

УДК 550.93:553.83

U–Th–Pb (LA-ICP-MS) ДАТИРОВАНИЕ ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА ИЗ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АРХИПЕЛАГА ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА (РОССИЙСКАЯ АРКТИКА) И ЭВОЛЮЦИЯ ИХ ИСТОЧНИКОВ СНОСА¹

© 2025 г. Ю. В. Калякин^{1,*}, В. Б. Ершова^{1,2}, Г. Н. Александрова^{1, **}, С. М. Ляпунов¹, А. С. Дубенский¹, С. Ю. Соколов¹, Н. П. Чамов¹, К. Г. Ерофеева^{1,3}, В. С. Шешуков¹

¹ Геологический институт, Российской академия наук, Москва, Россия

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Российской академия наук, Москва, Россия

*e-mail: yukar61@mail.ru

**e-mail: dinoflag@mail.ru

Поступила в редакцию 30.12.2024 г.

После доработки 26.02.2025 г.

Принята к публикации 28.03.2025 г.

Представлены результаты U–Pb датирования обломочного циркона из нижне-среднеюрских отложений, отобранных из естественных обнажений во время полевых работ на островах Гукера, Хейса, Циглера, Джексона и Греэм-Белл. Это позволило охарактеризовать распределение возрастов обломочного циркона осадочных пород как во времени (плинбах, байос–бат), так и по площади архипелага. Получены новые данные по палинологии средней юры архипелага Земля Франца-Иосифа. Установлено, что в плинсбахе и байосе источниками сноса выступали поднятия, сложенные разновозрастными метаморфическими (мезо-неопротерозойскими), магматическими (кембрийскими и позднедевонско-каменноугольными) и кембрийско-триасовыми осадочными породами, выведенными на поверхность во время позднетриасово-раннеюрского воздымания северо-восточной части Баренцевоморского региона. На границе байоса и бата большая часть поднятий, которые выступали источниками сноса обломочного материала в ранней юре, были в значительной степени нивелированы, а начавшаяся еще в тоаре обширная трансгрессия в конце байоса привела к расширению области морской седиментации и к значительному сокращению площадей континентальной суши. Основными источниками сноса, вероятно, стали выступать небольшие участки суши, сложенные пермскими и/или нижне-среднетриасовыми отложениями.

Ключевые слова: Арктические острова России, изотопный возраст, ранняя юра, средняя юра, тоар, байос–бат

DOI: 10.31857/S0869592X25050044

ВВЕДЕНИЕ

Окраинно-шельфовое сводовое поднятие архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) обособилось как структурная единица на крайнем севере Баренцевоморской континентальной окраины в начале мезозоя. На севере поднятие граничит с глубоководной котловиной Нансена Евразийского бассейна,

на юге – с Северо- и Восточно-Баренцевской впадинами. С запада и востока оно ограничено рифтогенными прогибами Франц-Виктория и Святой Анны (Грамберг, 1988).

В истории осадконакопления Баренцевоморской континентальной окраины выделяют два крупных трансгрессивно-регressiveных цикла – триасовый и раннеюрско-раннемеловой

¹ Дополнительная информация (ESM) для этой статьи доступна по ссылке <https://doi.org/10.31857/S0869592X25050044> для авторизованных пользователей.

(Преображенская и др., 1985; Грамберг, 1988; Басов и др., 1997, 2009). Триасовый цикл начался с морской трансгрессии в индское время, включал несколько регressiveных циклов второго порядка и завершился общей регрессией в конце триасового времени. На ЗФИ наиболее древние (индские?) терригенные осадочные породы триаса трансгрессивно залегают на известняках верхнего карбона. Они вскрыты параметрической скважиной Нагурская на о. Земля Александры (Dibner, 1998; Грамберг и др., 1985). В двух других скважинах (скв. Хейса, о. Хейса и скв. Северная, о. Греэм-Белл) разрез триасовых отложений представлен всеми (кроме рэта) стратиграфическими подразделениями среднего и верхнего отделов. По литолого-фациальным признакам ранее предполагалось, что обломочный материал в триасовое время мог поступать на ЗФИ с архипелагов Северная Земля и Шпицберген, а также с Новоземельско-Уральского региона и Балтики (Пчелина, 1998; Басов и др., 2009).

Раннеюрско-раннемеловой цикл осадконакопления хронологически совпадает с существенной перестройкой геодинамического режима в Арктическом регионе – формированием гетерогенной структуры Амеразийского бассейна, начало развития которого фиксируется рифтогенезом в Канадской котловине (бассейне) в ранне-среднеюрское время (например, Grantz et al., 1998; Grantz, 2006; Mickey et al., 2002). Начало цикла в Баренцевоморском регионе характеризуется накоплением осадочных отложений континентального генезиса (Грамберг, 1988). В пределах ЗФИ это раннеюрские существенно кварцевые пески и песчаники теттоффской свиты (Дибнер, Седова, 1959; Dibner, 1998). Начавшаяся в аалене морская трансгрессия, охватившая только острова западной и центральной частей архипелага, завершилась общей регрессией в берриасско-аптское время (Басов и др., 2009). Глинистые и алеврито-глинистые отложения, содержащие обильную морскую фауну, накапливались и в байосе, и в бате (фиумская свита по (Костева, 2002, 2005)). Максимума трансгрессия достигла в келловее. Данные литолого-фациального анализа предполагают положение источников сноса в юрское время к северу и северо-востоку от архипелага (Костева, 2002).

Для мезозойских комплексов ЗФИ U-Pb (LA-ICP-MS) датирование обломочного циркона проводилось ранее из средне- и верхнетриасовых терригенных пород скв. Северная (Соловьев и др., 2015) и верхнетриасовых–меловых отложений юго-восточных островов ЗФИ (Ershova et al., 2022).

Согласно А.В. Соловьеву с соавторами (Соловьев и др., 2015), осадочный материал в средне-позднетриасовый бассейн поставлялся с юго-востока и востока, а источниками сноса терригенного материала являлись горные сооружения Уральского складчатого пояса, в меньшей степени Восточно-Европейский кратон и тиманиды. В.Б. Ершова с соавторами предположили, что источник сноса для позднетриасовых–раннеюрских отложений располагался вблизи ЗФИ и представлял собой продолжение таймырской ветви Уралид (Ershova et al., 2022), которая претерпела значительное воздымание в самом конце триаса.

Объектами настоящего исследования являются нижне- и среднеюрские терригенные породы, образцы которых отобраны на севере (о. Циглера, о. Джексона), в центральной части (о. Гукера, о. Хейса) и на востоке (о. Греэм-Белл) архипелага ЗФИ (рис. 1). Для всех перечисленных выходов юрских отложений (кроме о. Греэм-Белл) датирование обломочного циркона проводится впервые. Первая работа по реконструкции источников сноса на основе распределения возрастов обломочного циркона из юрских отложений ЗФИ (Ershova et al., 2022) была основана на пробах, отобранных только на юго-востоке ЗФИ. Целью наших исследований является получение наиболее полного представления об источниках сноса и палеогеографии исследуемого региона в ранней и средней юре.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Юрские осадочные отложения ЗФИ не дислоцированы и залегают практически горизонтально. Фрагментарность обнажений, в совокупности с большой литологической изменчивостью на каждом стратиграфическом уровне и вариациями мощностей, существенно осложняет их корреляцию по площади архипелага. Этим объясняется отсутствие общеизвестной стратиграфической схемы юрских отложений ЗФИ и расчленение их разными исследователями на различные по объему и составу серии, свиты и толщи (Дибнер, Седова, 1959; Dibner, 1998; Костева, 2002, 2005; Репин и др., 2007). Учитывая это, в определении возраста исследованных образцов и проб мы опираемся как на опубликованные данные о строении и возрасте юрских осадочных пород архипелага, так и на собственные определения содержащихся в них палинокомплексов в тех случаях, когда литературные данные отсутствуют. В настоящем исследовании за основу мы приняли стратиграфическую схему (рис. 2), предложенную

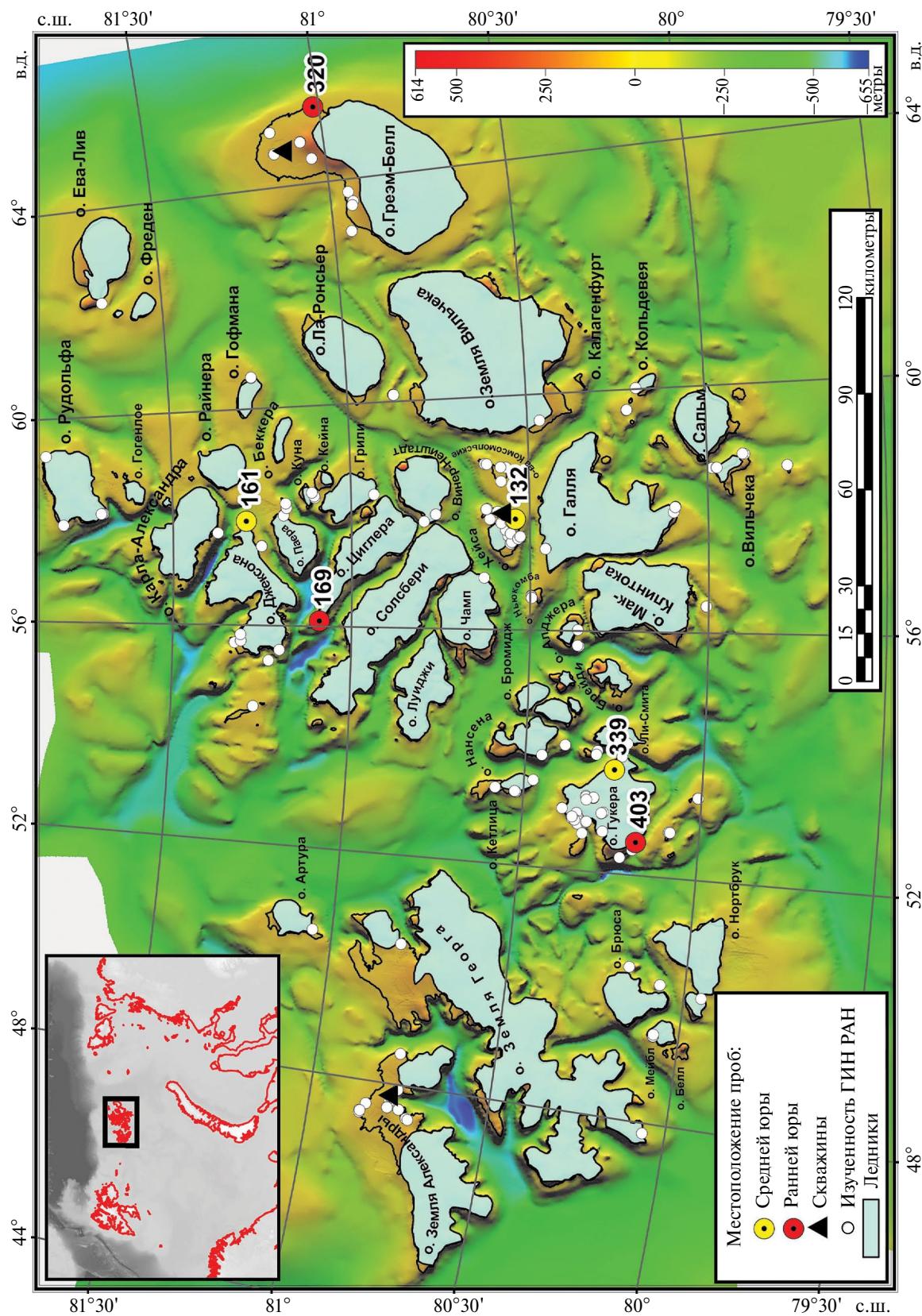


Рис. 1. Схематическая географическая карта архипелага Земля Франца-Иосифа с местоположением обнажений, из которых отобраны пробы на U-Pb датированием обломочного циркона.

Н.Н. Костевой (2002) и дополненную последними данными (Столбов и др., 2010; Khudoley et al., 2019; Karyakin et al., 2021; Карякин, Александрова, 2023; Ershova et al., 2022). По этим данным фиумская свита сложена не только глинями и аргиллитами (стратотип на мысе Фиуми, о. Чамп), но и одновозрастными песками и песчаниками, непосредственный фацальный переход к которым фиксируется, в частности, на востоке о. Гукера между скалой Солнечная и обнажением с высотной отметкой 371 м. Эти пески далее прослеживаются на юг в обнажении 339 (рис. 1) и еще южнее в район залива Макарова. На западе ЗФИ стратиграфически аналогами фиумской свиты являются байосско-батские пески, обнажающиеся на мысе Стивенс, о. Земля Георга (Столбов и др., 2004). В центральной и северной частях архипелага

тот же интервал занимают батские пески, песчаники и аргиллиты о-вов Хейса и Джексона (обн. 132 и 161, рис. 1).

