

УДК 5511/4, 551.732, 551.733, 552.513, 621.039.86

СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ СНОСА СИЛУРИЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ОБРАМЛЕНИЯ ТЕКТУРМАССКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

© 2022 г. А. А. Перфилова^{1,2,*}, И. Ю. Сафонова^{1,2}, академик РАН К. Е. Дегтярев³, И. А. Савинский¹, П. Д. Котлер^{1,2}, Б. П. Хасен⁴

Поступило 09.03.2022 г.

После доработки 04.04.2022 г.

Принято к публикации 05.04.2022 г.

Представлены первые данные по петрографическому и геохимическому составу силурийских терригенных пород обрамления Тектурмасской офиолитовой зоны Джунгаро-Балхашской складчатой системы Центрального Казахстана и U–Pb-возрасту детритовых цирконов из них. По вещественному составу изученные породы соответствуют грауваккам. Для двух образцов песчаников, отобранных в северном и южном обрамлении Тектурмасской зоны, проведено U–Pb-датирование обломочных цирконов. Кривая распределения U–Pb-возрастов цирконов из песчаников северного обрамления имеет унимодальный характер с пиком на 453 млн лет, для песчаников южного обрамления – бимодальный с пиками на 510 и 450 млн лет. В обоих образцах присутствует незначительное количество цирконов с докембрийскими возрастными. Вероятными источниками цирконов с возрастными около 450 млн лет являются магматические породы Тектурмасской зоны. Возраст самых молодых цирконов из обоих образцов близки друг к другу (438–437 млн лет), что указывает на начало осадконакопления не ранее лландовери. Граувакковый состав песчаников, низкая степень их сортировки и зрелости, слабая окатанность зерен цирконов и характер распределения U–Pb-возрастов предполагают формирование песчаников за счет местных источников сноса, возможно, позднекембрийско–раннеордовикских и средне-позднеордовикских надсубдукционных офиолитов. Небольшой вклад в формирование этих толщ могли внести докембрийские комплексы, известные по периферии района исследования.

Ключевые слова: Центральный Казахстан, Тектурмасская офиолитовая зона, граувакковые песчаники, U–Pb-возраст цирконов

DOI: 10.31857/S2686739722070155

При изучении терригенных пород применяется комплексный анализ их вещественного состава и U–Pb-возраста детритовых цирконов для реконструкции геодинамических обстановок их образования [14]. Эти данные, наряду с седиментологическими исследованиями, позволяют выявить особенности обстановок терригенного осадконакопления и определить его нижнюю возрастную

границу, а также реконструировать состав и возраст магматических комплексов в областях сноса.

Силурийские образования в палеозоидах Казахстана представлены преимущественно терригенными (грубообломочными и флишоидными) толщами. На отдельных стратиграфических интервалах нижнего силура отмечается присутствие дифференцированных вулканитов и кремнисто-базальтовых толщ. Отличительными чертами эволюции этого региона в силуре являются резкое сокращение по сравнению с ордовиком области седиментации и появление крупного блока, лишённого силурийских отложений, который являлся источником больших объёмов обломочного материала [10]. В центральной части палеозоид Казахстана, которую занимает позднепалеозойская Джунгаро-Балхашская складчатая система, силурийские образования представлены в основном флишевыми и олистостромовыми толщами. Они перекрывают сложно построенные ордовикские аккреционные комплексы, включающие

