

## ЛИТОХИМИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО ВЕНДА–НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ: ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2022 г. В. Н. Подковыров<sup>а</sup>, \*, А. В. Маслов<sup>б, с</sup>, \*\*, Л. Н. Котова<sup>а</sup>, \*\*\*

<sup>а</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

<sup>б</sup>Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия

<sup>с</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, пр-т Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

\*e-mail: vpodk@mail.ru

\*\*e-mail: amas2004@mail.ru

\*\*\*e-mail: l.n.kotova@ipgg.ru

Поступила в редакцию 14.01.2021 г.

После доработки 14.04.2021 г.

Принята к публикации 16.04.2021 г.

На основе ~120 валовых химических анализов глинистых пород верхнего венда и нижнего кембрия (лежская и галичская свиты) центральной части Московской синеклизы (Банк данных “PRECSSED”, ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург) выполнено исследование основных особенностей их формирования (состав пород-источников сноса, палеоклимат и др.). Показано, что аргиллиты и аргиллитоподобные глины названных литостратиграфических подразделений принадлежат преимущественно к смектитовым с примесью каолинита и иллита и хлорит-смектит-иллитовым глинам. Выборка их по химическому составу представляется весьма однородной. Свойственные глинистым породам значения  $K_2O/Na_2O$  и  $SiO_2/Al_2O_3$  указывают на отсутствие признаков изменения их процессами К-метасоматоза и окремнения. Установлено, что среди исследованных пород присутствуют как петрогенные (аргиллиты усть-пинезской свиты), так и литогенные глинистые породы, или породы с существенной долей осадочного материала, прошедшего более одного седиментационного цикла (аргиллиты и аргиллитоподобные глины плетневской, любимской и галичской свит). Источниками тонкой алюмосиликокластики для глинистых пород верхнего венда и нижнего кембрия осевой зоны Московской синеклизы являлись породы кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы и подстилающие осадочные и метаосадочные породы, располагавшиеся в областях относительно теплого климата. Изменения климатических обстановок на палеоводоразделах, окружавших бассейн Московской синеклизы, на протяжении позднего венда–раннего кембрия не установлены. Анализ средних для глинистых пород разных свит значений индикаторов палеопродуктивности, таких как содержание  $P_2O_5$  и  $EF_{P_2O_5}$ , дает основание считать, что области осадконакопления, существовавшие в верхнем венде–нижнем кембрии в центральных и северных районах Восточно-Европейской платформы не характеризовались заметной биопродуктивностью. Средние для глинистых пород верхнего венда, лежской и галичской свит значения ряда индикаторов возможного присутствия в них “камуфлированной” пирокластики (содержание  $MgO$ ,  $Na_2O$ ,  $(Na_2O + K_2O)$  и значения индикаторных соотношений  $TiO_2/Al_2O_3$  и  $K_2O/Al_2O_3$ ) показывают, что аргиллиты и аргиллитоподобные глины не имеют сколько-нибудь заметной ее доли.

**Ключевые слова:** глинистые породы, верхний венд, нижний кембрий, Московская синеклиза, литохимия

**DOI:** 10.31857/S0016752522010101

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящей публикации на основе сведений о содержании основных породообразующих оксидов в глинистых породах верхнего венда–нижнего кембрия центральной части Московской синеклизы, собранных в Банке данных по химическому составу осадочных и метаосадочных пород докембрия “PRECSSED” (ИГГД РАН, г. Санкт-Пе-

тербург), рассмотрены литохимические особенности глинистых пород плетневской, усть-пинезской (гаврилов-ямская + непейцинская + макарьевская), любимской, лежской и галичской свит и сделана попытка расшифровать состав пород питающих провинций, палеоклимат и палеопродуктивность бассейнов седиментации переходного между докембрием и фанерозоем интервала, а

также рассмотреть вопрос о присутствии в составе глинистых пород указанного интервала “камуфлированной” пирокластики<sup>1</sup>.

Идея создания Банка данных “PRECESED” возникла в начале 1970-х гг. при изучении ряда типовых разрезов протерозоя Восточно-Европейской и Сибирской платформ, проводившихся под руководством А.В. Сочавы (зав. лабораторией литологии и биохронологии ИГГД РАН). Основу для него составили аналитические данные по валовому химическому составу осадочных и метаморфизованных осадочных отложений докембрия различных регионов СССР: удоканской серии протерозоя Сибири (А.В. Сочава, 1972–1975 гг.), рифея и венда Патомского нагорья (А.Н. Неелов, В.Н. Подковыров, 1971–1975 гг.), Кольского п-ва и Южного Урала (А.В. Сочава, В.Н. Подковыров, 1984–1985 гг.), венда Эстонии и Подольского Приднестровья (А.В. Сочава, 1984–1985 гг.). Методический подход и концепция специализированного Банка данных были разработаны А.В. Сочавой при участии В.Н. Подковырова, а внутренняя его структура и методический подход к обработке данных были реализованы в середине и конце 1980-х гг. при активном участии С.Б. Фелицина применительно к тогдашним возможностям вычислительной техники в Отделе обработки данных (ВЦ) Центральной лаборатории Северо-Западного производственного геологического управления (г. Красное Село).

