

УДК 550.93:551.761:550.93:552.51:551.3(477.75)+621.384.83

ИСТОЧНИКИ СНОСА ДЛЯ ВЕРХНЕТРИАСОВО-НИЖНЕЮРСКОГО ФЛИША И СРЕДНЕ-ВЕРХНЕЮРСКИХ ГРУБООБЛОМОЧНЫХ ТОЛЩ КИММЕРИД ГОРНОГО КРЫМА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U–Th–Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

© 2022 г. Н. Б. Кузнецов^{1, 2, 3, *}, Т. В. Романюк⁴, А. М. Никишин⁵,
А. В. Страшко^{1, 5}, А. А. Колесникова¹, А. С. Дубенский^{1, 6}, В. С. Шешуков¹,
С. М. Ляпунов¹, А. С. Новикова¹, Д. В. Московский⁵

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

³Российский университет дружбы народов, Москва, Россия

⁴Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

⁵Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

⁶Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Химический факультет, Москва, Россия

*e-mail: kouznikbor@mail.ru

Поступила в редакцию 05.07.2021 г.

После доработки 20.12.2021 г.

Принята к публикации 27.12.2021 г.

Представлены новые результаты U–Th–Pb изотопного датирования зерен детритового циркона из песчаников верхнетаврической свиты Горного Крыма, относящейся к нижнеюрской части таврической серии. Сопоставление полученных возрастных наборов зерен детритового циркона с аналогичными данными для обломочных пород как более низких, так и более высоких стратиграфических уровней киммерид Горного Крыма показало их существенное различие. Это является отражением происходивших на рубеже триаса и юры, а также в начале средней юры кардинальных изменений источников сноса для изученных толщ. В позднем триасе–юре осадочные бассейны Горного Крыма были сформированы непосредственно на южной (в современных координатах) континентальной окраине Восточно-Европейского сегмента Евразии. В позднем триасе здесь был расположен обширный Скифско-Таврический мегабассейн. В его северной части, в Скифском осадочном бассейне, накапливались преимущественно мелководные отложения, а в его южной части, в Таврическом глубоководном осадочном бассейне, происходила флишевая седиментация. В обломочной компоненте флиша доминируют продукты разрушения кристаллических комплексов фундамента Сарматской части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) – аналогов кристаллических комплексов, обнаженных сейчас в пределах Украинского щита и Воронежского кристаллического массива. Терригенный материал поступал в Таврический осадочный бассейн транзитом через Скифский бассейн. Около рубежа позднего триаса и ранней юры обломочный материал, снесенный с ВЕП, перестал поступать в Таврический осадочный бассейн. Но в него начал поступать материал, первичным источником которого были кристаллические комплексы Гондваны и периокеанических комплексов океанов Реик и Палео-Тетис. Это означает, что в ранней юре палеогеографическая ситуация на южной окраине Восточно-Европейского сегмента Евразии кардинально изменилась. Скифско-Таврический мегабассейн в том виде, в каком он существовал в позднем триасе, прекратил существование. В пределах его северной части (Скифского осадочного бассейна) возникло поднятие Добруджа-Крым. При этом в его южной части (в Таврическом осадочном бассейне) существенных изменений в условиях осадконакопления не произошло. В ранней юре там продолжалось накопление глубоководного флиша. Мы называем этот унаследованный осадочный бассейн Позднетаврическим, чтобы подчеркнуть отличие его седиментационного выполнения от выполнения Таврического бассейна. На рубеже ранней и средней юры или в самом начале средней юры осадконакопление в Позднетаврическом осадочном бассейне было завершено, а последовательно накопленные в Таврическом и Позднетаврическом бассейнах верхнетриасовые и нижнеюрские толщи испытали деформации. Позднее, в средней и поздней юре, на основании, сложенном этими дислоцированными комплексами, произошло заложение и развитие системы Горно-Крымских суббассейнов. Обломочный материал, аккумулированный в средней и поздней юре в системе Горно-Крымских суббассейнов, имел в основном местное (региональное) происхождение, при этом появился новый источник сноса, поставлявший в эти суббассейны зерна детритового циркона пермско-триасового возраста.

Ключевые слова: Палео-Тетис, мезозой, Черноморский регион, палеогеография, Таврический бассейн

DOI: 10.31857/S0869592X22040056

ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие в практику геологических исследований стали активно внедрять метод массового U–Th–Pb изотопного датирования зерен детритового циркона из осадочных пород. Этот метод позволяет получить информацию о возрасте кристаллических комплексов – первичных источников зерен циркона. Сопоставление значений возрастов зерен детритового циркона из обломочных пород разных толщ позволяет зафиксировать изменение источников сноса и служит объективной информацией для палеотектонических и палеогеографических реконструкций.

К настоящему времени для некоторых стратиграфических образований Горного Крыма уже проведены такие исследования. Так, в работе (Nikishin et al., 2015c) представлены суммарные результаты U–Th–Pb изотопного датирования зерен детритового циркона из среднеюрских–неогеновых песчаников. В работах (Никишин и др., 2016; Рудько и др., 2018, 2019; Kuznetsov et al., 2019; Романюк и др., 2020) приведены результаты изучения зерен детритового циркона из песчаных пород (песчаников или песчаного матрикса конгломератов) средне- и верхнеюрских грубообломочных толщ. Все эти результаты обобщены в работе (Романюк и др., 2020). В работе (Никишин и др., 2020) представлены результаты U–Th–Pb изотопного датирования зерен циркона из пород верхнетриасовых флишевых толщ, относящихся к таврической и эскиординской сериям. Целью настоящей статьи, которая фактически является продолжением вышеупомянутых работ, было представление результатов U–Th–Pb изотопного датирования зерен детритового циркона из нижнеюрских песчаников таврической серии (проба N18-002), сопоставление полученных данных с таковыми для обломочных пород как более низких, так и более высоких стратиграфических уровней киммерид Горного Крыма, а также проведение на основе этих данных палеогеографических реконструкций для Горного Крыма.

МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ

U–Th–Pb изотопное датирование зерен циркона методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) выполнено в Центре коллективного пользования оборудованием ГИН РАН. Для лазерного отбора микропробы использована система лазерной абляции NWR-213 (“Electro Scientific Ind.”), совмещенная с магнитосекторным ИСП масс-спектрометром высокого разрешения “Element2” (“Thermo Scientific Inc.”). Методика исследования подробно изложена в работе (Никишин и др., 2020).

Калибровка изотопных измерений проведена по внешнему стандарту, в качестве которого ис-

пользован циркон GJ-1 (Jackson et al., 2004; Elhoul et al., 2006). Качество анализов оценено путем последовательного измерения контрольных стандартов циркона 91500 (Wiedenbeck et al., 1995, 2004; Yuan et al., 2008) и Plesovice (Sláma et al., 2008) и неизвестных образцов. Для зерен циркона GJ-1, 91500 и Plesovice в ходе измерений получены средневзвешенные конкордантные оценки возраста ($\pm 2\sigma$) 600 ± 4 ($n = 64$), 1058 ± 7 ($n = 12$) и 335 ± 4 ($n = 10$) млн лет. Эти значения в пределах ошибки измерения согласуются с аттестованными по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ средневзвешенными значениями возраста этих стандартов, полученными методом CA-ID-TIMS: 601.9 ± 0.4 ($n = 7$), 1063.5 ± 0.4 ($n = 7$) и 337.2 ± 0.1 ($n = 10$) млн лет ($\pm 2\sigma$) (Horstwood et al., 2016). Обработка аналитических результатов выполнена с помощью коммерческой программы GLITTER (Griffin et al., 2008) и программы Isoplot/Ex (Ludwig, 2012). Методические приемы, используемые нами для обработки первичных аналитических данных, описаны в работе (Романюк и др., 2018).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК
ГОРНОГО КРЫМА

На п-ове Крым выделены два основных структурно-геоморфологических элемента – Горный Крым и Степной Крым, которые имеют различное геологическое строение (Геология..., 1969) (рис. 1). В тектоническом отношении Степной Крым является частью Скифской плиты – эпигерцинской структуры с платформенным стилем строения, фундамент которой сложен докембрийскими и палеозойскими комплексами, неравномерно метаморфизованными и деформированными. Горный Крым – часть современного Альпийско-Средиземноморского (Альпийско-Гималайского) коллизионного покровно-складчатого пояса. Геологическое строение Горного Крыма охарактеризовано в большом количестве публикаций и недавно обобщено в работах (Nikishin et al., 2015a, 2015b, 2015c и ссылки в этих работах).

В геологическом строении Горного Крыма участвуют киммерийский (киммериды) и синальпийский структурные комплексы (Славин, 1986; Милеев и др., 2006). Первый образован неравномерно дислоцированными породами верхнего триаса–низов нижнего мела. Он подразделен на три подкомплекса: (1) верхнетриасово-нижнеюрский; (2) аален(?)–батский и (3) постбатский. Киммерийский комплекс обнажен в пределах Первой гряды Крымских гор и слагает структурное основание моноклинали Второй гряды Крымских гор. Синальпийский структурный комплекс состоит из залегающих моноклиналино меловых и кайнозойских толщ, которыми сложены верх-

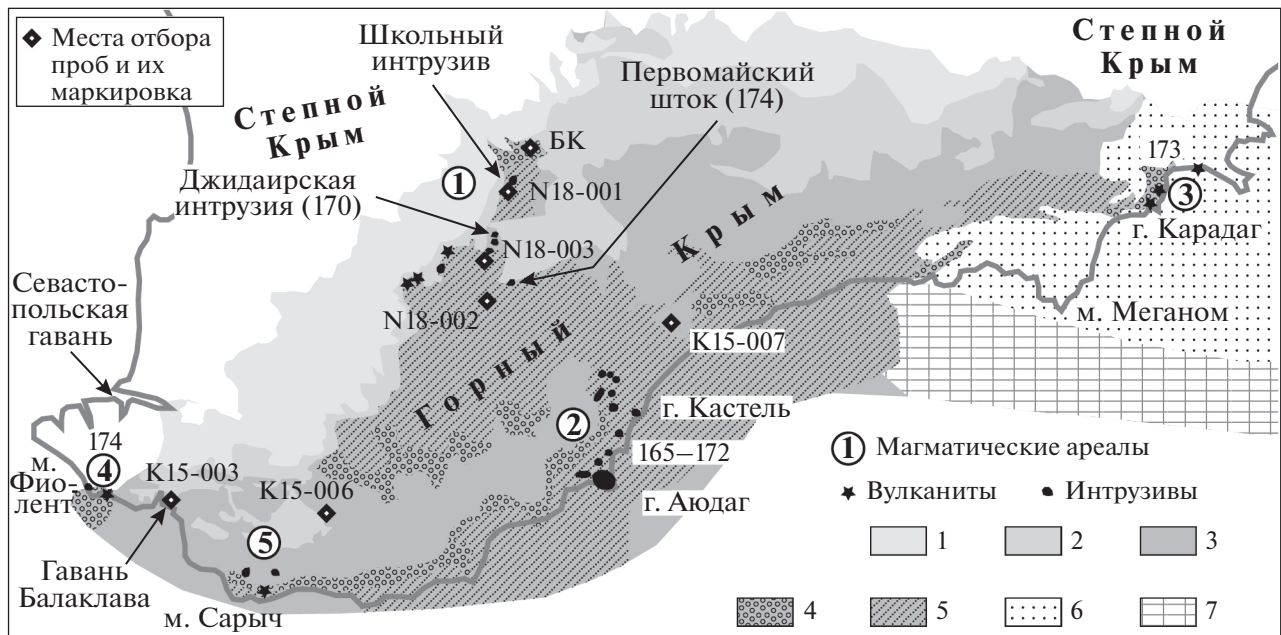


Рис. 1. Геологическая схема Горного Крыма по (Nikishin et al., 2015c), с упрощениями и дополнениями. Условные обозначения: 1 – мелководно-морские отложения (верхний мел–эоцен); 2 – отложения шельфа (келловей–берриас); 3 – отложения шельфа (келловей–берриас); 4 – вулканогенно-осадочные отложения, моласса, шельфовые отложения (средняя юра); 5 – таврическая и эскиординская серии (верхний триас–нижняя юра); 6 – троговые и шельфовые отложения (келловей–неоген); 7 – деформированные шельфовые осадки (келловей–эоцен). Цифры в кружках – ареалы ?позднетриасово-юрского магматизма (цифры 170, 173, 174, 165–172 – изотопный возраст магматических тел в млн лет): 1 – тела габброидов, диабазов, габбро-диабазов, габбро-диоритов, микродиоритов и долеритов (включая Первомайский шток и Джидаирскую интрузию с возрастными 174 и 170 млн лет соответственно, U–Pb датировки по циркону, SHRIMP-II), распространенные в окрестностях с. Трудолюбовка (Морозова и др., 2017); 2 – массивы гранитоидов, слагающих горы Аюдаг и Кабель, и ассоциированные с ними меньшие тела, возраст которых по регионально-геологическим данным и U–Pb датировкам по циркону – бат–байос (165–172 млн лет; Спиридонов и др., 1990; Фиколина и др., 2019 и мн. др.); 3 – базальты, андезиты и дациты, слагающие часть горного массива Кардаг (вулканические постройки Хоба-Тепе и Святая Гора); для вулканитов Кардага получен возраст 173 млн лет (Ar–Ar метод; Роров et al., 2019); 4 – серпентиниты, базальты, долериты и плагиоориолиты (174 млн лет, K–Ar метод) района Геракля (мыс Фиолент) (Промыслова и др., 2016); 5 – андезитовые лавы Тессельского осадочно-вулканогенного комплекса (верхний триас, биостратиграфические данные) в окрестностях Фороса (Лысенко, 2019а, 2019б). Возможно, под центральной частью Качинского поднятия также есть позднетриасовые или юрские магматиты. В 1960-е годы здесь были пробурены скважины № 1кч и 2кч, которые на глубинах более 2000 м вскрыли четыре интервала магматических пород мощностью от 50 до 150 м. Вмещающими породами магматических тел являются алевролиты и аргиллиты таврической серии (Лысенко, 2019а, 2019б).

ние элементы структуры Второй гряды и Третья гряда Крымских гор.

Верхнетриасово-нижнеюрский подкомплекс киммерид сложен существенно осадочными образованиями, относящимися к таврической и эскиординской сериям (Муратов, 1959; Алексеев и др., 1989). Кроме того, в последние годы стали известны данные, указывающие на существование гораздо более молодых образований в таврической серии (Sheremet et al., 2016). Однако эти данные были подвергнуты серьезной критике (Юдин и др., 2016) и не получили широкого признания.

