

УДК 551.24(574)

ФОРМИРОВАНИЕ ТЫЛОВОГО СКЛОНА ОСТРОВНОЙ ДУГИ КАЛЕДОНИД ХРЕБТА ЧИНГИЗ НА ВОСТОКЕ КАЗАХСТАНА

© С.Г. Самыгин

Геологический институт РАН, Москва, 119017, Пыжевский пер, д. 7

*e-mail: kheraskova.tatiana@yandex.ru

Поступила в редакцию 12.03.2018 г.; после доработки 18.09.2018 г.; принята к публикации 27.11.2018 г.

Рассмотрен процесс формирования островодужного тылового склона на примере верхнекембрийско-среднеордовикской дуги, известной в хребте Чингиз на востоке Казахстана. Показано его возникновение на исходе вулканической деятельности в островодужном сооружении, начиная с конца раннего аренига (с конца флоского века раннего ордовика), появлением тефротурбидитов. После прекращения вулканизма в накопившемся в среднем ордовике осадочном разрезе склона выделены два седиментационных цикла: трансгрессивный, когда островная дуга испытывала погружение, и регрессивный, когда в начале лланвирнского (дарривильского) века Чингизская дуга стала воздыматься. Осадконакопление неоднократно сопровождалось оползневыми процессами, которые завершились в середине лланвирна (дарривилия) срывом тектоно-гравитационной пластины, сложенной верхнекембрийскими вулканитами с известняками в подошве, в результате чего перед аллохтонной массой образовался свал грубообломочных пород и дальнейшая седиментация на тыловом склоне прекратилась.

Ключевые слова: островная дуга, тыловой склон, седиментационный цикл, оползневые процессы

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019272-80>

ВВЕДЕНИЕ

В изучении общих закономерностей эволюции земной коры большую роль играют островные дуги. Издано огромное количество работ, рассматривающих строение и развитие островных дуг и их различных зон, например [10–13]. При этом среди публикаций содержится очень немного сведений с характеристикой тыловых склонов островодужных сооружений. В современных дугах такие склоны служат бортами задуговых бассейнов и почти всюду полностью скрыты под водой. В древних дугах, являющихся частью складчатых поясов и претерпевших сильные деформации, разрезы тыловых склонов мало где хорошо сохранились. Они плохо распознаются и включаются обычно либо в приосевые островодужные толщи, либо в состав междуговых или задуговых бассейнов. Последний вариант распространен наиболее широко, и крайне редко отмечаются отдельные черты склоновых отложений тыловой зоны. Так, в Рудном Алтае отмечены их трансгрессивное налегание на фаменскую вулканическую дугу и исключительно мелкообломочный состав осадков, представленных вулканомиктовыми алевролитами, туффитами, глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами [5, 9]. Однако в описании отсутствует всесторонний детальный анализ всего доступного для наблюдения разреза, что позволило бы судить о его изменении во времени и в пространстве на тыловом склоне дуги.

Целью настоящей статьи является рассмотрение процесса формирования островодужного склона в тыловой зоне Чингизского сегмента каледонид, расположенного на востоке Казахстана, и выявление характерных признаков данного процесса для определения полярности ископаемых островных дуг, утративших другие индикаторы полярности, при проведении палеореконокструкций.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

На востоке Казахстана в Чингизском сегменте каледонид широко распространены островодужные образования разного возраста (рис. 1). В хребте Чингиз центральной части сегмента находятся остатки зрелой островной дуги, формировавшейся наиболее долго — с аксайского яруса до начала среднего ордовика включительно. По данным [1, 9], видимые низы разреза этой дуги сложены эффузивами, туфами и вулканогенно-осадочными породами андезитового состава, которые сменяются выше вулканитами кислого — от дацитового до риолитового — состава с отдельными прослоями туфов и потоками лав андезитов. На разных уровнях в толщах общей мощностью до 2500 м встречаются линзы и горизонты известняков с трилобитами и брахиоподами сакского и аксайского ярусов верхнего кембрия (карагутуйская свита). Более высокое стратиграфическое

положение занимают тефрогенные и вулканомиктовые песчаники, прослоенные эффузивами и туфами андезитов. Вулканогенно-осадочные породы мощностью несколько сот метров содержат небольшую пачку органогенных известняков с фауной верхнего тремадока (маматская свита). Верхняя часть вулканогенного разреза островной дуги мощностью не менее 1500 м представлена эффузивами, туфами и лавовыми брекчиями андезитового состава с прослоями и линзами тефроидов, кремнистых туффигов и известняков, содержащих остатки трилобитов нижнего аренига, или флосского яруса нижнего ордовика и самых низов дапинского яруса среднего ордовика по МСШ-2012 (сарышокинская свита).

Для островодужного комплекса верхнего кембрия–нижнего ордовика характерны большая фациальная пестрота изверженных образований и невыдержанность их состава по простиранию, обусловленная одновременным функционированием разных магматических очагов. Интрузивные породы комплекса представлены раннеордовикскими интрузиями гранодиоритов, тоналитов, диоритов, кварцевых монцодиоритов и жильных аплитов. И вулканиты, и гранитоиды относятся к известково-щелочной серии и имеют по геохимическим параметрам надсубдукционную природу [2]. Фронт островной дуги в этот период был обращен в сторону Тектурмасского бассейна и Джунгаро-Балхашской области, где в рассматриваемую эпоху находился один из основных океанических бассейнов Восточного Казахстана (рис. 2). Фронтальная часть фиксируется развитием зоны скучивания и формирования аккреционной призмы, которая позднее превратилась в невулканическую дугу [7, 8].