В середине 1980-х гг. А.В. Сочава разослал в адрес ряда известных ему по совместным работам и публикациям геологов СССР письмо с предложением собрать под эгидой ИГГД РАН Банк данных по химическому составу осадочных и метасадочных пород докембрия различных регионов страны и предложил вариант его структуры, включавшей подробную общую и региональную привязку, стандартизированный список главных оксидов, редких и редкоземельных элементов, тип анализа, авторство данных, источники материалов и др. На это предложение откликнулись многие специалисты. Так, большой объем данных по обломочным породам рифея и венда Южного Урала (более 1200 анализов) был передан Э.З. Гареевым (ИГ БФАН СССР, г. Уфа). Материалы по разрезам протерозоя Енисейского края и запада Сибирской платформы предоставил В.Г. Петров (ИГиГ СО АН СССР, г. Новосибирск), венду и кембрию Балтики – Э.А. Пиррус (ИГ АН ЭССР, г. Таллин), венду Подольского Приднестровья – Л.В. Коренчук (ИГН АН УССР,

г. Киев), рифея и палеозоя Северного Урала – Я.Э. Юдович (ИГ КомиФАН СССР, г. Сыктывкар) и многие другие. В итоге в Банке данных “PRECESED” оказались представлены материалы по валовому химическому составу осадочных и метасадочных пород, как протерозоя, так и палеозоя-мезозоя Восточно-Европейской и Сибирской платформ и Средней Азии.

Через десять лет Банк включал ~10400 химических анализов, частично дополненных данными по содержанию редких и рассеянных элементов (Ba, Sr, Rb, Cr, V, Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Mo, Ga, Zr, Sn, Y, Be и некоторые др.). Однако если анализ валового химического состава осадочных пород проводился в 1970-х–начале 1990-х гг. в основном методом “мокрой химии” в аттестованных лабораториях Мингео РСФСР и территориальных геологических управлений при достаточном контроле качества и воспроизводимости данных, то геохимические данные были представлены в Банке, как правило, результатами количественного или полуколичественного спектрального анализа, что исключает получение корректных выводов при их обработке. В 1990-е гг. с переходом к преимущественно физическим методам анализа (РФА, АА, затем ICP-MS), Банк “PRECESED” был пополнен результатами геохимического изучения рифейско-вендских отложений п-вов Средний и Рыбачий и прилегающих к ним районов Норвегии, данными о составе обломочных пород, вскрытых рядом скважин в центральных районах Московской синеклизы, и ряда других локальных объектов. Пополняется данными Банк и в настоящее время, но происходит это эпизодически в ходе выполнения проектов РФФИ и тематических исследований ИГГД РАН.

Представленные в Банке данных “PRECESED” аналитические материалы использованы за годы его существования при подготовке большого числа разнообразных публикаций – тезисов докладов, статей и монографий (Сочава и др., 1992, 1994; Сочава, Подковыров, 1992; Sochava, Podkovyrov, 1995; Сочава, 1996; Гражданкин и др., 2005; Маслов и др., 2006а, 2008а, 2008б, 2008в, 2013, 2014, 2015, 2016, 2018а; Ножкин и др., 2009; Подковыров и др., 2011, 2017; Маслов, Подковыров, 2013, 2020; и др.). Это работы, посвященные общим закономерностям формирования верхнедокембрийских осадочных последовательностей, публикации по палеоклиматическим реконструкциям, а также сопоставлению литохимических характеристик синорогенных и синрифтовых песчаников и глинистых пород, отложений нескладчатой молассы и многим другим актуальным вопросам современной литогеохимии.

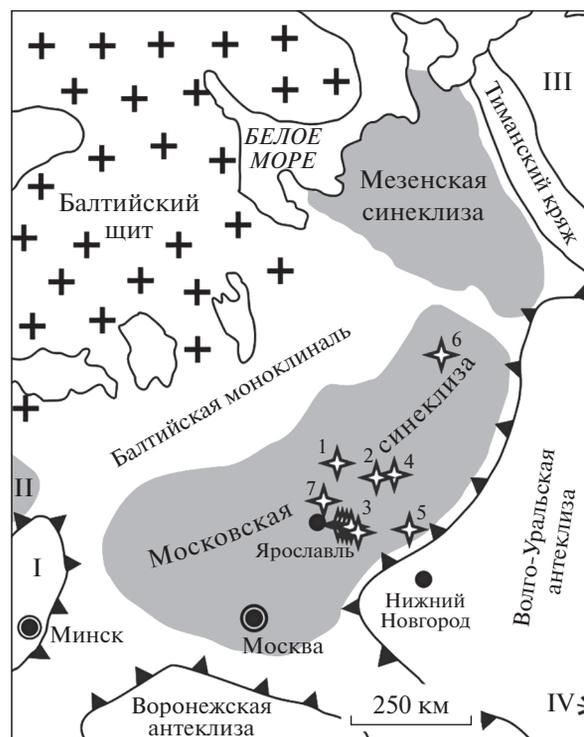
<sup>1</sup> В соответствии с представлениями, изложенными в публикации (Коссовская, 1975), “камуфлированная” пирокластика – пепловый материал вулканических эксплозий, преобразованный в более устойчивые минеральные компоненты. Мы понимаем этот термин несколько шире: “камуфлированная” пирокластика – это не только пепловый, но и более крупный по размерности материал.

### ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ВЕНДА–НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Московская синеклиза является крупнейшей отрицательной структурой Восточно-Европейской платформы (Вендская..., 1985; Гарецкий, Нагорный, 2006). На юге она граничит с Воронежской антеклизой, на севере – с Тиманом. Западные ее фланги примыкают к Балтийскому щиту и Белорусско-Литовскому выступу, а восточные – к Волго-Камскому массиву (рис. 1). Глубины залегания верхневендских и нижнекембрийских отложений в приосевой части синеклизы достигают 1.5–2 км. Именно здесь, в окрестностях Любима, Решмы, Гаврилова Яма, Галича и Котласа находятся наиболее полные разрезы верхнего венда, объединяющей, по данным классической монографии (Вендская..., 1985), опубликованной под редакцией Б.С. Соколова и М.А. Федонкина, (снизу вверх) плетеновскую, усть-пинезскую, любимскую и решминскую свиты. Так как опробование глубоких скважин Гаврилов Ям 1–5, Орехово 3, Даниловская 11, Красавино 2 и других было выполнено А.В. Сочавой и В.Н. Подковыровым в 1989, 1992–94 гг., то расчленение вскрытых ими верхневендских отложений было принято в соответствии с представлениями, изложенными в работе (Вендская..., 1985).

Плетеновская свита (мощность до 50 и более м) сложена гравелитами, грубо- и мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, а также темно-серыми/почти черными аргиллитами. Она несогласно перекрывает кристаллические породы фундамента Восточно-Европейской платформы и рифейские отложения авлакогенов. Ряд исследователей (Хераскова и др., 2005а; Гражданкин, 2012) считает, что плетеновская свита не имеет четкой стратиграфической позиции и ее выделение нецелесообразно.

Усть-пинезская свита (300–400 м) представлена темными зеленовато-серыми и серыми, а также шоколадно-коричневыми аргиллитами, среди которых можно видеть тонкие прослои и пакеты алевролитов и песчаников. В работе (Солонцов, Аксенов, 1970) эта свита была подразделена на три подсвиты – лямицкую, тексинскую и кижмольскую. Указанное деление свиты было сохранено и в монографии (Вендская..., 1985). Лямицкая подсвита объединяет преимущественно аргиллиты; именно к этому уровню разреза приурочен первый вулканокласто-осадочный горизонт. Тексинская подсвита включает песчаники, алевролиты и глинистые породы; к ее верхней части приурочен второй вулканокласто-осадочный горизонт (туфоаргиллиты, витрокластические туфы, смектитовые глины). Кижмольская подсвита представлена глинистыми породами и алевроли-



**Рис. 1.** Основные тектонические элементы Восточно-Европейской платформы, по (Бискэ, 2019; Чистякова и др., 2020) с упрощениями, и положение глубоких скважин (звездочки), вскрывших отложения верхнего венда и нижнего кембрия в осевой части Московской синеклизы. I – Белорусская антеклиза; II – Балтийская синеклиза; III – Тимано-Печорская плита; IV – Шкаповско-Шиханская впадина. Глубокие скважины: 1 – Даниловская 11; 2 – Орехово 3; 3 – Гаврилов Ям 1, 2, 3, 4 и 5; 4 – Галичская; 5 – Медведевская 1; 6 – Красавино 2; 7 – Марьино 1.

тами; она распространена в основном в северной части Московской синеклизы (Вендская..., 1985). Усть-пинезская свита трансгрессивно перекрывает кристаллические породы фундамента, отложения рифея и различные пакеты плетеновской свиты.

Любимская свита (максимальная мощность до 480 м) объединяет пакеты песчаников и алевролитов, гравелиты и конгломераты, а также аргиллиты, окраска которых может быть зеленовато-серой, темно-серой или пестрой. По представлениям, изложенным в работе (Солонцов, Аксенов, 1970), отложения любимской свиты подразделяются на четыре подсвиты. В центральной части Московской синеклизы свита залегает согласно на породах усть-пинезской свиты, а к ее бортам срезает их и переходит на породы кристаллического фундамента (Вендская..., 1985).

