

УДК 551.734.2

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

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

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

*e-mail: edmich@mail.ru

**e-mail: etele1@yandex.ru

Поступила в редакцию 10.06.2022 г.

После доработки 12.12.2022 г.

Принята к публикации 30.12.2022 г.

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

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

DOI: 10.31857/S0869592X23050058, EDN: WIJFGD

ВВЕДЕНИЕ

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

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

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

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

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

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Среди позднепалеозойских коллизионных сооружений Зеравшано-Гиссарской горной области

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

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

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

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

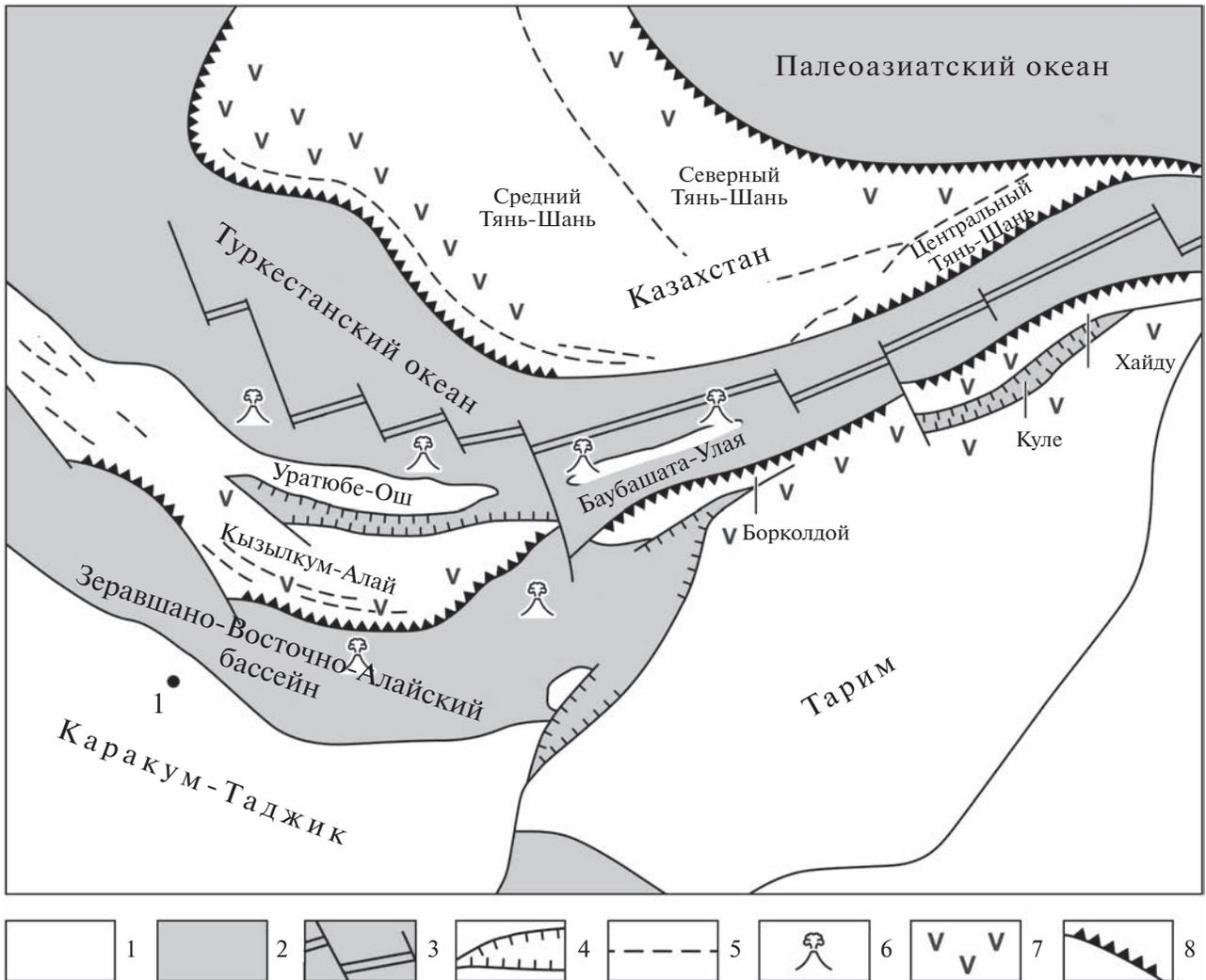


Рис. 1. Геодинамическая схема Южного Тянь-Шаня в конце силура—начале девона (425–400 млн лет) по (Биске, 2018).