¹Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

³Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

⁴ТОО “Институт проблем комплексного освоения недр”, Караганда, Казахстан

*E-mail: p.alina2808@mail.ru

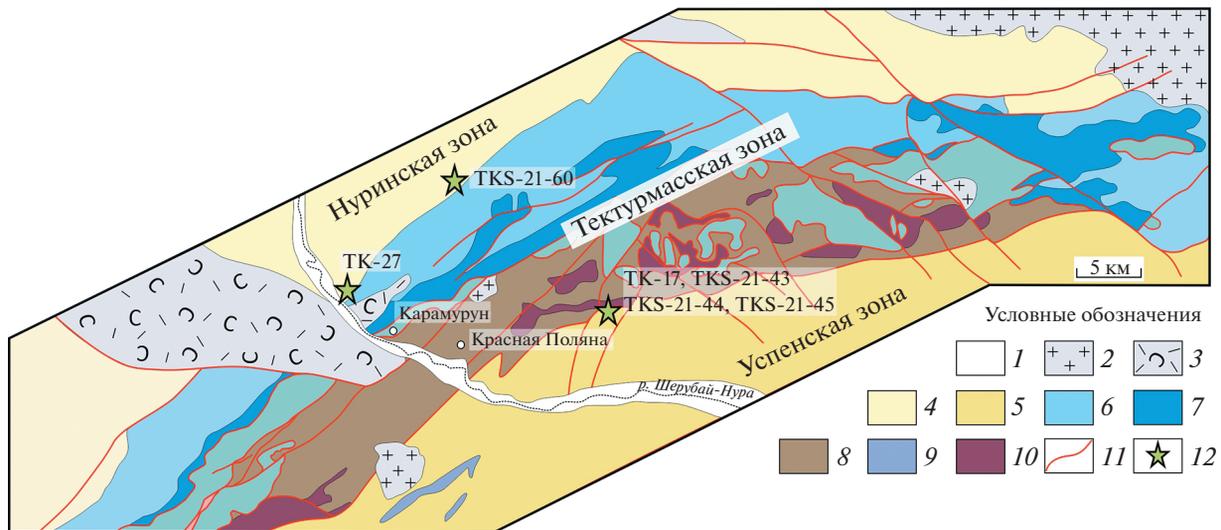


Рис. 1. Схема распространения основных комплексов центральной части Тектурмасской офиолитовой зоны и ее обрамления по [8]: 1 – кайнозойские отложения; 2 – каменноугольные гранитоиды; 3 – среднедевонско-каменноугольные вулканогенно-обломочные толщи; 4 – силурийско-нижнедевонские флишевые и грубообломочные толщи; 5 – силурийские флишевые и олистостромовые толщи; 6–7 – среднеордовикско-раннесилурийские комплексы северной части Тектурмасской зоны; 6 – кремнисто-туфогенные и кремнисто-базальтовые толщи, 7 – комплекс “дайка в дайке”, плагиограниты и габбро, ультрамафиты; 8–10 – ниже-среднеордовикские и позднеордовикско-раннесилурийские комплексы южной части Тектурмасской зоны; 8 – кремнисто-базальтовые и олистостромовые толщи, 9 – кремнистые толщи, 10 – серпентинитовый меланж; 11 – разрывные нарушения; 12 – точки отбора образцов.

фрагменты разновозрастных офиолитов, и вулканогенно-осадочные образования энзиматических островных дуг, либо сами слагают аккреционные призмы [2]. В настоящей статье представлены первые данные по составу терригенных пород обрамления Тектурмасской офиолитовой зоны и U–Pb-возрасту детритовых цирконов в них.

Тектурмасская зона является одной из наиболее крупных офиолитовых зон палеозой Казахстана и простирается в субширотном направлении более чем на 350 км при ширине 2–15 км (рис. 1). В ее строении принято выделять тектонические пластины, сложенные фрагментами ранне- и средне-позднеордовикских надсубдукционных офиолитов, кремнистыми и кремнисто-базальтовыми толщами, а также верхнеордовикско-нижнесилурийскими олистостромовыми и кремнисто-туфогенными толщами [1, 5, 8]. С севера и юга Тектурмасская зона обрамляется Нуринской и Успенской (Сарысуйской) зонами соответственно, в строении которых участвуют в основном силурийско-среднедевонские флишевые и грубообломочные толщи [10]. В Нуринской зоне силурийско-девонские терригенные толщи мощностью до 5 км имеют простую складчатую структуру и без видимого несогласия перекрывают кремнисто-туфогенные породы, завершающие разрез средне-позднеордовикских офиолитов Тектурмасской зоны [1, 8]. Для силурийских образований Успенской зоны характерно присутствие флишевых и олистостромовых толщ, содер-

жащих различного размера олистолиты и глыбы средне-верхнеордовикских кремней. Комплексы этой зоны имеют сложную чешуйчато-надвиговую структуру и тектонические соотношения с нижнепалеозойскими образованиями Тектурмасской зоны [1, 8, 9].