Таврическая серия – это мощный комплекс глубоководных флишевых образований с очень четко проявленной ритмичностью. В объеме таврической серии выделяют нижнетаврическую и верхнетаврическую свиты (Панов и др., 1978, 2009; Панов, 2002; Стафеев и др., 2015 и ссылки в

этих работах), которые иногда фигурируют в литературе как “крымская” и “эскиординская” свиты соответственно (Фиколина и др., 2019). Для таврической серии характерны “моноклинали мощностью до нескольких сотен метров с разными углами наклона, в том числе опрокинутыми, местами осложненные мелкими складками (складки 2-го порядка)” (Фролова и др., 2014).

Эскиординская серия сложена чередующимися глинами, аргиллитами, алевро-аргиллитами, алевролитами и песчаниками. На некоторых стратиграфических уровнях эскиординской серии ярко проявлен хаотический (олиостромовый) стиль ее внутреннего строения (Короновский, Милеев, 1974; Заика-Новацкий, Соловьев, 1988; Алексеев и др., 1989). В ранних публикациях было высказано предположение, что породы эскиординской и таврической серий, исходя из биостратиграфиче-

ских данных, лишь разновозрастны (Короновский, Милеев, 1974; Панов, 2002). Однако в более поздних работах их стали трактовать как фациальные аналоги — разновозрастные образования, сформированные в разных фациальных обстановках. При этом предполагается, что породы эскиординской серии были сформированы в обстановках бровки шельфа и верхней части борта (склона) осадочного бассейна, в глубоководной части которого накапливались породы таврической серии (Милеев и др., 2006, с. 30; Никишин и др., 2006, с. 15).

Общие сведения о внутреннем строении и стратиграфической позиции верхнетриасово-нижнеюрских флишевых толщ, а также средне- и верхнеюрских грубообломочных толщ Горного Крыма приведены в работах (Панов и др., 1978, 2009; Панов, 2002; Мазарович, Милеев, 1989; Аркадьев, 2004; Arkadiev et al., 2018; Милеев и др., 2006; Барабошкин, Пискунов, 2010; Стафеев и др., 2015; Kuznetsov et al., 2019; Рудько и др., 2019; Никишин и др., 2020 и ссылки в этих работах) и отражены на рис. 2.

ОТБОР ПРОБЫ, ПРОБОПОДГОТОВКА, ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕРЕН ЦИРКОНА

Проба N18-002 отобрана в точке с координатами 44°45'40.6" с.ш., 33°59'55.74" в.д. из песчаников, слагающих основание одного из флишевых ритмов, последовательность которых образует фрагмент разреза верхнетаврической свиты, хорошо обнаженного в правом борту оврага Яман (рис. 3). Этот овраг разделяет столовые горы Шелудивая (на западе) и Длинная (на востоке) и является нижним правым притоком ручья Мангуш, долина которого известна также как Мангушская балка или Мангушский овраг.

Ранее было показано (Шванов, 1966; Панов и др., 1978, 2009), что в районе долины верхнего течения р. Бодрак (выше с. Трудолюбовка) и ее левого притока руч. Мангуш таврическая серия дислоцирована в крупную запрокинутую к югу Прохладненскую синклинали. В ядре синклинали залегают породы верхов разреза таврической серии. Осевая зона Прохладненской синклинали пространственно совпадает с ориентированным с ЮЗ на СВ участком V-образной долины нижнего течения руч. Мангуш, расположенным между плато Патиль (на северо-западе) и горами Шелудивая и Длинная (на юго-востоке). Представления о том, что в ядре Прохладненской синклинали залегают нижнеюрские элементы разреза таврической серии (рис. 3), подтверждены палеонтологическими находками (Бархатов, 1955; Муратов, 1959; Казакова, 1962; Найдин, 1964; Шванов, 1966 (рис. 1, точки 3–5); Густомесов, 1967; Муратов и др., 1972, с. 145; Янин, 1976; Барабошкин, Дегтярев, 1988; Туров и др., 2002; Аркадьев, Федорова, 2018). При

этом отдельные авторы указывают на то, что верхи разреза таврической серии могут захватывать и ааленскую часть средней юры (Панов и др., 2009; Аркадьев, Федорова, 2018).

Опробованные песчаники серо-зеленые, массивного облика, мелко-среднезернистые, плохо-сортированные. Размер обломков, представленных в основном кварцем, варьирует от 0.5 до 0.1 мм в поперечнике. Обломки преимущественно остроугольные (рис. 4).

Из пробы N18-002 весом около 3 кг была взята часть материала (примерно 1.5 кг), который был измельчен вручную в чугунной ступе до размерного класса –0.25 мм, с использованием одноразовых сит. Далее из измельченного материала пробы в проточной водопроводной воде была отмучена взвесь пелитовой и мелкоалевритовой (менее 20–30 мкм) размерности. Затем этот материал был разделен на легкую и тяжелую фракции в тяжелой жидкости ГПС-В с плотностью около 2.9 г/см³. Из тяжелой минеральной фракции, после ее отмывки от остатков тяжелой жидкости и просушивания в вытяжном шкафу, с помощью самодельного электромагнитного сепаратора в ГИН РАН были отделены магнитные минералы. Полученная таким образом фракция тяжелых немагнитных минералов содержала многочисленные зерна циркона. Концентрирование зерен циркона до уровня монофракции проведено не было; зерна для анализа были выбраны случайным образом вручную и стандартными методическими приемами имплантированы в эпоксидную шашку.

Зерна циркона в немагнитной тяжелой минеральной фракции из пробы N18-002 имеют размер от 20–30 до 150–170 мкм и разную форму. Примерно в равных количествах среди них присутствуют изометричные (с соотношением длины к ширине от 1 : 1 до 1.5 : 1) и удлиненные (с соотношением длины к ширине от 1.5 : 1 до 3 : 1) зерна. Часть зерен имеет шаровидный облик, что, скорее всего, указывает на высокую степень их окатанности. У некоторых удлиненных зерен зачастую отчетливо видны первичные кристаллические грани, что свидетельствует, очевидно, о невысокой степени окатанности этих зерен. В большинстве зерен циркона в проходящем свете видны трещины, минеральные и газово-жидкие включения, зоны метамиктизации, для которых характерно снижение прозрачности. Некоторые зерна имеют зональное строение, выраженное в наличии ядер и обрастающих их кайм/оболочек.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В пробе N18-002 изучение U–Pb изотопной системы выполнено для 120 зерен детритового циркона. Для 4 зерен получены неинтерпретиру-

емые аналитические данные. Результаты остальных анализов приведены в табл. 1. Возрастные оценки для ~75% зерен характеризуются сильной дискордантностью (рис. 5), что свидетельствует о массовом термальном (метаморфическом) и/или метасоматическом воздействии (возможно, неоднократном) на проанализированные зерна циркона, которое в разной степени нарушило их U–Pb изотопную систему, иногда очень существенно ($D > 30\%$). В породах, из которых была отобрана проба N18-002, при их литолого-петрографическом изучении не выявлено явных следов метаморфического или метасоматического изменения. Поэтому наиболее вероятно, что зерна детритового циркона были рециклированы из пород, ранее испытавших термальное (метаморфическое) и/или метасоматическое воздействие.

Программа GLITTER дает возможность видеть развертку по времени (мы называем ее аналитический сигнал) количества поступающих на детектор ионов ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th и ^{238}U по мере проникновения луча лазера внутрь исследуемого зерна циркона, т.е. испарения вещества из все более и более его глубинных частей. Разные части аналитического сигнала соответствуют разным частям зерна циркона. В большинстве изученных зерен циркона либо непосредственно в их оптическом изображении, либо по аналитическому сигналу выделены области, которые можно трактовать как ядро и оболочку зерна детритового циркона. Для зерна № 11 аналитический сигнал отчетливо распался на две части, соответствующие ядру и оболочке, для которых получены конкордантные значения возраста 518 ± 6 млн лет ($D = -0.2\%$) и 424 ± 5 млн лет ($D = 0\%$) соответственно (рис. 5, врезки). Таким образом, ядро этого зерна зафиксировало кембрийское (кадомско-авалонское или панафриканское) событие, а оболочка зерна – воздействие термального события, соответствующего времени каледонской орогенции. В 9 зернах возраст определен только по части аналитического сигнала, соответствующей ядру или оболочке зерна.

Все датировки с дискордантностью $|D| > 10\%$ исключены из рассмотрения. Оставшиеся 30 датировок использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ)

U–Pb изотопных датировок (рис. 6в, 6г). На КПВ яркие пики не проявились. Лишь два слабых пика (1535 и 422 млн лет) поддержаны 3 измерениями. Максимальный полученный возраст 2706 ± 11 млн лет ($D = 0.1\%$), минимальный – 303 ± 3 млн лет ($D = 1.0\%$).

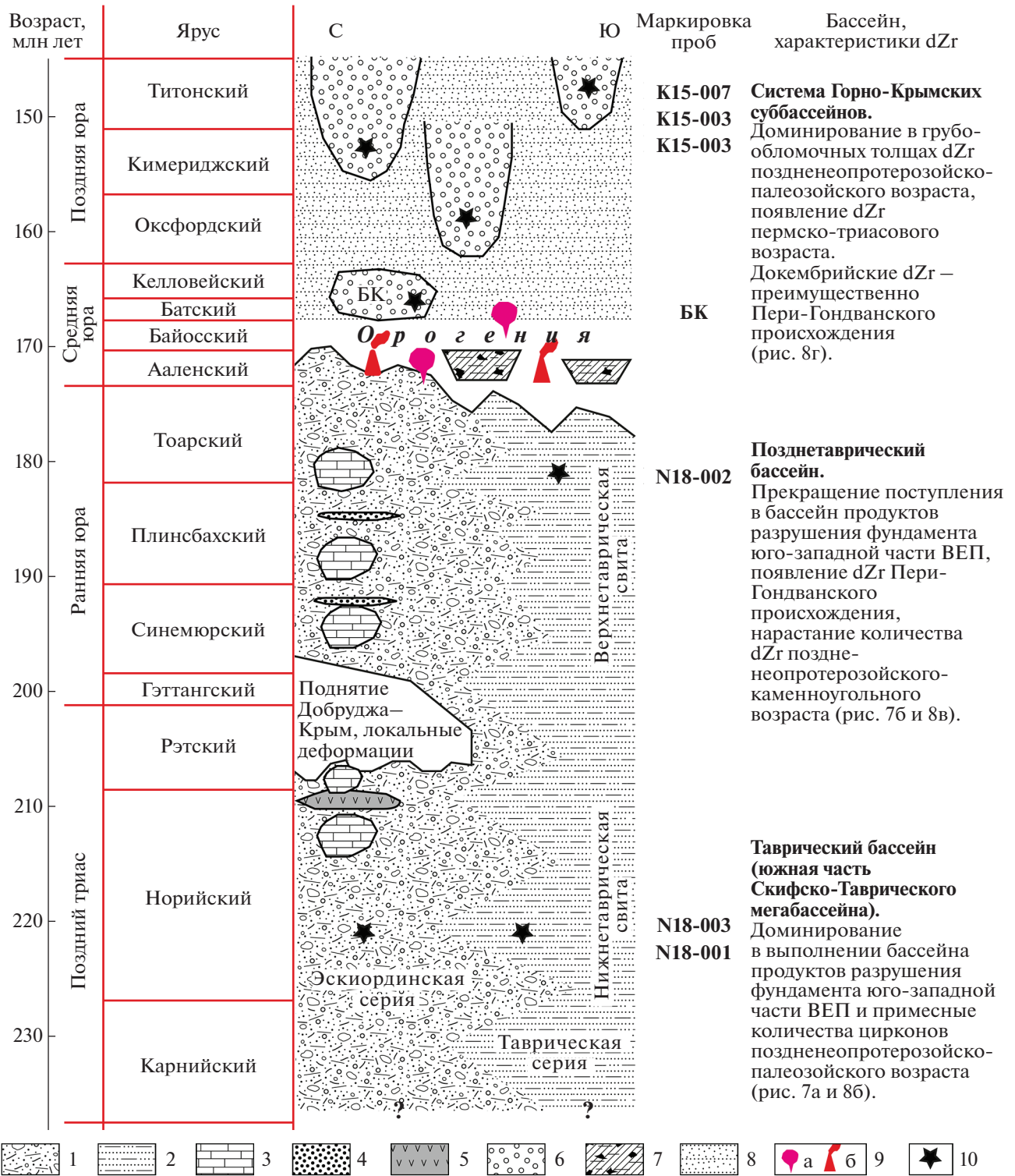
ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

В работе (Никишин и др., 2020) представлены результаты U–Th–Pb изотопного датирования зерен детритового циркона из двух проб, характеризующих верхнетриасовые флишевые толщи киммерийского структурного комплекса Горного Крыма: нижнетаврическую свиту (верхнетриасовую часть таврической серии, проба N18-001) (рис. 6а) и салгирскую толщу (верхнетриасовую часть эскиординской серии, проба N18-003) (рис. 6б). Сильное сходство наборов возрастов зерен детритового циркона из этих проб (табл. 2, коэффициент $r = 0.923$) свидетельствует о том, что песчаники из таврической и эскиординской серий в позднем триасе имели единую питающую провинцию. Сходный характер распределений возраста зерен детритового циркона подтверждает представления об эскиординской и таврической сериях как фациальных аналогах, которые формировались в одном и том же бассейне (рис. 7а).

Сопоставление полученных новых данных, характеризующих нижеюрский стратиграфический уровень таврического флиша (проба N18-002) (рис. 6в, 6г), с аналогичными данными по верхнетриасовым флишевым толщам Горного Крыма (пробы N18-001 и N18-003) (рис. 6а, 6б) выявляет кардинальное различие в характере распределения возрастов зерен детритового циркона из песчаников верхнетриасового и нижеюрского стратиграфических уровней разреза Горного Крыма (табл. 2, коэффициент $r = 0.0$).

Так, в пробах, которые характеризуют верхнетриасовые флишевые толщи Горного Крыма, зафиксировано значительное число зерен детритового циркона с очень древними значениями возраста (>3.0 млрд лет). Кристаллические комплексы с такими древними возрастными чрезвычайно редки в мире, но широко представлены в Подольском и

Рис. 2. Концептуальная упрощенная стратиграфическая схема триасово-юрских флишевых и юрских грубообломочных толщ Горного Крыма, основа по (Nikishin et al., 2015c). Условные обозначения: 1 – эскиординская серия; 2 – таврическая серия; 3 – блоки каменноугольных, пермских и триасовых известняков; 4 – блоки песчаников; 5 – вулканокластическая и вулканиты; 6 – грубообломочные толщи; 7 – отложения в небольших пулл-апарт суббассейнах аллювиальной и мелководно-морской грубой кластическая привязка проб на U–Pb датирование детритового циркона (dZr). Выделение нижнетаврической и верхнетаврической свит в таврической серии проведено по (Стафеев и др., 2015). Геологическая шкала по (International..., 2020). Положение мест отбора проб см. рис. 1. Данные по пробам взяты из следующих источников: БК (битакские конгломераты) (Никишин и др., 2020); K15-007, K15-006 и K15-003 (Kuznetsov et al., 2019; Романюк и др., 2020); N18-002 (настоящая работа); N18-001 и N18-003 (Никишин и др., 2020).