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

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

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

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

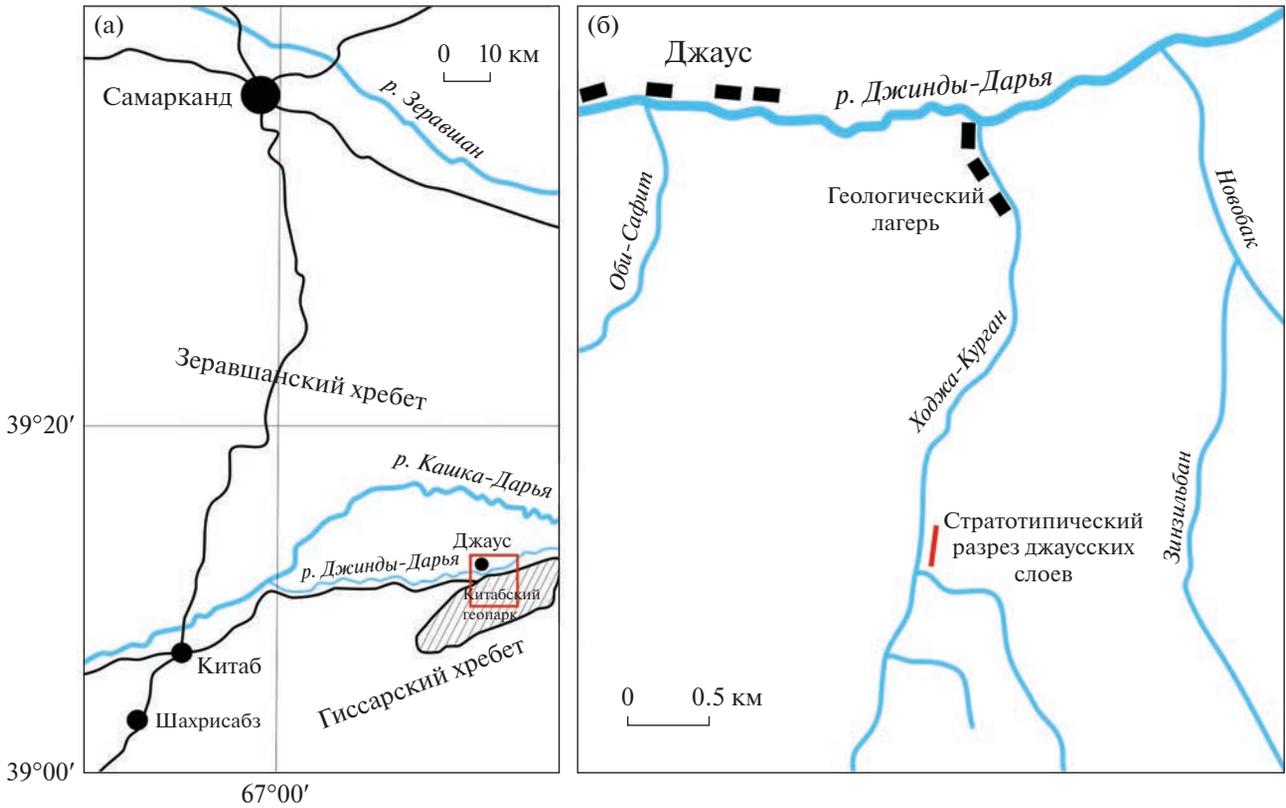


Рис. 2. (а) Местоположение района работ на территории Узбекистана и (б) положение стратотипического разреза джаусских слоев на площади Китабского геопарка. (а): штриховкой показана площадь Китабского геопарка, квадратом – территория центральной части геопарка, изображенная в более крупном масштабе на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

