

УДК 551

ПОЗДНЕВЕНДСКИЙ КОТЛИНСКИЙ КРИЗИС НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ: ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ СРЕДЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

© 2019 г. А. В. Маслов^{1,*}, Д. В. Гражданкин^{2,**}, В. Н. Подковыров^{3,***}

¹Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН

620016 Екатеринбург, ул. Вонсовского, 15

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики Сибирского отделения РАН

630090 Новосибирск, проспект Академика Коптюга, 3

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2

*E-mail: amas2004@mail.ru

**E-mail: f6oeoua@mac.com

***E-mail: vpodk@mail.ru

Поступила в редакцию 30.05.2017 г.

Резкие изменения биоразнообразия ископаемых организмов в верхнем венде Восточно-Европейской платформы рассматриваются как одно из проявлений глобального кризиса накануне “кембрийского популяционного взрыва”, однако могут быть связаны с действием локальных нарушений окружающей среды. В статье проанализированы вариации ряда литогеохимических индикаторов среды осадконакопления (показатели палеоклимата, эксгальационной активности, окислительно-восстановительных обстановок и палеобиопродуктивности) с целью установления возможного влияния осадочных систем на эволюционные процессы в позднем венде и на рубеже с кембрием. Используемый нами протокол литогеохимических исследований не выявил существенных нарушений физических свойств окружающей среды в масштабе осадочных бассейнов. Полученные результаты позволяют исключить роль локальных факторов в эволюции эдиакарской биоты на Восточно-Европейской платформе и подтверждают глобальный характер последовательной смены редкин-ской биоты на беломорскую и котлинскую.

Ключевые слова: котлинский кризис, поздний вэнд, Восточно-Европейская платформа, обстановки осадконакопления, литогеохимические индикаторы

DOI: 10.31857/S0024-497X201912-30

Крупнейшее в истории биосферы практически взрывообразное увеличение биоразнообразия и усложнение экологической структуры на рубеже венда и кембрия происходило в несколько этапов. Интерес, в первую очередь, представляют ранние этапы, с которыми связаны сокращение таксономического разнообразия мягкотелых организмов (т.н. “бесскелетной фауны”), усиление роли макроводорослей (“вендотениевой флоры”) в экосистемах и возрастание степени переработки осадка роющими организмами [Rogov et al., 2012, 2013; Grazhdankin, 2014; Macdonald et al., 2014]. Этот отрезок геологической истории широко известен в литературе как поздневендский “котлинский кризис” и считается важным звеном в цепочке событий, приведших к “кембрийскому взрыву биоразнообразия” и формированию современного облика биосфе-

ры [Вендская..., 1985; Brasier, 1989, 1992a, 1992b, 1995; Brasier, Lindsay, 2001; Muscente et al., 2018].

Причины котлинского кризиса не установлены. Большинство исследователей считает кризис следствием абиотической трансформации среды обитания, в том числе — скачкообразного насыщения атмосферы и океана кислородом [Fike et al., 2006; Canfield et al., 2007; Lyons et al., 2014; Sahoo et al., 2016], окисления крупного океанического резервуара растворенного органического углерода [Fike et al., 2006; Rothman et al., 2003], глобального низкого стояния уровня (т.н. “котлинской регрессии”) и эвтрофикации Мирового океана [Brasier, Lindsay, 2001], а также резкого изменения полярности магнитного поля [Meert et al., 2016]. Современные представления общей макроэкологии позволяют предложить альтернативную концепцию “котлинского кри-

зиса”, согласно которой резкое падение биоразнообразия и вымирание мягкотелых организмов в конце эдиакария явилось следствием появления и прогрессивной эволюции эуметазой [Butterfield, 2011; Lenton et al., 2014; Grazhdankin, 2014; Darroch et al., 2015].

Исследования динамики изменения таксономического разнообразия родов и видов мягкотелых организмов в позднем венде Восточно-Европейской платформы показывают абсолютный минимум, приходящийся на котлинский век [Grazhdankin, 2014]. Результаты изучения ашинской серии верхнего венда Южного Урала позволяют утверждать, что резкое обеднение мягкотелой биоты в котлинское время не является тафономическим артефактом [Kolesnikov et al., 2015]. Кроме того, анализ динамики таксономического разнообразия мягкотелых организмов в глобальном масштабе дает основания предполагать, что сокращение разнообразия происходило в две фазы [Grazhdankin, 2014]. В первую фазу котлинского кризиса (ее начало совпадает с рубежом редкинського и беломорского веков, ~559 млн лет назад) из ископаемой летописи исчезло 14 ранее присутствовавших в ней видов, главным образом, рангеоморфных организмов

(около 70% биоразнообразия мягкотелых организмов). После этого сформировалось первое “кризисное сообщество”, которое существовало в течение относительно короткого времени (559–550 млн лет) и практически полностью вымерло во вторую фазу кризиса, завершившуюся на рубеже беломорского и котлинского веков, когда исчезло 75 видов (около 90% биоразнообразия мягкотелых организмов). Собственно котлинский век характеризует второе “кризисное сообщество” (10 видов), которое просуществовало ~9 млн лет (550–541 млн лет) и полностью вымерло в конце котлинского века, на рубеже эдиакария и кембрия [Fedonkin et al., 2007; Grazhdankin, 2014]. Таким образом, котлинский кризис продолжался около 18 млн лет.

На примере верхневендских осадочных систем периферических частей Восточно-Европейской платформы (рис. 1) мы изучили вариации ряда литогеохимических индикаторов палеоклимата, окислительно-восстановительных обстановок, эксгалационной активности и палеобиопродуктивности с целью выявления возможных нарушений физических свойств окружающей среды, которые могли быть при-

Система	Система	Отдел	Регионарус	Подольское Приднестровье	Западный склон Среднего Урала	Балтийская моноклиналь	
						Юго-Восточное Беломорье	Южный склон
ЭДИАКАРСКАЯ	ВЕНДСКАЯ	Верхний	Ровенский	Збручская свита		Брусовская свита	Воронковская свита
				Хмельницкая свита		Нюгусская свита	
				Окунецкая свита		Золотицкая свита	
			Котлинский	Студеницкая свита	Усть-сылвицкая свита	Ергинская свита	Василеостровская свита
				Крушановская свита			
				Жарновская свита			
				Даниловская свита			
				Нагорянская свита			
			Беломорский	Ярышевская свита	Чернокаменная свита	550.2 ± 4.6 (U – Pb)	
				553 (U – Pb)		Зимнегорская свита	
				Могилевская свита		552.85 ± 0.77 (U – Pb)	
			Редкинский		557 ± 13 (U – Pb)	Верховская свита	Старорусская свита
					Переваловская свита	558 ± 1 (U – Pb)	
					567 ± 3.9 (U – Pb)	Лямыцкая свита	
					Старопечнинская свита		
					559 ± 16 (Rb – Sr)		
					569 ± 42 (Sm – Nd)		
					Керноская свита		

Рис. 1. Схема сопоставления изученных разрезов (верхний венд понимается в объеме редкинського, беломорского и котлинского региоарусов [Гражданкин, Маслов, 2015] и включает в себя пограничные с кембрием отложения в составе ровенского региоаруса). Пунктирная линия — предполагаемое соотношение нижней границы кембрийской системы Стандартной глобальной хроностратиграфической шкалы и Общей стратиграфической шкалы.

урочены к наблюдаемым фазам котлинского кризиса.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ, МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ К ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Разрезы венда Восточно-Европейской платформы послужили основой для построения модели периодизации позднепротерозойского этапа эволюции биосферы, выделения беломорского века, создания и совершенствования концепции котлинского кризиса. Корреляция разрезов проведена с использованием методов секвентной стратиграфии, с учетом распределения ископаемых остатков организмов и U–Pb возраста цирконов из вулканических туфов [Гражданкин, 2003; Grazhdankin, 2004; Гражданкин и др., 2005, 2009, 2010; Маслов и др., 2008; Гражданкин, Маслов, 2009, 2015; Подковыров и др., 2011]. Начало первой фазы котлинского кризиса на Восточно-Европейской платформе совпадает с рубежом редкинского и беломорского веков позднего венда. Отложения, соответствующие предкризисному состоянию экосистем, объединяются в редкинский региоарус, который на юге Балтийской моноклинали представлен старорусской свитой валдайской серии [Кушим и др., 2016], в Юго-Восточном Беломорье — нижней частью лямицкой свиты валдайской серии, а на западном склоне Среднего Урала — керносской, старопечнинской и перевалокской свитами сыльвицкой серии [Гражданкин, Маслов, 2015]. Эти отложения отличаются относительно низким таксономическим разнообразием ориктоценозов мягкотелых организмов, в которых представлены, главным образом, палеопаспихиды. В значительной степени это могло быть обусловлено фациальными особенностями: разновозрастные (562–556 млн лет), но относительно глубоководные осадочные системы микроконтинента Авалонии, например, содержат разнообразный комплекс ископаемых остатков биоты авалонского типа [Noble et al., 2015].

Стратиграфический интервал распространения ископаемых остатков мягкотелых организмов первого кризисного сообщества соответствует беломорскому региоарусу [Grazhdankin, 2014; Гражданкин, Маслов, 2015]. На юге Балтийской моноклинали такие отложения не установлены. В Юго-Восточном Беломорье стратиграфический интервал распространения ископаемых остатков мягкотелых организмов первого кризисного сообщества охватывает верхнюю часть

лямицкой свиты, верховскую, зимнегорскую и нижнюю часть ергинской свиты валдайской серии. На западном склоне Среднего Урала к беломорскому региоарусу относится нижняя часть чернокаменной свиты (включая коноваловскую подсвиту) сыльвицкой серии, в Подольском Приднестровье — могилевская и ярышевская свиты могилев-подольской серии [Grazhdankin, 2014; Гражданкин, Маслов, 2015]. Первые кризисные сообщества распознаются благодаря высокому таксономическому и количественному разнообразию ископаемых мягкотелых организмов на мелководье, присутствию дикинсониемorfных, сприггиниемorfных, билатераломorfных и трибрахиомorfных организмов.

Отложения второй фазы котлинского кризиса слагают котлинский региоарус. На юге Балтийской моноклинали котлинский возраст, скорее всего, имеет василеостровская свита поваровской серии, которая была выделена в 2001 г. вместо котлинской свиты. Возраст василеостровской свиты однозначно не установлен, однако в верхней ее части присутствуют ископаемые остатки организмов, характерных для посткризисного времени (в первую очередь — уплощенных органостенных *Ceratophyton*) [Кушим и др., 2016]. В Юго-Восточном Беломорье к котлинскому региоарусу относится верхняя подсвита ергинской свиты, на западном склоне Среднего Урала — верхняя часть чернокаменной и усть-сыльвицкая свиты сыльвицкой серии, в Подольском Приднестровье — нагорьянская свита могилев-подольской серии, даниловская, жарновская, крушановская и студеницкая свиты каниловской серии [Великанов, 2011].

Нами было проведено также изучение пограничных отложений венда и кембрия, характеризующих отрезок геологической истории после завершения котлинского кризиса. На юге Балтийской моноклинали этому посткризисному времени отвечает последовательность воронковской, ломоносовской и сиверской свит. Нижняя граница кембрия (здесь и далее — Общей стратиграфической шкалы России) в данном регионе определяется либо в подошве балтийской серии (т.е. по нижней границе ломоносовской свиты), либо внутри нее — в основании сиверской свиты лонтоваского горизонта [Менс и др., 1987]. Существуют предположения о дотоммотском (вендском) возрасте всей балтийской серии, основанные на результатах сравнительного анализа последовательности комплексов акритарх в пограничных венд-кембрийских отложениях Восточно-Европейской и Сибирской платформ

[Кириянов, 1987, 1993; Kir'yanov, 2006]. На западе Ленинградской области сиверская свита с небольшим стратиграфическим несогласием перекрыта отложениями люкатиской свиты доминопольского горизонта атдабанского яруса нижнего кембрия [Dronov et al., 2005], а на востоке — песками и песчаниками саблинской свиты (средний кембрий). В Юго-Восточном Беломорье на ергинской свите котлинского региояруса залегает падунская серия, объединяющая золотицкую, нюгусскую и брусовскую свиты [Кузнецов и др., 2015]. В средней части нюгусской свиты и в вышележащей брусовской свите широко распространены ископаемые следы жизнедеятельности *Diplocraterion* и ихно-текстуры фанерозойского типа [Гражданкин, Краюшкин, 2007]. Однозначно установить возраст падунской серии пока не возможно, но общая геологическая ситуация позволяет проводить корреляцию верхней ее части с нижним кембрием. На западном склоне Среднего Урала пограничные отложения венда и кембрия не установлены. В Подольском Приднестровье студеницкая свита каниловской серии котлинского региояруса согласно перекрывается балтийской серией, состоящей из окунецкой, хмельницкой и збручской/стоходской свит. Точное положение границы венда и кембрия в этом разрезе остается предметом дискуссий [Кириянов, 1987, 1993; Коренчук, Кириянов, 1993; Kir'yanov, 2006; Великанов, 2011], однако в основании хмельницкой свиты впервые появляются ихнофоссилии *Treptichnus pedum* [Великанов и др., 1983, 1990] — индекс-таксон нижней границы кембрия Стандартной глобальной хроностратиграфической шкалы.

Анализ вариаций ряда литогеохимических индикаторов, характеризующих параметры среды осадконакопления, в отложениях верхнего венда и нижнего кембрия периферии Восточно-Европейской платформы проведен с использованием оригинальных сведений о валовом химическом составе (основные петрогенные оксиды, редкие и рассеянные элементы) аргиллитов и глинистых сланцев Юго-Восточного Беломорья (скв. Тучкино 1000), юга Балтийской моноклинали (скважины Коровье 8 и Уткина Заводь), западного склона Среднего Урала (естественные разрезы Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория) и Подольского Приднестровья (естественные разрезы). Привлечены также сведения, содержащиеся в банке данных "PrecSed" (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург). Всего проанализировано более 480 образцов (данные о положении их в исследованных раз-

резах и содержании основных породообразующих оксидов, редких и рассеянных элементов в каждом образце могут быть предоставлены по запросу). Содержание петрогенных оксидов определено в химико-аналитической лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) и ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) рентгеноспектральным флуоресцентным методом. Концентрации элементов-примесей установлены методами атомной абсорбции, количественного спектрального анализа и ICP-MS.

Проанализированные глинистые породы верхнего венда и пограничных венд-кембрийских отложений Юго-Восточного Беломорья и западного склона Среднего Урала на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ ¹ в основном отвечают полям IV (хлорит-гидро-слюдистые глины) и V (хлорит-сметит-гидро-слюдистые глины) (рис. 2а, в). На диаграмме $\text{K}/\text{Al} - \text{Mg}/\text{Al}$ [Turgeon, Bramsack, 2006] фигуративные точки тяготеют к полю гидрослюдистых глин, с возможной примесью калиевых полевых шпатов. Породы Юго-Восточного Беломорья попадают в область значений $0.30 < \text{K}/\text{Al} < 0.50$ и $0.10 < \text{Mg}/\text{Al} < 0.24$ (рис. 3а). В глинистых породах Среднего Урала величины K/Al составляют $0.30 - 0.50$, а $\text{Mg}/\text{Al} - 0.10 - 0.20$ (см. рис. 3в). Точки состава аргиллитов верхнего венда и нижнего кембрия юга Балтийской моноклинали на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ локализованы в полях I, II, V и соответствуют каолиновым, смектитовым с примесью каолинита и гидрослюды, а также хлорит-сметит-гидрослюдистыми глинам (см. рис. 2б). Область распространения этих аргиллитов на диаграмме $\text{K}/\text{Al} - \text{Mg}/\text{Al}$ ограничена значениями K/Al от ~ 0.20 до ~ 0.50 и Mg/Al — от 0.05 до 0.20 (см. рис. 3б). Состав аргиллитов могилев-подольской, каниловской и балтийской серий Подольского Приднестровья на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ приурочен к следующим полям: I — преимущественно каолиновым глинам; II — преимущественно смектитовым глинам, с примесью каолинита и гидрослюды; III — преимущественно хлоритовым глинам, с примесью Fe-гидрослюды, IV — хлорит-гидрослюдистым глинам и V — хлорит-сметит-гидрослюдистым глинам (см. рис. 2г). Аргиллиты этого района образуют на диаграмме $\text{K}/\text{Al} - \text{Mg}/\text{Al}$ область, ограниченную

¹ В российской геологической литературе — это диаграмма НКМ—ФМ [Юдович, Кетрис, 2000]. Fe_2O_3^* здесь и далее — суммарное железо.