Приазовском блоках Украинского щита Восточно-Европейской платформы (ВЕП) (см. обзор в работе (Никишин и др., 2020)). Это позволяет рассматривать кристаллические комплексы, аналогичные комплексам, представленным в современной структуре Украинского щита, как очень

вероятные первичные источники древних зерен детритового циркона в песчаниках из верхнетриасовых частей разреза таврической и эскиординской серий Горного Крыма. Результаты изучения детритового циркона из верхнетриасовых толщ Горного Крыма согласуются с палеогеографиче-

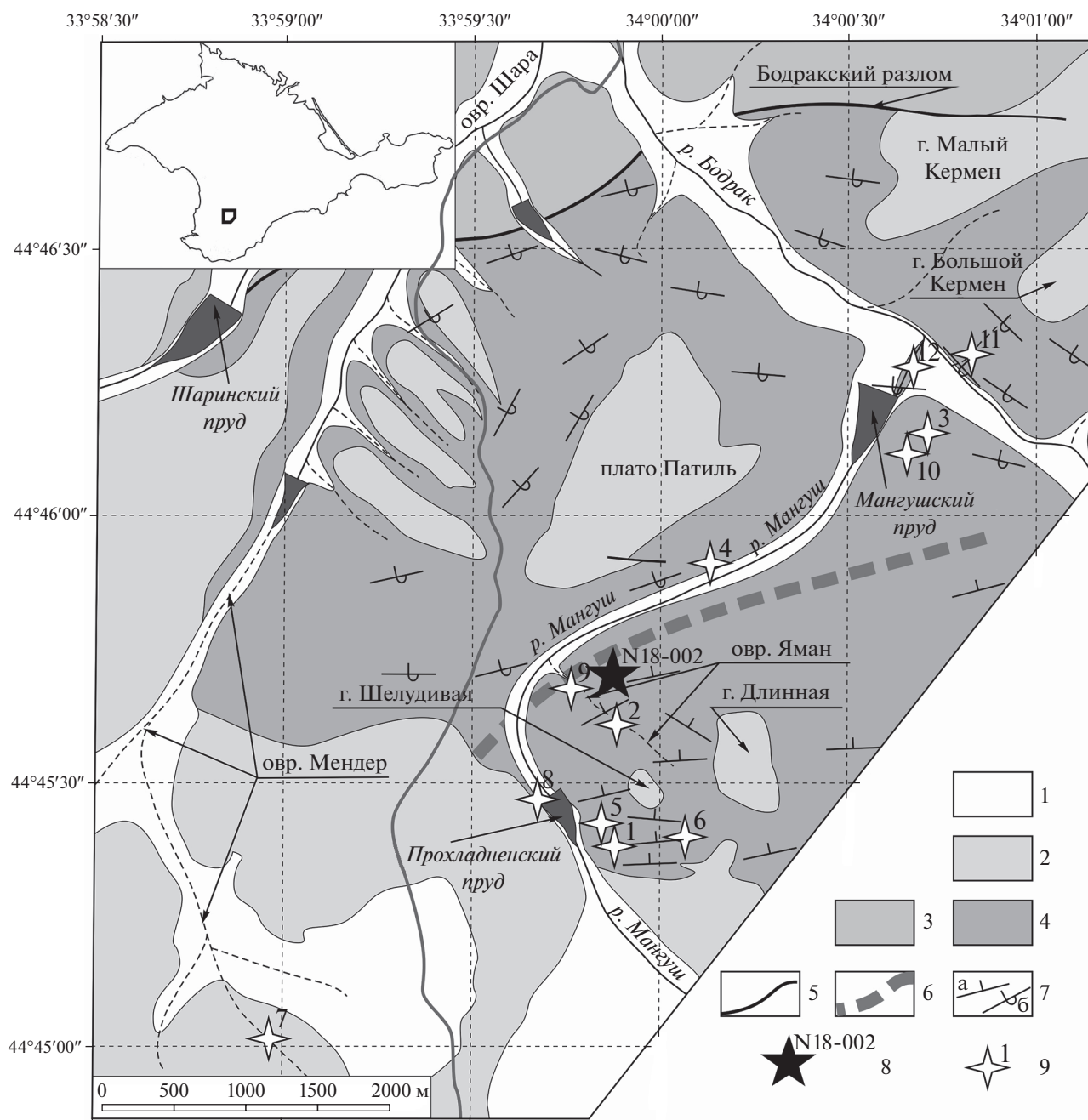


Рис. 3. Схема геологического строения бассейна ручья Мангуш (Мангушского оврага). Схема составлена на основе картографических материалов (Шванов, 1966; Панов и др., 1978; Барабошкин, Дегтярев, 1983; Туров и др., 2002; Никитин, Болотов, 2007; Никитин, 2017) и собственных наблюдений авторов.

1 – четвертичные образования (нерасчлененные), 2 – меловые толщи (нерасчлененные); 3 – верхнетриасово-нижнеюрская эскиординская серия (нерасчлененная); 4 – нижнеюрская (нижнеюрско-ааленская) верхнетаврическая свита верхнетриасово-нижнеюрской таврической серии; 5 – разломы; 6 – примерное положение оси Прохладненской опрокинутой синклинали; 7 – элементы залегания слоев: а – наклонное, б – опрокинутое; 8 – место отбора пробы N18-002; 9 – места нахождения палеонтологических остатков в породах верхнетаврической свиты, подтверждающие раннеюрский возраст обнаженного в овраге Яман фрагмента флишевого разреза. Источники данных: 1 – (Муратов, 1959; Муратов и др., 1972, с. 145); 2 – (Шванов, 1966, рис. 1, точка 5; Казакова, 1962); 3 – (Шванов, 1966, рис. 1, точка 3; Бархатов, 1955); 4 – (Шванов, 1966, рис. 1, точка 4); 5 – (Найдин, 1964); 6 – (Густомесов, 1967); 7 – (Янин, 1976); 8 – (Барабошкин, Дегтярев, 1988); 9 – (Туров и др., 2002); 10 – (Туров и др., 2002); 11 – (Аркадьев, Федорова, 2018); 12 – (Аркадьев, Федорова, 2018).

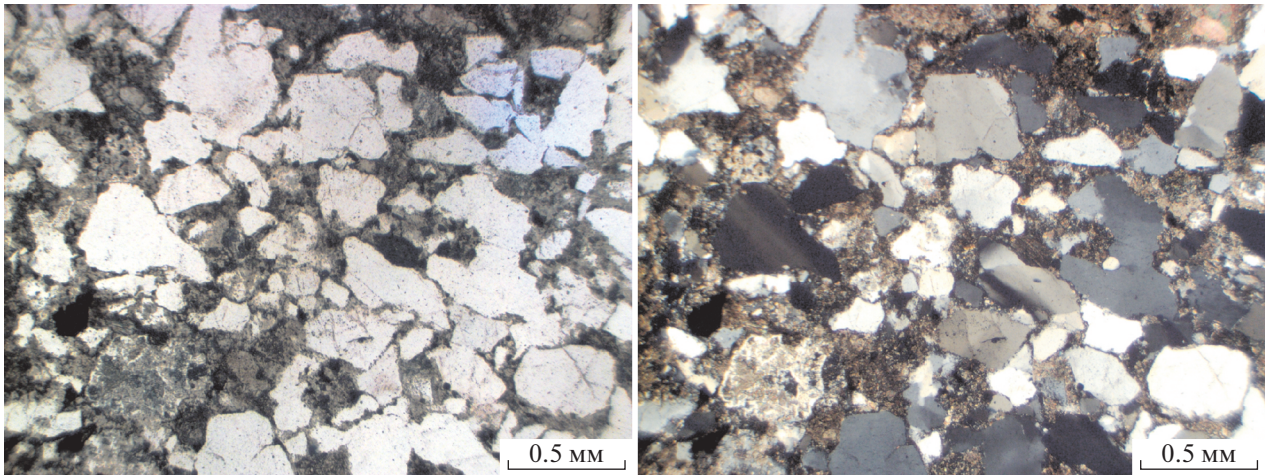


Рис. 4. Микрофотографии песчаника, из которого отобрана проба N18-002. Слева николи параллельны, справа – скрещены. Длина масштабной линейки 500 мкм.

скими реконструкциями, представленными в работе (Окау, Ториз, 2016). И действительно, полученные результаты указывают на то, что в позднем триасе флиш соответствующих стратиграфических уровней таврической и эскиординской серий накапливался в разных частях обширного осадочного бассейна, располагавшегося на южной континентальной окраине Восточно-Европейской (Балтийской) части Евразии и открытого в океан Палео-Тетис (рис. 7а). Мы называем этот бассейн Скифско-Таврическим мегабассейном, чтобы подчеркнуть его двучленное строение. Северный Скифский сегмент мегабассейна, приближенный к Восточно-Европейской части Евразии, был относительно мелководным и располагался на обрамляющей ВЕП с юга эпигерцинской Скифской плите с гетерогенным фундаментом, включающим Пери-Гондванские террейны (рис. 8а). Южный Таврический сегмент Скифско-Таврического мегабассейна был мелководным и располагался на континентальном склоне Восточно-Европейской (Балтийской) части Евразии и у подножья этого континентального склона.

Снос обломочного материала в Скифско-Таврический мегабассейн (рис. 7а, 8б) происходил со стороны континента. В приближенной к континенту мелководной части мегабассейна (в Скифском бассейне) в мелководных шельфовых обстановках в то время накапливались маломощные терригенно-глинисто-карбонатные толщи: толща (15–25 м) мергелей и аргиллитов с двустворками *Halobia septentrionalis* Smith карнийского яруса, вскрытая скв. Федоровская-12 в западной части Степного Крыма, а также толща (120 м) переслаивания конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов с двустворками *Halobia cf. bittneri* Moiss., *H. septentrionalis* Smith, вскрытая глубокими скважинами на Татьяновской и Бакальской поисковых

площадях на севере Степного Крыма (Астахова и др., 1984, с. 39). По-видимому, обломочный материал, сносимый с Восточно-Европейской (Балтийской) части Евразии, по эрозионному каналу (каналам) транзитом перемещался через Скифский бассейн и оттуда поступал в Таврический мелководный бассейн. В переходной зоне от внешней бровки Скифского шельфа к мелководной части Таврического бассейна в обстановках континентального склона накапливались верхнетриасовые элементы разреза эскиординской серии. При этом в мелководной Таврической части Скифско-Таврического мегабассейна накапливался флиш – верхнетриасовая нижнетаврическая свита таврической серии.

В Скифско-Таврический мегабассейн с севера, со стороны Восточно-Европейской (Балтийской) части Евразии, впадала крупная река (рис. 8б). Водосборы этой реки (речной системы) дренировали области, в пределах которых на древней эрозионной поверхности были экспонированы кристаллические комплексы Сарматской части фундамента ВЕП, аналогичные участвующим ныне в строении Украинского щита и Воронежского кристаллического массива. Кроме того, в пределах областей палеоводосборов этой реки могли дренироваться области распространения докембрийских и/или палеозойских толщ, сложенных продуктами эрозии этих кристаллических комплексов. Эта река обеспечивала доминирующий объем поступавшего в Скифско-Таврический мегабассейн обломочного материала, сносимого с Восточно-Европейской (Балтийской) части Евразии. Обломочный материал, который был транзитом транспортирован через Скифский бассейн (Скифскую мелководную часть Скифско-Таврического мегабассейна), аккумулировался у бровки Скифского шельфа. Оттуда в виде импульсных турбидитовых

Таблица 1. Результаты U—Pb изотопного (LA-ICP-MS) датирования зерен детритового циркона из верхнетаврической свиты таврической серии (проба N18-002), Горный Крым

№ п/п	Номер анализа в пробе N18-002	U, мкг/г	Th, мкг/г	Измеренные отношения (с коррекцией на обычный свинец)										Возраст, млн лет					D, %
				$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	RHO	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ			
1	a1	1417	1648	0.0775	0.00102	0.3638	0.00494	0.0341	0.00038	0.82	216	2	315	4	1134	15	425.0		
2	a100	538	274	0.0838	0.00109	1.2249	0.01647	0.1061	0.00117	0.82	650	7	812	8	1287	14	98.0		
3	a101	1155	83	0.1522	0.00171	8.1085	0.09611	0.3864	0.0042	0.92	2106	20	2243	11	2371	11	12.6		
4	a102	311	324	0.2152	0.00255	10.0564	0.07053	0.3389	0.00335	1.42	1881	16	2440	6	2945	11	56.6		
5	a103	559	225	0.0739	0.00088	0.9633	0.01206	0.0946	0.00104	0.88	583	6	685	6	1038	14	78.0		
6	a104	265	276	0.3200	0.0041	7.5741	0.05378	0.1717	0.00181	1.50	1021	10	2182	6	3570	11	249.7		
7	a105-cent	127	70	0.0827	0.00119	2.3184	0.03416	0.2034	0.0023	0.77	1194	12	1218	10	1262	16	5.7		
8	a106	223	128	0.0696	0.00114	0.5712	0.00945	0.0595	0.00068	0.69	373	4	459	6	917	20	145.8		
9	a107	68	66	0.1389	0.00175	7.8328	0.10238	0.4090	0.00454	0.85	2210	21	2212	12	2214	12	0.2		
10	a108	1307	904	0.1309	0.00161	2.2526	0.02878	0.1248	0.00137	0.86	758	8	1198	9	2110	13	178.4		
11	a109	793	1524	0.2404	0.00299	4.0193	0.05183	0.1213	0.00134	0.86	738	8	1638	10	3123	12	323.2		
12	a10	748	284	0.1298	0.00224	2.6820	0.02162	0.1498	0.0024	2.02	900	13	1323	6	2096	17	132.9		
13	a110	410	679	0.1443	0.00209	5.5082	0.0415	0.2769	0.00349	1.75	1576	18	1902	6	2279	14	44.6		
14	a111	314	282	0.1848	0.00263	10.8059	0.08035	0.4242	0.00536	1.68	2279	24	2507	7	2696	13	18.3		
15	a112	380	308	0.0827	0.00108	2.4405	0.03292	0.2141	0.00236	0.82	1251	13	1255	10	1262	15	0.9		
16	a113-cent	305	416	0.0547	0.00085	0.4281	0.00678	0.0568	0.00064	0.71	356	4	362	5	398	20	11.8		
17	a115	1363	428	0.0669	0.00088	0.8853	0.01197	0.0959	0.00105	0.81	591	6	644	6	836	16	41.5		
18	a116	1178	521	0.1263	0.00165	2.9627	0.03989	0.1702	0.00187	0.82	1013	10	1398	10	2046	13	102.0		
19	a117	223	423	0.0763	0.00127	1.4420	0.01218	0.1370	0.00206	1.73	828	12	907	5	1104	20	33.3		
20	a119	44	32	0.1377	0.00204	7.7100	0.11618	0.4062	0.00463	0.76	2198	21	2198	14	2198	15	0.0		
21	a11-core	161	160	0.0577	0.00099	0.6647	0.01154	0.0836	0.00097	0.67	518	6	517	7	517	22	-0.2		
22	a11-rim	365	90	0.0553	0.00085	0.5181	0.00816	0.0680	0.00077	0.72	424	5	424	5	424	20	0.0		
23	a120	435	419	0.1329	0.00186	3.8734	0.05544	0.2114	0.00234	0.77	1236	12	1608	12	2137	14	72.9		
24	a12	497	543	0.0690	0.00087	0.5299	0.007	0.0557	0.00062	0.84	349	4	432	5	900	15	157.9		
25	a13	834	1240	0.0716	0.00086	0.8817	0.01108	0.0894	0.00098	0.87	552	6	642	6	973	14	76.3		
26	a14	348	391	0.1094	0.00129	4.7587	0.05905	0.3154	0.00347	0.89	1767	17	1778	10	1790	13	1.3		
27	a15	763	283	0.0736	0.00096	0.4811	0.0065	0.0474	0.00053	0.83	299	3	399	4	1029	16	244.1		
28	a16	1486	1468	0.2209	0.00296	1.7298	0.01272	0.0568	0.00066	1.61	356	4	1020	5	2987	13	739.0		
29	a17	1523	1397	0.2318	0.00276	2.4616	0.03077	0.0770	0.00085	0.88	478	5	1261	9	3064	11	541.0		
30	a18	162	222	0.0546	0.00099	0.4324	0.00786	0.0574	0.00066	0.63	360	4	365	6	396	23	10.0		
31	a19	1193	2083	0.0827	0.00118	0.7577	0.00578	0.0664	0.00082	1.65	415	5	573	3	1263	16	204.3		