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

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

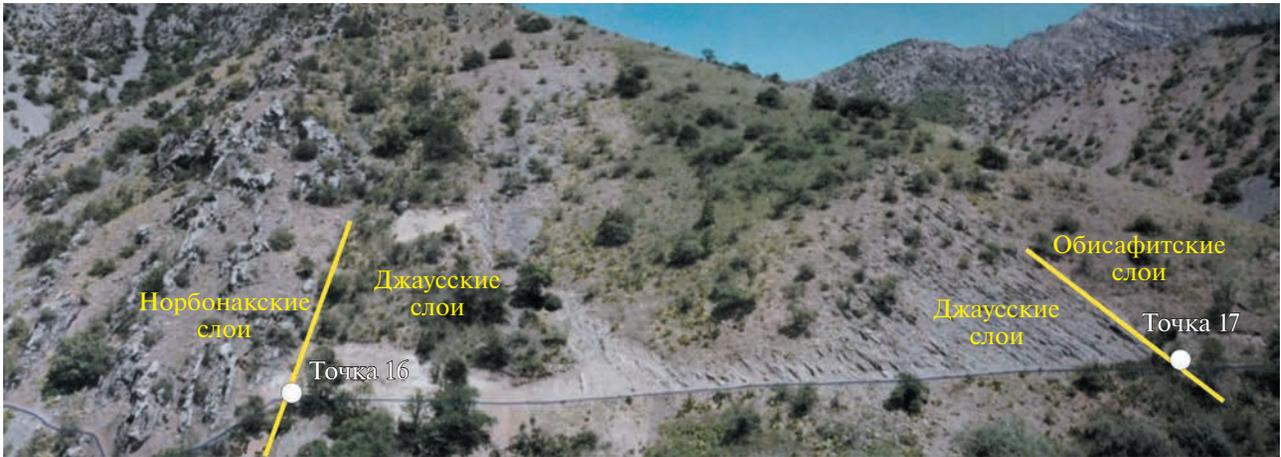


Рис. 4. Вид стратотипа джаусских слоев на левом склоне долины Ходжа-Курган.