Верхнекембрийско-нижнеордовикский комплекс слагает крупный сложно дислоцированный

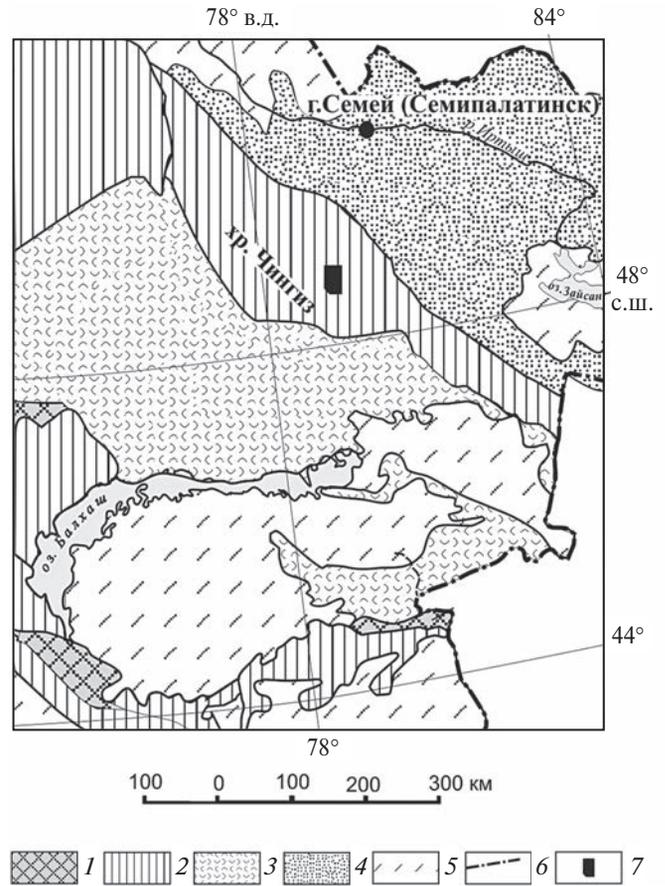


Рис. 1. Схема тектонического районирования восточной части Казахстана.

1 — докембрийские массивы; 2 — каледониды; 3–4 — варискиды: 3 — Джунгаро-Балхашская область, 4 — Иртыш-Зайсанская область; 5 — мезозойско-кайнозойский чехол; 6 — государственная граница Республики Казахстан; 7 — район исследований