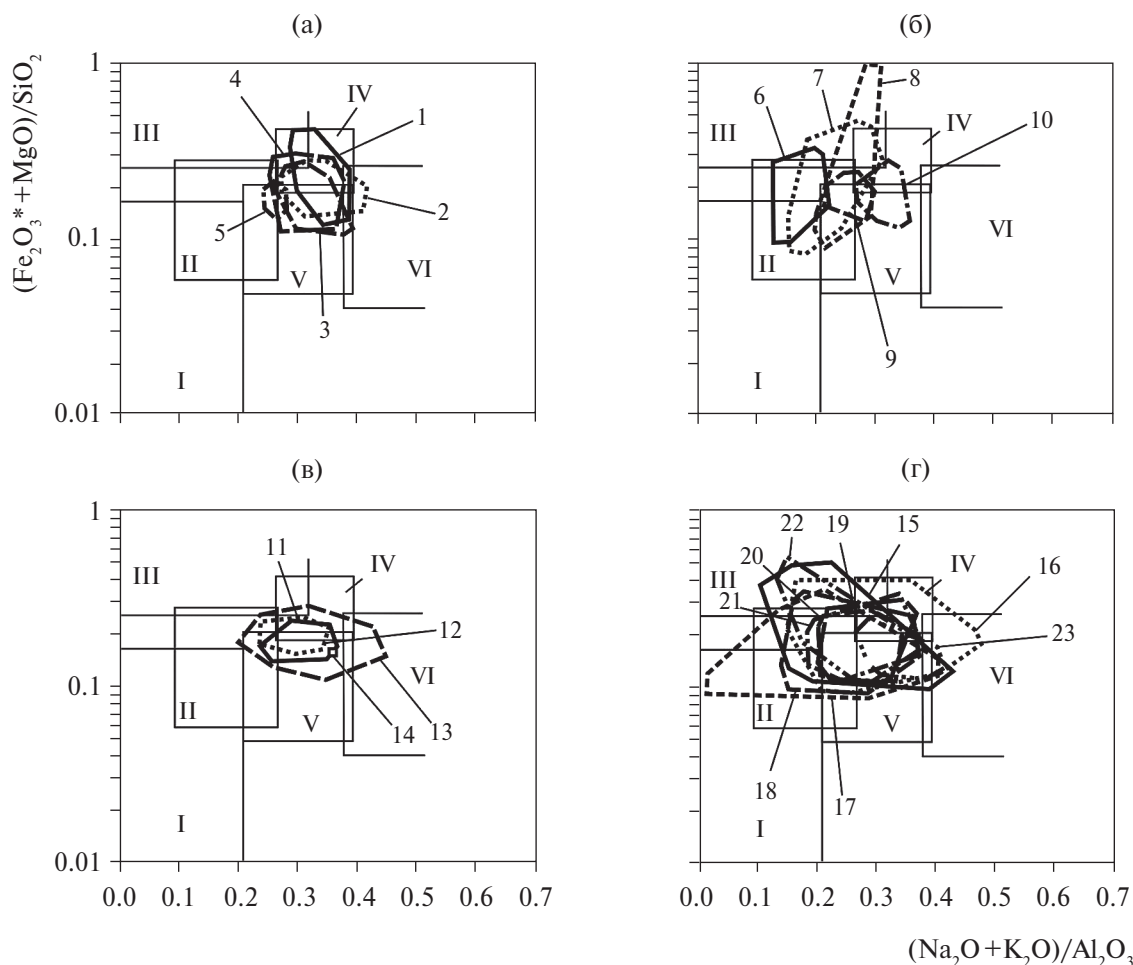


Рис. 2. Положение полей состава тонкозернистых обломочных пород верхнего венда и пограничных венд–кембрийских отложений Юго-Восточного Беломорья (а), юга Балтийской моноклинали (б), западного склона Средне-го Урала (в) и Подольского Приднестровья (г) на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$.

Номера полей соответствуют свитам: 1 – лямецкая; 2 – верховская; 3 – зимнегорская; 4 – ергинская; 5 – золотитская, ньюгусская и брусковская; 6 – старорусская; 7 – василеостровская; 8 – воронковская; 9 – ломоносовская; 10 – сиверская; 11 – старопечнинская; 12 – перевалокская; 13 – чернокаменная; 14 – усть-сылвицкая; 15 – моги-левская; 16 – ярышевская; 17 – нагорянская; 18 – даниловская; 19 – жарновская; 20 – крушановская; 21 – студен-ницкая; 22 – хмельницкая; 23 – збручская.

I–VI – области глин разного состава (I – преимущественно каолиновых; II – преимущественно смектитовых с примесью каолинита и гидрослюд; III – преимущественно хлоритовых с примесью Fe-гидрослюд; IV – хлорит-гидрослюдистых; V – хлорит-смектит-гидрослюдистых; VI – гидрослюдистых со значительной примесью дисперс-ных полевых шпатов).

значениями $\text{K}/\text{Al} - 0.13-0.58$ и $\text{Mg}/\text{Al} - 0.04-0.22$ (см. рис. 3г).

Использование коэффициента Ti/Al в качестве индикатора климатических обстановок на палеоводосборах основывается на ряде допущений. Так, Al в глинистых породах присутствует в основном в составе каолинита и смектита. Его накопление в осадках происходит при интенсивном химическом выветривании в условиях теплого гумидного климата. Ti, напротив, концентрируется в тяжелых минералах и может попадать в осадки открытых частей морей и океанов в результате ветрового разноса, что более свойственно аридным обстановкам [Yarincik et

al., 2000]. Это позволяет рассматривать Ti/Al как индикатор контролируемого климатом потока осадочного вещества в океаны и морские бассейны [Yarincik et al., 2000; Challands et al., 2009].

Для реконструкции палеоклиматических обстановок были также проанализированы значения индекса химического выветривания (Chemical Index of Alteration, $\text{CIA} = 100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$), отражающего особенности протекания процессов выветривания на палеоводосборах. Согласно данным

² CaO^* – содержание оксида кальция в силикокластической матрице породы.

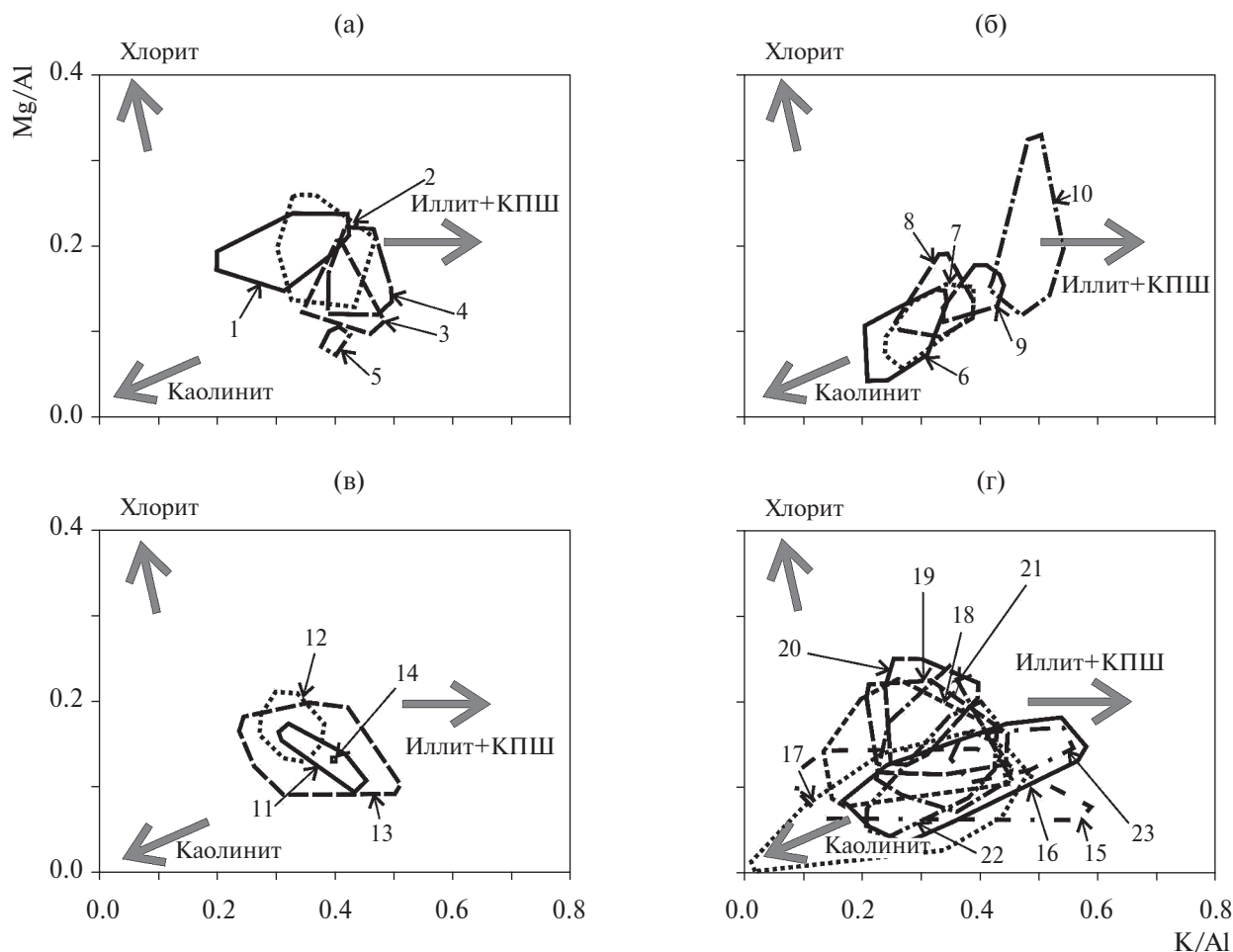


Рис. 3. Положение полей состава глинистых пород верхнего венда и пограничных венд–кембрийских отложений Юго-Восточного Беломорья (а), юга Балтийской моноклинали (б), западного склона Среднего Урала (в) и Подольского Приднестровья (г) на диаграмме K/Al – Mg/Al . Номера полей соответствуют свитам (см. рис. 2).

[Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995], значения $CIA = 60–70$ в глинистых породах соответствуют слабому химическому (т.е. преимущественно физическому) выветриванию в областях сноса. Величины $CIA = 70–85$ указывают на умеренное химическое выветривание, а значения $CIA > 85$ свидетельствуют об интенсивном химическом выветривании, приводившем к формированию каолиновых и аллитовых профилей, а также Fe–Al остаточных кор выветривания.

Для оценки окислительно-восстановительных характеристик придонных вод использовались коэффициенты V/Al , V/Cr и Mo/Mn [Холодов, Недумов, 1991; Jones, Manning, 1994; Hatch, Leventhal, 1997; Rimmer, 2004]. Величина V/Al , рассчитанная по средним содержаниям элементов в глинистых породах составляет ~ 14.8 [Wedepol, 1971, 1991], следовательно, более высокие ее значения позволяют предполагать поглощение V осадками в диокисных или анокисческих об-

становках. Значения V/Cr в осадках диокисных обстановок – от 2.0 до 4.3, а в анокисческих – превышают 4.3. Отношение Mo/Mn (т.н. коэффициент стагнации) при величине более 0.001 указывает на восстановительные обстановки в придонном слое воды, а его значения менее 0.001 дают основание предполагать окислительные обстановки в бассейне [Холодов, Недумов, 1991; Гаврилов и др., 2002].

Отнесение осадков к категориям “содержащих” и “не содержащих” примесь эксгалационных компонентов основывается на анализе значений титанового [Страхов, 1976] и алюминиевого [Bostrom, 1973]) модулей³. В осадках, содержащих эксгалационные компоненты, значения указанных модулей $(Fe + Mn)/Ti > 25$ и $Al/(Al + Fe + Mn) < 0.4$, соответственно.

³ Титановый модуль рассчитывается по формуле $(Fe + Mn)/Ti$, алюминиевый – по формуле $Al/(Al + Fe + Mn)$.

Первичная продуктивность в приповерхностном слое Мирового океана играет важную роль в круговороте углерода, в том числе — переносе его из атмосферы в осадочные бассейны. Экспорт первичной продукции из фотической зоны является сложным процессом, однако процессы флокуляции и осаждения органического вещества (ОВ) в значительной степени регулируются структурой сообществ фито- и зоопланктона; кроме того, часть первичной продукции расходуется в толще воды на процессы дыхания [Michaels, Silver, 1988; Boyd, Newton, 1995, 1999; Lampitt, Antia, 1997; Stoll et al., 2007; Ziveri et al., 2007]. Литогеохимические характеристики осадочных пород позволяют оценить вклад терригенной обломочной компоненты (основные элементы — Al, Ti, Zr, Th и, в меньшей степени, Cr), а также аутигенной (элементы-индикаторы — Mo, V, U и др.) и биогенной фракций (основные элементы-индикаторы — C, P, Ba, Ni, Zn, Cd и Cu) [Brumsack, 2006; Tribovillard et al., 2006 и др.]. Высокая биопродуктивность, как правило, предполагается для морских палеобассейнов, осадки которых были обогащены ОВ [Gupta, Kawahata, 2006; Planavsky et al., 2010; Plewa et al., 2012; Yeasmin et al., 2017]. Морское органическое вещество, помимо углерода, азота и фосфора, содержит K, Mg, Ca, Sr, Fe, Zn, Cu, Co, Cd, Mo и другие микроэлементы [Lenton, Watson, 2000; Algeo, Ingall, 2007; Och, 2011]. Большая часть последних относится к ключевым нутриентам и поступает в осадки преимущественно с металлоорганическими комплексами, что, вероятно, отражает их биоаккумуляцию морским планктоном [Brumsack, 2006; Och, 2011].

Поскольку захороненное в осадках ОВ подвергается постседиментационным преобразованиям, реконструкции палеобиопродуктивности, основанные исключительно на литогеохимических индикаторах, имеют свои ограничения [Averyt, Paytan, 2004; Anderson, Winckler, 2005]. В случае венда сложно использовать также и принцип актуализма, так как производство и экспорт первичной продукции в то время, когда фито- и зоопланктон еще не сформировались, могли сильно отличаться от современных процессов [Lenton et al., 2014; Lenton, Daines, 2017; Shields, 2016; Butterfield, 2018; Muscente et al., 2018].

К хорошо известным индикаторам палеобиопродуктивности относятся концентрации Ba и P, которые, в то же время, в осадках и осадочных породах не всегда можно оценивать как “первичные” [Dymond et al., 1992; Torres et al.,

1996; McManus et al., 1998; Tribovillard et al., 2006 и др.]. Фосфор играет фундаментальную роль во многих метаболических процессах, будучи составной частью ДНК и РНК, многих энзимов, липидов и др. Среднее содержание фосфора в земной коре ~0.01%, но в большинстве морских осадков и осадочных пород — несколько выше [Mackenzie et al., 1993; Trappe, 1998]. Количество P в осадочных породах тесно связано с количеством захороненного в них ОВ и, следовательно, может рассматриваться как функция продуктивности палеобассейна, однако использование P как индикатора палеобиопродуктивности имеет ряд ограничений [Jarvis et al., 1994; Kidder et al., 2003; Piper, Perkins, 2004; Tribovillard et al., 2006]. При определенных условиях, даже существенно повышенное содержание P в породах не обязательно является свидетельством высокой палеобиопродуктивности, так как присутствие P_{org} в осадочных породах очень сильно зависит от окислительно-восстановительных характеристик седиментационной системы в целом [Tribovillard et al., 2006]. Фосфор в водных системах тесно связан также с Fe [Planavsky et al., 2010], и некоторые исследователи полагают, что концентрация железа в водной массе может быть фактором, лимитирующим первичную продуктивность и темпы поступления ОВ в осадки [Mills et al., 2004].

Такие элементы, как Ni, Cu, Zn и Cd попадают в осадки, в основном, вместе с органическим веществом — в виде комплексных металлоорганических соединений, и после деструкции ОВ тесно ассоциируют с пиритом [Algeo, Maynard, 2004; Tribovillard et al., 2006]. Следовательно, концентрации этих элементов также могут рассматриваться как маркеры/индикаторы массы ОВ, поступившей в осадок, и, соответственно, палеобиопродуктивности. Комплексообразование Ni с ОВ ускоряет его переход из водной массы в осадок [Piper, Perkins, 2004; Naimo et al., 2005]. При деградации органического вещества Ni поступает в поровые воды и может быть выведен из осадка. Напротив, в процессах сульфатредукции Ni инкорпорируется в пирит [Huerta-Diaz, Morse, 1990, 1992; Morse, Luther, 1999] или сохраняется в осадках в виде Ni-порфиринов [Grosjean et al., 2004].