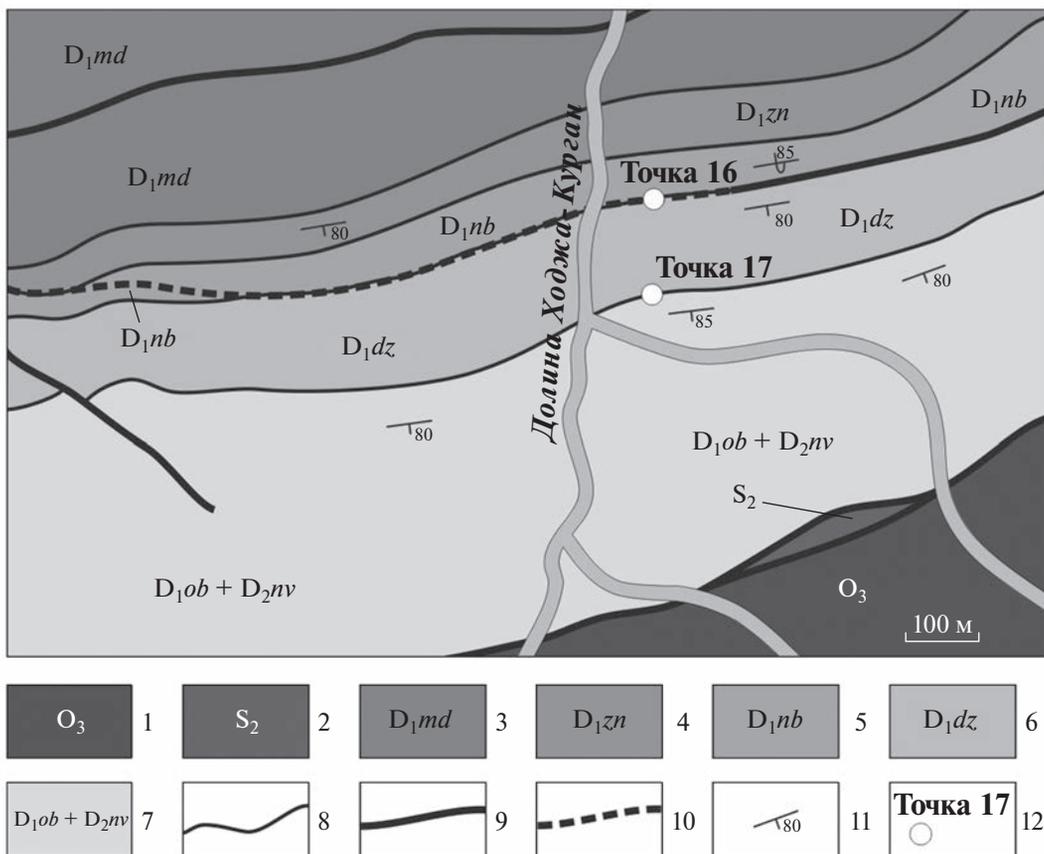


Рис. 5. Геологическая карта средней части долины Ходжа-Курган (по материалам геопарка).

