фундамент Кызылкум-Алайского террейна (Biske et al., 2021). Здесь же присутствует кластер зерен циркона с хорошо выраженным пиком 448–470 млн лет, что указывает на разрушение в начале силура магматических пород среднего и особенно позднего ордовика. Наиболее молодые, до 434 млн лет, зерна циркона в песчаниках довольно малочисленны, хотя синхронные раннесилурийские вулканические породы местами сохранились. На западе Кызылкум-Алайского террейна они фиксируются в виде прослоев туфов или переотложенного материала, например в джазбулакской свите Нуратинских хребтов, иногда в виде пластин вулканических пород, датированных палеонтологически в горах Тамдытау и Сангрунтау (Бискэ, 1996). Восточнее, на р. Абшир в Юж-

ной Фергане, известны нескольких тектонических пластин, сложенных надсубдукционными базальтами и дацитами мощностью до 600 м (Alexeiev et al., 2020), туфы которых содержат отпечатки граптолитов терминального телича или венлока. Обломочный шлейф с хорошо выраженными силурийскими кластерами зерен циркона (430–436 млн лет) был образован позже на девонском склоне Кызылкум-Алайского террейна (Biske et al., 2019). Севернее, вероятно, располагалась другая островодужная постройка, возможно образованная путем задугового спрединга. Позже на ее поверхности сформировалась Ош-Уратюбинская известняковая гряда. Силурийский вулканизм фиксируют конгломераты с галькой вулканических пород в горах Пшемак на левобережье р. Исфара (Бискэ, 1996), перекрытые в венлоке—раннем девоне батиальными осадками, а также проявления нижнесилурийских вулканитов в Восточной Фергане (Бискэ, 1991, 1996).

На северо-западной приферганской окраине Таримского континента в начале силура продолжался магматизм, следы которого хорошо отражены присутствием в более молодых породах кластеров зерен цирконов со средними значениями возрастов 441 млн лет в Ферганском хребте (Biske et al., 2019) и 436–422 млн лет восточнее (Yang et al., 2014; Liu et al., 2019). Последнее совпадает с датировками магматизма как в Южной Фергане, так и на северной окраине Таримского континента. В Тариме установлены местные силурийские источники, а именно магматические породы китайской окраины континента между городами Байчен и Корла (Dong et al., 2016), а также хорошо представленные в обнажениях островодужные вулканические породы силурийской дуги Хайду, датированные от 439 млн лет и вплоть до раннего девона (Алексеев и др., 2015; Zhong et al., 2019). Таким образом, можно предположить существование в раннем силуре единой зоны надсубдукционного вулканизма от островной дуги Кызылкум-Алайского террейна до северной окраины Таримского континента, подобной современной Алеутской дуге — окраине Аляски (Алексеев и др., 2015).

Северная окраина Туркестанского океана в силуре также оставалась активной, о чем свидетельствуют остатки магматических формаций и продуктов их переотложения. В горах Моголтау (юго-запад Чаткальского хребта) установлены граниты (425–416 млн лет) континентального происхождения с отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$ и докембрийским модельным возрастом (Dolgoplova et al., 2017). Восточнее на р. Кассансай и в районе пер. Чанач отмечены вулканические породы надсубдукционного типа, залегающие, после ордовикской аккреции и внедрения гранитов, с угловым несогласием в основании, а также силурийские граниты (420 млн лет) (Риненберг и др., 1991;

Alexeiev et al., 2016). Далее к востоку в Атбашинском хребте сохранились фрагменты гранитного массива, датированные в 436 млн лет (Alexeiev et al., 2016) и представляющие, вероятно, продолжение той же островной дуги. Раннесилурийские зерна циркона (438–428 млн лет) резко преобладают в силур-девонских метапесчаниках (канских и др.) из аккреционных образований среднего карбона вдоль Южнотяньшаньской сутуры (Biske et al., 2019). Таким образом, можно предполагать поступление обломочного материала за счет разрушения краевого вулканического пояса на Казахстанском континенте, тем более что восточнее в китайской части региона нижнесилурийские вулканические породы и их след в цирконовых кластерах песчаников появляются в той же позиции вдоль северной океанической сутуры (Алексеев и др., 2015; Zhong et al., 2019). Их отсутствие в промежуточном звене Южнотяньшаньской сутуры, на востоке киргизского Южного Тянь-Шаня, очевидно, связано с поглощением в ходе коллизионной субдукции.

В течение позднего венлока—раннего девона островные дуги и активные окраины Южного Тянь-Шаня заканчивают развитие, переходят в пассивную стадию и затем покрываются песчано-карбонатными отложениями среднего—верхнего девона и карбона (Бискэ, 1996; Alexeiev et al., 2017).

ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ В РЕГИОНАЛЬНОЙ ИСТОРИИ ЭДИАКАРСКИХ—СИЛУРИЙСКИХ СОБЫТИЙ

Реконструкции для конца неопротерозоя—начала кембрия (Хераскова и др., 2010; Самыгин и др., 2015; Domeier, 2018; Кузнецов, Романюк, 2021) предполагают продолжение в эти периоды распада континента Родиния с образованием океанов Прототетис и Палеоазиатского в виде широкого пространства между еще единой в то время Гондваной, Балтикой, Сибирью и блоками Китая, Казахстана — Тянь-Шаня и Тарима. Последние уже были разобщены Туркестанским океаном. При этом в континентальных блоках Казахстана, включая Иссык-Кульский и Ишим-Нарынский (Северный и Срединный Тянь-Шань), и на Таримском континенте после рубежа примерно 620 млн лет преобладали отложения пассивных окраин и рифтов, в том числе ледниковые, а магматические события окраинно-континентального или коллизионного типа не проявлены. Наоборот, они хорошо известны в Центральной и Южной Европе и прослежены на восток по U—Rb датировкам циркона из гранитов и переотложенного обломочного циркона до Большого Кавказа и Прикаспия (Хераскова и др., 2010, 2020; Камзолкин и др., 2018; Кузнецов, Романюк, 2021), Армянского массива (Galoyan, 2020), Эльбурса, Центрального Ирана и Лутского массива (Rossetti

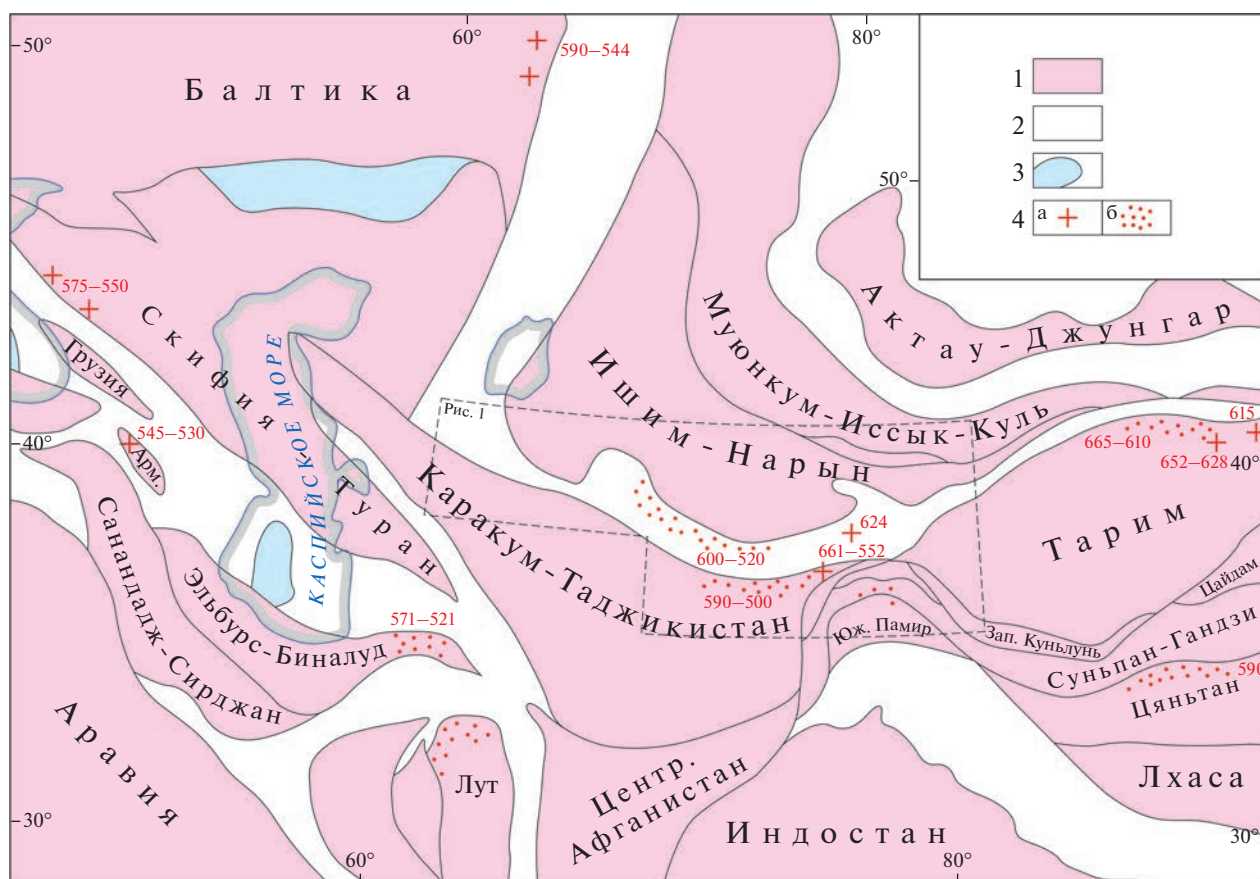


Рис. 5. Докембрийские континентальные массивы западной Азии.

1 — докембрийская континентальная кора; 2 — коллизионные пояса фанерозоя, включая микроконтиненты; 3 — реликтовые бассейны океанического типа; 4 — районы проявления: а — магматизма и/или высокотемпературного метаморфизма в эдиакарии—раннем кембрии, б — песчаников с кластерами обломочного циркона того же возраста (опубликованные датировки, млн лет).

et al., 2015; Moghadam et al., 2017; Shamanian, Hattori, 2021; Chu et al., 2021) (рис. 5). Магматизм эдиакария—начала кембрия относят на территории Европы к коллизионным событиям, образовавшим кадомский орогенический пояс. Продолжением этого пояса восточнее Кавказа является, по-видимому, обширный регион западнотихоокеанского типа, возникший как результат аккреционно-коллизионных, в том числе магматических, событий в эдиакарии—начале кембрия на окраине Гондваны. Кроме Эльбурса, Биналуда и Каракум-Таджикского массива, он включает древние блоки Памира, Цяньтан в Тибете и Гималаи (см. сводку в (Domeier, 2018)). Не исключено, что в той же перигондванской позиции находились первоначально блоки нынешнего юго-восточного Урала с провенанс-сигналом кадомского возраста 650—500 млн лет, в том числе с несвойственными Балтийскому континенту кембрийскими отложениями с археоциатами в Сакмарском аллохтоне (Кузнецов, Романюк, 2021).

Что касается континентальных блоков современного Казахстана, где провенанс-сигнал этого

возраста отсутствует или слабо выражен, то их отделение от Гондваны (Родинии) и начальное раскрытие Туркестанского океана должно было произойти значительно раньше начала кембрия. Скорее всего, к концу неопротерозоя относится и отделение Таримского континента, с образованием мощных флишоидных серий в западном Куньлуне (Zhang et al., 2019). Возможно, тогда же произошло раскрытие океана к югу от Каракум-Таджикстана (рис. 3, верхний профиль). К сожалению, в целом варианты позиций Каракум-Таджикского блока относительно окраины Гондваны, а также Балтики и Сибири в тот период пока трудно определить (рис. 6). Несомненно лишь последовавшее в палеозое большое сближение Каракум-Таджикстана с Балтикой, что могло произойти лишь по трансформным правым сдвигам.

В течение большей части кембрия и в начале ордовика для обширного региона Тянь-Шаня, особенно для Среднего Тянь-Шаня, а также для Казахстана типично развитие карбонатных шельфов и отдельных платформ. При этом, в отличие от Южного Тянь-Шаня, для Северного Тянь-

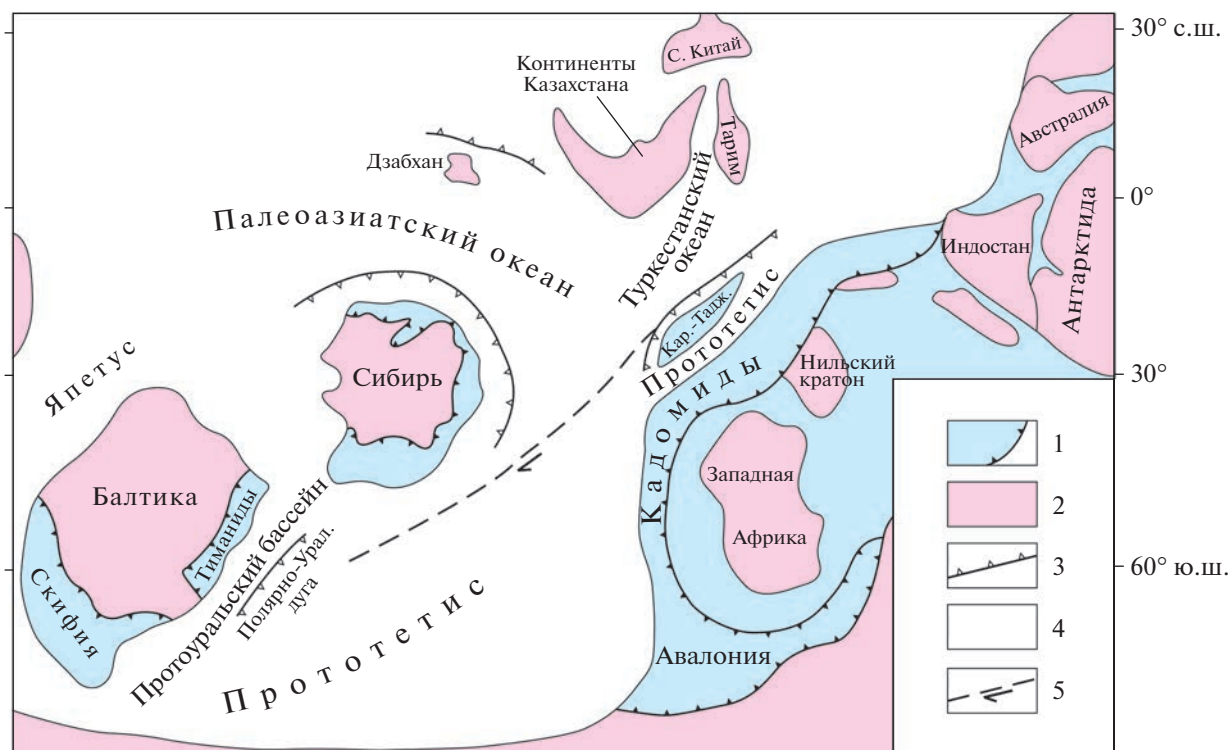


Рис. 6. Возможное положение континентальных массивов Тянь-Шаня на конец эдиакария (Хераскова и др., 2010, с изменениями).

1 — коллизионные пояса конца протерозоя и их границы, 2 — внутренние области докембрийских континентов, 3 — зоны субдукции, 4 — океаны, 5 — направление последовавшего в палеозое сдвигового смещения.

Шаня и Казахстана характерно появление новых островных дуг, в том числе внутриокеанического (энсиматического) типа, и океанический либо задуговой спрединг (Миколайчук и др., 1997; Ломизе и др., 1997; Дегтярев, 2012; Alexeiev et al., 2019). Эпизоды коллизии островных дуг с континентальными блоками сопровождалась высокостатическим метаморфизмом (Скобленко, Дегтярев, 2021), но большие объемы кластического материала, типичные для коллизионных обстановок, здесь неизвестны.

К середине ордовика, начиная с дарривила и вплоть до руддана, относится следующая по времени перестройка общей структуры региона. В пределах современного Тянь-Шаня ее составляли: 1) коллизия Ишим-Нарынского блока с Исык-Кульским (Северотяньшаньским); закрытие Терской океана с образованием Киргизско-Терской сутуры, на востоке замещенной современной “линией Николаева”; интенсивный гранитный магматизм; 2) конвергенция внутри Туркестанского океана, с образованием уже энсиматических дуг Чаткало-Атбашинской и Кызылкум-Алайской (рис. 3). Коллизионный процесс, создавший к концу ордовика Казахстанский континент (Windley et al., 2007; Дегтярев, 2012), сопровождался отложением огромной массы обломочных отложений, которые хорошо со-

хранились во впадинах позднего ордовика, но исчезли с южного склона новообразованного континента Казахстана, скорее всего вследствие более поздних субдукционных событий. Аналогичным образом на Куньлуньской окраине Таримского континента установлен магматизм конвергентного типа в интервале 474–430 млн лет, в конечной стадии отвечавший закрытию кембрийско-ордовикского Прото-Тетиса (He B. et al., 2016; Zhang et al., 2019). Коллизия привела к массовому отложению терригенного материала на прежнем карбонатном шельфе Тарима в среднем и особенно в позднем ордовике, а далее к регрессии, несогласию и изменению структурного плана платформы (He D. et al., 2007; Zuza, Yin, 2017). Возможно, отсюда же происходят ордовикские зерна циркона, затем переотложенные на девонском континентальном склоне западного окончания континента (Biske et al., 2019).

Силурийский этап событий завершает “каледонский цикл”. В самом начале силура (руддан) местами продолжалось накопление турбидитов, начавшееся в конце ордовика, но одновременно раскрывался новый бассейн с корой срединно-океанического типа, которая затем сохранилась в составе зеленосланцевых серий главного Южно-тяньшаньского коллизионного шва. На близкое

по времени раскрытие или расширение Туркестанского океана на востоке Южного Тянь-Шаня указывают две офиолитовые сутуры с остатками океанической и окраинно-морской коры, датированными в 450–442 млн лет (Wang B. et al., 2017; Zhong et al., 2019; Wang M. et al., 2021). Вопреки прежним представлениям, отраженным в реконструкции (Filipova et al., 2001), активными были обе окраины Туркестанского океана, более всего во временном интервале 440–430 млн лет. Одновременно, по крайней мере на западе Южного Тянь-Шаня, возникла вулканическая дуга внутри океана.

Вероятно, подобные же события развивались в силуре на современном юге региона. Здесь дальнейший раскол окраины Гондваны привел к раскрытию уже Палео-Тетиса, предположительно в виде задугового бассейна, с отделением от Гондваны полосы континентальных блоков — Гуннского супертеррейна в интерпретации (Stamphli, Borel, 2002), включавшего Каракумский, Туранский и Таримский блоки. Туранский блок, составлявший, вероятно, западное продолжение Каракум-Таджикского континента, обладал вулканической окраиной в конце ордовика и в лландовери (кластеры зерен циркона с возрастом около 450–430 млн лет), как показано в иранском Эльбурсе и Биналуде (Chu et al., 2021). В восточном Палео-Тетисе главный импульс магматизма проявлен около 445 млн лет, он соответствует коллизии Цайдама с Куньлуньским блоком (Zuza, Yin, 2017).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Датирование наиболее древних кластических толщ в западной части Южного Тянь-Шаня показало, что здесь сохранился большой объем обломочного материала эдиакарского—раннекембрийского возраста, поступивший в результате разрушения активной вулканической окраины Родинии/Гондваны и, возможно, островной дуги к северу от этой окраины. Часть этого материала была в палеозое субдупцирована под окраину в районе Каракум-Таджикского ее отрезка, метаморфизована и вошла в состав ее фундамента. Однако признаков коллизии по кадомскому или тиманскому сценарию здесь не наблюдается, и в палеозое севернее Каракум-Таджикского континента сохранялся глубокий бассейн. Восточная, притаримская, часть Южного Тянь-Шаня не включает подобного комплекса, и существование океана к северу от Тарима в это время проблематично.

Примерно со среднего кембрия по тремадок на западе Южного Тянь-Шаня Туркестанский океан мог расширяться, однако в ордовике раскрытие сменилось новым периодом конвергенции. К нему относятся турбидитовые толщи среднего—верхнего ордовика, которые хорошо развиты на западе Южного Тянь-Шаня и исчезают к востоку от

современной Ферганской депрессии. Несомненно связь этой конвергенции с каледонским развитием, вплоть до массовой гранитизации, в области древнего Казахстанского континента, включая Срединный и Северный Тянь-Шань. Внутри Южного Тянь-Шаня каледониды выражены лишь перерывом вследствие вероятной аккреции к островным дугам в начале силура.

Общая геодинамическая цикличность в регионе, таким образом, включает: 1) тиманскую (кадомскую) конвергенцию; далее 2) период преобладающего дивергентного раскрытия и формирования карбонатных чехлов в конце кембрия; 3) каледонскую конвергенцию, замедление и прекращение которой имело место с венлока по середину девона. В пределах собственно Южного Тянь-Шаня, несмотря на дальнейшую субдукцию с поглощением остатков дуг и с тектонической эрозией кластических толщ эдиакария—силура, происходившую в карбоне при закрытии Туркестанского океана, эти отложения все же составляют хорошо различимый нижний ярус герцинской структуры. В конце силура и начале девона конвергентный магматизм на окраинах Южного Тянь-Шаня (Казахстанский континент, север Таримского блока) и частично внутри этой области (Кызылкум-Алайский блок) еще продолжался, но в течение венлока—среднего девона почти вся область оказалась покрытой известняковым чехлом.

Благодарности. Автор благодарен своим коллегам, которые оказывали помощь в написании данной работы, в особенности Д.В. Алексею, Д.Л. Конопелько, Ю.М. Мамаджанову, И.Ю. Сафоновой, а также И.В. Сумаревой за работу над иллюстративным материалом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдуазимова З.М. (отв. ред.) Стратиграфический словарь Узбекистана. Ташкент: ИМР, 2001.
- Абдуазимова З.М., Абдуллаев Р.Н. Стратиграфия Мурунтауского рудного поля в свете новых данных // Узбекский геол. журн. 1998. № 4. С. 3–14.
- Алексеев Д.В., Бискэ Ю.С., Ван Бо, Дженчураева А.В., Гетман О.Ф., Аристов В.А., Крёнер А., Лю Хоншен, Чжон Линьлин. Тектоническое районирование и палеозойская эволюция китайского Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 2015. № 2. С. 3–35. <https://doi.org/10.7868/S0016853X15020022>
- Баратов Р.Б., Лутков В.С., Минаев В.Е., Старшинин Д.А., Федоров Г.Б. Вулканизм и состав литосферы Катармай-Ягнобского глаукофан-зеленосланцевого пояса (Южный Тянь-Шань) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. С. 958–964.
- Бискэ Ю.С. Нижний палеозой Южной Ферганы: структурная позиция, стратиграфия, геологическая история // Вестник Ленингр. ун-та. Сер. 7. 1987. Вып. 1. № 7. С. 3–11.
- Бискэ Ю.С. Островные дуги в палеозойской истории Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1991. № 2. С. 41–46.

- Бискэ Ю.С. Палеозой Южного Тянь-Шаня. Геологическая структура и история развития. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского ун-та, 1996.
- Бискэ Ю.С. Опыт представления литостратиграфических данных в сводках по геологии Горного Тянь-Шаня // Региональная геология и металлогения. 2017. № 70. С. 1–6.
- Бискэ Ю.С. Южный Тянь-Шань: к новому геологическому синтезу // Вестник Санкт-Петербургского ун-та. Науки о Земле. 2018. Т. 63. Вып. 4. С. 416–462.
- Бискэ Ю.С., Зубцов С.Е., Поршняков Г.С. Герциниды Атбаши-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1986.
- Брежнев В.Д., Бурков Ю.К., Моргунова С.Г. Геохимические особенности раннепалеозойского осадконакопления // Тектоника Западного Тянь-Шаня. Отв. ред. Брежнев В.Д., Ильин А.В. М.: Наука, 1989. С. 16–32.
- Бухарин А.К., Масленникова И.А., Пятков А.К. Домезозойские структурно-фациальные зоны Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1985.
- Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Университет, 2010. 225 с.
- Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. Москва: ГЕОС, 2012.
- Дженчураева Р.Д. (отв. ред.). Стратифицированные образования Кыргызстана. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2015.
- Зубцов Е.И., Поршняков Г.С., Яговкин А.В. Новая схема домезозойской тектоники Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1974. Т. 217. № 5. С. 1153–1156.
- Иванов К.С., Миколайчук А.В., Пучков В.Н., Ерохин Ю.В., Христов Е.В. Офиолиты Срединного Тянь-Шаня: тектоническое положение и возраст // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 12. С. 1093–1098.
- Камзолкин В.А., Латышев А.В., Видяпин Ю.П., Сомин М.Л., Смольская А.И., Иванов С.Д. Поздневендский фундамент в структуре метаморфического основания Передового хребта Большого Кавказа // Геотектоника. 2018. № 3. С. 42–57.
- Корень Т.Н., Клишевич В.Л., Риненберг Р.Е. Опорный разрез верхнего силура и нижнего девона Южной Ферганы // Сов. геология. 1986. № 11. С. 62–74.
- Корень Т.Н., Лыточкин В.Н. Биозональная схема силура Туркестано-Алая по граптолитам // Отечественная геология. 1992. № 11. С. 37–44.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 3–40.
- Леонов М.Г. Тектонические покровы и метаморфизм горных пород Зеравшано-Гиссарской области // Тектоническое развитие земной коры и разломы. Ред. Пушаровский Ю.М., Яншин А.Л. М.: Наука, 1979. С. 217–230.
- Ломизе М.Г., Дёмина Л.И., Зарищikov А.А. Киргизско-Терский палеоокеанический бассейн (Тянь-Шань) // Геотектоника. 1997. № 6. С. 33–55.
- Миколайчук А.В., Куренков С.А., Дегтярев К.Е., Рубцов В.И. Основные этапы геодинамической эволюции Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии–раннем палеозое // Геотектоника. 1997. № 6. С. 16–34.
- Миркамалов Р.Х., Чирикин В.В., Хан Р.С., Харин В.Г., Сергеев С.А. Результаты U–Pb (SHRIMP) датирования гранитоидных и метаморфических комплексов Тянь-Шаньского складчатого пояса (Узбекистан) // Вестник Санкт-Петербургского ун-та. Сер. 7. 2012. Вып. 1. С. 3–25.
- Миркамалов Р.Х., Диваев Ф.К., Селтманн Р., Конопелько Д.Л. Геодинамическая эволюция магматизма и связанного с ним оруденения Западного Тянь-Шаня на территории Узбекистана // Геология и минеральные ресурсы. 2018. Вып. 1. С. 3–5.
- Мухин П.А., Толоконников А.В., Асадулин Э.Э., Фадеичева Л.П., Миркамалов Р.Х. Условия накопления додевонских отложений Южного Тамдытау (Центральные Кызылкумы) по петрохимическим данным // Узбекский геол. журн. 1985. № 6. С. 58–63.
- Мухин П.А., Абдуллаев Х.А., Минаев В.Е., Христов С.Е., Эгамбердыев С.А. Палеозойская геодинамика Средней Азии // Сов. геология. 1989. № 10. С. 47–58.
- Мухин П.А., Каримов Х.К., Савчук Ю.С. Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Ташкент: Фан, 1991.
- Неевин А.В., Бискэ Ю.С., Неевин И.А. Стратиграфия нижнего палеозоя Сырдарьинского континентального массива в восточной части Срединного Тянь-Шаня, в связи с вопросами палеогеографии и геодинамики // Вестник Санкт-Петербургского ун-та. Сер. 7. 2011. Вып. 2. С. 21–36.
- Осмонбетов К.О. (гл. ред.). Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982. Т. 1.
- Поршняков Г.С., Фидаев Д., Бискэ Ю.С. Региональная геологическая позиция карбонатно-фтанитовых пород богамбирской свиты (верхний докембрий, хр. Северный Нуратау, Узбекистан) // Вестник Санкт-Петербургского ун-та. Сер. 7. 1998. Вып. 4 (№ 28). С. 56–59.
- Пучков В. Н., Христов Е.В., Иванов К.С., Миколайчук А.В. Новые данные о возрасте зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1987. Т. 294. С. 435–438.
- Репина Л.Н., Яскович Б.В., Аскарина Н.А. Стратиграфия и фауна нижнего палеозоя северных предгорий Туркестанского и Алайского хребтов. Новосибирск: Наука, 1975.
- Риненберг Р.Е. Стратиграфия силура Южного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1990.
- Риненберг Р.Е., Гесь М.Д., Войтович И.И. Силур Чаткальской горной системы (Срединный Тянь-Шань) // Изв. Акад. наук Республики Кыргызстан. Физикотехн., матем. и горно-геол. науки. 1991. № 3. С. 86–95.
- Сабиров А.А. (гл. ред.). Стратиграфический словарь фанерозоя Таджикистана (Северный, Центральный, Юго-Западный Таджикистан). Душанбе: Недра, 2012.
- Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н., Курчаков А.М. Тектоническое развитие Казахстана и Тянь-Шаня в неопротерозое и в раннем–среднем палеозое // Геотектоника. 2015. № 3. С. 66–92.
- Скобленко А.В., Дегтярев К.Е. Раннепалеозойские высоко- и ультравысокобарические комплексы западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса: возраст, условия и модели формирования // Петрология.