Таблица 1. Продолжение

№ п/п	Номер анализа в пробе N18-002	U, мкг/г	Th, мкг/г	Измеренные отношения (с коррекцией на обычный свинец)						Возраст, млн лет					D, %		
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	¹ σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	¹ σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	¹ σ	RHO	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	¹ σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	¹ σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	¹ σ
32	a20	332	97	0.0819	0.00106	1.5651	0.02089	0.1387	0.00153	0.83	837	9	957	8	1242	15	48.4
33	a21	826	941	0.1815	0.00216	1.0191	0.01266	0.0407	0.00045	0.89	257	3	713	6	2666	11	937.4
34	a22	1106	1643	0.0844	0.00101	0.4912	0.00356	0.0422	0.00042	1.34	267	3	406	2	1302	14	387.6
35	a23	1081	886	0.2116	0.00244	3.0273	0.03675	0.1038	0.00114	0.90	636	7	1415	9	2918	11	358.8
36	a24	251	83	0.2086	0.00267	9.4832	0.06664	0.3298	0.00358	1.54	1837	17	2386	6	2894	12	57.5
37	a25	237	163	0.0631	0.00084	0.6235	0.00503	0.0717	0.00082	1.42	446	5	492	3	712	16	59.6
38	a26	186	131	0.0955	0.00117	3.4692	0.04431	0.2636	0.0029	0.86	1508	15	1520	10	1537	13	1.9
39	a27	29	24	0.1170	0.00174	4.6108	0.06965	0.2858	0.00332	0.77	1621	17	1751	13	1911	16	17.9
40	a28	1710	395	0.2026	0.00248	1.8632	0.02368	0.0667	0.00073	0.86	416	4	1068	8	2847	11	584.4
41	a29	344	672	0.1816	0.00258	9.1957	0.06827	0.3672	0.00467	1.74	2016	22	2358	7	2668	14	32.3
42	a2	391	341	0.0530	0.00083	0.2660	0.00425	0.0364	0.00041	0.71	230	3	239	3	331	20	43.9
43	a30	130	201	0.0655	0.00096	1.1791	0.01763	0.1305	0.00146	0.75	791	8	791	8	791	17	0.0
44	a31	127	143	0.1852	0.00229	13.1075	0.16876	0.5135	0.00571	0.86	2671	24	2687	12	2700	12	1.1
45	a32	419	396	0.1478	0.00201	5.6173	0.04077	0.2757	0.00327	1.63	1570	17	1919	6	2320	13	47.8
46	a33-rim	61	241	0.0652	0.00125	1.1194	0.0215	0.1246	0.00148	0.62	757	8	763	10	780	23	3.0
47	a34	347	441	0.0616	0.00093	0.4268	0.0037	0.0502	0.00063	1.36	316	4	361	3	662	19	109.5
48	a35	245	226	0.4141	0.00611	11.7904	0.08974	0.2065	0.00273	1.71	1210	15	2588	7	3961	13	227.4
49	a36	1460	1499	0.3740	0.0055	3.3588	0.02545	0.0651	0.00086	1.78	407	5	1495	6	3808	13	835.6
50	a37	652	180	0.1315	0.00169	4.7620	0.06329	0.2627	0.0029	0.83	1504	15	1778	11	2118	13	40.8
51	a38	221	388	0.1203	0.00164	1.7764	0.02486	0.1071	0.0012	0.80	656	7	1037	9	1960	14	198.8
52	a39	395	580	0.0615	0.0009	0.4144	0.0062	0.0489	0.00055	0.75	307	3	352	4	657	19	114.0
53	a3	486	128	0.1223	0.00149	5.3623	0.06844	0.3180	0.0035	0.86	1780	17	1879	11	1990	12	11.8
54	a40	1090	509	0.0846	0.00113	1.6947	0.02341	0.1453	0.00161	0.80	875	9	1007	9	1306	15	49.3
55	a41	70	58	0.1361	0.00172	7.5350	0.09887	0.4016	0.0045	0.85	2176	21	2177	12	2178	13	0.1
56	a42	502	637	0.0587	0.00078	0.3518	0.00482	0.0435	0.00048	0.81	274	3	306	4	557	17	103.3
57	a43	438	1020	0.2157	0.00267	11.5827	0.08184	0.3894	0.0041	1.50	2120	19	2571	7	2949	12	39.1
58	a44	165	172	0.0606	0.00094	0.4479	0.00706	0.0537	0.0006	0.71	337	4	376	5	623	19	84.9
59	a45	124	178	0.0552	0.00113	0.5136	0.01044	0.0675	0.00079	0.58	421	5	421	7	419	27	-0.5
60	a46	579	428	0.0530	0.00076	0.3520	0.00513	0.0482	0.00053	0.75	303	3	306	4	328	19	8.3
61	a47	1150	1379	0.2052	0.00245	3.1172	0.03875	0.1102	0.0012	0.88	674	7	1437	10	2868	11	325.5
62	a48	508	297	0.1317	0.00178	2.9797	0.02151	0.1641	0.00194	1.65	979	11	1402	5	2121	14	116.6

Таблица 1. Продолжение

№ п/п	Номер анализа в пробе N18-002	U, мкг/г	Th, мкг/г	Измеренные отношения (с коррекцией на обычный свинец)								Возраст, млн лет					D, %
				$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		
63	a49	2168	359	0.2050	0.0025	1.3632	0.01725	0.0482	0.00053	0.87	304	3	873	7	2867	12	843.1
64	a4	1014	397	0.3120	0.00379	11.7316	0.1499	0.2727	0.00301	0.86	1555	15	2583	12	3531	11	127.1
65	a50	111	216	0.1750	0.00219	10.1713	0.13173	0.4216	0.00464	0.85	2268	21	2450	12	2606	12	14.9
66	a51-rim	108	136	0.1277	0.00149	6.6244	0.08077	0.3762	0.00413	0.90	2058	19	2063	11	2067	12	0.4
67	a52	1117	601	0.0735	0.00084	0.5266	0.00634	0.0519	0.00056	0.90	326	3	430	4	1029	13	215.6
68	a53	214	591	0.0769	0.00095	1.0875	0.01395	0.1026	0.00112	0.85	630	7	747	7	1118	14	77.5
69	a54	1432	595	0.1254	0.00141	1.8022	0.02133	0.1042	0.00113	0.92	639	7	1046	8	2035	11	218.5
70	a55	604	376	0.0532	0.00069	0.3785	0.00506	0.0516	0.00057	0.83	324	3	326	4	337	17	4.0
71	a56	277	1044	0.8387	0.01033	7.5322	0.05309	0.0651	0.00069	1.56	407	4	2177	6	4989	10	1125.8
72	a58	305	110	0.2842	0.00373	5.3672	0.038	0.1370	0.0016	1.68	828	9	1880	6	3386	12	308.9
73	a59	1	1	0.2940	0.01283	9.9216	0.39174	0.2448	0.00663	0.69	1412	34	2428	36	3439	39	143.6
74	a5-rim	177	226	0.0955	0.00124	3.5546	0.04823	0.2700	0.00301	0.82	1541	15	1539	11	1538	15	-0.2
75	a60	190	583	0.1155	0.0016	4.4053	0.03229	0.2767	0.00331	1.70	1575	17	1713	6	1887	14	19.8
76	a61	492	492	0.2217	0.00237	8.7961	0.05992	0.2878	0.00254	1.33	1630	13	2317	6	2993	10	83.6
77	a62	224	298	0.0723	0.00082	1.1906	0.00889	0.1194	0.00106	1.24	727	6	796	4	994	13	36.7
78	a63	399	728	0.0583	0.0007	0.3687	0.00296	0.0458	0.00044	1.17	289	3	319	2	543	15	87.9
79	a64	1279	1926	0.2907	0.00326	2.8864	0.01952	0.0720	0.00069	1.40	448	4	1378	5	3421	10	663.6
80	a65-rim	211	182	0.1167	0.0014	3.1982	0.02288	0.1987	0.00205	1.46	1168	11	1457	6	1907	13	63.3
81	a66	447	383	0.0605	0.00077	0.3937	0.00306	0.0472	0.00049	1.35	297	3	337	2	620	15	108.8
82	a67	89	87	0.1221	0.00146	6.1589	0.07716	0.3660	0.00405	0.88	2011	19	1999	11	1986	12	-1.2
83	a68	352	448	0.1322	0.0017	5.9211	0.04204	0.3249	0.00364	1.49	1814	18	1964	6	2127	13	17.3
84	a69	302	294	0.1014	0.0012	4.0823	0.05097	0.2920	0.00322	0.88	1651	16	1651	10	1650	13	-0.1
85	a6	445	472	0.1132	0.00143	5.0991	0.06762	0.3266	0.00363	0.84	1822	18	1836	11	1852	13	1.6
86	a70-rim	292	32	0.0586	0.00083	0.6953	0.01015	0.0861	0.00097	0.77	532	6	536	6	552	18	3.8
87	a71-rim	79	63	0.1363	0.00162	6.4102	0.04736	0.3411	0.00341	1.35	1892	16	2034	6	2181	12	15.3
88	a72	719	526	0.1748	0.00202	8.7411	0.05962	0.3627	0.0035	1.40	1995	17	2311	6	2604	11	30.5
89	a73	454	400	0.0711	0.00084	1.5691	0.01945	0.1602	0.00176	0.89	958	10	958	8	959	14	0.1
90	a74	692	270	0.2476	0.00299	6.9291	0.04848	0.2030	0.00211	1.48	1191	11	2102	6	3170	11	166.2
91	a75	65	73	0.2383	0.00296	15.2451	0.10952	0.4640	0.00497	1.53	2457	22	2831	7	3108	12	26.5
92	a76	913	1348	0.1571	0.00184	1.7500	0.02147	0.0808	0.00088	0.89	501	5	1027	8	2425	11	384.0
93	a77	639	113	0.1379	0.00161	6.7557	0.08263	0.3552	0.00388	0.89	1960	18	2080	11	2202	11	12.3

Таблица 1. Окончание

№ п/п	Номер анализа в пробе N18-002	U, мкг/г	Th, мкг/г	Измеренные отношения (с коррекцией на обычный свинец)						Возраст, млн лет					D, %		
				$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	RHO	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ
94	a78	354	255	0.0638	0.00087	0.7780	0.0065	0.0885	0.00103	1.49	546	6	584	4	734	17	34.4
95	a79	763	1102	0.0717	0.001	0.3171	0.00263	0.0321	0.00038	1.48	204	2	280	2	977	16	378.9
96	a7	116	102	0.0698	0.00133	0.4425	0.00842	0.0460	0.00054	0.62	290	3	372	6	922	23	217.9
97	a81	37	55	0.1053	0.00141	3.4983	0.02901	0.2410	0.0027	1.34	1392	14	1527	7	1719	14	23.5
98	a82	432	543	0.0631	0.00082	0.3738	0.00299	0.0429	0.00046	1.36	271	3	322	2	713	16	163.1
99	a83	69	94	0.1577	0.00193	9.9686	0.12681	0.4584	0.00508	0.87	2432	22	2432	12	2432	12	0.0
100	a84-rim	134	124	0.1859	0.00224	13.3504	0.16809	0.5210	0.00575	0.88	2704	24	2705	12	2706	11	0.1
101	a85	124	175	0.0671	0.00099	0.7993	0.00715	0.0864	0.00104	1.34	534	6	596	4	840	17	57.3
102	a86	238	99	0.1100	0.00135	4.8821	0.06224	0.3218	0.00354	0.86	1799	17	1799	11	1800	13	0.1
103	a87	166	88	0.0923	0.00118	3.2706	0.04338	0.2569	0.00285	0.84	1474	15	1474	10	1474	14	0.0
104	a88	283	228	0.0546	0.00081	0.4745	0.00718	0.0631	0.00071	0.74	394	4	394	5	394	19	0.0
105	a89	381	815	0.7529	0.01168	7.4574	0.05646	0.0718	0.00098	1.83	447	6	2168	7	4835	12	981.7
106	a8	1016	691	0.0705	0.00115	0.7345	0.0056	0.0755	0.00111	1.85	469	7	559	3	944	19	101.3
107	a90	504	537	0.0922	0.00149	1.6180	0.0123	0.1272	0.00177	1.84	772	10	977	5	1472	17	90.7
108	a91	138	192	0.1354	0.0016	5.8801	0.04093	0.3150	0.00321	1.45	1765	16	1958	6	2169	12	22.9
109	a92	350	455	0.0572	0.00078	0.3699	0.00517	0.0469	0.00052	0.79	296	3	320	4	498	18	68.2
110	a93	703	377	0.0560	0.00076	0.5053	0.00702	0.0655	0.00072	0.79	409	4	415	5	451	17	10.3
111	a94	4418	336	0.2150	0.00257	0.3408	0.00423	0.0115	0.00013	0.91	73.7	0.8	298	3	2943	11	3893.2
112	a95	992	908	0.1931	0.00225	4.0911	0.04987	0.1537	0.00168	0.90	921	9	1653	10	2769	11	200.7
113	a96	156	110	0.0943	0.00117	3.4465	0.0443	0.2650	0.00292	0.86	1516	15	1515	10	1515	14	-0.1
114	a97	1538	1494	0.1793	0.00247	0.9830	0.00722	0.0398	0.00048	1.66	251	3	695	4	2646	13	954.2
115	a98	462	478	0.0931	0.00137	0.3945	0.00589	0.0307	0.00035	0.76	195	2	338	4	1490	16	664.1
116	a99	634	670	0.1065	0.0016	0.3981	0.00601	0.0271	0.00031	0.76	172	2	340	4	1740	16	911.6
117	a9	931	961	0.1991	0.00257	4.5914	0.062	0.1672	0.00187	0.83	997	10	1748	11	2819	12	182.7

Примечание. Полуширинным шрифтом выделены значения, принятые за возраст циркона (при возрасте <1 млрд лет для вычисления возраста циркона использованы отношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, при возрасте ≥ 1 млрд лет – отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Подчеркнуты минимальный и максимальный возрасты зерен детритового циркона в пробе. D – дискордантность датировок ($D = 100\% \times (\text{возраст } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / \text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) - 1$). Датировка (курсив) со степенью дискордантности $|D| > 10\%$ не учитывались в гистограммах и КПВ. Суффиксы в номере анализа: core – ядро, sept – центральная часть, rim – оболочка. RHO = $(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / (1\sigma(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})) / (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (1\sigma(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}))$. Для коррекции на обычный свинец использована программа ComPbCorr, составленная Т. Andersen. Теоретические основы коррекции и формулы, по которым проводится коррекция, приведены в работе (Andersen, 2002). Нарушение изотопной U–Th–Pb системы зерна циркона оценивается, исходя из измеренных содержаний изотопов свинца ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb в цирконе и известных соотношений между изотопами свинца, которые в программе приняты как $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.7$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.628$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.63$.