Решминская свита (до 230 м и более) сложена красно- и пестроцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и аргиллитоподобными гли-

Вендская..., 1985			Государственная..., 2016			
Верхний венд	Ровенский горизонт	Некрасовская свита	Верхний венд	Лонтоваский горизонт	Галичская свита	
	Котлинский горизонт	Решминская свита		Ровенский горизонт	Лежская свита	
		Любимская свита		Котлинский горизонт	Некрасовская свита	
		Усть-пинежская свита		Редкинский горизонт	Решминская свита	
	Редкинский горизонт	Плетеневская свита		Редкинский горизонт	Любимская свита	Макарьевская свита
						Непейцинская свита
				Гаврилов-ямская свита		
				Плетеневская свита		

Рис. 2. Стратиграфическое расчленение отложений верхнего венда и нижнего кембрия центральных районов Московской синеклизы, по данным (Вендская..., 1985; Государственная..., 2016). Серым фоном показаны размывы и перерывы.

нами. Она несогласно перекрывает различные подсвиты любимской свиты (Вендская..., 1985). В исследованной нами выборке глинистых пород решминская свита образцами не представлена.

На отложениях решминской свиты несогласно залегают породы некрасовской свиты (10...20–100 м), относящейся к ровенскому горизонту балтийской серии. Она объединяет две подсвиты, в низах каждой из которых присутствуют пестро- и красноцветные песчаники, в том числе с глауконитом, сменяющиеся пачками переслаивания алевролитов и глинистых пород (Государственная..., 2016). Иногда в разрезах свиты можно видеть и туфопелиты (Хераскова и др., 2005а).

За почти полвека, прошедшие со времени публикации указанных выше работ, взгляды на стратиграфическое расчленение верхневендских отложений Московской синеклизы претерпели определенные трансформации. Так, уже в объяснительной записке к стратиграфической схеме вендских отложений Московской синеклизы (Кузьменко, Бурзин, 1996) при сохранении объема плетневской, любимской, решминской и некрасовской свит примерно тем же, что и в монографии (Вендская..., 1985), усть-пинежская свита была разделена на три свиты – гаврилов-ямскую, непейцинскую и макарьевскую, связанные постепенными переходами. Нижняя подсвита любимской свиты была включена при этом в состав макарьевской свиты.

Гаврилов-ямская свита (до 140 м и более) сложена в нижней части разнозернистыми песчаниками и толщей темно- и зеленовато-серых, а также буровато-коричневых глинистых пород, среди которых присутствуют прослои алевролитов и туфов, а в верхней – преимущественно аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников.

Непейцинская свита (до 90–95 м) объединяет внизу серовато-зеленые песчаники с прослоями темно-серых аргиллитов, сменяющиеся выше серовато-зелеными и темно-серыми аргиллитами с маломощными прослоями алевролитов и песчаников. В верхней части свиты преобладают зеленовато-серые песчаники, а также темно- и зеленовато-серые аргиллиты.

Макарьевская свита (70–145 м) подразделяется на две подсвиты, в низах каждой из которых можно видеть темно- и зеленовато-серые песчаники и алевролиты с пропластками аргиллитов, а в верхах – преимущественно темно-серые глинистые породы с редкими прослоями песчаников.

В объяснительной записке к Государственной геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) листа О-37 – Ярославль (Государственная..., 2016) верхневендский отдел включает плетневскую, гаврилов-ямскую, непейцинскую и макарьевскую свиты, принадлежащие редкинской серии/горизонту, а также любимскую и решминскую свиты, входящие в состав котлинской серии/горизонта. Выше залегают некрасовская свита ровенского горизонта верхнего венда, а также лежская и галичская свиты лонтоваского горизонта нижнего кембрия (рис. 2).

Лежская свита (от 40 до более 100 м) согласно залегают на породах верхнего венда и представлена зеленовато-голубовато- и темно-серыми, а местами красноцветными глинистыми породами, среди которых в нижней части присутствуют прослои алевролитов и песчаников в том числе и с глауконитом.

Галичская свита (20–100 и более м) объединяет зеленовато- и голубовато-серые аргиллиты и плотные глины. В нижней части свиты среди глинистых пород присутствуют пропластки алевро-

литов и песчаников с глауконитом. На подстилающих отложениях лежской свиты породы галичской свиты залегают согласно.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для литохимических исследований нами использованы данные о валовом химическом составе глинистых пород верхнего венда, лежской и галичской свит нижнего кембрия, а также вулканических туфов, присутствующих среди отложений усть-пинезской свиты (банк данных “PRECSSED”, ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, всего ~120 образцов). Определение содержаний основных петрогенных оксидов в них (табл. 1) выполнено методом “мокрой химии” в ЦЛ Северо-Западного ПГО (г. Красное Село).