2021. Т. 29. № 3. С. 256–291.
<https://doi.org/10.31857/S0869590321030043>
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 95 с.
- Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 5–28.
- Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Постникова И.С. Особенности строения и развития юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и Прикаспийской впадины в позднем докембрии–раннем палеозое // Геотектоника. 2020. № 5. С. 29–54.
- Хохлов В.А. Стратиграфия и метаморфизм древних образований Западного Узбекистана // Региональная геология Средней Азии. Ташкент: Фан, 1977. С. 67–79.
- Христов Е.В., Миколайчук А.В., Козырев В.И. Строение и состав офиолитов Северо-Восточной Ферганы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 2. С. 45–58.
- Шадчиев А.С., Бахтдавлатов Р.Д. Фанерозойская геология и минеральные ресурсы Кухистана. Душанбе: Broadtec Investment Co. Ltd., 2008. 406 с.
- Шаякубов Т.Ш., Далимов Т.Н., Арапов В.А., Шпотова Л.В., Коржаев В.П. Вулканизм Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1988. 328 с.
- Шванов В.Н. Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ. Южный Тянь-Шань. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983.
- Alexeiev D.V., Kröner A., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Biske Yu.S., Wong J., Geng H.Y., Ivleva E.A., Mühlberg M., Mikolaichuk A.V., Liu D. Middle to Late Ordovician arc system in the Kyrgyz Middle Tianshan: from arc-continent collision to subsequent evolution of a Palaeozoic continental margin // Gondwana Res. 2016. № 39. P. 261–291.
- Alexeiev D.V., Cook H.E., Djenchuraeva A.V., Mikolaichuk A.V. The stratigraphic, sedimentologic and structural evolution of the southern margin of the Kazakhstan continent in the Tien Shan Range during the Devonian to Permian // Geological Evolution of Central Asian Basins and the Western Tien Shan Range. Eds. Brunet M.-F., McCann T., Sobel E.R. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. V. 427. P. 231–269.
<https://doi.org/10.1144/SP427.3>
- Alexeiev D.V., Kröner A., Kovach V.P., Tretyakov A.A., Rojas-Agramonte Y., Degtyarev K.E., Mikolaichuk A.V., Wong J., Kiselev V.V. Evolution of Cambrian and Early Ordovician arcs in the Kyrgyz North Tianshan: Insights from U–Pb zircon ages and geochemical data // Gondwana Res. 2019. № 66. P. 93–115.
- Alexeiev D.V., Biske G.S., Kröner A., Tretyakov A.A., Kovach V.P., Rojas-Agramonte Y. Ediacaran, Early Ordovician and early Silurian arcs in the South Tianshan orogen of Kyrgyzstan // J. Asian Earth Sci. 2020. V. 190. 104194.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104194>
- Biske Yu.S., Seltsmann R. Paleozoic Tian-Shan as a transitional region between the Rheic and Urals–Turkestan oceans // Gondwana Res. 2010. № 17(2–3). P. 602–613.
- Biske Yu.S., Alexeiev D.V., Ershova V.B., Priyatkina N.S., DuFrane S.A., Khudoley A.K. Detrital zircon U–Pb geochronology of middle Paleozoic sandstones from the South Tianshan (Kyrgyzstan): implications for provenance and tectonic evolution of the Turkestan // Gondwana Res. 2019. № 75. P. 97–117.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.04.010>
- Biske Yu.S., Ershova V.B., Konopelko D.L., Stockli D., Mamedjanov Yu.M., Wang X.S. Detrital-zircon geochronology and provenance of Ediacaran–Silurian rocks of the central to northern Tajikistan traverse: geodynamic implications for the evolution of the Tian Shan // Gondwana Res. 2021. № 99. P. 247–268.
- Carroll A.R., Graham S.A., Chang E., McKnight C.L. Sinian through Permian tectonostratigraphic evolution of the northwestern Tarim basin, China // Palaeozoic and Mesozoic tectonic evolution of central and eastern Asia: from continental assembly to intracontinental deformation. Eds. Hendrix M.S., Davis G. Geol. Soc. Am. Mem. 2001. V. 194. P. 47–69.
- Chu Y., Wan B., Allen M.B., Chen L., Lin W., Talebian M., Xi G. Detrital zircon age constraints on the evolution of Paleozoic–Tethys in NE Iran: implications for subduction and collision tectonics // Tectonics. 2021. V. 40. Iss. 8.
<https://doi.org/10.1029/2020TC006680>
- Dolgoplova A., Seltsmann R., Konopelko D., Biske Yu., Shatov V., Armstrong R., Belousova E., Pankhurst R., Koneev R., Divaev F. Geodynamic evolution of the western Tien Shan, Uzbekistan: insights from U–Pb SHRIMP geochronology and Sr–Nd–Pb–Hf isotope mapping of granitoids // Gondwana Res. 2017. № 47. P. 76–109.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.10.022>
- Domeier M. Early Paleozoic tectonics of Asia: towards a full-plate model // Geosci. Frontiers. 2018. № 9. P. 789–862.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.11.012>
- Dong S., Li Z., Jiang L. The Ordovician–Silurian tectonic evolution of the northeastern margin of the Tarim block, NW China: constraints from detrital zircon geochronological records // J. Asian Earth Sci. 2016. № 122. P. 1–19.
- Filippova L.B., Bush V.A., Didenko A.N. Middle Paleozoic subduction belts: the leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt // Russian J. Earth Sci. 2001. V. 3. № 6. P. 405–426.
- Galoyan Gh.L., Chung S., Melkonyan R.L., Lee Y.-H., Atayan L.S., Ghukasyan R.Kh., Khorenyan R.H., Grigoryan A.G., Sahakyan S.S., Avagyan N.A. Late Neoproterozoic–Early Cambrian, Late Paleozoic and Late Jurassic granitoid magmatism on the northern active margin of Gondwana, Tsaghkunyats anticlinorium of Lesser Caucasus (central-northern Armenia) // Proc. NAS RA. Earth Sci. 2020. V. 73. № 2. P. 16–43.
- Gao Z., Fan T. Extensional tectonics and sedimentary response of the Early-Middle Cambrian passive continental margin, Tarim Basin, Northwest China // Geosci. Frontiers. 2012. № 1–8.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2012.01.007>
- Ge R., Zhu W., Wilde S.A., He J., Cui X., Wang X., Zheng B. Neoproterozoic to Paleozoic long-lived accretionary orogeny in the northern Tarim Craton // Tectonics. 2014. № 33. P. 302–329.
<https://doi.org/10.1002/2013TC003501>
- He B., Jiao C., Xua Z., Cai Z., Zhang J., Liu S., Li H., Chen W., Yu Z. The paleotectonic and paleogeography reconstructions of the Tarim Basin and its adjacent areas (NW China) during the late Early and middle Paleozoic // Gondwana Res. 2016. № 30. P. 191–206.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.09.011>

- He D., Zhou X., Zhang C., Yang X. Tectonic types and evolution of Ordovician proto-type basins in the Tarim region // Chinese Sci. Bull. 2007. V. 52. Supp. I. P. 164–177.
- Hegner E., Klemd R., Kroner A., Corsini M., Alexeiev D.V., Iaccheri L.M., Zack T., Dulski P., Xia X., Windley B.F. Mineral ages and P–T conditions of late Paleozoic high-pressure eclogite and provenance of melange sediments from Atbashi in the South Tianshan orogen of Kyrgyzstan // Am. J. Sci. 2010. № 310. P. 916–950.
- Hegner E., Alexeiev D.V., Willbold M., Kröner A., Topuz G., Mikolaichuk A.V. Early Silurian tholeiitic-boninitic Mailisu ophiolite, South Tianshan, Kyrgyzstan: a geochemical record of subduction initiation // Int. Geol. Rev. 2019. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1610670>
- Hegner E., Alexeiev D.V., Messling N., Tolmacheva T.Yu., Willbold M. Cambrian-Ordovician mid-ocean ridge magmatism in the Kyrgyz Middle Tianshan and origin of the Karaterek ophiolite // Lithos. 2022. V. 410–411. 106576. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106576>
- Huang H., Zhang Z., Santosh M., Cheng Z., Wang T. Crustal evolution in the South Tianshan Terrane: constraints from detrital zircon geochronology and implications for continental growth in the Central Asian Orogenic Belt // Geol. J. 2018. P. 1–22. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106576>
- Huo H., Chen Z., Zhang Q., Han F., Zhang W. Detrital zircon ages and Hf isotopic compositions of metasedimentary rocks in the Wuqia area of Southwest Tianshan, NW China: implications for the early Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan orogenic belt // Int. Geol. Rev. 2019. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1579055>
- Käbner A., Ratschbacher L., Pfänder J.A., Hacker B.R., Zack G., Sonntag B.-L., Jahanzeb Khan, Stanek K.P., Gadoev M., Oimahmadov I. Proterozoic–Mesozoic history of the Central Asian orogenic belt in the Tajik and southwestern Kyrgyz Tian Shan: U–Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and fission-track geochronology and geochemistry of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. 2016. V. 129. № 3–4. P. 281–303.
- Konopelko D., Klemd R., Mamadjanov Y., Hegner E., Knorch M., Fidaev D., Kern M., Sergeev A. Permian age of orogenic thickening and crustal melting in the Garm Block, South Tien Shan, Tajikistan // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 113. P. 711–727. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.09.004>
- Konopelko D., Seltmann R., Mamadjanov Y., Romer R.L., Rojas-Agramonte Y., Jeffries T., Fidaev D., Niyozov A. A geo-traverse across two paleo-subduction zones in Tien Shan, Tajikistan // Gondwana Res. 2017. V. 47. P. 110–130. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.09.010>
- Konopelko D., Biske Yu., Kullerud K., Ganiev I., Seltmann R., Brownscombe W., Mirkamalov R., Wang B., Safonova I., Kotler P., Shatov V., Sun M., Wong J. Early Carboniferous metamorphism of the Neoproterozoic South Tien Shan–Karakum basement: new geochronological results from Baisun and Kyzylkum, Uzbekistan // J. Asian Earth Sci. 2019. № 177. P. 275–286. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.03.025>
- Konopelko D., Safonova I., Perfilova A., Biske Yu., Mirkamalov R., Divaev F., Kotler P., Obut O., Wang B., Sun M., Soloshenko N. Detrital zircon U–Pb–Hf isotopes and whole-rock geochemistry of Ediacaran–Silurian clastic sediments of the Uzbek Tianshan: sources and tectonic implications // Int. Geol. Rev. 2021. <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.2010134>
- Kröner A., Alexeiev D.V., Rojas-Agramonte Y., Hegner E., Wong J., Xia X., Belousova E., Mikolaichuk A.V., Seltmann R., Liu D.Y., Kiselev V.V. Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: zircon ages and Nd–Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian Orogen // Gondwana Res. 2013. № 23. P. 272–295. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.05.004>
- Liu J., Ma X., Lin C., Yang H., Shu Z., Fu C., Schulte L. The Silurian red beds of Tarim Basin: signals of palaeoenvironment, palaeoclimate, and sea-level change // Geol. J. 2019. V. 55. Iss. 5. P. 3837–3856. <https://doi.org/10.1002/gj.3603>
- Maruyama S., Safonova I.Y. Orogeny and mantle dynamics: role of tectonic erosion and second continent in the mantle transition zone // IPC NSU. 2019. 208 p.
- Moghadam H.S., Li X.H., Griffin W.L., Stern R.J., Thomsen T.B., Meinhold G., Aharipou R., O'Reilly S.Y. Early Paleozoic tectonic reconstruction of Iran: tales from detrital zircon geochronology // Lithos. 2017. № 268–271. P. 87–101.
- Mühlberg M., Hegner E., Klemd R., Pfänder J., Kaliwoda M., Biske Y.S. Late Carboniferous high-pressure metamorphism of the Kassan Metamorphic Complex (Kyrgyz Tianshan) and final assembly of the SW Central Asian Orogenic Belt // Lithos. 2016. V. 264. P. 41–55.
- Pickering K.T., Koren T.N., Lytochkin V.N., Siveter D.J. Silurian–Devonian active-margin deep-marine systems and paleogeography, Alai range, Southern Tien Shan, Central Asia // J. Geol. Soc. London. 2008. V. 165. P. 189–210.
- Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V., Jeffries T., Khudoley A.K., Wong J., Geng H., Shu L., Semiletkin S.A., Mikolaichuk A.V., Kiselev V.V., Yang J., Seltmann R. Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tian Shan and palaeogeographic implications // Gondwana Res. 2014. V. 26. P. 957–974.
- Rossetti F., Nozaem R., Lucci F., Vignaroli G., Gerdes A., Nasrabadi M., Theye T. Tectonic setting and geochronology of the Cadomian (Ediacaran–Cambrian) magmatism in Central Iran, Kuh-e-Sarhangi region (NW Lut Block) // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 102. P. 24–44.
- Savchuk Yu.S., Asadulina En.E., Volkova A.V., Aristova V.V. The Muruntau deposit: geodynamic position and a variant of genetic model of the ore-forming system // Geol. Ore Deposits. 2018. V. 60. № 5. P. 365–397.
- Shamanian G.H., Hattori K. Neoproterozoic evolution of northern Gondwana recorded in detrital zircon grains from the Gheshlagh bauxite deposit, Alborz Mountains, Iran Block // Gondwana Res. 2021. № 93. P. 184–196.
- Stampfli G.M., Borel G.D. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 196. P. 17–33. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X)
- Volkova N.I., Budanov V.I. Geochemical discrimination of metabasalt rocks of the Fan-Karatagin transitional blueschist/greenschist belt, South Tianshan, Tajikistan: seamount volcanism and accretionary tectonics // Lithos. 1999. V. 47. P. 201–216.
- Wang B., Zhai Y., Kapp P., de Jong K., Zhong L., Liu H., Ma Y., Gong H., Geng H. Accretionary tectonics of back-arc ocean-

ic basins in the South Tianshan: insights from structural, geochronological, and geochemical studies of the Wu-wamen ophiolite mélange // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2017. <https://doi.org/10.1130/B31397.1>

Wang M., Zhang B., Ren R., Pei X., Zhang J., Chen Y., Li Z., Ge M. Tracing tectonic processes from oceanic subduction to continental collision through detrital zircon U–Pb and Lu–Hf isotope data: an example from the Chinese West Tianshan Orogen // *Gondwana Res.* 2021. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.09.006>

Windley B.F., Alexeiev D.V., Xiao W., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Geol. Soc. London.* 2007. V. 164. № 1. P. 31–47. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-022>

Worthington J.R., Kapp P., Minaev V., Chapman J.B., Mazdab F.K., Ducea M.N., Oimahmadov I., Gadoev M. Birth, life, and demise of the Andean – syncollisional Gissar arc: Late Paleozoic tectono-magmatic-metamorphic evolution of the southwestern Tian Shan, Tajikistan // *Tectonics.* 2017. № 36(10). P. 1861–1912. <https://doi.org/10.1002/2016TC004285>

Xiao Y., Wu G., Matthew V.T., You L. Geochronological and geochemical constraints on Late Cryogenian to Early Ediacaran magmatic rocks on the northern Tarim Craton: implications for tectonic setting and affinity with Gondwana // *Int. Geol. Rev.* 2019. V. 61. № 17. P. 2100–2117. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1581847>

Yang W., Jolivet M., Dupont-Nivet G., Guo Z. Mesozoic–Cenozoic tectonic evolution of southwestern Tian Shan: evidence from detrital zircon U/Pb and apatite fission track ages of the Ulugqat area, Northwest China // *Gondwana Res.* 2014. № 26. P. 986–1008.

Zhang C.-L., Zou H.-B., Xian-Tao Ye X.-T., Chen X.-Y. Tectonic evolution of the West Kunlun Orogenic Belt along the northern margin of the Tibetan Plateau: implications for the assembly of the Tarim terrane to Gondwana // *Geosci. Frontiers.* 2019. № 10. P. 973–988.

Zhong L., Wang B., de Jong K., Zhai Y., Liu H. Deformed continental arc sequences in the South Tianshan: new constraints on the Early Paleozoic accretionary tectonics of the Central Asian Orogenic Belt // *Tectonophysics.* 2019. № 768. 228169. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228169>

Zhu X., Wang B., Cluzel D., He Z., Zhou Y., Zhong L. Early Neoproterozoic gneissic granitoids in the southern Yili Block (NW China): constraints on microcontinent provenance and assembly in the SW Central Asian Orogenic Belt // *Precambrian Res.* 2019. № 325. P. 111–131. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.02.019>

Zuza A.V., Yin A. Balkatach hypothesis: a new model for the evolution of the Pacific, Tethyan, and Paleo-Asian oceanic domains // *Geosphere.* 2017. V. 13. № 5. P. 1–49. <https://doi.org/10.1130/GES01463.1>

Рецензенты Д.В. Алексеев, Т.Ю. Толмачева

Three Generations of the Basins of the Early Turkestan Ocean: Ediacaran–Silurian of the Southern and Middle Tien Shan

Yu. S. Biske[#]

Institute of Earth Sciences of Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

[#]*e-mail: gbiskeh@yandex.ru*

The results of U–Pb dating of detrital zircon from volcanoterrigenous Ediacaran–Silurian deposits, mainly from grauwacke turbidites, after accretion of which the “Caledonian” basement of the Paleozoic structure was formed in Kyzylkum and in the ridges of the Southwestern Tien Shan, including Northern Fergana, allowed us to clarify the age correlation and show the dynamics of the formation of this complex. It consists of deposits associated with the opening, filling and subsequent convergent development of three generations of oceanic basins, including the emergence and destruction of island arcs. The earliest of these basins was formed at the active volcanic margin of the eastern Rodinia/Gondwana, which included the Karakum-Tajik massif. Sandy turbidites (Besapan, etc.), whose age is not younger than the beginning of the Cambrian, were deposited here on top of siliceous (Taskazgan) Ediacaran sediments. The second generation is represented by Ordovician basins, in which radiolarian flints of the Lower Ordovician form the bathyal part of the sediments, and the main filling is turbidites of the middle Ordovician–Ruddan. The newly opened Silurian oceanic basins and their margins were filled with sediments of the third Caledonian generation, mainly graptolite aleuropolites and turbidites, starting from the end of the Llandovery. Incomplete preservation of the Ediacaran–Silurian sedimentary series is due to their partial absorption (tectonic erosion) during further subduction and collision, mainly already in the Carboniferous.

Keywords: Tien Shan, Karakum-Tajik massif, Ediacaran–Silurian, U–Pb dating of zircons, island arcs, oceanic type basins, turbidites, bathyal deposits

УДК 551.73

СОСТАВ И ВОЗРАСТ ПОРОД ОБЛАСТЕЙ СНОСА ДЛЯ НИЖНЕ-СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИХ (?) ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕРНИЧЕНСКОЙ ТОЛЩИ АРГУНСКОГО МАССИВА, ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

© 2023 г. Ю. Н. Смирнова¹ *, А. В. Куриленко², В. Б. Хубанов²¹ Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия² Геологический институт им. Н.Л. Добрецовца СО РАН, Улан-Удэ, Россия

*e-mail: smirnova@ascnet.ru

Поступила в редакцию 18.06.2022 г.

После доработки 10.11.2022 г.

Принята к публикации 21.12.2022 г.

Приведены результаты минералого-геохимических исследований песчаников и алевролитов ерниченской толщи аргунской серии Аргунского континентального массива, а также U–Pb (LA-ICP-MS) датирования зерен детритового циркона из них. Установлено, что наиболее молодая группа детритового циркона характеризуется возрастом 549–570 млн лет с пиком на кривой относительной вероятности возрастов циркона 566 млн лет. Это позволяет предполагать, что нижняя возрастная граница их накопления приходится на границу эдиакария и палеозоя. По результатам U–Pb (LA-ICP-MS) датирования зерен циркона выявлено, что в песчаниках ерниченской толщи доминирующая часть цирконов характеризуется нео- и палеопротерозойскими значениями возраста. Их источниками, по-видимому, послужили нео- и палеопротерозойские магматические и метаморфические образования, широко распространенные в пределах Аргунского континентального массива. В свою очередь, геохимические особенности терригенных пород ерниченской толщи, в совокупности с присутствием в изученных образцах плохо сортированных и слабоокатанных обломков пород, а также с наличием прослоев гравелитов в составе толщи, свидетельствуют об их накоплении в обстановке, связанной с субдукционными процессами.

Ключевые слова: Аргунский массив, ранний и средний кембрий, ерниченская толща, терригенные породы, геохимия, U–Pb данные

DOI: 10.31857/S0869592X23050071, EDN: WIKASF

ВВЕДЕНИЕ

В строении Центрально-Азиатского складчатого пояса принимают участие континентальные массивы и разделяющие их орогенные пояса (Моссаковский и др., 1993; Парфенов и др., 2003 и др.). В восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса одним из наиболее крупных массивов является Аргунский, который на северо-западе граничит с Монголо-Охотским орогенным поясом, а на юго-востоке отделен от Бурей-Цзямусинского массива Южно-Монгольско-Хинганским орогенным поясом (рис. 1а).

Для создания модели формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса необходимо проведение комплексных исследований осадочных комплексов, играющих важную роль в его строении. Такие исследования в последние годы проведены нами в пределах восточной части Аргунского континентального массива (Смирнова и др., 2013, 2016, 2017; Смирнова, Сорокин, 2019).

В результате получена информация о геодинамических обстановках накопления осадочных пород в фанерозое, а также реконструированы этапы тектономагматической активности в рассматриваемом регионе. В то же время наименее изученными являются толщи осадочных пород в северо-западной части Аргунского массива. Комплексные исследования выполнены лишь для верхнепротерозойских отложений даурской и быркинской серий (Смирнова, Дриль, 2022; Смирнова и др., 2022).

Разная степень изученности строения Аргунского континентального массива в настоящий момент не позволяет провести корреляцию осадочных комплексов и, соответственно, затрудняет разработку общей геодинамической модели его формирования. В этой связи представляется актуальным проведение минералого-геохимических исследований нижнепалеозойских осадочных пород северо-западной части Аргунского массива

в пределах Восточного Забайкалья, а также U–Pb датирование детритовых цирконов из них. Объектами данного исследования являются условно ниже-среднекембрийские терригенные отложения (песчаники и алевролиты) ерниченской толщи, включаемые в состав аргунской серии (рис. 16).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Согласно региональной стратиграфической схеме Приаргуны (Решения..., 1994), отложения нижней части аргунской серии в Газимуро-Аргунской подзоне Аргунского массива выделены в быстринскую свиту и ерниченскую толщу, выходы которых имеют преимущественно блоковое строение.

В составе быстринской свиты преобладают доломиты светло-серого, белого, реже сиреневато- и дымчато-серого цвета, с массивной, изредка пятнистой и крустификационной текстурой, а также органогенные известняки серого и темно-серого цвета. Для свиты характерны редкие прослои кремнистых, кремнисто-глинистых, глинистых и углисто-серицитовых сланцев, кварцевых и карбонатных песчаников, алевролитов, мергелей и фосфатоносных пород. Мощность свиты до 2800 м (рис. 1в). Прямых соотношений с образованиями, интерпретируемыми как подстилающие (белетуйская свита), не обнаружено. Соотношение пачек внутри свиты дискуссионно. Однозначно датированы концом атдабанского века—началом ботомского века лишь слои со скелетной фауной в средней части свиты (Куриленко и др., 2002). По решению Межведомственного стратиграфического комитета свита в целом отвечает томмотскому—ботомскому векам (Озерский, Винниченко, 2015).

Отложения ерниченской толщи прослеживаются от бассейна р. Уров на юге до бассейна рек Шилка, Газимур и Будюмкан на севере (Козлов и др., 2010; Шивохин и др., 2010). Стратотип толщи находится на левобережье р. Аргунь в ее среднем течении, на водоразделе рек Поперечный Зерентуй и Гидаринский Зерентуй, в верховье пади Ерничная. Толща мощностью 1000 м представлена полимиктовыми и кварцевыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с горизонтами гравелитов, кварцитов и доломитов (рис. 1в). Контакты с быстринской свитой в большинстве случаев осложнены тектоническими нарушениями. Толща не содержит ископаемых остатков, на геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 ее возраст принят условно ранне-среднекембрийским (Шивохин и др., 2010).

Согласно существующим геодинамическим моделям, формирование венд-нижнепалеозойских осадочных комплексов Аргунского массива про-

исходило в пределах окраинно-континентального моря (Шивохин и др., 2010; Гордиенко и др., 2019).

В настоящей публикации приведены результаты петрографических и геохимических исследований фаунистически не охарактеризованных терригенных пород ерниченской толщи, отобранных в бассейне р. Уров (рис. 1б), а также результаты U–Pb датирования зерен детритового циркона из них. Эти исследования направлены на уточнение нижней возрастной границы накопления осадочных пород ерниченской толщи, реконструкцию палеогеодинамических обстановок их формирования и выявление основных источников сноса исходного материала.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержания пороодообразующих элементов в породах определены рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S. Концентрации микроэлементов определены методом ICP-MS на квадрупольном ICP масс-спектрометре NexION 300D в ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” ИГХ СО РАН (г. Иркутск).

Выделение детритовых цирконов произведено в минералогической лаборатории Института геологии и природопользования ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. Непосредственно U–Pb датирование детритовых цирконов выполнено в ЦКП “Геоспектр” Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН (г. Улан-Удэ) на одноколлекторном магнитно-секторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Element XR (Termo Scientific), оснащенном устройством лазерной абляции UP-213 (New Wave Research). Детально описание аналитических процедур приведено в публикации (Хубанов и др., 2016). Диаметр лазерного пучка составлял 30 мкм при плотности потока энергии ~4.5 Дж/см². Масс-спектрометром измеряли сигналы следующих изотопов: в режиме счета “Counting” — ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb; в аналоговом режиме — ²³²Th, ²³⁸U. Сигнал ²³⁵U рассчитывали из сигнала ²³⁸U, основываясь на постоянстве современного значения их отношения (²³⁸U/²³⁵U = 137.88). Съемку осуществляли в скоростном режиме электростатического сканирования (E-scan). В течение одного измерения проводили 800 сканирований. В качестве внешнего стандарта измеряли эталонные цирконы 91500 (1065 млн лет; Wiedenbeck et al., 1995), в качестве контрольного образца — эталоны Plešovice (337 млн лет; Sláma et al., 2008) и GJ-1 (608 млн лет; Jackson et al., 2004).

Обработку первичных сигналов и расчет изотопных отношений проводили с помощью про-

граммы Glitter (Griffin et al., 2008), конвертацию в excel-формат и расчет значений концентраций U, Th и U/Th – с помощью программы Gtail (автор М.Д. Буянтуев, ГИН СО РАН), построение графиков – с помощью excel-макроса Isoplot (Ludwig, 2008). Поправку на нерадиоогенный свинец не проводили. Относительные погрешности измерения изотопных отношений в контрольных образцах варьировали в пределах: 1.0–3.7% для $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, 0.7–1.3% для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. При этом значения средневзвешенных конкордантных возрастов цирконов Plešovice и GJ-1, определенных LA-ICP-MS методом (по 12 измерений каждого контрольного эталона), составили 338 ± 2 и 601 ± 3 млн лет соответственно. Для стандартов GJ-1 и Plešovice средневзвешенные значения возраста по отношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ составляют 630 ± 23 , 599 ± 3 , 605 ± 4 млн лет и 366 ± 24 , 337 ± 2 , 340 ± 3 млн лет соответственно. Для анализа выбирали зерна циркона без микротрещин и включений.

Для построения кривых относительной вероятности возраста зерен детритового циркона использовали конкордантные оценки возрастов. Пики для кривой относительной вероятности возрастов зерен циркона рассчитывали с помощью программы AgePick (Gehrels, 2007).

ОСНОВНЫЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Среди терригенных пород ерниченской толщи нами были изучены песчаники и алевролиты. Песчаники серого цвета, с псаммитовой мелкозернистой, реже мелко-среднезернистой структурой и массивной текстурой. Песчаники состоят из обломков кварца (30–45%), полевых шпатов (до 20%) и глинистых минералов (5–7%). Реже встречаются слюдистые, углеродисто-слюдисто-кварцевые и слюдисто-кварцевые сланцы (5–15%). Обломочный материал имеет угловатую и слабо-

окатанную форму. Цемент гидрослюдисто-кварцевый, контактово-порового типа. Акцессорные минералы: циркон, апатит, гранат, гидроокислы железа и рудные минералы.

Алевролиты зеленовато-серого и темно-серого цвета, с алевритовой структурой и массивной текстурой. Обломки угловатой и слабоокатанной формы, характеризуются плохой сортировкой. Среди них преобладают кварц (10–30%), полевые шпаты (до 10%) и глинистые минералы (до 15%). Кроме того, в них присутствует обломочный материал, представленный серицит-кварцевыми, углеродисто-слюдисто-кварцевыми и слюдистыми сланцами (до 5%), а также карбонатными породами (до 3%). Единичны обломки вулканических пород. Цемент гидрослюдисто-кварцевого состава, базального типа. Среди акцессорных минералов выявлены циркон, апатит, гранат, рудные минералы и гидроокислы железа.

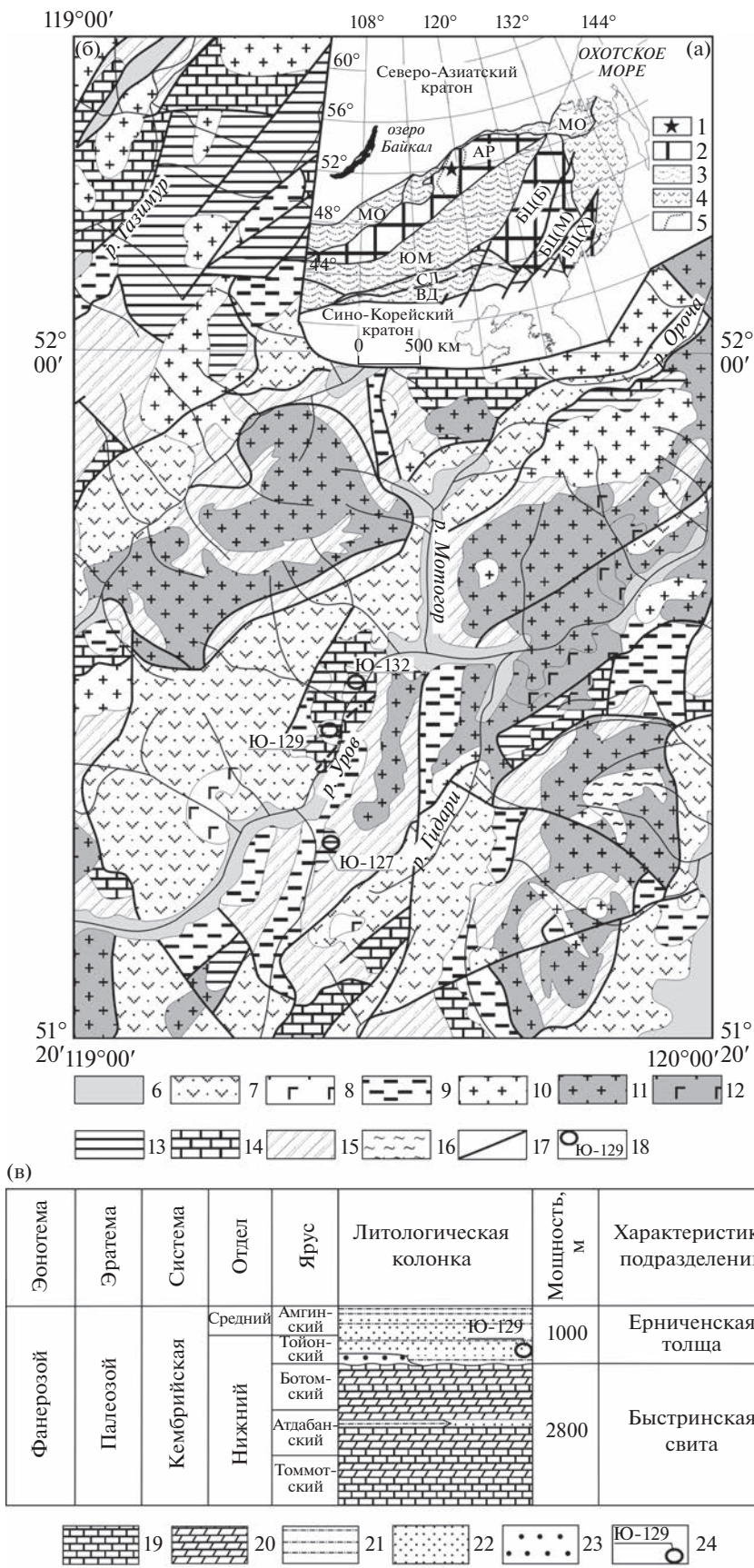
На классификационной диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988) фигуративные точки состава алевролитов ерниченской толщи расположены, за исключением одного образца, в поле сланцев. Песчаники характеризуются наибольшей вариативностью значений соотношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и соответствуют преимущественно аркозам и субаркозам (рис. 2а, табл. 1).

На диаграмме $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2) - \text{SiO}_2 - (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Косовская, Тучкова, 1988) доминирующая часть точек состава алевролитов исследуемой толщи локализуется компактно в поле пород полимиктового состава (рис. 2б). Для песчаников характерны более высокие содержания SiO_2 , которые типичны для пород кварцевого и олигомиктового состава.

По величине гидролизатного модуля ($\text{ГМ} = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$) (Юдович, Кетрис, 2000) песчаники ерниченской толщи соответствуют богатым кварцем породам – силитам ($\text{ГМ} = 0.11 - 0.27$), а алевролиты близки к

Рис. 1. (а) Положение исследуемого объекта в структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (тектоническая основа по (Парфенов и др., 2003)), (б) геологическая схема северо-западной части Аргунского континентального массива (по (Козлов и др., 2010; Шивохин и др., 2010), с изменениями авторов) и (в) сводная стратиграфическая колонка осадочных пород аргунской серии (по (Шивохин и др., 2010)).

1 – положение объекта исследований; 2 – супертеррейны (континентальные массивы): АР – Аргунский, БЦ – Бурей-Цзямусинский, в том числе террейны: Буреинский (БЦ(Б)), Малохинганский (БЦ(М)), Ханкайский (БЦ(Х)); 3 – палеозойские–раннемезозойские складчатые пояса (ЮМ – Южно-Монгольско-Хинганский, МО – Монголо-Охотский, СЛ – Солонкерский, ВД – Вундурмиао); 4 – позднелурско-раннемеловые орогенные пояса; 5 – граница Газимуро-Аргунской структурно-формационной зоны; 6 – кайнозойские рыхлые отложения; 7 – осадочные и вулканогенно-осадочные породы нижнемеловой тургинской свиты; 8 – вулканические породы раннемелового абагайтуйского комплекса; 9 – юрские осадочные и вулканогенно-осадочные породы; 10 – мезозойские гранитоиды; 11 – пермские и пермско-раннетриасовые граниты, гранодиориты, монцодиориты и граносиениты; 12 – габбро, габбро-диориты, диориты и монцодиориты раннепермского удинского комплекса; 13, 14 – нижнепалеозойские осадочные породы аргунской серии: 13 – ерниченской толщи, 14 – быстринской свиты; 15 – условно вендские метаосадочные породы белётуйской свиты быркинской серии; 16 – раннепротерозойские метаморфические образования ишагинского комплекса; 17 – разломы; 18 – места отбора образцов для геохимических исследований и их номера; 19 – известняки; 20 – доломиты; 21 – алевролиты; 22 – песчаники; 23 – гравелиты; 24 – место отбора образца для U–Pb датирования зерен детритового циркона и его номер.