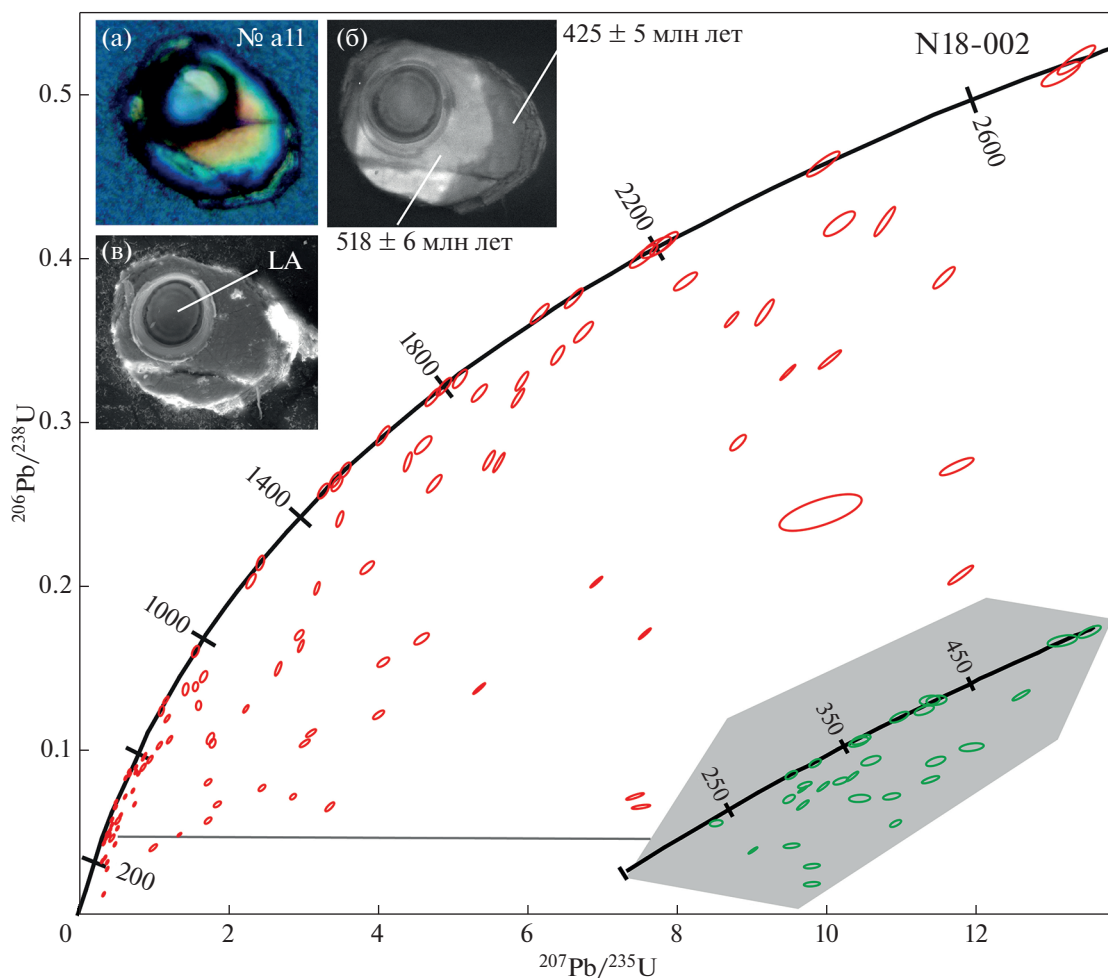


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для зерен детритового циркона из пробы N18-002.

Эллипсы показывают 68%-ный доверительный интервал измерений для всех анализов. В правом нижнем углу в виде врезки на сером фоне показан увеличенный фрагмент конкордии. В левом верхнем углу — изображения зерна циркона № a11: (а) — оптическое, (б) — катодолуминесцентное, (в) — в рассеянных электронах. LA — кратер лазерной абляции. Для этого циркона получены возрасты: 518 ± 6 млн лет для ядра и 424 ± 5 млн лет для оболочки. В оптическом изображении ядро имеет желтый цвет, а оболочка — голубой, в катодолуминесцентном изображении ядро — светлое, а оболочка — темная. Дно кратера абляции в катодолуминесцентном изображении — темного цвета, в оптическом изображении — голубого цвета, т.е. лазерный пробоотбор начался в ядре и закончился в оболочке.

потоков материл периодически поступал за бровку шельфа — в Таврический глубоководный бассейн (в Таврическую глубоководную часть Скифско-Таврического мегабассейна). Часть материала была аккумулирована на континентальном склоне, где ею сложены верхнетриасовые элементы разреза эскиординской серии. Другая часть достигла удаленных глубоководных областей Таврического бассейна, где в обстановках нижней части континентального склона и континентального подножья сформировала нижнетаврическую свиту таврической серии. Кроме того, второстепенными локальными источниками обломочного материала, поступавшего в позднем триасе в глубоководную (Таврическую) часть Скифско-Таврического мегабассейна, могли быть небольшие внутрибассейновые поднятия, в пределах которых могли

быть экспонированы комплексы эпигерцинского фундамента Скифской (в том числе в Северокавказской ее части) и Мизийской плит. Небольшой вклад в формирование седиментационного потока мог вносить разнос обломочного материала вдоль береговой линии мелководной Скифской части Скифско-Таврического мегабассейна.

В пробе N18-002, характеризующей нижнеюрскую часть таврической серии (верхнетаврическую свиту), мезоархейских и более древних зерен детритового циркона не зафиксировано, но в значительном количестве присутствуют зерна циркона с мезопротерозойскими и неопротерозойскими возрастными типичными для кристаллических комплексов структурного основания Пери-Гондванских территорий, участвующих в строении фундамента

Позднепротерозойские и фанерозойские цирконы периодических комплексов океанов Рейк и Палео-Тетис

Неоархейские, палеопротерозойские, мезопротерозойские и неопротерозойские цирконы, источником которых были Пери-Гондванские террейны

Палеопротерозойские и архейские (включая древнейшие мезоархейские и палеоархейские) цирконы Сарматской части ВЕП

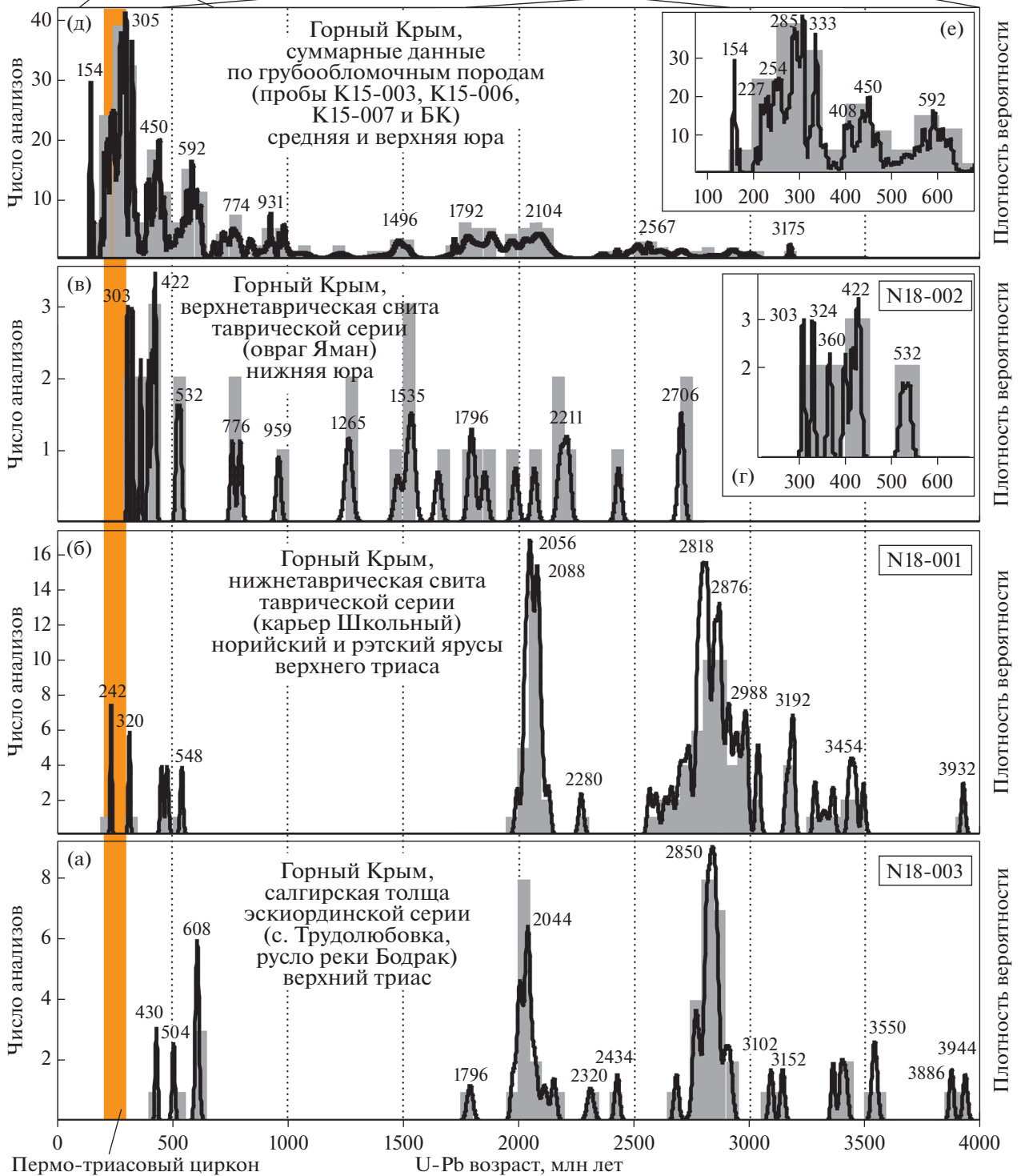


Рис. 6. Гистограммы и кривые плотности вероятности возрастов зерен детритового циркона из проб N18-001 (б), N18-002 (в, г), N18-003 (а) и суммарных данных по средне- и верхнеюрским грубообломочным породам (д, е). Источники данных на рис. 6а, 6б – (Никишин и др., 2020), на рис. 6в, 6г – настоящая работа, на рис. 6д, 6е – (Романюк и др., 2020).

Таблица 2. Величины взаимных парных коэффициентов p теста Колмогорова–Смирнова для наборов U–Pb возрастов детритового циркона из верхнетриасово-нижнеюрского флиша и средне-верхнеюрских грубообломочных толщ киммерид Горного Крыма

Номера проб	K15-003	K15-007	БК	K15-006	N18-001	N18-002	N18-003	N18-01 + + N18-03	K15-003 + K15-007 + + БК + K15-006
K15-003		0.352632	0.685672	0.212612	0.000000	0.027548	0.000000	0.000000	0.869725
K15-007	0.352632		0.057419	0.213347	0.000000	0.006768	0.000000	0.000000	0.712413
БК	0.685672	0.057419		0.014539	0.000000	0.019639	0.000000	0.000000	0.179962
K15-006	0.212612	0.213347	0.014539		0.000000	0.000396	0.000000	0.000000	0.256632
N18-001	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000		0.000000	0.923008	1.000000	0.000000
N18-002	0.027548	0.006768	0.019639	0.000396	0.000000		0.000004	0.000000	0.003655
N18-003	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.923008	0.000004		0.992168	0.000000
N18-01+N18-03	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	1.000000	0.000000	0.992168		0.000000
K15-003 + K15-007 + + БК + K15-006	0.869725	0.712413	0.179962	0.256632	0.000000	0.003655	0.000000	0.000000	

Примечание. Расчеты выполнены с помощью программы (Guynn, Gehrels, 2010), размещенной в свободном доступе. Применение теста Колмогорова–Смирнова используется для того, чтобы определить, подчиняются ли два эмпирических распределения одному закону, либо определить, подчиняется ли полученное распределение предполагаемой модели. Обычно стандартный уровень значимости теста принимается равным 95%. Если величина полученного взаимного коэффициента p превышает пороговое значение 0.05, то тестируемые эмпирические распределения с вероятностью 95% подчиняются одному и тому же закону распределения. Полу жирным шрифтом и светло-серым фоном выделены значения p больше принятого порогового 0.05. Положение мест отбора проб см. рис. 1, названия свит/толщ – на рис. 2 и 6.