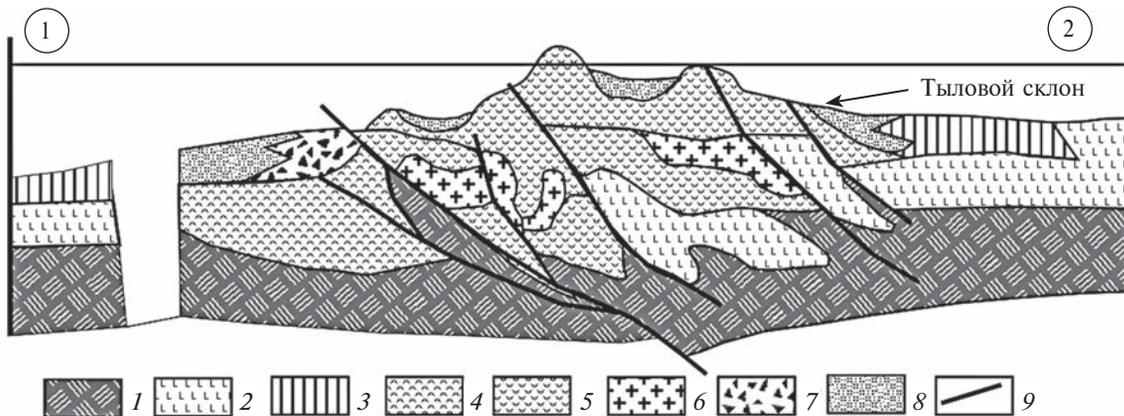
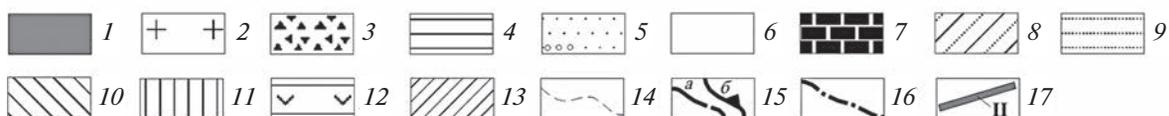
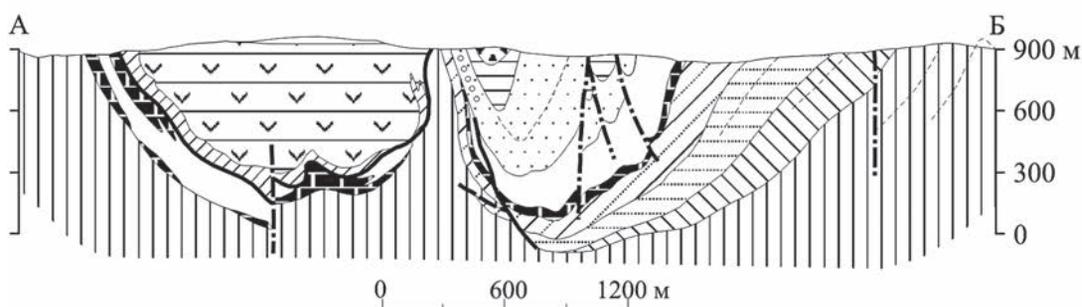
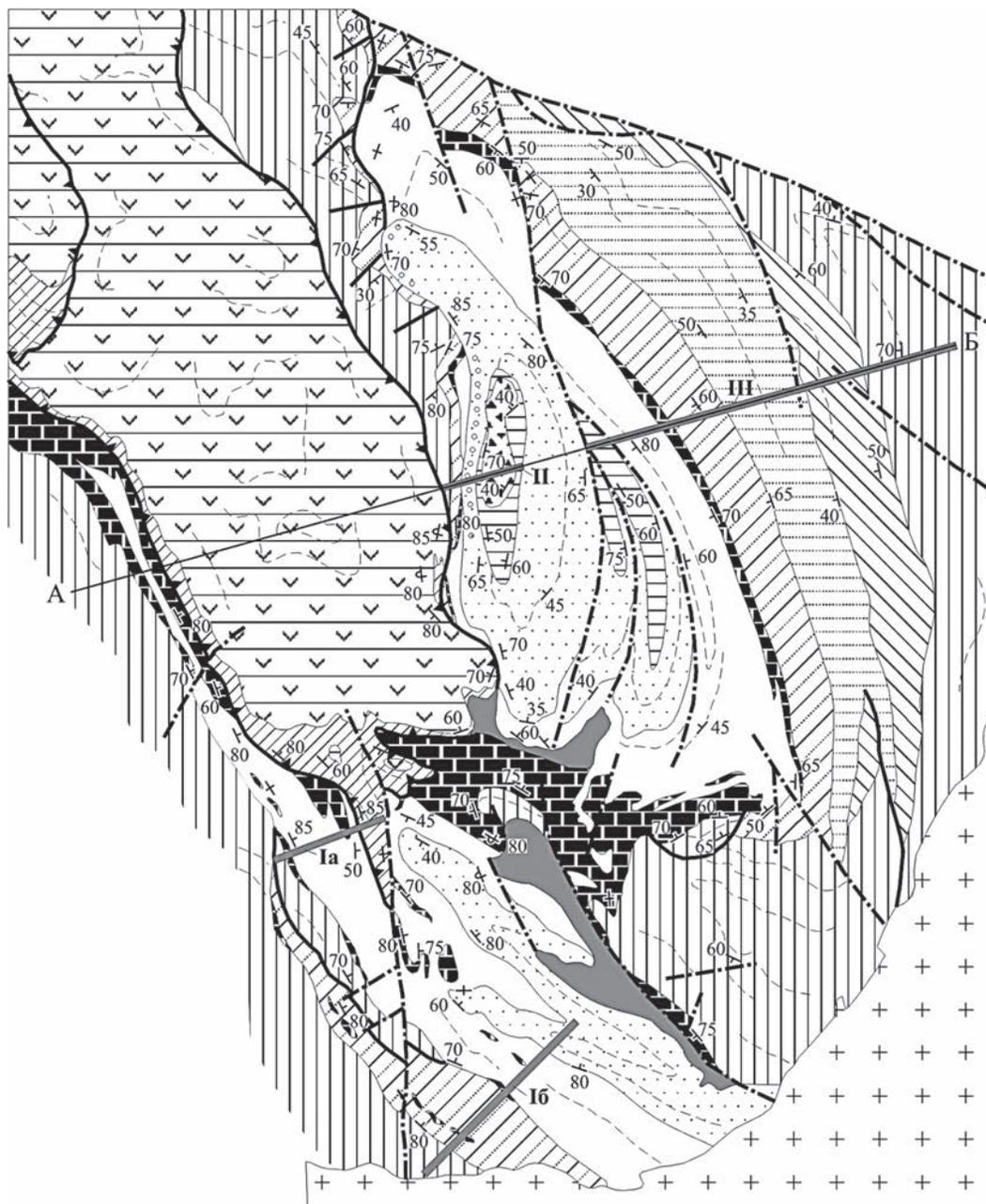


Рис. 2. Реконструкция строения Чингизской островной дуги в раннем ордовике.

Океанические бассейны (цифры в кружках): 1 — Тектурмасский (Джунгаро-Балхашский), 2 — Иртыш-Зайсанский. 1 — габброиды, ультрабазиты океанической коры; 2 — базальты, включая комплексы параллельных даек; 3 — океанические, преимущественно кремнистые, осадки; 4–5 — островодужные комплексы: 4 — среднего кембрия, 5 — позднего кембрия–раннего ордовика; 6 — гранитоиды раннего ордовика; 7 — олистостромы; 8 — преимущественно терригенные отложения; 9 — разломы



тектонический покров, надвинутый в юго-западном направлении (современные координаты) [7, 8] на карбонатно-кремнистые и туфогенно-терригенные толщи майского яруса среднего кембрия — нижнего лланвирна (дарривильского яруса среднего ордовика), которые перекрывают островодужные образования амгинского яруса среднего кембрия [1, 6]. В современной структуре чингизских каледонид покров протягивается согласно общему простиранию с юго-востока на северо-запад более чем на 100 км и имеет максимальную ширину 18 км. На некоторых участках сохранились накопления, сформировавшиеся в основном после завершения активной вулканической деятельности в островной дуге на тыловом ее склоне. Они находятся не менее чем в 8 км к северо-востоку от фронтального надвига. Перед фронтом надвигания сохранились фрагменты аккреционного преддугового комплекса с остатками островной дуги среднего кембрия, несогласно перекрытыми осадочным разрезом верхнего кембрия — низов среднего ордовика. Наиболее подробно тыловой островодужный разрез изучен в районе урочища Найман (см. рис. 1), где породы сарышокинской свиты согласно сменяются выше отложениями, содержащими многочисленную и разнообразную фауну верхнего аренига (флоса) и нижнего лланвирна (дапинского и дарривильского ярусов среднего ордовика), которые в этом стратиграфическом интервале выделяются как найманская свита [3, 4].