По указанным аналитическим материалам построена серия классификационных и дискриминантных диаграмм<sup>2</sup>, позволяющих с той или иной долей вероятности оценить состав глинистых пород, источники слагающей их тонкой алюмосиликокластики, палеоклиматические обстановки, возможное присутствие “камуфлированной” пирокластики и ряд других особенностей формирования отложений в переходную между вендом и кембрием эпоху.

По данным (Аксенов, Волкова, 1969; Кузьменко и др., 1994; Хераскова и др., 2005а) аргиллиты редкинского уровня представляются каолинитом, смешанослойными образованиями типа иллит-сметит и хлоритом. В разрезах любимской и решминской свит преобладают иллитовые глины, а подчиненную роль играют иллит-сметитовые пепловые туфы с эпидотом (Хераскова и др., 2005а). Аргиллиты некрасовской свиты также в основном состоят из иллита. Источниками существенной части тонкой алюмосиликокластики для осадочных последовательностей венда Московской синеклизы выступали, по представлениям (Горохов и др., 2005), осадочные породы рифея. Аргиллиты лежской и галичской свит также имеют преимущественно иллитовый состав с той или иной примесью смектитового компонента (Хераскова и др., 2005б, 2006).

Основными компонентами глинистых пород верхнего венда и нижнего кембрия Московской синеклизы, по данным (Пиррус, 1980), являются иллит и хлориты, каолинит и смешанослойные образования (иллит-сметит). Последние в наибольшей степени свойственны нижним уровням верхнего венда. Базальные уровни котлинского горизонта характеризуются присутствием заметного количества каолинита, что, возможно, связано с процессами глубокого гумидного выветрива-

ния в областях сноса на фоне затухания вулканической деятельности. Анализ средних содержаний глинистых минералов “в отдельных разрезах” позволил Э.А. Пиррусу наметить основные направления поступления их в бассейн Московской синеклизы. Так, установлено, что в начале позднего венда хлорит поступал с северо-востока и юго-востока, смешанослойные образования — с востока, а каолинит — с запада. Эта картина в общих чертах сохраняется и позднее. В ровенское время каолинит поступает с запада и северо-запада, а минералы хлоритовой группы — с юго-востока; северо-восточный источник хлоритов исчезает. Мало меняется ситуация и в лонтоваское время. Приведенные в работе (Пиррус, 1980) данные позволяют считать, что в позднем венде и раннем кембрии к западу от Московской синеклизы существовал обширный, слабо расчлененный континент, в пределах которого в условиях гумидного климата были проявлены процессы химического выветривания. Указанная суша и являлась основным источником “фронтального потока” каолинита. К востоку от Московской синеклизы источники глинистого материала не были столь постоянны; предполагается, что здесь в размыв нередко вовлекались и осадочные толщи рифея.

## ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И ЕГО ОБСУЖДЕНИЕ

На диаграмме  $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$  (Юдович, Кетрис, 2000) подавляющая часть фигуративных точек всех имевшихся в нашем распоряжении образцов глинистых пород верхнего венда и нижнего кембрия центральной части Московской синеклизы локализована в полях II (преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита глины) и V (стандартная трехкомпонентная система хлорит + смектит + иллит) (рис. 3а). Это позволяет считать, что по соотношению  $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$  и  $(Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$  рассматриваемая нами выборка является достаточно однородной.

В области V на указанном графике расположены и точки вулканических туфов, но им свойственны значения  $(Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2 < 0.01$ , что позволяет видеть отличие их состава от состава основной массы “обычных” глинистых пород верхнего венда и нижнего кембрия. Референтная точка среднего постархейского глинистого сланца, PAAS (Taylor, McLennan, 1985) локализована на рассматриваемой диаграмме в зоне перекрытия областей II и V.

<sup>2</sup> Детально эти диаграммы рассмотрены в публикациях (Маслов и др., 2018б, 2020), и здесь мы на их характеристики не останавливаемся.

<sup>3</sup>  $Fe_2O_3^*$  — суммарное железо в виде  $Fe_2O_3$ .

<sup>4</sup> В отечественных публикациях эта диаграмма традиционно именуется “диаграммой НКМ–ФМ”.

**Таблица 1.** Среднее, минимальное и максимальное содержание основных породообразующих оксидов в глинистых породах верхнего венда и нижнего кембрия центральных районов Московской синеклизы, мас. %