Нами проведено опробование силурийских терригенных пород Нуринской и Успенской зон (табл. 1). В Нуринской зоне в 4.5 км к северо-северо-западу от с. Карамурун (Карамурунский участок) отобрано две пробы песчаников. Данные по U–Pb-возрасту детритовых цирконов получены для образца среднезернистого песчаника серо-зеленого цвета (TK-27) из пачки переслаивающихся тонкоплитчатых песчаников и алевролитов. В 9 км к северо-востоку от точки TK-27 из нижней части ермекской свиты (лландовери-венлок) взят образец средне-крупнозернистого плохосортированного песчаника (TKS-21-60), переслаивающегося с тонкоплитчатыми кремнистыми аргиллитами красно-бурого и серо-зеленого цветов.

В Успенской зоне в 7 км к северо-востоку от пос. Красная поляна (Тортаульский участок) оценки возраста детритовых цирконов получены из образца мелко-среднезернистого песчаника TK-17, отобранного из пачки мелко-среднезернистых песчаников, переслаивающихся с тонкоплитчатыми алевролитами и кремнистыми аргиллитами с редкими глыбами красных кремней. В 600 м к западу от TK-17 обнажены чередующи-

Таблица 1. Общая характеристика терригенных пород Нуринской и Успенской зон

Зона (участок)	Номер образца	Изученные породы	Координаты
Нуринская зона (Карамурунский участок)	ТК-27	Среднезернистые песчаники	49°17'31.2" с.ш. 72°56'38.3" в.д.
	TKS-21-60	Средне-крупнозернистые песчаники	49°19'36.5" с.ш. 73°03'2.7" в.д.
Успенская зона (Тортаульский участок)	ТК-17	Мелко-среднезернистые песчаники	49°15'04.2" с.ш. 73°06'41.9" в.д.
	TKS-21-43	Мелкозернистые песчаники	49°14'18.8" с.ш. 73°05'47.6" в.д.
	TKS-21-44	Мелкозернистые песчаники	49°14'57.3" с.ш. 73°06'0.4" в.д.
	TKS-21-45	Мелкозернистые песчаники	49°15'5.2" с.ш. 73°06'7.5" в.д.

еся мелкозернистые песчаники зеленого цвета (TKS-21-43, TKS-21-44, TKS-21-45) и тонкоплитчатые кремнистые аргиллиты темно-фиолетового цвета. В пределах этой толщи диагностированы пластины кремней красно-бурого и серо-зеленого цветов с зонами окварцевания.

Средне- и плохо сортированные песчаники обеих зон представлены мелко-крупнозернистыми разностями (0.24–1.8 мм). Степень окатанности обломков – от угловатых до полуокатанных. Обломочная часть представлена магматическими и осадочными породами, плагиоклазом, моно- и поликристаллическим кварцем, реже калиевым полевым шпатом, эпидотом, амфиболом, мусковитом и биотитом. Вторичные изменения проявлены в виде серицитизации и хлоритизации. Из аксессуарных минералов встречаются циркон и сфен. В обломках магматических пород наблюдается гиалопилитовая и порфириовидная структуры. Обломки осадочных пород представлены в основном кремнистыми породами (кремнями/кремнистыми аргиллитами). Также отмечаются единичные обломки метаморфических пород, предположительно кварцитов.

Концентрации породообразующих оксидов определены в Институте геологии и минералогии СО РАН методом РФА на спектрометре ARL-9900 XL [14]. Содержания оксидов варьируют в широких пределах: $\text{SiO}_2 = 50.1\text{--}66.9$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5.4\text{--}11.6$, $\text{MgO} = 2.8\text{--}6.5$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.6\text{--}16.5$, $\text{Na}_2\text{O} = 2.9\text{--}5.8$, $\text{K}_2\text{O} = 0.4\text{--}1.9$ мас. %. На диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)\text{--}\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ [14] все точки составов песчаников попадают в поле граувакк (рис. 2а). Значения химических индексов CIA [12] и ICV [7] позволяют установить зрелость и степень изменения пород в источниках сноса. На диаграмме (рис. 2б) видно, что точки полученных значений CIA (41–56) и ICV (2.4–3.6) расположены в поле незрелых слабо выветрелых пород.