Скифской плиты (рис. 6в, 6г). Таким образом, результаты датирования зерен детритового циркона зафиксировали кардинальную перестройку седиментационных потоков, поступающих в глубоководную Таврическую часть Скифско-Таврического мегабассейна, в период времени поздний триас–ранняя юра. Продукты разрушения древнего фундамента ВЕП (Балтики) перестали достигать глубоководной части мегабассейна, а по новым путям транспортировки сюда был принесен обломочный материал, содержащий зерна детритового циркона с мезопротерозойскими и нетипичными для ВЕП позднепротерозойскими (включая кадомско-авалонские) возрастными, а также зерна циркона с каледонским возрастом метаморфического и/или метасоматического преобразования (рис. 7б, 8в). Первичными источниками зерен циркона с позднепротерозойскими (кадомско-авалонскими) возрастными в песчаниках верхнетаврической свиты могли быть участвующие в строении герцинского фундамента Скифской плиты кристаллические комплексы, сформированные в пределах северных периферических частей Гондваны, и комплексы периокеанических зон океанов Реик и Палео-Тетис.

Полученные результаты и основанные на них выводы в целом соответствуют известным палеогеографическим построениям (Nikishin et al., 2015c и др.). В них для начала юры реконструированы локальные деформации в некоторых частях эскиординской серии и возникновение на Скифском шельфе поднятия Добруджа-Крым, которое протягивалось от Добруджи через современный

Одесский шельф в современный Степной Крым. Появление этого поднятия положило начало сегментации и усложнению структуры Скифско-Таврического мегабассейна.

Поднятие Добруджа-Крым в ранней юре ограничило с севера глубоководную часть Скифско-Таврического мегабассейна, ставшую отдельным осадочным бассейном, который мы называем Позднетаврическим. В нем унаследованно было продолжено накопление таврической серии (ее нижнеюрской части – верхнетаврической свиты), начавшееся в глубоководной Таврической части Скифско-Таврического мегабассейна еще в позднем триасе (нижнетаврическая свита). При этом условия осадконакопления в глубоководном Позднетаврическом бассейне в ранней юре, по сравнению с условиями осадконакопления в этом бассейне в позднем триасе, не претерпели существенных изменений. Однако материал, который в ранней юре начал поступать в Позднетаврический осадочный бассейн, кардинально изменился по сравнению с материалом, поступавшим в этот бассейн в позднем триасе. Поднятие Добруджа-Крым стало непреодолимым препятствием для седиментационных потоков со стороны ВЕП, которые не могли уже попадать в Позднетаврический осадочный бассейн. Но в этот бассейн в ранней юре стал поступать материал, сносимый с поднятия Добруджа-Крым. Кроме того, в Позднетаврический бассейн в ранней юре, по-видимому, мог поступать детрит, источником которого были некоторые начавшие в это время воздымание области Понтид и будущего Большого Кавказа. Мате-

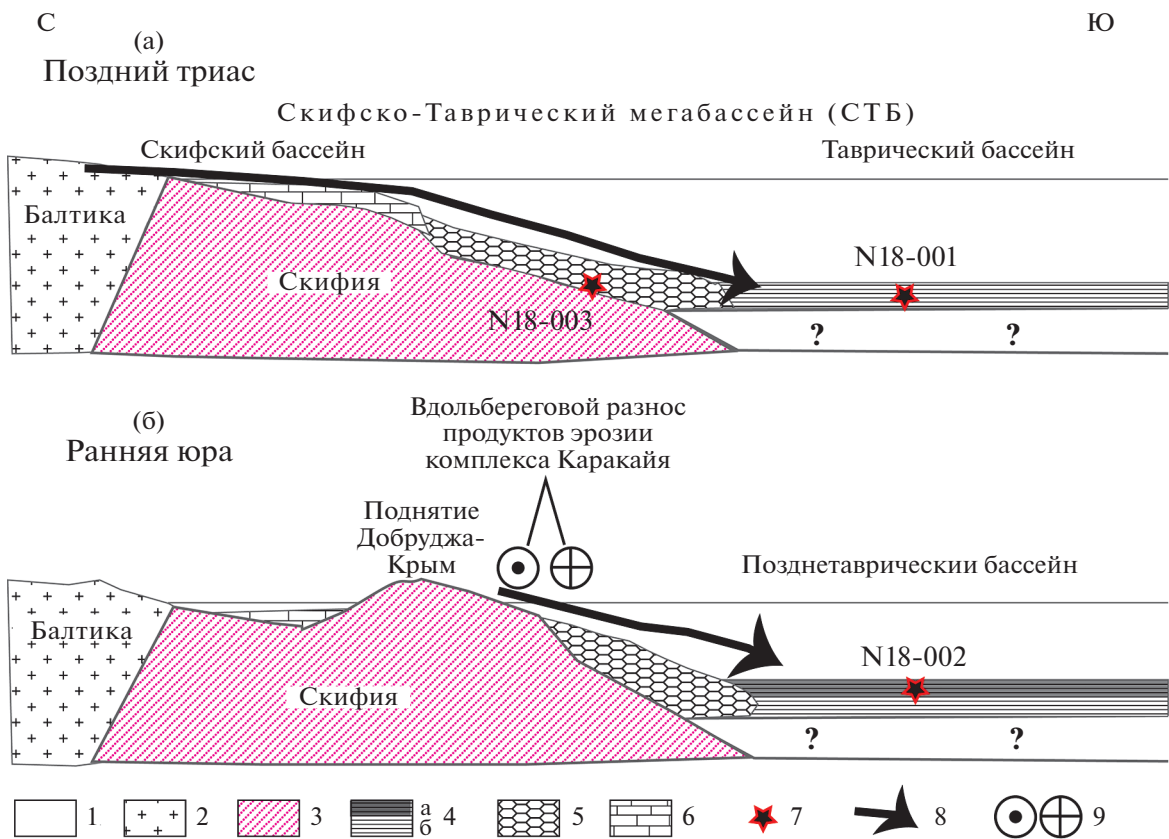


Рис. 7. Концептуальная схема эволюции палеобассейнов, реликты выполнения которых экспонируются в настоящее время в Горном Крыму. Условные обозначения: 1 – вода; 2 – ВЕП (Балтика); 3 – Скифская платформа (Скифия), кадомские и авалонские террейны; 4 – таврическая серия, подразделяемая на верхнетаврическую (а) и нижнетаврическую (б) свиты; 5 – эскиординская серия; 6 – терригенно-глинисто-карбонатные толщи; 7 – места отбор проб на U–Pb датирование обломочного циркона; 8, 9 – седиментационные потоки: 8 – поперек склона, 9 – вдольбереговой разнос. (а) – поздний триас; в обширном Скифско-Таврическом мегабассейне в приближенной к континенту мелководной части мегабассейна (Скифский бассейн) накапливались маломощные терригенно-глинисто-карбонатные толщи, в обстановках континентального склона – отложения эскиординской серии, а в обстановках нижней части континентального склона и континентального подножья – нижнетаврическая свита таврической серии; (б) – ранняя юра; поднятие Добруджа-Крым отделило глубоководную часть Скифско-Таврического мегабассейна в отдельный Позднетаврический бассейн, в котором образовалась верхнетаврическая свита; поступление в этот бассейн эрозионных продуктов ВЕП было невозможно.

риал, сносимый с этих поднятий, мог достигать области питания Позднетаврического бассейна за счет вдольберегового разноса. В частности, по-видимому, определенную роль в балансе обломочного материала, аккумулированного в Позднетаврическом осадочном бассейне в ранней юре, стали играть испытывавшие вдольбереговой разнос продукты эрозии пород аккреционного комплекса Каракайя, в существенной степени сложенные продуктами разрушения Понтидских террейнов (Ustaomer et al., 2016).

В работе (Фролова и др., 2014) представлены результаты проведенного в пределах полей распространения таврической серии, и в том числе в овраге Яман, детального структурно-геологического изучения внутреннего строения таврического флиша. В частности, показано, что боль-

шинство складок 2-го порядка в таврической серии имеет подводно-оползневое происхождение (Фролова и др., 2014). По нашему мнению, этот структурно-геологический вывод хорошо согласуется с представлениями о том, что флишевая последовательность пород, и в том числе фрагмент разреза таврического флиша, который представлен в овраге Яман, была сформирована в той части Позднетаврического осадочного бассейна, которая располагалась в нижней части склона поднятия Добруджа-Крым. Нельзя исключать, однако, и возможности того, что складки 2-го порядка в таврическом флише могли быть образованы за счет оползневых процессов, проявленных на бортах эрозионных каналов, по которым осадочный материал переносился по склону и при-

ближенной к нему части дна Позднетаврического осадочного бассейна.

В начале средней юры накопление таврической и эскиординской серий, которое имело место на дне и в борту Позднетаврического осадочного бассейна соответственно, завершилось, и образования этих серий претерпели складчато-надвиговые деформации. Вследствие этой тектонической активности – раннекиммерийской складчатости – таврический флиш, осложненный мелкими конседиментационными оползевыми складками (выше они были названы складками 2-го порядка) и разрывами, испытал тектонические деформации, приведшие к образованию крупных моноклиналей, складок и пакетов тектонических пластин.

Позднее, в средней и поздней юре, на раннекиммерийском покровно-складчатом основании (на эродированных структурах, сложенных дислоцированными образованиями таврической и эскиординской серий) заложилась и начали развиваться несколько небольших осадочных бассейнов, в которых накапливались грубообломочные и, реже, флишеидные и песчано-глинистые толщи, фрагментарно экспонированные в настоящее время в Горном Крыму (рис. 8г). Это среднеюрские битакские конгломераты, распространённые около с. Строгоновка в южных пригородах г. Симферополя (Никишин и др., 2016); верхнеюрские конгломераты горы Демерджи около г. Алушты (Рудько и др., 2019) и горы Спилля около Балаклавской гавани (Kuznetsov et al., 2019); конгломераты нижней части верхнеюрско-нижнемеловой обломочной толщи южного борта Байдарской котловины (Рудько, 2018); верхнеюрские конгломераты из района пос. Орджоникидзе на востоке Горного Крыма (Nikishin et al., 2015b, 2015c). Мы предлагаем называть эти небольшие осадочные бассейны, в которых формировались перечисленные грубооб-

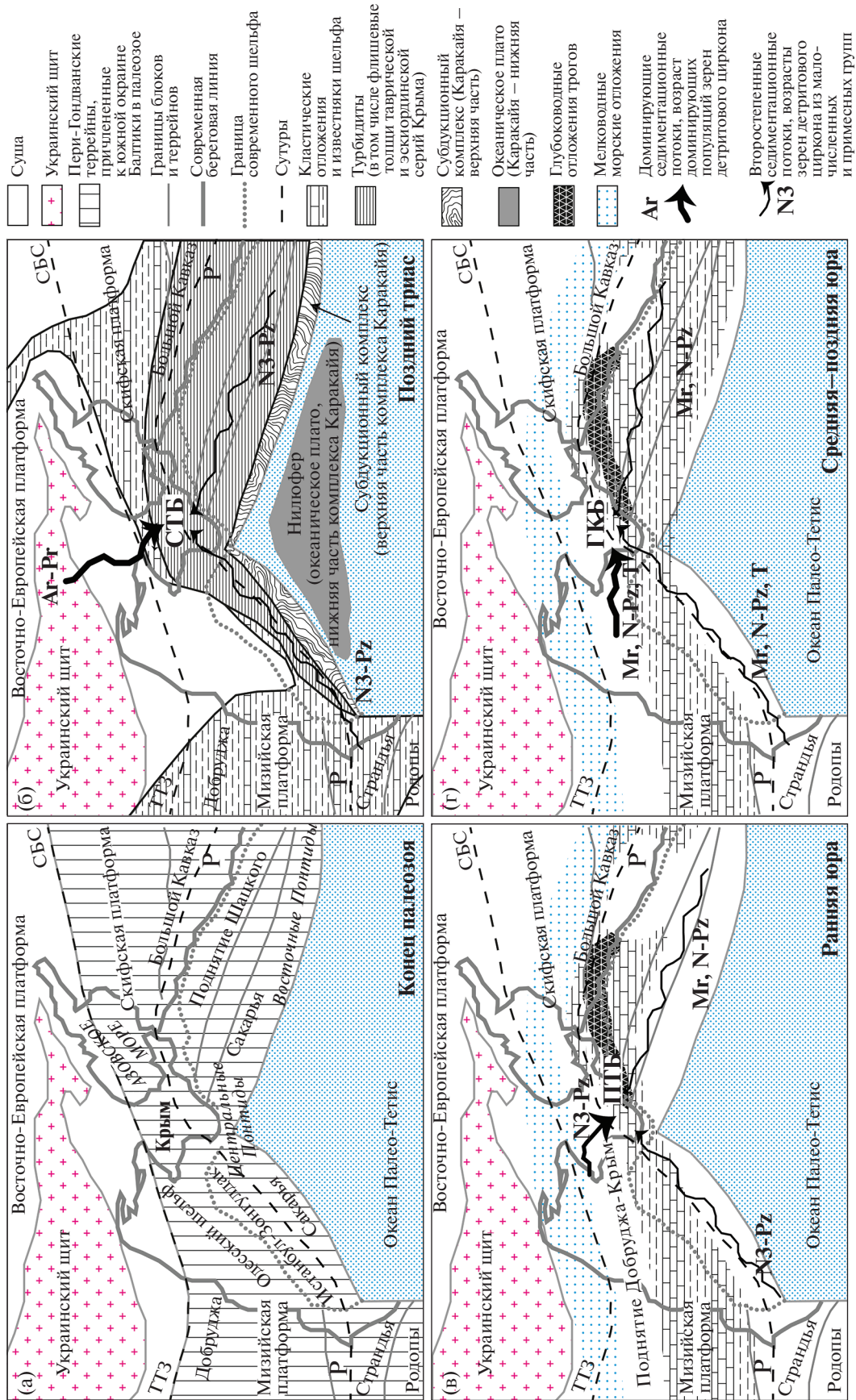
ломочные образования, системой Горно-Крымских суббассейнов.

В работе (Романюк и др., 2020) показано, что наиболее вероятным первичным источником зерен детритового циркона с возрастными интервалами 360–315 млн лет, аккумулярованных в песчаных породах средне- и верхнеюрских грубообломочных толщ Горного Крыма, были кристаллические комплексы Дзирульского массива и его аналогов на Кавказе (Mauringer et al., 2011). Рециклирование зерен циркона с возрастными интервалами 360–315 млн лет и зерен циркона с кадомско-авалонскими возрастными интервалами, т.е. зерен, первичными источниками которых были кристаллические комплексы структурного основания Пери-Гондванских террейнов, могло произойти за счет переотложения зерен циркона при накоплении продуктов эрозии комплекса Каракайя (Kuznetsov et al., 2019).