В районе ур. Найман отложения найманской свиты слагают две сопряженные синклиналильные структуры, осложненные разрывами и мелкими складками. Северная большая часть западной структуры является синформой: на осадках найманской свиты залегает тектоническая пластина верхнекембрийских вулканитов с невыдержанным по мощности горизонтом известняков в подошве (рис. 3). Строение найманской свиты на двух участках неодинаково. Наиболее полный разрез находится на восточном крыле восточной синклинали (рис. 4, разрез III). Здесь отличается от других мест и строение сарышокинской свиты. Видимые ее низы представлены ритмично-слоистыми

тефротурбидитами, состоящими из пачек мощностью по 10–30 м тефрогенных брекчий, гравелитов, песчаников, которые чередуются с тонкими (до 1 м) прослоями кремнистых туффитов (толща C_1) (расшифровку индексов см. в подрисуночных подписях). В кроющей толще (C_2) количество последних неравномерно увеличивается, возрастает мощность алевроитовых прослоев, уменьшается число и мощность грубообломочных тефроидов, вверху присутствуют единичные небольшие горизонты туфов среднего и кислого состава. Выше последнего горизонта гравийных литокристаллокластических туфов андезидацитов начинается разрез найманской свиты, состоящий из нескольких толщ и пачек, перечисленных снизу вверх.

H_1 — кремнисто-хлоритовые алевропелиты, алевроитовые туффиты, реже тефроиды с тонкими (от нескольких до 30–40 см мощностью) прослоями разнозернистых кварц-полевошпатовых и кремнеобломочных песчаников. Общая мощность 260 м.

H_2 — сланцеватые углеродисто-глинисто-кремнистые алевропелиты, прослой песчаников и глинистых алевролитов, вверху фтаниты. Мощность 240 м.

H_3 — калькарениты, местами с примесью зерен кварца, слоистые известняки. Мощность 40 м.

H_4 — темные тонкоплитчатые кремнистые туффиты пелитовой и алевроитовой размерности с прослоями и линзами кварцевых песчаников. Мощность 200 м.

H_5 — кварцевые, выше кварц-полевошпатовые песчаники с небольшими (по несколько сантиметров) прослоями алевролитов. Мощность 340 м.

H_6 — косослоистые полимиктовые песчаники и гравелиты пудингового сложения. Видимая мощность 60 м.

Разрез западного крыла восточной синклинали сильно редуцирован (см. рис. 4, II). Отсутствуют верхняя толща сарышокинской свиты C_2 и нижняя толща найманской свиты H_1 . На сарышокинские туфы C_1 налегает толща H_2 с линзовидным горизонтом кварцевых известковистых песчаников в основании общей мощностью всего 40–50 м.

Рис. 3. Схематизированная геологическая карта района урочища Найман в хр. Чингиз.

1 — четвертичные отложения; 2 — позднепалеозойские гранитоиды; 3 — гравийно-глыбовые микститы, валунно-галечные конгломераты и конглобрекчий (H_7); 4 — полимиктовые песчаники, гравелиты, разногалечные конгломераты (H_6); 5 — кварц-полевошпатовые и кварцевые песчаники (H_5), внизу местами грубообломочный горизонт; 6 — темные тонкоплитчатые кремнистые, иногда известковистые туффиты с прослоями и линзами кварцевых песчаников (H_4); 7 — массивные и слоистые известняки, калькарениты (H_3); 8 — углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы с прослоями песчаников и алевролитов, горизонтами фтанитов на востоке и линзами известняков на юго-западе (H_2); 9 — кремнисто-хлоритовые алевропелиты и туффиты с тонкими прослоями тефроидов, кварц-полевошпатовых и кремнеобломочных песчаников (H_1); 10–11 — сарышокинская свита (O_1a_1): 10 — кремнистые туффиты, тефрогенные алевролиты, отдельные прослой грубообломочных тефроидов, туфов среднего и кислого состава (C_2), 11 — разнообломочные тефротурбидиты (на востоке), туфы, вулканические брекчий среднего состава и продукты их размыва (C_1); 12–13 — карагутуйская свита (ϵ_3^{2-3}): 12 — андезитовые туфы, вулканические брекчий, реже лавы, прослой и линзы вулканомиктовых песчаников, 13 — слоистые известняки; 14 — простирания отдельных горизонтов; 15 — подошвы оползневых пластин: а — конседиментационных, б — постседиментационных; 16 — средне-позднепалеозойские разломы; 17 — положение разрезов