Это подразумевает наличие полевых шпатов, амфиболов, пироксенов и обломков пород, что подтверждается нашими петрографическими исследованиями. Такие характеристики химических индексов указывают на быстрое захоронение и небольшую дальность переноса осадков относительно питающей провинции. На дискриминантной диаграмме (рис. 2в), отражающей основные тектонические обстановки образования песчаников, большинство точек составов песчаников расположены в области внутриокеанической островной дуги. Точка состава образца TKS-21-43 располагается в области континентальной дуги.

Выделение зерен детритового циркона выполнено в Центре пробоподготовки Лаборатории эволюции палеоокеанов и мантийного магматизма ГГФ НГУ (г. Новосибирск) по методике, описанной в [3]. U–Pb-геохронологические исследования проведены в Казанском (Приволжском) федеральном университете методом LA ICP-MS на основе эксимерного лазера (длина волны 193 нм) Analyte Excite (“Teledyne Cetac Technologies”), соединенного с квадрупольным масс-спектрометром с ионизацией в индуктивно-связанной плазме “Thermo Scientific” iCAP Q. Диаметр кратера составлял 35 мкм, частота повторения импульсов 5 Hz. При выполнении анализа проб проводились измерения двух стандартов 91500 [17] и Plešovice [15]. На протяжении всей сессии измерений дополнительно измерялось стандартное синтетическое стекло NIST SRM 612. Погрешности единичных анализов (отношений, возрастов) приведены на уровне 2σ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов – на уровне 2σ . Расчет средневзвешенных значений возраста по изотопным отношениям, построение диаграмм с конкордией выполнялись в Microsoft Excel со встроенным пакетом Isoplot 4.15 [11]. При построении гистограмм распределения и кривых относительной вероятности возраста детритовых

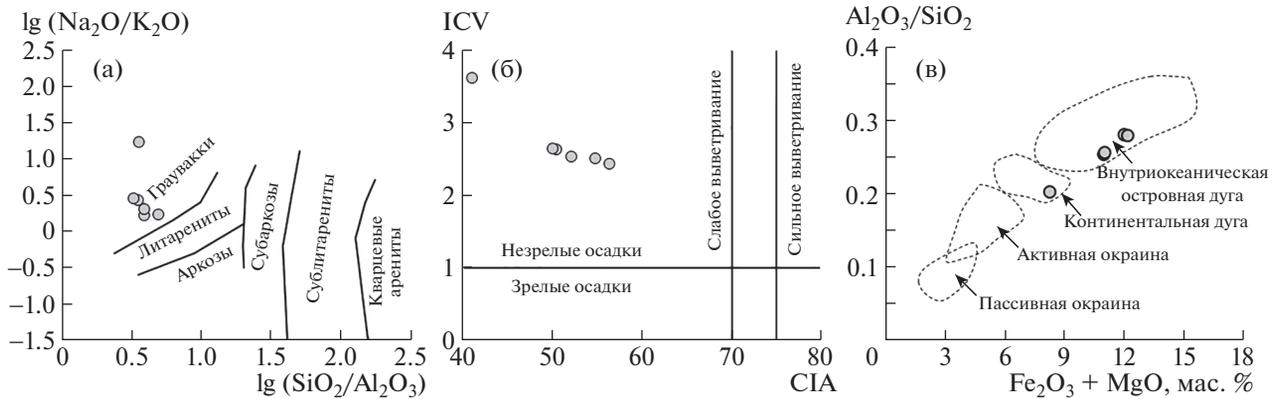


Рис. 2. (а) Классификационная диаграмма для осадочных пород [13]; (б) Диаграмма химических индексов выветривания и вариации состава [7, 12]; (в) дискриминантная диаграмма тектонических обстановок образования песчаников [6].

цирконов использовались конкордантные оценки $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ -возраста в пределах $\pm 10\%$.

Размер зерен циркона варьирует от 50 до 200 мкм. Они характеризуются различной морфологией и типами зональности. По форме преимущественно призматические, бочонковидные, реже округлые. В большинстве зерен проявлена осцилляторная зональность, в некоторых – секториальная (рис. 3). Концентрации U и Th меняются в широких диапазонах. При этом в образце ТК-17 содержание U выше, чем в ТК-27 (45–879 и 79–539 г/г), а Th ниже (14–363 и 49–581 г/г). Магматический характер цирконов подтверждается наличием осцилляторной зональности и значениями Th/U меньше единицы (0.1–1.1) (табл. 2).