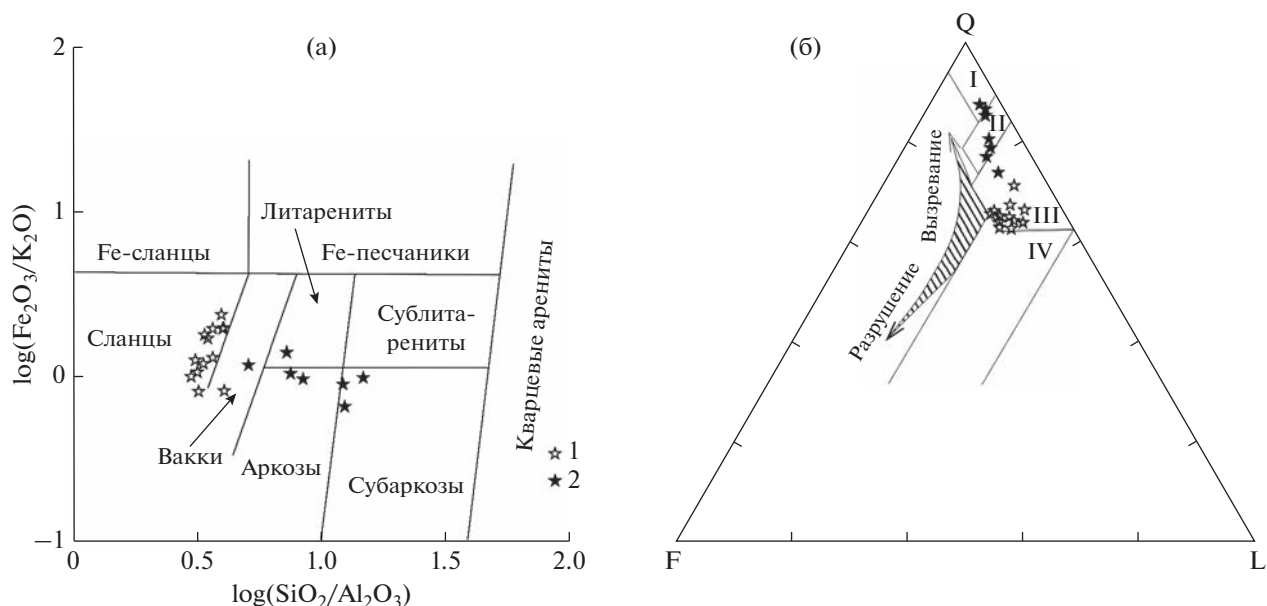


Рис. 2. Диаграммы (а) $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988), (б) F–Q–L (Коссовская, Тучкова, 1988) для терригенных пород ерниченской толщи аргунской серии Аргунского континентального массива. 1 – алевролиты, 2 – песчаники, отобранные в бассейне р. Уров. Сокращения на рис. 2б: F = $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$, Q = SiO_2 , L = $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Поля песчаников: I – кварцевых, II – олигомиктовых, III – полимиктовых, IV – вулканокластитовых.

сиаллитам ($\text{ГМ} = 0.32\text{--}0.46$) (табл. 1). Значения фемического модуля ($\text{ФМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$) в песчаниках ерниченской толщи ниже ($0.03\text{--}0.09$), чем в алевролитах ($0.07\text{--}0.18$). Такие вариации ГМ и ФМ, вероятно, связаны с уменьшением в составе алевролитов обломков кварцевого состава и с возрастанием содержания глинистого материала.

По величине модуля общей нормативной щелочности или «полевошпатового индикатора» ($\text{НКМ} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$) алевролиты рассматриваемой толщи соответствуют нормально-щелочным породам ($\text{НКМ} = 0.28\text{--}0.30$). В песчаниках, в связи с возрастанием в их составе количества обломков полевых шпатов, отмечаются более высокие значения НКМ (до 0.57), характерные для повышенно-щелочных пород.

В терригенных породах ерниченской толщи суммарные концентрации лантаноидов изменяются в широком диапазоне от 127 до 236 мкг/г (табл. 2). В них отмечается четко проявленная отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.60\text{--}0.67$). Породы различаются лишь по характеру распределения редкоземельных элементов (рис. 3а). Так, для алевролитов характерны более пологие спектры лантаноидов ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 2.63\text{--}5.35$), по сравнению с таковыми в песчаниках ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 6.35\text{--}12.45$).

Как следует из табл. 2 и рис. 3б, алевролиты ерниченской толщи характеризуются близкоровы-

ми содержаниями большинства элементов-примесей, при незначительном обогащении Co, V, Ni, Sr. В песчаниках концентрации микроэлементов близки к таковым в верхней континентальной коре. Отчетливый дефицит в песчаниках и алевролитах типичен лишь для Sr (рис. 3б).

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

Из песчаника ерниченской толщи (обр. Ю-129) было выделено 120 зерен детритового циркона. Для 87 зерен получены конкордантные оценки возраста. Большинство зерен циркона (66 зерен) характеризуется неопротерозойскими значениями возраста (549–960 млн лет) с пиками на кривой относительной вероятности возрастов циркона на 566, 732, 791, 867 и 942 млн лет (рис. 4). Наиболее молодые зерна циркона (7 зерен) характеризуются эдиакарским возрастом (549–570 млн лет). Значимая группа циркона (59 зерен) имеет значения возрастов от 636 до 960 млн лет. Мезопротерозойские (1049–1479 млн лет) и палеопротерозойские (1686–2347 млн лет) значения возрастов типичны для 5 и 15 зерен циркона соответственно, с пиками на кривой относительной вероятности возрастов зерен циркона 1767, 1835 и 1889 млн лет. Нео- и мезопротерозойские цирконы дипирамидально-призматической формы. Для палеопротерозойских зерен циркона характерны как дипирамидальные, так и окатанные формы. Наиболее древ-

Таблица 1. Содержания основных петрогенных компонентов и значения петрохимических модулей в терригенных породах ерниченской толщи аргунской серии Аргунского континентального массива

Компоненты, модули	Песчаники						Алевриты			
	Ю-129	Ю-129-1	Ю-129-2	Ю-129-3	Ю-129-4	Ю-129-5	Ю-132-4	Ю-132-1	Ю-132-2	Ю-132-3
SiO ₂	74.78	77.36	84.26	78.77	85.22	86.08	71.15	62.05	60.71	61.48
TiO ₂	0.86	0.89	0.28	0.86	0.60	0.44	0.78	1.02	0.96	0.96
Al ₂ O ₃	10.41	10.39	6.95	9.42	6.92	5.88	14.14	18.77	19.78	19.66
Fe ₂ O ₃ [*]	5.99	4.46	3.08	3.94	2.10	2.79	4.31	5.93	6.62	5.55
MnO	0.04	0.09	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02
MgO	0.61	0.60	0.41	0.60	0.37	0.38	1.90	2.43	2.41	2.48
CaO	0.03	0.02	0.07	0.07	0.07	0.07	0.23	0.19	0.29	0.18
Na ₂ O	0.18	0.17	0.49	0.10	0.07	0.07	0.18	0.20	0.17	0.20
K ₂ O	4.30	4.30	3.45	4.10	3.21	2.85	3.69	4.98	5.29	5.25
P ₂ O ₅	0.08	0.10	0.06	0.08	0.06	0.07	0.12	0.16	0.14	0.20
П.п.п.	2.26	2.04	1.25	1.83	1.20	1.19	3.11	3.97	4.08	4.02
Сумма	99.54	100.42	100.32	99.78	99.83	99.85	99.64	99.72	100.48	100.00
ГМ	0.23	0.20	0.12	0.18	0.11	0.11	0.27	0.42	0.45	0.43
ФМ	0.09	0.07	0.04	0.06	0.03	0.04	0.09	0.14	0.15	0.13
НКМ	0.43	0.43	0.57	0.45	0.47	0.50	0.27	0.28	0.28	0.28
Алевриты										
Компоненты, модули	Ю-132-5	Ю-132-6	Ю-132-7	Ю-132-8	Ю-127	Ю-127-1	Ю-127-2	Ю-127-3	Ю-127-4	Ю-127-5
SiO ₂	62.94	59.88	61.43	63.13	61.98	69.30	65.47	63.33	64.37	63.38
TiO ₂	0.90	0.94	0.94	0.92	1.11	1.12	1.10	1.04	1.08	0.97
Al ₂ O ₃	15.75	17.91	17.82	15.94	20.99	17.20	18.14	17.54	20.34	16.21
Fe ₂ O ₃ [*]	8.55	8.74	8.28	8.50	5.91	3.94	6.46	9.38	4.51	10.69
MnO	0.04	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
MgO	1.74	2.23	2.13	1.83	0.78	0.64	0.66	0.62	0.71	0.60
CaO	0.66	0.37	0.13	0.58	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05
Na ₂ O	0.18	0.20	0.19	0.19	0.36	0.25	0.33	0.26	0.35	0.23
K ₂ O	4.39	4.94	4.92	4.42	5.94	4.83	4.98	4.87	5.59	4.56
P ₂ O ₅	0.13	0.13	0.13	0.13	0.08	0.08	0.11	0.14	0.07	0.10
П.п.п.	3.92	3.83	3.59	3.81	3.20	2.51	2.99	3.41	2.96	2.85
Сумма	99.20	99.19	99.58	99.48	100.41	99.94	100.3	100.65	100.03	99.66
ГМ	0.40	0.46	0.44	0.40	0.45	0.32	0.39	0.44	0.40	0.44
ФМ	0.16	0.18	0.17	0.16	0.11	0.07	0.11	0.16	0.08	0.18
НКМ	0.29	0.29	0.29	0.29	0.30	0.30	0.29	0.29	0.29	0.30

Примечание. Оксиды приведены в мас. %. Fe₂O₃* – общее железо в форме Fe₂O₃. Сокращения по (Юдович, Кетрис, 2000): ГМ = (Al₂O₃ + TiO₂ + Fe₂O₃ + FeO + MnO)/SiO₂; ФМ = (Fe₂O₃ + FeO + MnO + MgO)/SiO₂; НКМ = (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃.

Таблица 2. Микроэлементный состав (мкг/г) терригенных пород ерниченской толщи аргунской серии Аргунско-го континентального массива

Компоненты	Алевриты				Песчаники		
	Ю-132-1	Ю-132-3	Ю-132-7	Ю-132-8	Ю-129	Ю-129-1	Ю-132-4
Rb	120	116	132	125	118	96	93
Sr	26	30	40	86	91	308	31
Ba	326	400	444	571	456	555	408
La	20.64	18.37	24.45	25.40	46.36	21.93	22.09
Ce	52.29	48.09	57.89	59.96	103.23	53.21	54.41
Pr	7.09	6.65	7.46	7.46	12.26	6.77	7.02
Nd	29.25	27.75	29.36	29.39	45.80	26.45	28.23
Sm	6.13	6.37	5.85	6.26	8.13	5.19	5.75
Eu	1.22	1.59	1.18	1.34	1.45	0.96	1.15
Gd	5.50	8.34	5.46	5.79	6.19	4.05	5.02
Tb	0.84	1.42	0.83	0.88	0.78	0.53	0.69
Dy	5.29	9.30	5.59	5.44	4.78	3.26	4.21
Ho	1.10	1.83	1.08	1.08	0.92	0.62	0.82
Er	3.23	5.29	3.40	3.23	2.69	1.72	2.37
Tm	0.46	0.76	0.49	0.48	0.39	0.26	0.37
Yb	3.25	4.74	3.30	3.22	2.53	1.69	2.36
Lu	0.50	0.74	0.52	0.51	0.40	0.26	0.35
Y	20	36	22	23	24	12	17
Th	14.81	13.58	14.10	13.46	12.90	9.16	11.52
U	2.99	3.01	2.43	2.43	1.97	1.78	1.94
Zr	253	231	210	206	252	305	214
Hf	7.73	6.79	7.30	6.96	7.90	9.21	5.41
Nb	23	22	20	18	17	18	17
Ta	1.69	1.59	1.52	1.43	1.22	1.28	1.28
Zn	90	75	71	74	45	46	62
Co	61	36	18	29	11	11	17
Ni	72	74	52	61	23	24	42
Sc	19	21	19	21	6	10	15
V	132	132	116	109	54	51	79
Cr	116	109	104	120	73	63	76
Pb	6	10	5	10	7	14	5
Eu/Eu*	0.62	0.67	0.63	0.66	0.60	0.61	0.64
[La/Yb] _n	4.32	2.63	5.04	5.35	12.45	8.80	6.35
ΣREE	137	141	147	150	236	127	135

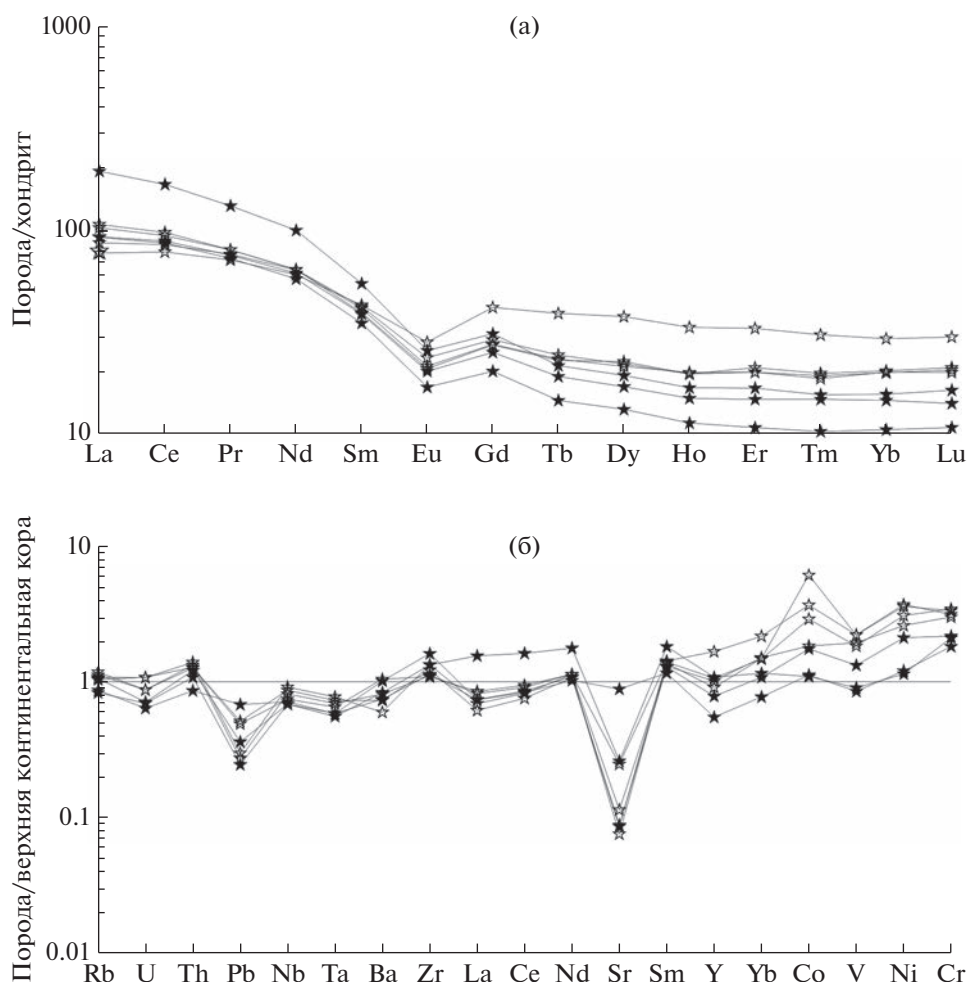


Рис. 3. График распределения лантаноидов (а) и спайдер-диаграмма (б) для терригенных пород ерниченской толщи аргунской серии Аргунского континентального массива. Условные обозначения см. на рис. 2. Состав хондрита по (McDonough, Sun, 1995). Состав верхней континентальной коры по (Тейлор, МакЛеннан, 1988).

нее зерно циркона имеет неоархейский конкордантный возраст (2652 ± 16 млн лет), а наиболее молодое зерно циркона — эдиакарский возраст (549 ± 8 млн лет).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Прежде всего рассмотрим результаты геохимических исследований терригенных пород ерниченской толщи, несущие в себе важную информацию о палеогеодинамических обстановках осадконакопления и составе исходных (материнских) пород.

Положение фигуративных точек состава пород ерниченской толщи на диаграмме $Zr/Sc-Th/Sc$ (рис. 5а) вдоль линии тренда, определяемого исходным составом пород в областях размыва, свидетельствует о том, что рассматриваемые отложения являются породами “first cycle” с преобладанием в их составе петрогенных обломков. В этой

связи проведение анализа макро- и микроэлементного состава пород для определения источников сноса кластического материала и реконструкции палеогеодинамической обстановки формирования является информативным.

Положение фигуративных точек состава терригенных пород ерниченской толщи на диаграмме $La/Sc-Th/Co$ (рис. 5б) позволяет нам предполагать, что в области сноса доминировали породы кислого состава. На диаграммах $Rb-K$ (рис. 5в) и $Th-La-Sc$ (рис. 5г) точки состава терригенных пород исследуемой толщи локализируются в полях значений, характерных для осадочных пород, сформированных за счет пород не только кислого, но и среднего состава. Данный вывод также подтверждается особенностями распределения редкоземельных элементов в изученных породах (см. выше).

Для реконструкции палеогеодинамической обстановки накопления терригенных пород ерни-

Таблица 3. U–Pb (LA-ICP-MS) данные для цирконов из песчаника ерниченской толщи (обр. Ю-129) аргунской серии Аргунского континентального массива

Номер анализа	Th, мкг/г	U, мкг/г	U/Th	Изотопные отношения						Возраст, млн лет								D	**	
				²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	CA			±2σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Ю-129/001	130	116	0.9	8.5664	0.0014	5.4951	0.0524	0.3416	0.0025	0.77	1908	21	1900	8	1894	12	1900	16	-0.7	**
Ю-129/002	156	953	6.1	9.3078	0.0012	4.3270	0.0365	0.2922	0.0021	0.84	1758	20	1698	7	1653	10	DISCORDANT	10	-6.0	**
Ю-129/004	288	709	2.5	14.5317	0.0008	1.3531	0.0125	0.1427	0.0010	0.78	895	24	869	5	860	6	865	10	-3.9	**
Ю-129/005	61	100	1.6	5.5517	0.0021	12.6070	0.1139	0.5078	0.0037	0.81	2656	19	2651	8	2647	16	2652	16	-0.3	**
Ю-129/006	143	321	2.2	9.4666	0.0012	4.0183	0.0367	0.2760	0.0020	0.79	1727	21	1638	7	1571	10	DISCORDANT		-9.0	
Ю-129/007	159	321	2.0	13.1547	0.0009	1.5298	0.0152	0.1460	0.0011	0.73	1097	24	942	6	879	6	DISCORDANT		-19.9	
Ю-129/008	152	477	3.1	14.8029	0.0008	1.3265	0.0130	0.1425	0.0010	0.74	857	25	857	6	859	6	858	11	0.2	**
Ю-129/009	66	104	1.6	15.4408	0.0011	1.0590	0.0156	0.1187	0.0009	0.53	768	35	733	8	723	5	724	10	-5.8	**
Ю-129/010	147	186	1.3	16.7483	0.0009	0.7603	0.0104	0.0924	0.0007	0.56	594	34	574	6	570	4	570	8	-4.0	**
Ю-129/011	241	300	1.2	16.7154	0.0009	0.7563	0.0092	0.0917	0.0007	0.62	599	30	572	5	566	4	567	8	-5.5	**
Ю-129/012	689	841	1.2	8.5401	0.0014	4.4537	0.0404	0.2760	0.0020	0.80	1914	20	1722	8	1571	10	DISCORDANT		-17.9	
Ю-129/013	32	232	7.3	9.1309	0.0013	4.7228	0.0453	0.3129	0.0023	0.77	1793	22	1771	8	1755	11	1772	16	-2.1	**
Ю-129/014	512	550	1.1	15.7929	0.0008	1.0557	0.0110	0.1210	0.0009	0.70	720	27	732	6	736	5	734	10	2.2	**
Ю-129/015	208	617	3.0	15.3049	0.0008	1.1771	0.0121	0.1307	0.0010	0.71	787	26	790	6	792	6	791	11	0.6	**
Ю-129/016	179	274	1.5	17.0024	0.0009	0.7325	0.0095	0.0904	0.0007	0.59	562	32	558	6	558	4	558	8	-0.7	**
Ю-129/017	62	212	3.4	15.0422	0.0010	1.1809	0.0146	0.1289	0.0010	0.62	823	30	792	7	782	6	784	11	-5.0	**
Ю-129/018	85	220	2.6	7.7130	0.0016	6.5666	0.0646	0.3675	0.0027	0.76	2094	21	2055	9	2018	13	DISCORDANT		-3.6	
Ю-129/019	109	131	1.2	15.1327	0.0011	1.1018	0.0165	0.1210	0.0010	0.54	810	34	754	8	736	6	739	11	-9.1	**
Ю-129/020	169	131	0.8	14.7350	0.0011	1.2092	0.0171	0.1293	0.0010	0.56	866	33	805	8	784	6	787	11	-9.5	**
Ю-129/021	51	203	4.0	15.1675	0.0010	1.1861	0.0166	0.1305	0.0010	0.57	805	33	794	8	791	6	791	11	-1.7	**
Ю-129/023	117	130	1.1	15.3216	0.0011	1.1771	0.0175	0.1309	0.0011	0.55	784	34	790	8	793	6	792	12	1.1	**
Ю-129/025	103	325	3.2	14.8111	0.0010	1.3389	0.0162	0.1439	0.0011	0.64	855	29	863	7	867	6	865	12	1.4	**
Ю-129/026	153	806	5.3	11.9217	0.0011	2.5805	0.0281	0.2232	0.0017	0.70	1291	25	1295	8	1299	9	1296	15	0.6	**
Ю-129/027	94	396	4.2	15.0009	0.0009	1.1988	0.0147	0.1305	0.0010	0.63	828	29	800	7	791	6	793	11	-4.5	**
Ю-129/028	86	258	3.0	14.2931	0.0011	1.4442	0.0198	0.1498	0.0012	0.58	928	31	908	8	900	7	902	13	-3.0	**
Ю-129/029	226	410	1.8	16.0682	0.0009	0.8869	0.0115	0.1034	0.0008	0.60	683	31	645	6	634	5	636	9	-7.2	**
Ю-129/030	114	194	1.7	8.7712	0.0016	5.1288	0.0600	0.3264	0.0026	0.67	1865	24	1841	10	1821	12	1837	20	-2.4	**
Ю-129/031	257	559	2.2	15.1927	0.0010	1.1815	0.0150	0.1303	0.0010	0.62	802	30	792	7	789	6	790	11	-1.6	**
Ю-129/032	285	566	2.0	16.5049	0.0010	0.7686	0.0112	0.0921	0.0008	0.56	626	35	579	6	568	4	570	9	-9.3	**

Таблица 3. Продолжение

Номер анализа	Th, мкг/г	U, мкг/г	U/Th	Изотопные отношения						Возраст, млн лет								D	**	
				²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	CA			±2σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Ю-129/033	198	604	3.1	13.9548	0.0010	1.5396	0.0192	0.1559	0.0012	0.63	977	29	946	8	934	7	938	13	-4.4	**
Ю-129/034	76	144	1.9	15.2426	0.0011	1.1964	0.0188	0.1323	0.0011	0.53	795	36	799	9	801	6	801	12	0.8	**
Ю-129/035	98	664	6.8	15.1411	0.0010	1.2016	0.0154	0.1320	0.0011	0.62	809	30	801	7	799	6	800	12	-1.2	**
Ю-129/036	114	228	2.0	10.5619	0.0014	3.3342	0.0432	0.2555	0.0021	0.62	1522	27	1489	10	1467	10	1479	19	-3.6	**
Ю-129/037	106	937	8.8	15.2539	0.0010	1.1799	0.0153	0.1306	0.0010	0.61	793	30	791	7	791	6	791	11	-0.2	**
Ю-129/038	214	290	1.4	9.2168	0.0016	4.6356	0.0596	0.3100	0.0025	0.62	1775	26	1756	11	1741	12	1751	21	-1.9	**
Ю-129/039	59	270	4.6	15.6637	0.0011	1.1492	0.0183	0.1306	0.0011	0.53	737	36	777	9	791	6	788	12	7.3	**
Ю-129/040	76	164	2.2	5.2874	0.0028	11.9273	0.1583	0.4576	0.0038	0.62	2735	24	2599	12	2429	17	DISCORDANT		-11.2	
Ю-129/041	249	378	1.5	15.5611	0.0011	1.1583	0.0178	0.1308	0.0011	0.54	751	35	781	8	792	6	790	12	5.4	**
Ю-129/042	322	413	1.3	16.7083	0.0010	0.7323	0.0113	0.0888	0.0007	0.54	599	36	558	7	548	4	549	8	-8.5	**
Ю-129/043	58	91	1.6	9.2585	0.0018	4.6778	0.0700	0.3143	0.0027	0.57	1767	30	1763	12	1762	13	1763	23	-0.3	**
Ю-129/044	278	351	1.3	8.8722	0.0017	5.0143	0.0701	0.3228	0.0027	0.59	1844	28	1822	12	1803	13	1815	22	-2.2	**
Ю-129/045	88	102	1.2	14.0970	0.0014	1.4192	0.0255	0.1452	0.0013	0.49	956	39	897	11	874	7	878	14	-8.6	**
Ю-129/046	119	160	1.3	15.1370	0.0012	1.2364	0.0210	0.1358	0.0012	0.51	809	38	817	10	821	7	820	13	1.5	**
Ю-129/047	70	474	6.8	14.9609	0.0011	1.2453	0.0189	0.1352	0.0011	0.56	834	34	821	8	817	6	818	12	-2.0	**
Ю-129/048	149	260	1.8	14.8974	0.0012	1.1910	0.0199	0.1287	0.0011	0.52	843	37	796	9	781	6	783	12	-7.4	**
Ю-129/049	214	450	2.1	11.4018	0.0015	2.9010	0.0442	0.2400	0.0020	0.56	1377	31	1382	12	1387	11	1385	19	0.7	**
Ю-129/050	86	302	3.5	14.6801	0.0012	1.2778	0.0214	0.1361	0.0012	0.52	873	37	836	10	823	7	825	13	-5.7	**
Ю-129/051	17	70	4.2	14.1664	0.0016	1.5403	0.0342	0.1583	0.0016	0.44	946	47	947	14	948	9	947	17	0.2	**
Ю-129/052	108	185	1.7	15.6384	0.0013	1.0504	0.0198	0.1192	0.0011	0.48	741	42	729	10	726	6	726	12	-2.0	**
Ю-129/053	172	194	1.1	14.9336	0.0013	1.2637	0.0233	0.1369	0.0012	0.49	838	40	830	10	827	7	827	13	-1.3	**
Ю-129/056	140	105	0.8	8.6345	0.0021	5.3860	0.0938	0.3374	0.0031	0.52	1893	33	1883	15	1874	15	1878	26	-1.0	**
Ю-129/057	637	507	0.8	17.2938	0.0011	0.7347	0.0135	0.0922	0.0008	0.49	524	42	559	8	568	5	568	9	8.4	**
Ю-129/058	62	181	2.9	13.7058	0.0016	1.6112	0.0326	0.1602	0.0015	0.47	1014	42	975	13	958	8	960	16	-5.5	**
Ю-129/059	155	109	0.7	9.2629	0.0021	4.1351	0.0770	0.2779	0.0026	0.50	1766	35	1661	15	1581	13	DISCORDANT		-10.5	
Ю-129/060	112	236	2.1	14.6655	0.0014	1.2072	0.0233	0.1285	0.0012	0.48	875	41	804	11	779	7	782	14	-11.0	
Ю-129/062	101	109	1.1	14.3037	0.0017	1.3286	0.0308	0.1379	0.0014	0.43	927	49	858	13	833	8	835	16	-10.1	**
Ю-129/063	120	100	0.8	6.6042	0.0030	9.1384	0.1726	0.4379	0.0041	0.49	2363	33	2352	17	2341	18	2347	31	-0.9	**
Ю-129/064	73	150	2.0	15.1039	0.0015	1.2471	0.0262	0.1367	0.0013	0.46	814	45	822	12	826	7	825	15	1.5	**
Ю-129/065	360	950	2.6	16.2409	0.0013	0.7412	0.0151	0.0874	0.0008	0.46	660	45	563	9	540	5	541	10	-18.2	

Таблица 3. Продолжение

Номер анализа	Th, мкг/г	U, мкг/г	U/Th	Изотопные отношения						Возраст, млн лет							D	**		
				²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	CA			±2σ	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Ю-129/066	281	153	0.5	14.5055	0.0016	1.3755	0.0309	0.1448	0.0014	0.44	898	47	878	13	872	8	872	16	-2.9	**
Ю-129/067	252	334	1.3	14.3823	0.0015	1.3806	0.0285	0.1441	0.0014	0.46	916	44	881	12	868	8	870	15	-5.2	**
Ю-129/068	1132	1002	0.9	9.4266	0.0022	3.0721	0.0610	0.2101	0.0020	0.47	1734	37	1426	15	1230	11	DISCORDANT		-29.1	
Ю-129/069	167	185	1.1	15.0289	0.0016	1.2074	0.0280	0.1317	0.0013	0.43	824	49	804	13	797	8	798	15	-3.3	**
Ю-129/070	54	254	4.7	15.5203	0.0015	1.1713	0.0256	0.1319	0.0013	0.45	757	47	787	12	799	7	797	15	5.5	**
Ю-129/071	140	186	1.3	14.3541	0.0017	1.3907	0.0327	0.1448	0.0015	0.43	920	49	885	14	872	8	873	17	-5.2	**
Ю-129/072	67	626	9.3	15.2962	0.0015	1.1620	0.0257	0.1290	0.0013	0.45	788	47	783	12	782	7	782	15	-0.8	**
Ю-129/073	360	456	1.3	9.5019	0.0024	4.0287	0.0873	0.2778	0.0027	0.46	1719	40	1640	18	1580	14	DISCORDANT		-8.1	
Ю-129/074	44	474	10.8	14.9272	0.0016	1.2575	0.0282	0.1362	0.0014	0.44	838	47	827	13	823	8	824	16	-1.8	**
Ю-129/075	68	190	2.8	9.2813	0.0026	4.5055	0.1038	0.3034	0.0031	0.45	1762	43	1732	19	1708	16	1715	29	-3.1	**
Ю-129/076	262	983	3.8	14.7916	0.0016	1.0980	0.0249	0.1178	0.0012	0.44	858	48	752	12	718	7	721	14	-16.3	
Ю-129/077	502	587	1.2	15.3457	0.0016	1.1779	0.0273	0.1312	0.0013	0.44	781	49	790	13	794	8	794	15	1.7	**
Ю-129/079	781	706	0.9	16.1231	0.0015	0.7029	0.0168	0.0822	0.0009	0.43	676	52	540	10	509	5	DISCORDANT		-24.7	
Ю-129/080	57	85	1.5	14.9509	0.0019	1.1682	0.0318	0.1267	0.0014	0.40	835	57	786	15	769	8	770	16	-7.9	**
Ю-129/081	237	689	2.9	17.0271	0.0015	0.7366	0.0184	0.0910	0.0010	0.42	558	55	560	11	562	6	561	12	0.7	**
Ю-129/082	84	305	3.6	12.9598	0.0020	1.8716	0.0469	0.1760	0.0019	0.42	1126	50	1071	17	1045	10	1049	20	-7.2	**
Ю-129/083	210	212	1.0	14.5264	0.0018	1.3800	0.0359	0.1455	0.0016	0.41	895	54	880	15	876	9	876	18	-2.1	**
Ю-129/084	92	134	1.5	14.5381	0.0019	1.3507	0.0366	0.1425	0.0016	0.41	893	56	868	16	859	9	860	18	-3.8	**
Ю-129/085	102	122	1.2	16.1702	0.0019	0.7631	0.0225	0.0895	0.0010	0.39	670	63	576	13	553	6	553	12	-17.5	
Ю-129/086	122	459	3.8	14.5033	0.0018	1.3758	0.0359	0.1448	0.0016	0.42	898	54	879	15	872	9	873	18	-2.9	**
Ю-129/088	82	136	1.6	9.6635	0.0029	4.2615	0.1160	0.2988	0.0034	0.42	1688	50	1686	22	1685	17	1686	32	-0.2	**
Ю-129/089	281	639	2.3	15.5585	0.0018	1.1420	0.0305	0.1289	0.0014	0.41	752	57	773	14	782	8	781	16	4.0	**
Ю-129/090	99	93	0.9	15.0634	0.0021	1.2007	0.0368	0.1312	0.0016	0.39	820	64	801	17	795	9	795	18	-3.0	**
Ю-129/091	58	281	4.9	14.7028	0.0020	1.2869	0.0368	0.1373	0.0016	0.40	870	60	840	16	829	9	830	18	-4.7	**
Ю-129/092	87	714	8.2	14.5930	0.0020	1.4269	0.0401	0.1511	0.0017	0.40	886	58	900	17	907	10	906	19	2.4	**
Ю-129/093	229	524	2.3	15.3073	0.0019	1.1861	0.0338	0.1317	0.0015	0.40	786	60	794	16	798	9	797	17	1.5	**
Ю-129/094	70	119	1.7	14.7554	0.0022	1.2043	0.0372	0.1289	0.0015	0.39	863	64	803	17	782	9	783	17	-9.4	**
Ю-129/095	125	105	0.8	14.4100	0.0022	1.3768	0.0431	0.1440	0.0017	0.39	912	65	879	18	867	10	868	19	-4.9	**