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

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

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

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

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

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

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

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

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

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

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

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

МЕТОДОЛОГИЯ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

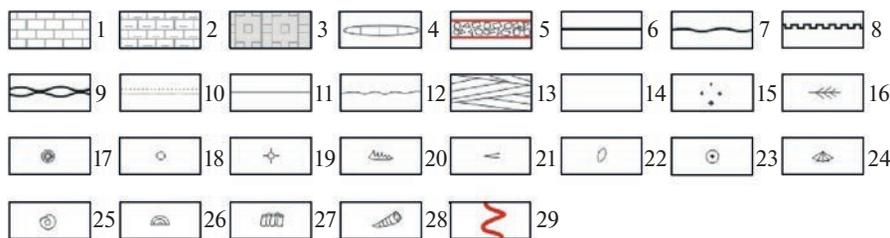


Рис. 6. Окончание

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

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

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

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

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

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

ДЕТАЛИ СТРОЕНИЯ РАЗРЕЗА ДЖАУССКИХ СЛОЕВ

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

Таблица I

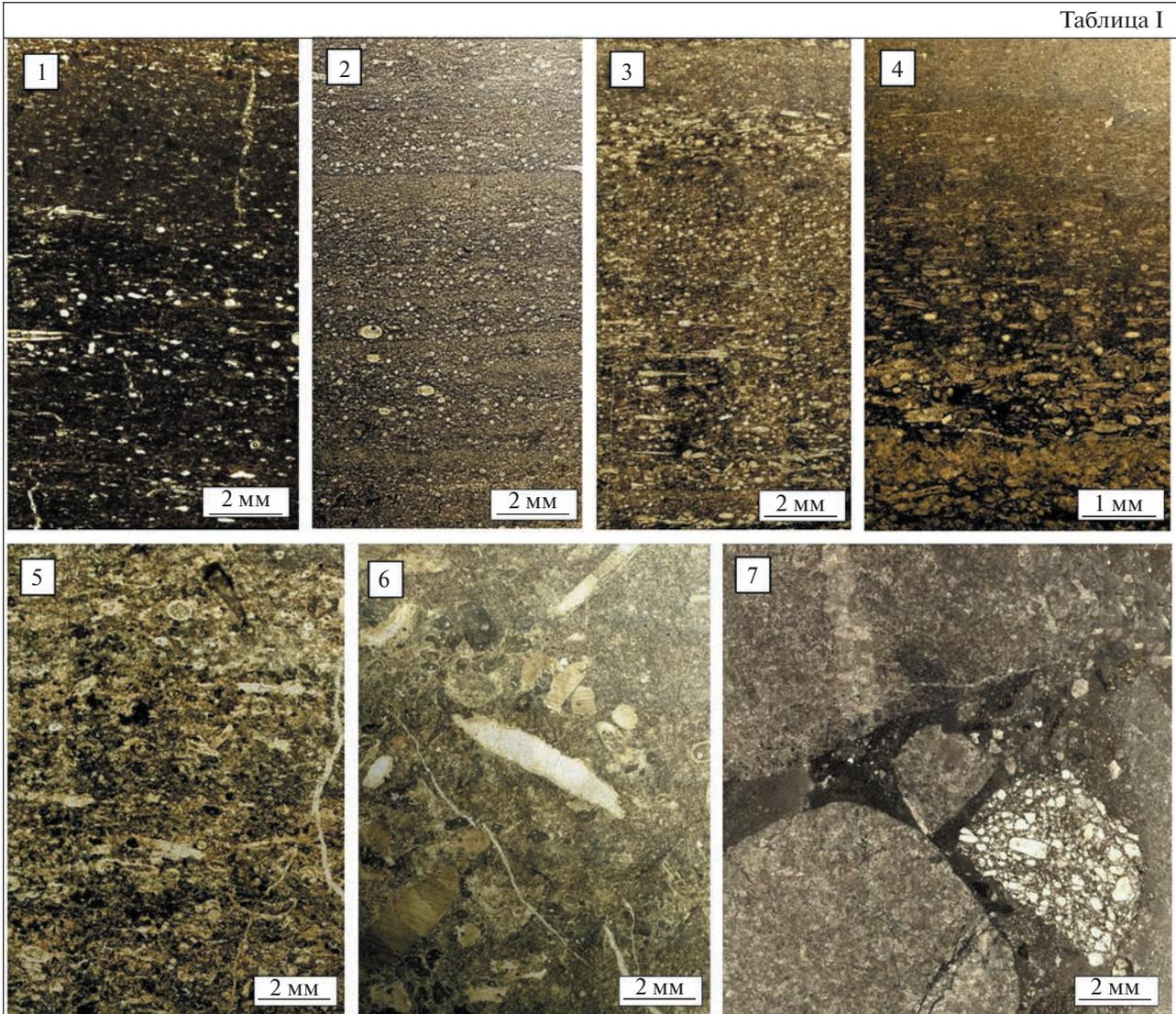


Таблица I. Литолого-генетические типы пород джаусских слоев на панорамных снимках шлифов.

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

встречаются эрозионные промоины и карманы, заполненные грубообломочным материалом.

По литологическим особенностям в разрезе выделены нижняя и верхняя пачки.