В образце ТК-17 из 53 проанализированных зерен конкордантные отношения изотопов $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ на уровне $\pm 10\%$ получены для 52 зерен (табл. 2). Гистограмма U–Pb-возрастов имеет бимодальный характер распределения с максимумами 510 и 450 млн лет. Основная популяция возрастов циркона находится в интервале от 525 до 425 млн лет (начало кембрия–лудловский отдел силура). Кроме того, отмечаются единичные зерна с более древними возрастными – 2758, 1629, 1474, 1214 и 1146 млн лет (рис. 4 а). Возраст самого молодого циркона – 425 ± 10 млн лет, а кластер из трех наиболее молодых зерен отвечает возрасту 438 ± 9 млн лет, что предполагает начало осадконакопления не ранее лландоверийского отдела силура.

В образце ТК-27 проанализировано 90 зерен, для 68 – получены конкордантные оценки возраста на уровне $\pm 10\%$ (табл. 2). Основной кластер возрастов находится в интервале 490–428 млн лет (конец кембрия – венлокский отдел силура). Гистограмма распределения U–Pb-возрастов циркона имеет унимодальный характер с главным максимумом 453 млн лет. Также отмечаются еди-

ничные значения с более древними возрастными 2228–2516, 1846, 1804, 1510, 1074, 977, 786, 621 млн лет (рис. 4б). Возраст самого молодого зерна соответствует 428 ± 7 млн лет, а самый молодой кластер отвечает возрасту 437 ± 7 млн лет и указывает, что осадконакопление началось не ранее лландоверийского отдела силура.

Для строения силурийских терригенных толщ Нуриной и Успенской зон характерно чередование в каждом разрезе неоднородных по мощности пачек песчаников с кремнистыми алевролитами и аргиллитами, что типично для турбидитов [16]. Особенностью силурийских образований Успенской зоны также является присутствие пачек олистостромового строения. Состав песчаников обеих зон соответствует грауваккам. Образование турбидитов грауваккового состава, как правило, связано с разрушением вулканических комплексов в пределах активных континентальных окраин, а их накопление может происходить в преддуговом, междуговом или задуговом бассейнах. Присутствие хаотических толщ, содержащих пластины и глыбы глубоководных пелагических кремней и гемипелагических кремнистых аргиллитов, может свидетельствовать о формировании таких образований в пределах аккреционной призм [14].

Бимодальное распределение U–Pb-возрастов детритовых цирконов с пиками на 450 и 510 млн лет в образце ТК-17 и унимодальное с пиком на 453 млн лет в образце ТК-27 предполагают, что источниками могли служить магматические породы среднего и кислого состава, входящие в состав надсубдукционных комплексов. Слабая окатанность зерен цирконов свидетельствует о близости источника сноса к бассейну седиментации. Главные пики U–Pb-возрастов цирконов из песчаников – 453 и 450 млн лет – соответствуют возрасту надсубдукционных плагиигранитов (453 ± 4 млн лет) из