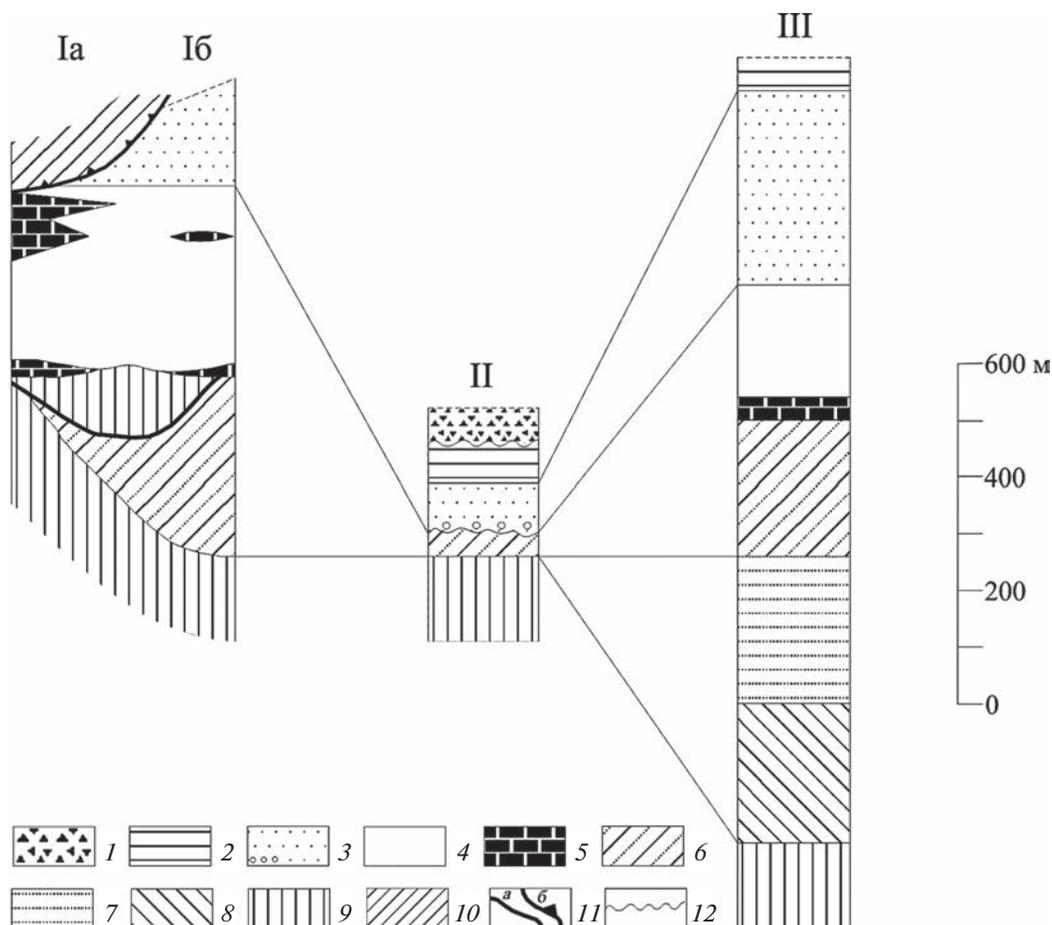


Рис. 4. Схема сопоставления разрезов района урочища Найман.

1 — несортированные грубообломочные отложения (толща H_7); 2 — полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты (H_6); 3 — кварц-полевошпатовые и кварцевые песчаники, внизу разреза II грубообломочный горизонт (H_5); 4 — кремнистые, в разрезах Ia, б известковистые туффиты, прослои кварцевых песчаников (H_4); 5 — массивные и слоистые известняки, калькарениты (H_3); 6 — углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы с прослоями песчаников, горизонтами фтанитов (разрез III) и линзами известняков в разрезе Ib (H_2); 7 — кремнисто-хлоритовые алевропелиты и туффиты с прослоями тейфроидов и кварц-полевошпатовых песчаников (H_1); 8–9 — сарышюкинская свита (O_{1a_1}): 8 — кремнистые туффиты, тейфрогенные алевролиты, прослои грубообломочных тейфроидов и туфов среднего и кислого состава (толща C_2), 9 — тейфротурбидиты (разрез III), туфы, вулканические брекчии среднего состава и продукты их размыва (C_1); 10 — карагутуйская свита (ϵ_3^{2-3}): слоистые известняки; 11 — подошвы оползневых пластин: а — конседиментационных, б — постседиментационных; 12 — несогласное залегание

Эта сократившаяся до пачки толща, а севернее и все другие породы западного крыла несогласно перекрыты толщей H_5 мощностью не более 80 м. Слагающие ее песчаники лишены, в отличие от разреза III, прослоев алевролитов. Кроме того, внизу присутствует грубообломочный горизонт (10–12 м) с плохо окатанными валунами и более мелкими обломками известняков, гравием кремнистых туффитов, туфов среднего состава и галькой разного размера роговообманковых гранодиоритов. В 80-метровой толще H_6 песчаники чередуются с разногальчаными конгломератами, среди обломочного материала которых, кроме только что перечисленных пород, появляются кислые эффузивы, жильные граниты и кварцитовидные песчаники. Разрез II венчается гравийно-глыбовыми микститами, валунно-гальчаными конгломератами и оса-

дочными брекчиями H_7 видимой мощностью 60 м. В обломках особенно много различных карбонатов — серых массивных и слоистых известняков, калькаренитов, слагающих в основании небольшие олистоплаки. Присутствуют также темные кремнистые или слабо известковистые туффиты и светлые кварцевые песчаники.

Самый полный разрез найманской свиты в западной синклинали обнажается на юге (см. рис. 3, см. рис. 4, Ib), где слабо или неотчетливо слоистые туфы и вулканические брекчии сарышюкинской свиты C_1 сменяются толщей H_2 максимальной мощностью 320 м. От разреза III она отличается присутствием большого количества песчаного материала и линз известняков и отсутствием фтанитов. В северном направлении толща выклинивается и перекрывается оползне-

вой пластиной сарышокинских пород C_1 . И на этой пластине, и на толще H_2 залегают линзовидные горизонты калькаренитов H_3 мощностью 20–30 м. Выше следует толща H_4 , для которой по сравнению с разрезом III характерны прослойки калькаренитов и известковистых туффитов. Ее мощность достигает 310 м. Начиная с разреза Ia и севернее большая часть толщи H_4 постепенно замещается карбонатными осадками, представленными в основном массивными известняками, которые содержат желваки и линзы черных кремней. Найманская свита в западной синклинали завершается толщей разнозернистых, вплоть до гравийных, кварц-полевошпатовых и кварцевых песчаников H_5 . Эта толща сохранилась только на юге района, где ее видимая мощность составляет 180 м (см. рис. 4, разрез Ib). На севере в ядре западной синклинали находится синформно смятая крупная оползневая пластина, сложенная верхнекембрийскими породами.