Нижнеюрские отложения относятся к тететгоффской свите, выделенной в качестве стратиграфического подразделения В.Д. Дибнером (Дибнер, 1957; Дибнер, Седова, 1959). Осадочные породы свиты, которые содержат спорово-пыльцевые комплексы ранней юры (плинсбах) и являются едва ли не самыми распространенными на ЗФИ, установлены на многих островах архипелага от о. Белл на юго-западе до о. Греэм-Белл на северо-востоке (Костева, 2002, 2005; Репин и др., 2007). На о. Ли-Смита стратиграфический диапазон тететгоффской свиты расширен по имеющимся данным до плинсбаха–тоара (Карякин, Александрова, 2023).

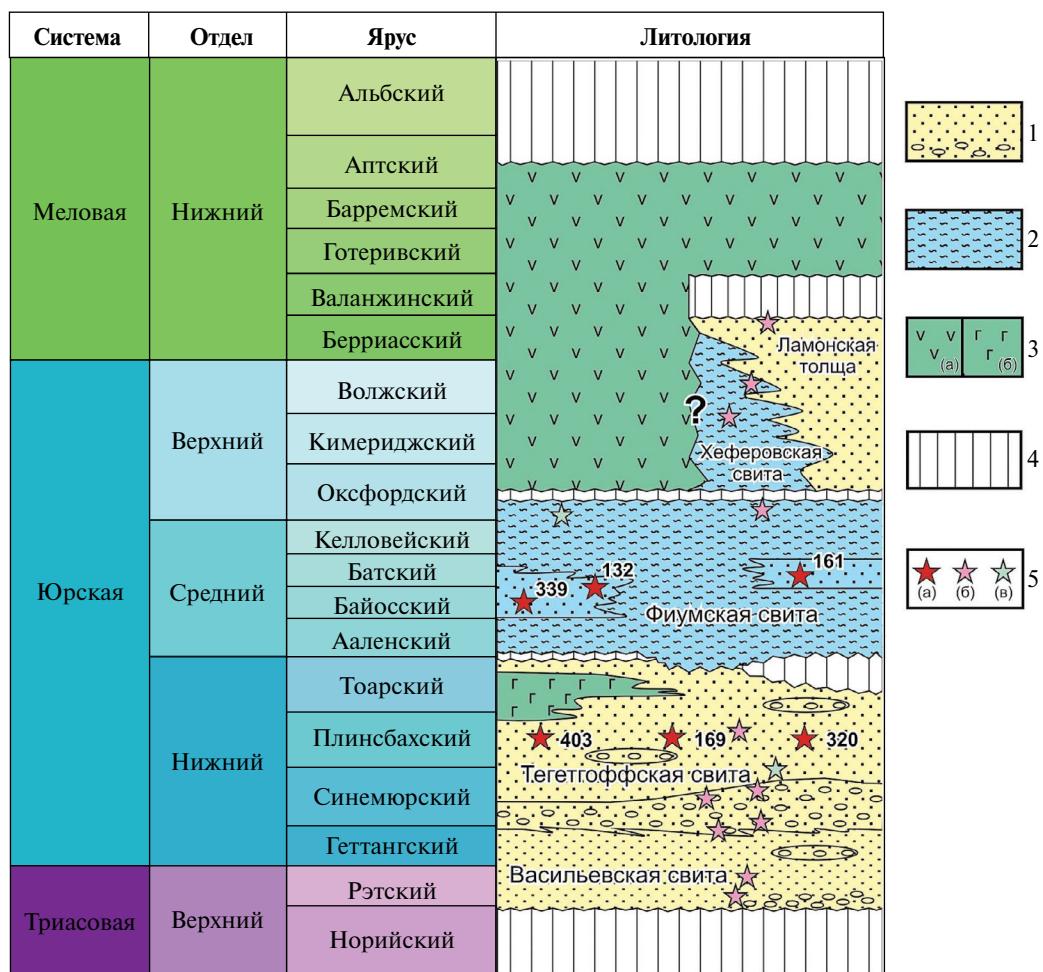


Рис. 2. Литолого-стратиграфическая колонка верхнетриасовых-нижнемеловых отложений архипелага Земли Франца-Иосифа. 1 – континентальные пески, песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты; 2 – морские глины, алевролиты, пески; 3 – базальты, туфы, туфобрекции, туфоконгломераты: (а) – позднеюрско-раннемеловые; (б) – раннеюрские; 4 – хиатус; 5 – места отбора датированных проб: (а) – обнажения настоящей статьи (с номерами), (б) – обнажения по (Ershova et al., 2022), (в) – по (Khudoley et al., 2019).

В нашей коллекции эти отложения представлены песками и песчаниками о-вов Гукера, Циглера и Греэм-Белл (рис. 1, 2).

На о. Гукера ($80^{\circ}10'33.9''$ с.ш., $52^{\circ}32'56.7''$ в.д.) в районе скалы Луначарского (обн. 403, проба 403-1; рис. За, 3б) опробована пачка массивных мелко- и среднезернистых аркозовых песков, в составе которых, кроме плагиоклаза и кварца, присутствуют слюды, роговая обманка, обломки пород и незначительное количество рудных минералов. Песчаники содержат прослои, обогащенные углистым веществом, линзы кремнисто-кварцевых гравелитов, конкреции марказита и фрагменты минерализованной и обугленной древесины. Пачка подстилает базальтовый покров предположительно раннеюрского возраста. Пески содержат спорово-пыльцевой комплекс, а также диноцисты плинсбаха (Карякин, Александрова, 2023). Следует подчеркнуть, что в этих песках определены также и переотложенные триасовые пыльца и споры (*Aratrisporites* sp., *Lunatisporites* spp., *Riccisporites* sp. и др.) (Карякин, Александрова, 2023).

На о. Циглера (обн. 169, обр. 169-3; рис. 3в, 3г) в районе мыса Брайса ($81^{\circ}05'23.5''$ с.ш., $56^{\circ}06'23.0''$ в.д.) отобраны образцы из массивных и плитчатых сероцветных мелкозернистых аркозовых песчаников, местами обогащенных углистым веществом. Песчаники видимой мощностью 3.5–4 м перекрываются вулканогенно-осадочной толщей, состоящей из нескольких базальтовых покровов раннемелового возраста, которые прорваны раннемеловыми дайками субщелочных базальтов (Карякин, Соколов, 2018; Karyakin et al., 2021). На о. Греэм-Белл на мысе Кользат ($81^{\circ}00'55.8''$ с.ш., $65^{\circ}21'49.5''$ в.д.) опробована (обн. 320, проба 320; рис. 3д, 3е) толща светло-серых существенно кремнисто-кварцевых песков плинсбахского возраста, обнажающаяся на северо-восточном склоне горы Кользат (Костева, 2002).

Среднеюрские отложения охарактеризованы пробами из толщ песков и песчаников, обнажающихся, как правило, фрагментарно, на о-вах Гукера, Хейса и Джексона (рис. 1, 2).

На о. Гукера в обнажении, расположенным в 5 км к северо-западу от мыса Альбанова ($80^{\circ}14'55.8''$ с.ш., $53^{\circ}42'44.3''$ в.д.), опробована толща мелкозернистых светло-серых кварцевых и полевошпат-кварцевых песков, содержащих тонкие прослои углистого вещества (обн. 339, проба 339; рис. 4а, 4б). Видимая мощность толщи 17–18 м. Пески подстилают серию покровов раннемеловых толеитовых базальтов и имеют с ними хорошо выраженную (25–30 см) эндоконтактовую зону закалки (рис. 4б).

Проба 339 содержит богатый палиноспектр, в котором преобладают споры разнообразного систематического состава. Доминируют *Syathidites minor*, *C. spp.*, *C. australis*, часто встречаются *Stereisporites kemtchygensis*, *S. psilatus*, *S. insertus*, *Marattisporites scabratus*, *Neoraistrickia truncata*, *N. rotundiformis*, *N. longibaculata*, *Osmundacidites spp.*, *Dictyophyllidites harrissii*. Присутствуют единичные экземпляры *Todisporites* sp., *Biretisporites* sp., *Cibotiumspora jurensis*, *Verrucosporites* sp., *Lophotriletes cf. bauchiniae*, *Granulatisporites* sp., *Foveosporites* sp., *Cadargasporites* sp., *Pilasporites marcidus*, *Lycopodiumsporites* sp. и др. Пыльца голосеменных представлена *Inaperturpollenites* spp., *Alisporites* sp., *Piceapollenites* spp., *Pinuspollenites* sp., *Cicadopites orbicularis*, *C. percarinatus*, единичными *Exesipollenites tumulus*, *Quadraeculina annaeformis*, *Chasmatosporites hians* (заключение Г.Н. Александровой). Близкие по составу спорово-пыльцевые комплексы выявлены в байосских отложениях северных районов Сибири (Ильина, 1985).

На юго-восточном побережье о. Хейса в районе высотной отметки 125 м ($80^{\circ}32'24.5''$ с.ш., $57^{\circ}53'31.9''$ в.д.) опробована пачка серых мелко-, средне- и крупнозернистых субаркозовых песчаников, местами переслаивающихся с темно-серыми и черными алевролитами и аргиллитами (обн. 132, проба 132-3; рис. 4в). Мощность отдельных слоев песчаников колеблется от первых десятков сантиметров до 1.5–2 м, при общей видимой мощности пачки 75–80 м. Пачка, с перерывами в обнаженности, прослежена по простирианию вдоль всего юго-западного побережья острова до метеостанции им. Э. Кренкеля, где фациально замещается толщей черных тонкоплитчатых аргиллитов, прорванных несколькими базальтовыми силами. В песчаниках и аргиллитах определен палиноспектр, близкий к палинокомплексам позднего байоса–бата (Ильина, 1985; Унифицированная..., 1993, 2012), характеризующийся господством спор над пыльцой голосеменных, среди которых наиболее часты *Stereisporites* (*S. bujargensis*, *S. psilatus*, *S. incertus*, *S. congregatus*), *Cyathidites* spp., *Matonisporites* spp., *Lycopodiumsporites* spp., в том числе *L. intortivallus*, *Klukisporites variegatus*. Присутствует *Lophotriletes torosus* (заключение Т.Ф. Трегуб).

На мысу Кремсмюнстер о. Джексона ($81^{\circ}17'38.3''$ с.ш., $57^{\circ}55'55.2''$ в.д.) опробована толща серых массивных мелкозернистых аркозовых песчаников видимой мощностью 18–20 м,