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

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

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

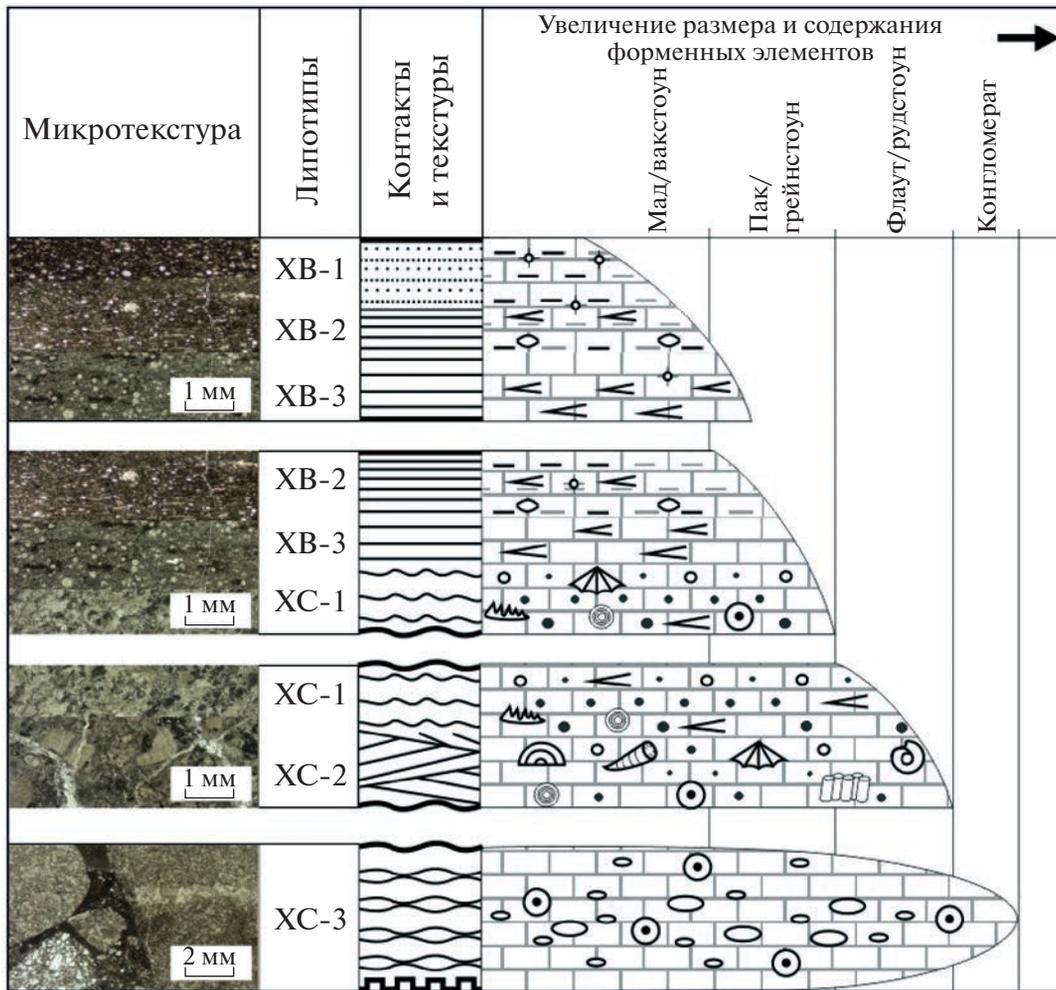


Рис. 7. Ритмы в джаусских слоях долины Ходжа-Курган. Условные обозначения см. рис. 6.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ОБСТАНОВКИ И ФАКТОРЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПАЛЕОБАССЕЙНЕ В ДЖАУССКОЕ ВРЕМЯ

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

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

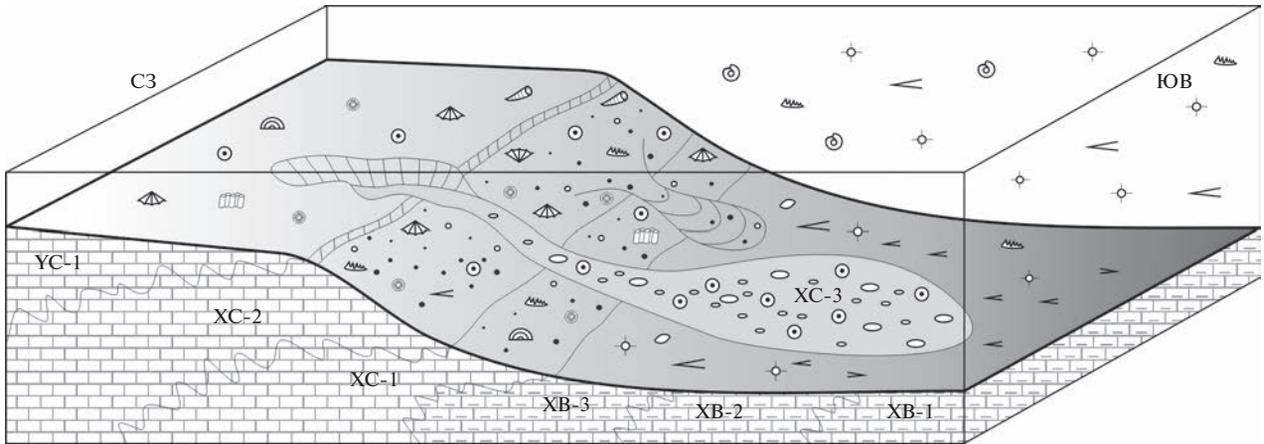


Рис. 8. Фациальная модель палеобассейна в джаусское время на территории Китабского геопарка. Условные обозначения см. рис. 6.