Таблица 3. Окончание

Номер анализа	Th, мкг/г	U, мкг/г	U/Th	Изотопные отношения						Возраст, млн лет								D	**	
				²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	CA	±2σ			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Ю-129/096	31	304	9.7	14.8841	0.0021	1.2168	0.0369	0.1314	0.0016	0.39	845	63	808	17	796	9	797	18	-5.8	**
Ю-129/098	400	863	2.2	16.4451	0.0019	0.6857	0.0209	0.0818	0.0010	0.39	634	66	530	13	507	6	508	12	-20.0	**
Ю-129/099	197	248	1.3	8.7742	0.0035	5.2054	0.1555	0.3314	0.0039	0.40	1865	54	1854	25	1845	19	1847	35	-1.1	**
Ю-129/100	174	130	0.8	12.2244	0.0026	2.2881	0.0702	0.2030	0.0024	0.39	1242	60	1209	22	1191	13	1194	25	-4.1	**
Ю-129/102	60	180	3.0	9.2349	0.0035	4.7056	0.1487	0.3153	0.0039	0.39	1772	58	1768	26	1767	19	1767	36	-0.3	**
Ю-129/103	240	358	1.5	8.8115	0.0037	5.1909	0.1639	0.3319	0.0041	0.39	1857	58	1851	27	1848	20	1849	37	-0.5	**
Ю-129/104	92	146	1.6	8.6461	0.0038	5.2554	0.1695	0.3297	0.0041	0.39	1891	58	1862	28	1837	20	1843	38	-2.8	**
Ю-129/105	337	864	2.6	7.4100	0.0045	6.2913	0.2015	0.3383	0.0042	0.39	2164	56	2017	28	1878	20	DISCORDANT		-13.2	**
Ю-129/107	147	185	1.3	14.4804	0.0024	1.4203	0.0480	0.1492	0.0019	0.38	902	70	898	20	897	11	897	21	-0.6	**
Ю-129/108	1058	1233	1.2	9.2848	0.0037	3.9705	0.1316	0.2675	0.0034	0.38	1762	61	1628	27	1528	17	DISCORDANT		-13.3	**
Ю-129/109	90	231	2.6	15.1316	0.0024	1.1669	0.0404	0.1281	0.0017	0.37	810	73	785	19	777	10	778	19	-4.1	**
Ю-129/110	58	259	4.4	14.8347	0.0024	1.2285	0.0426	0.1322	0.0017	0.38	852	73	814	19	801	10	801	19	-6.0	**
Ю-129/111	291	459	1.6	15.3440	0.0024	1.0944	0.0386	0.1219	0.0016	0.37	781	75	751	19	741	9	742	18	-5.1	**
Ю-129/112	73	96	1.3	15.6782	0.0026	0.9824	0.0380	0.1118	0.0016	0.36	736	82	695	20	683	9	684	18	-7.2	**
Ю-129/113	82	167	2.0	14.6541	0.0026	1.2271	0.0453	0.1305	0.0018	0.37	877	77	813	21	791	10	792	20	-9.8	**
Ю-129/114	30	90	3.0	7.8640	0.0048	6.5541	0.2363	0.3740	0.0051	0.38	2060	64	2053	32	2048	24	2050	44	-0.6	**
Ю-129/116	340	1027	3.0	16.3330	0.0023	0.6831	0.0249	0.0810	0.0011	0.37	648	79	529	15	502	6	503	13	-22.5	**
Ю-129/117	104	526	5.0	12.8052	0.0030	1.6925	0.0620	0.1573	0.0021	0.37	1150	74	1006	23	942	12	945	23	-18.1	**
Ю-129/118	95	519	5.5	14.6453	0.0026	1.2979	0.0481	0.1379	0.0019	0.77	878	78	845	21	833	11	829	20	-5.1	**
Ю-129/119	89	154	1.7	14.8024	0.0027	1.1835	0.0455	0.1271	0.0018	0.36	856	81	793	21	771	10	773	20	-9.9	**
Ю-129/120	129	607	4.7	14.2989	0.0027	1.1668	0.0438	0.1211	0.0017	0.37	928	78	785	20	734	10	739	19	-20.9	**

Примечание. Rho – коэффициент корреляции между ошибками отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; Rho = $(\sigma(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/(\sigma(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}))$), где σ – относительная ошибка того или иного отношения (Gerdes, Zeh, 2006; Powerman et al., 2021); CA – конкордантный возраст (Ludwig, 2008), D – дискордантность, вычислялась как $D = (\text{Возраст}(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/\text{Возраст}(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})) \times 100\%$. (***) – для построения кривой относительной вероятности пиков и вычисления ее пиков использовались только те значения возрастов, которые характеризуются конкордантным возрастом (CA), при этом в них значения показателя дискордантности составляли не более 10%, а ошибка значений отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ не более 3%.

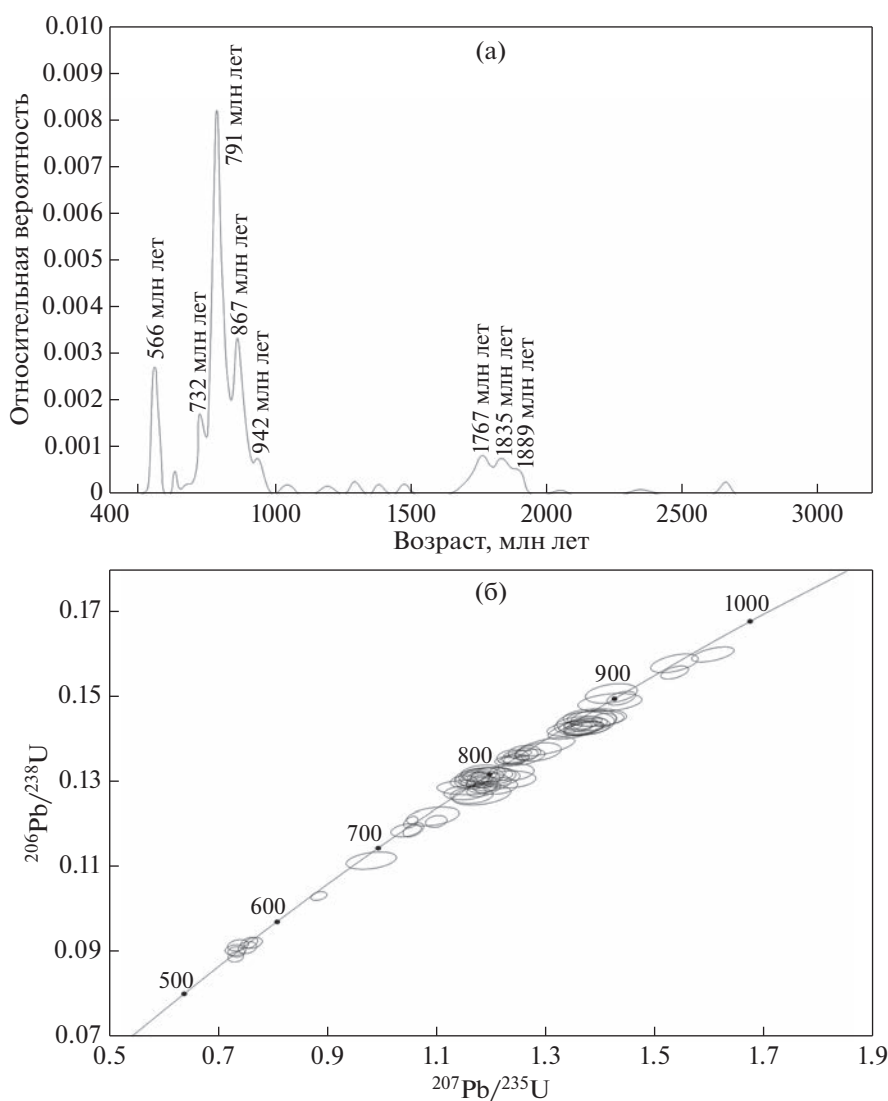


Рис. 4. Кривая относительной вероятности возрастов зерен детритового циркона (а) и диаграмма с конкордией для неопротерозойских зерен циркона (б) из песчаника ерниченской толщи (обр. Ю-129) аргунской серии Аргунского континентального массива.

ченской толщи нами использовались дискриминационные диаграммы Co—Th—Zr/10, Sc—Th—Zr/10, Th—La—Sc (Bhatia, Crook, 1986). Большинство точек состава исследуемых отложений на этих диаграммах расположено в поле осадочных пород, накопление которых происходило в обстановке континентальной островной дуги (рис. 6). Активный тектонический режим в период осадконакопления также подтверждается присутствием в составе толщи гравелитов, преобладанием в исследованных образцах песчаников и алевролитов обломков слабоокатанной формы, с плохой степенью сортировки. Такая интерпретация согласуется с интенсивной магматической деятельностью в неопротерозое и раннем палеозое в пределах Аргунского массива, отразившейся в формировании многочисленных массивов гранитоидов (Со-

рокин, Кудряшов, 2015; Сорокин и др., 2015; Feng et al., 2022 и др.).

Далее обратимся к результатам U—Pb датирования зерен детритового циркона. Как следует из полученных результатов, самая молодая группа циркона из песчаника ерниченской толщи характеризуется возрастом 549–570 млн лет, пик на кривой относительной вероятности возрастов циркона составляет 566 млн лет. Соответственно, нижняя возрастная граница их накопления не древнее рубежа неопротерозоя и кембрия, что в целом согласуется с принятым Е.А. Шивохинным с соавторами (2010) ранне-среднекембрийским возрастом толщи.

Кроме того, проведенные нами исследования позволили установить, что наиболее значимые

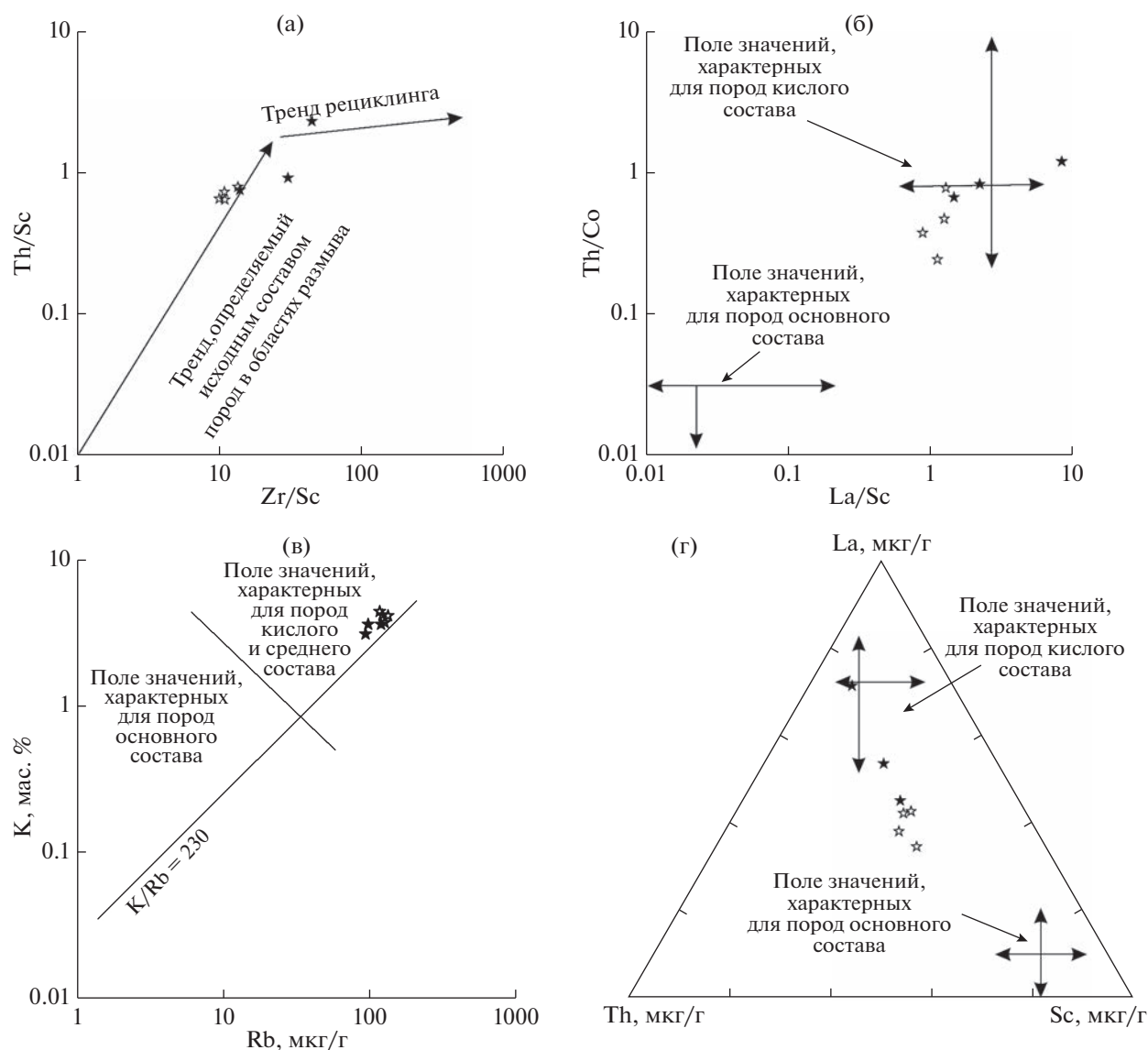


Рис. 5. Диаграммы (а) Zr/Sc–Th/Sc (McLennan et al., 1993), (б) La/Sc–Th/Co (Cullers, 2002), (в) Rb–K (Floyd, Leveridge, 1987), (г) Th–La–Sc (Cullers, 2002) для терригенных пород ерниченской толщи аргунской серии Аргунского континентального массива.

Условные обозначения см. на рис. 2.

группы детритового циркона из песчаника ерниченской толщи характеризуются нео-, мезо- и палеопротерозойскими значениями возраста. Источниками наиболее древних зерен циркона могли быть массивы палеопротерозойских гранитов и гнейсов, выявленных сравнительно недавно в строении Аргунского массива на сопредельной территории Китая (Sun et al., 2013; Feng et al., 2022). Источниками наиболее молодых неопротерозойских зерен циркона, по-видимому, являются массивы гранитоидов Уртуйского массива с возрастом 784 ± 7 млн лет, 804 ± 7 млн лет (Голубев и др., 2010), кварцевых диоритов Усть-Гаринского массива с возрастом 607 ± 8 млн лет (Соро-

кин и др., 2015), поля кислых вулканитов Гарь-Джелтулакского пояса с возрастом 546 ± 14 млн лет (Сорокин, Кудряшов, 2015), установленные в пределах Аргунского массива. В качестве исходных пород также можно рассматривать неопротерозойские магматические и метаморфические породы Аргунского массива, выявленные на территории Китая. Их возраст, согласно геохронологическим (U–Pb) исследованиям, варьирует от ~ 957 до ~ 685 млн лет (Wu et al., 2011; Gou et al., 2013; Tang et al., 2013; Ge et al., 2015; Yang et al., 2017; Li et al., 2018; Liu et al., 2020; Feng et al., 2022 и др.). Вопрос об источниках мезопротерозойских зерен циркона открыт, так как до сих пор в

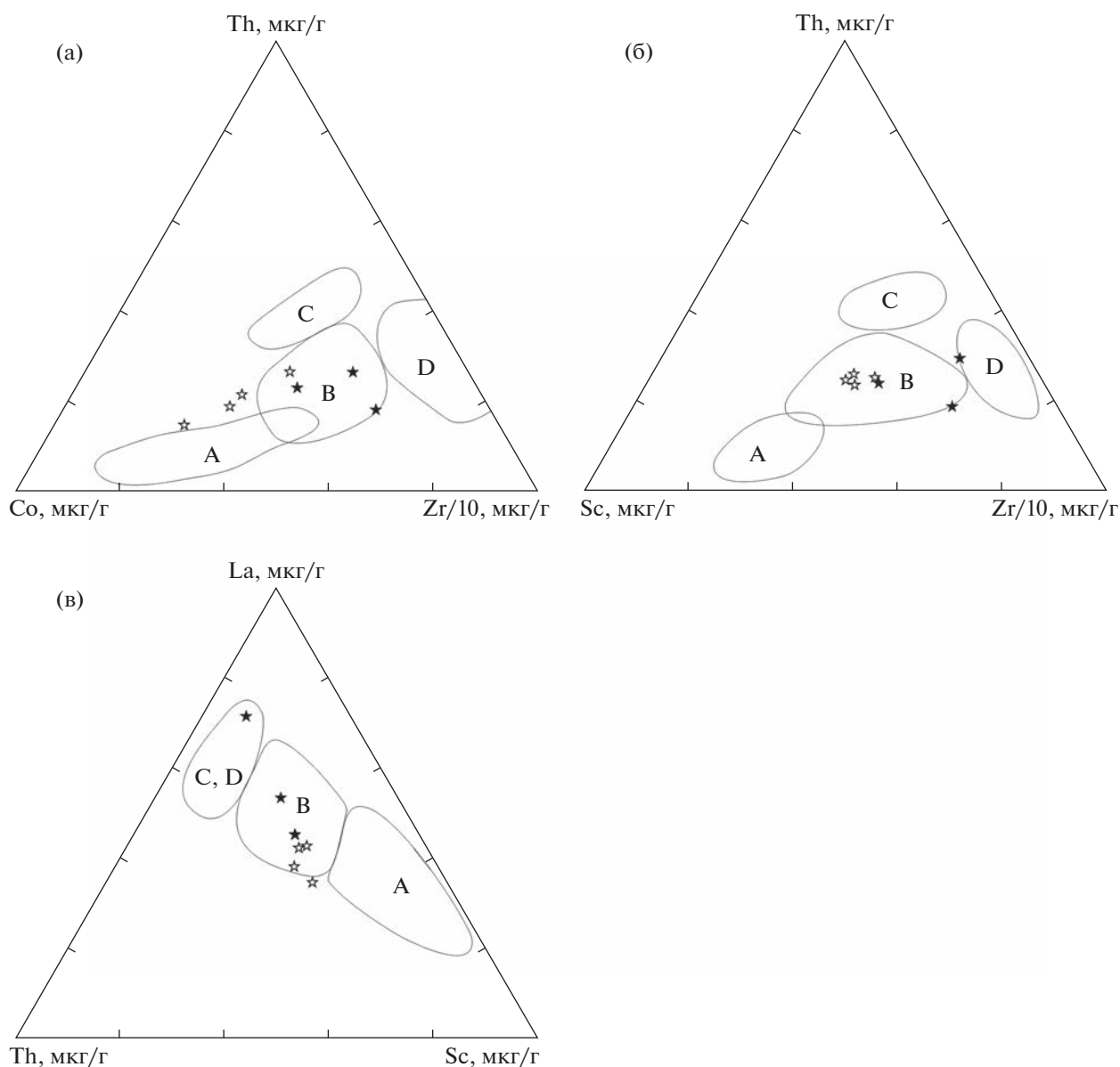


Рис. 6. Диаграммы (а) Co–Th–Zr/10, (б) Sc–Th–Zr/10, (в) Th–La–Sc (Bhatia, Crook, 1986) для терригенных пород ерниченской толщи аргунской серии Аргунского континентального массива.

Условные обозначения см. на рис. 2. Поля, характеризующие обстановки, в которых происходило накопление песчаников: А – океаническая островная дуга, В – континентальная островная дуга, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина.

структуре Аргунского континентального массива не установлены с помощью U–Pb геохронологических исследований образования мезопротерозойского возраста.

ВЫВОДЫ

Полученные в ходе исследований результаты позволяют сделать следующие выводы:

1. Особенности химического состава терригенных пород ерниченской толщи в совокупности с ее гранулометрическим составом, а также со сла-

бой степенью окатанности и плохой сортировкой обломочного материала в изученных образцах песчаников и алевролитов позволяют предполагать, что их накопление происходило в обстановке, связанной с субдукционными процессами.

2. Нижняя возрастная граница накопления терригенных пород ерниченской толщи, согласно возрасту наиболее молодой группы детритового циркона, приходится на границу неопротерозоя и палеозоя.

3. Основными источниками исходного материала для отложений ерниченской толщи послу-

жили неопротерозойские и палеопротерозойские магматические и метаморфические образования Аргунского континентального массива.

Благодарности. Авторы выражают глубокую благодарность рецензентам А.Б. Котову, В.П. Ковачу и С.И. Дрилю за ценные советы и замечания. Авторы благодарят сотрудников ЦКП “Амурский центр минералого-геохимических исследований” ИГиП ДВО РАН (Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву, В.И. Рождествену, А.С. Сегренёва, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакову), ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” ИГХ СО РАН (О.В. Зарубину, Н.В. Брянского, Т.Н. Галкину), а также персонал ЦКП “Геоспектр” ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) за проведение аналитических исследований.

Источники финансирования. Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 20-05-00195).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Голубев В.Н., Чернышев И.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Яковлева С.З. Стрельцовский урановорудный район: изотопно-геохронологическая (U—Pb, Rb—Sr и Sm—Nd) характеристика гранитоидов и их место в истории формирования урановых месторождений // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 6. С. 553—571.
- Гордиенко И.В., Метелкин Д.В., Ветлужских Л.И. Строение Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема выделения Амурского микроконтинента // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 3. С. 318—341.
- Козлов С.А., Богач Г.И., Томбасов И.А., Потемкина Л.В., Пинаева Т.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Серия Алдано-Забайкальская. Лист N-50 (Сретенск). Третье поколение. Отв. ред. Руденко В.Е., Старченко В.В. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.
- Коссовская А.Г., Тучкова М.И. К проблеме минералогопетрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полезн. ископаемые. 1988. № 2. С. 8—24.
- Куриленко А.В., Котляр Г.В., Кульков Н.П., Раитина Н.И., Ядрищенская Н.Г., Старухина Л.П., Маркович Е.М., Окунева Т.М., Дольник Т.А., Попеко Л.И., Беляева Г.В., Бяков А.С., Башурова Н.Ф., Тимохин А.В., Коровников И.В., Могучева Н.К., Изох Н.Г., Анисимова С.А., Клец Т.В., Иванова Р.М., Стукалина Г.А. Атлас фауны и флоры палеозоя—мезозоя Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2002. 714 с.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3—33.
- Озерский А.Ф., Винниченко Е.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200000. Серия Приаргунская. Лист М-50-VI (Бол. Зерентуй). М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бодарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7—41.
- Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: ХГГП, 1994.
- Смирнова Ю.Н., Дриль С.И. Геохимия вендских (?) метаосадочных пород быркинской серии Аргунского супертеррейна // Геохимия. 2022. Т. 67. № 5. С. 445—462.
- Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А. Возраст и обстановки формирования чаловской серии ордовика Аргунского массива, восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 3. С. 3—23.
- Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Попеко Л.И., Смирнов Ю.В. Геохимические особенности палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение геодинамических условий седиментации // Геохимия. 2013. № 4. С. 344—365.
- Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Попеко Л.И. Геохимические особенности, обстановки накопления и источники материала нижнепалеозойских отложений Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Литология и полезн. ископаемые. 2016. № 6. С. 564—582.
- Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Попеко Л.И., Котов А.Б., Ковач В.П. Геохимия и области сноса юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зeya-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геохимия. 2017. № 2. С. 127—148.
- Смирнова Ю.Н., Овчинников Р.О., Смирнов Ю.В., Дриль С.И. Источники кластического материала и условия накопления осадочных пород даурской серии Аргунского континентального массива // Тихоокеанская геология. 2022. Т. 41. № 1. С. 13—31.
- Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Первые U—Pb-геохронологические и геохимические данные для поздненендских и раннепалеозойских кислых вулканитов Мамынского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Докл. АН. 2015. Т. 465. № 4. С. 473—478.
- Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Первые свидетельства проявления эдиакарского магматизма в истории геологического развития Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 6. С. 3—15.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U—Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃—MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-сек-

- торной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставления с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.
- Шивохин Е.А., Озерский А.Ф., Куриленко А.В., Раитина Н.И., Карасев В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Серия Алдано-Забайкальская. Лист М-50 (Борзя). Третье поколение. Отв. ред. Старченко В.В. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Miner. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.
- Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. V. 191. Iss. 4. P. 305–327.
- Feng Z., Zhang Q., Liu Y., Li L., Jiang L., Zhou J., Li W., Ma Y. Reconstruction of Rodinia supercontinent: evidence from the Erguna Block (NE China) and adjacent units in the eastern Central Asian orogenic Belt // Precambrian Res. 2022. V. 368. 106467.
- Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // J. Geol. Soc. London. 1987. V. 144. Iss. 4. P. 531–542.
- Ge W.C., Chen J.S., Yang H., Zhao G.C., Zhang Y.L., Tian D.X. Tectonic implications of new zircon U–Pb ages for the Xinghuadukou Complex, Erguna Massif, northern Great Xing'an Range, NE China // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 106. P. 169–185.
- Gehrels G.E. AgePick, Available online: <https://sites.google.com/a/laserchron.org/laserchron/home/>. 2007.
- Gerdes A., Zeh A. Combined U–Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 249. Iss. 1–2. P. 47–61.
- Gou J., Sun D.Y., Ren Y.S., Liu Y.J., Zhang S.Y., Fu C.L., Wang T.H., Wu P.F., Liu X.M. Petrogenesis and geodynamic setting of Neoproterozoic and Late Paleozoic magmatism in the Manzhouli-Erguna area of Inner Mongolia, China: geochronological, geochemical and Hf isotopic evidence // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 67–68. P. 114–137.
- 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. Current practices and outstanding issues. Ed. Sylvester P. Mineralogical Assoc. Canada Short Course Ser. 2008. V. 40. P. 308–314.
- Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58. № 5. P. 820–829.
- 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.
- Li Z.Z., Qin K.Z., Li G.M., Jin L.Y., Song G.X. Neoproterozoic and Early Paleozoic magmatic records from the Chaluokou ore district, northern Great Xing'an Range, NE China: implications for tectonic evolution and Mesozoic Mo mineralization // J. Asian Earth Sci. 2018. V. 165. P. 96–113.
- Liu H., Li Y., Wan Z., Lai Ch.-K. Early Neoproterozoic tectonic evolution of the Erguna Terrane (NE China) and its paleogeographic location in Rodinia supercontinent: insights from magmatic and sedimentary record // Gondwana Res. 2020. V. 88. P. 185–200.
- Ludwig K.R. Isoplot 3.6. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2008. № 4. P. 1–77.
- McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1993. V. 284. P. 21–40.
- 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.
- 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.
- Sun L.X., Ren B.F., Zhao F.Q., Ji S.P., Geng J.Z. Late Paleoproterozoic magmatic records in the Erguna massif: evidences from the zircon U–Pb dating of granitic gneisses // Geol. Bull. China. 2013. V. 32. P. 341–352.
- Tang J., Xu W.L., Wang F., Wang W., Xu M.J., Zhang Y.H. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Erguna Massif, NE China: petrogenesis and implications for the breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Res. 2013. V. 224. P. 597–611.
- 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 // Geostandards Newslett. 1995. V. 19. Iss. 1. P. 1–23.
- Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C., Zhang Y.B., Grant M.L., Wilde S.A., Jahn B.M. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 41. Iss. 1. P. 1–30.
- Yang H., Liu Y., Zheng J., Liang Z., Wang X., Tang X., Su Y. Petrogenesis and geological significance of Neoproterozoic amphibolite and granite in Bowuleshan area, Erguna massif, Northeast China // Geol. Bull. China. 2017. V. 36. Iss. 2–3. P. 342–356.

Рецензенты С.И. Дриль, В.П. Ковач, А.Б. Котов

Composition and Age of Sources of the Lower–Middle Cambrian (?) Terrigenous Rocks from The Ernichny Formation in the Argun Massif, Eastern Part of the Central Asian Fold Belt

Yu. N. Smirnova^{a, #}, A. V. Kurilenko^b, and V. B. Khubanov^b

^a *Institute of Geology and Nature Management of FEB RAS, Blagoveshchensk, Russia*

^b *Geological Institute of SB RAS, Ulan-Ude, Russia*

[#]*e-mail: smirnova@ascnet.ru*

The paper presents the results of the mineralogical and geochemical studies of sandstones and siltstones of the Ernichny formation of the Argun series in the Argun continental massif, and the results of U–Pb (LA-ICP-MS) dating for the detrital zircons from these rocks. It is established that the youngest detrital zircons from sandstone of the Ernichny Formation have age of 549–570 Ma. A maximum on the relative probability curve of zircon age corresponds to 566 Ma. These data determine the lower age limit of their accumulation on the border of the Ediacaran and Paleozoic age. According to the results of U–Pb dating of detrital zircon, the majority of detrital zircons from sandstones of Ernichny Formation are characterized by Neo- and Paleoproterozoic ages. The sources of zircons were Neo- and Paleoproterozoic igneous and metamorphic rocks that were widely developed within the Argun continental massif. In turn, the geochemical features of the terrigenous rocks of the Ernichny Formation, together with the presence of the poorly sorted and rounded clastic material in the studied samples, as well as the presence of interlayers of gravelstones, enabled us to establish that they were formed in a subduction-related setting.

Keywords: Argun Massif, Ernichny Formation, Early and Middle Cambrian, terrigenous rocks, geochemistry, U–Pb data

УДК 551.734.2

ГЕМИПЕЛАГИЧЕСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЭМСА (ДЖАУССКИЕ СЛОИ, НИЖНИЙ ДЕВОН) НА ЗАПАДЕ ЗЕРАВШАНСКОГО ХРЕБТА, КИТАБСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПАРК, УЗБЕКИСТАН

© 2023 г. Е. Д. Михайлова¹, *, А. Б. Тарасенко¹, **

¹ Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: edmich@mail.ru

**e-mail: etele1@yandex.ru

Поступила в редакцию 10.06.2022 г.

После доработки 12.12.2022 г.

Принята к публикации 30.12.2022 г.