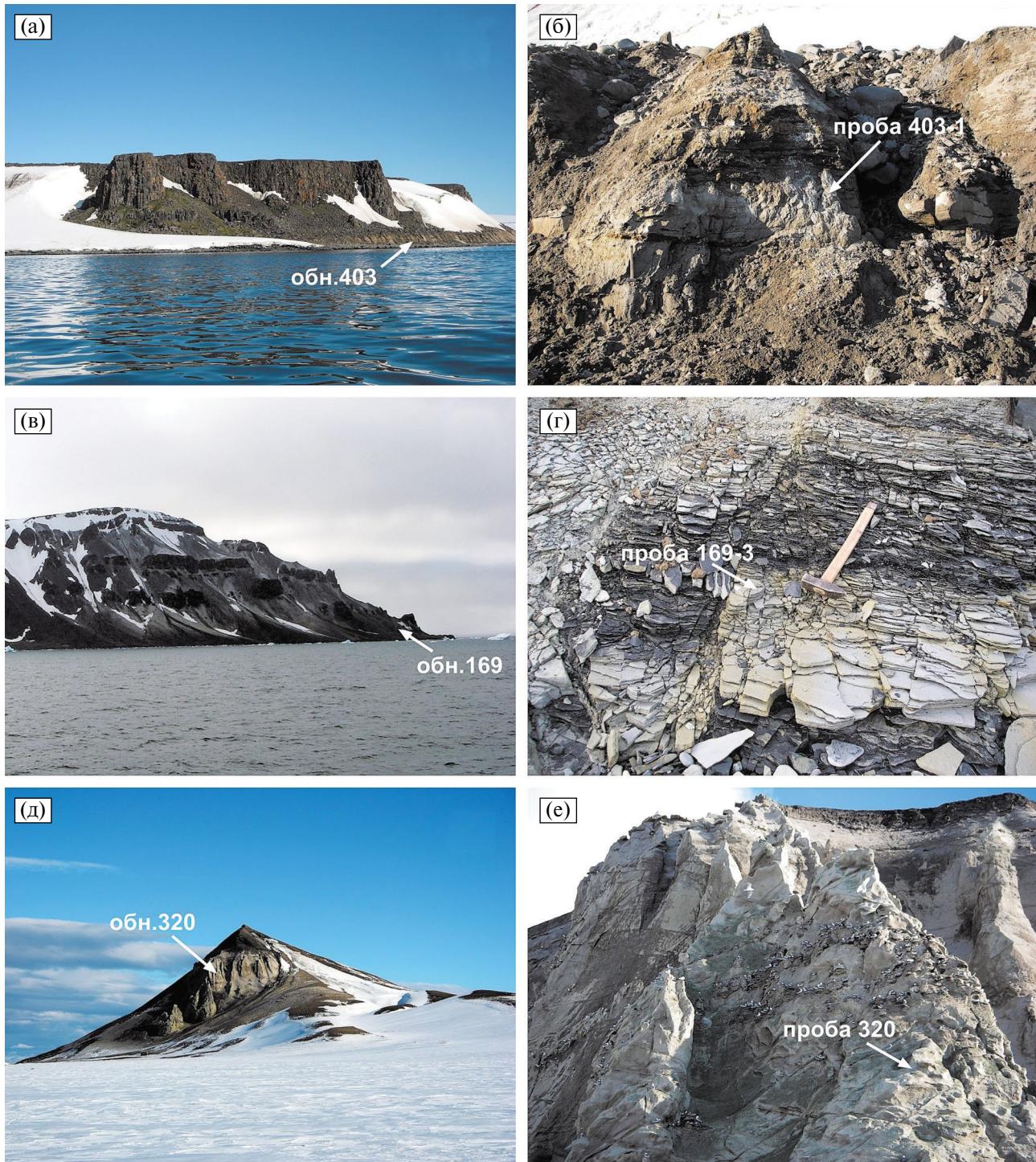


Рис. 3. Обнажения и места отбора проб раннеюрских осадочных пород Земли Франца-Иосифа.
 (а, б) – о. Гукера, скала Луначарского; (в, г) – о. Циглера, мыс Брайса; (д, е) – о. Греэм-Белл, гора Кользат. Фото Ю.В. Карякина.

перекрывающая без видимого контакта два покрова раннемеловых субщелочных базальтов. Кроме кварца и полевого шпата, в песчаниках присутствуют (до 25–30%) обломки мезостазиса вулканитов кислого состава со структурами

девитрификации, туфопелиты, обломочные слюды и измененный титаномагнетит. В этих породах (обн. 161, проба 161-4; рис. 4г) определен палиносспектр с частыми *Stereisporites bujargeiensis*, *S. congregatus*, *Sciadopityspollenites*

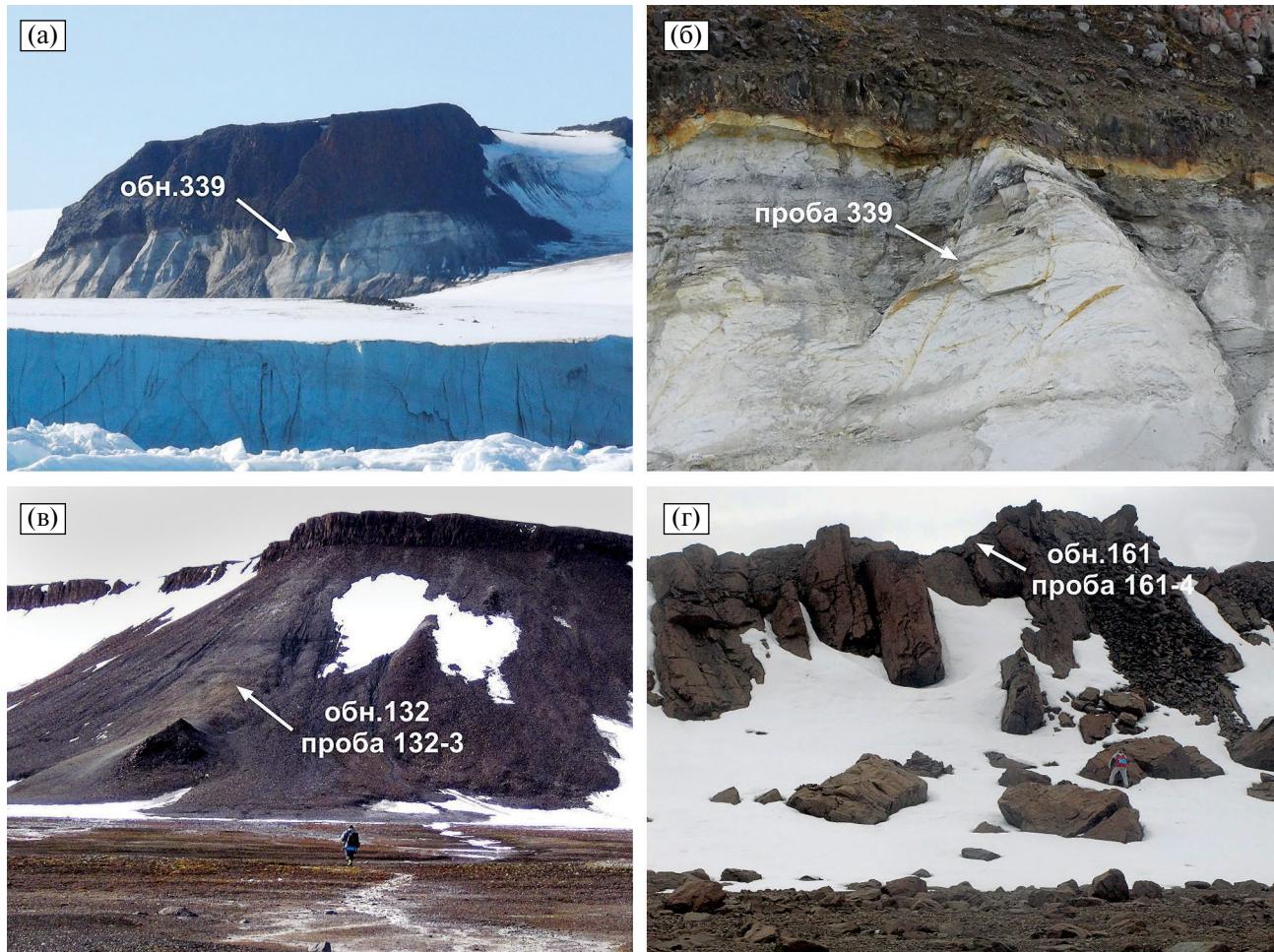


Рис. 4. Обнажения и места отбора проб среднеюрских осадочных пород Земли Франца-Иосифа.
 (а, б) – о. Гукера, обнажение в 5 км к северо-западу от мыса Альбанова; (в) – о. Хейса, район высотной отметки 125 м в 6 км к востоку–северо-востоку от мыса Останцовский; (г) – о. Джексона, мыс Кремсмюнстер. Фото Ю.В. Карякина.

macroverrucosus, *Lophotriletes torosus*, *Klukisporites variegatus* и присутствием *Gleicheniidites*, *Sestrosporites pseudoalveolatus*, *Marattisporites scabrus*, который отвечает региональному палинокомплексу с *Sestrosporites pseudoalveolatus*, *Sciadopityspollenites macroverrucosus* верхней части сысольского горизонта–нижней части курдюмского горизонта (Ильина, 1991; Унифицированные..., 1993, 2012), что указывает на батский возраст вмещающих пород (заключение Т.Ф. Трегуб).

Таким образом, для U–Pb датирования зерен обломочного циркона из нижне- и среднеюрских осадочных отложений ЗФИ мы располагаем шестью пробами и образцами песков и песчаников пяти островов разных частей архипелага, отобранных во время многолетних полевых работ (рис. 1), что позволяет реконструировать эволюцию источников сноса в плинсбахское и байоско-батское время.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Выделение зерен обломочного циркона проводилось по стандартной методике в Лаборатории минералогического и трекового анализа Геологического института РАН, Москва (ГИН РАН). Зерна циркона были имплантированы в эпоксидные шашки и приполированы примерно на половину их толщины. Катодолюминесцентные изображения обломочного циркона были получены в Лаборатории физических методов изучения породообразующих минералов ГИН РАН на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA, оборудованном катодолюминесцентным детектором.

U–Pb изотопное датирование циркона из пород методом LA-ICP-MS проводилось в Лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН с использованием системы

наносекундной лазерной аблации NWR-213 (Electro Scientific Ind.), совмещенной с магнито-секторным ICP масс-спектрометром высокого разрешения Element2 (Thermo Scientific Inc.). Операционные параметры настроек оборудования приведены в табл. 1. Методика датирования описана в работе (Sheshukov et al., 2018).

Калибровка производилась по внешнему стандарту с использованием циркона GJ-1 (Jackson et al., 2004; Horstwood et al., 2016). Для оценки качества анализа в процессе измерения неизвестных зерен циркона измерялись контрольные стандарты циркона 91500 (Wiedenbeck et al., 1995) и Plešovice (Sláma

et al., 2008) (табл. 2). Средневзвешенные значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов циркона 91500, определенные в аналитических сессиях при измерении неизвестных образцов циркона, составили 1064 ± 3 млн лет (2σ , СКВО = 0.24, вероятность = 1.0, $n = 57$) и 1065 ± 3 млн лет (2σ , СКВО = 0.34, вероятность = 1.0, $n = 57$) соответственно, что согласуется с данными CA-ID-TIMS (Horstwood et al., 2016). Средневзвешенное значение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста циркона Plešovice составило 337 ± 1 млн лет (2σ , СКВО = 1.2, вероятность = 0.12, $n = 52$), что согласуется с опубликованными данными CA-ID-TIMS (Horstwood et al., 2016).

Таблица 1. Операционные параметры настроек оборудования для U–Th–Pb изотопного датирования циркона методом LA-ICP-MS

Оборудование	Параметр	Значение
Магнито-секторный масс-спектрометр высокого разрешения Element2 (SF-ICP-MS)	Мощность RF - генератора <i>Аргон, чистота 99,998%:</i> охлаждающий поток вспомогательный поток пробоподающий поток Длина трубки от MS к LA Материал конусов Разрешение Тип сканирования Мертвое время детектора <i>Метод измерения:</i> Измеряемые массы Режим детектирования Окно сканирования массы Время задержки магнита (ms) Время измерения (ms) Количество сканов (runs) на одно измерение (pass) Тип интегрирования сигнала Количество сигналов в пике	1200 В 16 л/мин 0,9-1,5 л/мин 0,85- 0,925 л/мин 150 см Ni Низкое E-scan 20 нс 206, 207, 208, 232, 238 Аналоговый/Счетный 4% 12(206), 16(207), 8(208; 232; 238) 3(206), 4(207), 2(208; 232; 238) 800 Среднеарифметический 100
Система лазерной аблации NWR-213 (LA)	Лазер Аблационная камера Точность позиционирования Длина волны Частота импульсов Диаметр пучка Плотность энергии Время аблации <i>Гелий, чистота 99,9995%:</i> пробоотбирающий поток Время измерения фона Среднее время продувки Режим измерения Настройка	Nd-YAG 2Vol Cell $\pm 1,5$ мкм 213 нм 5-10 Гц 25 мкм $5-10$ Дж/см ² 25 с 0,9 л/мин 15 с 60 с Аблация в точке Линейное сканирование, 5 мкм/с

Таблица 2. Средневзвешенные значения возраста контрольных стандартов циркона 91500 и Plesovice, полученные в ходе 5 измерительных сессий

№ пробы	91500		Plesovice	
	n	Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ млн лет, $\pm 2\sigma$	n	Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ млн лет, $\pm 2\sigma$
403-1	14	1066.9 ± 6.0	14	337.0 ± 2.0
132-3	8	1066.5 ± 7.8	8	335.5 ± 2.7
320	7	1062.6 ± 7.8	9	336.8 ± 2.2
169-3	9	1068.4 ± 7.1	9	339.9 ± 2.4
161-4	9	1064.5 ± 7.1	9	334.8 ± 4.6
339	11	1061.1 ± 6.4	11	338.1 ± 4.6

Примечание. n – количество определений.