ФОРМИРОВАНИЕ ТЫЛОВОГО СКЛОНА ЧИНГИЗСКОЙ ДУГИ

Формирование тылового склона Чингизской островной дуги в исследованном районе фиксируется с конца раннего аренига. Слабо или не отчетливо слоистые накопления туфов и вулканических брекчий сарышокинской свиты C_1 приосевой части дуги, прорванные местами субвулканическими телами, сменяются в северо-восточном направлении склоновыми ритмично-слоистыми тефротурбидитами. В вышележащей толще сарышокинской свиты C_2 , выклинивающейся вверх по островодужному склону (рис. 5), заметно уменьшается количество пород вулканического происхождения, в первую очередь крупнообломочных. В найманской свите присутствует лишь тонкий телепирокластический материал, принесенный из очень удаленных источников.

По-видимому, в начале второй половины аренига (флоса) на склоне Чингизской дуги образуется локальный подводный выступ, сложенный сарышокинскими вулканитами. В его сторону полностью выклинивается самая нижняя толща H_1 найманской свиты и очень сильно, более чем в 6 раз, сокращается мощность вышележащей толщи H_2 (см. рис. 4, разрез II). Во время накопления толщи H_1 вниз по склону, крутизна которого с появлением выступа увеличилась, произошло сползание небольших масс подстилающих вулканогенно-осадочных пород C_1 (см. рис. 5, A). После этого началось новое погружение тылового склона, в результате бассейн седиментации проградировал в направлении фронтальных структур дуги. Приосевая ее часть сместилась дальше от ранее возникшего выступа, за которым образовалась дополнительная депрессия (ванна), где в ее южной части найманская толща H_2 , обогащенная песчаным материалом, приобрела наиболь-

шую мощность (см. рис. 3, см. рис. 4, разрез Ib). Осадки накапливались здесь в более мелководных условиях, чем по другую сторону выступа ниже по склону, на что указывают появление в разрезе линз известняков и отсутствие фтанитов.

Усложнение профиля склона сопровождалось новым оползанием с крутых участков фрагментов литифицированного ложа бассейна, причем по обе стороны подводного выступа. На юге этого выступа и на приосевом поднятии после отложения толщи H_2 появились рифовые массивы известняков, залегающие на основании, сложенном породами сарышокинской свиты. В депрессионных зонах синхронно отлагались продукты разрушения рифогенных сооружений в виде горизонтов и линз калькаренитов, реже кальцилютитов H_3 , которые запечатали сползшие пластины и осадочную толщу H_2 . Выше обломочных и частично массивных известняков H_3 стали накапливаться темные граптолитовые сланцы H_4 , близкие к осадкам H_2 и представляющие в разрезе найманской свиты последнюю толщу с телепирокластикой. На юго-западе района она содержит прослойки известковистых туффитов и калькаренитов, постепенно замещаясь к северу вверх по склону массивными и слоистыми известняками.

С толщи светлых кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников H_5 начинается регрессивный цикл осадконакопления на тыловом склоне. Более грубый ее состав присущ разрезу Ib. Образование этой толщи происходило, скорее всего, за счет усилившейся эрозии кислых вулканитов, слагавших верхнюю приосевую часть островной дуги, которая в результате блоковых подвижек стала быстрее подниматься. На севере района разросся и больше выделился в рельефе склона ранее возникший выступ. Последовал кратковременный, но интенсивный внутрисклоновый размыв как перекрывавших выступ маломощных осадков, так и коренных пород. Вдоль восточного края террасовидного поднятия в основании толщи H_5 появился грубообломочный горизонт, выклинивавшийся вниз по склону (см. рис. 3, см. рис. 4, разрез II). Его образуют плохо окатанные валуны и более мелкие фрагменты известняков, гравий кремнистых туффитов, обломки туфов среднего состава, галька роговообманковых гранодиоритов.

После отложения толщи H_5 площадь акватории над тыловым склоном сокращается, склон становится очень пологим, осадконакопление смещается к востоку и происходит в мелководных условиях возле новой береговой линии. Для толщи H_6 характерны полимиктовые косослоистые песчаники, чередующиеся в разрезе II с разногалечными конгломератами, в галке которых, кроме обломочного материала толщи H_5 , появляются кислые эффузивы, жильные граниты и мелкозернистые кварцевые песчаники из нижележащей толщи H_4 . В разрезе III конгломераты сменяются пудинговыми гравелитами. Состав обломков, в который