Реконструированы особенности седиментации гемипелагических отложений эмса (джаусские слои, Зеравшанский хребет, долина Ходжа-Курган) и установлена продолжительность эвстатических событий в этом районе на основе тентакулитовой и конодонтовой зональности. В данном районе эмская ходжакурганская трансгрессия началась в конце фазы *ripeneae* и продлилась до конца фазы *ratulus*. Максимум трансгрессии приходится на джаусские слои. В джаусских слоях выявлено присутствие следов двух эвстатических подъемов, сопровождавшихся аноксической седиментацией, и одно понижение уровня палеобассейна. Выводы основаны на анализе особенностей литологии джаусских пород и гидродинамического режима в бассейне осадконакопления. Следы максимального падения уровня моря отмечены в интервале 29–72 м 16-й пачки (тентакулитовая зона *elegans*, конодонтовая зона *inversus*). Высокое стояние морского уровня отмечено во всей 15-й пачке (0–28 м), а также в интервале 73–102 м 16-й пачки (тентакулитовые зоны *elegans* и *cancellata*, конодонтовые зоны *inversus* и *serotinus*). Эти эвстатические события могут быть сопоставлены с чешскими позднезлеховским и далейским эвстатическими событиями. Изменение в составе ассоциаций джаусских цефалопод, брахиопод и остракод приходится на тентакулитовую зону *elegans*. Это придает изученному разрезу определенное корреляционное значение, так как выявленные в нем детали трансгрессий могут быть использованы при глобальной корреляции эмских эвстатических событий и быть критериями для обоснования положения границы подъярусов эмса в Южном Тянь-Шане.

Ключевые слова: эмский ярус, джаусские слои, тентакулитовые и конодонтовые зоны, гемипелагические отложения, литолого-генетические типы пород, фации

DOI: 10.31857/S0869592X23050058, **EDN:** WIJFGD

ВВЕДЕНИЕ

Одной из возможностей оценки продолжительности глобальных и региональных геологических событий является создание дробных биостратиграфических подразделений внутри существующих ярусов и подъярусов глобальной стратиграфической шкалы. Но для эмского яруса до сих пор отсутствует деление на подъярусы, а критерии для их установления долгие годы обсуждаются стратиграфами Международной подкомиссии по стратиграфии девона (SDS) (Kim A. et al., 2012). Трудности при решении этой проблемы связаны со значительной продолжительностью эмского яруса по сравнению с другими ярусами девона и отсутствием в породах его стратотипа (Арденно-Рейнская область, Германия) зональных видов глобальных конодонтовой и тентакулитовой шкал. После длительных дискуссий было предложено

(Becker, 2007) использовать как подъярусы эмского яруса чешские стратоны — злеховский и далейский ярусы, входящие в состав чешского аналога эмса, расположенные в той же области Баррандиена (Чехия), где находятся стратотипы других ярусов нижнего девона — лохковского и пражского. Однако это предложение не было утверждено подкомиссией из-за сложности при корреляции чешских стратонов с осадками стратотипической Арденно-Рейнской области. Кроме того, вызывает критическое отношение многих исследователей современное положение международного стандарта нижней границы эмского яруса, вследствие несовпадения положения его глобального стратотипа (GSSP) с основанием злеховского яруса (Kim A. et al., 1984; Kim A., 2008; Becker, 2007; Becker, Kirchgasser, 2007; Carls, Valenzuela-Ríos, 2007; Carls et al., 2008; Tonarová et al., 2017).

Выделение злиховского и далейского ярусов основано на злиховском и далейском трансгрессивных событиях (Walliser, 1996). Современная датировка этих событий и интервала между ними по тентакулитовой зональности в Баррандиене была установлена Л. Ферровой (Ferrová et al., 2012) для мелководных шельфовых фаций и П. Тонаровой (Tonarová et al., 2017) для более глубоководных фаций. Кроме того, эти события выявлены для Южного Марокко и Испании (García-Alcalde, 1997; Aboussalam et al., 2015), а также условно определено проявление далейского события в разрезе Китабского заповедника Ходжа-Курган и в разрезах Ширдаг и Юсупкуль (Naglik et al., 2019), расположенных юго-восточнее геопарка. Данная статья посвящена изучению возможности биостратиграфической привязки интервалов эмских трансгрессий в глубоководных фациях Южного Тянь-Шаня и рассмотрения их как критериев для выделения подъярусов эмса. Присутствие в джаусских слоях глобальных зональных последовательностей пелагических фаун дает возможность датировать детали в развитии эмской трансгрессии в разрезах окраины Зеравшанского сектора палеозойского Туркестанского океанического бассейна, располагавшегося вблизи северной (в современных координатах) окраины Гондваны или ее террейнов.

Несмотря на проводившиеся ранее литофациальные исследования джаусских слоев (Ким А. и др., 2006; Kim A. et al., 2008; Харин и др., 2011; Naglik et al., 2019), многие вопросы, касающиеся определения литолого-генетических типов пород, обстановок их формирования, до сих пор оставались не полностью выясненными. Целью проведенных работ являлось изучение седиментационных особенностей формирования джаусских слоев, реконструкция их цикличности, характеристика биоты.

Для джаусских слоев разреза Ходжа-Курган установлены литолого-генетические типы пород, определены их состав, структуры, текстуры и характер микроритмичности. Проанализированы особенности макрофауны (цефалоподы, тентакулиты, брахиоподы), приведены сведения о составе микробиоты — водорослей, радиолярий, фораминифер и остракод. Присутствие тентакулитовой последовательности, аналогичной таковой в Баррандиене, позволяет уверенно сравнивать джаусские трансгрессии с отдельными интервалами злиховской и далейской трансгрессий. Анализ полученных данных позволил реконструировать условия и обстановки седиментации в гемипелагических фациях предрифовой впадины на территории Южного Тянь-Шаня в середине эмса.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Среди позднепалеозойских коллизионных сооружений Зеравшано-Гиссарской горной области

(Южный Тянь-Шань, Узбекистан, Таджикистан) выходы нижнего девона занимают большие площади. Толщи накапливались в обстановках пассивной окраины Каракум-Таджикского микроконтинента (рис. 1), являвшегося блоком распавшегося постгренвилевского континента Родиния и покрытого водами возникшего в палеозое Туркестанского океанического бассейна (Бискэ, 2018; Biske, Selmann, 2010). Бассейн располагался между Уральским и Прототетическим палеоокеанами. Наиболее изученные нижнедевонские отложения находятся на территории Китабского геологического парка (бывшего Китабского государственного геологического заповедника) в Узбекистане (Kim A. et al., 1978, 2008; Ким А., 2011; Ким А. и др., 2011; Decree..., 2020).

На территории Китабского геопарка (рис. 2) породы палеозоя образуют три надвинутые друг на друга тектонические пластины, каждая из которых включает повторяющиеся ордовик-силур-девонские последовательности (геологическая карта масштаба 1 : 10000, 2011, фонды геопарка). Разрезы представлены относительно протяженными, ненарушенными последовательностями пород по сравнению с большинством районов Южного Тянь-Шаня и содержат обильные органические остатки. В разрезах нижнего девона присутствует последовательность конодонтовых и тентакулитовых зон международной биостратиграфической шкалы.

Нижнедевонские отложения (Kim A. et al., 2008; Ким А., 2011; Ким А. и др., 2011) отнесены к мадмонской (лохковский и пражский ярусы) и ходжакурганской (эмский ярус) свитам (рис. 3). Мадмонская свита мощностью до 1000 м представлена шельфовыми отмельными биолитовыми и органогенно-обломочными отложениями рифогенного комплекса (карбонатная платформа, рифовые склоны, межрифовые понижения) (Харин и др., 2011). Возраст свиты определяется интервалом конодонтовых зон от *remscheidensis*—*postwoschmidtii* до нижней половины *pireneae*. Ходжакурганская свита мощностью до 500 м сложена отложениями более молодого рифогенного комплекса каркасостроящих организмов. Объем свиты от верхов конодонтовой зоны *pireneae* до зоны *partitus*. За сорокалетний период изучения эмских разрезов Китабского геопарка несколько раз уточнялось положение границ конодонтовых и тентакулитовых зон. В данной статье биостратиграфический объем этих свит рассматривается в соответствии с последними опубликованными данными (Ким А., 2011; Ким А. и др., 2011).

Из молодого рифогенного комплекса на территории геопарка сохранились отложения в основном межрифовых лагун, наружного рифового склона и его подножия, а также предрифовых впадин.

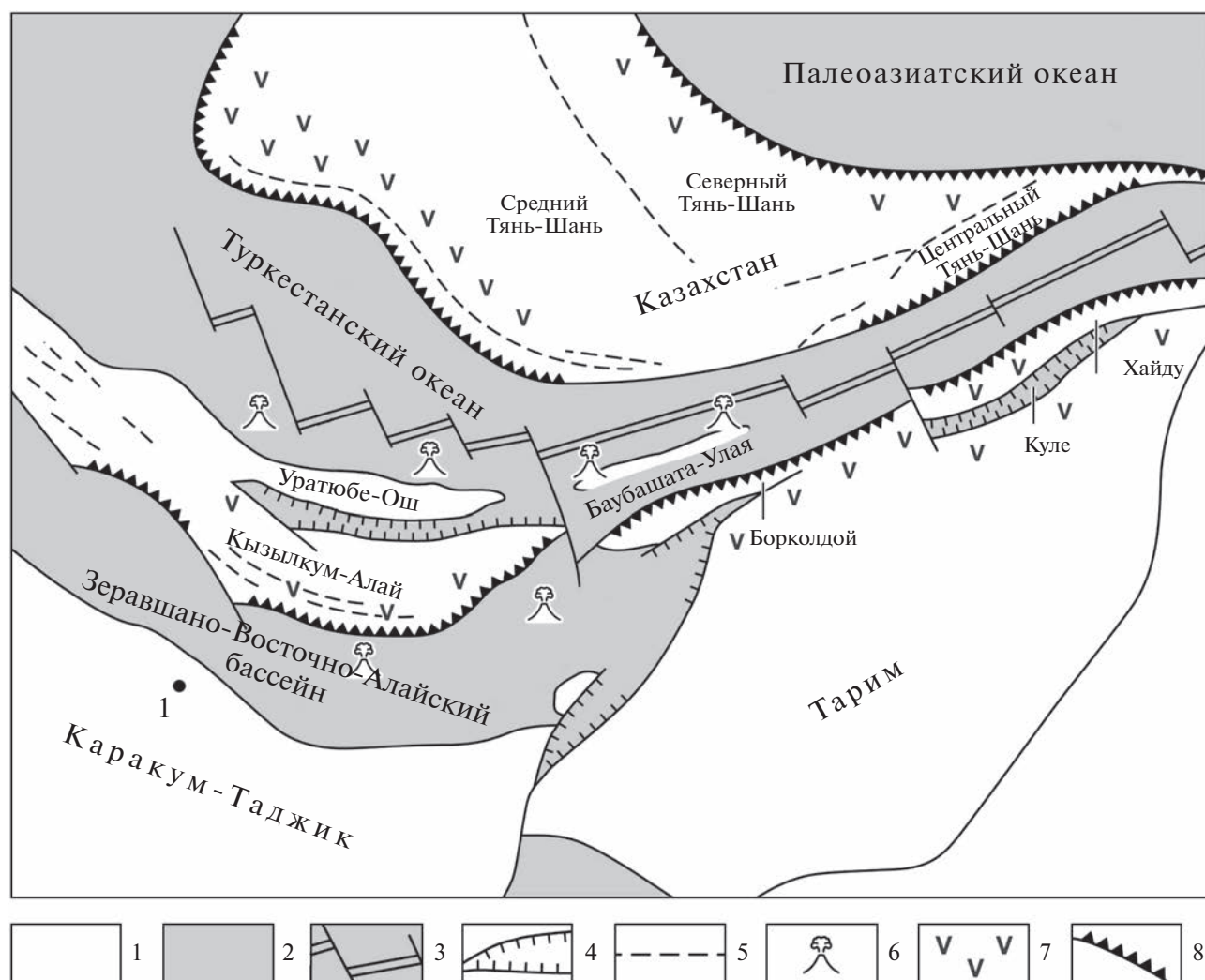


Рис. 1. Геодинамическая схема Южного Тянь-Шаня в конце силура—начале девона (425–400 млн лет) по (Биске, 2018).

Условные обозначения: 1 — континентальная и переходная кора; 2 — океаническая кора; 3 — спрединговые и трансформные разломы; 4 — рифты и бассейн типа Красного моря, надсубдукционный магматизм; 5 — аккреционный комплекс; 6 — вулканизм; 7 — субдукционный магматизм; 8 — глубоководные желоба. Цифрой 1 обозначено положение стратотипического разреза джаусских слоев в долине Ходжа-Курган.

Ходжакурганская свита включает следующие био-стратиграфические единицы (снизу вверх): зинзильбанские, норбонакские, джаусские и обисафитские слои (рис. 3). В нижней части ходжакурганской свиты в зинзильбанских слоях в основании конодонтовой зоны *kitabicus* находится современная граница пражского и эмского ярусов (GSSP) (Kim A. et al., 2008). Границы литологических разностей ходжакурганской свиты диахронны, их вещественный состав, а также мощности значительно меняются. Первоначально в верхнюю часть ходжакурганской свиты были включены новихушские слои (интервал конодонтовых зон *partitus*–*kockelianus*). Однако впоследствии эти слои были перенесены в нижнюю часть ятавлюкской свиты Эйфеля (Ким А., 2011).

Джаусские слои наиболее хорошо обнажены в долинах Ходжа-Курган, Кушнова и Сангитовар, менее сохранившиеся их разрезы расположены в урочище Ширдаг и на левом склоне долины Юсупкуль (Kim A. et al., 1984, 2008; Naglik et al., 2019). Изученность разрезов не одинакова. Наиболее полный из них и сложенный только гемипелагическими отложениями расположен на правом склоне долины Ходжа-Курган в ее средней части (рис. 4, 5). Этот разрез принят как стратотипический для джаусских слоев (Абдуазимова, 2001).

К юго-востоку от геопарка (район урочища Ширдаг и долины Юсупкуль) в составе джаусских слоев среди гемипелагических темноокрашенных сланцеватых пород присутствуют светлые пачки

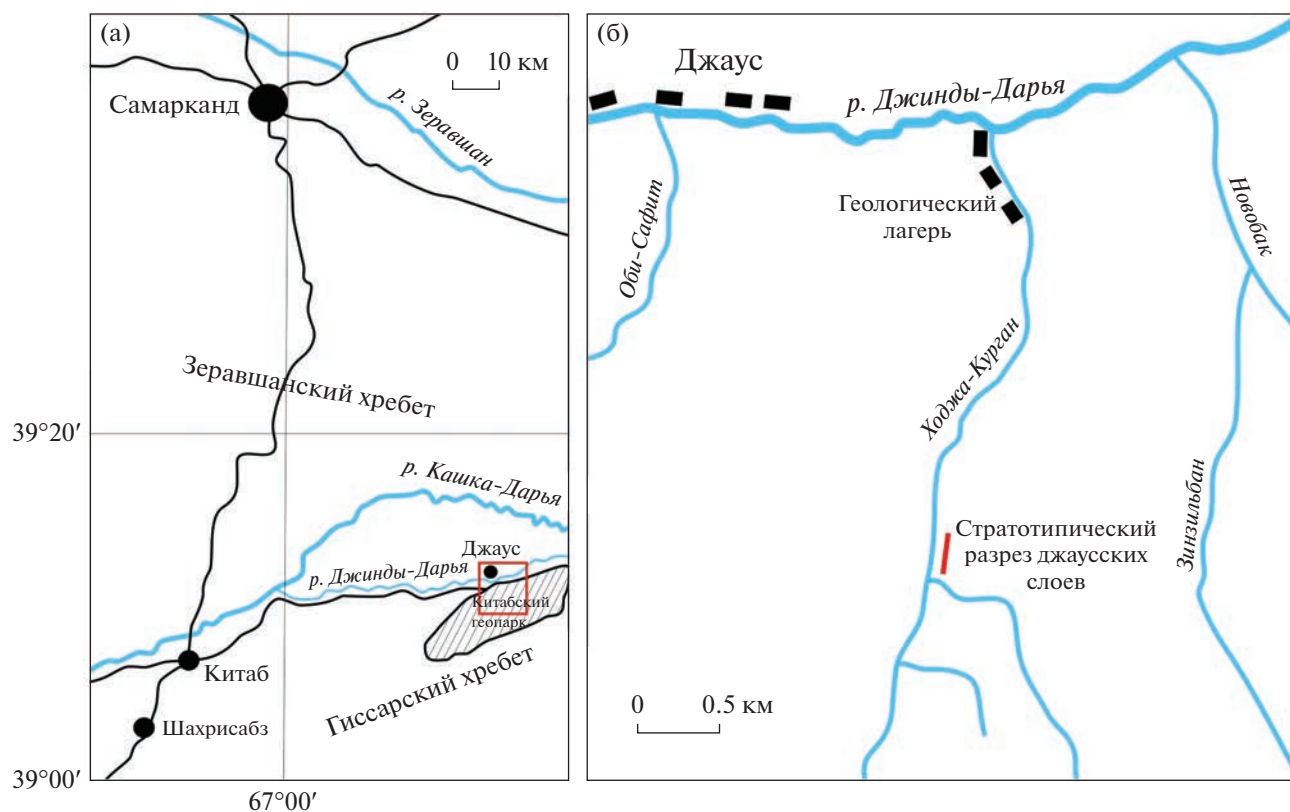


Рис. 2. (а) Местоположение района работ на территории Узбекистана и (б) положение стратотипического разреза джаусских слоев на площади Китабского геопарка.
(а): штриховкой показана площадь Китабского геопарка, квадратом – территория центральной части геопарка, изображенная в более крупном масштабе на рис. 2б.

Система	Отдел	Ярус	Конодонтовые зоны	Тентакулитовые зоны	Слои	Свиты		
Девонская	Средний	Эйфельский	costatus	holynensis	Новихушские	Ятавлюкская		
			partitus	richteri				
	Нижний	Эмский	patulus		cancellata	Обисафитские	Ходжакурганская	
			serotinus					
			inversus	elegans	Джаусские			
				barrandei				
			nothoperbonus	zlichovensis		Норбонакские		
			excavatus	praesulcata				
			kitabicus		Зинзильбанские			
			Пражский	pireneae	striangulata	Хукарские		Мадмонская
				kindlei				
	sulcatus							

Рис. 3. Стратиграфическая схема ходжакурганской свиты в долинах Зинзильбан и Ходжа-Курган (Kim A. et al., 2008; Ким А., 2011).



Рис. 4. Вид стратотипа джаусских слоев на левом склоне долины Ходжа-Курган.

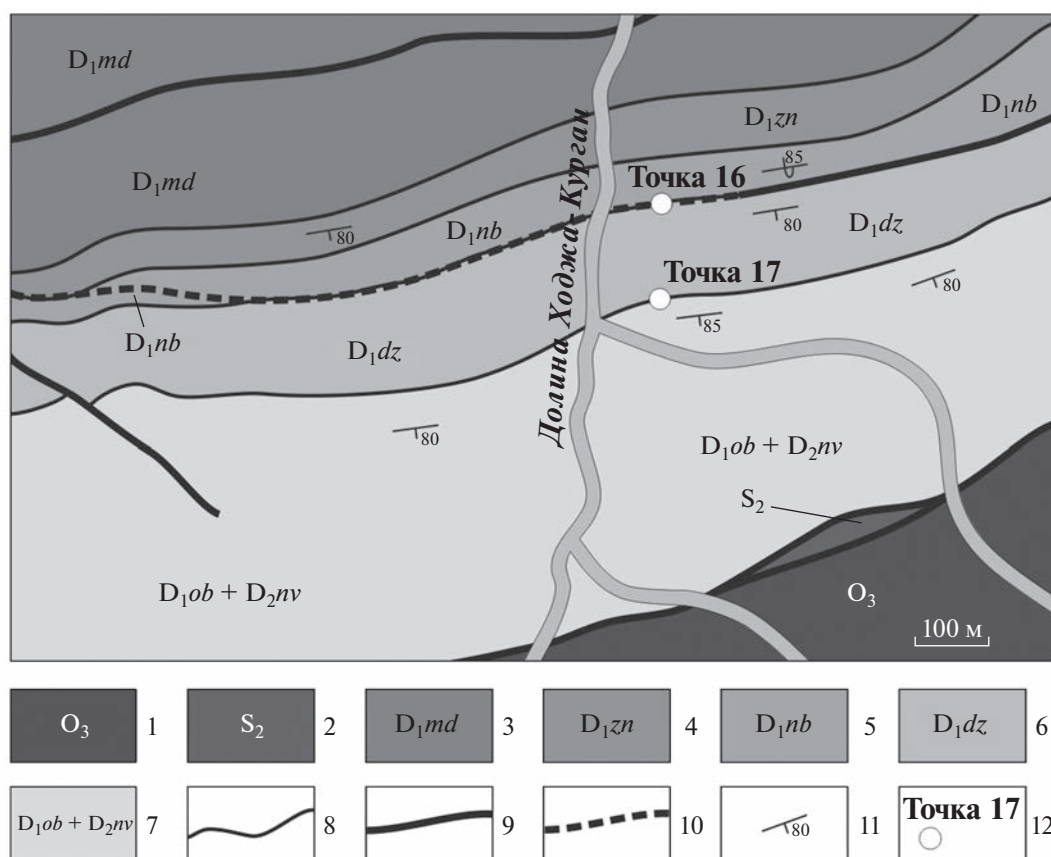


Рис. 5. Геологическая карта средней части долины Ходжа-Курган (по материалам геопарка).

1 – верхний ордовик; 2 – верхний силур; 3–6 – нижний девон: 3 – мадмонская свита, 4 – зинзильбанские слои, 5 – норбонакские слои, 6 – джаусские слои; 7 – нижний и средний девон, обисафитские и новихушские слои; 8 – геологические границы; 9, 10 – разрывные нарушения: 9 – установленные, 10 – предполагаемые; 11 – элементы залегания; 12 – точки, отмечающие начало и конец разреза.

более мелководных органогенно-обломочных известняков (Ким А. и др., 2006; Naglik et al., 2019). Джаусские слои в долине Сангитовар имеют сокращенную мощность (16 м) и сложены только шельфовыми органогенно-детритовыми криноидными известняками (Ким А. и др., 2006).

В стратотипическом разрезе в долине Ходжа-Курган (рис. 4) джаусские слои представлены ритмичным переслаиванием черных и темно-серых, микритовых и тонко-мелкозернистых известняков в различной степени глинистых, кремнистых и битуминозных, с горизонтальной, гра-

дационной, ламинационной и редко косой слоистостью, с многочисленными остатками пелагической и бентосной фауны и редкими остатками макрофлоры.

Отдельность варьирует от тонко- до толстоплитчатой. Литологические особенности невыдержанны по простиранию. На различных уровнях в составе джаусских слоев присутствуют пачки криноидно-детритово-обломочных пород, относимые авторами к турбидитам и оползням. В джаусских слоях отмечаются многочисленные синседиментационные размывы разного типа и эрозионные промоины, заполненные детритовым и реже грубообломочным материалом. Присутствуют участки, содержащие осадочные циклы Боума разной полноты.

В стратотипическом разрезе (рис. 4) в долине Ходжа-Курган (интервал от точки 16 до точки 17) джаусские слои почти полностью обнажены; длина их выхода составляет 133 м. На всем протяжении обнажения присутствует маркировка, используемая в путеводителе (Kim A. et al., 2008): нанесены номера и границы 15-й и 16-й пачек джаусских слоев, а также сделана разметка внутри пачек с интервалом 1.0–2.5 м.

Джаусские слои подстилаются норбонакскими слоями, сложенными яснокристаллическими криноидными известняками с линзами крупнообломочных и органогенных известняков с кремнистыми стяжениями и окремненной фауной. Норбонакские слои относятся к осадкам наружного склона молодого рифового комплекса (Харин и др., 2011). Обисафитские слои, перекрывающие джаусские, представлены ритмично построенной градиционно-слоистой, флишеподобной органогенно-карбонатной толщей с терригенно-кремнистыми прослоями, которая сформировалась в удаленной части шельфа в условиях частого возникновения мутьевых потоков (Харин и др., 2011).

Присутствие субгоризонтального тектонического нарушения между норбонакскими и джаусскими слоями было определено при геологической съемке геопарка (рис. 5), но величина смещения вдоль него не ясна. Контакт кровли джаусских и подошвы обисафитских слоев хорошо обнажен и дополнительно вскрыт канавами на правом и левом склонах долины Ходжа-Курган. Там вскрывается неровная поверхность кровли джаусских слоев и залегающий на ней пласт массивного криноидного известняка обисафитских слоев мощностью до 2 м.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Стратиграфические исследования палеозойских отложений на западе Зеравшанского хребта начались в 1960-х гг. в связи с проведением геолого-съемочных работ. Джаусские слои были впервые описаны как гониатито-тентакулитовая зона

ходжакурганской свиты и сопоставлялись с так называемыми в то время “эйфельскими” отложениями Урала (Ким А., Ларин, 1965; Путеводитель..., 1966). Ранг стратиграфической единицы эта толща получила в работе М.А. Ржонсницкой, а ее биостратиграфический объем, согласно конодонтовой зональной шкале, был установлен в 2008 г. (Kim A. et al., 2008) и уточнен в 2011 г. (Ким А., 2011; Ким А. и др., 2011).

Существуют несколько опубликованных кратких описаний джаусских слоев в путеводителях (Kim A. et al., 1978, 1984, 2008) и статье (Naglik et al., 2019). Кроме того, значительная часть результатов неопубликованных исследований хранится в геологических отчетах (статус рукописи) на русском языке в фондах геологических учреждений и геологического парка Узбекистана. Первое подробное литологическое описание джаусских слоев сделано геологом Е.Г. Федоровым (Федоров и др., 1987), который выделил в их составе 116 микроритмов. Оно хранится в виде рукописи в фондах геопарка, но образцы пород и шлифы к описаниям микроритмов не сохранились. Краткие сведения о палеогеографических условиях формирования пород ходжакурганской свиты приведены в отчете (Харин и др., 2011), который также хранится как рукопись в фондах геопарка. Последняя наиболее полная характеристика слоев опубликована в (Naglik et al., 2019).

МЕТОДОЛОГИЯ

Статья основана на полевых наблюдениях авторов, выполненных в течение нескольких полевых сезонов по маркированной линии разреза на правом склоне долины Ходжа-Курган между точками 16 и 17 (рис. 4). GPS координаты точки 16: 39°10'20" с.ш., 67°17'30" в.д. Литологическое описание пород проводилось от точки 16 (граница с норбонакскими слоями) по их падению до границы с обисафитскими слоями (точка 17). Кроме того, сделаны описания джаусских слоев в небольших канавах в левом борту долины ручья Ходжа-Курган. Координаты GPS: 39°10'20" с.ш., 67°17'25" в.д. Степень обнаженности разреза за период наблюдений менялась, так как ежегодно участки обнажения с неустойчивыми тонкослоистыми глинисто-карбонатными разностями разрушаются и перекрываются оползнями. Наиболее фундаментальные работы по расчистке разреза были проведены с помощью механической техники и буровзрывных работ в 1984 г. В результате этих работ разрез был расчищен на ширину до 200 м. Однако через 35 лет большая часть склона снова оказалась засыпана оползнями и обнаженной осталась только стенка высотой 2.5–5.0 м (рис. 5). В статье приведена реконструкция стратотипического разреза джаусских слоев (рис. 6), при составлении которой были использованы наблюдения авторов

1984, 2015, 2019 гг. и материалы геологов, работавших в 1997–2011 гг. в геопарке (Федоров и др., 1987; Харин и др., 2011). Эти данные позволили охарактеризовать почти полный разрез джаусских слоев, включая интервалы, в разные годы закрытые оползнями.

Из полученных образцов были изготовлены шлифы (50 штук), их оптико-микроскопическое исследование выполнено на микроскопе LeicaDM 2700 P. Согласно стандартной методике изучения шлифов осадочных пород, были определены различные форменные элементы (биокласты, экстраклясты и т.п.), а также минеральный состав, тип и количество цемента; были отмечены микротектурные особенности пород и вторичные преобразования. Типизация карбонатных пород осуществлялась по общеизвестной структурно-генетической классификации карбонатных пород Р. Данхема с дополнениями А. Эмбри и Дж. Кловена, модифицированной В.Г. Кузнецовым (Систематика..., 1998). По сходному составу и строению были выделены литотипы, а их повторяющиеся вертикальные последовательности объединены в ритмы. Кроме того, был сделан ряд геохимических исследований, результаты которых обрабатываются в настоящее время.

Основную часть микрофауны и микрофлоры (радиолярии, фораминиферы, одноклеточные водоросли, скопления цианид) изучали в шлифах. Раковины остракод извлекали из пород путем механического дробления и химического растворения. Определение микрофаунистических остатков из Ходжа-Курганского разреза были сделаны: С.Т. Ремизовой (фораминиферы, водоросли и цианобионты), М.С. Афанасьевой (радиолярии) и Е.Д. Михайловой (остракоды; Михайлова, 1986, 1990). Сведения о других группах фауны взяты из литературных источников.

ЛИТОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД ДЖАУССКИХ СЛОЕВ В ДОЛИНЕ ХОДЖА-КУРГАН

В разрезе джаусских слоев в долине Ходжа-Курган присутствуют две пачки. Протяженность нижней 15-й пачки составляет 31 м, верхней 16-й пачки — 102 м. Здесь и далее авторы статьи пользуются терминами “протяженность пачек” или “длина выходов слоев”, так как линия стра-

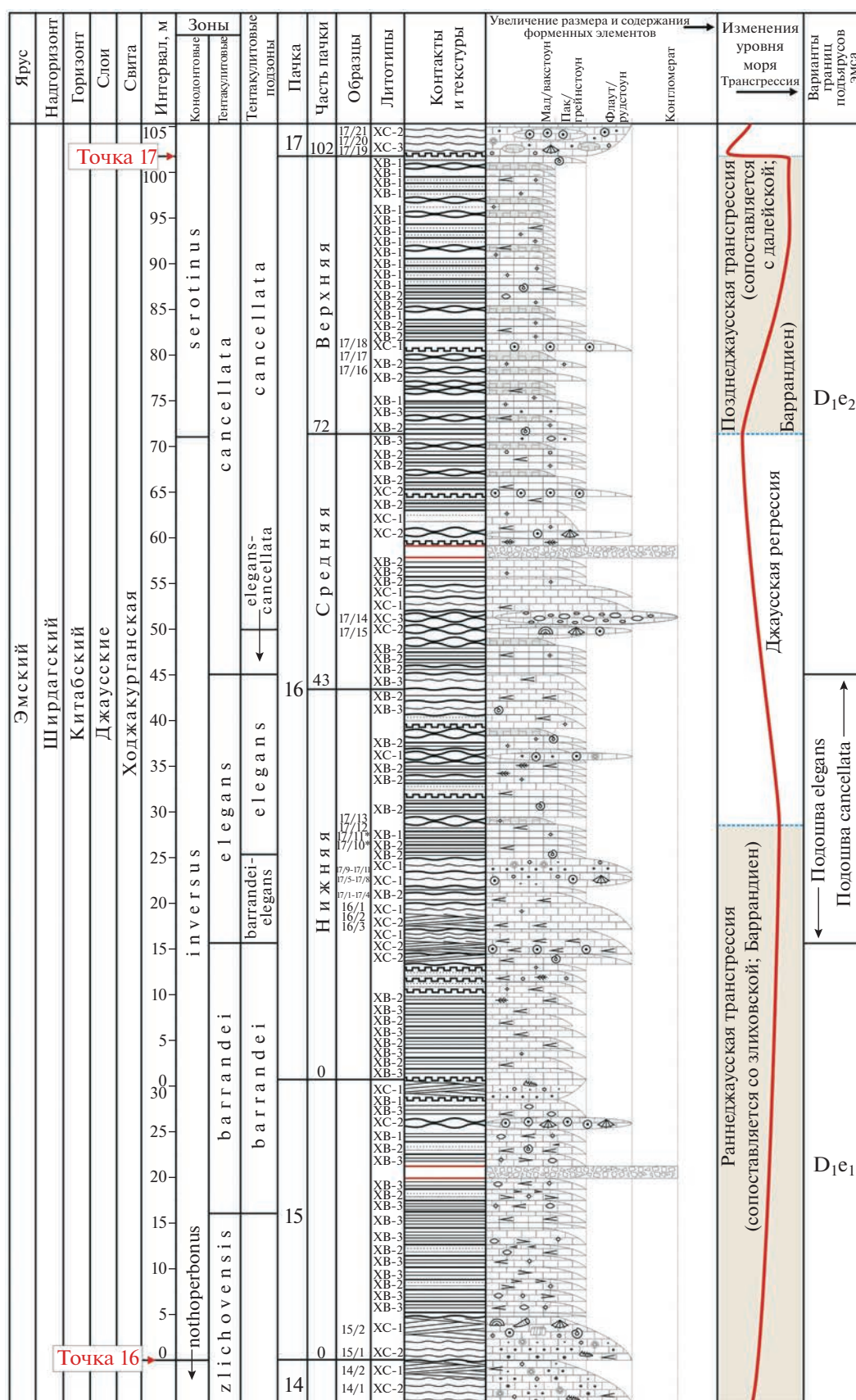
тотипического разреза ориентирована под углом в 85° к линии простирания слоев. И хотя длина разреза и истинная мощность слоев различаются лишь на 0.5 м, тем не менее традиционно геологи в геопарке используют первый вариант написания. Чтобы не вносить путаницу, и авторы статьи придерживаются тех же правил. По маркировке геопарка, нижняя пачка джаусских слоев начинается с отметки 0 м (точка 16) и прослеживается до кровли 31 м, верхняя пачка — с отметки 0 (соответствует кровле 31 м 15-й пачки) до отметки 102 м (точка 17). Породы джаусских слоев в долине Ходжа-Курган отнесены к шести литолого-генетическим типам (табл. I). По структурным особенностям они объединены в две группы: алтерниты (В) и псефито-псаммиты (С). По генезису описываемые отложения отнесены к одному комплексу Х — низкодинамичное глубоководье. Отложения высокодинамичного мелководья (комплекс Y) не представлены в джаусских слоях, поэтому изображены только на седиментационной модели для наглядности смены фаций по латерали. От литотипа ХВ-1 к литотипу ХС-3 закономерно возрастает размер и разнообразие форменных элементов, меняется тип цемента (матрикса) от микрокристаллического до яснокристаллического.