Обработка и коррекция данных изотопного анализа проводились с применением программы Glitter (Van Achterbergh et al., 2001). Поправки на нерадиогенный свинец рассчитывались на основе процедуры, разработанной Т. Андерсеном (Andersen, 2002), с использованием программы ComPbCorr (Andersen, 2008).

При построении гистограмм и кривых распределения относительной плотности вероятности возрастов принимались во внимание только возрастные оценки, для которых дискордантность (D) не превышала $\pm 10\%$. Для зерен моложе 1000 млн лет использовался возраст, рассчитанный по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, для более древних – возраст, рассчитанный по $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$. Построение гистограмм и кривых плотности вероятности распределения возрастов обломочного циркона проводилось в программе detzrcr (Andersen et al., 2018). Диаграмма кумулятивной возрастной вероятности зерен обломочного циркона построена в макросе для программы EXCEL (Gehrels, 2006).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Проба 403-1, о. Гукера, скала Луначарского (тегетгофская свита, плинсбах). Циркон представлен полупрозрачными желтыми до бледно-желтых (60–65%), бесцветными (5–10%) и темно-коричневыми (30–35%) короткопризматическими и эллипсовидными зернами. Преобладают (90%) слабоокатанные и хорошо

окатанные зерна с коэффициентом удлинения (КУ) 1–3. Внутреннее строение зерен в катодолюминесцентном изображении (CL) простое с осцилляторной, реже секториальной зональностью (рис. 5а). Реже встречаются зерна, содержащие однородные ядра, окруженные оболочкой с осцилляционной зональностью.

Изучение U–Pb изотопной системы выполнено для 135 зерен, полученный для них 131 анализ удовлетворяет выбранному критерию дискордантности (ESM). Полученные оценки возраста находятся в широком диапазоне от 2930 до 246 млн лет (рис. 6а). Зерна циркона с архейскими возрастными определениями единичны и не формируют значимых максимумов на кривой распределения относительной плотности вероятности возрастов. Палеопротерозойские возрастные определения характерны для 18% выборки изученных зерен циркона и образуют отчетливые максимумы в интервале ~1780 и 1670 млн лет. Мезопротерозойский возраст имеют 15% выборки зерен циркона, образуя два возрастных максимума ~1180 и ~1100 млн лет. Циркон с неопротерозойскими определениями U–Pb возраста составляет 6% изученной выборки, формируя максимум ~640 млн лет (рис. 6б). Палеозойские возрасты характерны для 60% выборки изученного циркона. Среди них выделяются две основные группы – раннепалеозойская с максимумами 482, 442 и 410 млн лет и позднедевонско-пермская с максимумами 385, 360, 342 и 310 млн лет (рис. 7е).

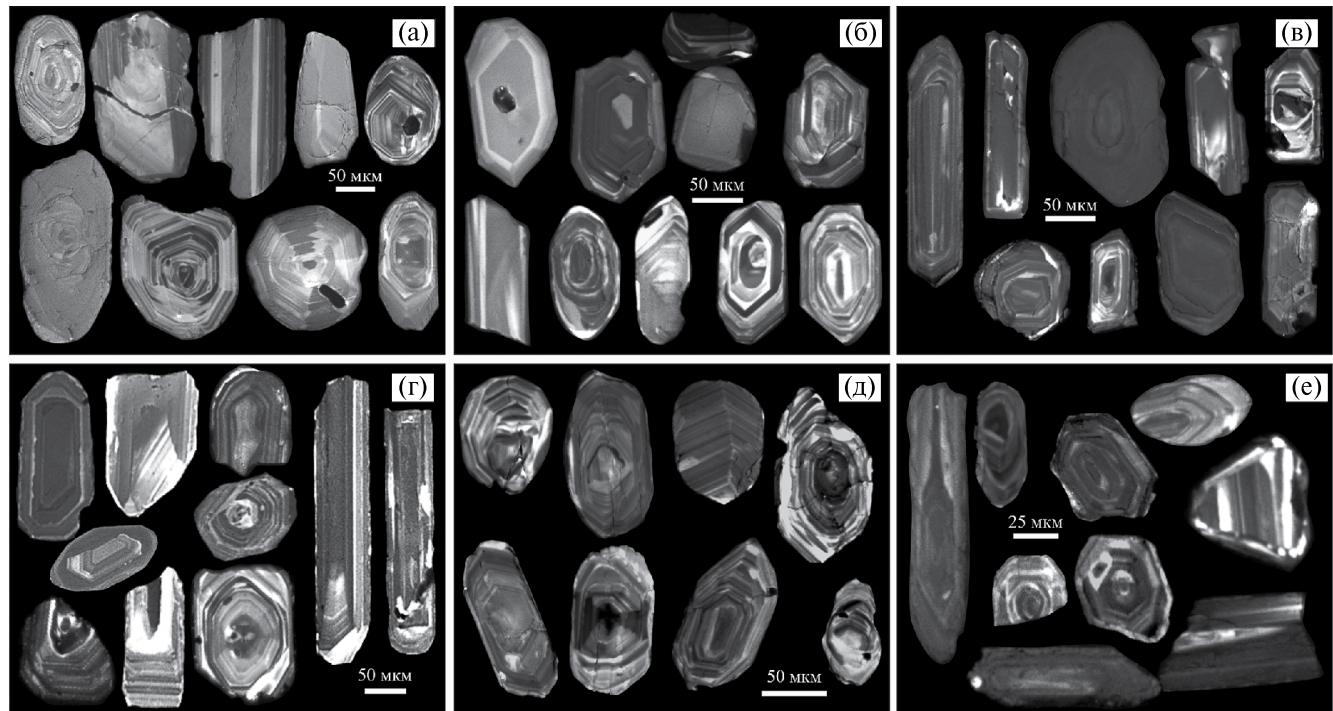


Рис. 5. Микрофотографии зерен дегритового циркона из ранне- и среднеюрских осадочных пород Земли Франца-Иосифа в режиме катодолюминесценции.

(а) – проба 403-1; (б) – проба 169-3; (в) – проба 320; (г) – проба 339; (д) – проба 132-3; (е) – проба 161-4.

Проба 169-3, о. Циглера, мыс Брайса (тегетгофская свита, плинсбах). Циркон представлен полупрозрачными бесцветными, бледно-желтыми и бледно-розовыми кристаллами (85%), реже бледно-розовыми округлыми зернами (15%). Преобладают эллипсовидные и короткопризматические хорошо окатанные зерна с КУ 2–3 и их обломки (~70–80%). Слабоокатанные кристаллы с КУ > 3 единичны. Большинство зерен обладает в CL осцилляторным, реже однородным внутренним строением (рис. 5б).

U–Pb возрасты циркона ($n = 81$) варьируют в интервале от 2725 до 237 млн лет (рис. 6а). Архейские и палеопротерозойские возрасты составляют 21% от всей популяции и не формируют на кривой распределения относительной плотности вероятности возрастов значимых возрастных максимумов. Около 65% зерен циркона от изученной выборки имеют палеозойский возраст. Ранне-среднепалеозойские возрасты формируют максимумы 505, 455, 430, 410 и 368 млн лет, позднепалеозойские возрасты – максимумы 332, 300, 282 млн лет. Триасовый U–Pb возраст характерен для 14% зерен с максимумом около 240 млн лет (рис. 7д).

Проба 320, о. Греэм-Белл, мыс Колзат, гора Колзат (тегетгофская свита, плинсбах).

Циркон представлен полупрозрачными бесцветными, бледно-желтыми и бледно-розовыми коротко- и реже длиннопризматическими зернами с КУ 2 и 3 соответственно. Преобладают слабоокатанные кристаллы (65%) и зерна изометричной формы (20%). Окатанные обломки составляют примерно 15% от общего числа изученных. Зерна имеют простое внутреннее строение с осцилляторной зональностью, реже однородны (рис. 5в).

U–Pb возрасты циркона ($n = 80$) варьируют от 213 до 2635 млн лет (рис. 6а). Докембрийские возрасты характерны для 23% определений зерен и не формируют значимых популяций. Зерна с архейскими и мезопротерозойскими возрастными определениями единичны и составляют лишь 7% от всей изученной выборки. Для мезопротерозойских зерен преобладают возрастные значения 1000–1200 млн лет, а для неопротерозойских – 560–820 млн лет (рис. 6б). Отчетливо выражено преобладание популяции зерен палеозойского возраста (~72–73%). В их числе раннепалеозойские зерна (30%) формируют отчетливые максимумы 458 и 433 млн лет (поздний ордовик–ранний силур), позднепалеозойские (32–33%) – небольшой максимум 365 млн лет и хорошо выраженные максимумы около 335,

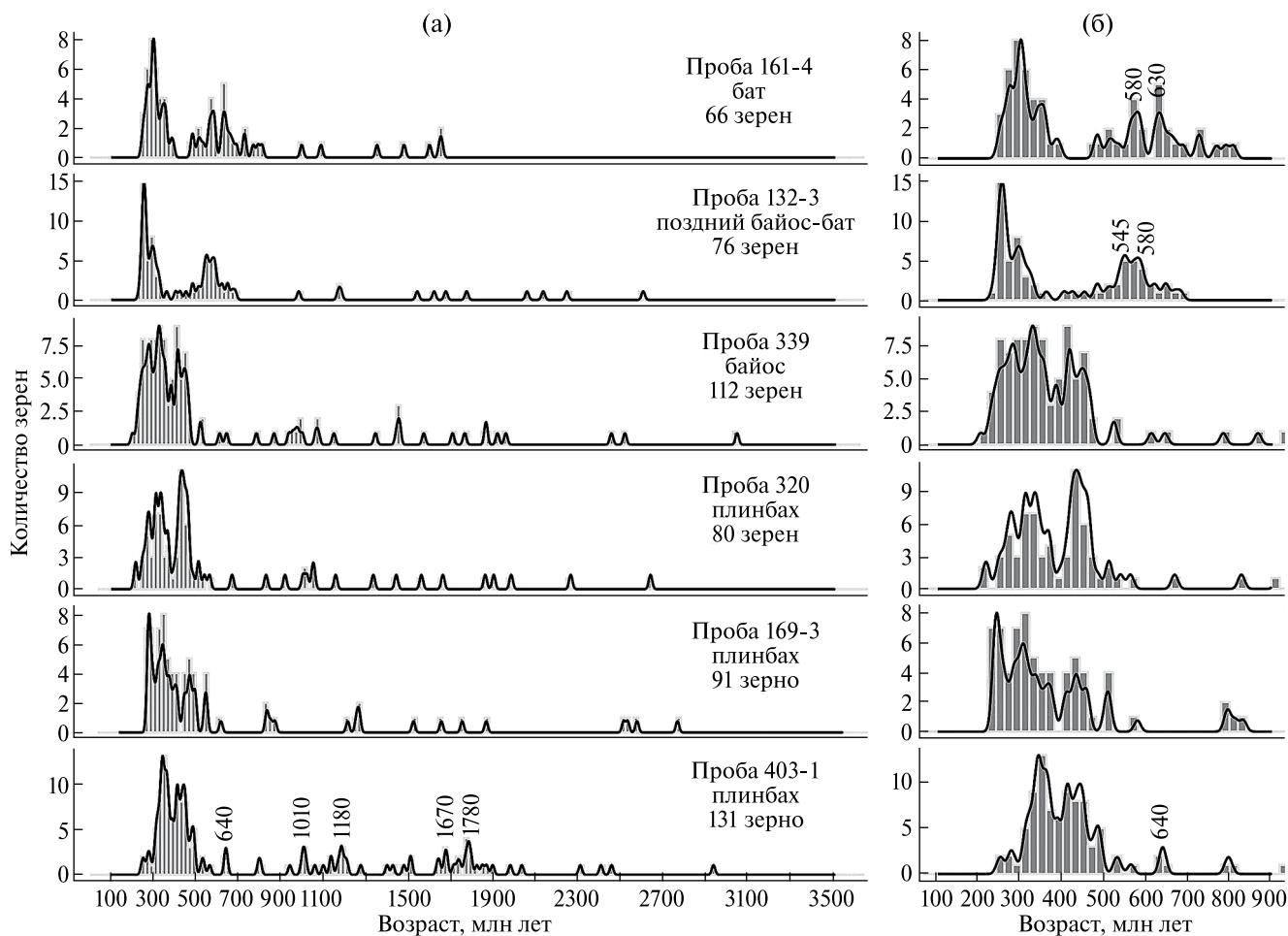


Рис. 6. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов обломочного циркона из ранне-средне-юрских песчаников Земли Франца-Иосифа.