Компоненты, отношения	Свита						
	Плетеневская	Усть-пинезская			Любимская	Лежская <sup>#</sup>	Галичская
		Аргиллиты	Обр. 939/11 (туфы)	Обр. 939/56 (туфы)			
SiO <sub>2</sub>	$54.90 \pm 2.56$ 51.36–59.26	$57.82 \pm 3.39$ 50.80–66.48	72.37	75.05	$60.31 \pm 3.60$ 53.14–66.32	62.89	$60.65 \pm 2.66$ 56.19–63.42
TiO <sub>2</sub>	$0.94 \pm 0.14$ 0.80–1.22	$0.83 \pm 0.13$ 0.58–1.19	0.68	0.48	$0.90 \pm 0.08$ 0.71–1.05	0.94	$0.87 \pm 0.14$ 0.68–1.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$20.95 \pm 2.09$ 17.92–22.91	$18.77 \pm 1.55$ 15.73–23.96	13.64	11.22	$17.92 \pm 1.26$ 15.42–21.14	16.54	$17.54 \pm 1.10$ 16.25–18.89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	$9.56 \pm 2.40$ 7.04–14.00	$8.44 \pm 1.97$ 4.50–18.17	3.05	2.55	$8.89 \pm 2.59$ 5.08–14.17	8.00	$8.13 \pm 1.06$ 6.66–10.13
MnO	$0.05 \pm 0.02$ 0.03–0.10	$0.19 \pm 0.34$ 0.01–2.28	0.05	0.15	$0.05 \pm 0.04$ 0.01–0.24	0.05	$0.04 \pm 0.03$ 0.01–0.10
MgO	$2.28 \pm 0.21$ 1.99–2.58	$2.24 \pm 0.46$ 1.25–3.61	1.95	1.76	$2.17 \pm 0.57$ 1.05–3.29	2.60	$2.50 \pm 0.21$ 2.22–2.85
CaO	$0.41 \pm 0.21$ 0.28–0.86	$0.59 \pm 0.49$ 0.17–3.74	0.56	1.68	$0.36 \pm 0.23$ 0.17–1.39	0.31	$0.34 \pm 0.22$ 0.21–0.88
Na <sub>2</sub> O	$1.10 \pm 0.24$ 0.89–1.60	$1.26 \pm 0.40$ 0.24–2.70	2.28	1.22	$1.24 \pm 0.20$ 0.89–1.68	0.59	$0.70 \pm 0.09$ 0.56–0.80
K <sub>2</sub> O	$3.35 \pm 0.75$ 2.40–4.47	$3.83 \pm 0.48$ 2.59–5.59	2.88	2.38	$3.75 \pm 0.31$ 3.24–4.40	3.60	$4.76 \pm 0.22$ 4.51–5.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	$0.14 \pm 0.14$ 0.06–0.44	$0.09 \pm 0.11$ 0.02–0.73	0.08	0.12	$0.08 \pm 0.13$ 0.02–0.70	0.09	$0.04 \pm 0.02$ 0.02–0.08
Ппп	$6.70 \pm 2.31$ 3.77–9.53	$6.29 \pm 1.77$ 3.18–9.63	2.25	3.11	$4.63 \pm 1.13$ 3.05–8.79	4.64	$4.69 \pm 0.42$ 4.07–5.31
ГМ	$0.58 \pm 0.05$ 0.49–0.64	$0.49 \pm 0.08$ 0.34–0.79	0.34	0.29	$0.46 \pm 0.08$ 0.35–0.64	0.41	$0.44 \pm 0.05$ 0.38–0.53
СИА	$77 \pm 4$ 72–81	$72 \pm 4$ 55–77	63	59	$73 \pm 2$ 67–77	75	$72 \pm 1$ 70–73
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	$3.15 \pm 0.80$ 1.50–3.96	$3.64 \pm 3.20$ 1.09–23.29	1.26	1.95	$3.11 \pm 0.65$ 2.10–4.94	7.39	$6.89 \pm 0.82$ 5.84–8.05
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$2.65 \pm 0.35$ 2.29–3.11	$3.11 \pm 0.40$ 2.12–4.14	5.31	6.69	$3.39 \pm 0.40$ 2.68–4.30	3.81	$3.48 \pm 0.36$ 2.97–3.86
K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$0.16 \pm 0.04$ 0.13–0.21	$0.20 \pm 0.02$ 0.16–0.27	0.21	0.21	$0.21 \pm 0.02$ 0.17–0.24	0.22	$0.27 \pm 0.01$ 0.25–0.29
TiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$0.045 \pm 0.005$ 0.039–0.054	$0.044 \pm 0.007$ 0.031–0.060	0.050	0.043	$0.050 \pm 0.005$ 0.041–0.059	0.056	$0.049 \pm 0.007$ 0.039–0.059
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	$4.44 \pm 0.74$ 3.78–5.60	$5.09 \pm 0.57$ 4.05–6.46	5.16	3.60	$5.00 \pm 0.30$ 4.29–5.58	4.19	$5.46 \pm 0.27$ 5.07–5.96
EF <sub>P2O5</sub>	$0.47 \pm 0.15$ 0.36–0.76	$0.50 \pm 0.38$ 0.12–1.73	0.69	1.26	$0.37 \pm 0.29$ 0.11–1.09	0.60	$0.27 \pm 0.16$ 0.12–0.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> */Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$0.47 \pm 0.17$ 0.32–0.78	$0.45 \pm 0.10$ 0.23–0.85	0.74	0.90	$0.50 \pm 0.14$ 0.29–0.75	0.48	$0.46 \pm 0.05$ 0.40–0.54
<i>n</i>	7	70	1	1	27	2	8