Осаждению меди, важного для жизнедеятельности фитопланктона микроэлемента [Sunda et al., 1981], способствует как образование комплексных соединений с ОВ, так и адсорбция Fe—Mn-оксигидроксидами [Sun, Püttmann, 2000; Naimo et al., 2005]. При распаде

ОВ и растворении Fe—Mn-оксигидроксидов Cu поступает в поровые воды. В восстановительных условиях диагенеза и при высокой интенсивности бактериальной сульфат-редукции, Cu восстанавливается до Cu^+ и может войти в состав пирита или образовать собственные минеральные фазы [Huerta-Diaz, Morse, 1990, 1992; Morse, Luther, 1999]. При медленном осадконакоплении, Cu иногда фиксируется в аутигенном нонтроните или других смектитах [Pedersen et al., 1986; Tribovillard et al., 2006]. Таким образом, концентрации Cu в древних осадках также могут быть использованы в качестве индикатора палеобиопродуктивности [Shaw et al., 1990; Schnetger et al., 2000].

Цинк переходит в осадок из толщи морской воды преимущественно в виде комплексных соединений с гуминовыми и фульвокислотами [Algeo, Maynard, 2004], а также благодаря сорбции Fe—Mn-оксигидроксидами [Fernex et al., 1992]. Распад ОВ в диагенезе приводит к высвобождению Zn из металлоорганических комплексов и накоплению его в поровых флюидах. В восстановительных обстановках, особенно в зоне сульфат-редукции, Zn может быть инкорпорирован в пирит или, в более редких случаях, образовать собственные сульфиды [Morse, Luther, 1999; Tribovillard et al., 2006 и др.].

С учетом приведенных сведений можно прийти к выводу о том, что высокие содержания Ni, Cu и Zn в осадочных породах указывают на поступление этих элементов в осадки вместе с ОВ и на восстановительные условия диагенеза. Согласно [Tribovillard et al., 2006], Cu и Ni являются более достоверными, по сравнению с P и Ba, индикаторами биопродуктивности палеоводоемов.

Степень обогащения осадочных пород элементами-примесями, или коэффициент концентрации (Enrichment Factor, EF) а, соответственно, и продуктивность палеобассейна, можно оценить путем нормирования концентраций элементов (Э) на содержание Al ($\text{Э}_{\text{образец}}/\text{Al}_{\text{образец}}$) и сопоставления [Calvert, Pedersen, 1993; Tribovillard et al., 2006] с величинами соответствующих отношений, вычисленных для средних содержаний элементов в глинистых породах (average shale [Wedepohl, 1971, 1991]) или для среднего постархейского глинистого сланца (PAAS, [Тейлор, МакЛеннан, 1988]). В то же время и этот прием не лишен недостатков, ряд из которых обсуждается в публикации [Van der Weijden, 2002]. В настоящей работе в качестве индикаторов палеобиопродуктивности использованы

отношения P/Al , $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{Al}$, $\text{P}/\text{Fe}_2\text{O}_3^*$, а также величины коэффициентов EF, рассчитанных для Ni, Cu, Zn и P.

ВАРИАЦИИ ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИНДИКАТОРОВ СРЕДЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЯХ ВЕРХНЕГО ВЕНДА

Вариации литогеохимических индикаторов среды осадконакопления рассматриваются нами для четырех этапов эволюции биоты: I — редкин-ского (предкризисного), II — беломорского (распространение первого кризисного сообщества), III — котлинского (распространение второго кризисного сообщества) и IV — пограничного венд-кембрийского. Для сравнения, в качестве осадочных систем с высокой биопродуктивностью мы рассматривали кембрийские черносланцевые формации Бяньмачун (Bianmachong) и Нютитан (Niutitang) Южно-Китайской платформы [Yeasmin et al., 2017], а также аналогичные образования средневожского подъяруса верхней юры (разрез “Ивкино”, Костромская область) Центральной России [Гаврилов и др., 2008].

На диаграмме La/Sc—Th/Co [Cullers, 2002] поля составов глинистых пород верхнего венда и нижнего кембрия Юго-Восточного Беломорья, юга Балтийской моноклинали, западного склона Среднего Урала и Подольского Приднестровья сосредоточены в пределах значений La/Sc и Th/Co, характерных для продуктов разрушения кислых магматических пород (рис. 4). Следовательно, *субстраты*, на которых обитали бентосные сообщества, в разных частях Восточно-Европейской платформы практически не различались.

Палеоклимат. В разрезе Юго-Восточного Беломорья (скв. Тучкино 1000) статистически значимых вариаций Ti/Al не наблюдается (табл. 1, рис. 5), однако анализ особенностей изменения значений CIA в глинистых породах позволяет предполагать, что к концу венда — началу кембрия в область седиментации стал поступать более зрелый тонкозернистый силикокластический материал, что, вероятно, было связано с гумидизацией климата [Гражданкин и др., 2005]. Так, для глинистых пород этапа I среднее значение CIA — 67 ± 2 , тогда как аргиллиты этапа IV (падунское время) характеризуются величиной $\text{CIA}_{\text{среднее}} - 76 \pm 1$.

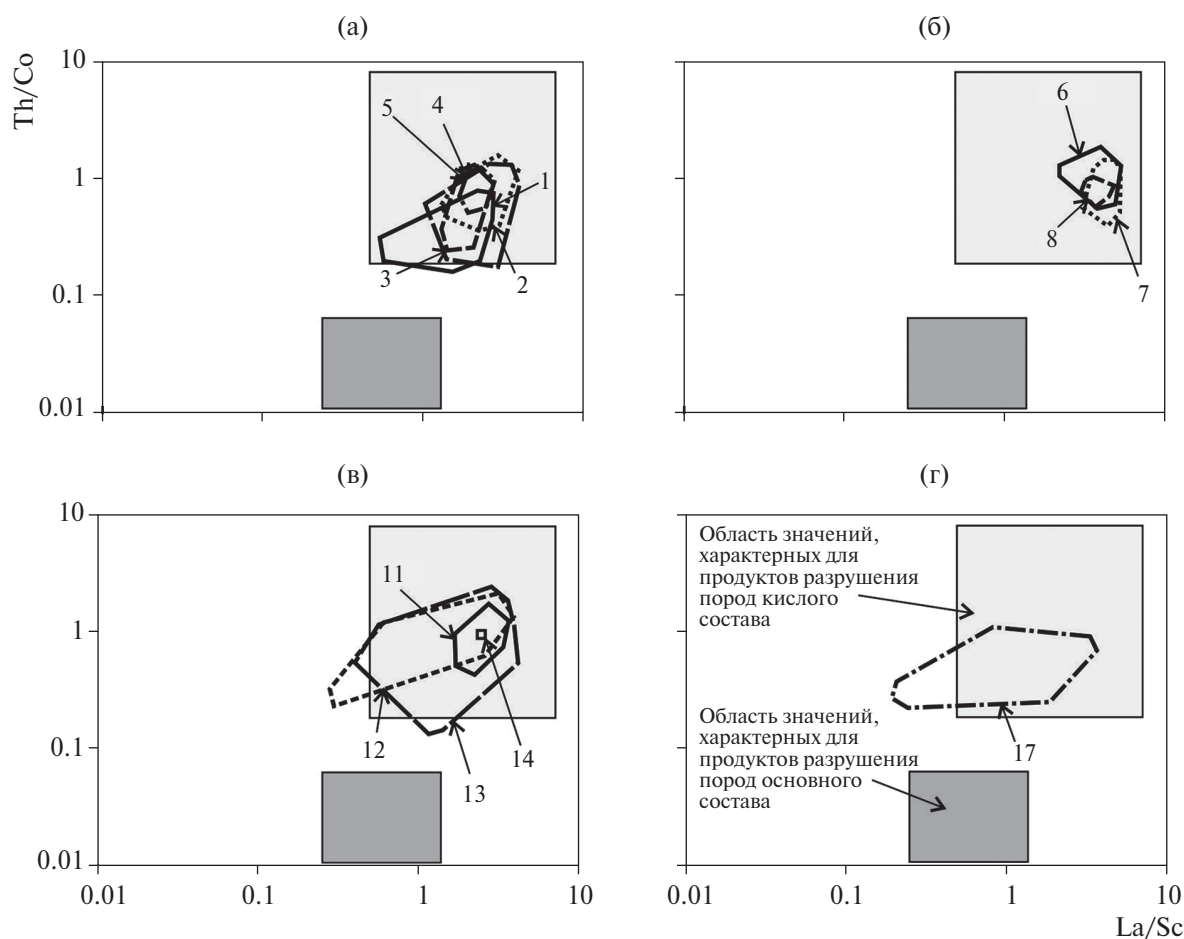


Рис. 4. Положение полей состава тонкозернистых обломочных пород верхнего венда и пограничных венд–кембрийских отложений Юго-Восточного Беломорья (а), юга Балтийской моноклинали (б), западного склона Среднего Урала (в) и Подольского Приднестровья (г) на диаграмме La/Sc–Th/Co. Номера полей соответствуют свитам (см. рис. 2).

Статистически значимые вариации средних значений Ti/Al не проявлены также и в разрезе верхнего венда – нижнего кембрия юга Балтийской моноклинали, однако при сравнении величин этого параметра в аргиллитах основания старорусской свиты и верхов сиверской свиты отмечается заметное различие: 0.047...0.054 против 0.061...0.066, что, возможно, является отражением некоторой относительной аридизации климата к началу раннего кембрия. Более отчетливо выражен тренд аридизации на юге Балтийской моноклинали, здесь изменения CIA установлены как для всей совокупности образцов (рис. 6), так и для средних значений этого параметра. Так, глинистые породы этапа I характеризуются значениями $CIA_{\text{среднее}} 82 \pm 3$, а аргиллиты ломоносовской и сиверской свит (этап IV) – 73 ± 5 (табл. 2).

В отложениях верхнего венда западного склона Среднего Урала, накопившихся на докризисном этапе и во время котлинского кризиса,

вариации средних величин Ti/Al и CIA , а также значений этих параметров в отдельных образцах не показывают каких-либо признаков климатических изменений (рис. 7). Средние значения CIA в глинистых сланцах и аргиллитах всех трех рассматриваемых этапов здесь практически одинаковы (~69, табл. 3), что указывает на поступление в область осадконакопления на протяжении всего позднего венда тонкозернистой силикокластики, умеренно преобразованной процессами выветривания на палеоводосборах.

Некоторое снижение средних величин Ti/Al в глинистых породах верхнего венда и нижнего кембрия (этап II – 0.07, этап III – 0.06, этап IV – 0.05) установлено в разрезах Подолы, однако эти изменения не выходят за рамки статистических погрешностей (табл. 4, рис. 8). Такая же картина характерна для средних значений CIA .

Редокс-характеристики придонных слоев воды.
В разрезе Юго-Восточного Беломорья (скв.

Таблица 1. Средние, минимальные и максимальные значения содержаний основных породообразующих оксидов и ряда индикаторных отношений в глинистых породах верхнего венда – нижнего кембрия Юго-Восточного Беломорья

Компоненты, индикаторные отношения	Докризисные отложения (этап I)	Отложения, связанные с временем формирования 1-го кризисного сообщества (этап II)	Отложения, связанные с временем формирования 2-го кризисного сообщества (этап III)	Посткризисные образования (этап IV)
SiO ₂	58.09 ± 3.32 50.15–60.57	60.74 ± 2.63 56.36–67.92	58.83 ± 1.07 57.52–60.45	63.43 ± 1.96
TiO ₂	1.03 ± 0.07 0.95–1.15	0.91 ± 0.05 0.77–1.06	0.93 ± 0.05 0.90–1.01	0.94 ± 0.02
Al ₂ O ₃	17.37 ± 0.89 16.17–19.18	17.11 ± 1.06 14.45–20.25	17.22 ± 0.46 16.79–17.96	16.95 ± 0.57
Fe ₂ O ₃ *	9.58 ± 2.08 8.20–14.40	8.53 ± 1.49 4.74–12.01	11.60 ± 0.96 10.32–12.46	8.99 ± 1.24
MnO	0.08 ± 0.02 0.06–0.11	0.08 ± 0.03 0.03–0.16	0.09 ± 0.02 0.07–0.10	0.05 ± 0.01
MgO	3.11 ± 0.18 2.67–3.22	2.67 ± 0.49 1.78–3.70	2.41 ± 0.23 2.05–2.65	1.45 ± 0.04
CaO	0.78 ± 0.51 0.40–1.99	0.47 ± 0.21 0.15–0.99	0.38 ± 0.04 0.34–0.45	0.18 ± 0.06
Na ₂ O	1.91 ± 0.18 1.70–2.29	1.31 ± 0.57 0.21–2.57	0.26 ± 0.08 0.20–0.38	0.15 ± 0.04
K ₂ O	3.89 ± 0.27 3.58–4.34	4.23 ± 0.54 3.51–5.18	4.68 ± 0.12 4.50–4.80	4.32 ± 0.08
P ₂ O ₅	0.15 ± 0.04 0.09–0.21	0.10 ± 0.05 0.02–0.28	0.12 ± 0.07 0.07–0.25	0.04 ± 0.02
ппп	4.42 ± 0.41 3.88–5.00	4.14 ± 0.80 2.33–5.74	4.04 ± 0.25 3.75–4.32	3.86 ± 0.25
Ti/Al	0.067 ± 0.002 0.065–0.073	0.061 ± 0.004 0.053–0.073	0.061 ± 0.003 0.059–0.067	0.062 ± 0.001
CIA	67 ± 2 63–68	69 ± 2 63–74	74 ± 1 73–74	76 ± 1
V/Cr	2.89 ± 0.75 1.62–3.57	1.64 ± 0.83 0.76–3.00	1.52 ± 0.17 1.43–1.72	1.05 ± 0.06
V/Al	14.58 ± 0.61 13.96–15.38	13.08 ± 2.36 8.86–19.64	14.65 ± 0.84 14.46–15.60	9.61 ± 0.71
Mo/Mn	0.0013 ± 0.0004 0.0010–0.0020	0.0007 ± 0.0005 0.0002–0.0020	0.0019 ± 0.0016 0.0007–0.0037	0.007 ± 0.005
(Fe+Mn)/Ti	11 ± 2 10–15	11 ± 2 6–17	15 ± 2 13–16	11 ± 1
Al/(Al+Fe+Mn)	0.58 ± 0.04 0.50–0.61	0.60 ± 0.04 0.52–0.74	0.53 ± 0.02 0.50–0.55	0.59 ± 0.03
P/Al	0.007 ± 0.001 0.005–0.009	0.005 ± 0.003 0.001–0.014	0.006 ± 0.003 0.003–0.011	0.002 ± 0.001
Fe ₂ O ₃ */Al	0.73 ± 0.13 0.62–0.99	0.66 ± 0.12 0.34–0.93	0.89 ± 0.07 0.80–0.98	0.70 ± 0.07
P/Fe ₂ O ₃ *	0.010 ± 0.003 0.005–0.013	0.007 ± 0.004 0.001–0.016	0.007 ± 0.004 0.004–0.013	0.003 ± 0.002
n	8	54	5	2

Примечание. Содержание породообразующих компонентов – масс. %. В числителе – среднее арифметическое и стандартное отклонение, в знаменателе – минимальное и максимальное значение. n – здесь и далее – число проанализированных образцов, ппп – здесь и далее – потери при прокаливании.