(а) – 100–3500 млн лет; (б) – 100–900 млн лет. Возраст приведен для максимумов, образованных не менее чем тремя зернами циркона для возрастного интервала древнее 550 млн лет.

310 и 278 млн лет (рис. 7г). Зерна триасового возраста (250–213 млн лет) единичны.

Проба 339, о. Гукера, обнажение в 5 км к северо-западу от мыса Альбанова (фиумская свита, байос). Циркон представлен полупрозрачными зернами бледно-розового и бледно-желтого цвета, короткопризматической и эллипсовидной формы с КУ 1.5–2.5. Реже встречаются длиннопризматические зерна с КУ ~3. Внутреннее строение зерен однородно и характеризуется в CL осцилляторной зональностью, реже присутствуют зерна с секториальной зональностью или однородные (рис. 5г).

Полученные U–Pb возрасты циркона ($n = 112$) варьируют от 202 до 3040 млн лет (рис. 6а). Около 23% зерен из изученной выборки имеют докембрийский возраст и не формируют на кривой распределения относительной вероятности

возрастов значимых максимумов. Для большинства изученных зерен (68%) установлен палеозойский возраст. Из них 30% являются раннепалеозойскими с максимумами 445 и 418 млн лет и 28% – позднепалеозойскими с максимумами 355, 323 и 280 млн лет. Около 10% изученных зерен имеют триасовый возраст с максимумом около 250 млн лет (рис. 7в).

Проба 132-3, юго-восточное побережье о. Хейса, район высотной отметки 125 м (фиумская свита, поздний байос–бат). Циркон представлен бесцветными, бледно-желтыми и бледно-розовыми полупрозрачными зернами эллипсовидной и короткопризматической формы с КУ 1.5–2. Около 55–60% зерен слабо окатаны. Доля хорошо окатанных зерен циркона составляет 25% изученной выборки. Большинство зерен обладают однородным внутренним строением

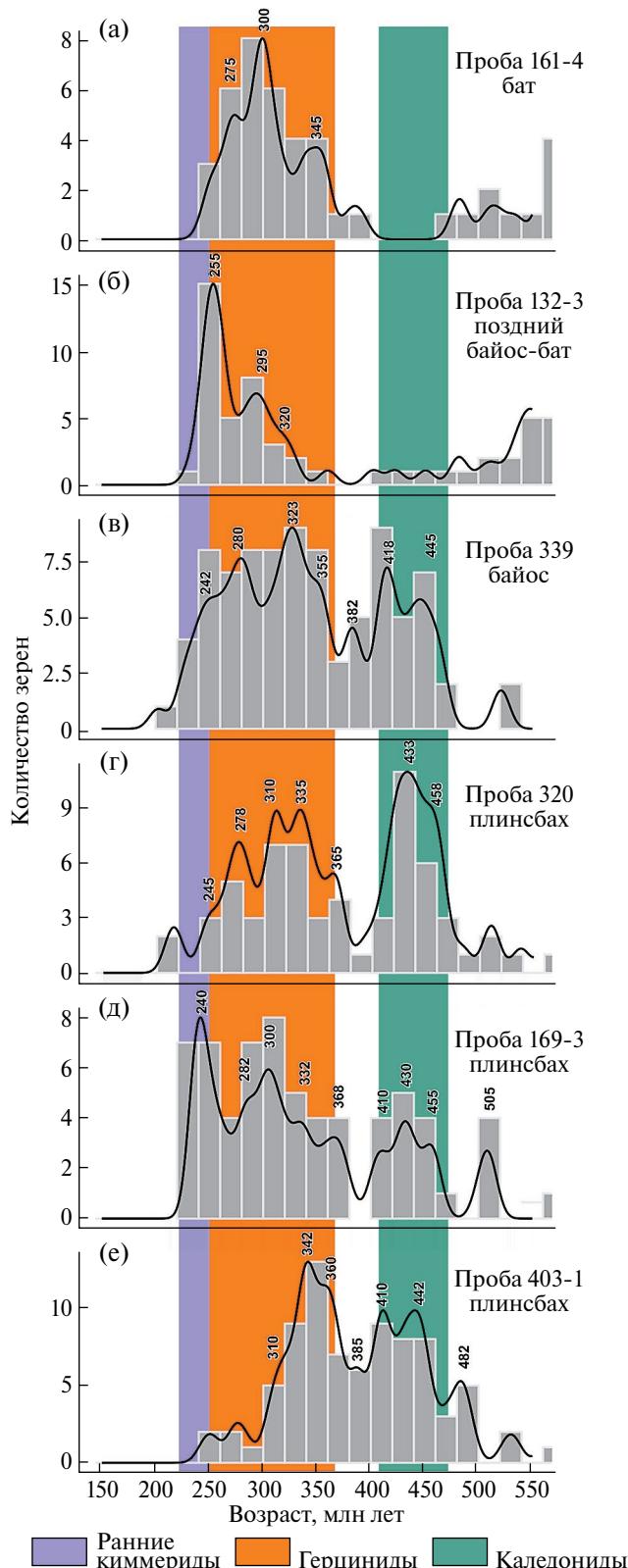


Рис. 7. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов обломочного циркона из ранне-среднеюрских песков и песчаников Земли Франца-Иосифа с возрастом 150–550 млн лет. Возраст приведен для максимумов, образованных не менее чем тремя зернами.

с осцилляторной зональностью. В некоторых зернах эта зональность нарушена (рис. 5д).

Полученные U–Pb возрасты циркона ($n = 76$) варьируют от 233 до 2600 млн лет (рис. 6а). До-кембрийские значения возраста характерны для 42% аналитических определений, среди которых выделяются группы с возрастными максимумами 580 и 630 млн лет (рис. 6б). Палеозойско-раннемезозойские значения возраста характерны для 47% аналитических определений с двумя максимумами 295 и 255 млн лет (ранняя и поздняя пермь) и преобладающим раннетриасовым максимумом около 250 млн лет (рис. 7б).

Проба 161-4, о. Джексон, мыс Кремсмюнстер (фиумская свита, бат). Циркон представлен бесцветными и бледно-желтыми полупрозрачными окатанными зернами короткопризматической формы (65%) с КУ 2–3. Реже присутствуют слабоокатанные кристаллы (10–15%) и остроугольные обломки (15–20%). Большинство зерен в CL обладают простым внутренним строением с осцилляторной зональностью (рис. 5е).

U–Pb возрасты циркона ($n = 66$) варьируют в интервале от 247 до 1654 млн лет (рис. 6а). До-кембрийские определения возраста характерны для 40% зерен изученной выборки, среди которых на кривой относительной вероятности распределения возрастов выделяются два максимума 580 и 630 млн лет (рис. 6б). Палеозойские значения возраста характерны для 58% зерен выборки. Среди них выделяется наиболее значимый максимум 298 млн лет. Менее выражены максимумы 275 и 345 млн лет. Раннетриасовый возраст 247 ± 3 млн лет был получен только для одного зерна.

ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты U–Pb датирования обломочного циркона из нижне-среднеюрских осадочных отложений ЗФИ показали, что изученные пробы по характеру распределения возрастов обломочного циркона можно разделить на две группы.

Первая группа (рис. 8) объединяет пробы из плинсбахских и байосских отложений (пробы 403-1, 169-3, 320 и 339). В этих пробах палеопротерозойские (интервал около 1800–1600 млн лет) и мезопротерозойские (интервал 1300–1000 млн лет) определения возраста обломочного циркона можно сопоставить с магматическими и метаморфическими событиями, известными в террейнах фундамента Балтики и Свеконорвежско-Гренвильского орогена (например, Andersson et al., 2004; Gorbatschev, 2004; Kogja

et al., 2006; Bogdanova et al., 2008). Близкие по возрасту мезопротерозойские комплексы фундамента ЗФИ вскрыты в скв. Нагурская на о. Земля Александры (Knudsen et al., 2019). Неопротерозойские и кембрийские определения возраста циркона (650–520 млн лет) могут быть сопоставлены с главными магматическими и метаморфическими событиями, проявленными в пределах тиманского орогена (например, Gee, Pease, 2004; Kuznetsov et al., 2007 и ссылки в них). Более того, циркон с поздненеопротерозойско-раннекембрийскими (тиманскими) определениями возраста многочислен в кембрийско-девонских отложениях Карского террейна, архипелага Новая Земля и северо-восточной Балтики (например, Lorenz et al., 2008, 2013; Ершова и др., 2015, 2017б; Ershova et al., 2019а, 2019б). Кроме того, В.Б. Ершова с соавторами (Ershova et al., 2022) на основании U–Pb датирования гальки гранитов из нижнеюрских конгломератов о. Греэм-Белл предположили присутствие магматических пород тиманского возраста вблизи архипелага ЗФИ.

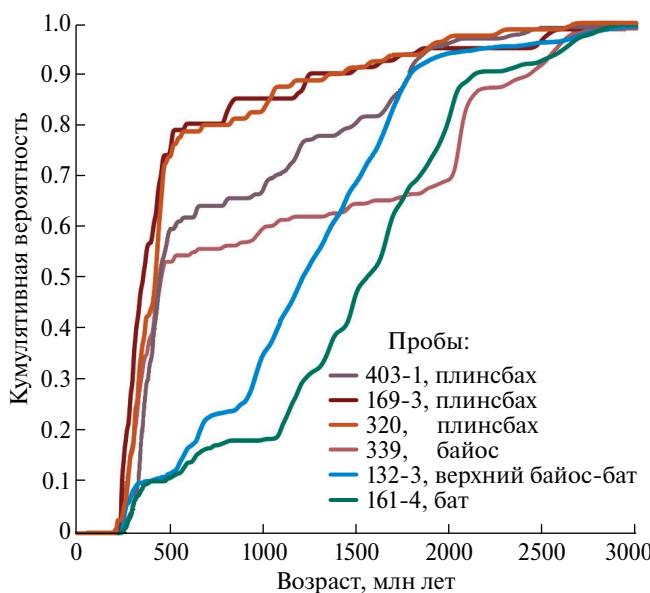


Рис. 8. Диаграмма кумулятивной возрастной вероятности зерен обломочного циркона из ранне-среднеюрских песков и песчаников Земли Франца-Иосифа.

Циркон с раннепалеозойскими возрастами кристаллизации (480–410 млн лет) может соответствовать одновозрастному магматическому эпизоду, известному только на архипелаге Северная Земля (Lorenz et al., 2007; Prokopiev et al., 2019; Kurapov et al., 2020). Более того,

раннепалеозойский обломочный циркон широко распространен в палеозойских терригенных породах архипелагов Шпицберген (Beranek et al., 2020; Anfinson et al., 2022), Северная Земля (Lorenz et al., 2008; Ершова и др., 2015; Ershova et al., 2018, 2019б) и Новая Земля (Lorenz et al., 2013).

Обломочный циркон с позднепалеозойскими и раннемезозойскими возрастами кристаллизации, наиболее многочисленный среди датированных зерен, формирует две отчетливые группы: каменноугольно-раннепермскую (360–280 млн лет) и позднепермско-раннетриасовую (255–240 млн лет). Позднепалеозойские магматические и тектонические события широко проявлены в Арктическом регионе и связаны с закрытием Палеоуральского океана (Şengör et al., 1993; Puchkov, 2009; Scott et al., 2010; Vernikovsky et al., 2013; Kurapov et al., 2021а). Основываясь на U–Pb датировании циркона из галек магматических пород, отобранных из нижнеюрских конгломератов ЗФИ (Ершова и др., 2017а), было предположено, что позднедевонский–каменноугольный магматизм был проявлен на северо-востоке Баренцевоморского региона. Также циркон позднепалеозойского возраста составляет значимые популяции в отложениях триаса Баренцевоморского региона (Soloviev et al., 2015; Соловьев и др., 2023; Fleming et al., 2016; Klausen et al., 2017; Khudoley et al., 2018; Ershova et al., 2022).

Позднепермско-триасовый магматизм (около 255–225 млн лет) проявлен на Таймыре (Vernikovsky et al., 2003, 2020; Kurapov et al., 2021б), а обломочный циркон многочислен в средне-верхнетриасовых отложениях, вскрытых скважинами на востоке и юго-западе Баренцевоморского региона (Fleming et al., 2016; Khudoley et al., 2018). Циркон с триасовыми возрастами кристаллизации встречен в отложениях верхнего триаса архипелагов Шпицберген и ЗФИ (Røhr, Andersen, 2009; Pózer Bue, Andresen, 2014).