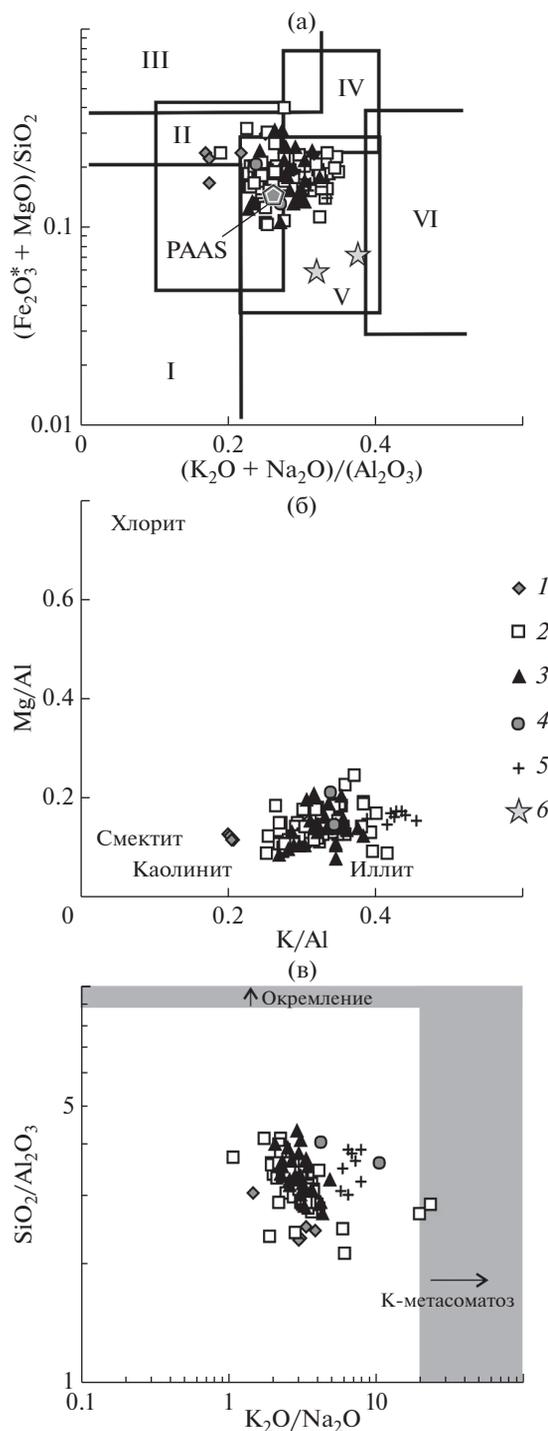
Примечание. В числителе – среднее арифметическое и стандартное отклонение, в знаменателе – минимальное и максимальное содержание. ппп – потери при прокаливании, *n* – число проанализированных образцов, <sup>#</sup> – среднее арифметическое.

На диаграмме K/Al–Mg/Al (Turgeon, Brum-sack, 2006) точки аргиллитов и аргиллитоподобных глин верхнего венда и нижнего кембрия также расположены весьма компактно, позволяя считать, что в их составе преобладает иллит, а подчиненную роль играют каолинит и смектит (рис. 3б). Это согласуется со сделанными ранее выводами о минеральном составе рассматриваемых нами образований.

Расположение точек глинистых пород исследуемой выборки на графике  $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$  (Bolnar et al., 2005) дает основание думать, что процессы К-метасоматоза и окремнения их не затронули (рис. 3в). Это является важным выводом для всех дальнейших генетических построений.

Еще одно обстоятельство, требующее обязательного освещения при исследовании как глинистых, так и обломочных пород, это тип слагающей их алюмосиликокластики – петрогенный (т.е. прошедший всего один цикл седиментации и в связи со сказанным в существенной мере сохранивший большинство характеристик процессов своего формирования) или литогенный (испытывавший более одного цикла седиментации, и утративший многие исходные “сигналы”). По данным о содержании в глинистых породах основных петрогенных оксидов решить эту задачу можно с помощью подхода, предложенного в публикациях (Юдович, Кетрис, 2000, 2015 и др.). В соответствии с ним, если для той или иной выборки между модулями ТМ<sup>5</sup> и ЖМ имеет место положительная корреляция, а между модулями НКМ и ГМ она отрицательная, то указанная выборка представлена породами петрогенными.