Таблица 2. Средние, минимальные и максимальные значения содержаний основных породообразующих оксидов и ряда индикаторных отношений в глинистых породах верхнего венда – нижнего кембрия юга Балтийской моноклинали

Компоненты, индикаторные отношения	Докризисные отложения (этап I)	Отложения, связанные с временем формирования 2-го кризисного сообщества (этап III)	Посткризисные отложения (этап IV)
SiO ₂	$\frac{52.94 \pm 5.07}{45.00-59.26}$	$\frac{56.96 \pm 5.74}{44.00-63.06}$	$\frac{60.48 \pm 2.11}{55.30-65.44}$
TiO ₂	$\frac{1.00 \pm 0.12}{0.88-1.24}$	$\frac{0.91 \pm 0.06}{0.84-1.05}$	$\frac{0.91 \pm 0.05}{0.73-0.99}$
Al ₂ O ₃	$\frac{21.25 \pm 1.84}{19.08-24.79}$	$\frac{18.87 \pm 1.54}{15.87-21.34}$	$\frac{17.92 \pm 1.23}{14.00-20.20}$
Fe ₂ O ₃ *	$\frac{8.21 \pm 2.20}{4.92-12.89}$	$\frac{8.60 \pm 3.81}{4.40-14.70}$	$\frac{7.05 \pm 0.97}{4.89-10.10}$
MnO	$\frac{0.06 \pm 0.02}{0.03-0.11}$	$\frac{0.30 \pm 0.40}{0.03-1.26}$	$\frac{0.06 \pm 0.06}{0.03-0.39}$
MgO	$\frac{1.88 \pm 0.40}{1.13-2.37}$	$\frac{1.88 \pm 0.32}{1.30-2.32}$	$\frac{2.44 \pm 0.40}{1.75-4.13}$
CaO	$\frac{0.28 \pm 0.02}{0.26-0.32}$	$\frac{0.31 \pm 0.10}{0.23-0.62}$	$\frac{0.62 \pm 0.83}{0.23-5.09}$
Na ₂ O	$\frac{0.19 \pm 0.09}{0.02-0.32}$	$\frac{0.37 \pm 0.31}{0.02-1.00}$	$\frac{0.16 \pm 0.17}{0.05-0.81}$
K ₂ O	$\frac{3.55 \pm 0.29}{3.00-3.95}$	$\frac{3.80 \pm 0.52}{2.87-4.58}$	$\frac{4.99 \pm 0.63}{3.03-5.87}$
P ₂ O ₅	$\frac{0.07 \pm 0.01}{0.05-0.08}$	$\frac{0.08 \pm 0.04}{0.05-0.18}$	$\frac{0.09 \pm 0.06}{0.03-0.43}$
ппп	$\frac{9.82 \pm 2.92}{6.50-14.00}$	$\frac{8.27 \pm 2.74}{5.49-13.89}$	$\frac{5.29 \pm 0.63}{4.19-6.76}$
Ti/Al	$\frac{0.053 \pm 0.005}{0.047-0.063}$	$\frac{0.055 \pm 0.003}{0.051-0.060}$	$\frac{0.058 \pm 0.004}{0.048-0.070}$
CIA	$\frac{82 \pm 3}{80-84}$	$\frac{80 \pm 2}{77-83}$	$\frac{73 \pm 5}{50-80}$
V/Cr	$\frac{1.68 \pm 0.45}{1.26-2.25}$	$\frac{1.45 \pm 0.06}{1.35-1.52}$	$\frac{1.63 \pm 0.21}{1.18-2.09}$
V/Al	$\frac{3.80 \pm 1.34}{2.49-5.43}$	$\frac{3.03 \pm 0.52}{2.38-3.66}$	$\frac{4.55 \pm 0.87}{3.10-6.65}$
Mo/Mn	—	—	—
(Fe+Mn)/Ti	$\frac{10 \pm 3}{5-16}$	$\frac{12 \pm 6}{6-22}$	$\frac{9 \pm 1}{7-13}$
Al/(Al+Fe+Mn)	$\frac{0.66 \pm 0.07}{0.53-0.79}$	$\frac{0.63 \pm 0.12}{0.44-0.78}$	$\frac{0.66 \pm 0.03}{0.53-0.73}$
P/Al	$\frac{0.0027 \pm 0.0004}{0.0020-0.0036}$	$\frac{0.0035 \pm 0.0018}{0.0020-0.0082}$	$\frac{0.004 \pm 0.002}{0.001-0.018}$
Fe ₂ O ₃ */Al	$\frac{0.52 \pm 0.16}{0.26-0.87}$	$\frac{0.62 \pm 0.33}{0.28-1.22}$	$\frac{0.52 \pm 0.08}{0.37-0.85}$
P/Fe ₂ O ₃ *	$\frac{0.0027 \pm 0.0004}{0.0020-0.0036}$	$\frac{0.0035 \pm 0.0018}{0.0020-0.0082}$	$\frac{0.004 \pm 0.002}{0.001-0.018}$
n	9	13	41

Примечание. Содержание породообразующих компонентов – масс. %. В числителе – среднее арифметическое и стандартное отклонение, в знаменателе – минимальное и максимальное значение. Прочерк – значения не рассчитывались.

Таблица 3. Средние, минимальные и максимальные значения содержаний основных породообразующих оксидов и ряда индикаторных отношений в глинистых породах верхнего венда западного склона Среднего Урала

Компоненты, индикаторные отношения	Докризисные отложения (этап I)	Отложения, связанные с временем формирования 1-го кризисного сообщества (этап II) ¹	Отложения, связанные с временем формирования 2-го кризисного сообщества (этап III) ²
SiO ₂	60.12±1.59 56.72–63.70	60.46±2.37 50.92–65.46	60.34±1.82 57.33–65.10
TiO ₂	0.81±0.06 0.69–0.91	0.90±0.09 0.67–1.23	0.89±0.05 0.76–0.95
Al ₂ O ₃	17.94±1.55 15.18–20.87	17.24±1.37 14.59–22.53	17.07±0.67 15.18–18.42
Fe ₂ O ₃ *	8.01±0.42 7.19–8.53	7.31±0.75 5.66–9.08	7.87±1.11 5.31–10.88
MnO	0.07±0.04 0.03–0.16	0.09±0.05 0.03–0.32	0.07±0.06 0.03–0.35
MgO	2.58±0.27 2.15–3.03	2.53±0.18 2.09–2.96	2.09±0.21 1.77–2.46
CaO	0.54±0.43 0.12–1.47	0.52±0.20 0.14–1.36	0.38±0.09 0.25–0.57
K ₂ O	3.98±0.76 2.97–5.71	4.19±0.63 2.80–6.81	4.15±0.45 3.16–4.99
Na ₂ O	1.59±0.44 0.70–2.15	1.37±0.47 0.40–2.42	1.50±0.29 0.80–2.00
P ₂ O ₅	0.18±0.11 0.10–0.55	0.18±0.06 0.11–0.66	0.16±0.05 0.08–0.35
ппп	3.96±0.27 3.50–4.30	4.72±0.73 3.30–7.30	5.25±0.74 3.30–6.70
Ti/Al	0.050±0.010 0.040–0.060	0.059±0.004 0.049–0.072	0.059±0.003 0.050–0.063
CIA	69±3 64–74	69±3 61–75	69±2 66–73
V/Cr	0.96±0.23 0.45–1.29	0.86±0.29 0.16–1.41	0.93±0.17 0.53–1.13
V/Al	13.27±1.71 10.18–17.4	13.49±1.90 9.51–19.47	12.81±1.67 8.00–16.20
Mo/Mn	0.0010±0.0012 0.0001–0.0046	0.0007±0.0006 0.0001–0.005	0.0016±0.0011 0.0003–0.0038
(Fe+Mn)/Ti	4.2±0.4 3.7–4.9	3.5±0.5 2.0–4.6	3.80±0.50 2.80–5.10
Al/(Al+Fe+Mn)	0.63±0.02 0.58–0.67	0.64±0.03 0.57–0.75	0.62±0.03 0.53–0.71
P/Al	0.009±0.005 0.004–0.024	0.008±0.002 0.005–0.025	0.008±0.002 0.004–0.017
Fe ₂ O ₃ */Al	0.59±0.06 0.49–0.71	0.56±0.08 0.33–0.73	0.61±0.09 0.40–0.90
P/Fe ₂ O ₃ *	0.02±0.01 0.01–0.04	0.02±0.01 0.01–0.07	0.013±0.004 0.007–0.028
n	14	91	29

Примечание. ¹ — вилухинская, шурышская, синемакская и коноваловская подсвиты чернокаменной свиты, ² — крутихинская и кобылоостровская подсвиты чернокаменной свиты, усть-сылвицкая свита. Содержание породообразующих компонентов — масс. %. В числителе — среднее арифметическое и стандартное отклонение, в знаменателе — минимальное и максимальное значение.

Таблица 4. Средние, минимальные и максимальные значения содержаний основных породообразующих оксидов и ряда индикаторных отношений в глинистых породах верхнего венда – нижнего кембрия Подольского Приднестровья

Компоненты, индикаторные отношения	Отложения, вмещающие кризисное сообщество 1 (этап II)	Отложения вмещающие кризисное сообщество 2 (этап III)	Посткризисные отложения (этап IV)
SiO ₂	$\frac{58.00 \pm 2.98}{51.79-64.30}$	$\frac{60.61 \pm 2.81}{54.20-66.27}$	$\frac{59.94 \pm 3.59}{46.71-65.21}$
TiO ₂	$\frac{1.18 \pm 0.39}{0.22-2.03}$	$\frac{0.90 \pm 0.20}{0.37-1.72}$	$\frac{0.80 \pm 0.18}{0.38-1.14}$
Al ₂ O ₃	$\frac{19.17 \pm 1.94}{15.16-23.71}$	$\frac{18.11 \pm 1.32}{15.39-21.27}$	$\frac{17.82 \pm 1.52}{15.49-22.23}$
Fe ₂ O ₃ *	$\frac{8.59 \pm 2.16}{4.96-12.88}$	$\frac{7.77 \pm 1.78}{4.10-13.42}$	$\frac{7.43 \pm 2.37}{5.26-18.63}$
MnO	$\frac{0.06 \pm 0.02}{0.01-0.10}$	$\frac{0.07 \pm 0.03}{0.01-0.16}$	$\frac{0.10 \pm 0.05}{0.04-0.20}$
MgO	$\frac{1.93 \pm 0.47}{0.75-2.90}$	$\frac{2.25 \pm 0.62}{0.65-3.65}$	$\frac{2.17 \pm 0.40}{1.01-2.89}$
CaO	$\frac{0.57 \pm 0.32}{0.05-1.41}$	$\frac{0.73 \pm 0.47}{0.05-3.05}$	$\frac{0.71 \pm 0.50}{0.08-2.68}$
Na ₂ O	$\frac{0.95 \pm 0.45}{0.36-2.25}$	$\frac{1.08 \pm 0.52}{0.05-2.82}$	$\frac{0.82 \pm 0.27}{0.15-1.24}$
K ₂ O	$\frac{4.95 \pm 0.96}{3.37-6.60}$	$\frac{3.55 \pm 0.76}{1.56-5.30}$	$\frac{4.36 \pm 0.53}{2.52-5.61}$
P ₂ O ₅	$\frac{0.12 \pm 0.12}{0.02-0.59}$	$\frac{0.17 \pm 0.26}{0.02-2.00}$	$\frac{0.15 \pm 0.10}{0.01-0.46}$
ппп	$\frac{4.89 \pm 1.09}{1.18-6.55}$	$\frac{5.07 \pm 0.97}{2.42-7.33}$	$\frac{5.78 \pm 1.85}{3.36-13.19}$
Ti/Al	$\frac{0.07 \pm 0.02}{0.01-0.12}$	$\frac{0.06 \pm 0.01}{0.02-0.11}$	$\frac{0.05 \pm 0.01}{0.02-0.07}$
CIA	$\frac{71 \pm 4}{62-79}$	$\frac{73 \pm 4}{61-82}$	$\frac{71 \pm 4}{57-80}$
V/Cr	$\frac{2.02 \pm 1.12}{0.67-6.00}$	$\frac{2.05 \pm 1.00}{0.67-5.00}$	$\frac{2.12 \pm 2.69}{0.75-13.33}$
V/Al	$\frac{12.49 \pm 6.11}{2.05-27.80}$	$\frac{12.12 \pm 5.90}{1.67-27.12}$	$\frac{17.47 \pm 16.23}{5.86-84.34}$
Mo/Mn	—	—	—
(Fe+Mn)/Ti	$\frac{10 \pm 5}{6-33}$	$\frac{11 \pm 4}{4-22}$	$\frac{12 \pm 5}{7-31}$
Al/(Al+Fe+Mn)	$\frac{0.63 \pm 0.07}{0.48-0.76}$	$\frac{0.64 \pm 0.05}{0.49-0.75}$	$\frac{0.64 \pm 0.05}{0.41-0.70}$
P/Al	$\frac{0.005 \pm 0.005}{0.001-0.025}$	$\frac{0.008 \pm 0.012}{0.001-0.096}$	$\frac{0.007 \pm 0.005}{0.0004-0.0211}$
Fe ₂ O ₃ */Al	$\frac{0.60 \pm 0.18}{0.31-1.06}$	$\frac{0.57 \pm 0.14}{0.32-1.03}$	$\frac{0.55 \pm 0.18}{0.42-1.43}$
P/Fe ₂ O ₃ *	$\frac{0.008 \pm 0.008}{0.001-0.041}$	$\frac{0.014 \pm 0.02}{0.002-0.162}$	$\frac{0.013 \pm 0.010}{0.001-0.042}$
n	72	120	27

Примечание. Содержание породообразующих компонентов – масс. %. В числителе – среднее арифметическое и стандартное отклонение, в знаменателе – минимальное и максимальное значение. Прочерк – значения не рассчитывались.

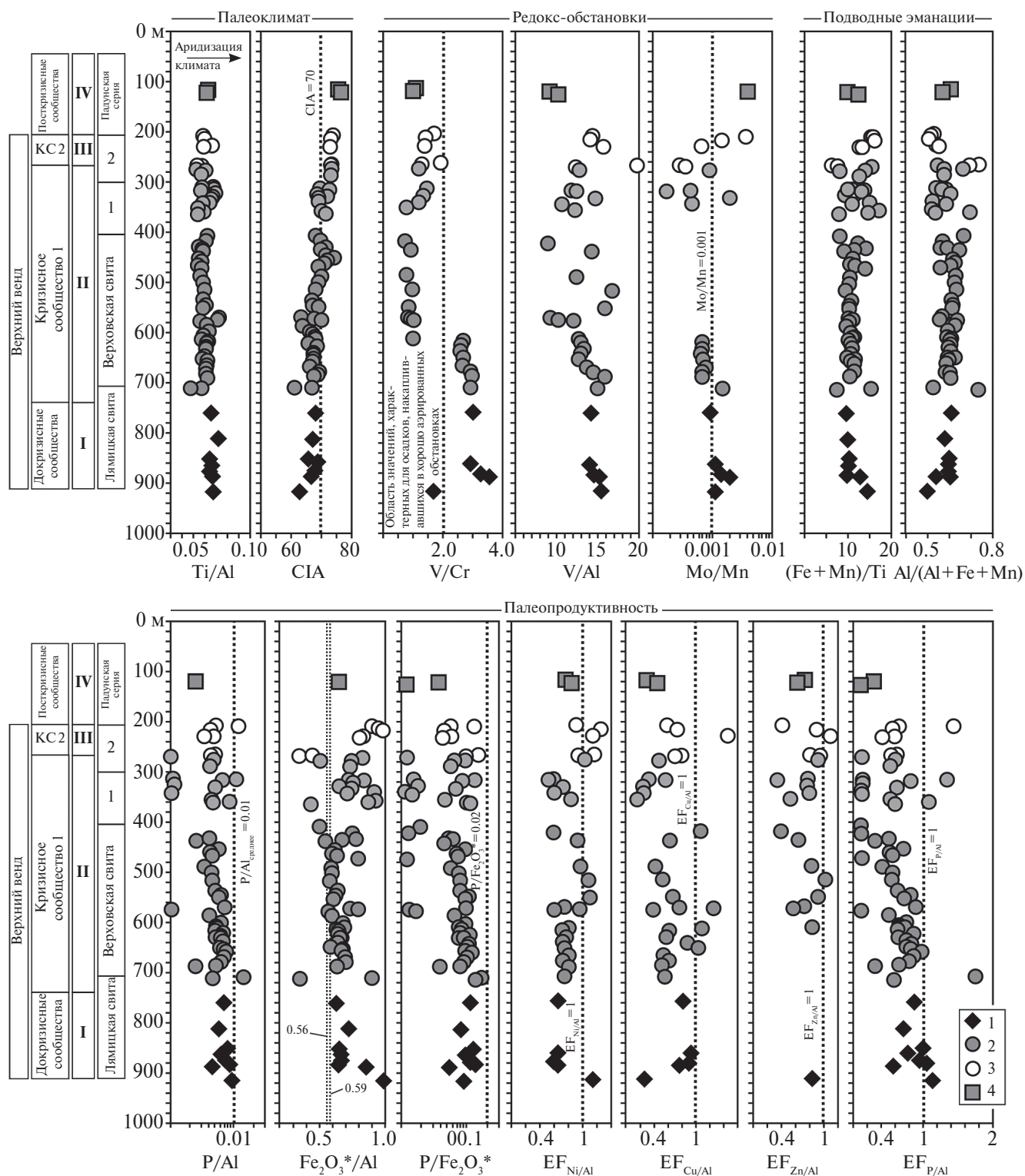


Рис. 5. Вариации значений геохимических индикаторов палеоклимата, окислительно-восстановительных обстановок, влияния процессов подводного вулканизма на осадконакопление и палеобиопродуктивности в сводном разрезе верхнего венда и пограничных венд-кембрийских отложений Юго-Восточного Беломорья.

Цифрами в колонках слева показаны: 1 – зимнегорская свита; 2 – ергинская свита; КС 2 – второе кризисное сообщество.

I–IV – тонкозернистые обломочные породы различных этапов развития седиментационного бассейна/области (I – редкинский, II – беломорский, III – котлинский, IV – пограничный венд-кембрийский).