Нижнеюрские отложения ЗФИ сложены грубозернистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками, содержащими линзы и прослои гравелитов с хорошо окатанной галькой сливного кварца и халцедона, и мощными пачками полимиктовых конгломератов (Dibner, 1998; Ershova et al., 2022). Это свидетельствует о близком расположении источника сноса обломочного вещества к бассейну седиментации. Более того, согласно данным низкотемпературной термохронологии, в позднем триасе в источнике сноса нижнеюрских терригенных пород произошло значительное (до 6 км) воздымание (Ershova et al., 2022). Позднетриасово-раннеюрское

воздымание в целом характерно для северо-восточной части Баренцевоморского бассейна, Таймыра и предполагается для Северо-Карского бассейна (Zhang et al., 2018; Drachev, Ershova, 2024). Вероятно, основными источниками сноса выступали поднятия, сложенные разновозрастными метаморфическими (мезо-неопротерозойскими), магматическими (кембрийскими и позднедевонско-каменноугольными) и кембрийско-триасовыми метаосадочными и осадочными породами.

Вторая группа (рис. 8) включает пробы, отобранные из батских отложений ЗФИ (пробы 132-3 и 161-4). Здесь присутствует две основные популяции обломочного циркона — позднепротерозийская и позднепалеозойская (рис. 7а, 7б). Стоит отметить, что в этих пробах, в отличие от более ранних отложений, зерна с раннепалеозойскими определениями возраста единичны и не образуют значимых максимумов на кривых распределения относительной вероятности возрастов. Проведенное нами сравнение с потенциальными источниками сноса показало, что наиболее близкое распределение возрастов обломочного циркона к полученным нами для батских отложений ЗФИ имеют пермские отложения северной части архипелага Новая Земля (Lorenz et al., 2013), нижне-среднетриасовые отложения ЗФИ (Соловьев и др., 2015) и нижне-среднетриасовые отложения восточной части Баренцевого моря (Khudoley et al., 2018), для которых характерно отсутствие циркона раннепалеозойского возраста и присутствие циркона двух основных групп возрастов — позднего неопротерозоя и позднего палеозоя (рис. 9). Мы предполагаем, что источники сноса зерен обломочного циркона на границе байоса–бата претерпели значительные изменения, что отражают полученные нами распределения их U–Pb возрастов. Вероятно, к средней юре большая часть поднятий, сформированных в позднем триасе, которые выступали источниками сноса обломочного материала всю раннюю юру, были в значительной степени эродированы, а начавшаяся обширная трансгрессия в конце байоса привела к расширению области морской седиментации в Баренцевоморском регионе (Smelror et al., 2001). Оба процесса привели к значительному сокращению площадей континентальной суши, которая могла выступать источником сноса обломочного материала. Вероятно, в области размыва остались небольшие территории, сложенные пермскими и/или нижне-среднетриасовыми отложениями, которые и выступали основными источниками обломочного вещества для батских отложений ЗФИ.

Размыв подтверждается наличием переотложенных триасовых спор и пыльцы в песках теттоффской свиты о. Гукера (Карякин, Александрова, 2023). Интенсивный местный размыв не только триасовых, но и раннеюрских пород в средне-позднеюрское время фиксируется наличием в тяжелой фракции ааленских глин фиумской свиты большого количества клинопироксенов и черных рудных минералов (до 85–89%), а в легкой фракции — основных плагиоклазов (Дибнер и др., 1962), источником которых могли быть только раннеюрские базальты (рис. 2). Покров этих базальтов установлен на южных островах архипелага — Гукера, Скотт-Келти, Мей, Ньютона и Ли-Смита (Карякин, Александрова, 2023). На о. Ли-Смита покров залегает на раннетоарских песках и перекрывается позднетоарскими. Первые зерна клинопироксенов появляются в позднетоарских песках, в то время как в подстилающих покровов раннетоарских песках они отсутствуют. В кимериджское время интенсивность размыва снизилась — в тяжелой фракции осадочных пород киммериджа содержится не более 10–25% клинопироксенов (Костева, 2002).

Стоит отдельно отметить, что для оксфордско-раннемеловых отложений ЗФИ распределения возрастов обломочного циркона становятся снова сходными с полученными нами и предыдущими исследователями (Ershova et al., 2022) для раннеюрских отложений архипелага (рис. 9). Это свидетельствует, вероятно, о новой реорганизации бассейна осадконакопления и выводе в область размыва источников сноса, характерных для ранней юры, и/или о размыве позднетриасово-раннеюрских отложений с оксфордского по раннемеловое время.

Сделанное заключение хорошо согласуется со среднеоксфордской регрессией, хорошо задокументированной на юго-западе Баренцевоморского региона (Smelror et al., 2001). Значительный перерыв в осадконакоплении на архипелаге ЗФИ, соответствующий среднеоксфордскому подъярусу, предполагается по данным Н.Н. Костевой (Костева, 2002, 2005). Вероятно, именно это событие и привело к изменению источников сноса, расширению площадей континентальной суши в поздней юре и выводу в область размыва других по составу областей, по сравнению с батским временем.

ВЫВОДЫ

Проведенное U–Pb датирование обломочного циркона из нижне- и среднеюрских отложений ЗФИ позволило охарактеризовать неохваченные

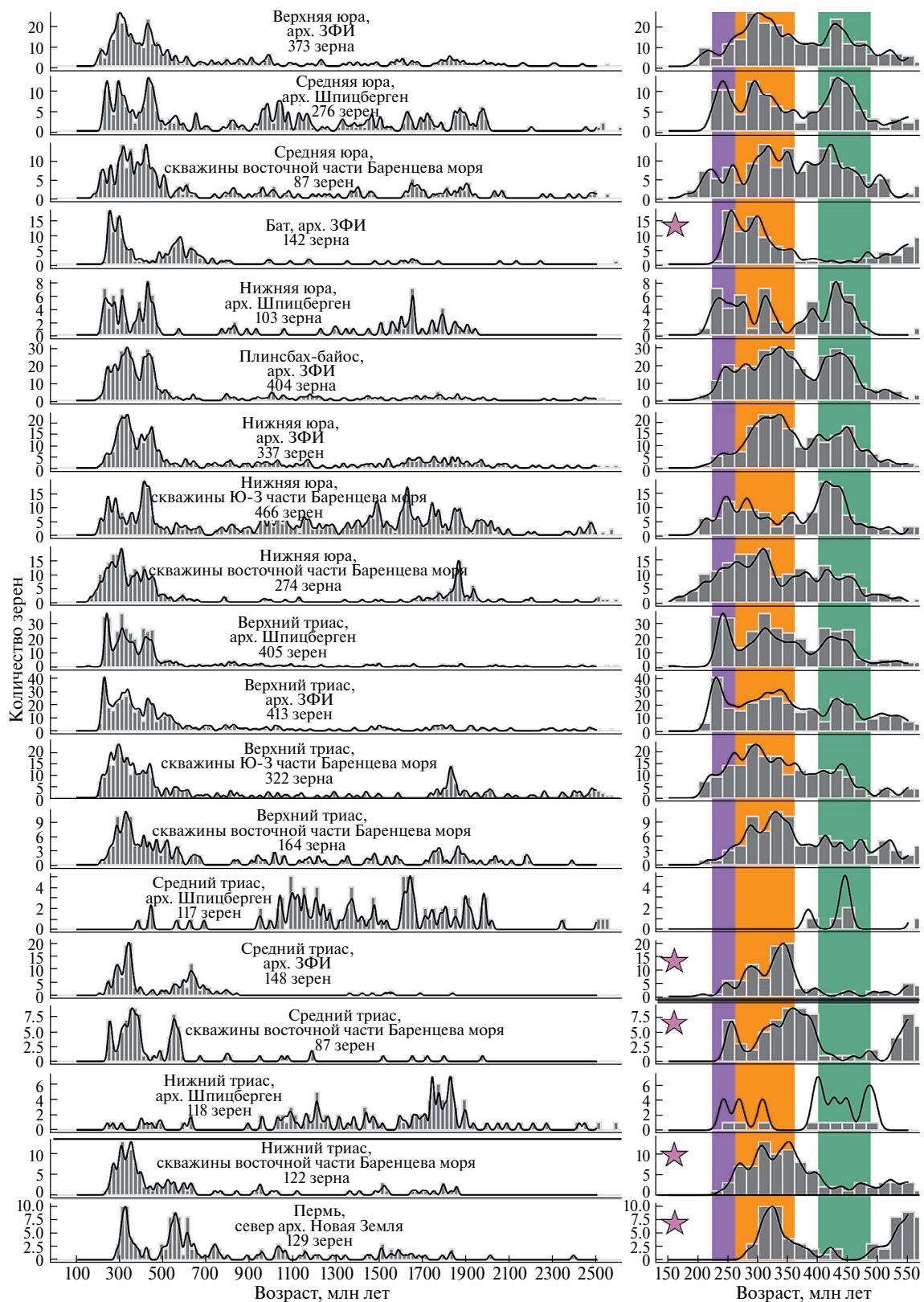


Рис. 9. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения возрастов обломочного циркона из триасово-юрских отложений Баренцевоморского региона (настоящая работа; Ershova et al., 2022; Røhr, Andersen, 2009; Røhr et al., 2010; Pózer, Andresen, 2014; Soloviev et al., 2015; Fleming et al., 2016; Klausen et al., 2017; Khudoley et al., 2019) и пермских отложений северной части архипелага Новая Земля (Lorenz et al., 2013). Звездочками отмечены диаграммы, для которых характерно отсутствие или незначительное количество циркона раннепалеозойского возраста.

предыдущими исследованиями стратиграфические интервалы. Впервые получены данные для северной и центральной частей архипелага.

На основании распределения возрастов обломочного циркона изученные пробы разделяются на две группы.

Первая группа – это пробы (403-1, 169-3, 320 и 339) плинсбахских и байосских преимущественно грубозернистых песчаников и гравелитов, содержащих мощные пачки полимиктовых конгломератов, что свидетельствует о близком расположении источника сноса обломочного вещества к бассейну седimentации. Мы предполагаем, что основными источниками сноса выступали поднятия, сложенные разновозрастными метаморфическими (мезо-неопротерозойскими), магматическими (кембрийскими и позднедевонско-каменноугольными) и кембрийско-триасовыми осадочными породами.

Вторая группа включает пробы, отобранные из батских отложений ЗФИ (132-3, и 161-4), для которых характерно присутствие двух основных популяций обломочного циркона – поздненеопротерозойской и позднепалеозойской. Наиболее близкое распределение возрастов обломочного циркона к полученным нами для батских отложений ЗФИ имеют пермские отложения северной части архипелага Новая Земля, нижне-среднетриасовые отложения ЗФИ и нижне-среднетриасовые отложения северо-восточной части Баренцевоморского региона. Вероятно, обломочный материал в батское время поступал в бассейн осадконакопления при рециклиинге пермских и/или нижне-среднетриасовых отложений Баренцевоморского региона.

Проведенные исследования позволяют уточнить особенности палеогеографии ЗФИ в юрское время. К средней юре большая часть поднятий, которые выступали источниками сноса обломочного материала для раннеюрского осадочного бассейна, были в значительной степени эродированы, а начавшаяся обширная трансгрессия в конце байоса привела к расширению области морской седimentации в Баренцевоморском регионе. Это обусловило значительное сокращение площадей континентальной суши, в результате чего основными источниками сноса, вероятно, выступили небольшие участки суши, сложенные пермскими и/или нижне-среднетриасовыми отложениями.

Благодарности. Авторы благодарят Национальный парк “Русская Артика” за помощь в организации и проведении полевых работ

на территории архипелага Земля Франца-Иосифа. Авторы признательны Т.Ф. Трегуб (ВГУ) за представленные в наше распоряжение заключения о возрасте палинокомплексов.