Полученные новые изотопно-геохронологические данные по циркону из нижнеюрских пород таврического флиша (проба N18-002) (рис. 6в, 6г) существенно отличаются от таковых для циркона из песчаных пород средне-верхнеюрских грубообломочных толщ Горного Крыма (пробы БК, K15-007, K15-006 и K15-003) (рис. 6д, 6е; табл. 2, коэффициент $p = 0.0037$). В средней и поздней юре в систему Горно-Крымских суббассейнов попадал преимущественно материал местного происхождения, в котором доминировали зерна циркона с возрастными интервалами в каменноугольно-триасовом диапазоне. По сравнению с ранней юрой, в средне- и позднеюрском временном интервале появились новые источники, поставлявшие зерна циркона с пермско-триасовыми возрастными интервалами, которые в более древних толщах Горного Крыма не зафиксированы. В настоящее время крупные гранитоидные комплексы с возрастными интервалами 315–270 млн лет, которые могли быть источниками многочисленных зерен детритового циркона с такими возрастными интер-

Рис. 8. Концептуальная палеогеографическая схема Черноморско-Балканско-Анатолийско-Кавказского региона (масштаб условный), показывающая изменение направлений седиментационных потоков, аккумулярованных в Скифско-Таврическом мегабассейне (СТБ) и Позднетаврическом бассейне (ПТБ), а затем в системе Горно-Крымских суббассейнов (ГКБ) в конце триаса–юре.

(а) – конец палеозоя; схема пояса Пери-Гондванских террейнов, которые были причленены в палеозое к южной части Восточно-Европейского (Балтийского) сегмента Евразийского континента; (б) – поздний триас; снос в Скифско-Таврический бассейн продуктов разрушения древних кристаллических комплексов Сарматской части фундамента ВЕП (аналогичных комплексам, слагающим структуры Украинского щита и Воронежского кристаллического массива); формирование нижних уровней таврического флиша – нижнетаврической свиты; отсутствие продуктов разрушения фундамента Пери-Гондванских террейнов и примесные количества зерен циркона местного происхождения, образованных в периекеанических структурах океанов Реик и Палео-Тетис; (в) – ранняя юра; продукты разрушения ВЕП уже не попадают в Позднетаврический бассейн, пространственно наследующий Таврическую часть Скифско-Таврического бассейна; напротив, продукты разрушения комплексов Пери-Гондванских террейнов, в том числе слагающих поднятие Добруджа-Крым, а также зерна циркона местного происхождения начинают доминировать в аккумуляруемой в этом бассейне верхнетаврической свите (верхние уровни таврического флиша); (г) – средняя и поздняя юра; в средне- и верхнеюрских грубообломочных толщах системы Горно-Крымских суббассейнов доминируют зерна циркона местного происхождения, появляется новая популяция пермско-триасовых зерен циркона. Основа всех рисунков, в деталях показанная на рис. 8а, приведена по (Okay, Toruz, 2016); палеогеографические реконструкции на рис. 8б – по (Okay, Toruz, 2016), на рис. 8в, 8г – по (Nikishin et al., 2015b). ТТЗ – зона Тейссейра-Торнквиста (южный край докембрийского остова Балтики); СБС – Скифско-Балтийская сутура; Р – шов закрытия океана Реик. Возрастные интервалы преобладающих популяций детритового циркона в седиментационных потоках: Аг–Рг – архей–палеопротерозой, N – неопротерозой, N₃ – поздний неопротерозой, Pz – палеозой, Мг – мезопротерозой, Т – триас.



вестны в Западных Понтидах и Южных Балканах (Sunal et al., 2008; Meinhold et al., 2010; Georgiev et al., 2012; Ustaomer et al., 2012; Kaygusuz et al., 2016; Peytcheva et al., 2018). Однако первичные источники циркона с возрастaми 270–200 млн лет не столь очевидны. В Причерноморье известны лишь редкие кристаллические комплексы с такими возрастaми. Прежде всего, это крупные массивы триасовых гранитоидных комплексов Северной Добруджи (Savu, 2012), а также триасовые дифференцированные вулканические серии восточного Предкавказья (Tikhomirov et al., 2004). Остальные известные проявления триасовой магматической активности – это либо очень редкие и небольшие тела пород кислого или среднего состава, либо тела, сложенные породами основного или ультраосновного состава, для которых циркон не является типичным минералом и не встречается в них в сколько-нибудь значимых количествах. К первым относятся магматические породы (лавы?) так называемого тессельского осадочно-вулканогенного комплекса, распространенного в юго-западной части Горного Крыма и условно отнесенного к верхнему триасу (Лысенко и др., 2019а, 2019б), а также кварцевые долериты с возрастом 210 млн лет, установленные бурением около поселка Северный в Степном Крыму (Спиридонов и др., 1990). В Понтидах распознаны реликты триасовых магматических комплексов, соотносимых с образованиями океанических островов, гор и плато (Genc, 2004; Sayit et al., 2010), а также голубые сланцы и эклогиты (Okay, Nikishin, 2015), являющиеся индикаторами гипотетической триасовой субдукционной зоны. Таким образом, вероятным первичным источником многочисленных триасовых зерен детритового циркона, попадавших в систему Горно-Крымских суббассейнов, могли быть комплексы Северной Добруджи, Степного Крыма и восточного Предкавказья, а возможно, и тессельского осадочно-вулканогенного комплекса. Но наиболее вероятным источником триасовых зерен циркона принято считать гранитоидные комплексы, парагенетически связанные с гипотетической триасовой субдукционной зоной, существование которой предложено в (Okay, Nikishin, 2015).

В самом конце юры начались процессы прогибания и растяжения коры (Nikishin et al., 2015а, 2015б), предшествующие началу формирования впадины Черного моря. Поэтому основной седиментационный поток в систему Горно-Крымских суббассейнов в это время был с поднятия Добруджа-Крым и других местных возвышенностей. Поступление материала из Понтид в толщи, экспонирующиеся в настоящее время в Горном Крыму, было второстепенным и могло происходить лишь за счет вдольберегового разноса.

ВЫВОДЫ

На основе результатов U–Th–Pb изотопного датирования зерен детритового циркона из песчанников верхнетаврической свиты Горного Крыма, относящихся к нижнеюрской части таврической серии, и сопоставления этих результатов с аналогичными данными для обломочных пород как более низких, так и более высоких стратиграфических уровней киммерид Горного Крыма установлена кардинальная смена источников сноса для этих толщ. На основе полученных данных проведена палеогеографическая реконструкция для Горного Крыма.

В позднем триасе на южной (в современных координатах) континентальной окраине Восточно-Европейской (Балтийской) части Евразии был расположен обширный сложно построенный Скифско-Таврический осадочный мегабассейн, открытый на юг в океан Палео-Тетис. В этом мегабассейне обособленно существовало две части: Скифская мелководная (шельф) и Таврическая глубоководная (континентальный склон и подножье континента). Мы именуем их соответственно Скифским и Таврическим осадочными бассейнами.

Снос обломочного материала в Скифско-Таврический мегабассейн происходил преимущественно с севера – со стороны Восточно-Европейской (Балтийской) части Евразийского континента, с доминированием продуктов разрушения древних кристаллических комплексов Сарматской части фундамента ВЕП, аналогичных тем, которые слагают структуры Украинского щита и Воронежского кристаллического массива. Небольшие количества терригенного материала могли поступать в мегабассейн из других источников: за счет разноса обломочного материала вдоль южного берега Восточно-Европейской (Балтийской) части Евразии и/или за счет продуктов эрозии локальных внутрибассейновых поднятий.

У внешней бровки Скифского шельфа (у внешнего, по отношению к Балтийской части Евразии, края Скифского осадочного бассейна) накапливался обломочный материал, поступающий сюда транзитом по эрозинному каналу (каналам) со стороны Евразийского континента. Этот материал мутьевыми (турбидидными) потоками периодически сбрасывался в глубоководную Таврическую часть мегабассейна (в глубоководный Таврический осадочный бассейн), где накапливался в виде флиша нижнетаврической свиты. При этом на континентальном склоне (на приближенной к бровке Скифского шельфа части Таврического глубоководного осадочного бассейна) формировались хаотические образования – дикий флиш и олистостромы верхнетриасовых стратиграфических уровней эскиординской серии. Одновременно с этим в мелководном Скифском осадочном бассейне, особенно в пределах при-

ближенной к континенту его части, в шельфовых обстановках шло накопление маломощных терригенно-глинисто-карбонатных толщ. Эти толщи вскрыты глубокими скважинами на севере Степного Крыма.

В интервале времени поздний триас—ранняя юра на южной континентальной окраине Евразии произошли палеотектонические и палеогеографические перестройки. В частности, в том месте, где в позднем триасе был расположен Скифский шельфовый осадочный бассейн, возникло поднятие Добруджа-Крым. Реликты этого поднятия прослежены в современной структуре северного Причерноморья из Степного Крыма через Одесский шельф в Добруджу. При этом глубоководный осадочный бассейн унаследованно продолжил развиваться и в ранней юре. Только, в отличие от позднего триаса, в ранней юре он стал граничить не с мелководным Скифским бассейном, а с возникшем на его месте понятием Добруджа-Крым. Мы называем раннеюрский глубоководный осадочный бассейн, структурно и пространственно наследующий познетриасовый Таврический бассейн, Познетаврическим бассейном. В отличие от познетриасового этапа, в ранней юре в Познетаврический осадочный бассейн перестали поступать продукты эрозии Сарматской части фундамента ВЕП, но стали поступать продукты эрозии комплексов фундамента Скифской плиты, в том числе кристаллических комплексов Пери-Гондваны и периокеанических комплексов океанов Рейк и Палео-Тетис. Кроме того, источниками кластики для Познетаврического бассейна в ранней юре могли служить комплексы, участвовавшие в строении ряда поднятий, располагавшихся в областях будущего Кавказа и Восточных Понтидов.

В начале средней юры толщи, выполняющие Таврический и Познетаврический бассейны, испытали деформацию и последовавшую за этим эрозию. На дислоцированном и эродированном основании в средней и поздней юре была заложена и сформирована система Горно-Крымских суббассейнов. В их выполнении доминировал обломочный материал местного происхождения. Кроме того, в породах средней и верхней юры Горного Крыма выявлены зерна циркона пермско-триасового возраста. Это означает, что в средней юре появились новые источники обломочного материала, поступавшего в Познетаврический бассейн. Ими могли быть известные пермо-триасовые кристаллические комплексы Добруджи и Балкан, а также гранитоидные комплексы гипотетической триасовой субдукционной зоны. В поздней юре к югу от современного Горного Крыма произошла активизация процессов общего регионального прогибания и растяжения коры, завершившихся впоследствии формированием впадины Черного моря. Поэтому основной седиментационный поток в это время был с поднятия Добруджа-Крым, по-

ступление материала из Понтидов было второстепенным и могло осуществляться лишь за счет вдольберегового разноса.

Источники финансирования. Исследования выполнены в соответствии с государственным заданием ГИН РАН и ИФЗ РАН. Полевые работы и изотопные анализы проведены при финансовой поддержке РФФИ (№ 19-05-00284). Сбор и анализ данных по Черноморско-Балканско-Анатолийскому региону проведены при финансовой поддержке мегагранта МОН РФ № 075-15-2019-1883 (Орогенез: образование и рост континентов и суперконтинентов). Обработка первичных результатов изотопных анализов, а также подготовка публикации проведены в рамках исследовательской программы Инженерной академии РУНД при поддержке Программы РУДН “5-100” (получатель Н.Б. Кузнецов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С., Кузьмичева Е.И., Чернов В.Г.* Первые находки познетриасовых гидридов в Горном Крыму // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1989. № 1. С. 45–51.
- Аркадьев В.В.* Новая биостратиграфическая схема титона–берриаса Восточного Крыма // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 2004. Вып. 4. С. 36–44.
- Аркадьев В.В., Федорова А.А.* Новые данные о возрасте таврической серии в бассейне р. Бодрак (Юго-Западный Крым) // Труды Крымской академии наук. Симферополь: ИТ “Ариал”, 2018. С. 43–49.
- Астахова Т.В., Богаец А.Т., Гуревич К.Я., Дулуб В.Г., Новик Н.Н., Плохотный Л.Г., Слюсарь Б.С.* Триасовая система // Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря). Гл. ред. Шнюков Е.Ф. Киев: Наукова Думка, 1984. С. 34–41.
- Барaboшкин Е.Ю., Дегтярев К.Е.* Песчаники таврической серии (район среднего течения р. Бодрак) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1988. № 4. С. 79–82.
- Барaboшкин Е.Ю., Пискунов В.К.* Строение и условия формирования верхнеюрских отложений района г. Пакхал-Кая (Крым) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2010. № 1. С. 17–25.
- Бархатов Б.П.* О соотношении между таврической и эскиординской свитами Горного Крыма // Вестн. Ленинградского ун-та. 1955. № 7. С. 123–135. Геология СССР. Том 8. Крым. Ред. Муратов М.В. М.: Недра, 1969. 575 с.
- Густомесов В.А.* Заметки о юрских и нижнемеловых белемнитах Бахчисарайского района Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1967. Т. 42. № 3. С. 120–134.
- Заика-Новацкий В.С., Соловьев И.В.* Эскиординский микстит Крымского предгорья // Вісник Київського Університету. 1988. Сер. геології. № 7. С. 30–37.
- Казакова В.П.* К стратиграфии нижнеюрских отложений бассейна р. Бодрак (Крым) // Бюлл. МОИП. 1962. Т. XXXVII(4). С. 36–50.
- Короновский Н.В., Милеев В.С.* О соотношении отложений таврической серии и эскиординской свиты в до-