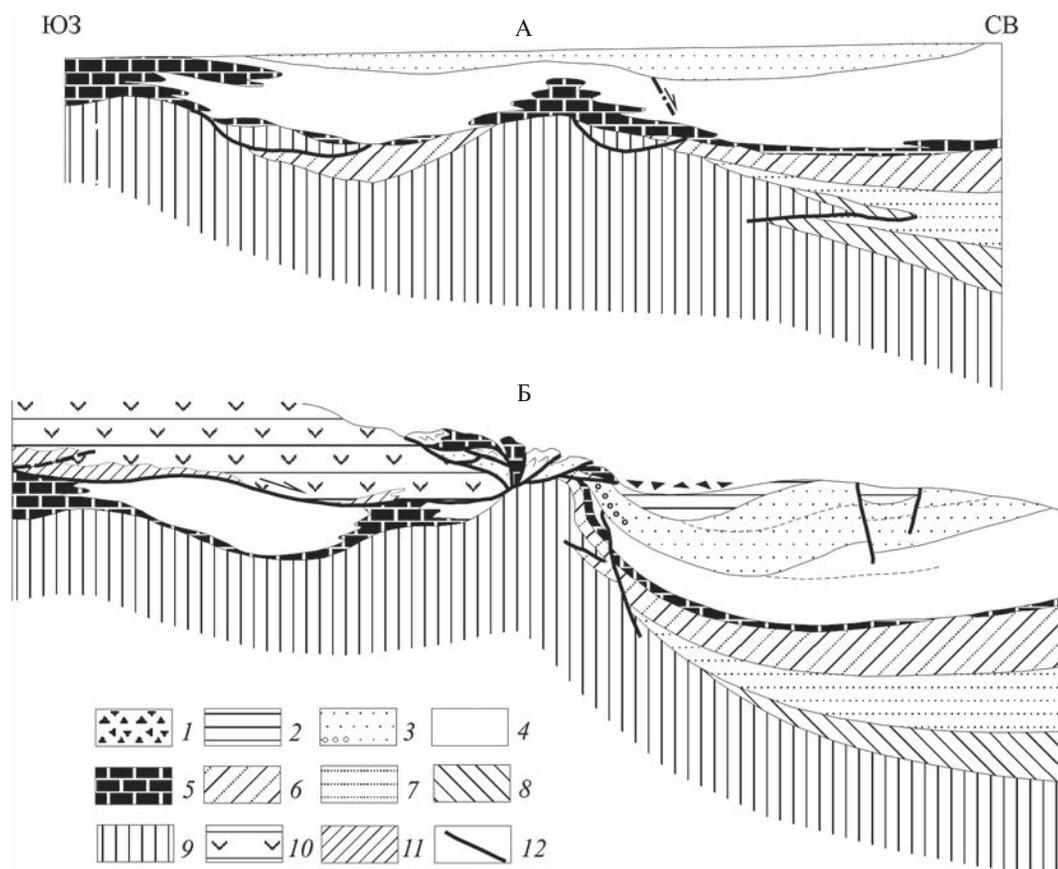


Рис. 5. Палеопродольные профили тылового склона Чингизской островной дуги.

А — трансгрессивный цикл седиментации (южная часть района ур. Найман), Б — конец седиментационного процесса (северная часть района ур. Найман).

1 — несортированные грубообломочные отложения (H_7); 2 — полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты (H_6); 3 — кварц-полевошпатовые и кварцевые песчаники, внизу грубообломочный горизонт (H_5); 4 — кремнистые, иногда известковистые туффиты, прослои кварцевых песчаников (H_4); 5 — массивные и слоистые известняки, калькаренины (H_3); 6 — углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы с прослоями песчаников, горизонтами фтанитов на востоке и линзами известняков на западе (H_2); 7 — кремнисто-хлоритовые алевропелиты и туффиты с прослоями тейфроидов и кварц-полевошпатовых песчаников (H_1); 8–9 — сарышюкинская свита (O_{1a1}): 8 — кремнистые туффиты, тейфрогенные алевролиты, прослои грубообломочных тейфроидов и туфов среднего и кислого состава (C_2), 9 — тейфротурбидиты (на востоке), туфы, вулканические брекчии среднего состава и продукты их размыва (C_1); 10–11 — карагутуйская свита ($Є_3^{2-3}$): 10 — андезитовые туфы, вулканические брекчии и лавы, прослои вулканомиктовых песчаников, 11 — слоистые известняки; 12 — подошва оползневых пластин и другие разрывные нарушения

входит галька гранитоидов, свидетельствует о глубоком размыве приосевой части островной дуги.

Седиментация на тыловом склоне Чингизской дуги завершилась накоплением на ограниченной площади в районе разреза II слоя гравийно-глыбовых микститов, валунно-галечных конгломератов и осадочных брекчий H_7 . В этом несогласно залегающем слое много различных известняков, присутствуют темные кремнистые или слабо известковистые туффиты и светлые кварцевые песчаники. Такой набор пород в обломках соответствует западным фациям толщ H_{5-3} , которые были распространены к северу от разреза Ia. Появление продуктов разрушения этих толщ было вызвано тектоно-гравитационным перемещением довольно крупного покрова, сложенного верхнекембрийскими вулканитами с известняками в основании (см. рис. 5, Б). Покровные массы пере-

крыли западную седиментационную ванну и сгрудили перед собой, как бульдозер, верхнюю часть сформировавшегося там разреза найманской свиты. Сгруженный материал скопился возле остановившего продвижение покрова внутрисклонового поднятия, но был довольно быстро полностью размыв и переотложен в виде грубокластического свала по другую сторону поднятия. Первоначальный срыв покровной пластины был, вероятно, облегчен присутствием среди вулканитов протяженного горизонта известняков, отличавшихся по реологическим свойствам от вмещающих пород.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На заключительном этапе формирования Чингизской островной дуги происходило погружение тылового склона и трансгрессивное продвижение

области седиментации в сторону осевой части сооружения. Тыловой склон периодически испытывал нестабильность, начиная с накопления тефротурбидитов S_1 в конце раннего аренига (флосско-го яруса). В позднем арениге (флосе) и в самом начале лланвирна (дапинского яруса) последовали оползания пластин разного размера, сложенных вулканогенными образованиями, которые на крутых участках с неровной поверхностью отделялись в результате нестабильности ложа склона. В конце раннего лланвирна (дапина) начался общий подъем дуги с постепенным обмелением тылового бассейна и сокращением его площади. Подъем завершился срывом с наиболее высокой части дуги относительно крупной массы верхнекембрийских вулкаников с известняками в подошве, которые под действием силы тяжести сместились вниз по склону, став причиной заключительного локального накопления грубообломочных осадков. Образование покрова верхнекембрийских пород было связано, по-видимому, с активизацией тектонических движений во фронте островной дуги, когда в середине лланвирна началось ее надвигание на аккреционный комплекс, располагавшийся ближе к Джунгаро-Балхашской области. Там находился среднекембрийский островодужный комплекс, погребенный под осадками, датированными концом среднего кембрия—началом лланвирна (см. рис. 2). Ранее сближение с Чингизской вулканической дугой отразилось в изменении состава осадочного разреза: карбонатно-кремнисто-терригенная толща среднего кембрия—тремадока мощностью около 200 м сменяется, согласно [1], терригенно-туфогенными породами аренига (флоса) (300–350 м), затем — терригенными олигомиктовыми отложениями самых верхов аренига (флоса) — низов лланвирна (дапина) (до 600 м), которые венчаются грубообломочной пачкой с олистолитами. Эти данные косвенно подтверждают, что преддуговой комплекс оказался недалеко от возникшей еще в конце кембрия дуги гораздо позже — только в арениге, т. е. в сарышокинское, отчасти найманское время.