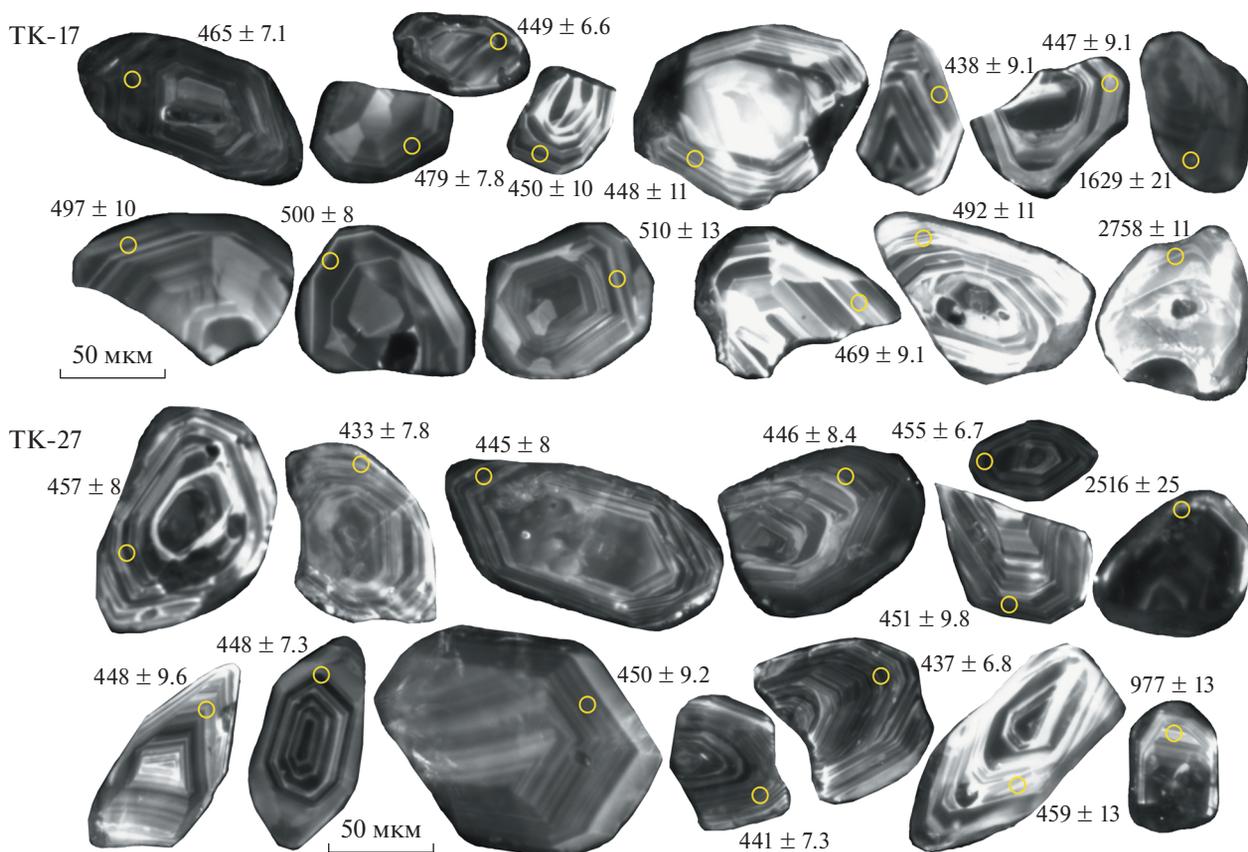


Рис. 3. Катодолуминесцентные изображения зерен детритовых цирконов из изученных образцов песчаников (TK-17, TK-27) Тектурмасской зоны. Желтыми кругами показаны места датирования зерен с полученными возрастными.