Источник финансирования. Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН. Аналитические работы поддержаны Проектом РФФИ № 18-05-70040 “Эволюция литосферы западной Арктики: процессы и механизмы, направленность развития, природные ресурсы и геологические опасности” (руководитель С.Ю. Соколов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Басов В.А., Пчелина Т.М., Василенко Л.В., Корчинская М.В., Фефилова Л.А.* Обоснование возраста границ осадочных секвенций мезозоя на шельфе Баренцева моря // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 35–48.
- Басов В.А., Василенко Л.В., Вискунова К.Г., Кораго Е.А., Корчинская М.В., Куприянова Н.В., Повышева Л.Г., Преображенская Э.Н., Пчелина Т.М., Столбов Н.М., Суворова Е.Б., Супруненко О.И., Суслова В.В., Устинов Н.В., Устрицкий В.И., Фефилова Л.А.* Эволюция обстановок осадконакопление Баренцево-Северо-Карского палеобассейна в фанерозое // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009. № 4. С. 1–44.
- Грамберг И.С. (ред).* Баренцевская шельфовая плита. Л.: Недра, 1988. 263 с. (Труды ВНИИОкеангеология. Т. 196).
- Грамберг И.С., Школа И.В., Бро Е.Г., Шеходанов В.А. Армишев А.М.* Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей // Сов. геология. 1985. № 1. С. 95–98.
- Дибнер В.Д.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1000 000, лист VI-38, 39, 40, 41 (Земля Франца-Иосифа). Объяснительная записка. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 63 с.
- Дибнер В.Д.* Острова Баренцева моря // Геология СССР. Т. XXVI. М.: Недра, 1970. С. 60–108.
- Дибнер В.Д., Седова М.А.* Материалы по геологии и биостратиграфии верхнетриасовых и нижнеюрских отложений Земли Франца-Иосифа // Труды НИИГА. 1959. Т. 65. С. 16–43.
- Дибнер В.Д., Разин В.К., Ронкина З.З.* Литология и условия формирования мезозойских отложений Земли Франца-Иосифа // Труды НИИГА. 1962. Т. 121. С. 44–74.

- Ершова В.Б., Прокопьев А.В., Худолей А.К., Шнейдер Г.В., Андерсен Т., Куллеруд К., Макарьев А.А., Маслов А.В., Колчанов Д.А.* Результаты U–Pb LA-ICP-MS датирования обломочных цирконов из метатерригенных пород фундамента Северо-Карского бассейна // Докл. АН. 2015. Т. 464. № 4. С. 444–447.
- Ершова В.Б., Прокопьев А.В., Соболев Н.Н., Петров Е.О., Худолей А.К., Фалейда Я.И., Гайна К., Белякова Р.В.* Новые данные о строении фундамента архипелага Земля Франца-Иосифа (Арктика) // Геотектоника. 2017а. № 2. С. 21–31.
- Ершова В.Б., Прокопьев А.В., Худолей А.К., Прокурин В.Ф., Андерсен Т., Куллеруд К., Степунина М.А., Колчанов Д.А.* Новые результаты U-Pb-датирования обломочных цирконов из метаосадочных толщ северо-западного Таймыра // Докл. АН. 2017б. Т. 474. № 4. С. 458–461.
- Ильина В.И.* Палинология юры Сибири. М.: Наука, 1985. 263 с.
- Ильина В.И.* Расчленение бат-оксфордских отложений Русской платформы по диноцистам // Стратиграфия и палеогеография осадочных толщ нефтегазоносных бассейнов СССР. Ред. Киричкова А.И., Чирва С.А. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 42–64.
- Карякин Ю.В., Александрова Г.Н.* Раннеюорский платобазальтовый вулканализм архипелага Земля Франца-Иосифа: геологические и палиностратиграфические данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2023. Т. 31. № 1. С. 27–51.
<https://doi.org/10.31857/S0869592X23010039>
- Карякин Ю.В., Соколов С.Ю.* Оценка возраста полосовых магнитных аномалий территории архипелага Земля Франца-Иосифа по геологическим данным // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Материалы I Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. Т. 1. С. 256–262.
- Костева Н.Н.* Литостратиграфия мезозоя архипелага Земля Франца-Иосифа. Дисс. ...канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 2002. 217 с.
- Костева Н.Н.* Стратиграфия юрско-меловых отложений архипелага Земля Франца-Иосифа // Арктика и Антарктика. 2005. Вып. 4(38). С. 16–32.
- Преображенская Э.Н., Школа И.В., Корчинская М.В.* Стратиграфия триасовых отложений архипелага Земля Франца-Иосифа (по материалам параметрического бурения) // Стратиграфия и палеонтология мезозойских осадочных бассейнов Севера СССР. Л.: ПГО “Севморгеология”, 1985. С. 5–15.
- Пчелина Т.М.* Палеогеографические реконструкции Баренцево-Карского региона в триасовом периоде в связи с нефтегазоносностью // Труды Третьей Международной конференции. Освоение шельфа Арктических морей России. СПб.: ЦНИИ им. акад. А.Н. Крылова, 1998. С. 261–263.
- Репин Ю.С., Полуботко И.В., Киричкова А.И., Куликова Н.К.* Осадочный мезозой архипелага Земля Франца (ЗФИ) // Вопросы стратиграфии, палеонтологии и палеогеографии. СПб: СПб Государственный университет. 2007. С. 56–76.
- Соловьев А.В., Зайончек А.В., Супруненко О.И., Брекке Х., Фалеиде Дж.И., Рожкова Д.В., Хисамутдинова А.И., Столбов Н.М., Хоуриган Дж.К.* Эволюция источников сноса триасовых отложений архипелага Земля Франца-Иосифа: U/Pb LA-ICP-MS датирование обломочного циркона из скважины Северная // Литология и полезн. ископаемые. 2015. № 2. С. 1–16.
- Соловьев А.В., Соболев П.О., Грушевская О.В., Васильева Е.А., Левочкина Д.В., Хисамутдинова А.И., Прокофьев И.Н., Шиманский С.В., Белова М.А., Хоуриган Дж.К.* Эволюция источников сноса и нефтегазоносность мезозойских отложений Баренцева моря: датирование обломочных цирконов из скважины Ферсмановская-1 и палеогеографические реконструкции // Геология нефти и газа. 2023. № 3. С. 105–124.
<https://doi.org/10.41748/0016-7894-2023-3-105-124>
- Столбов Н.М., Костева Н.Н., Басов В.А., Устинов Н.В.* Стивенсовская толща – новое подразделение в схеме стратиграфии архипелага Земля Франца-Иосифа // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Труды НИИГА–ВНИИОкеангеология. 2004. Т. 203. Вып. 5. С. 232–234.
- Столбов Н.М., Басов В.А., Суворова Е.Б., Костева Н.Н.* Новые данные по микрофаунистической характеристике фиумской свиты (J_{1-3} fm) (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Тр. ВНИИОкеангеология. 2010. Т. 210. Вып. 7. С. 111–117.
- Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы. Ред. Яковлева С.П. СПб.: Роскомнедра (ВНИГРИ), 1993. 28 листов. 71 с.
- Унифицированная региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточно-Европейской платформы (14 листов). Объяснительная записка. М.: ПИН РАН, ВНИГНИ, 2012. 64 с.
- Andersen T.* ComPbCorr – Software for common lead correction of U–Th–Pb analyses that do not report ^{204}Pb // LA-ICP-MS in the Earth Sciences: Principles and Applications. Ed. P.J. Sylvester. Mineral. Assoc. Canada. Short Course Ser. 2008. V. 40. P. 312–314.

- Andersen T.* Correction of common lead in U—Pb analyses that do not report ^{204}Pb // *Chem. Geol.* 2002. V. 192. P. 59—79.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00195-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00195-X)
- Andersen T., Kristoffersen M., Elburg M.A.* Visualizing, interpreting and comparing detrital zircon age and Hf isotope data in basin analysis – a graphical approach // *Basin Res.* 2018. V. 30. P. 132—147.
<https://doi.org/10.1111/bre.12245>
- Andersson U.B., Sjöström H., Högdahl K.H.O., Eklund O.* The Transscandinavian Igneous Belt, evolutionary models // *The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: A Review of its Character and Evolution* // *Geol. Surv. Finland.* 2004. Spec. Pap. 37. P. 104—112.
- Anfinson O.A., Odium M.L., Piepjohn K., Poulaki E.M., Shephard G.E., Stockli D.F., Levang D., Jensen M.A., Pavlovskaya E.A.* Provenance analysis of the Andrée Land Basin and implications for the paleogeography of Svalbard in the Devonian // *Tectonics.* 2022. V. 41. e2021TC007103.
<https://doi.org/10.1029/2021TC007103>
- Beranek L.P., Gee D.G., Fisher C.M.* Detrital zircon U—Pb—Hf isotope signatures of Old Red Sandstone strata constrain the Silurian to Devonian paleogeography, tectonics, and crustal evolution of the Svalbard Caledonides // *GSA Bull.* 2020. V. 132. P. 1987—2003.
<https://doi.org/10.1130/B35318.1>
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev 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. № 1—2. P. 23—45.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.024>
- Dibner V.D. (ed.)*. Geology of Franz Josef Land // *Norsk Polarinstitutt. Mtddeleser.* Oslo. 1998. № 146. 190 p.
- Drachev S.S., Ershova V.B.* North Kara and Vize-Ushakov Composite Tectono-Sedimentary Elements, Kara Sea // *Geol. Soc. London Mem.* 2024. V. 57. № 1.
<https://doi.org/10.1144/M57-2023-13>
- Ershova V., Anfinson O., Prokopiev A., Khudoley A., Stockli D., Faleide J.I., Gainae C., Malyshev N.* Detrital zircon (U—Th)/He ages from Paleozoic strata of the Severnaya Zemlya Archipelago: deciphering multiple episodes of Paleozoic tectonic evolution within the Russian High Arctic // *J. Geodynam.* 2018. V. 119. P. 210—220.
<https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.02.007>
- Ershova V.B., Ivleva A.S., Podkorytov V.N., Khudoley A.K., Fedorov P.V., Stockli D., Anfindon O., Maslov A.V., Khubanov V.* Detrital zircon record of the Mesoproterozoic to Lower Cambrian sequences of NW Russia: implications for the paleogeography of the Baltic interior // *GFF.* 2019a. V. 141. № 4. P. 279—288.
<https://doi.org/10.1080/11035897.2019.1625073>
- Ershova V.B., Prokopiev A.V., Khudoley A.K., Andersen T., Kullerud K., Kolchanov D.A.* U—Pb age and Hf isotope geochemistry of detrital zircons from Cambrian sandstones of the Severnaya Zemlya Archipelago and Northern Taimyr (Russian High Arctic) // *Minerals.* 2019b. V. 10. № 1. 36.
<https://doi.org/10.3390/min10010036>
- Ershova V., Prokopiev A., Stockli D., Kurapov M., Kosteva N., Rogov M., Khudoley A., Petrov E.O.* Provenance of the Mesozoic Succession of Franz Josef Land (North-Eastern Barents Sea): paleogeographic and tectonic implications for the High Arctic // *Tectonics.* 2022. V. 41.
<https://doi.org/10.1029/2022TC007348>
- Fleming E.J., Flowerdew M.J., Smyth H.R., Scott R.A., Morton A.C., Omma J.E., Frei D., Whitehouse M.J.* Provenance of Triassic sandstones on the southwest Barents Shelf and the implication for sediment dispersal patterns in northwest Pangaea // *Mar. Petrol. Geol.* 2016. V. 78. P. 516—535.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.10.005>
- Gee D.G., Pease V.* The Neoproterozoic Timanide Orogen of eastern Baltica: introduction // *Geol. Soc. London Mem.* 2004. V. 30. № 1. P. 1—3.
<https://doi.org/10.1144/gsl.mem.2004.030.01.01>
- Gehrels G.* Analysis Tools. 2006 //
<http://www.geo.arizona.edu/alc/Analysis/Tools.htm>
- Gorbatschev R.* The Transscandinavian Igneous Belt – introduction and background // *The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: A Review of its Character and Evolution.* *Geol. Surv. Fin. Spec. Pap.* 2004. V. 37. P. 9—15.
- Grantz A.* Geophysical and geologic evidence that Amerasia basin, Arctic ocean, was created by two phases of anti-clockwise rotation // 102nd Annual Meeting of the Cordillera Section. Session № 42. AAPG/GSA: Geology of the Circum-Arctic, SPE (May 8—10, 2006). Abstracts with Programs. Pap. № 42-4. *Geol. Soc. Am.* 2006. V. 38. № 5. P. 90.
- Grantz A., Clark D.L., Phillips R.L., Srivastava S.P., Blome C.D., Gray L.B., Haga H., Willard D.A.* Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia basin, Arctic Ocean // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1998. V. 110. № 6. P. 801—820.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1998\)110<0801:PSONRM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1998)110<0801:PSONRM>2.3.CO;2)
- Horstwood M.S., Košler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton C., Pearson N. J., Sircombe K., Sylvester P., Vermesch 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. № 3. P. 311—332.
<https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.00379.x>