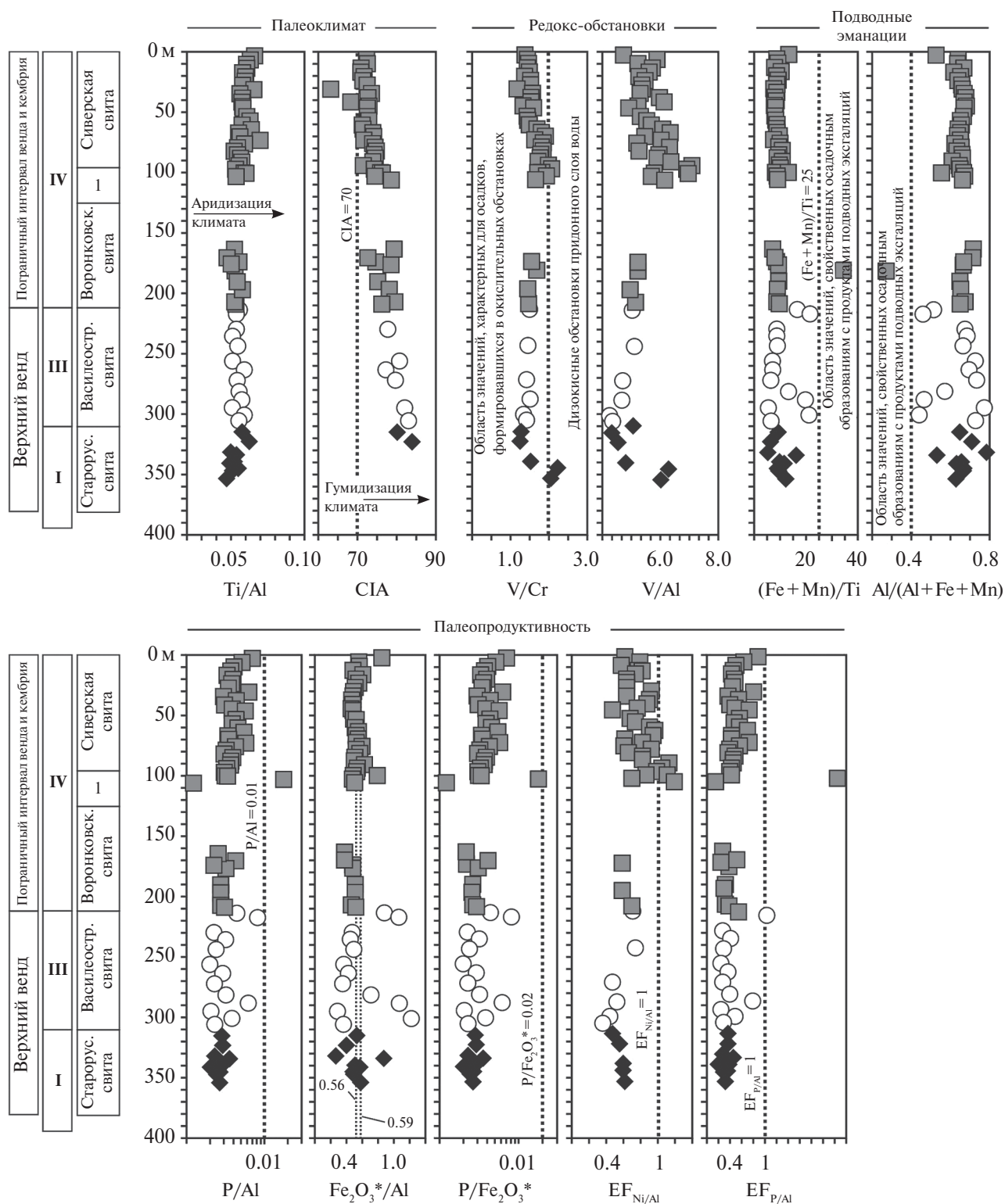


Рис. 6. Вариации значений геохимических индикаторов палеоклимата, окислительно-восстановительных обстановок, влияния процессов подводного вулканизма на осадконакопление и палеобиопродуктивности в сводном разрезе верхнего венда и пограничных венд-кембрийских отложений юга Балтийской моноклинали.

Цифрами в колонках слева показаны: 1 — ломоносовская свита.

Остальные условные обозначения см. рис. 5.

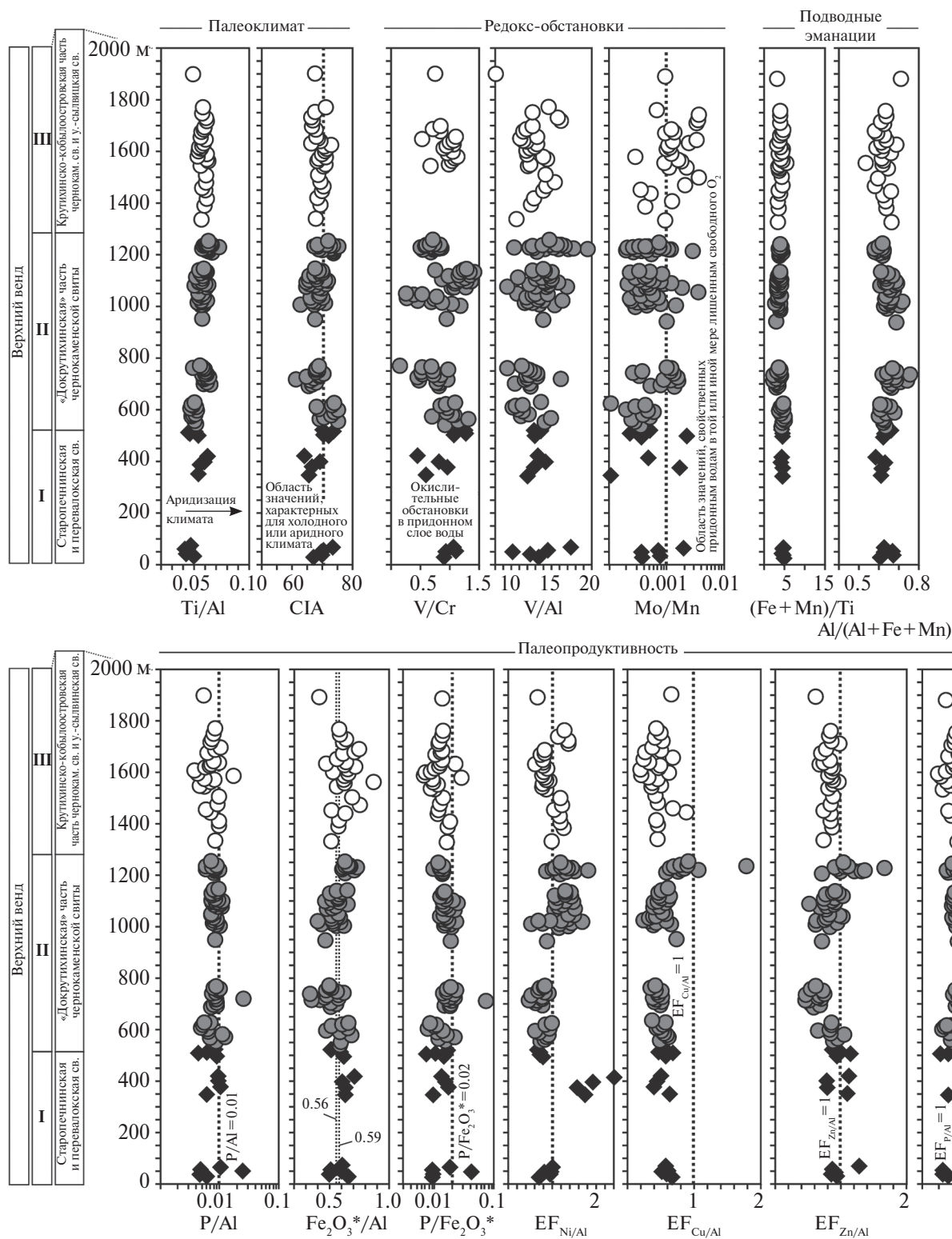


Рис. 7. Вариации значений геохимических индикаторов палеоклимата, окислительно-восстановительных обстановок, влияния процессов подводного вулканизма на осадконакопление и палеобиопродуктивности в разрезе верхнего венда западного склона Среднего Урала.

Условные обозначения см. рис. 5.

Тучкино 1000) значения V/Cr в аргиллитах лямбда-и нижней части верховской свиты превышают пороговую величину 2.0, разделяющую отложения хорошо аэрируемых и дизокисных обстановок (см. рис. 5). Для аргиллитов верхней части верховской и всей ергинской свиты, а также падунской серии характерны величины $V/Cr < 2.0$, что, напротив, предполагает накопление исходных осадков в условиях достаточного насыщения придонных вод кислородом [Jones, Manning, 1994]. Средние значения V/Cr в аргиллитах проявляют отчетливую тенденцию к снижению при движении снизу вверх по разрезу (этап I — 2.89 ± 0.75 , этапа II — 1.64 ± 0.83 , этапы III и IV — 1.52 ± 0.17 и 1.05 ± 0.06 , соответственно).

Значения V/Al в аргиллитах всех четырех этапов ниже, чем в нижнекембрийских черных сланцах формаций Бяньмачун (23 ± 7) и Нютитан (~ 164) (рассчитано по данным из работы [Yeasmin et al., 2017]), и являются сопоставимыми с величиной V/Al , рассчитанной по средним содержаниям в глинистых породах [Wedepohl, 1971, 1991] или более низкими.

Вариации коэффициента Mo/Mn в отложениях разреза скв. Тучкино 1000 более сложные. Значения $Mo/Mn > 0.001$, свидетельствующие о стагнации придонных вод в палеобассейне, установлены только в глинистых породах самой нижней части верховской свиты, тогда как в основном для глинистых пород нижней трети разреза этой свиты характерны значения $Mo/Mn < 0.001$. Значения Mo/Mn в аргиллитах ергинской свиты (этап III) могут быть как больше, так и меньше 0.001. Аргиллиты падунской серии характеризуются значениями $Mo/Mn \gg 0.001$, что позволяет предполагать осадконакопление в условиях дефицита кислорода в придонных водах, но противоречит выводам, полученным при анализе вариаций V/Cr в аргиллитах этой серии.

Аргиллиты юга Балтийской моноклинали в подавляющем большинстве случаев характеризуются значениями $V/Cr < 2.0$, что указывает на нормальную аэрацию придонных вод в палеобассейне (см. рис. 6). О том же свидетельствуют вариации средней величины V/Cr в аргиллитах: (этап I — 1.68 ± 0.45 , этап III — 1.45 ± 0.06 , этап IV — 1.63 ± 0.21). Значения V/Al в аргиллитах этапов I, III и IV существенно ниже, чем в нижнекембрийских черных сланцах формаций Бяньмачун и Нютитан, а также в “среднем глинистом сланце” [Wedepohl, 1971, 1991].

Во всех образцах глинистых сланцев и аргиллитов верхнего венда Среднего Урала величина $V/Cr < 2.0$. Значения $V/Cr_{\text{среднее}}$ в аргиллитах этапа I — 0.96 ± 0.23 , этапа II — 0.86 ± 0.29 , этапа III — 0.93 ± 0.17 , что позволяет предполагать накопление исходных осадков в хорошо аэрируемом бассейне. На это обстоятельство также указывают средние величины Mo/Mn^4 в аргиллитах (этап I — 0.0010, этап II — 0.0007, этап III — 0.0016). Значения коэффициента V/Al в глинистых сланцах и аргиллитах, накопившихся на разных этапах эволюции среднеуральского бассейна, ниже, чем в черных сланцах формаций Бяньмачун и Нютитан, для которых предполагается накопление осадков в обстановках с высокой биопродуктивностью (см. рис. 7), и, по-видимому, восстановительными условиями в придонных слоях воды. В то же время они вполне сопоставимы со значением V/Al (14.8) в “среднем глинистом сланце” [Wedepohl, 1971, 1991].

Заметно иное распределение значений V/Cr наблюдается в разрезах верхнего венда и пограничных венд-кембрийских отложений Подольского Приднестровья (см. рис. 8): примерно для половины образцов характерны $V/Cr < 2.0$, тогда как для другой половины — $V/Cr > 2.0$. Средние значения V/Cr в аргиллитах (этап II — 2.02 ± 1.12 , этап III — 2.05 ± 1.00 и этап IV — 2.12 ± 2.69), вероятно, указывают на неустойчивое положение редокс-границы и частую смену окислительных и дизокисных обстановок. В некоторых образцах аргиллитов этапов II–IV величины V/Al попадают в промежуточный интервал значений, лежащий между средними величинами данного параметра в черных сланцах формаций Бяньмачун и Нютитан. Это позволяет думать, что накопление некоторых, относительно небольших, интервалов осадочной последовательности происходило в обстановках, близких к дизокисным. Интересно отметить, что преимущественно сероцветные аргиллиты калюсских слоев нагорянской свиты характеризуются значениями V/Al , варьирующими от ~ 2 до 24, что нетипично для осадков, формировавшихся в бассейнах с застойными или близкими к ним обстановками. Этот вывод подтверждается и средним значением Mo/Mn — 0.005 ± 0.003 , на фоне существенного разброса минимальных и максимальных значений (0.0008 – 0.011).

⁴ Здесь, конечно, можно предполагать появление на этапе III и дизокисных обстановок в придонных слоях воды, но относительно низкие величины Mo/Mn в ряде образцов аргиллитов верхней части чернокаменской свиты указывают на их непостоянство.

Подводные эксгаляции. Глинистые породы верхнего венда и нижнего кембрия Юго-Восточного Беломорья характеризуются значениями модулей $(\text{Fe} + \text{Mn})/\text{Ti}$ и $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$, указывающими на отсутствие в палеобассейне процессов подводного вулканизма во время их накопления (см. табл. 1). Такие же значения установлены нами в тонкозернистых обломочных породах этапов I, III и IV юга Балтийской моноклинали (см. рис. 6, табл. 2).

В глинистых сланцах Среднего Урала определены средние значения модуля Страхова $(\text{Fe} + \text{Mn})/\text{Ti}$: этап I — 4.2, этап II — 3.5, этап III — 3.8 (см. табл. 3). Значения модуля Бострёма $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ в глинистых породах: этап I — 0.63 ± 0.02 , этап II — 0.64 ± 0.03 , этап III — 0.62 ± 0.03 . Приведенные данные показывают, что в поздневендском бассейне, располагавшемся в области сочленения Восточно-Европейской платформы и современного западного склона Среднего Урала, отсутствовали какие-либо проявления подводного вулканизма.

В глинистых породах верхнего венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья (осадки этапов II, III и IV) установлены более высокие средние величины модуля Страхова (10–12), а модуля Бострёма (0.63–0.64) — близкие среднеуральским (см. табл. 4), что также не позволяет предполагать существенной доли продуктов подводного вулканизма в составе осадков указанного временного интервала.

Палеобиопродуктивность. В подавляющем большинстве аргиллитов Юго-Восточного Беломорья значения коэффициента $\text{P}/\text{Al} \ll 0.01$. Значения P/Al среднее в осадках этапа I — 0.007, этапа II — 0.005, этапа III — 0.006, этапа IV — 0.002, тогда как величины P/Al в черных сланцах формации Нютитан варьируют от 0.002 до 0.14, а формации Бяньмачун — 0.003 до 0.10. Данный параметр, так же как и параметры $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{Al}$ и $\text{P}/\text{Fe}_2\text{O}_3^*$, рассчитаны по содержаниям элементов, пересчитанным из содержаний соответствующих пороодообразующих оксидов.

Величины $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{Al}$ в большинстве образцов беломорских аргиллитов, напротив, выше средних значений этого отношения в черных сланцах формаций Нютитан (0.59) и Бяньмачун (0.56). Например, для аргиллитов этапа I — $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{Al}$ варьирует от 0.62 до 0.99 при среднем значении 0.73, а для аргиллитов этапа III (время существования второго кризисного сообщества) — от 0.80 до 0.98 при средней величине 0.89 (см. табл. 1).

Наконец, среднее значение $\text{P}/\text{Fe}_2\text{O}_3^*$ в черных сланцах формаций Нютитан и Бяньмачун ~ 0.02 . Однако в аргиллитах Юго-Восточного Беломорья, слагающих интервал распространения докризисных сообществ макроорганизмов, среднее значение $\text{P}/\text{Fe}_2\text{O}_3^* = 0.010 \pm 0.003$, в аргиллитах, соответствующих этапу II — 0.007 ± 0.004 , т. е. несколько ниже и продолжает постепенно снижаться при движении вверх по разрезу (аргиллиты этапа III — 0.007, аргиллиты этапа IV — 0.003).

Таким образом, все приведенные выше данные свидетельствуют о том, что биопродуктивность бассейна, располагавшегося в позднем венде и раннем кембрии на территории современного Юго-Восточного Беломорья, была в целом достаточно низкой.

Рассчитанные нами средние значения $\text{EF}_{\text{Ni}/\text{Al}}$, $\text{EF}_{\text{Cu}/\text{Al}}$, $\text{EF}_{\text{Zn}/\text{Al}}$ и $\text{EF}_{\text{P}/\text{Al}}$ для глинистых пород всех четырех этапов развития верхневендско-нижнекембрийского осадочного бассейна Юго-Восточного Беломорья (табл. 5), за редким исключением, не превышают 1, что подтверждает вывод о его низкой биопродуктивности.