- лине р. Бодрак (Горный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1974. № 1. С. 80–87.
- Лысенко В.И.* Лавовые палеопотоки триасового вулканизма в юго-западной части Горного Крыма // Ученые записки Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского. География. Геология. 2019а. Т. 5(71). № 3. С. 306–325.
- Лысенко В.И.* Лавовые палеопотоки триасового вулканизма в юго-западной части Горного Крыма // Ученые записки Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского. География. Геология. 2019б. Т. 5(71). № 4. С. 230–253.
- Мазарович О.А., Милеев В.С.* (Ред.). Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во МГУ, 1989. 168 с.
- Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А.* Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 3. С. 22–33.
- Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Савельев А.Д.* Меловые и юрские интрузии Горного Крыма: первые данные U–Pb (SIMS SHRIMP)-датирования // Докл. АН. 2017. Т. 474. № 1. С. 66–72.
- Муратов М.В.* О стратиграфии триасовых и нижнеюрских отложений Крыма // Изв. вузов. Геология и разведка. 1959. № 11. С. 31–41.
- Муратов М.В., Снегирева О.В., Успенская Е.А.* Средиземноморский геосинклинальный пояс. Крымско-Кавказская область. Крым // Стратиграфия СССР. Юрская система. Ред. Крымгольц Г.Я. М.: Недра, 1972. С. 143–154.
- Найдин Д.П.* Новые находки нижнеюрских белемнитов в таврической серии Крыма // Вестн. Моск. ун-та. 1964. № 6. С. 67–69.
- Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Копаевич Л.Ф., Никитин М.Ю., Панов Д.И., Фокин П.А., Габдуллин Р.Р., Гаврилов Ю.О.* Геологическая история Бахчисарайского района Крыма (учебное пособие по Крымской практике). М.: Изд-во МГУ, 2006. 60 с.
- Никишин А.М., Махатадзе Г.В., Габдуллин Р.Р., Худoley А.К., Рубцова Е.В.* Битакские конгломераты как ключ для понимания среднеюрской геологической истории Крыма // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 20–27.
- Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М.* Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U–Pb датирования детритовых цирконов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2020. № 2. С. 18–33.
- Панов Д.И.* Стратиграфия триасовых и нижне-среднеюрских отложений Лозовской зоны Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. Вып. 2. С. 13–25.
- Панов Д.И., Бурканов Е.И., Гайдук В.В., Илькевич Д.Г.* Новые данные по геологии триасовых и нижнеюрских отложений в междуречье Марты и Бодрака (юго-западная часть Горного Крыма) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1978. № 1. С. 47–55.
- Панов Д.И., Болотов С.Н., Косоруков В.Л., Камзолкин В.А., Пикулик Е.А., Шиханов С.Е.* Стратиграфия и структура таврической серии (верхний триас–лейас) Качинского поднятия Юго-Западного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. № 5(84). С. 52–73.
- Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю., Гуцин А.И., Короновский Н.В., Царев В.В.* Офиолитовая ассоциация района мыса Фиолент (юго-западный Крым) // Геотектоника. 2016. № 1. С. 25–40.
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.* Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом “TerraneChrono®” // Геодинамика и тектонофизика. 2018. № 1. С. 1–37.
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Колесникова А.А., Московский Д.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М.* Изотопно-геохимические характеристики каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье по результатам изучения зерен детритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 453–473.
<https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-XXXX>
- Рудько С.В.* Обстановки накопления верхнеюрских отложений Байдарской котловины и эволюция Крымской карбонатной платформы // Литология и полезн. ископаемые. 2018. № 4. С. 337–354.
- Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В.* Возраст, Hf-изотопная систематика детритовых цирконов и источник сноса конгломератов г. Южная Демерджи, Горный Крым // Геотектоника. 2019. № 5. С. 36–61.
- Славин В.И.* Геологическая история Крымского полуострова в триасовом периоде // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61. № 6. С. 46–50.
- Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М.* Магматические образования Горного Крыма. Статья 1 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 119–133.
- Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В., Косоруков В.Л., Ростовцева Ю.И., Смирнова С.Б.* Новые данные о геологии Лозовской зоны (поздний триас–средняя юра) Горного Крыма // Вестн. Московского ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 5. С. 21–33.
- Туров А.В., Комаров В.Н., Андрухович А.О., Шаройко Ю.А.* О новых находках нижнеюрских аммонитов в восточной части Бахчисарайского района Крыма // Изв. вузов. Геология и разведка. 2002. № 2. С. 23–28.
- Фиколина Л.А., Белецкий С.В., Белокрыс О.А., Деренюк Д.Н., Краснорудская С.И., Обшарская Н.Н., Король Б.И., Ивакин М.Н., Шевчук Н.В., Дяченко Л.Н., Аверина В.Н., Пересадыко И.Н., Пупышева В.Г., Севастьянова В.П.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1000000. Третье поколение. Серия Скифская. Лист L-36 – Симферополь. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 979 с.
- Фролова Н.С., Спиридонов А.В., Гуал Перес Х., Перепечина О.В.* Подводно-оползневая складчатость в тавриче-

- ской серии (Горный Крым) // Вестн. Московского ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 6. С. 82–85.
- Шванов Н.Н.* Литостратиграфия и структура таврической свиты в бассейне р. Бодрак в Крыму // Вестн. Ленинградского ун-та. Сер. геология и география. 1966. Вып. 1. С. 153–156.
- Юдин В.В., Ремизов Д.Н., Аркадьев В.В., Юровский Ю.Г.* Зарубежные “открытия” в геологии Крыма // Региональная геология и металлогения. 2016. № 68. С. 73–81.
- Янин Б.Т.* Новые данные о геологическом строении Бахчисарайского района Крыма // Вестн. МГУ. 1976. № 5. С. 41–49.
- Andersen T.* Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Chem. Geol. 2002. V. 192. P. 59–79.
- Arkadiev V., Guzhikov A., Baraboshkin E., Savelieva J., Fedodorova A., Shurekova O., Platonov E., Manikin A.* Biostratigraphy and magnetostratigraphy of the upper Tithonian–Berriasian of the Crimean Mountains // Cretaceous Res. 2018. V. 87. P. 5–41.
- Ehlou S., Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.* Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation // Geochm. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. № 18. P. A158.
- Genç S.C.* A Triassic large igneous province in the Pontides, northern Turkey: geochemical data for its tectonic setting // J. Asian Earth Sci. 2004. V. 22. P. 503–516.
- Georgiev S., von Quadt A., Heinrich C.A., Peytcheva I., Marchev P.* Time evolution of a rifted continental arc: integrated ID-TIMS and LAICPMS study of magmatic zircons from the Eastern Srednogorie, Bulgaria // Lithos. 2012. V. 154. P. 53–67.
- 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.J. Mineral. Assoc. Can. Short Course. 2008. V. 40. P. 308–311.
- Guynn J., Gehrels G.E.* Comparison of detrital zircon age distributions in the K-S test. Tucson: University of Arizona, Arizona LaserChron Center, 2010. 16 p.
- International Chronostratigraphic Chart. Intern. Commis. on Stratigraphy. 2020 (<http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2020-01.pdf>).
- 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 // Geostandards Geoanalytical Res. 2016. V. 40. № 1. P. 311–332.
- 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.
- Kaygusuz A., Arslan M., Sipahi F., Temizel I.* U–Pb zircon chronology and petrogenesis of Carboniferous plutons in the northern part of the Eastern Pontides, NE Turkey: constraints for Paleozoic magmatism and geodynamic evolution // Gondwana Res. 2016. V. 39. P. 327–346.
- Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Romanyuk T.V., Rud'ko S.V.* Pre-Mesozoic Crimea as a continuation of the Dobrogea platform: insights from detrital zircons in Upper Jurassic conglomerates, Mountainous Crimea // Intern. J. Earth Sci. 2019. V. 108. № 7. P. 2407–2428.
- Ludwig K.R.* User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center. Sp. Publ. 2012. № 5. 75 p.
- Mayringer F., Treloar P.J., Gerdes A., Finger F., Shengella D.* New age data from the Dzirula massif, Georgia: implications for the evolution of the Caucasian Variscides // Am. J. Sci. 2011. V. 311. P. 404–441.
- Meinhold G., Kostopoulos D., Frei D., Himmerkus F., Reichmann T.* U–Pb LA-SF-ICP-MS zircon geochronology of the Serbo-Macedonian Massif, Greece: palaeotectonic constraints for Gondwana-derived terranes in the Eastern Mediterranean // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch). 2010. V. 99. № 4. P. 813–832.
- Nikishin A.M., Okay A., Tuysuz O., Demirel A., Wannier M., Amelin N., Petrov E.* The Black Sea basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill // Marine Petrol. Geol. 2015a. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.017>
- Nikishin A.M., Okay A., Tuysuz O., Demirel A., Wannier M., Amelin N., Petrov E.* The Black Sea basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography // Marine Petrol. Geol. 2015b. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018>
- Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S., Almendinger O.A., Fokin P.A., Gabdullin R.R., Khudoley A.K., Kopaevich L.F., Mityukov A.V., Petrov E.I., Rubsova E.V.* Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2015c. V. 428. <https://doi.org/10.1144/SP428.1>
- Okay A.I., Nikishin A.M.* Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // Int. Geol. Rev. 2015. V. 57. № 5–8. P. 1051–1076. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1010609>
- Okay A., Topuz G.* Variscan orogeny in the Black Sea region // Int. J. Earth Sci. 2016. December. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1395-z>
- Peytcheva I., Tacheva E., von Quadt A., Nedialkov R.* U–Pb zircon and titanite ages and Sr–Nd–Hf isotope constraints on the timing and evolution of the Petrohan-Mezdreyia pluton (Western Balkan Mts, Bulgaria) // Geologica Balcanica. 2018. V. 47. № 2. P. 25–46.
- Popov D.V., Brovchenko V.D., Nekrylov N.A., Plechov P.Yu., Spikings R.A., Tyutyunnik O.A., Krigman L.V., Anosova M.O., Kostitsyn Y.A., Soloviev A.* Removing a mask of alteration: geochemistry and age of the Karadag volcanic sequence in SE Crimea // Lithos. 2019. V. 324. P. 371–384. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.11.024>
- Savu H.* The North Dobrogea granite province: petrology and origin of its rocks // Rev. Roum. Géologie. 2012. V. 56. № 1–2. P. 3–15.

Sayit K., Goncuoglu M.C., Furman T. Petrological reconstruction of Triassic seamounts/oceanic islands within the Palaeotethys: geochemical implications from the Karakaya subduction/accretion Complex, Northern Turkey // *Lithos*. 2010. V. 119. P. 501–511.

Sheremet Ye., Sosson M., Muller C., Gintov O., Murovskaya A., Yegorova T. Key problems of stratigraphy in the Eastern Crimea Peninsula: some insights from new dating and structural data // *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*. Eds. Sosson M., Stephenson R.A., Adami S.A. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2016. V. 428. <https://doi.org/10.1144/SP428.14>

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.

Sunal G., Satir M., Natal'in B., Toraman E. Paleotectonic position of the Strandja Massif and surrounding continental blocks based on zircon Pb–Pb age studies // *Int. Geol. Rev.* 2008. V. 50. P. 519–545.

Tikhomirov P.L., Chalot-Prat F., Nazarevich B.P. Triassic volcanism in the Eastern Fore-Caucasus: evolution and geodynamic interpretation // *Tectonophysics*. 2004. V. 381. P. 119–142.

Ustaomer P.A., Ustaomer T., Robertson A.H.F. Ion Probe U–Pb dating of the Central Sakarya basement: a peri-Gondwana terrane intruded by late Lower Carboniferous

subduction/collision related granitic rocks // *Turkish J. Earth Sci. Black Sea Spec. Iss.* 2012. V. 21. P. 905–932.

Ustaomer P.A., Ustaomer T., Robertson A.H.F., Gerdes A. Implications of U–Pb and Lu–Hf isotopic analysis of detrital zircons for the depositional age, provenance and tectonic setting of the Permian–Triassic Palaeotethyan Karakaya Complex, NW Turkey // *Int. J. Earth Sci.* 2016. V. 105. P. 7–38.

Wiedenbeck M., Allen P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Vonquadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace-element and REE analyses // *Geostand. Newsl.* 1995. V. 19. P. 1–23.

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 // *Geostandards Geoanalytical Res.* 2004. V. 28. P. 9–39.

Yuan H.-L., Gao S., Dai M.-N., Zong C.-L., Gunther D., Fontaine G.H., Liu X.-M., Diwu C.-R. Simultaneous determinations of U–Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS // *Chem. Geol.* 2008. V. 247. P. 100–118.

Рецензенты А.С. Алексеев,
Е.Ю. Барабошкин, А.А. Сорокин

Provenance for the Upper Triassic–Lower Jurassic Flysch and the Middle–Upper Jurassic Coarse Rocks from the Cimmerides of the Mountainous Crimea Based on the Results of U–Th–Pb Isotopic Dating of Detrital Zircons

N. B. Kuznetsov^{a, b, c, #}, T. V. Romanyuk^d, A. M. Nikishin^e, A. V. Strashko^{a, e}, A. A. Kolesnikova^a, A. S. Dubensky^{a, f}, V. S. Sheshukov^a, S. M. Lyapunov^a, A. S. Novikova^a, and D. V. Moskovsky^e

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

^b Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

^c Peoples' Friendship University of Russia (RUDN), Moscow, Russia

^d Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^e Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty, Moscow, Russia

^f Lomonosov Moscow State University, Faculty of Chemistry, Moscow, Russia

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

New results of U–Th–Pb isotopic dating of detrital zircon grains from sandstones of the Upper Taurian Formation of the Mountainous Crimea, belonging to the Lower Jurassic part of the Taurian Group, are presented. Comparison of the obtained age sets of detrital zircon grains with similar data for clastic rocks of both lower and higher stratigraphic levels of Cimmerides of Mountainous Crimea shows their significant difference. This is a result of the significant changes in the provenance for the studied strata that occurred at the Triassic–Jurassic boundary, as well as at the beginning of the Middle Jurassic. In the Late Triassic–Jurassic, the sedimentary basins of the Mountainous Crimea were formed directly on the southern (in present-day coordinates) continental margin of the East European segment of Eurasia. In the Late Triassic, the vast Scythian–Taurian megabasin was located here. In its northern part, in the Scythian sedimentary basin, mainly shallow-water sediments accumulated, and in its southern part, in the Taurian deep-water sedimentary basin, flysch sedimentation took place. The debris component of flysch is dominated by the products of crystalline complexes destruction at the basement of the Sarmatian part of the East European Platform (EEP), similar to crystalline complexes now exposed within the Ukrainian shield and the Voronezh crystalline massif. Terrigenous material entered the Taurian basin through the Scythian basin. At the boundary of the Late Triassic

and Early Jurassic, the clastic material eroded from the EEP ceased to flow into the Taurian sedimentary basin. The new material began to flow into it. The primary sources of the new material were the crystalline complexes of Gondwana and the peri-oceanic complexes of the Rheik and Paleo-Tethys oceans. This means that in the Early Jurassic, the paleogeographic situation on the southern margin of the East European segment of Eurasia had changed dramatically. The Scythian-Taurian mega-basin in the form in which it existed in the Late Triassic disappeared. Within its northern part (Scythian sedimentary basin), the Dobrogea-Crimea uplift arose. At the same time, in its southern part (in the Taurian sedimentary basin), there were no significant changes in the sedimentation conditions. In the Early Jurassic, the accumulation of deep-sea flysch continued there. We call this inherited sedimentary basin Late-Taurian to emphasize the difference between its sedimentary fulfillment and the Taurian basin. At the Early and Middle Jurassic boundary or at the very beginning of the Middle Jurassic, sedimentary accumulation in the Late-Taurian sedimentary basin was completed, and the Upper Triassic and Lower Jurassic strata, successively accumulated in the Taurian and Late Taurian basins, experienced deformations. Later, in the Middle and Late Jurassic, on the basis of these dislocated complexes, the formation and development of the system of the Mountain Crimean sub-basins took place. The clastic material accumulated in the Middle and Late Jurassic in the system of the Mountain Crimean sub-basins was mainly of local (regional) origin, while a new source of provenance appeared, been supplying these sub-basins with detrital zircon grains of the Permian-Triassic age.

Keywords: Paleo-Tethys, Mesozoic, Black Sea region, paleogeography, Scythian-Taurian basin, Mountain Crimean sub-basins