Группа ХВ. В эту группу входят микро-тонкокристаллические, микро- и тонкослоистые породы, представленные отчетливым или постепенным, градиционным, чередованием слоев.

Литотип ХВ-1. Известняк глинистый (вакстоун) микрокристаллический до пелитоморфного, микрополосчатый, микрогоризонтально-слоистый (рис. 7). Контакты между слоями постепенные. Слоистость подчеркивается субпараллельной ориентировкой органических остатков (до 20%): раковин тентакулитов и радиолярий. Ажурные раковины радиолярий иногда замещены черным битуминозным веществом. Сортировка материала градиционная: наблюдается закономерное уменьшение размера и концентрации форменных элементов снизу вверх внутри микрослоев. Цвет полос с повышенной концентрацией глинистых минералов и органического вещества (суммарно 25–35%) варьирует от темно-коричневого до почти черного. Полосы же, сложенные преимущественно кальцитом (45–55%), имеют светло-серый цвет.

Рис. 6. Реконструкция разреза стратотипа джаусских слоев в долине Ходжа-Курган по материалам авторов и геологических фондов Узбекистана.

Здесь и на рис. 6–9: 1 — известняк; 2 — мергель; 3 — окремненная порода; 4 — турбидит; 5 — тектоническая брекчия; 6–9 — контакты: 6 — горизонтальный, 7 — волнистый, 8 — неровный эрозионный, осложненный промоинами или карманами, 9 — линзовидный; 10–14 — текстуры: 10 — градиционная, 11 — горизонтально-слоистая, 12 — волнисто-слоистая, 13 — косослоистая, 14 — массивная; 15–28 — форменные элементы: 15 — пеллеты, 16 — растительные остатки, 17 — водорослевые комки, 18 — фораминиферы, 19 — радиолярии, 20 — конодонты, 21 — тентакулиты, 22 — остракоды, 23 — криноидеи, 24 — брахиоподы, 25 — цефалоподы, 26 — строматопороидеи, 27 — табуляты, 28 — ругозы; 29 — кривая колебания уровня моря.



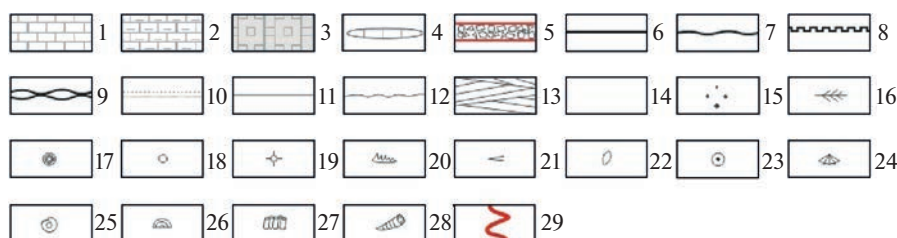


Рис. 6. Окончание

Литотип ХВ-2. Известняк (вакстоун) тонко-микроструктурный, микро-тонкополосчатый (0.5–3.0 мм), тонкогоризонтально- и градиционно-слоистый (рис. 7). Содержит многочисленные (20–30%) неизменные и деформированные раковины тентакулитов, радиолярий, обломки створок остракод. Тонкодисперсное органическое и глинистое вещество (20–25%) рассеяно в карбонатной основной массе (45–60%) послойно, благодаря чему наблюдается тонкое постепенное чередование темных и светлых полос.

Литотип ХВ-3. Известняк (вакстоун) тонкокристаллический, отчетливо тонкогоризонтально-слоистый (рис. 7). Органические остатки (30–40%) представлены раковинами тентакулитов, радиолярий и остракод, присутствует тонкостенный детрит морской макрофауны. Горизонтальная слоистость заметна благодаря субпараллельной ориентировке органических остатков и подчеркнута линзовидными скоплениями и тончайшими прерывистыми прослоями органического и глинистого вещества (<20%) на фоне карбонатной основной массы (40–50%). Нижний контакт слоев ровный субгоризонтальный, верхний – пологоволнистый.

Группа ХС. К группе ХС относятся карбонатные породы с разнообразными форменными элементами псефито-псаммитовой размерности, как правило представленными остатками бентосных организмов с яснокристаллической структурой и массивной или неотчетливо волнистой и косослоистой текстурой.

Литотип ХС-1. Известняк (грейнстоун) насыщенный, пеллоидно-детритовый, спаритовый (рис. 7). Содержит членики криноидей, створки остракод и брахиопод, тентакулиты, водоросли; микротовые комочки (пеллоиды) разнообразной морфологии и размеров; незначительную примесь алевритовых зерен кварца. Всего на форменные элементы приходится 50–60%. Цемент карбонатный базально-порового типа (40–50%), распределен неравномерно, по структуре изменяется от тонко- до крупноспаритового. Текстура массивная или волнистая, намечаемая субпараллельной ориентировкой удлиненных раковин.

Литотип ХС-2. Известняк (рудстоун) органо-генно-обломочный, интенсивно перекристаллизованный (рис. 7). На фоне карбонатной яснокристаллической основной массы базально-порового типа (30–40%) присутствует окатанный детрит, фрагменты члеников криноидей, пеллоиды. Макроскопически наблюдаются разнообразные крупные остатки организмов: ругозы, табуляты, строматопороидеи, обломки раковин брахиопод, членики и небольшие участки стеблей криноидей, цефалоподы. Содержание форменных элементов достигает 60–70%. Текстура неотчетливая косослоистая, массивная.

Литотип ХС-3. Известняк (рудстоун) литокластовый спаритовый (рис. 7). Форменные элементы (50–70%) представлены разновеликими (псефитовыми – гравийными, галечными, псаммитовыми) окатанными обломками разнообразных известняков (ХВ), доломитов, песчаников. Иногда присутствуют обломки брахиопод и криноидей. Цемент яснокристаллический, карбонатный, базально-порового типа (30–50%). Текстура массивная, сортировка обломочного материала по крупности отсутствует.

ДЕТАЛИ СТРОЕНИЯ РАЗРЕЗА ДЖАУССКИХ СЛОЕВ

Джаусские слои в долине Ходжа-Курган имеют ритмичное строение. Ритмы представляют собой последовательности литолого-генетических типов пород, сменяющих друг друга снизу вверх (рис. 6, 7): известняки органо-генно-детритовые и пеллоидно-детритовые (литотипы ХС-2, ХС-1), глинистые известняки и известковистые аргиллиты (литотипы ХВ-3, ХВ-2, ХВ-1). Текстуры пород встречаются как массивные, так и градиционно-, параллельно-, волнисто- и косослоистые. В виде линз присутствуют известковые конгломераты (литотип ХС-3). Контакты между ритмами резкие и отчетливые, ровные или извилистые, нередко с разрывом кровли предыдущего ритма. По простираанию структурно-текстурные особенности и мощности ритмов джаусских слоев невыдержанные. На поверхностях напластования присутствуют частые следы размывов. Локально

Таблица I

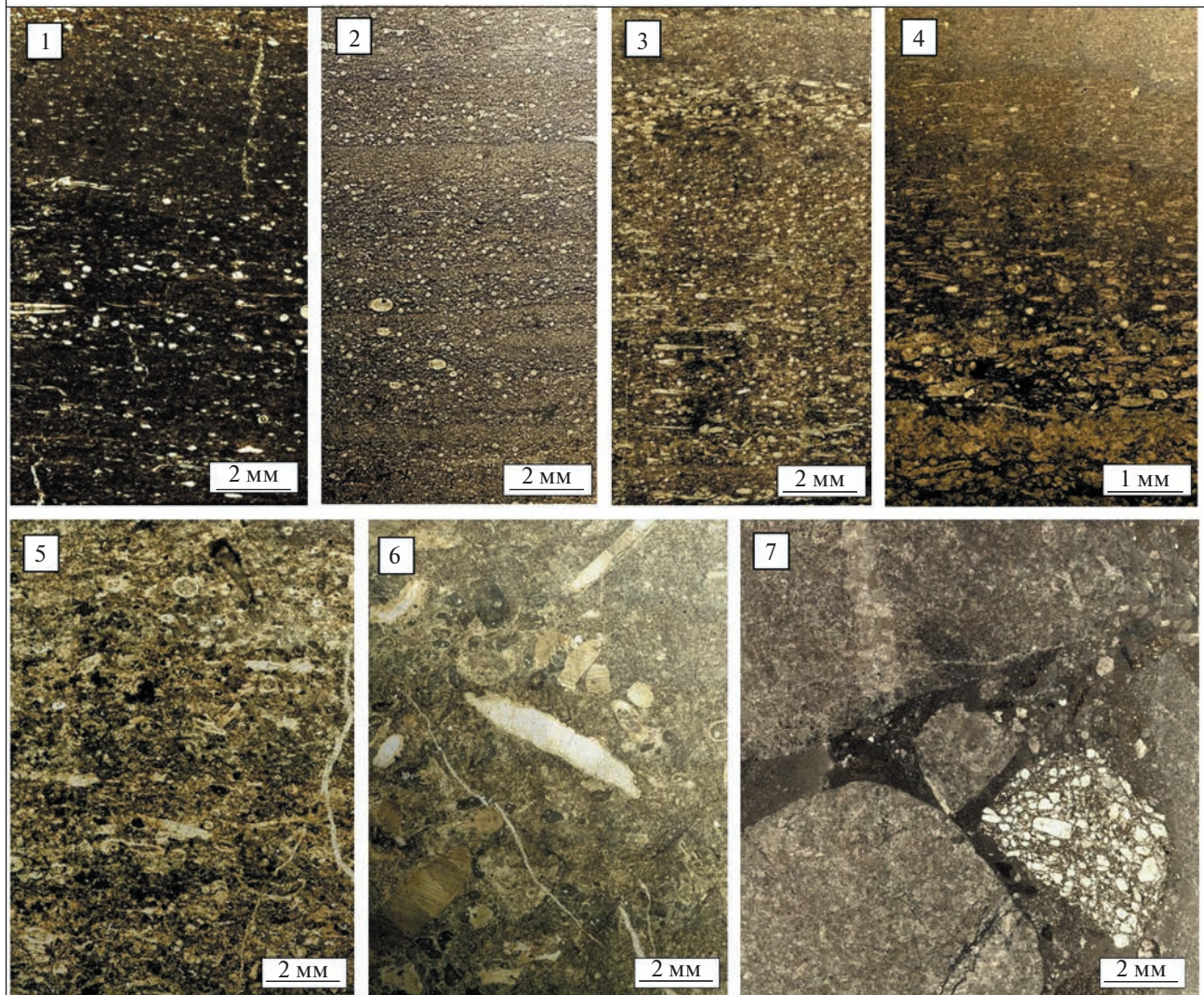


Таблица I. Литолого-генетические типы пород джаусских слоев на панорамных снимках шлифов.

1 – вакстоун глинисто-карбонатный, с повышенным содержанием органического вещества, с субгоризонтально ориентированными раковинами тентакулитов и радиолярий (литотип ХВ-1, шлиф 17/10, николи параллельны); 2 – вакстоун глинисто-карбонатный, с линзочками органического вещества, с послойными градационно сортированными скоплениями раковин тентакулитов, радиолярий и детрита (литотип ХВ-2, шлиф 16/63, николи параллельны); 3 – вакстоун карбонатный, с включениями глинистого и органического вещества, с насыщенными раковинным детритом прослоями (литотип ХВ-3, шлиф 16/24, николи параллельны); 4 – фрагмент слойка с отчетливой градационной сортировкой материала (литотип ХВ-3, шлиф 16/38, николи параллельны); 5 – грейнстоун биоморфно-детритовый, с многочисленными остатками водорослей, фрагментами члеников криноидей, детритом брахиопод и двустворок, пеллетами (литотип ХС-1, шлиф 16/28, николи параллельны); 6 – рудстоун биоморфно-детритово-криноидный (литотип ХС-2, шлиф 15/5, николи параллельны); 7 – литокластовый конгломерат (литотип ХС-3, шлиф 17/14, николи параллельны).

встречаются эрозионные промоины и карманы, заполненные грубообломочным материалом.

По литологическим особенностям в разрезе выделены нижняя и верхняя пачки.

Нижняя пачка имеет толщину 31 м и совпадает с 15-й пачкой разреза Ходжа-Курган (Kim A. et al., 2008). Она представлена довольно мощными ритмами (от 1.5 до 4.8 м) однотипных пеллоидно-криноидно-детритовых известняков с разнообразными биокластами. Количество и размер

органических остатков уменьшаются снизу вверх внутри ритмов. Строение ритмов также меняется: в низах пачки доминируют по мощности грейнстоуны и рудстоуны (литотипы ХС-1 и ХС-2), а в верхах – тонкослоистые вакстоуны (литотипы ХВ-2, ХВ-3).

В основании нижних ритмов этой пачки залегает серый пеллоидный органогенно-детритовый неравномерно-кристаллический плитчатый (15–20 см) известняк – рудстоун (литотип ХС-2,

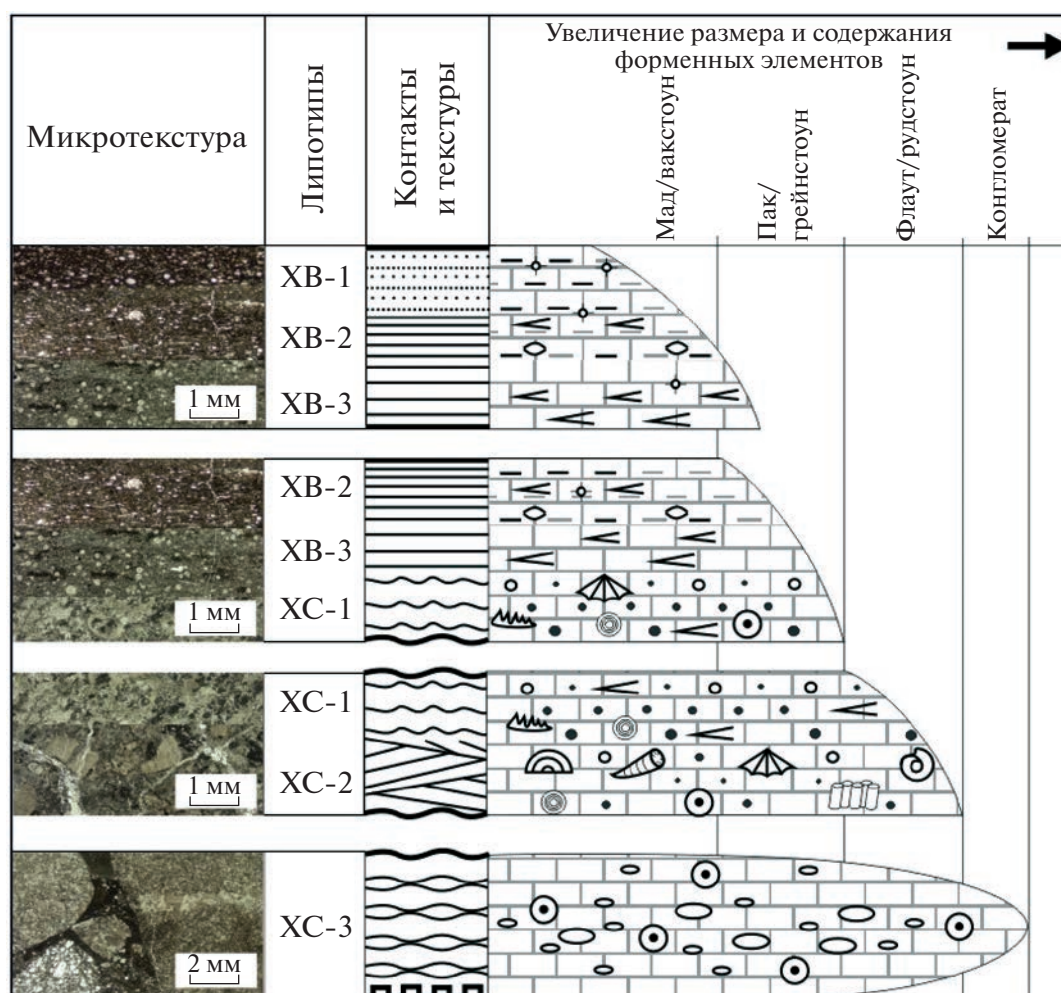


Рис. 7. Ритмы в джаусских слоях долины Ходжа-Курган. Условные обозначения см. рис. 6.

шлиф 15/2) с многочисленными ругозами, табулятами, строматопороидеями, обломками раковин брахиопод, члениками и обломками стеблей криноидей, цефалоподами, клубкообразными колониями водорослей. В верхней части ритмов залегает серый насыщенный пеллоидно-детритовый тонкоспаритовый известняк — грейнстоун (литотип ХС-1, шлиф 15/1) с клубкообразными колониями водорослей, с редкими тентакулитами, конодонтами, фораминиферами, с полого-волнистой слойчатостью, намечаемой плитчатым расколом (около 6 см) породы. Примерно с отметки 15 м в кровле верхних ритмов появляются тонко-микростриллические тонкослоистые известняки (вакстоуны) с намывами тентакулитов (литотипы ХВ-2, ХВ-3). Далее известняки этих типов описаны более подробно, так как в верхней пачке они имеют более широкое распространение.

На отметке 26 м встречаются небольшие криноидно-детритовые линзы мощностью 0.1–0.3 м. На уровне 27 м в подошве ритма наблюдаются следы размыва подстилающих отложений: осно-

вание ритма неровное, эрозионное. В интервале 26–30 м встречаются вакстоуны ХВ-1 (шлифы 15-26-19 и 15-30-19).

Верхняя пачка толщиной 102 м имеет более тонкоритмичное строение, чем нижняя. Снизу вверх внутри пачки строение ритмов изменяется: нижние ритмы непологие, в них отсутствуют глинистые известняки и известковые аргиллиты (литотип ХВ-1), а также органогенно-детритовые рудстоуны (литотип ХС-2). Вверх по разрезу полнота и мощность ритмов возрастают.

В верхней пачке окремнение проявлено интенсивнее, чем в нижней: примерно с уровня 30 м в разрезе встречаются линзы и прослои кремнисто-карбонатной породы, приуроченные преимущественно к верхним частям ритмов. По мощности и строению ритмов верхняя пачка разделена на 3 части.

Нижняя часть верхней пачки (0–43 м). Контакты между ритмами обычно ровные горизонтальные. Однако на отметках 1.5, 10.8, 11.4, 12, 32.0,

39.2 м в основании ритмов отмечаются следы размыва подстилающих отложений. Внутри ритмов снизу вверх увеличивается содержание глинистых минералов, уменьшается количество и размер органических остатков, меняется структура цемента — от мелкокристаллической внизу до микрокристаллической сверху. Кроме того, увеличивается мощность верхней части ритмов от 0.4 до 1.5 м, при сокращении мощности нижней и средней частей ритмов от 80 до 30 см.

В основании ритмов залегает мелко-тонкокристаллический органогенно-обломочный кослоистый толстоплитчатый известняк (грейн-стоун) (литотип ХС-1) с многочисленными биокластами (члениками криноидей, обломками раковин брахиопод, тентакулитов, обрывками водорослей), с окатанными фрагментами микрокристаллических известняков от псаммитовой до рудитовой размерности.

В средней части ритмов наблюдается известняк (литотип ХВ-3, шлиф 16/2) тонкокристаллический, тонкогоризонтально-слоистый, среднеплитчатый. Слоистость намечается субпараллельной ориентировкой органических остатков (преимущественно раковин тентакулитов) и подчеркнута линзовидными, облачными скоплениями глинистых минералов и тонкими прерывистыми стилолитовыми швами.

В верхней части ритмов залегает серый известняк (литотип ХВ-2, шлиф 16/3) тонко-микрокристаллический, тонкополосчатый, тонкогоризонтально-слоистый, тонкоплитчатый до листоватого, с многочисленными послойно ориентированными удлиненными раковинами тентакулитов, тонким детритом и редкой примесью алевритовых зерен кварца. Полосчатость подчеркивается послойным распределением кальцита и глинистого вещества. Границы между слоями постепенные.

Средняя часть верхней пачки (43–72 м). Мощность ритмов уменьшается снизу вверх этого интервала. Границы между ритмами волнистые, реже горизонтальные. Вверх по разрезу в ритмах сокращается содержание и разнообразие органических остатков, окраска становится более темной за счет увеличения содержания пелитового материала (глинистого и органического вещества). На отметках 48.2, 50.9, 52.0, 54.3 м в основании ритмов присутствуют следы размыва подстилающих отложений. В основании ритмов залегают однородные массивные органогенно-обломочные известняки с тонкоспаритовой структурой (литотип ХС-1). В верхней части ритмов находятся серые тонкоплитчатые известняки с тонкой субгоризонтальной, ламинационной слойчатостью (0.5–8 см) (литотип ХВ-3), с намывами тентакулитов на межслойковых поверхностях.

Вверх по разрезу увеличивается количество размывов и глубина врезов, наблюдаются эрози-

онные карманы, заполненные органогенно-обломочным материалом — окатанными обломками подстилающих известняков и даже терригенных пород (литотип ХС-3). Крупный карман, заполненный органогенно-обломочным материалом, нами был описан в интервале 50.9–52.0 м (образцы 17/14–17/15).

Верхняя часть верхней пачки (72–102 м). Контакты между ритмами преимущественно ровные горизонтальные, но некоторые осложнены размывами. Отмечается та же тенденция, что и в предыдущих ритмах, — увеличение количества и глубины размывов вверх по разрезу (81 м). Органические остатки в этом интервале джаусских слоев более редкие и не столь разнообразные, как в нижней части разреза. Радиолярии наиболее обильны в верхах пачки.

Строение ритмов однотипно для всей верхней пачки. Здесь последовательно снизу вверх сменяют друг друга литотипы ХВ-3, ХВ-2. В верхней части ритмов появляется темно-серый, почти черный, сильно глинистый известняк (известковый аргиллит) с повышенным содержанием ОВ (литотип ХВ-1), микрокристаллический до пелитоморфного, тонкополосчатый, тонкогоризонтально-слоистый, тонкоплитчатый (3–5 см), окремненный, с намывами радиолярий. Контакты между микрослойками резкие и отчетливые. Толщина микрослоев варьирует от 1 до 3 см. Горизонтальная слоистость намечается расположением створок раковин, а также послойным распределением глинистых минералов. Внутри слоев сортировка детрита градиционная: наблюдается закономерное уменьшение размера и концентрации раковин радиолярий снизу вверх (образцы 17/16–17/18).

ОБСТАНОВКИ И ФАКТОРЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПАЛЕОБАССЕЙНЕ В ДЖАУССКОЕ ВРЕМЯ

Джаусские слои накапливались у окраины рифогенной карбонатной платформы за счет захоронения скелетов nektonных и планктонных организмов, обитавших в толще воды, а также карбонатного ила, био- и литокластов. По комплексу литологических признаков обстановки седиментации можно отнести к третьему фациальному поясу Дж. Уилсона (Уилсон, 1980), расположенному на глубинах десятков—первых сотен метров (до 200–300 м) у подножия склона карбонатной платформы (рис. 8). Внутри этого пояса авторами выделяются фоновые гемипелагические кремнисто-глинисто-карбонатные и турбидитные, оползневые (органогенно-детритовые и литокластовые) отложения.

К фоновым гемипелагическим толщам относятся литотипы ХВ-1, ХВ-2, ХВ-3, которые редко встречаются поодиночке, обычно объединяются

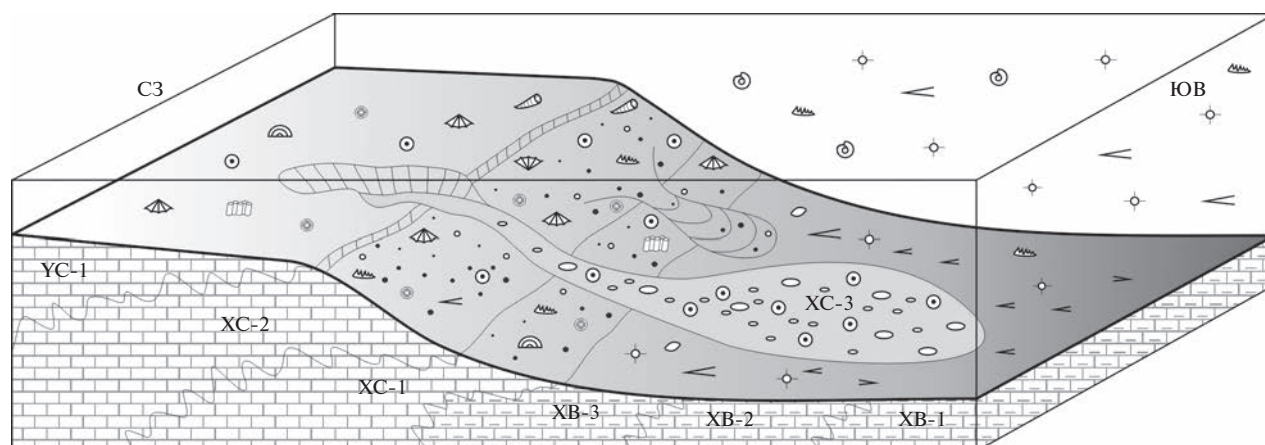


Рис. 8. Фациальная модель палеобассейна в джаусское время на территории Китабского геопарка. Условные обозначения см. рис. 6.

в градационные ритмы, внутри которых закономерно снизу вверх сокращается размер органических остатков, увеличивается содержание глинистых минералов и органического вещества, более тонкой становится мощность и плитчатость чередующихся слоев. Горизонтальная, ленточная и микроскопическая слоистость свидетельствуют об очень спокойных условиях седиментации в обстановках ниже базиса действия волн (Селли, 1981; Мурдмаа, 1987). Глубоководные илы, как правило, сохраняют свою слоистость, однако в них могут появляться текстуры оползания и скольжения вследствие движения материала вниз по склону (Селли, 1981). Очевидно, алевропелитовые осадки отлагались из суспензий и нефелоидных облаков. Отсутствие донной фауны, в том числе ихнофоссилий, говорит об аномальном газовом режиме и неустойчивости, подвижности осадков (Рейнек, Сингх, 1981).

Илы, отложенные из суспензий и нефелоидных облаков, переслаиваются или клинообразно залегают с отложениями мутьевых потоков. В период консолидации отложений происходили неоднократные размывы и переотложения ранее сформировавшихся толщ, их перемещение по склону с образованием литотипов ХС-1, ХС-2, ХС-3, а также изменение химических условий среды (выщелачивание карбонатного вещества из раковин цефалопод и двустворчатых моллюсков, карбонизация кремнистых скелетов радиолярий и губок).

Основными факторами, контролировавшими осадконакопление в джаусское время, были поступление осадочного материала и колебания уровня моря. Палеобассейн развивался в режиме недокомпенсации, о чем свидетельствуют повышенное содержание органического вещества в породах и небольшая мощность по сравнению с рифогенными образованиями мадмонской свиты. Значительная часть осадков формировалась в

аноксидных условиях, характерных для нижней части водного столба. Однако в верхней части водной среды была возможность для жизни организмов.

К концу джаусского времени наблюдалось постепенное углубление палеобассейна и удаление от области сноса, на что указывает уменьшение количества размывов осадков и глубины палеоврезов; постепенное снижение количества, размеров и разнообразия остатков организмов; доминирование планктонных форм; повышение окремнения отложений. Снижение мощности слоев вверх по разрезу, а также усиление плитчатости пород можно объяснить уменьшением массы осадочного материала, увеличением периодов ненакопления материала (остановок осадконакопления, диастем).

СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ

На начальном этапе формирования джаусских слоев, соответствовавшем образованию 15-й пачки, шло накопление пеллоидно-криноидно-детритовых известняков (ХС-2) — проксимальных турбидитов у подножия склона карбонатной платформы. По мере подъема уровня бассейна преобладающими становились гемипелагические пелитоморфные тонкослоистые глинисто-карбонатные отложения (ХВ-2, ХВ-3) с подчиненными телами дистальных турбидитов (ХС-1). Здесь аккумуляция главным образом зависела от количества ила и детрита, сносимого с шельфа, а также от обилия разлагавшегося планктона. Значительная глубина и недостаточная освещенность не способствовали развитию бентосных сообществ. Осадки накапливались ниже уровня окисления и базиса действия волн. Можно предположить, что существовали различия солености и плотности водных масс по вертикали водного столба, что привело к нарушению водообмена с карбонатной платфор-

мой. Это усилило тенденцию образования застойной восстановительной среды в придонных водах и осадке. Прямых доказательств расслоения водной толщи нет, но косвенным критерием является повышенное содержание фосфора (0.28–0.65 мас. %) в осадках. Эпизодически спокойное накопление отложений нарушалось схождением оползней и мутьевых потоков. Последовательная смена склоновых фаций (ХС-1, ХС-2) гемипелагическими (ХВ-2, ХВ-3) свидетельствует о нарастании трансгрессии (углублении бассейна), которая достигла своего максимума к моменту накопления верхней части 15-й пачки и низов 16-й пачки (зона *bagrandei* и нижняя половина зоны *elegans*), когда в ритмах появляется литотип ХВ-1.

Следующий этап соответствовал времени накопления отложений в интервале 29–72 м 16-й пачки. Он ознаменовался кратковременным снижением глубины палеобассейна и смещением обстановок седиментации в сторону карбонатной платформы. На это указывают частые размывы фоновых гемипелагических отложений (ХВ-2, ХВ-3), а также присутствие в осадках линз энкринитов и литокластовых конгломератов (ХС-2, ХС-3). Вероятно, в тектонически нестабильных условиях, вследствие воздымания карбонатной платформы или прогибания дна открытых участков моря, мутьевые потоки стали более частыми, чем раньше.