- 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.
<https://doi.org/10.1016/J.CHEMGEOL.2004.06.017>
- Karyakin Yu.V., Sklyarov E.V., Travin A.V.* Plume magmatism at Franz Josef Land // *Petrology*. 2021. V. 29. № 5. P. 528–560.
<https://doi.org/10.1134/S0869591121050027>
- Khudoley A.K., Verzhbitsky V.E., Zastrozhnov D.A., O'Sullivan P., Ershova V.B., Proskurnin V.F., Tuchkova M.I., Rogov M.A., Kyserg T.K., Sergey V., Malyshev S.V., Schneider G.V.* Late Paleozoic–Mesozoic tectonic evolution of the Eastern Taimyr–Severnaya Zemlya Fold and Thrust Belt and adjoining Yenisey–Khatanga Depression // *J. Geodynam.* 2018. V. 119. P. 221–241.
<https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.02.002>
- Khudoley A.K., Sobolev N.N., Petrov E.O., Ershova V.B., Makariev A.A., Makarieva E.V., Gaina C., Sobolev P.O.* A reconnaissance provenance study of Triassic–Jurassic clastic rocks of the Russian Barents Sea // *GFF*. 2019. V. 141. № 4. P. 263–271.
<https://doi.org/10.1080/11035897.2019.1621372>
- Klausen T.G., Müller R., Slama J., Helland-Hansen W.* Evidence for Late Triassic provenance areas and Early Jurassic sediment supply turnover in the Barents Sea Basin of northern Pangea // *Lithosphere*. 2017. V. 9. № 1. P. 14–28.
<https://doi.org/10.1130/L556.1>
- Knudsen C., Gee D.G., Sherlock S.C., Yu L.* Caledonian metamorphism of metasediments from Franz Josef Land // *GFF*. 2019. V. 141. № 4. P. 295–307.
<https://doi.org/10.1080/11035897.2019.1622151>
- Korja A., Lahtinen R., Nironen M.* The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs // *Geol. Soc. London Mem.* 2006. V. 32. № 1. P. 561–578.
<https://doi.org/10.1144/gsl.mem.2006.032.01.34>
- Kurapov M., Ershova V., Khudoley A., Makariev A., Makarieva E.* The first evidence of Late Ordovician magmatism of the October Revolution Island (Severnaya Zemlya archipelago, Russian High Arctic): geochronology, geochemistry and geodynamic settings // *Norw. J. Geology*. 2020. V. 100. № 1. P. 1–15.
<https://doi.org/10.17850/njg100-3-4>
- Kurapov M., Ershova V., Khudoley A., Luchitskaya M., Makariev A., Makarieva E., Vishnevskaya I.* Late Palaeozoic magmatism of Northern Taimyr: new insights into the tectonic evolution of the Russian High Arctic // *Int. Geol. Rev.* 2021a. V. 63. № 16. P. 1–23.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1818300>
- Kurapov M., Ershova V., Khudoley A., Luchitskaya M., Stockli D., Makariev A., Makarieva E., Vishnevskaya I.* Latest Permian-Triassic magmatism of the Taimyr Peninsula: new evidence for a connection to the Siberian Traps large igneous province // *Geosphere*. 2021b. V. 17. № 6. P. 2062–2077.
<https://doi.org/10.1130/GES02421.1>
- Kuznetsov N., Soboleva A., Udaratina O., Hertseva M., Andreichev V.* Pre-Ordovician tectonic evolution and volcano-plutonic associations of the Timanides and northern Pre-Uralides, northeast part of the East European Craton // *Gondwana Res.* 2007. V. 12. № 3. P. 305–323.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.10.021>
- Lorenz H., Gee D.G., Whitehouse M.J.* New geochronological data on Palaeozoic igneous activity and deformation in the Severnaya Zemlya Archipelago, Russia, and implications for the development of the Eurasian Arctic margin // *Geol. Mag.* 2007. V. 144. № 1. P. 105–125.
<https://doi.org/10.1017/S001675680600272X>
- Lorenz H., Gee D.G., Simonetti A.* Detrital zircon ages and provenance of the late Neoproterozoic and Palaeozoic successions on Severnaya Zemlya, Kara shelf: a tie to Baltica // *Norsk Geol. Tidsskrift*. 2008. V. 88. № 4. P. 235–258.
- Lorenz H., Gee D.G., Korago E., Kovaleva G., McClelland W.C., Gilotti J.A., Frei D.* Detrital zircon geochronology of Palaeozoic Novaya Zemlya – a key to understanding the basement of the Barents Shelf // *Terra Nova*. 2013. V. 25. № 6. P. 496–503.
<https://doi.org/10.1111/ter.12064>
- Mickey M.B., Byrnes A.P., Haga H.* Biostratigraphic evidence for the prerift position of the North Slope, Alaska, and Arctic Islands, Canada, and Sinemurian incipient rifting of the Canada Basin // *Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses: Boulder, Colorado*. Eds. Miller E.L., Grantz A., Klcmperer S.L. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 2002. V. 360. P. 67–75.
- Pózer Bue E., Andresen A.* Constraining depositional models in the Barents Sea region using detrital zircon U-Pb data from Mesozoic sediments in Svalbard // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2014. V. 386. № 1. P. 261–279.
<https://doi.org/10.1144/SP386.14>
- Prokopiev A.V., Ershova V.B., Sobolev N.N., Korago E., Petrov E., Khudoley A.K.* New data on geochemistry, age and geodynamic settings of felsic and mafic magmatism of the northeastern part of October Revolution Island (Severnaya Zemlya Archipelago) // *AGU Chapman Conference on Large-Scale Volcanism in the Arctic: The Role of the Mantle and Tectonics*. Selfoss, Iceland, 2019.

- Puchkov V.N. The evolution of the Uralian orogen // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2009. V. 327. № 1. P. 161–195. <https://doi.org/10.1144/SP327.9>
- Røhr T.S., Andersen T. Detrital zircons from the High Arctic; evidence for extensive recycling of sediment from Devonian through Mesozoic times // Sedimentary Provenance Analysis of Lower Cretaceous Sedimentary Successions in The Arctic; Constraints from Detrital Zircon data. Ed. Røhr T.S. PhD thesis, Faculty of Mathematics and Natural Sciences, University of Oslo, 2009. P. 55–105.
- Røhr T.S., Andersen T., Dypvik H., Embry A.F. Detrital zircon characteristics of the Lower Cretaceous Isachsen Formation, Sverdrup Basin: source constraints from age and Hf isotope data // Can. J. Earth Sci. 2010. V. 47. № 3. P. 255–271. <https://doi.org/10.1139/E10-006>
- Scott R.A., Howard J.P., Guo L., Schekoldin R., Pease V. Offset and curvature of the Novaya Zemlya fold-and-thrust belt, Arctic Russia // Geol. Soc. London Petroleum Geology Conference Series. 2010. V. 7. № 1. P. 645–657. <https://doi.org/10.1144/0070645>
- Sengör A.M.C., Natal'in B., Burtman V.S. Evolution of the Altai tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. № 6435. P. 299–307. <https://doi.org/10.1038/364299a0>
- Sheshukov V.S., Kuzmichev A.B., Dubenskiy A.S., Okina O.I., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Kuznetsov N.B., Romanjuk T.V., Lyapunov S.M. U–Pb zircon dating by LA-SF-ICPMS at Geological Institute GIN RAS (Moscow) // 10th Int. Conference of the Analysis of Geological and Environmental Materials. Book of Abstracts. Sydney, 2018. 63 p.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // Chem. Geol. 2008. V. 249. P. 1–35. <https://doi.org/10.1016/J.CHEMGEOL.2007.11.005>
- Smelror M., Mørk A., Mørk M.B.E., Weiss H.M., Løseth H. Middle Jurassic–Lower Cretaceous transgressive-regressive sequences and facies distribution off northern Nordland and Troms, Norway. Sedimentary Environments Offshore Norway // Palaeozoic to Recent. Proc. Norwegian Petroleum Society Conference. 2001. P. 211–232. [https://doi.org/10.1016/S0928-8937\(01\)80015-1](https://doi.org/10.1016/S0928-8937(01)80015-1)
- Soloviev A.V., Zaionchek A.V., Suprunenko O.I., Brekke H., Faleide J.I., Rozhkova D.V., Khisamutdinova A.I., Stolbov N.M., Hourigan J.K. Evolution of the provenances of Triassic rocks in Franz Josef Land: U/Pb LA-ICP-MS dating of the detrital zircon from well Severnaya // Lithol. Mineral Resources. 2015. V. 50. № 2. P. 102–116. <https://doi.org/10.1134/S0024490215020054>
- Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. Data reduction software for LA-ICP-MS: appendix // LA-ICP-MS in the Earth Sciences: Principles and Applications. Ed. Sylvester P.J. Mineral. Assoc. Can. Short Course Ser. 2001. V. 29. P. 239–243.
- Vernikovsky V.A., Pease V.L., Vernikovskaya A.E., Romanov A.P., Gee D.G., Travin A.V. First report of Early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: product of the northern Eurasian superplume? // Lithos. 2003. V. 66. № 1–2. P. 23–36. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00192-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00192-5)
- Vernikovsky V.A., Dobretsov N.L., Metelkin D.V., Matushkin N.Yu., Koulakov I.Yu. Concerning tectonics and the tectonic evolution of the Arctic // Rus. Geol. Geophys. 2013. V. 54. № 8. P. 838–858. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.07.006>
- Vernikovsky V., Vernikovskaya A., Proskurnin V., Matushkin N., Proskurnina M., Kadilnikov P., Larionov A., Travin A. Late Paleozoic–Early Mesozoic Granite Magmatism on the Arctic Margin of the Siberian Craton during the Kara–Siberia Oblique Collision and Plume Events // Minerals. 2020. V. 10. № 6. 571. <https://doi.org/10.3390/min10060571>
- Wiedenbeck M.P.A., 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 // Geostand. Geoanal. Res. 1995. V. 19. P. 1–23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>
- Zhang X., Pease V., Carter A., Kostuychenko S., Suleymanov A., Scott R. Timing of exhumation and deformation across the Taimyr fold-thrust belt: insights from apatite fission track dating and balanced cross-sections // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2018. V. 460. № 1. P. 315–333. <https://doi.org/10.1144/SP460.3>

Рецензенты В.Н. Ковач, А.Б. Комов

U–Th–Pb (LA-ICP-MS) Dating of Detrital Zircons from Jurassic Deposits of the Franz Josef Land Archipelago (Russian Arctic) and the Evolution of Their Provenance

Yu. V. Karyakin^{a, #}, V. B. Ershova^{a, b}, G. N. Aleksandrova^{a, ##}, S. M. Lyapunov^a, A. S. Dubenskiy^a, S. Yu. Sokolov^a, N. P. Chamov^a, K. G. Erofeeva^{a, c}, and V. S. Sheshukov^a

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

^b*St. Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia*

^c*Institute of Ore Geology, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]e-mail: yukar61@mail.ru

^{##}e-mail: dinoflag@mail.ru

Jurassic terrigenous strata are widely developed on the territory of the Franz Josef Land (FJL) archipelago, however, the poor knowledge of the territory due to the development of glaciers does not allow us to fully assess the evolution of paleobasins, including identification of the provenance areas. The paper presents the results of U–Pb dating of detrital zircons from Lower–Middle Jurassic sedimentary rocks sampled from natural outcrops during field work on the archipelago islands of Hooker, Hayes, Ziegler, Jackson and Graham Bell. The geographical position of the studied samples allowed us to characterize the age distribution of detrital zircons in sedimentary rocks at the Early Jurassic (Pliensbachian) and Middle Jurassic (Bajocian–Bathonian) age intervals, and thus to assess the evolution of demolition sources both in time and space. In the Pliensbachian and Bajocian, the provenance areas were uplifts composed of metamorphic (Meso-Neoproterozoic), igneous (Cambrian and Late Devonian–Carboniferous) and Cambrian–Triassic sedimentary rocks. The Triassic sedimentary strata of the FJL, exposed to the surface during the Late Triassic–Early Jurassic uplift of the northeastern part of the Barents Sea region, were also eroded and redeposited. At the Bajocian–Bathonian boundary, most of the uplifts that acted as sources of clastics in the Early Jurassic were mainly eroded, and the extensive transgression that began in the Toarcian led to the expansion of the marine basin and to a significant reduction in the continental land area at the end of the Bajocian. The main provenance areas were represented by small areas composed of Permian and/or Lower–Middle Triassic sediments.

Keywords: Arctic Islands of Russia, isotopic age, Early Jurassic, Middle Jurassic, Toarcian, Bajocian–Bathonian