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

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

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

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

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

СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ

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

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

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

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

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ ДЖАУССКИХ СЛОЕВ И ИХ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Таблица II

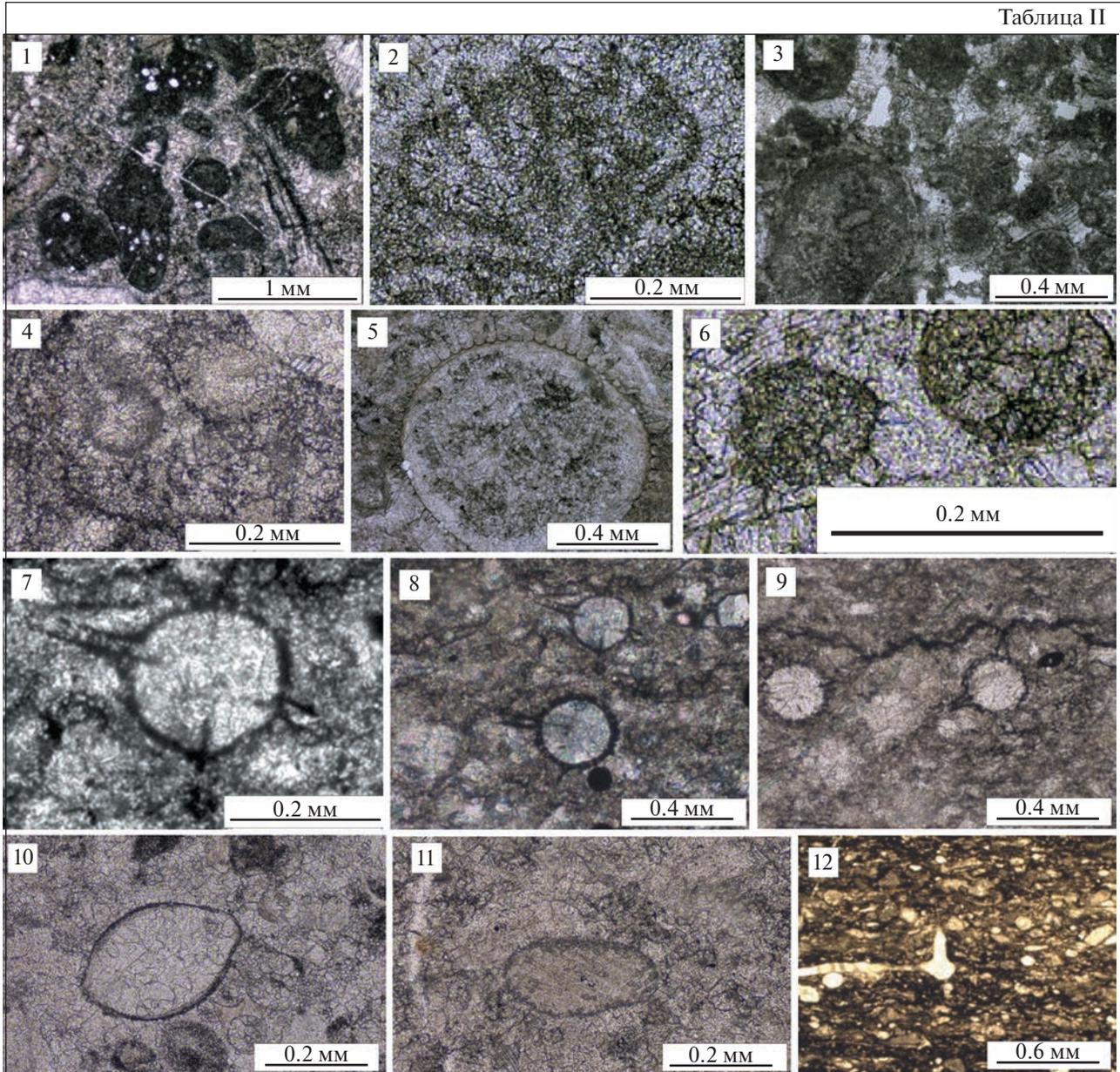


Таблица II. Микроорганизмы джауских слоев разреза Ходжа-Курган.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

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

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

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

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

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

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

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

ВЫВОДЫ

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

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

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

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

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

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

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

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

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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