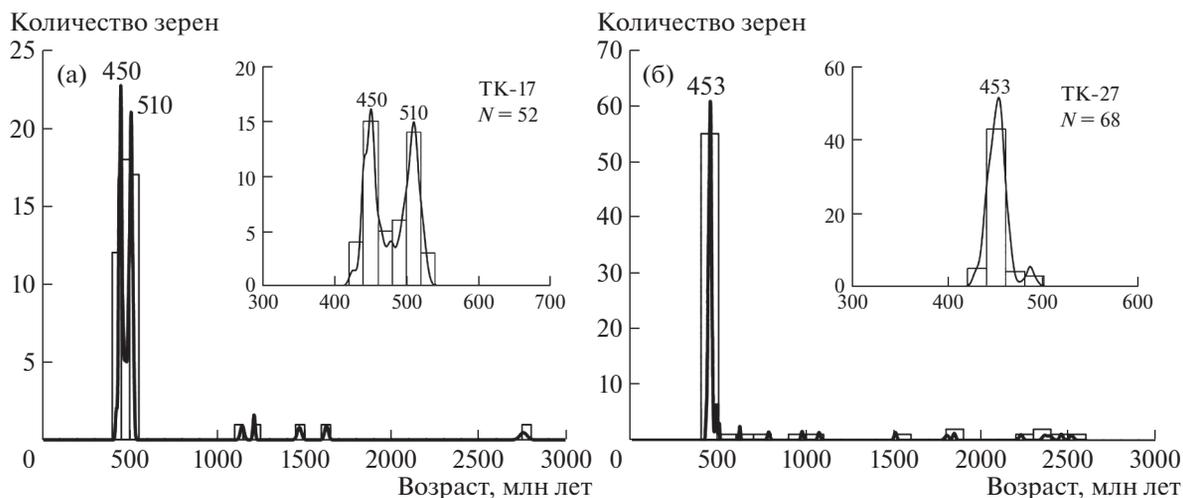


Рис. 4. Гистограммы распределения и кривые относительной вероятности U–Pb-возрастов зерен детритового циркона из песчаников Успенской (обр. TK-17) (а) и Нуриной (обр. TK-27) (б) зон. Врезки внутри гистограмм соответствуют тем же образцам и возрастным пикам, без учета зерен с более древними возрастными.

верхней плутонической части разреза офиолитов северной части Тектурмасской зоны [8]. В то же время магматические комплексы с возрастными около 510 млн лет в пределах Тектурмасской зоны

до настоящего времени неизвестны. Степень октанности этих зерен цирконов не отличается от таковых, имеющих более молодой возраст, что не позволяет говорить о большой удаленности их

источника. Вероятно, надсубдукционные магматические породы этого возраста либо еще не обнаружены, либо были эродированы в результате субдукционной эрозии [4]. В образцах из обеих зон присутствует небольшое количество докембрийских цирконов, при этом в образце ТК-27 (Нурина зона) их гораздо больше, чем в образце ТК-17 (Успенская зона). Источниками докембрийских цирконов могли быть комплексы континентального блока, расположенного на севере и западе палеозой Казахстана [10]. Нурина зона расположена ближе к этому блоку, и поэтому ее песчаники содержат больше докембрийских цирконов. Нижние возрастные границы начала осадконакопления в обеих зонах близки между собой и совпадают со стратиграфическими данными [10]. Таким образом, полученные данные предполагают, что изученные терригенные толщи силурийского бассейна формировались за счет магматических комплексов среднего и кислото-образованных на позднекембрийско—ордовикских внутриокеанических дугах. Несмотря на широкое распространение докембрийских комплексов по периферии силурийского бассейна их вклад в формирование изученных толщ невелик.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект № 21-77-20022; аналитические работы), госзадания МОН РФ (проекты № 0330-2019-0003 ИГМ СО РАН и FSUS-2020-0039 НГУ; региональная геология) и Министерства науки и образования Казахстана (проект № AP08855920; локальная геология).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Герасимова Н.А., Новикова М.З., Курковская Л.А., Якубчук А.С. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Тектурмасского офиолитового пояса (Центральный Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 3. С. 60–76.
2. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. Москва: Наука. 1999. 123 с.
3. Котлер П.Д., Сафонова И.Ю. Пробоподготовка горных пород и минералов для геохимических и геохронологических исследований. Новосибирск: ИПЦ НГУ. 2019. 40 с.
4. Сафонова И.Ю., Ханчук А.И. Субдукционная эрозия на конвергентных окраинах тихоокеанского типа // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 6. С. 3–19.
5. Якубчук А.С. Тектоническая позиция и строение офиолитов Центрального Казахстана на примере Тектурмасской и юго-западной части Майкаин-Кызылтасской зоны / Автореф. дис канд. геол.-минер. наук. М.: изд-во МГУ. 1991. 16 с.
6. Bhatia M.R. Plate Tectonics and Geochemical Composition of Sandstones // The Journal of Geology. 1983. V. 91. P. 611–627.
7. Cox R., Lowe D.R. A Conceptual Review of Regional-scale Controls on the Composition of Clastic Sediment and the Co-evolution of Continental Blocks and Their Sedimentary Cover // Journal of Sedimentary Research. 1995. P. 1–12.
8. Degtyarev K.E., Yakubchuk A.S., Luchitskaya M.V., Tolmacheva T.Y., Skoblenko (Pilitsyna) A.V., Tretyakov A.A. Ordovician Supra-subduction, Oceanic and Within-plate Ocean Island Complexes in the Tekturmas Ophiolite Zone (Central Kazakhstan): Age, Geochemistry and Tectonic implications // International Geology Review. 2021. <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1969691>
9. Khassen B.P., Safonova I.Y., Yermolov P.V., Antonyuk R.M., Gurova A.V., Obut O.T., Perfilova A.A., Savinskiy I.A., Tsujimori T. The Tekturmas Ophiolite Belt of Central Kazakhstan: Geology, Magmatism, and Tectonics // Geological Journal. 2020. P. 1–20.
10. Koren T.N., Popov L.E., Degtyarev K.E., Kovalevsky O.P., Modzalevskaya T.L. Kazakhstan in the Silurian // Silurian Lands and Seas. Paleogeography Outside of Laurentia. Ed. Ed Landing, Markes E. Johnson. The University of the State of New York, 2003. P. 323–343.
11. Ludwig K.R. Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley. 2003. 72 p.
12. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic Climates and Plate Motions Inferred from Major Element Chemistry of Lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
13. Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. Sand and Sandstones. New York, Springer-Verlag. 1972. 618 p.
14. Safonova I., Perfilova A., Obut O., Kotler P., Aoki S., Komiya T., Wang B., Sun M. Traces of Intra-oceanic Arcs Recorded in Sandstones of Eastern Kazakhstan: Implications from U–Pb Detrital Zircon Ages, Geochemistry, and Nd–Hf Isotopes // International Journal of Earth Sciences. 2021.
15. Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plesovice Zircon – A New Natural Reference Material for U–Pb and Hf Isotopic Microanalysis // Chemical Geology. 2008. V. 249. P. 1–35.
16. Stow D., Smillie Z. Distinguishing between Deep-Water Sediment Facies: Turbidites, Contourites and Hemipelagites // Geosciences. 2020. V. 10. № 68.
17. Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W. L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J. C., Spiegel W. Three Natural Zircon Standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, Trace Element and REE Analyses // Geostandards Newsletter. 1995. V. 19. P. 1–23.