Богатые ОВ (до 27% $\text{C}_{\text{орг}}$) верхнеюрские черные сланцы Центральной России характеризуются заметно более высокими величинами EF . Так средняя величина $\text{EF}_{\text{Ni}/\text{Al}}$ в них — 4.71 ± 2.79 (min — 2.22, max — 14.21), а $\text{EF}_{\text{P}/\text{Al}}$ — 3.08 ± 1.88 (min 0.73 и max 7.01). Наиболее отчетливо выраженной положительной корреляцией с $\text{C}_{\text{орг}}$ ($r = 0.87$) характеризуется Cu/Al , тогда как между Ni/Al и $\text{C}_{\text{орг}}$ подобная связь существенно слабее ($r = 0.21$).

В нижнекембрийских черных сланцах формации Бяньмачун (от 0.87 до 4.33% $\text{C}_{\text{орг}}$) существенно более низкие значения $\text{EF}_{\text{Ni}/\text{Al}}$ — 0.84–1.74, корреляция между $\text{EF}_{\text{Ni}/\text{Al}}$ и $\text{C}_{\text{орг}}$ — умеренная положительная ($r = 0.48$). Значения $\text{EF}_{\text{P}/\text{Al}}$ варьируют от 0.42 до 13.03 (среднее — 1.29), корреляции между $\text{EF}_{\text{P}/\text{Al}}$ и $\text{C}_{\text{орг}}$ здесь не наблюдается. Средняя величина $\text{EF}_{\text{Ni}/\text{Al}}$ в черных сланцах формации Нютитан — 5.13 (max 17.54), корреляция с $\text{C}_{\text{орг}}$ — умеренная положительная ($r = 0.68$).

Сходные данные, свидетельствующие о невысокой палеобиопродуктивности в пределах области осадконакопления, получены для позднего венда и раннего кембрия юга Балтийской моноклинали. Значения P/Al и $\text{P}/\text{Fe}_2\text{O}_3^*$ как в среднем, так и в отдельных образцах отложений этапов I, III и IV существенно ниже значений, установленных в черных сланцах формаций Нютитан и Бяньмачун (см. рис. 6, табл. 2). Значения $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{Al}$ в них, напротив, вполне сопоставимы. Сравнение средних величин P/Al в аргиллитах

Таблица 5. Средние значения коэффициентов концентрации для Ni, Cu, Zn и P в глинистых породах различных этапов развития областей осадконакопления

Коэффициенты концентрации	Этапы развития областей осадконакопления			
	I	II	III	IV
	Юго-Восточное Беломорье			
$EF_{Ni/Al}$	0.73 ± 0.23	0.80 ± 0.17	1.10 ± 0.18	0.80 ± 0.05
$EF_{Cu/Al}$	0.75 ± 0.27	0.63 ± 0.27	0.94 ± 0.46	0.39 ± 0.10
$EF_{Zn/Al}$	0.85	0.74 ± 0.19	0.82 ± 0.36	0.70 ± 0.06
$EF_{P/Al}$	0.89 ± 0.18	0.59 ± 0.32	0.74 ± 0.40	0.22 ± 0.14
Юг Балтийской моноклинали				
$EF_{Ni/Al}$	0.56 ± 0.06	-	0.54 ± 0.14	0.79 ± 0.18
$EF_{P/Al}$	0.34 ± 0.05	-	0.44 ± 0.23	0.52 ± 0.31
Западный склон Среднего Урала				
$EF_{Ni/Al}$	1.14 ± 0.57	1.07 ± 0.28	0.93 ± 0.22	-
$EF_{Cu/Al}$	0.54 ± 0.09	0.55 ± 0.21	0.43 ± 0.16	-
$EF_{Zn/Al}$	0.97 ± 0.15	0.86 ± 0.19	0.83 ± 0.08	-
$EF_{P/Al}$	1.09 ± 0.65	1.06 ± 0.27	0.95 ± 0.31	-
Подольское Приднестровье				
$EF_{Ni/Al}$	-	0.75 ± 0.44	0.67 ± 0.36	0.83 ± 0.50
$EF_{P/Al}$	-	0.62 ± 0.69	0.84 ± 1.30	0.88 ± 0.61

Примечание. Прочерк — значения не рассчитывались.

этапа I (времени существования докризисных сообществ) и этапа III (времени существования второго кризисного сообщества) показывает, что они, с учетом погрешностей, статистически сопоставимы (0.0027 ± 0.0004 и 0.0035 ± 0.0018 , соответственно), тогда как в аргиллитах этапа IV средняя величина P/Al несколько выше (0.0040 ± 0.0020). Эти данные позволяют сделать вывод о том, что отсутствие значимых вариаций биопродуктивности поздневендского бассейна, существовавшего на юге Балтийской моноклинали, не оказывало влияния на формирование сообществ макроорганизмов на разных этапах его истории.

При оценке корреляционных связей различных индикаторов палеобиопродуктивности в черных сланцах формации Нютитан, можно видеть, что наиболее явно выраженной ($r = 0.99$) является положительная корреляция величин P/Al и $P/Fe_2O_3^*$. Подобная ситуация характерна также для черных сланцев формации Бяньмачун. По данным, приведенным в работе [Гаврилов и др., 2008], мы рассчитали значения коэффициентов корреляции величин P/Al и $Fe_2O_3^*/Al$, P/Al и $P/Fe_2O_3^*$, а также P/Al и $P/Fe_2O_3^*$ для углеродистых отложений северо-западной части позд-

неюрского бассейна Русской плиты. В результате установлено, что первая пара параметров характеризуется умеренно выраженной положительной связью ($r = 0.45$), во второй паре — корреляция очень слабая ($r = 0.13$), в третьей — весьма сильная ($r = 0.90$). Таким образом, при сопоставлении значений приведенных выше коэффициентов, или индикаторов палеобиопродуктивности, которые были установлены в отложениях верхнего венда и нижнего кембрия разных регионов Восточно-Европейской платформы, со значениями таких же коэффициентов в отложениях палеобассейнов с высокой продуктивностью, наиболее достоверными являются два показателя — P/Al и $P/Fe_2O_3^*$.

Средние значения $EF_{Ni/Al}$ и $EF_{P/Al}$ в глинистых породах позднего венда и раннего кембрия юга Балтийской моноклинали не превышают 1 (см. табл. 5), что свидетельствует о низкой биопродуктивности палеобассейна. В то же время, при движении снизу вверх по разрезу величины указанных параметров постепенно растут, при этом, с учетом погрешностей расчета, средняя величина $EF_{Ni/Al}$ в отложениях этапа I несколько отличается от средней величины этого параметра в отложениях этапа IV.

Значения P/Al , $Fe_2O_3^*/Al$ и $P/Fe_2O_3^*$, рассчитанные для “докризисных” и “кризисных” глинистых сланцев западного склона Среднего Урала, являются более низкими по сравнению со средними значениями этих параметров в черных сланцах Южного Китая (см. рис. 7), однако более высокими, чем в черных сланцах других регионов Восточно-Европейской платформы. Это позволяет предполагать более высокую палеобиопродуктивность в среднеуральском поздневендском бассейне по сравнению с одновозрастными бассейнами, существовавшими на севере и юго-западе Восточно-Европейской платформы, однако, по-видимому, и эти различия не оказали значительного влияния на эволюцию структуры сообществ мягкотелых макроорганизмов.

Средние значения $EF_{Ni/Al}$ и $EF_{P/Al}$ в глинистых породах сыльвицкой серии Среднего Урала всех трех этапов близки 1, тогда как средние величины $EF_{Cu/Al}$ и $EF_{Zn/Al}$ — менее 1, и показывают тенденцию к постепенному снижению при переходе от этапа I к этапу III (см. табл. 5). При этом, с учетом погрешностей расчета, значения всех четырех коэффициентов — индикаторов биопродуктивности, в отложениях верхнего венда являются статистически близкими. В некоторых аргиллитах верхней части коноваловской подсвиты чернокаменской свиты значения $EF_{Cu/Al}$ и $EF_{Zn/Al}$ иногда возрастают до 1.7–1.8, но общей картины это не меняет.

Подавляющая часть аргиллитов верхнего венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья характеризуется величинами $P/Al < 0.01$; разброс значений этого параметра в аргиллитах этапа II — 0.001–0.025 (среднее 0.005). Примерно такие же средние значения P/Al характерны для глинистых пород этапа III (0.008 ± 0.012) и этапа IV (0.007 ± 0.005). Статистически достоверных изменений $Fe_2O_3^*/Al$ и $P/Fe_2O_3^*$ в разрезах верхнего венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья также не выявлено (см. рис. 8). Вместе с тем, можно отметить, что средние значения $Fe_2O_3^*/Al$ при движении вверх по разрезу снижаются, тогда как $P/Fe_2O_3^*$ — напротив, растут (см. табл. 4). Более половины исследованных образцов, отобранных из глинистых сланцев венда — нижнего кембрия Подольского Приднестровья, характеризуются более высокими величинами $Fe_2O_3^*/Al$ по сравнению со средней величиной этого параметра в черных сланцах кембрия Южного Китая. В то же время, около 9% образцов подольских аргиллитов показали значения $P/Fe_2O_3^*$, превышающие среднюю величину

(0.02) этого параметра в черных сланцах формаций Нютитан и Бяньмачун Южного Китая.

Средние величины $EF_{Ni/Al}$ и $EF_{P/Al}$ в тонкозернистых обломочных породах Подольского Приднестровья, соответствующих осадкам этапов II–IV, не превышают 1 (см. табл. 5). Для средних величин $EF_{Ni/Al}$, $EF_{Cu/Al}$, $EF_{Zn/Al}$ и $EF_{P/Al}$ в калюсских слоях нагорянской свиты, представленных темноцветными аргиллитами с многочисленными фосфатными конкрециями, характерны близкие значения (0.20–0.61, 0.29–1.06, 0.35–1.70 и 0.25–0.89, соответственно). Приведенные данные указывают на крайне низкую биопродуктивность бассейна, существовавшего в поздне-венде и раннем кембрии на юго-западной периферии Восточно-Европейской платформы.

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ состава глинистых пород в изученных разрезах показал, что субстраты, на которых обитали бентосные сообщества позднего венда и раннего кембрия, принципиально в разных частях Восточно-Европейской платформы не отличались. Величины параметров $(Fe + Mn)/Ti$ и $Al/(Al + Fe + Mn)$, как средние, рассчитанные для разных этапов эволюции биоты, так и определенные в отдельных образцах, не показывают влияния подводного вулканизма на формирование изученных осадочных систем.

Значения геохимических индикаторов палеоклимата (Ti/Al , CIA) в тонкозернистых обломочных породах верхнего венда — нижнего кембрия Среднего Урала и Подольского Приднестровья, не обнаруживают каких-либо отчетливо выраженных тенденций к изменению при движении снизу вверх по разрезу и свидетельствуют о формировании осадочных последовательностей в условиях семиаридного/семигумидного климата. Для глинистых пород Юго-Восточного Беломорья характерно возрастание снизу вверх по разрезу средних значений CIA (этап I — 67, этап II — 69, этап III — 74, этап IV — 76) при одновременном, но менее явно выраженном снижении средних значений Ti/Al (0.067, 0.061, 0.061 и 0.062, соответственно). Это позволяет предполагать, что накопление отложений этапа I происходило в аридных или близких к ним обстановках, а отложений этапа IV — в обстановках, скорее, гумидных. Для юга Балтийской моноклинали характерно постепенное снижение средних значений CIA в тонкозернистых обломочных породах от этапа I к этапу IV (82, 80 и 73, соответственно), которое сопровождалось менее

отчетливо выраженным изменением средних значений Ti/Al что можно интерпретировать как отражение постепенной аридизации климата на рассматриваемой территории к началу раннего кембрия. Вместе с тем, расстояние (по прямой) между Юго-Восточным Беломорьем и северо-восточными районами Балтийской моноклинали составляет не более 900 км, по-видимому, оно было примерно таким же и в позднем венде, что подтверждается данными изучения возраста обломочных цирконов из пограничных отложений венда и кембрия [Кузнецов и др., 2014, 2015; Ивлева и др., 2016]. В целом, некоторые небольшие вариации средних величин литогеохимических индикаторов в осадочных последовательностях верхнего венда и нижнего кембрия востока, северо- и юго-запада Восточно-Европейской платформы, возможно, свидетельствуют об относительно слабых палеоклиматических изменениях, которые, однако, не оказали существенного влияния на распределение сообществ мягкотелых организмов.

Наши исследования не выявили каких-либо выраженных тенденций изменения окислительно-восстановительных обстановок в придонных водах морских областей осадконакопления, существовавших в позднем венде и раннем кембрии на периферии Восточно-Европейской платформы. Значения V/Cr , V/Al и Mo/Mn в исследованных образцах глинистых пород в подавляющем большинстве случаев соответствуют осадкам морских водоемов без признаков существования аноксических обстановок. Подобные результаты ранее были получены для южной части Вычегодского прогиба (северо-восток Мезенской синеклизы), где верхневендские отложения⁵ также накапливались преимущественно в окислительных обстановках [Маслов, Подковыров, 2015]. Минимальное среднее значение $V/(V+Ni)$ здесь было установлено в глинистых сланцах редкинских уровней (0.76 ± 0.07), а максимальное (0.81 ± 0.80) — в котлинских тонкозернистых обломочных образованиях. Для обстановки накопления калюсских слоев нагорянской свиты Подольского Приднестровья, представленных темно-серыми аргиллитами с конкрециями фосфоритов, на основании имеющихся геохимических данных, можно предполагать существование диоксидных придонных вод. Важно отметить, что, несмотря на сходство

окислительно-восстановительных характеристик придонных вод в морских бассейнах, существовавших в разных частях Восточно-Европейской платформы на протяжении позднего венда и раннего кембрия, в редкинско-котлинское время произошла смена сообществ макроорганизмов.

Биопродуктивность бассейнов позднего венда и раннего кембрия Восточно-Европейской платформы, с учетом полученных нами средних значений $EF_{Ni/Al}$, $EF_{Cu/Al}$, $EF_{Zn/Al}$ и $EF_{P/Al}$ в глинистых породах, соответствующих осадкам разных этапов и различных областей осадконакопления, по-видимому, была низкой. Этот вывод хорошо согласуется с величинами других литогеохимических индикаторов палеобиопродуктивности (P/Al , $Fe_2O_3^*/Al$, $P/Fe_2O_3^*$ и др.), а также с результатами изучения окислительно-восстановительных условий среды осадконакопления другими методами. Отчетливых трендов изменения значений $EF_{Ni/Al}$, $EF_{Cu/Al}$, $EF_{Zn/Al}$ и $EF_{P/Al}$ от этапа I к этапу IV в рассмотренных нами регионах не прослеживается. Однако на этом стабильном (или квазистабильном) фоне наблюдаются ясно выраженные изменения в составе и структуре сообществ поздневендских макроорганизмов.

Выбранные нами литогеохимические индикаторы палеоклимата, окислительно-восстановительных условий, уровня биопродуктивности палеобассейнов и влияния процессов подводного вулканизма на накопление осадков свидетельствуют об относительной стабильности или умеренных локальных флуктуациях палеоэкологической обстановки в позднем венде вплоть до начала кембрия, т.е. в течение ~30 млн лет (от 560 до 530 млн лет назад). Таким образом, результаты литогеохимического исследования не выявили в пределах времени, соответствующего поздневендскому котлинскому кризису существенных нарушений физических свойств среды в седиментационных бассейнах, располагавшихся по периферии Восточно-Европейской платформы. Однако это вовсе не означает, что среда седиментации или, в более широком аспекте, окружающая среда на данном отрезке геологической истории отличалась стабильностью. Здесь можно упомянуть “шурамское событие” (Shuram Event), зафиксированное в виде крупнейшего отрицательного экскурса на кривой изменений изотопного состава углерода в истории Земли [Grotzinger et al., 2011]. U–Pb возраст цирконов из вулканических туфов, залегающих в верхах формации Доушаньто (Doushantuo) Южно-Китайской платформы [Condon et al., 2005], свидетельствует о завершении этого события 551 млн

⁵ К редкинскому горизонту верхнего венда в разрезе скв. Кельтменская-1, по нашим представлениям [Маслов, Подковыров, 2015], относятся породы в интервале 2790 (80)–2309 м. Интервал 2309–1725 м принадлежит беломорскому горизонту, а интервал 1725–1330 м — котлинскому.

назад [Jiang et al., 2007; McFadden et al., 2008; Sawaki et al., 2010]. Синхронный шурамскому событию рост значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, результаты магнито- и циклостратиграфических исследований, а также существующие океанографические модели свидетельствуют об относительной кратковременности этого события, не превышающего по длительности 10 млн лет [Zhu et al., 2007; Le Guerroué, 2010; Minguez et al., 2015; Xiao et al., 2016; Cui et al., 2017; Gong et al., 2017; Williams, Schmidt, 2018]. Таким образом, шурамское событие, скорее всего, происходило синхронно с распространением первого “кризисного” сообщества мягкотелых организмов.