Финальный этап накопления джаусских отложений (73–102 м) протекал на фоне интенсивной трансгрессии. Ее максимум фиксируется на отметках 63–88 м. В это время в ритмах большой объем занимали гемипелагические кремнисто-глинисто-карбонатные отложения (ХВ-1, ХВ-2, ХВ-3). В комплексе организмов преобладали планктонные формы (радиолярии). На стадии раннего диагенеза наблюдались различные преобразования донных илов. Благодаря растворению опала радиолярий, захороненных в осадке, высвобождался кремнезем. Впоследствии им замещались зерна и выполнялись пустоты. Часто наблюдается и противоположный процесс — замещение кремнистых раковин радиолярий кальцитом. Такие преобразования свидетельствуют о неоднократных колебаниях уровня рН в донных илах.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ ДЖАУССКИХ СЛОЕВ И ИХ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

Джаусский органический мир в долине Ходжа-Курган был своеобразным. Он отражен в двух типах захоронений: первый тип состоит преимущественно из нектонных и планктонных организмов, встречающихся в большинстве литологических разновидностей пород; второй тип состоит из мелководных бентосных организмов, присутствующих в слоистых известняках, а также в линзах оползней и турбидитов. Первый тип представлен многочисленными

и разнообразными цефалоподами, тентакулитами и радиоляриями, менее многочисленными конодонтами, остракодами и фораминиферами (рис. 9). В тонкозернистых слоистых толщах встречаются захоронения однообразных двустворчатых моллюсков и гастропод, редкие хорошо сохранившиеся остракоды, одноклеточные водоросли, скопления цианобактерий, спикулы губок и редкие остатки макрофлоры. Оба типа захоронений относятся к аллохтонному типу: большинство организмов были жителями разных уровней водного столба или придонными обитателями склонов, которые захоронились в результате опускания на дно впадины после смерти или быстрого перемещения туда вместе с осадками. Наилучшую сохранность имеют дакриоконариды и конодонты, часто сохранившиеся в трехмерном объеме. Однако почти все многочисленные цефалоподы сохранились в виде раздавленных слепков раковин и их фрагментов. Вещество раковин отсутствует у большинства цефалопод, двустворчатых моллюсков и гастропод. Раковины радиолярий и спикулы губок несут следы химических изменений — их скелеты кальцитизированы или замещены черным битуминозным веществом. Вторая группа представлена обломками табулят, колониальных и одиночных ругоз, брахиопод, трилобитов, кринозой (рис. 9). Их остатки несут следы механического, иногда химического разрушения, происходившего в результате одного или нескольких перезахоронений и процессов диагенеза. На поверхностях напластования иногда присутствуют мелкие ихнофоссилии в виде горизонтальных валиков и вертикальных конусов.

Конодонты. Первые конодонты в джаусских слоях были выделены Т.В. Машковой в 1977 г. Она установила, что разрезы нижнего девона на западе Зеравшанского хребта содержат стандартные конодонтовые последовательности (Kim A. et al., 1978). Впоследствии конодонты изучали Л.С. Апенкина, М.В. Ерина, Е.А. Елкин, Н.Г. Изох (Kim A. et al., 2008), исследования которых легли в основу современной стратиграфической схемы нижнего девона геопарка. В джаусских слоях установлены две конодонтовые зоны (*inversus* и низы *serotinus*). Нижняя граница зоны *inversus* проводится по первому появлению *Eucostapolygnathus inversus* (Klapper et Johnson) в основании 15-й пачки (основание джаусских слоев). Верхний предел этой зоны определен по первому появлению *Linguiopolygnathus serotinus* (Telford), приходящемуся на уровень 72 м 16-й пачки джаусских слоев. Верхняя граница зоны *serotinus* установлена в верхней части обисафитских слоев по появлению *Polygnathus costatus patulus* Klapper, 1971 (Kim A. et al., 2008). Таким образом, внутри джаусских слоев длина выхода зоны *inversus* около 103 м, а длина выхода части зоны *serotinus* 30 м. В ассоциации конодонтов в джаусских слоях (Ким А. и др.,

2006) присутствуют: *Eucostapolygnathus inversus* (Klapper et Johnson), *Eolinguipolygnathus nothoperbonus* (Mawson), *Eolinguipolygnathus mashkovae* Bardashev, *Polygnathus catharinae* Bultynck, *Eolinguipolygnathus annamariae* (Bultynck), *Linguipolygnathus gilberti* Bardashev, *Linguipolygnathus aparkinae* (Bardashev), *Linguipolygnathus serotinus* (Telford), *Ctenopolygnathus foliformis* (Snigireva), *Icriodus beckmanni sinuatus* Klapper, Ziegler et Mashkova (рис. 9).

Зоны *inversus* и *serotinus* прослежены в отложениях склоновых и шельфовых фаций на большой территории Зеравшано-Гиссарской горной области в Узбекистане и Таджикистане, а также на территории почти всех континентов. Виды ассоциации встречены в разрезах геопарка: Ходжа-Курган (гемипелагические фации), Сангитовар (шельфовые фации), Юсупкуль и Ширдаг (нижняя часть — шельфовые фации, верхняя часть — склоновые фации) (Ким А. и др., 2006), в Таджикистане: в рудакинской свите — шельфовые фации (шишкатский фациальный тип разреза), в магианской свите — мегапелагические и шельфовые фации (зиддинский, чимтаргинский и хаузиерамский фациальные типы разреза) (Бардашев, 2018).

Тентакулиты. Сведения о тентакулитах джаусских слоев можно найти в работах В.П. Логвиненко и А.И. Кима (Ким А. и др., 1984; Kim A., 2008; Kim A., 2011). В разрезе установлены дакриоконариды — *Nowakia barrandei* Bouček et Prantl, *Nowakia elegans* (Barrande), *Nowakia cancellata* Richter, *Viriatellina pseudogeinitziana* Bouček (рис. 9). По тентакулитовой последовательности джаусские слои отвечают следующим стандартным зонам: верхней части зоны *Nowakia zlichovensis*, зонам *Nowakia barrandei*, *Nowakia elegans* и нижней части зоны *Nowakia cancellata* (Ким А., 2011). Большинство из них являются зональными видами для средней части эмса. Их последовательность соответствует зональной тентакулитовой последовательности в стратотипической местности Баррандиен, где установлены стратоны злиховского и далейского ярусов. Основание конодонтовой зоны *Polygnathus inversus* приходится на середину тентакулитовой зоны *Nowakia zlichovensis*. Кроме того, в нижней части стандартной зоны *elegans* джаусского разреза выделяется интервал-подзона *barrandei* + *elegans*, установленная в Баррандиене (Ferrová et al., 2012). Она соответствует интервалу 16–26 м 16-й пачки; вертикальная протяженность подзоны равна 10 м. В основании стандартной зоны *cancellata* присутствует подзона *elegans* + *cancellata* (Ferrová et al., 2012), вертикальная протяженность которой равна 4 м (интервал 46–50 м 16-й пачки) (Ким А., 2011).

Цефалоподы. Первые находки цефалопод в разрезе долины Ходжа-Курган были сделаны А.И. Кимом в 1957 г. В их изучении кроме А.И. Кима принимали участие Х.К. Эрбен, Б.И. Богословский, А.Ю. Яцков, Р.Т. Беккер и др. (Kim A. et al., 1978; Богословский, 1980; Becker et al., 2010). Наиболее подробное описание джаусских цефалопод присутствует в работе (Naglik et al., 2019). Джаусские цефалоподы многочисленны и разнообразны; присутствуют виды, встреченные в нижнем эмсе Чехии, Франции, Германии, Марокко и Китая. Однако значительная часть комплекса представлена южнотянь-шаньскими эндемичными видами. Часть джаусских видов встречена в разрезах на территории так называемого “Палеотетического складчатого пояса” от Алжира и Испании до Вьетнама и Южного Китая. В составе джаусских цефалопод присутствуют бактрииды, аммоноидеи, ортоцериды и онкоцериды. Определены следующие виды (Becker et al., 2010; Naglik et al., 2019): *Uzbekisphinctes rudicostatus* (Bogoslovsky), *Erbenoceras advolvens* (Erben), *Erbenoceras kimi* Bogoslovsky, *Mimagoniatites fecundus* (Barrande), *Mimosphinctes tripartitus* (Eichenberg), *Gyroceratites laevis* (Eichenberg), *Beckeroceras khanakasuense* (Yatskov), *Teichertoceras planum* Bogoslovsky, *Kimoceras lentiforme* Bogoslovsky, *Gaurites sperandus* Bogoslovsky, *Convoluticeras flexuosum* (Bogoslovsky), а также виды, установленные Naglik, De Baets, Klug (Naglik et al., 2019): *Kitabobactrites salimovae*, *Metabactrites rakhmonovi*, *Ivoites meshchankinae*. Эти исследователи выявили четыре ассоциации (UA) цефалопод для джаусских слоев и установили, что самое значительное изменение состава таксонов происходит в пограничном интервале тентакулитовых зон *elegans*—*cancellata*. Ими отмечена наибольшая близость джаусских цефалопод к южнокитайским и вьетнамским комплексам. Плохая сохранность и присутствие переотложенных захоронений цефалопод затрудняют проследивание установленных зон во всех выходах джаусских слоев в геопарке.

Брахиоподы. Описания видов брахиопод из джаусских слоев можно найти в работах Р.Т. Грациановой, М.А. Ржонсницкой, Н.М. Ларина, И.А. Ким, В.П. Сапельникова, Л.И. Мизенс (Ким А., Ларин, 1965; Kim A. et al., 2008; Грацианова, Ржонсницкая, 1977; Kim A. et al., 1978; Сапельников и др., 2004; Ким И., 2011). Захоронения брахиопод встречены в основном в телах оползней и турбидитов, реже в слоистых среднезернистых толщах. Эти захоронения содержат створки, реже раковины обычно с сохранившимся веществом скелета. Джаусский комплекс брахиопод малочисленнее по сравнению с комплексами

Рис. 9. Распространение основных групп фауны в джаусских слоях разреза Ходжа-Курган. Условные обозначения см. рис. 6.

Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-товы	Тентакулиты-товы	Зона	Конодон-
------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	--------------	------------------	------	----------

норбонакских и обисафитских слоев и представлен 22 видами (рис. 9). Большинство джаусских видов распространены в норбонакских слоях. По мнению И.А. Ким (Ким И., 2011), комплекс брахиопод из джаусских слоев относится к среднему брахиоподовому комплексу ходжакурганской свиты и в нем присутствуют позднеэмские виды родов *Megastrophia*, *Hergeatrypa*, *Clorindinella*. В интервале 43–48 м 16-й пачки происходит некоторое изменение состава таксонов, и данный комплекс по составу приближается к верхнему брахиоподовому комплексу ходжакурганской свиты, развитию в обисафитских слоях.

Криноидеи. По данным путеводителя (Kim A. et al., 2008), джаусские слои разреза Ходжа-Курган содержат остатки криноидей: *Cupressocrinites? ovatus* Schew., *Tetragonocrinus indefinites* J. Dubat., *T. longilobatus* (Milicina), *Trilobocrinus acceptus* J. Dubat., *Facetocrinus paucus* Stukalina et Rachmonov. Это позволяет сопоставлять джаусские слои с криноидной зоной *Cupressocrinites? ovatus*, установленной в Центральном Таджикистане (верхняя часть рудакинского горизонта), и с карпинским горизонтом восточного склона Урала (Бардашев, 2018).

Остракоды были найдены в средней части Ходжа-Курганского разреза джаусских слоев на уровнях 28, 35 и 42 м 16-й пачки (конодонтовые зоны *inversus*, *serotinus*). Захоронения выявлены в телах мелкозернистых турбидитов (литотип ХС-1). Они представляют собой скопления немногочисленных, частично разрушенных створок и раковин бентосных видов, происходящих из разных биотопов мелководного шельфа. Кроме того, редкие рассеянные раковины остракод хорошей сохранности образуют другой тип захоронений в породах литотипа ХВ-3. Они, вероятно, были нектобентосом и без больших горизонтальных перемещений выпали на дно из столба воды. К сожалению, их срезы наблюдаются только в шлифах (табл. II), и виды не могут быть идентифицированы. В джаусских слоях определены (табл. 1): *Microcheilinella regularis* Polenova, *Berdanopsis mutabilis* Michailova, *Kozlowskiella* sp. 1, *Glyptopleura* sp., *Paraparchites(?)* sp. 2, *Newsomites notabilis parvus* Michailova, *Iatella* sp., *Fabalicypis* sp., *Bairdiocypris* sp., *Eridococoncha venusta* Michailova, *Iatella* sp., *Kitabella venusta* Michailova, *Bashkirina* sp., *Praepilatina(?)* sp. 1. Среди не полностью сохранившихся экземпляров были определены представители семейства *Bythocytheridae*.

Родовой состав джаусских остракод типичен для нижнего и среднего девона разных областей мира, однако большинство видов являются эндемиками. Большая часть джаусских таксонов встречается в вышележащих обисафитских слоях. Кроме них в ассоциации присутствуют *Microcheilinella regularis* и *Newsomites notabilis parvus*, начавшие

свое существование в нижележащих норбонакских слоях. Эти виды имеют широкое площадное и временное распространение не только в Южном Тянь-Шане, но и в Саяно-Алтайской и Уральской складчатых областях (Бахарев, 1984; Зенкова, 1988). Их присутствие связано с развитием в раннем эмсе на территории запада Зеравшано-Гиссарского региона ходжакурганской трансгрессии, что привело к проникновению уральских и саяно-алтайских таксонов на территорию шельфа Каракумо-Таджикского микроконтинента. Дальнейшее развитие трансгрессии вызвало возникновение в середине джаусского времени (в середине эмса) позднеджаусско-обисафитского (обисафитского) остракодового комплекса, просуществовавшего до конца обисафитского времени (Михайлова, 2008). Обисафитский остракодовый комплекс значительно богаче и разнообразнее джаусского, он представлен 93 видами (Михайлова, 2008), из которых 60 видов принадлежат к семейству древних битоцитерид (Шорников, Михайлова, 1990). В комплексе появляются представители семейств *Hollinacea*, *Kirkbyacea* и *Beurichiidae*. По таксономическому составу позднеджаусско-обисафитский комплекс значительно отличается от раннеэмских остракодовых ассоциаций Урала и Алтая. Присутствие в нем представителей семейств холинаний, киркбияций, бейрихий и многочисленных битоцитерид делает его сходным с ассоциациями Средиземноморского пояса — формации Мониелло (Северная Испания) (Becker, Sanches de Posada, 1977) и слоев “*Calcaires a polypiers siliceux*” (Южная Франция) (Feist, 1979), сопоставляемых с верхним эмсом Эйфельских гор. Это сходство, вероятно, вызвано продолжавшейся и в обисафитское время глобальной (сопоставимой с дальнейшей) трансгрессией, давшей возможность проникновения западноевропейских таксонов в центральноазиатский Зеравшано-Восточно-Алайский палебассейн.

Микроорганизмы джаусских слоев. Микробиота джаусских слоев практически не известна, но согласно данным, полученным при изучении шлифов, она была богата и разнообразна, хотя значительная часть фоссилий сильно изменена во время диагенеза вмещающих ее пород. Это не дает возможности в большинстве случаев установить их виды, и только сохранность единичных экземпляров позволила это сделать.

Радиолярии. Из джаусских слоев М.С. Афанасьевой были определены следующие объекты: в интервале тентакулитовой подзоны *barrandei* + *elegans* и конодонтовой зоны *inversus* присутствуют *As-troentactinia* sp., *Entactinia* sp., *Spongactinia* sp., *Bientactinosphaera* sp., *Palaeodiscalskellus(?)* sp.; в интервале тентакулитовой зоны *cancellata* и конодонтовой зоны *serotinus* встречены *Radiobisphaera* cf. *rozanovi* Afanasieva et Amon, *Entactinia* cf. *horrida* (Furutani), *Bientactinosphaera* cf. *pittmani*

Таблица II

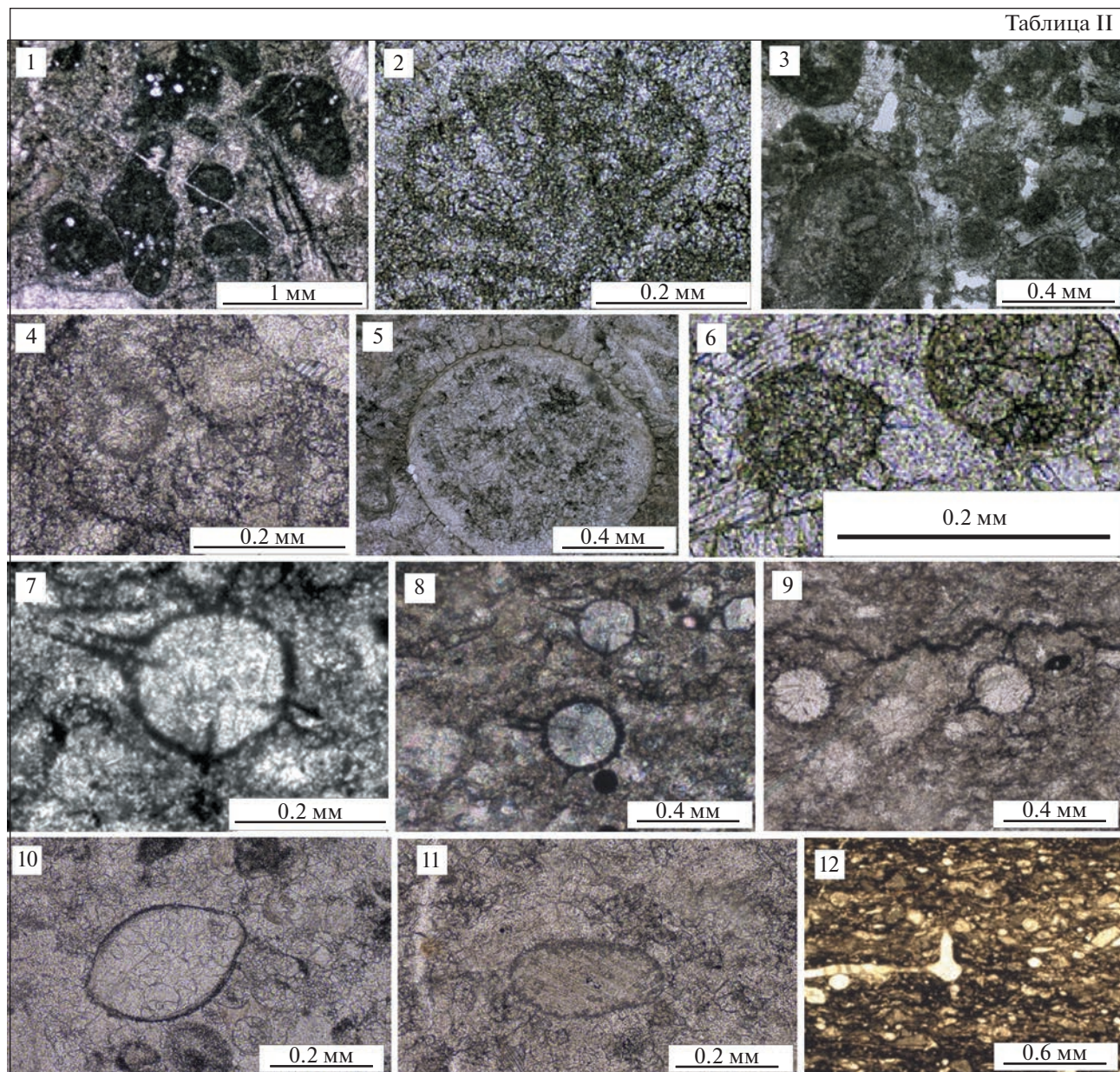


Таблица II. Микроорганизмы джаусских слоев разреза Ходжа-Курган.

1 — цианобактериальные желваки с *Girvanella* (?) sp.; 2 — зеленые ланцикулоидные водоросли; 3 — красные водоросли *Fourstonella* ? sp.; 4–6 — фораминиферы: 4 — *Paralagena* sp., 5 — *Parathurammina* ? sp., 6 — *Bykovaella aperturata* (Pronina); 7–9 — радиолярии: 7 — *Bientactinosphaera* cf. *pittmani* (Hinde), 8 — *Radiobisphaera* cf. *rozanovi* Afanasieva et Amon, 9 — *Entactinia* cf. *horrida* (Furutani); 10, 11 — продольные сечения остракод; 12 — карбонатизированная спикула губки.

(Hinde). По таксономическому составу джаусские радиолярии сопоставляются с верхнеэмской радиоляриевой экозоной *Primaritripus buribayensis*–*Entactinia rostriformis*, установленной (Афанасьева, 2020) для Южного Урала.

Фораминиферы. Определения фораминифер разреза джаусских слоев сделаны С.Т. Ремизовой. Самые ранние фораминиферы происходят из кровли норбоначских слоев (тентакулитовая зона *zlichovensis*, конодонтовая зона *nothoperbonus*). Там

присутствуют *Kolongella* cf. *pojarkovi* Zadorozhnyi et Juferev, *Kolongella* sp., *Suleimanovella* sp. В джаусских слоях найдены *Paralagena* sp. (средняя часть 15-й пачки, тентакулитовая зона *zlichovensis*, конодонтовая зона *inversus*), *Suleimanovella* sp., *Parathurammina*? sp., *Bykovaella aperturata* (Pronina) (нижняя часть 16-й пачки, тентакулитовые зоны *barrandei* и *elegans*, конодонтовая зона *inversus*), *Parathuramminites* aff. *marginata* (Pronina) (верх средней части 16-й пачки, тентакулитовая зона

Таблица 1. Распространение остракод в джаусских слоях разреза Ходжа-Курган

Таксоны	Слои				
	норбонакские	джаусские, сл. 16			обисафитские
	Конодонтовая зона				
	nothaperbonus	inversus			serotinus
	Тентакулитовая зона				
	zlichovensis	elegans			cancellata
	Интервал от основания пачки 16, м				
		28	35	42	
Microcheilinella regularis Polenova	+				
Iatella sp.					++
Berdanopsis mutabilis Michailova			+		+++
Kozlowskiella sp.			+		+++
Fabalicypriis sp.	+		+		+
Kitabella venusta Michailova			+		+++
Bashkirina sp.			+		+
Newsomites notabilis parvus Michailova	++++		+	+	++++
Bairdiocypris sp.			+	+	+++
Eridoconcha venusta Michailova			+	+	+++
Glyptopleura sp.				+	+
Paraparchites(?) sp.					+++
Praepilatina sp.				+	+

Примечание. Количество экземпляров: (+) единичные, (++) малочисленные, (+++) среднее количество, (+++++) многочисленные.

cancellata, конодонтовая зона *serotinus*) (табл. II). В основании обисафитских слоев встречены *Kolongella pojarkovi* Zadorozhnyi et Juferev, *Suleimanovella* sp., *Parathuramminites* sp. (тентакулитовая зона *cancellata*, конодонтовая зона *serotinus*). Приведенный комплекс содержит только таксоны, широко распространенные в среднем палеозое.

Водоросли и цианобионты. Остатки водорослей и цианобионтов хорошей сохранности в изученном разрезе встречаются редко. В верхней части норбонакских слоев найдены зеленые водоросли *Issinella* sp. и многочисленные микробиальные сгустки (табл. II). В джаусских слоях установлено присутствие зеленых ланцикулоидных водорослей и цианобактериальные желваки с *Girvanella* (?) sp. В подошве обисафитских слоев найдены красные водоросли *Fourstonella*? sp. Из цианобионтов присутствуют *Renalcis* sp.

Макрофлора. Во многих существующих описаниях джаусских слоев указывается на присутствие в них отпечатков наземной макрофлоры. Существует определение только одного образца — *Archaeocalamites* sp., выполненное Т.А. Сикстель

в 1960-х годах. Геолог-съемщик Е.Г. Федоров (Федоров и др., 1987) привел интервалы джаусских слоев в Ходжа-Курганском разрезе, где эти отпечатки обычно присутствуют: 8–10, 11–13.5, 32–33, 58–59 м от основания 16-й пачки. Находки наземной флоры в гемипелагических осадках, вероятно, указывают на присутствие островной суши в данном регионе в джаусское время. Следует отметить, что в джаусских слоях разреза Ширдаг найдена древесина/линза угля (Naglik et al., 2019).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Колебания уровня моря могут быть вызваны как долговременными флуктуациями уровня Мирового океана, так и региональными и местными геодинамическими причинами. Установление природы таких колебаний обычно затруднительно и во многом зависит от степени изученности деталей геологического строения региона. Как известно, детальность результатов при датировке трансгрессивно-регрессивных событий, происходивших на протяжении небольшого интервала времени, при использовании биозональных после-

довательностей ограничивается продолжительностью биозон. Это справедливо для джаусских слоев, формирование которых проходило в течение 1.5 конodontовых зон (*inversus* и начало *serotinus*) и неполных четырех тентакулитовых зон (конец *zlichovensis*, *barrandei*, *elegans* и начало *cancellata*). Изучение характера седиментации осадков дает более подробные реперы для определения изменений гидродинамического режима водного бассейна и выявления эвстатических событий. При исследовании джаусских слоев авторы попытались использовать преимущества гемипелагических фаций для этих целей. Обычно проявление эвстатических колебаний наиболее легко фиксируется в фациях мелководного шельфа. Однако использование этих фаций имеет ограничения, так как в них могут быть частично уничтожены следы прошлых трансгрессий последующими регрессиями. Использование более глубоководных гемипелагических отложений имеет некоторые преимущества благодаря сохранению в них более непрерывной последовательности отложений.

В районе Китабского геопарка эмская трансгрессия началась в раннеходжакурганское время (датирование согласно современному положению GSSP для основания эмса). Она фиксируется как смена мелководных шельфовых отложений более глубоководными пелагическими отложениями и прослеживается по всей Зеравшано-Гиссарской горной области (Бардашев, 2018). Присутствие этого явления на большой территории, скорее всего, связано с широко распространенным эвстатическим событием того времени. Максимум этой трансгрессии приходится на джаусское время. Несмотря на однообразие джаусских осадков, можно выявить детали, указывающие на колебания морского уровня, проявленные в концентрации в разных интервалах разреза характерных литотипов пород, в частоте и интенсивности размывов, образовании подводных промоин. Маркером наиболее низкодинамичных условий седиментации выбрано присутствие литотипа ХВ-1 (кремнисто-глинисто-карбонатная битуминозная порода с ламинационной слоистостью) в большинстве ритмов. Маркером обстановок с интенсивной гидродинамикой выбрано присутствие литотипов ХС-2 и ХС-3 (органогенно-обломочных и обломочных пород с градиционной или косой слоистостью), а также присутствие многочисленных размывов и промоин в породах.

В разрезе джаусских слоев признаки подъемов морского уровня находят свое отражение в двух интервалах: 1) на протяжении 15-й пачки и в первых 28 метрах 16-й пачки, при интенсивном нарастании трансгрессии с начала 15-й пачки; 2) в верхней части 16-й пачки в интервале 73–88 м. На этом отрезке разреза породы становятся более однообразными, значительно уменьшаются толщины микроритмов и размеры обломков, а также ко-

личество органического детрита. Резкой смене характера седиментации на границе джаусских и обисафитских слоев предшествовало увеличение количества размывов в интервале 88–103 м в самой верхней части джаусских слоев при отсутствии изменений в составе пород. Это свидетельствует о начале процесса изменения геодинамической обстановки в этом регионе, развившегося в обисафитское время.

Интервал, в котором седиментация проходила при более интенсивной гидродинамике, вызванной понижением морского уровня, приходится на 29–72 м 16-й пачки. В этом интервале процессы, связанные с формированием фоновых гемипелагических осадков, усложнялись наложением относительно интенсивных динамических процессов — внедрением склоновых органогенно-детритовых и литокластовых толщ в разные интервалы фоновых осадков. Присутствие в джаусском разрезе тентакулитовых зон, аналогичных зонам эмского яруса Баррандиена (Chlupáč, Lukeš, 1999), позволяет сопоставлять эвстатические события запада Зеравшанского хребта и Баррандиена. Первый подъем морского уровня в джаусское время, проявленный в интервале конца зоны *zlichovensis*, зоны *barrandei* и нижней части зоны *elegans* (15-я пачка и первые 28 метров 16-й пачки), можно с некоторой долей условности сопоставить с верхнезличовским глобальным событием. Второй подъем морского уровня, приходящийся на верхнюю часть зоны *elegans* и низы зоны *cancellata* (73–103 м 16-й пачки), сопоставляется условно с дальнейшим глобальным событием. Ранее к выводам о присутствии в Ходжа-Курганском разрезе следов проявления дальнейшей трансгрессии пришли палеонтологи, изучавшие там цефалопод (Naglik et al., 2019). Они поместили это событие в интервал 70–80 м от основания их собственного разреза, разметка которого не совпадает с маркировкой геопарка. В результате в этом разрезе отсутствуют критерии сопоставления с интервалами конodontовых и тентакулитовых зон, установленных А. Кимом (Ким А., 2011). Наглик с соавторами (Naglik et al., 2019) предложили считать интервалом проявления события далее закрытый оползнями участок разреза, как сложенный наиболее глинистыми глубоководными осадками.

О положении дальнейшего события в джаусских слоях. Зличовская и дальнейшая трансгрессии были установлены в относительно глубоководных фациях Баррандиена. На этой основе для целей геологического картирования в Чехословакии были созданы региональные зличовский и дальнейский ярусы. Первоначально термин “событие далее” употреблялся как биособытие, основанное на исчезновении некоторых групп ранних гониатитов (Ferrová, 2012). Впоследствии Хлупач и др. (Chlupáč, Kukul, 1988; Chlupáč, Lukeš, 1999) стали использовать этот термин для обозначения глобального

ВЫВОДЫ

эвстатического события. Был установлен биозональный стандарт начала трансгрессии, за который было принято основание тентакулитовой зоны *cancellata*. Проведенный Л. Ферровой и др. анализ смены шельфовых отложений (известняк Ченицы — Chýnice) на глубоководные (далее: сланцы) показал, что в Баррандиене эта смена имеет скользящий характер от низов зоны *elegans* до низов зоны *cancellata* (Ferrová et al., 2012, fig. 17), а началу дальнейшей трансгрессии предшествовала разной продолжительности регрессия. Л. Ферровой с соавторами было предложено взять за стандарт нижней границы дальнейшего подъяруса основание зоны *N. elegans*, ее подзоны *barrandei* + *elegans*. В дальнейшем оказалось, что положение этой границы хорошо коррелируется с трансгрессивно-регрессивными этапами в глубоководных фациях Богемии (Пекарек Mlýn (Pekárek Mill)) (Tonarová et al., 2017).

Исследования в долине Ходжа-Курган показали, что джаусские трансгрессивно-регрессивные этапы не совпадают со стандартными позднезлеховским и далее: событиями в Баррандиене, хотя находятся в относительно близком к ним временном интервале. Раннеджаусскую трансгрессию можно условно сопоставить с конечным этапом позднезлеховской трансгрессии, а позднеджаусскую — с раннедалейской, хотя она началась немного позднее стандартного понимания дальнейшей трансгрессии (начало зоны *cancellata*). Как уже отмечалось, в стратотипической местности Богемии границы злеховской и дальнейшей трансгрессий имеют скользящий характер (Ferrová et al., 2012, fig. 17). При установлении стандартов геохронологических реперов для разрезов удаленных областей, которые были скоррелированы биостратиграфическим методом, возникают трудности, связанные с ограниченными возможностями этого метода, не дающего достаточно точных сопоставлений. Это связано с естественной природой колебаний уровня океана, часто обусловленных не только эвстатическими явлениями, но и региональными геодинамическими процессами. Такое скольжение во времени шельфовых и гемипелагических фаций наблюдается как в стратотипической местности Богемии, так и недалеко от юго-восточной границы Китабского геопарка (разрезы Ширдаг и Юсупкуль) (Ким А. и др., 2006; Харин и др., 2011; Naglik et al., 2019). В настоящее время определить точный интервал этого возрастного скольжения в джаусских слоях всего геопарка невозможно из-за отсутствия данных об объемах конодонтовых и тентакулитовых зон и литолого-генетических исследований вмещающих их пород.

1. В эмское время на западе Зеравшанского хребта отмечалось проявление крупной ходжакурганской трансгрессии, которая происходила в интервале от поздней части конодонтовой фазы *rigeneae* до конца фазы *patulus*. Внутри этой трансгрессии установлены более мелкие этапы: зинзильбанский—ранненорбонакский (дозлиховский—раннезлеховский), позднеорбонакский—джаусский (позднезлеховский—раннедалейский) и обисафитский (позднедалейский).