**COMPOSITION AND SOURCES OF SILURIAN TERRIGENOUS ROCKS
AT THE PERIPHERY OF THE TEKURMAS OPHIOLITE ZONE
(CENTRAL KAZAKHSTAN)****A. A. Perfilova^{a,b,#}, I. Yu. Safonova^{a,b}, Academician of the RAS K. E. Degtyarev^c,
I. A. Savinsky^a, P. D. Kotler^{a,b}, and B. P. Khassen^d**^a*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation*^b*V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russian Federation*^c*Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*^d*IPCON Joint Venture, Academy of Sciences of Kazakhstan, Karaganda, Republic of Kazakhstan*[#]*E-mail: p.alina2808@mail.ru*

The paper presents new petrographic and geochemical data from terrigenous rocks and first U-Pb ages of detrital zircons from sandstones of the Tekturmas zone of Junggar-Balkhash suture zone (central Kazakhstan). Petrographically and chemically the samples under study are greywacke sandstones. We performed U-Pb isotope dating of detrital zircons separated from two sandstones sampled in the northern (TK-17) and southern (TK-27) parts at the periphery of the Tekturmas zone. The distribution of U-Pb ages of zircons from sample TK-27 (northern Tekturmas zone) is unimodal with a major peak at 453 Ma. The distribution of U-Pb ages of detrital zircons from TK-17 sample (southern Tekturmas zone) has bimodal character peaked at 510 and 450 Ma. Both samples contain a small amount of Precambrian zircons. The most probable sources of zircons with ages of ca. 450 Ma are andesitic to volcanic rocks of Tekturmas supra-subduction ophiolites. The ca. 500 Ma zircons are also low-rounded like those younger, but no igneous rocks of this age have been identified in the study area. The youngest zircon ages of zircons from both samples are similar (438–437 Ma), suggesting the beginning of sedimentation after the Llandovery. The greywacke composition and the poorly sorted, poorly rounded and immature characteristics of the sandstones under study and the clear major peaks of U-Pb detrital zircon ages at an extremely low amount of old zircons suggest their derivation from short-distant sources including Late Cambrian-Early Ordovician and Middle-Late Ordovician supra-subduction igneous complexes. A very limited amount of oldest zircons could come from Precambrian complexes present at the periphery of the sedimentation basins.

Keywords: Central Kazakhstan, Tekturmas ophiolite zone, greywacke sandstones, U-Pb dating of detrital zircons