Природа шурамского события до сих пор является предметом дискуссий. Предполагается, что оно могло быть следствием скачкообразного насыщения океана кислородом, вызвавшего окисление океанического резервуара растворенного органического углерода или представляло собой биогеохимическую реакцию Мирового океана на рост содержания сульфатов в морской воде [Rothman et al., 2003; Fike et al., 2006; Schrag et al., 2013; Cui et al., 2017]. В этой связи следует отметить отсутствие значимых вариаций величин геохимических коэффициентов, выбранных в качестве индикаторов окислительно-восстановительных условий, в исследованных нами верхневендских отложениях Восточно-Европейской платформы. Многие исследователи допускают неустойчивый характер окислительно-восстановительной среды в морских бассейнах вендского времени [Yuan et al., 2011; Sperling et al., 2016; Wang et al., 2017]. Так, в разрезе хатыспытской свиты верхнего венда Оленекского поднятия Сибири установлено резкое изменение изотопного состава серы ($\delta^{34}\text{S}$) в пирите (от 20 до 55‰), что указывает на глобальное развитие эвксинных обстановок [Cui et al., 2016]. Свидетельства неоднородности окислительно-восстановительной обстановки могли проявиться и в синхронных отложениях Восточно-Европейской платформы, однако использованный нами протокол литогеохимических исследований не выявил существенных вариаций индикаторов редокс-обстановок. На нестабильность окислительно-восстановительных условий в позднем венде указывает широкое распространение в котлинских отложениях Восточно-Европейской платформы арумбериоморфных микробных структур [Колесников и др., 2012; Kolesnikov et al., 2015]. Нам удалось обнаружить современные аналоги арумбериоморфных текстур в галотолерантных микробных матах, сформировавшихся в обстановках приливно-отливных

равнин и показать, что эти специфические биогенные текстуры, скорее всего, связаны с реакцией микроорганизмов на неблагоприятное воздействие среды, включая вариации содержания кислорода в морской воде [Kolesnikov et al., 2017].

Особенности распределения форм железа в отложениях верхнего венда Кельтменской скважины, пробуренной в Вычегодском прогибе на северо-восточной окраине Восточно-Европейской платформы, позволяют предполагать нестабильные окислительно-восстановительные обстановки также и в редкинское время [Johnston et al., 2012], вопреки данным, полученным нами при анализе V/Cr , V/Al и Mo/Mn (см. выше). Значительная часть образцов, отобранных нами из редкинского региона, характеризуется отношением суммарного реактивного железа к общему железу ($\text{Fe}_{\text{HR}}/\text{Fe}_{\text{T}}$), варьирующим от 0.22 до 0.38, т.е. величинами, которые могут соответствовать как окислительным, так и аноксическим обстановкам [Poulton, Canfield, 2011]. При интерпретации результатов литогеохимического исследования осадочных систем термин “дизоксия” используется, как правило, без особого энтузиазма, поскольку надежные геохимические индикаторы древних морских обстановок с низким содержанием кислорода отсутствуют. Однако, именно дизоксические обстановки могли сыграть решающую роль в пространственном распределении эдиакарской биоты. Не исключено, что эдиакарские мягкотелые организмы были адаптированы к обитанию в обстановках с низким содержанием кислорода, и резкие вариации окислительно-восстановительных условий среды могли быть для них крайне неблагоприятны в обоих случаях: как при снижении, так и при росте уровня содержания кислорода. Современным аналогом подобных обстановок, вероятно, является “зона кислородного минимума” в Мировом океане [Robison, 2004; Robinson et al., 2010; Gooday et al., 2010; Seibel, 2011; Wright et al., 2012; Ulloa et al., 2012]. Выживаемость некоторых эдиакарских мягкотелых организмов в условиях динамично меняющихся окислительно-восстановительных условий могла быть обусловлена их оппортунистической экологической стратегией (r-стратегией) [Вукоча et al., 2017]. Некоторые исследователи предполагают связь распределения эдиакарской микробиоты доушаньто-пертататакского типа с развитием в области осадконакопления дизоксических обстановок [Johnston et al., 2012].

Необходимо учитывать, что образцы, используемые для литогеохимических исследований, отражают усредненные условия, в т. ч. в пределах небольших временных интервалов. Например, с учетом средних скоростей илистого осадконакопления на современном шельфе [Einsele, 2000], образец аргиллита толщиной в несколько сантиметров соответствует интервалу геологического времени от 500 до 1500 лет, однако для экологических изменений такой отрезок времени является достаточно длительным. Поэтому, на фоне кратковременных резких изменений биоразнообразия ископаемых организмов, литогеохимические индикаторы могут оставаться относительно стабильными. Таким образом, наблюдаемая несогласованность между эволюционно-палеобиологическими построениями и представленными в настоящей работе результатами литогеохимических исследований вынуждает нас проявлять осторожность при реконструкции окислительно-восстановительных условий, существовавших в придонных водах на основе литогеохимических данных. С другой стороны, вариации геохимических коэффициентов, выбранных нами в качестве индикаторов, могли быть обусловлены локальными факторами, влиявшими на особенности распределения биоты в пределах конкретных палеобассейнов, тогда как особенности динамики таксономического разнообразия, контролировалась, по-видимому, глобальными причинами.

Таким образом, в результате проведенных исследований между вариациями биоразнообразия эдиакарской биоты и среды осадконакопления позднего венда Восточно-Европейской платформы корреляционных связей не выявлено. Это позволяет предполагать эволюционный характер смены редкинской биоты на беломорскую и котлинскую.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-01512).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Великанов В.А., Асеева Е.А., Федонкин М.А. Венд Украины. Киев: Наукова думка, 1983. 163 с.
- Великанов В.А., Коренчук Л.В., Кирьянов В.В. и др. Венд Подолии. Путеводитель экскурсии III международного симпозиума по кембрийской системе и границе венда и кембрия. Киев: ИГН АН Украины, 1990. 129 с.
- Великанов В.А. Украинский гипостратотип вендской системы (Великанов В.Я. Український гіпостратотип вендської системи) // Геол. журн. 2011. № 1. С. 42–49.

Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / Отв. ред. Б.С. Соколов, М.А. Федонкин. М.: Наука, 1985. 238 с.

Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Барабошкин Е.Ю., Щербинина Е.А. Аноксический раннемеловой бассейн Русской плиты: седиментология и геохимия // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 4. С. 359–380.

Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Rogov M.A., Щербинина Е.А. Седиментология, геохимия и биота волжских углеродистых отложений северной части Среднерусского моря (Костромская область) // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 4. С. 396–424.

Гражданкин Д.В. Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 4. С. 3–23.

Гражданкин Д.В., Краюшкин А.В. Ископаемые следы жизнедеятельности и верхняя граница венда в Юго-Восточном Беломорье // ДАН. 2007. Т. 416. № 4. С. 514–518.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Секвентная стратиграфия верхнего венда Восточно-Европейской платформы // ДАН. 2009. Т. 426. № 1. С. 66–70.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Место венда в международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 703–717.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т. Строение и этапы формирования вендских отложений сыльвицкой серии западного склона Среднего Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 5. С. 20–40.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. Осадочные системы сыльвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 280 с.

Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Маслов А.В. Палеоклиматические обстановки формирования верхневендских отложений Беломорско-Кулойского плато (Юго-Восточное Беломорье) // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 3. С. 267–280.

Ивлева А.С., Подковыров В.Н., Ершова В.Б. и др. Результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования обломочных цирконов из верхневендско-нижнекембрийских отложений востока Балтийской моноклинали // ДАН. 2016. Т. 468. № 4. С. 441–446.

Кирьянов В.В. Последовательность комплексов акри-тарх в пограничных отложениях докембрия–кембрия Восточно-Европейской и Сибирской платформ // III Всесоюз. симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тез. докл. Петрозаводск: ИГ КФ АН СССР, 1987. С. 44–45.

Кирьянов В.В. Каледонский цикл тектонической истории Украины (кембрий–ранний девон). Кембрийский период // Геологическая история территории Украины. Палеозой / Под ред. П.Д. Цегельнюк. Киев: Наукова думка, 1993. С. 12–24.

- Колесников А.В., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Арумбе-риеморфные текстуры в верхнем венде Урала // ДАН. 2012. Т. 447. № 1. С. 66–72.
- Коренчук Л.В., Кирьянов В.В. Поздневендский (балтийский) подэтап // Геологическая история территории Украины. Докембрий / Отв. ред. В.А. Рябенко. Киев: Наукова думка, 1993. С. 173–179.
- Кузнецов Н.Б., Алексеев А.С., Белоусова Е.А. и др. Тестирование моделей поздневендской эволюции северо-восточной периферии Восточно-Европейской платформы на основе первых результатов изотопного U/Pb-датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из верхневендских песчаников Юго-Восточного Беломорья // ДАН. 2014. Т. 458. № 3. С. 313–317.
- Кузнецов Н.Б., Алексеев А.С., Белоусова Е.А. и др. Первые результаты изотопного U/Pb-датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из нижнекембрийских песчаников брусковской свиты Юго-Восточного Беломорья: уточнение времени коллизии Балтики и Арктиды // ДАН. 2015. Т. 460. № 3. С. 310–314.
- Кушим Е.А., Голубкова Е.Ю., Плоткина Ю.В. Биостратиграфическое расчленение венд-кембрийских отложений Южного Приладожья // Вестник ВГУ. Серия Геология. 2016. № 4. С. 18–22.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. Редокс-обстановки придонных вод неопротерозойских бассейнов востока и северо-востока Восточно-Европейской платформы // Литосфера. 2015. № 5. С. 30–42.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н. и др. Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского Мезенского бассейна // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 3. С. 290–312.
- Менс К., Пиррус Э. Стратиграфические пробелы в разрезе венда и кембрия Северной Прибалтики // Изв. АН ЭССР. Геология. 1987. Т. 36. № 2. С. 49–57.
- Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Литогеохимия тонкозернистых обломочных пород венда южной части Вычегодского прогиба // Литология и полез. ископаемые. 2011. № 5. С. 484–504.
- Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
- Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74–82.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Algeo T.J., Ingall E. Sedimentary C_{org}:P ratios, paleocean ventilation, and Phanerozoic atmospheric pO₂ // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2007. V. 256. P. 130–155.
- Algeo T.J., Maynard J.B. Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems // Chem. Geol. 2004. V. 206. P. 289–318.
- Anderson R.F., Winckler G. Problems with paleoproductivity proxies // Paleoceanography. 2005. V. 20. PA3012. DOI: 10.1029/2004PA001107.
- Averyt K.B., Paytan A. A comparison of multiple proxies for export production in the equatorial Pacific // Paleoceanography. 2004. V. 19. PA4003. DOI: 10.1029/2004PA001005.
- Bostrom K. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments // Stockholm Contrib. Geol. 1973. V. 27. P. 148–243.
- Boyd P., Newton P. Evidence of the potential influence of planktonic community structure on the interannual variability of particulate organic carbon flux // Deep-Sea Res. Part I. 1995. V. 42. P. 619–639.
- Boyd P.W., Newton P.P. Does planktonic community structure determine downward particulate organic carbon flux in different oceanic provinces? // Deep-Sea Res. Part I. 1999. V. 46. P. 63–91.
- Brasier M.D. On mass extinction and faunal turnover near the end of the Precambrian // Mass extinction processes and evidence / Ed. S.K. Donovan. London: Belhaven Press, 1989. P. 73–88.
- Brasier M.D. Background to the Cambrian Explosion // J. Geol. Soc. 1992a. V. 149. P. 585–587.
- Brasier M.D. Paleooceanography and changes in the biological cycling of phosphorus across the Precambrian–Cambrian boundary // Origin and early evolution of the Metazoa / Eds J.H. Lipps, P.W. Signor. N. Y.: Plenum Press, 1992b. P. 483–523.
- Brasier M.D. The basal Cambrian transition and Cambrian bio-events (from Terminal Proterozoic extinctions to Cambrian biomes) // Global events and event stratigraphy in Phanerozoic / Ed. O.H. Walliser. Berlin: Springer, 1995. P. 113–138.
- Brasier M.D., Lindsay J.F. Did supercontinental amalgamation trigger the “Cambrian Explosion”? // The Ecology of the Cambrian Radiation / Eds A. Zhuravlev, R. Riding. N. Y.: Columbia University Press, 2001. P. 69–89.
- Brumsack H.-J. The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: Implications for Cretaceous black shale formation // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2006. V. 232. P. 344–361.
- Butterfield N.J. Animals and the invention of the Phanerozoic Earth System // Trends in ecology evolution. 2011. V. 26. P. 81–87.
- Butterfield N.J. Oxygen, animals and aquatic bioturbation: an updated account // Geobiology. 2018. V. 16. P. 3–16.
- Bykova N., Gill B.C., Grazhdankin D. et al. A geochemical study of the Ediacaran discoidal fossil *Aspidella* preserved in limestones: implications for its taphonomy and paleoecology // Geobiology. 2017. V. 15. P. 572–587.
- Calvert S.E., Pedersen T.F. Geochemistry of recent oxic and anoxic sediments: implications for the geological record // Mar. Geol. 1993. V. 113. P. 67–88.

- Canfield D.E., Poulton S.W., Narbonne G.M. Late-Neoproterozoic deep-ocean oxygenation and rise of animal life // Science. 2007. V. 315. P. 92–95.
- Challands T.J., Armstrong H.A., Maloney D.P., Davies J.R. Organic-carbon deposition and coastal upwelling at mid-latitude during the Upper Ordovician (Late Katian): a case study from the Welsh Basin // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2009. V. 273. P. 395–410.
- Condon D., Zhu M., Bowring S. et al. U–Pb ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China // Science. 2005. V. 305. P. 95–98.
- Cui H., Grazhdankin D.V., Xiao S. et al. Redox-dependent distribution of early macro-organisms: evidence from the terminal Ediacaran Khatyspyt Formation in Arctic Siberia // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2016. V. 461. P. 122–139.
- Cui H., Kaufman A.J., Xiao S. et al. Was the Ediacaran Shuram Excursion a globally synchronized early diagenetic event? Insights from methane-derived authigenic carbonates in the uppermost Doushantuo Formation, South China // Chem. Geology. 2017. V. 450. P. 59–80.
- Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. V. 191. P. 305–327.
- Darroch S.A.F., Sperling E.A., Boag T.H. et al. Biotic replacement and mass extinction of the Ediacara biota // Proc. R. Soc. 2015. B 282. 20151003. URL: <http://dx.doi.org/10.1098/rspb.2015.1003> – access 23.07.2018
- Dronov A., Tolmacheva T., Raevskaya E., Nestell M. Cambrian and Ordovician of St. Petersburg region. SPb.: St. Petersburg State Univ., A.P. Karpinsky All Russian Res. Geol. Inst., 2005. 64 p.
- Dymond J., Suess E., Lyle M. Barium in Deep-Sea Sediment: A Geochemical Proxy for Paleoproductivity // Paleoceanography. 1992. V. 7. P. 163–181.
- Einsele G. Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sedimentary Budget. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2000. 792 p.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology. 1995. V. 23. P. 921–924.
- Fedonkin M.A., Ivantsov A.Yu., Leonov M.V., Serezhnikova E.A. Dynamics of evolution and biodiversity in the late Vendian: a view from the White Sea // The rise and fall of the Vendian (Ediacaran) biota. Origin of the modern biosphere. Transactions of the International Conference on the IGCP Project 493 / Ed. M.A. Semikhatov. Moscow: GEOS, 2007. P. 6–9.
- Fernex F., Février G., Benaïm J., Arnoux A. Copper, lead and zinc trapping in Mediterranean deep-sea sediments: probable coprecipitation with manganese and iron // Chem. Geol. 1992. V. 98. P. 293–308.
- Fike D.A., Grotzinger J.P., Pratt L.M. et al. Oxidation of the Ediacaran Ocean // Nature. 2006. V. 444. P. 744–747.
- Gong Z., Kodama K., Li Y.-X. Rock magnetic cyclostratigraphy of the Doushantuo Formation, South China and its implications for the duration of the Shuram carbon isotope excursion // Precambrian Res. 2017. V. 289. P. 62–74.
- Gooday A.J., Bett B.J., Escobar E. et al. Habitat heterogeneity and its influence on benthic biodiversity in oxygen minimum zones // Mar. Ecol. 2010. V. 31. P. 125–147.
- Grazhdankin D. The Neoproterozoic sedimentation in the Timan foreland // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Eds D.G. Gee, V. Pease. Geol. Soc. Lond. Mem. 2004. V. 30. P. 37–46.
- Grazhdankin D. Patterns of evolution of the Ediacaran soft-bodied biota // J. Paleontol. 2014. V. 88. P. 269–283.
- Grosjean E., Adam P., Connan P., Albrecht P. Effects of weathering on nickel and vanadyl porphyrins of a Lower Torarcian shale of the Paris basin // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2004. V. 68. P. 789–804.
- Grotzinger J.P., Fike D.A., Fischer W.W. Enigmatic origin of the largest-known carbon isotope excursion in Earth's history // Nature Geoscience. 2011. V. 4. P. 285–292.
- Gupta L.P., Kawahata H. Downcore diagenetic changes in organic matter and implications for paleoproductivity estimates // Global Planet. Change. 2006. V. 53. P. 122–136.
- Hatch J.R., Leventhal J.S. Early diagenetic partial oxidation of organic matter and sulfides in the Middle Pennsylvanian (Desmoinesian) Excell Shale Member of the Fort Scott Limestone and equivalents, northern Midcontinent region, USA // Chem. Geol. 1997. V. 134. P. 215–235.
- Huerta-Diaz M.A., Morse J.W. A quantitative method for determination of trace metal concentrations in sedimentary pyrite // Mar. Chem. 1990. V. 29. P. 119–144.
- Huerta-Diaz M.A., Morse J.W. Pyritisation of trace metals in anoxic marine sediments // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. P. 2681–2702.
- Jarvis I., Burnett W.C., Nathan Y. et al. Phosphorite geochemistry: state of the art and environmental concerns // Eclogae Geol. Helv. 1994. V. 87. P. 643–700.
- Jiang G., Kaufman A.J., Christie-Blick N. et al. Carbon isotope variability across the Ediacaran Yangtze platform in South China: Implications for a large surface-to-deep ocean $\delta^{13}\text{C}$ gradient // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 261. P. 303–320.
- Johnston D.T., Poulton S.W., Goldberg T. et al. Late Ediacaran redox stability and metazoan evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. V. 335–336. P. 25–35.
- Jones B., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chem. Geol. 1994. V. 111. P. 111–129.
- Kidder D.L., Krishnaswamy R., Mapes R.H. Elemental mobility in phosphatic shales during concretion growth and implications for provenance analysis // Chem. Geol. 2003. V. 198. P. 335–353.
- Kir'yanov V.V. Stratigraphy of the oldest Cambrian sediments of the East European and Siberian platforms // Геол. журн. 2006. № 2–3. С. 115–122.