2. Максимальное развитие ходжакурганской трансгрессии (фация битуминозных темных кремнисто-глинисто-карбонатных сланцев джаусских слоев) приходится на интервал от основания фазы *inversus* до нижней части фазы *serotinus* (тентакулитовые фазы — конец *zlichovensis*, *barrandei*, *elegans* и начало фазы *cancellata*). В этом интервале установлены два трансгрессивных события и одно разделяющее их регрессивное событие. В нижней части джаусских слоев появляются относительно глубоководные отложения (литолого-генетические типы ХВ-1, ХВ-2), формирование которых было вызвано интенсивным подъемом уровня водной поверхности и опусканием дна бассейна (раннеджаусская трансгрессия). Этот этап приходится на тентакулитовые фазы: верхи *zlichovensis*, *barrandei* и низы *elegans* (15-я пачка и нижние 28 метров 16-й пачки). В интервале верхов нижней части и средней части 16-й пачки присутствуют множественные турбидиты (литолого-генетические типы ХС-2, ХС-3) и размыты, возникшие в результате понижения уровня бассейна (29–72 м 16-й пачки, большая часть зоны *elegans* и низы зоны *cancellata*). Этот интервал соответствует джаусской регрессии. Верхняя часть джаусских слоев (73–102 м, нижняя часть зоны *cancellata*) сложена наиболее тонкозернистыми глубоководными отложениями (литолого-генетический тип ХВ-1), связанными с новым подъемом уровня бассейна (позднеджаусская трансгрессия). Эти джаусские трансгрессивные события условно сопоставляются с позднезлеховским и началом дальнейшего событий в Баррандиене.

3. Линзовидное строение пластов в джаусских слоях и невыдержанность их литологического состава по простиранию вызваны многочисленными, наложенными на фоновые гемипелагические осадки и друг на друга разновременными процессами гравитационного оползания неконсолидированных осадков и эпизодическим присутствием турбидитов. На существование бескислородных придонных условий во время формирования значительной части джаусских слоев указывает присутствие рассеянного битуминозного вещества.

4. Выявленные колебания уровня палеобассейна могут быть использованы как один из этапов при определении подъярусов эмса.

Благодарности. Авторы признательны узбекским геологам А.И. Киму (ГУП “Регионалгеология”), З.М. Абдуазимовой (Институт минеральных ресурсов), Е.Г. Федорову, У.Д. Рахмонову, Е.С. Цмейрек (Китабский геопарк), российским палеонтологам М.С. Афанасьевой (Палеонтологический институт РАН) и С.Т. Ремизовой (Российский государственный педагогический университет), Р.А. Шеколдину (СПГУ), К.П. Рязанову (ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского), при поддержке которых была выполнена настоящая работа. Особую благодарность авторы выражают рецензентам статьи Е.Ю. Барабошкину, С.В. Николаевой и Н.В. Сенникову, замечания которых помогли более четко сформулировать некоторые положения нашей статьи.

Информация о вкладе авторов. Михайлова Е.Д. — концепция и руководство исследованиями, организация полевых работ, написание значительной части текста. Тарасенко А.Б. — полевые работы и литологическая характеристика разреза джаусских слоев, оптико-микроскопическое изучение пород в шлифах с последующим выделением литотипов и реконструкцией их условий формирования. Анализ на этой основе обстановок и факторов накопления джаусских слоев и седиментационной цикличности. Написание соответствующих разделов статьи. Составление части рисунков и компьютерное исполнение всей графики.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках международных проектов Project IGCP 591 “The Early to Middle Paleozoic Revolution” и Project IGCP 652 “Reading Geologic Time of Paleozoic Sedimentary Rocks” международной программы по геологической корреляции (МПКГ) и при финансовой поддержке Санкт-Петербургского горного университета.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдуазимова З.М. (ред.). Стратиграфический словарь Узбекистана. Ташкент: Гидроингео, 2001. 580 с.
- Афанасьева М.С. Атлас радиолярий девона северной Евразии // Тр. ПИН РАН. 2020. Т. 297. 284 с.
- Бардашев И.А. Стратиграфия и конодонты девона Таджикистана. Душанбе: Дониш, 2018. 315 с.
- Бахарев Н.К. Остракоды сухой свиты (нижний девон, Салаир) // Палеонтология и биостратиграфия палеозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. С. 71–79.
- Бискэ Ю.С. Южный Тянь-Шань: к новому геологическому синтезу // Науки о Земле. 2018. Т. 63. Вып. 4. С. 416–462.
- Богословский Б.И. Девонские амmonoиды Зеравшанского хребта // Палеонтол. журн. 1980. Вып. 4. С. 51–66.
- Грацианова Р.Т., Ржонсницкая М.А. Экологические особенности и значение для корреляции некоторых брахиопод из отложений, прилегающих к границе между нижним и средним девоном // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1977. С. 37–51.
- Зенкова Г.Г. Остракоды нижнего девона Урала // Фауна и стратиграфия Средней Сибири и Урала. Новосибирск: Наука, 1988. С. 44–62 (Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 718).
- Ким А.И. Тентакулиты девона Китабского Государственного Геологического заповедника, Зеравшано-Гиссарская горная область, Узбекистан // Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журн. “Геология и геофизика”. 2011. Т. 52. Вып. 15. С. 65–81.
- Ким А.И., Ларин Н.М. Западная часть Зеравшанского хребта // Стратиграфия Узбекской ССР. Т. 1. Ташкент: Наука, 1965. С. 145–148.
- Ким А.И., Елкин Е.А., Ерина М.В. Средний палеозой Южного Тянь-Шаня. Узбекская ССР // Сводный путеводитель. Экскурсия 100. Междунар. геол. конгресс, XXVII сессия. Ташкент: Фан, 1984. 55 с.
- Ким А.И., Ерина М.В., Ким И.А., Салимова Ф.Р. Комплексное биостратиграфическое расчленение ходжакурганской свиты бассейна реки Кашкадарья. Отчет 2003–2005. Узгеолфонды, 2006.
- Ким А.И., Елкин Е.А., Ерина М.В., Ким И.А., Мещанкина Н.А., Салимова Ф.А., Каримова Ф.С., Рахмонов У.Д., Бахарев Н.К., Язиков А.Ю., Изох Н.Г., Сенников Н.В., Хромых В.Г. Литостратиграфия девонского разреза сая Ходжа-Курган в стратотипической местности нижней границы эмского яруса (Зеравшано-Гиссарская горная область, Узбекистан) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу “Геология и геофизика”. 2011. Т. 52. Вып. 15. С. 25–36.
- Ким И.А. Брахиоподы ходжакурганской свиты нижнего девона Китабского государственного геологического заповедника (Зеравшано-Гиссарская горная область, Узбекистан) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу “Геология и геофизика”. 2011. Т. 52. Вып. 15. С. 65–81.
- Матвеев В.П., Пышьева Л.Г., Соболев Н.Н. Пермские отложения Новой Земли // Пермская система Земного шара. Тезисы докладов Международного геологического конгресса. Свердловск, 1991. С. 58–59.
- Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 231 с.
- Михайлова Е.Д. Эмские пахиомелиды (остракоды) запада Зеравшанского хребта // Записки Горного института. 1986. Т. 107. С. 67–75.
- Михайлова Е.Д. Новые виды остракод ходжакурганской свиты (эмский ярус), запад Зеравшанского хребта // Палеонтол. журн. 1990. № 2. С. 69–77.
- Михайлова Е.Д. Раннедевонские остракодовые ассоциации южного Тянь-Шаня (Центральная Азия) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу “Геология и геофизика”. 2008. № 10–11. С. 143–147.
- Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 304 с.
- Путеводитель экскурсий по типовым разрезам ордовика, силура и девона Средней Азии. Ред. Ким А.И. Ташкент: Изд-во МГ УССР, 1966. 113 с.
- Раузер-Черноусова Д.М. Фации верхнекаменноугольных и артинских отложений Стерлитамакско-Ишимбайского Приуралья (на основе изучения фузулинид).

- М.: Изд-во АН СССР, 1950. 109 с. (Тр. ИГН АН СССР. Геол. сер. Вып. 119. № 43).
- Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). М.: Недра, 1981. 439 с.
- Сапельников В.П., Мизенс Л.И., Ким А.И. Брахиоподы и стратиграфия девонских отложений типовой области ярусной границы прагиен—эмс (Зеравшанский хребет, Южный Тянь-Шань). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. 248 с.
- Селли Р.К. Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981. 370 с.
- Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. Отв. ред. Шванов В.Н. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
- Уилсон Дж. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.
- Федоров Е.Г., Карташова Л.Е., Дзюбак Гл. Изучение отложений девона и содержащихся в них палеонтологических остатков для детализации и уточнения схем биостратиграфического расчленения. Ташкент: Госкомгеология, 1987.
- Харин В.Г., Ким Э.М., Цмейрек Е.С., Рахмонов У.Д. Изучение переходных фаций ордовика, силура и девона на территории Китабского Государственного геологического заповедника и прилегающих территорий в масштабе 1 : 10000. Фонды ИМР. Ташкент, 2011.
- Хворова И.В. Батиальные осадки среди сакмарских и артинских отложений в Башкирском Приуралье // Докл. АН СССР. 1947. Т. 57. № 9. С. 939–941.
- Шорников Е.И., Михайлова Е.Д. Остракоды *Bythocythidae* раннего этапа развития. Сравнительная морфология, палеоэкология, пути эволюции. М.: Наука, 1990.
- Aboussalam Z.S., Becker T.R., Bultynck P. Emsian (Lower Devonian) conodont stratigraphy and correlation of the Anti-Atlas (Southern Morocco) // Bull. Geosciences. 2015. V. 90. № 4. P. 893–980.
- Becker G., Sanchez de Posada Z.C. Ostracoda aus der Moniello-Formation Asturiera (Devon; N.-Spanien) // Palaeontographica A. 1977. Bd. 158. № 4–6. P. 115–203.
- Becker R.T. Emsian substages and the Daleje event — a consideration of conodont, dacryoconarid, ammonoid and sea-level data // SDS Newslett. 2007. V. 22. P. 29–32.
- Becker R.T., Kirchgasser W.T. (Eds). Devonian Events and Correlations // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2007. V. 278. P. 1–280.
- Becker R.T., De Baets K., Nikolaeva S. New ammonoid records from the Lower Emsian of the Kitab Reserve (Uzbekistan), preliminary results // SDS Newslett. 2010. V. 25. P. 20–28.
- Biske Yu.S., Selmann G.R. Paleozoic Tian-Shan as a transitional region between the Rheic and Urals-Turkestan Oceans // Gondwana Res. 2010. V. 17. P. 602–613.
- Carls P., Valenzuela-Ríos J.I. From the Emsian GSSP to the early Late Emsian — correlations with historical boundaries // SDS Newslett. 2007. V. 22. P. 24–27.
- Carls P., Slavík L., Valenzuela-Ríos J.I. Comments on the GSSP for the basal Emsian stage boundary: the need for its redefinition // Bull. Geosciences. 2008. V. 83. P. 383–390.
- Chlupáč I., Kukal Z. Possible global events and the stratigraphy of the Palaeozoic of the Barrandian (Cambrian–Middle Devonian, Czechoslovakia) // Sborník geologických věd. Geologie. 1988. V. 43. P. 83–146.
- Chlupáč I., Lukeš P. Pragian/Zlíchovian and Zlíchovian/Dalejan boundary sections in the Lower Devonian of the Barrandian area, Czech Republic // Newslett. Stratigr. 1999. V. 37. P. 75–100.
- Decree of the President of the Republic of Uzbekistan. Tashkent, June 30, 2020, № PP-4766.
- Feist R., Groos-Uffenorde H. Die “Calcaires a polypiers siliceous” und ihre Ostracoden Faunen // Senckenberg. Lethaea. 1979. B. 60. S. 83–187.
- Ferrová L., Frýda J., Lukeš P. High-resolution tentaculite biostratigraphy and facies development across the Early Devonian Daleje Event in the Barrandian (Bohemia): implications for global Emsian stratigraphy // Bull. Geosciences. 2012. V. 87. P. 587–624.
- García-Alcalde J.L. North Gondwanan Emsian events // Episodes. 1997. V. 20. P. 241–246.
- Kim A.I. Dacryoconarid biostratigraphy of the Devonian deposits of South Tien Shan // Int. Conf. “Global Alignments of Lower Devonian carbonate and clastic sequences” Contributions. Kitab State Geological Reserve, Uzbekistan, August 25–September 3, 2008. P. 51–55.
- Kim A.I., Yolkin E.A., Erina M.V., Gratsianova R.T. Type section of the Lower and Middle Devonian boundary beds in the Middle Asia. A Guide to Field Excursions, Field Session of the International Subcommission on the Devonian Stratigraphy. Samarkand (Tashkent), 1978.
- Kim A.I., Yolkin E.A., Erina M.V., Korsakov V.S., Tsoy R.V. The middle Palaeozoic of Southern Tien Shan // Int. Geol. Congr., 27-th Sess., Moscow. Guide-Book, Uzbekistan. Excursion 100. 1984. P. 128–156.
- Kim A.I., Yolkin E.A., Erina M.V. et al. Field Excursion Guidebook. Novosibirsk: Publishing House of Siberian Branch Russian Acad. Sci, 2008. 99 p.
- Kim A.I., Erina M.V., Kim I.A., Salimova F.A., Meshchankina N.A., Rakhmonov U.D. The Pragian–Emsian event and subdivision of the Emsian in the Zinzilban and Khodzha–Kurgan sections // SDS Newslett. 2012. V. 27. P. 38–41.
- Naglik C.K., De Baets K., Klug C. Early Devonian ammonoid faunas in the Zeraвшan Mountains (Uzbekistan and Tadjikistan) and the transition from a carbonate platform setting to pelagic sedimentation // Bull. Geosciences. 2019. V. 94. № 3. P. 337–368.
- Tonarová P., Vodrážková S., Ferrová L., de la Puente G.S., Hints O., Frýda J., Kubajko M. Palynology, microfacies and biostratigraphy across the Daleje Event (Lower Devonian, lower to upper Emsian) // New insights from the offshore facies of the Prague Basin, Czech Republic. Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments. 2017. V. 97. P. 419–438.
- Walliser O.H. Global Events in the Devonian and Carboniferous // Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Berlin: Springer-Verlag, 1996. P. 225–250.

Рецензенты Е.Ю. Барабошкин,
С.В. Николаева, Н.В. Сенников

Hemipelagic Deposits of the Emsian (Dzhaus Beds, Lower Devonian) in the West of the Zeravshan Range, Kitab Geological Park, Uzbekistan

E. D. Mikhailova^{a, #} and A. B. Tarasenko^{a, ##}

^a St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia

[#] e-mail: edmich@mail.ru

^{##} e-mail: etele1@yandex.ru

The features of sedimentation of hemipelagic deposits of the Emsian (Dzhaus Beds, Zeravshan Range, Khodzha-Kurgan valley) are reconstructed and the duration of eustatic events in this area is established on the basis of tentaculite and conodont zonality. In the studied region the Emsian Khodzha-Kurgan transgression began at the end of the *pireneae* zone and continued until the end of the *patulus* zone. The transgression maximum occurs in the Dzhaus Beds. In the Dzhaus Beds, the presence of traces of two eustatic rises, accompanied by anoxic sedimentation, and one fall of the paleobasin level were revealed. The conclusions are based on the analysis of the lithology of the Dzhaus Beds and the changes in the hydrodynamic regime in the sedimentation basin. Traces of the maximum subsidence of the sea level are recorded in the interval 29–72 m of 16-th Member (*elegans* tentaculite zone, *inversus* conodont zone). Sea level rise was recorded in the intervals of the entire 15-th Member, 0–28 and 73–102 m of 16-th Member (*elegans* and *cancellata* tentaculitic zones, *inversus* u *serotinus* conodont zones). In terms of time, the Dzhaus transgressions can be compared with the Czech Late Zlichovian and Early Dalejan eustatic events. The change in the composition of the Dzhaus cephalopod, brachiopod, and ostracod associations occurs in the *elegans* tentaculite zone. The information obtained from the study of the section of the Dzhaus Beds in the Khodzha-Kurgan valley makes it possible to relatively accurately date the Emsian eustatic oscillations in the South Tien Shan region. This gives the studied section a certain correlation value, since the details of the Emsian transgressions revealed in it can be used in the global correlation of eustatic events and be criteria for substantiate the position of the boundaries of the Emsian substages in the South Tien Shan.

Keywords: Emsian stage, Dzhaus Beds, tentaculite and conodont zones, hemipelagic deposits, lithological and genetic types of rocks

УДК 551.79

О СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЕ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

© 2023 г. Ю. Б. Гладенков¹, *, А. С. Тесаков¹, **

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: gladenkov@ginras.ru

**e-mail: tesak@ginras.ru

Поступила в редакцию 29.12.2022 г.

После доработки 10.02.2023 г.

Принята к публикации 25.02.2023 г.

Рассматриваются вопросы использования новой структуры четвертичной геологической системы, утвержденной недавно Международной комиссией по стратиграфии, в практике геологических работ России и варианты возможных изменений в иерархии подразделений квартера в Стратиграфическом кодексе России.

Ключевые слова: квартал, структура, подразделения, номенклатура, иерархия

DOI: 10.31857/S0869592X23050034, **EDN:** WIIBCE

Четвертичная система (квартер) была выделена в 1829 г. Ж. Денуайе (Desnoyers, 1829), как образования, перекрывающие отложения третичной системы. С тех пор геологи обсуждают ее объем, структуру и нижнюю границу. Этим вопросам посвящено огромное число публикаций и международных совещаний. Тематика квартера постоянно является предметом жарких научных дискуссий. Специфика четвертичного периода по сравнению с периодами других геологических систем привела к созданию особой ветви геологии — четвертичной. В связи с этим в СССР в 1927 г. была организована специальная Комиссия по изучению четвертичного периода АН СССР, которая работает и сейчас (Комиссия по изучению четвертичного периода РАН). В 1928 г. была создана Ассоциация по изучению четвертичного периода в Европе, а в 1936 г. — Международный союз по изучению четвертичного периода (ИНКВА = INQUA), который объединяет “четвертичников” большинства стран мира. Российские специалисты в изучение четвертичных образований внесли много важного, обозначив подходы к созданию структуры этой системы и предложив варианты ее расчленения. Среди них А.П. Павлов, С.А. Яковлев, В.И. Громов, К.В. Никифорова, И.И. Краснов, Е.В. Шанцер, В.А. Зубаков, Б.А. Борисов и многие другие.

В течение ряда лет особое внимание геологов было привлечено к проблеме проведения нижней границы квартера и определения его объема. В зависимости от решения этой проблемы решались

вопросы иерархии стратиграфических подразделений местного, регионального и глобального масштаба. Сложность определения нижнего рубежа квартера заключается в том, что для этого использовались разные подходы. Эту границу в различные годы предлагалось проводить по (1) началу общего похолодания на Земле; (2) появлению оледенений; (3) изменению континентальной фауны (млекопитающих); (4) изменению морской фауны (моллюсков и микрофоссилий); (5) появлению человека; (6) смене изотопного состава морских вод. Мы не будем останавливаться на истории, характере и сути проведенных в прошлом дискуссий по проблемам четвертичной стратиграфии — этому посвящены многочисленные отечественные и зарубежные публикации, а остановимся только на формировании стратиграфической структуры квартера в последние десятилетия, что в той или иной мере находило отражение в разных редакциях Российского стратиграфического кодекса.

До 1985 г. российские геологи проводили нижнюю границу квартера на уровне 0.7 млн лет. Но в 1984 г. Международная комиссия по стратиграфии (МКС) опустила ее до основания калабрия (Aguirre, Pasini, 1985; Cowie, Bassett, 1989), что по современным оценкам соответствует уровню 1.8 млн лет. Затем совсем недавно, в 2009 г., решением той же комиссии границу “удревнили” и переместили к уровню 2.6 млн лет (Гладенков, 2009; Finney, 2010). Эти преобразования нашли определенное отражение в редакциях Стратиграфического кодекса СССР и России прошлых лет.

Система/ период	Отдел/эпоха		Ярус/век	ТГСГ	Возраст, млн лет	Современность
Квартер	Голоцен	В/П	Мегалаий		0.0042	
		С	Нортгриппий		0.0082	
		Н/Р	Гренландий		0.0117	
	Плейстоцен	В/П	Верхний		0.129	
		С	Чибаний		0.774	
		Н/Р	Калабрий		1.80	
			Гелазий		2.58	
Неоген						

Рис. 1. Современная структура четвертичной системы в Международной стратиграфической шкале (<https://stratigraphy.org>).

Подотделы и подэпохи: н/р — нижний/ранний, с — средний, в/п — верхний/поздний; ТГСГ — точки глобального стратотипа границ (отмечены знаками “золотых звезд”).

Последний вариант структуры квартера в Общей стратиграфической шкале России отражен в редакциях кодекса 2006 и 2019 гг. (Стратиграфический..., 2019). Именно эта структура достаточно успешно использовалась в нашей стране при проведении геологического картирования. Она отличается от структур других геологических систем тем, что в ее основу положены материалы по разрезам *континентальных* образований и *климато-стратиграфии*. Именно это привело к выделению специфических подразделений, которые соответствуют периодам и фазам климатических циклов разного масштаба: в нисходящем порядке это *раздел, звено, ступень* (Алексеев и др., 1997). В табл. 1 (левая часть) приведен вариант стратиграфической схемы, составленный с использованием этой основы и отраженный в отечественном стратиграфическом кодексе (Стратиграфический..., 2019).

Долгие годы Международная шкала четвертичной системы в утвержденном виде фактически отсутствовала, хотя ее проект использовался во многих странах (в частности, при глубоководном бурении последних лет). В отечественной практике корреляция рабочей международной схемы квартера с российской схемой всегда проводилась с большой долей условности (например, Борисов, 2007; Тесаков и др., 2015).

В 2021 г. МКС формально утвердила новый вариант стратиграфической схемы с ярусным делением отделов квартера (рис. 1; табл. 1, правая часть). Для нижних границ всех этих подразделений, кроме яруса верхнего плейстоцена, утверждены международные стратотипы (ТГСГ/GSSP). В этом варианте квартал включает два отдела: плейстоцен и голоцен, а в плейстоцене намечены три подотдела:

нижний, средний и верхний. Нижний подотдел содержит два яруса (гелазий и калабрий). Средний представлен одним ярусом (чибаний). Ярусное подразделение верхнего плейстоцена пока не формализовано (оно остается без названия). В голоцене выделены три подразделения, отнесенные к “ярусам”.

Специально отметим, что плейстоценовая часть шкалы составлена на основе материалов по *морским* разрезам, как это сделано и в других системах фанерозоя (в частности, в неогене), и в ней использована *номенклатура* подразделений, близкая к таковой других фанерозойских систем: самыми мелкими единицами являются *ярусы* (Head et al., 2021) (рис. 1). В противоположность этому, “ярусы” голоцена выделены на основе изотопных данных, полученных при изучении кернов льдов Гренландии и пещерных сталактитов Индии. Эти “ярусы”, не имеющие палеонтологической характеристики, по “длительности” резко (в сотни раз) отличаются от таковых других систем фанерозоя. Это в очередной раз привлекает внимание к вопросу о несоответствии иерархического ранга голоцена отделу системы (существует мнение, что голоцен — это неполное межледниковье, соответствующее рангу неполного яруса фландрия).

Существующие отличия (в том числе и номенклатурные) международной и отечественной стратиграфических схем квартера постоянно находились и сейчас находятся в центре внимания российских геологов. О сложности корреляции этих схем и возможных путях решения этой проблемы, как и об использовании дробных стратиграфических подразделений в практике, давно писали В.В. Меннер (1986), А.И. Жамойда (2015), Б.И. Бо-

Таблица 1. Схема сопоставления подразделений четвертичной системы, принятых Межведомственным стратиграфическим комитетом России (МСК), и подразделений, утвержденных Комиссией по стратиграфии Международного союза геологических наук (МСГН)

Общая стратиграфическая шкала 2019 Общие стратиграфические подразделения					Возраст, млн лет	Международная стратиграфическая шкала 2022				Морская изотопная шкала (Pillans, Gibbard, 2012)		
Система	Надраздел (отдел, подотдел)	Раздел	Звено	Степень		Система	Отдел	Подъярус	Ярус	Возраст границ ста- дий, тыс. лет	Стадия	
Четвертичная (квартер) Q	Голоцен Н				0.0117	Четвертичная	Голоцен	Верхний 0.0042 Средний 0.0082 Нижний	Мегалаий Meghalayan Нортгриппий Northgrippian Гренландий Grenlandian	11.7 29 57 71 126 191 243 301 334 364 427 474 528 568 621 659 712 760 781	1	
	Плейстоцен Р	Неоплейстоцен №	Верхнее III	III ₄			0.126					
				III ₃								
				III ₂								
				III ₁								
			Среднее II	II ₆	0.781							
				II ₅								
				II ₄								
				II ₃								
				II ₂								
				II ₁								
				Нижнее I			I ₈	1.806				
							I ₇					
			I ₆									
			I ₅									
			I ₄									
			I ₃									
			I ₂									
			I ₁									
	Эоплей- стоцен E	Верхнее E II	0.781									
		Нижнее E I										
	Гелаз- ский**				2.588		Плейстоцен	Средний	Чибаний Chibanian			20–35
					1.806		Нижний					
					2.588	Верхний	Гелазий Gelasian		–103–			
Нео- геновая	Плиоцен верхний	Пьяченц- ский				Нео- геновая	Плиоцен	Верхний Пьяченций Piacenzian				

рисов (2007) и другие. В таблице 1 приведен один из возможных вариантов такого сопоставления.

Но сейчас перед нами встал актуальный вопрос: какую стратиграфическую схему квартера в будущем следует использовать при проведении геологических работ в России – отечественную или новую международную. Поэтому в МСК воз-

никают конкретные вопросы практического характера:

1. Принять ли международную шкалу квартера и внести в Стратиграфический кодекс России соответствующие изменения?

2. Оставить ли нашу прежнюю схему (совсем или на время), хотя область ее применения, по су-

ти, ограничена территорией развития континентальных отложений главным образом северных районов?

3. Предложить ли какой-либо компромиссный вариант схемы, наиболее подходящий для нашей практики?

При любом выборе из трех приведенных вариантов возникает необходимость внесения определенных корректив и комментариев в отечественный Стратиграфический кодекс (и в Общую стратиграфическую шкалу). По мнению Ю.Б. Гладенкова, наиболее целесообразным будет принятие утвержденного варианта структуры международной шкалы (пункт 1), чтобы, как и другие страны, применять апробированные мировой стратиграфической практикой унифицированные подходы к расчленению четвертичных образований (прежде всего, морского происхождения) и использовать эти данные при составлении обзорных геологических карт. В этом случае в Общей стратиграфической шкале (Приложение 1 к Стратиграфическому кодексу 2019 г., с. 58) следует заменить старую схему четвертичной системы новой международной схемой (табл. 1). Но, конечно, это изменение должно сопровождаться некоторыми модификациями и небольшими примечаниями к соответствующим статьям Стратиграфического кодекса (например, статьи III.7., III.9. главы III (Стратиграфический..., 2019, с. 17–18), глава VIII “Климатостратиграфические подразделения” (с. 39–40), что, однако, не должно нарушить общую структуру кодекса.

При этом, по мнению авторов, действующая в России схема, основанная в целом на климатических критериях (раздел, звено, ступень), на данном этапе остается весьма полезной в качестве *региональной* (с выделением стратонов типа горизонтов) для расчленения континентальных, прежде всего ледниковых и межледниковых, образований Северной Евразии. Мы должны принять во внимание важное обстоятельство. Область, где возможно непосредственно картировать морские ярусы плейстоцена, не охватывает всю территорию нашей страны. Эта область включает, с одной стороны, относительно узкую, хотя и весьма протяженную (около 15000 км) зону морских побережий и островов Арктических районов, а с другой стороны, значительные по площади районы восточной части страны (Камчатка, Сахалин, Приморье). В то же время большая часть нашей суши покрыта континентальными отложениями, расчленение которых базируется на континентальной биоте и климатостратиграфии, что резко отличает их стратоны от таковых морского генезиса.

Все перечисленные вопросы нуждаются в специальном рассмотрении. В связи с этой проблемой МСК России поручил Комиссии по четвертичной

системе подготовить соответствующие предложения. Взвешенное решение может быть получено только при всестороннем обсуждении широким кругом заинтересованных специалистов, и настоящая заметка является приглашением для всех “четвертичников” принять практическое участие в работе комиссии. Речь идет не только о выборе методических подходов к выделению четвертичных подразделений, но и о выработке такой их иерархии, которая была бы понятна и удобна для геологического картирования.

Благодарности. Авторы выражают благодарность А.Ю. Розанову, С.И. Бордунову, С.В. Попову и А.С. Застрожнову за советы по улучшению статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена по теме государственного задания Геологического института РАН (г. Москва).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев М.Н., Борисов Б.А., Величко А.А., Гладенков Ю.Б., Лаврушин Ю.А., Шик С.М. Об общей стратиграфической шкале четвертичной системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 5. С. 105–108.
- Борисов Б.А. Дальнейшее совершенствование Общей стратиграфической шкалы четвертичной системы // Геологические события неогена и квартера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. М.: ГЕОС, 2007. С. 16–19.
- Гладенков Ю.Б. Позднекайнозойские экосистемы и основания для пересмотра статуса и границ неогена и квартера // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м Международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008). М.: ГЕОС, 2009. С. 8–20.
- Жамойда А.И. Состояние и проблемы общей стратиграфической шкалы России // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 655–670.
- Меннер В.В. Стратиграфические подразделения квартера в общей стратиграфической шкале // Исследования четвертичного периода (избранные доклады XI Конгресса ИНКВА). М.: Наука, 1986. С. 90–96.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, Межведомственный стратиграфический комитет, 2019. 96 с.
- Тесаков А.С., Шик С.М., Величко А.А., Гладенков Ю.Б., Лаврушин Ю.А., Янина Т.А. Предложения по структуре четвертичной системы Общей стратиграфической шкалы России // Стратиграфические и палеогеографические проблемы неогена и квартера России (новые материалы и методы). М.: ГЕОС, 2015. С. 54–59.
- Aguirre E., Pasini G. The Pliocene–Pleistocene Boundary // Episodes. 1985. V. 8. № 2. P. 116–120.

Cowie J.W., Bassett M.G. Global stratigraphic chart with geochronometria and magnetostratigraphic calibration // Episodes. 1989. V. 12. № 2 (Supplement, 1 sheet).

Desnoyers J. Observations sur un ensemble de dépôts marins plus récents que les terrains tertiaires du bassin de la Seine, et constituant une Formation géologique distincte: précédées d'un Aperçu de la non-simultanéité des bassins tertiaires // Annales Sciences Naturelles, Paris. 1829. V. 16. P. 171–214, 402–491.

Finney S.C. Formal definition of the Quaternary System/Period and redefinition of the Pleistocene Series/Epoch // Episodes. 2010. V. 33. № 3. P. 159–163.

Head M.J., Pillans B., Zalasiewicz J.A., the ICS Subcommittee on Quaternary Stratigraphy. Formal ratification of subseries for the Pleistocene Series of the Quaternary System // Episodes. 2021. V. 44. № 3. P. 241–247.

Pillans B., Gibbard P. The Quaternary Period // The Geologic Time Scale 2012. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Oxford: Elsevier, 2012. V. 2. P. 979–1101.

Рецензенты С.И. Бордунов,
А.К. Маркова, С.В. Попов, А.Ю. Розанов

On the Current Structure of the Quaternary Geological System

Yu. B. Gladenkov^{a, #} and A. S. Tesakov^{a, ##}

^a Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]e-mail: gladenkov@ginras.ru

^{##}e-mail: tesak@ginras.ru

The paper deals with the issues of the use of the new structure of the Quaternary Geological System approved recently by the International Commission on Stratigraphy in the practice of geological work in Russia, and options for possible changes in hierarchy of Quaternary subdivisions in Stratigraphic Code of Russia.

Keywords: Quaternary, structure, subdivisions, nomenclature, hierarchy