Приведенные данные указывают на характерные особенности обстановок осадконакопления на тыловом склоне островной дуги. В отличие от тылового разреза, во фронтальной части этого островодужного комплекса подобные отложения близкого возраста с трансгрессивно-регрессивными циклами осадконакопления не известны, кроме того, там распространены пачки олистолитов [7].

ВЫВОДЫ

Характерными чертами тылового склона островной дуги являются:

1. Формирование тылового склона длительно развивавшейся островной дуги на исходе вулканической деятельности фиксируется появлением

тефротурбидитов, после прекращения активного вулканизма — накоплением своеобразного осадочного разреза.

2. Накопление осадков на тыловом склоне происходило в течение двух относительно коротких седиментационных циклов: трансгрессивного, когда дуга испытывала погружение, и регрессивного — более позднего, когда началось воздымание дуги.

3. Грубообломочный базальный горизонт, свойственный трансгрессивным циклам, не присутствует.

4. В основании осадочного разреза находятся только тонко- и мелкообломочные отложения.

5. Осадки трансгрессивного цикла проградированы в сторону осевой части дуги, затем площадь седиментации регрессивно сокращается, профиль склона усложняется и одновременно резко возрастает размерность грубообломочного материала и количество в его составе продуктов глубокого размыва основания склона.

6. Во время всего периода осадконакопления типично гравитационное оползание разных по объему коренных пород. Развитие процесса осадконакопления зависит от морфологии тылового склона, его сейсмичности и особенностей строения материнского субстрата.

Благодарности. Автор выражает искреннюю признательность рецензентам за комментарии, позволившие улучшить статью.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках темы госзадания ГИН РАН № 0135-2016-0009 «Тектонические обстановки и хронология процессов формирования континентальной коры западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и Урала».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дегтярев К.Е.* Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
2. *Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Ковач В.П., Третьяков А.А.* Процессы формирования и изотопная структура континентальной коры каледонид хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // Геотектоника. 2015. № 6. С. 20–51.
3. *Никитин И.Ф.* Ордовик Казахстана. Ч. I. Стратиграфия. Алма-Ата: Наука КазССР, 1972. 244 с.
4. *Орлова А.Р.* Новые данные о граптолитах и конодонтах найманской свиты (нижний ордовик) хребта Чингиз, Центральный Казахстан // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 69. Вып. 1. С. 43–47.
5. *Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А., Клепиков Н.А.* Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44–59.
6. *Самыгин С.Г.* Каледонские шарьяжи хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // ДАН СССР. 1984. Т. 275. № 3. С. 709–713.

7. Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Формации и обстановки седиментации в пределах раннепалеозойской активной окраины (Хр. Чингиз, Центральный Казахстан) // Литология и полезн. ископаемые. 1994. № 3. С. 86–102.
8. Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н., Курчавов А.М. Тектоническое развитие Казахстана и Тянь-Шаня в неопротерозое и в раннем–среднем палеозое // Геотектоника. 2015. № 3. С. 66–92.
9. Тектоника Казахстана (Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1:2 500 000). М.: Наука, 1982. 139 с.
10. Швеллер У.Дж. Островные дуги // Структурная геология и тектоника плит. Т. 2. М.: Мир, 1991. С. 165–176.
11. Karig D.E. Evolution of arc system in the Western Pacific // Annual Reviews of Earth and Planetary Sci. 1974. Vol. 2. P. 51–75.
12. Packham G.H. (ed.). Evolution of the India–Pacific plate boundaries // Tectonophysics. 1982. Vol. 87. № 1–4. 333 p.
13. Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins. London: Blackwell Sci. Publications, 1982. 584 p.

Рецензент: В.Н. Пучков

Formation of the Rear Slope of the Island Arc of Chingiz Kaledonid Ridge in Eastern Kazakhstan

S.G. Samygin^a

^aGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia
e-mail: kheraskova.tatiana@yandex.ru

Received March 12, 2014; Revised September 12, 2018; Accepted November 11, 2018

Abstract — Process of formation of the island-arc rear slope is considered on the example of the Upper Cambrian–Middle Ordovician arc found in the Chingiz ridge in eastern Kazakhstan. Its occurrence is shown at the end of volcanic activity in the island-arc structure, beginning at the end of the early Arenig (from the end of the Flos century of the Early Ordovician) with tephroturbidites appearance. After the cessation of volcanism, two sedimentation cycles were distinguished in the sedimentary section of the slope in the middle Ordovician: (1) transgressive when the island arc submerged, (2) and regressive when the Chingiz arc began to build up at the beginning of the Llanwyrn (Darrivilian) century. The sedimentation was repeatedly accompanied by landslide processes, which ended in the middle of llanvirna (darrivilia) with the disruption of tectonic-gravity plate composed of Upper Cambrian volcanic rocks with limestone in the sole, resulting in the formation of coarsely fragmented mixtite at the allochthonous mass frontier, the further sedimentation on the rear slope stopped.

Keywords: the island-arc, rear slope, sedimentation cycles, landslide processes