- Kolesnikov A.V., Marusin V.V., Nagovitsin K.E. et al. Ediacaran biota in the aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the South Urals // *Precambrian Res.* 2015. V. 263. P. 59–78.
- Kolesnikov A.V., Danelian T., Gommeaux M. et al. Arumbe-riamorph structure in modern microbial mats: implications for Ediacaran palaeobiology // *Bull. Soc. géol. France.* 2017. V. 188(1-2). Art. 5. DOI: 10.1051/bsgf/2017006.
- Lampitt R.S., Antia A.N. Particle flux in deep seas: regional characteristics and temporal variability // *Deep-Sea Res. Part I.* 1997. V. 44. P. 1377–1403.
- Le Guerroué E. Duration and synchronicity of the largest negative carbon isotope excursion on Earth: The Shuram/Wonoka anomaly // *C. R. Geoscience.* 2010. V. 342. P. 204–214.
- Lenton T., Boyle R.A., Poulton S. W. et al. Co-evolution of eukaryotes and ocean oxygenation in the Neoproterozoic era // *Nat. Geosci.* 2014. V. 7. P. 257–265.
- Lenton T.M., Daines S.J. Biogeochemical transformations in the history of Earth // *Annu. Rev. Mar. Sci.* 2017. V. 9. P. 4.1–4.28.
- Lenton T.M., Watson A.J. Redfield Revisited 1. Regulation of Nitrate, Phosphate, and Oxygen in the Ocean // *Global Biogeochem. Cycles.* 2000. V. 14. P. 225–248.
- Lyons T.W., Reinhard C.T., Planavsky N.J. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere // *Nature.* 2014. V. 506. P. 307–315.
- Mackenzie F.T., Ver L.M., Sabine C. et al. C, N, P, S global biogeochemical cycles and modelling of global change // *Interactions of C, N, P and S, Biogeochemical Cycles and Global Changes* / Eds R. Wollast, F.T. Mackenzie, L. Chou. NATO ASI series. 1993. V. 14. P. 1–61.
- Macdonald F.A., Pruss S.B., Strauss J.V. Trace fossils with spreiten from the late Ediacaran Nama Group, Namibia: complex feeding patterns five million years before the Precambrian–Cambrian boundary // *J. Paleontol.* 2014. V. 88. P. 299–308.
- McFadden K.A., Huang J., Chu X. et al. Pulsed oxidation and biological evolution in the Ediacaran Doushantuo Formation // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* 2008. V. 105. P. 3197–3202.
- McManus J., Berelson W.M., Klinkhammer G.P. et al. Geochemistry of barium in marine sediments: Implications for its use as a paleoproxy // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1998. V. 62. P. 3453–3473.
- Meert J.G., Levashova N.M., Bazhenov M.L., Landing E. Rapid changes of magnetic field polarity in the late Ediacaran: linking the Cambrian evolutionary radiation and increased UV-B radiation // *Gondwana Res.* 2016. V. 34. P. 149–157.
- Michaels A.F., Silver M.W. Primary production, sinking fluxes and the microbial food web // *Deep-Sea Res.* 1988. V. 35. P. 473–490.
- Mills M.M., Ridame C., Davey M. et al. Iron and phosphorus co-limit nitrogen fixation in the eastern tropical North Atlantic // *Nature.* 2004. V. 429. P. 292–294.
- Minguez D., Kodama K.P., Hillhouse J.W. Paleomagnetic and cyclostratigraphic constraints on the synchronicity and duration of the Shuram carbon isotope excursion, Johnnie Formation, Death Valley Region, CA // *Precambrian Res.* 2015. V. 266. P. 395–408.
- Morse J.W., Luther III G.W. Chemical influences on trace metal–sulfide interactions in anoxic sediments // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1999. V. 63. P. 3373–3378.
- Muscente A.D., Boag T.H., Bykova N., Schiffbauer J.D. Environmental disturbance, resource availability, and biologic turnover at the dawn of animal life // *Earth-Sci. Rev.* 2018. V. 177. P. 248–264.
- Naimo D., Adamo P., Imperato M., Stanzione D. Mineralogy and geochemistry of a marine sequence, Gulf of Salerno, Italy // *Quat. Int.* 2005. V. 140–141. P. 53–63.
- Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature.* 1982. V. 19. P. 715–717.
- Noble S.R., Condon D.J., Carney J.N. et al. U-Pb geochronology and global context of the Charnian Supergroup, UK: Constraints on the age of key Ediacaran fossil assemblages // *GSA Bulletin.* 2015. V. 127. P. 250–265.
- Och L.M. Biogeochemical cycling through the Neoproterozoic–Cambrian transition in China: an integrated study of redox-sensitive elements. Ph. D. Thesis: University College London, 2011. 266 p.
- Pedersen T.F., Vogel J.S., Southon J.R. Copper and manganese in hemipelagic sediments: diagenetic contrasts // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1986. V. 50. P. 2019–2031.
- Piper D.Z., Perkins R.B. A modern vs. Permian black shale – the hydrography, primary productivity, and water-column chemistry of deposition // *Chem. Geol.* 2004. V. 206. P. 177–197.
- Planavsky N.J., Rouxel O., Bekker A. et al. The evolution of the marine phosphate reservoir // *Nature.* 2010. V. 467. P. 1088–1090.
- Plewa K., Meggers H., Kuhlmann H. et al. Geochemical distribution patterns as indicators for productivity and terrigenous input off NW Africa // *Deep-Sea Res. Part I.* 2012. V. 66. P. 51–66.
- Poulton S.W., Canfield D.E. Ferruginous conditions: a dominant feature of the ocean through Earth's history // *Elements.* 2011. V. 7. P. 107–112.
- Rimmer S.M. Geochemical paleoredox indicators in Devonian–Mississippian black shales, Central Appalachian Basin (USA) // *Chem. Geol.* 2004. V. 206. P. 373–391.
- Robison B.H. Deep pelagic biology // *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 2004. V. 300. P. 253–272.
- Robinson C., Steinberg D.K., Anderson T.R. et al. Mesopelagic zone ecology and biogeochemistry – a synthesis // *Deep-Sea Res. Part II.* 2010. V. 57. P. 1504–1518.
- Rogov V., Marusin V., Bykova N. et al. The oldest evidence of bioturbation on Earth // *Geology.* 2012. V. 40(5). P. 395–398.
- Rogov V., Marusin V., Bykova N. et al. The oldest evidence of bioturbation on Earth: Reply // *Geology.* 2013. V. 41(5). e290. DOI: 10.1130/G34237Y.1.

- Rothman D.H., Hayes J.M., Summons R.E.* Dynamics of the Neoproterozoic carbon cycle // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 2003. V. 100. P. 8124–8129.
- Sahoo S.K., Planavsky N.J., Jiang G. et al.* Oceanic oxygenation events in the anoxic Ediacaran ocean // *Geobiology*. 2016. V. 14. P. 457–468.
- Sawaki Y., Ohno T., Tahata M. et al.* The Ediacaran radiogenic Sr isotope excursion in the Doushantuo Formation in the Three Gorges area, South China // *Precambrian Res.* 2010. V. 176. P. 46–64.
- Schnetger B., Brumsack H.-J., Schale H. et al.* Geochemical characteristics of deep-sea sediments from the Arabian Sea: a high-resolution study // *Deep-Sea Res. Part II*. 2000. V. 47. P. 2735–2768.
- Schrag D.P., Higgins J.A., Macdonald F.A., Johnston D.T.* Authigenic carbonate and the history of the global carbon cycle // *Science*. 2013. V. 339. P. 540–543.
- Seibel B.A.* Critical oxygen levels and metabolic suppression in oceanic oxygen minimum zones // *J. Exp. Biol.* 2011. V. 214. P. 326–336.
- Shaw T.J., Gieskes J.M., Jahnke R.A.* Early diagenesis in differing depositional environments: the response of transition metals in pore water // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1990. V. 54. P. 1233–1246.
- Shields G.A.* Earth system transition during the Tonian–Cambrian interval of biological innovation: nutrients, climate, oxygen and the marine organic carbon capacitor // *Earth System Evolution and Early Life: a Celebration of the Work of Martin Brasier* / Eds A.T. Brasier, D. McIlroy, N. McLoughlin. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 2016. V. 448. P. 161–177.
- Sperling E.A., Carbone C., Strauss J.V. et al.* Oxygen, facies, and secular controls on the appearance of Cryogenian and Ediacaran body and trace fossils in the Mackenzie Mountains of northwestern Canada // *GSA Bulletin*. 2016. V. 128. P. 558–575.
- Stoll H.M., Ziveri P., Shimizu N. et al.* Relationship between coccolith Sr/Ca ratios and coccolithophore production and export in the Arabian Sea and Sargasso Sea // *Deep-Sea Res. Part II*. 2007. V. 54. P. 581–600.
- Sun Y.-Z., Püttmann W.* The role of organic matter during copper enrichment in Kupferschiefer from the Sangerhausen Basin, Germany // *Org. Geochem.* 2000. V. 31. P. 1143–1161.
- Sunda W.G., Barber R.T., Huntsman S.A.* Phytoplankton growth in nutrient rich seawater-importance of copper-manganese cellular interactions // *J. Marine Res.* 1981. V. 39. P. 567–586.
- Torres M.E., Brumsack H.J., Bohrmann G., Emeis K.C.* Barite fronts in continental margin sediments: a new look at barium remobilization in the zone of sulfate reduction and formation of heavy barites in diagenetic fronts // *Chem. Geol.* 1996. V. 127. P. 125–139.
- Trappe J.* Phanerozoic phosphorite depositional systems: a dynamic model for a sedimentary resource system (Lecture Notes in Earth Sciences. V. 76). Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1998. 316 p.
- Tribouillard N., Algeo T.J., Lyons T., Riboulleau A.* Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update // *Chem. Geol.* 2006. V. 232. P. 12–32.
- Turgeon S., Brumsack H.J.* Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian boundary events (Cretaceous) in the Umbria–Marche Basin of central Italy // *Chem. Geol.* 2006. V. 234. P. 321–339.
- Ulloa O., Canfield D.E., DeLong E.F. et al.* Microbial oceanography of anoxic oxygen minimum zones // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 2012. V. 109. P. 15996–16003.
- Van der Weijden C.H.* Pitfalls of normalization of marine geochemical data using a common divisor // *Mar. Geol.* 2002. V. 184. P. 167–187.
- Wang W., Guan C., Zhou C. et al.* Integrated carbon, sulfur, and nitrogen isotope chemostratigraphy of the Ediacaran Lantian Formation in South China: Spatial gradient, ocean redox oscillation, and fossil distribution // *Geobiology*. 2017. V. 15. P. 552–571.
- Wedepohl K.H.* Environmental influences on the chemical composition of shales and clays // *Physics and Chemistry of the Earth* / Eds L.H. Ahrens, F. Press, S.K. Runcorn, H.C. Urey. Oxford: Pergamon, 1971. P. 305–333.
- Wedepohl K.H.* The composition of the upper Earth's crust and the natural cycles of selected metals // *Metals and Their Compounds in the Environment* / Ed. E. Merian. Weinheim: VCH-Verlagsgesellschaft, 1991. P. 3–17.
- Williams G.E., Schmidt P.W.* Shuram–Wonoka carbon isotope excursion: Ediacaran revolution in the world ocean's meridional overturning circulation // *Geoscience Frontiers*. 2018. V. 9(2). P. 391–402.
- Wright J.J., Konwar K.M., Hallam S.J.* Microbial ecology of expanding oxygen minimum zones // *Nature Rev. Microbiol.* 2012. V. 10. P. 381–394.
- Xiao S., Narbonne G.M., Zhou C. et al.* Towards an Ediacaran time scale: problems, protocols, and prospects // *Episodes*. 2016. V. 39. P. 540–555.
- Yarincik K.M., Murray R.W., Peterson L.C.* Climatically sensitive eolian and hemipelagic deposits in the Cariaco Basin, Venezuela, over past 578,000 years: results from Al/Ti and K/Al // *Paleoceanography*. 2000. V. 15. P. 210–228.
- Yeasmin R., Chen D., Fu Y. et al.* Climatic-oceanic forcing on the organic accumulation across the shelf during the Early Cambrian (Age 2 through 3) in the mid-upper Yangtze Block, NE Guizhou, South China // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V. 134. P. 365–386.
- Yuan X., Chen Z., Xiao S. et al.* An early Ediacaran assemblage of macroscopic and morphologically differentiated eukaryotes // *Nature*. 2011. V. 470. P. 390–393.
- Zhu M., Zhang J., Yang A.* Integrated Ediacaran (Sinian) chronostratigraphy of South China // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2007. V. 254. P. 7–61.
- Ziveri P., de Bernardi B., Baumann K.-H. et al.* Sinking of coccolith carbonate and potential contribution to organic carbon ballasting in the deep ocean // *Deep-Sea Res. Part II*. 2007. V. 54. P. 659–675.

Late Vendian Kotlinian Crisis on the East European Platform: Lithogeochemical Indicators of Depositional Environment

A. V. Maslov^{1, *}, D. V. Grazhdankin^{2, **}, and V. N. Podkovyrov^{3, ***}

¹*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,
Vonsovsky str., 15, Yekaterinburg, 620016 Russia*

²*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
pr. Akademika Koptiyuga 3, Novosibirsk, 630090 Russia*

³*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences,
nab. Makarova 2, St. Petersburg, 199034 Russia*

**E-mail: amas2004@mail.ru*

***E-mail: f6oeoua@mac.com*

****E-mail: vpodk@mail.ru*

Received May 30, 2017

Abstract — Sharp changes in the biodiversity of fossil organisms in the Upper Vendian of the East European Platform are considered as the manifestation of global crisis immediately prior to the “Cambrian Explosion.” However, they could be caused by local environmental perturbations. Variations of some lithogeochemical indicators of depositional environment (indicators of paleoclimate, exhalation activity, redox settings, and paleobioproductivity) were analyzed in order to establish the possible influence of sedimentary systems on evolutionary processes in the Late Vendian and at the boundary with the Cambrian. The applied algorithm of lithogeochemical studies revealed no significant perturbations in physical properties of the environment on a scale of sedimentary basins. The obtained data suggest that local factors did not affect the evolution of Ediacaran biota on the East European Platform and confirm the global nature of transitions between the Redkinian, Belomorian, and Kotlinian biotas.

Key words: Kotlinian Crisis, Late Vendian, East European Platform, depositional environments, lithogeochemical indicators

DOI: 10.31857/S0024-497X201912-30