Анализ соотношения в глинистых породах плетневской и любимской свит названных модулей показывает, что между обоими парами существует отрицательная корреляция ( $r_{ТМ-ЖМ} = -0.09$  и  $-0.11$ ,  $r_{НКМ-ГМ} = -0.60$  и  $-0.21$ )<sup>6</sup> и, следовательно, глинистые породы данных уровней верхнего венда содержат существенную долю литогенного материала. Напротив, аргиллиты усть-пинезжской свиты характеризуются положительной корреляцией между модулями ТМ и ЖМ ( $r = 0.20$ ) и отрицательной корреляцией между модулями НКМ и



**Рис. 3.** Положение точек глинистых пород различных литостратиграфических подразделений верхнего венда и нижнего кембрия на диаграммах  $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$  (а),  $K/Al - Mg/Al$  (б) и  $K_2O/Na_2O - SiO_2/Al_2O_3$  (в). Свиты: 1 – плетневская; 2 – усть-пинезжская; 3 – любимская; 4 – лежская; 5 – галичская; 6 – вулканические туфы. (а): Поля состава глин: I – преимущественно каолинитовые; II – преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита; III – преимущественно хлоритовые с примесью Fe-иллита; IV – хлорит-иллитовые; V – хлорит-смектит-иллитовые; VI – иллитовые со значительной примесью дисперсных полевых шпатов.

<sup>5</sup> Здесь и далее: ТМ – титановый модуль  $TiO_2/Al_2O_3$ , ЖМ – железный модуль  $(Fe_2O_3^* + MnO)/(Al_2O_3 + TiO_2)$ , НКМ – модуль нормированной щелочности  $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ , ГМ – гидролизатный модуль  $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3^* + MnO)/SiO_2$ , ФМ – фемический модуль  $(Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ , ЩМ – щелочной модуль  $Na_2O/K_2O$ , НМ – натриевый модуль  $Na_2O/Al_2O_3$ , КМ – калиевый модуль  $K_2O/Al_2O_3$ , АМ – алумокремниевый модуль  $Al_2O_3/SiO_2$  (Юдович, Кетрис, 2000).

<sup>6</sup> r – коэффициент корреляции.

ГМ ( $r = -0.38$ ). Их можно считать сложенными преимущественно петрогенным, слабо преобразованным процессами седиментогенеза, материалом. Преимущественно литогенным материалом представлены, по всей видимости, и глинистые породы галичской свиты, демонстрирующие отрицательную корреляцию между обоими парами модулей ( $r_{\text{ГМ-ЖМ}} = -0.06$ ,  $r_{\text{НКМ-ГМ}} = -0.56$ ). Исходя из сказанного, можно считать, что глинистые породы усть-пинежской (гаврилов-ямской + непейцинской + макарьевской) свиты прошли при своем формировании только один цикл “выветривание  $\Rightarrow$  перенос  $\Rightarrow$  седиментация  $\Rightarrow$  диагенез  $\Rightarrow$  катагенез” и их литогеохимические особенности могут быть достаточно корректно использованы для различных генетических реконструкций. Породы всех других рассматриваемых нами в данной работе свит, по всей видимости, являются литогенными, т.е. подверглись более одному циклу переноса и переотложения, или содержат существенную долю такого материала.

По сравнению с PAAS глинистые породы плетневской свиты в среднем несколько обеднены оксидами кремния и фосфора (соответственно  $0.87 \pm 0.04$  и  $0.85 \pm 0.85$  PAAS). Среднее содержание оксида кальция в них составляет  $0.31 \pm 0.16$  PAAS (рис. 4а). Среднее содержание суммарного железа в виде FeO здесь равно  $1.34 \pm 0.34$  PAAS. Содержание остальных оксидов примерно соответствует их содержанию в среднем постархейском австралийском глинистом сланце.

Аргиллиты усть-пинежского уровня характеризуются пониженным против PAAS средним содержанием оксидов титана, кальция и фосфора ( $0.83 \pm 0.13$ ,  $0.45 \pm 0.37$  и  $0.59 \pm 0.71$  PAAS). Среднее содержание оксида двухвалентного железа в них также как в глинистых породах плетневской свиты несколько выше, чем в PAAS ( $1.18 \pm 0.28$ ). Остальные оксиды присутствуют в сопоставимых с PAAS концентрациях (рис. 4б). Присутствующие среди отложений усть-пинежской свиты вулканические туфы (обр. 939/11 и 939/56, табл. 1) характеризуются несколько повышенным против PAAS средним содержанием оксида кремния и (в одном из двух образцов) оксида натрия. Содержание остальных оксидов (за исключением оксида кальция) в той или иной степени ниже, чем в PAAS. Так, содержание FeO\* в вулканических туфах составляет  $0.36$ – $0.43$  PAAS, а K<sub>2</sub>O —  $0.64$ – $0.78$  PAAS. Содержание оксида кальция может быть как сопоставимо с тем, что характерно для PAAS, так и заметно ниже (при этом образец вулканических туфов 939/12, содержание CaO в котором составляет 21.39 мас. %, из рассмотрения нами исключен).

Глинистые породы любимской свиты имеют сопоставимые с PAAS средние концентрации оксидов кремния, титана, алюминия, магния, натрия и калия. Средняя концентрация в них окси-

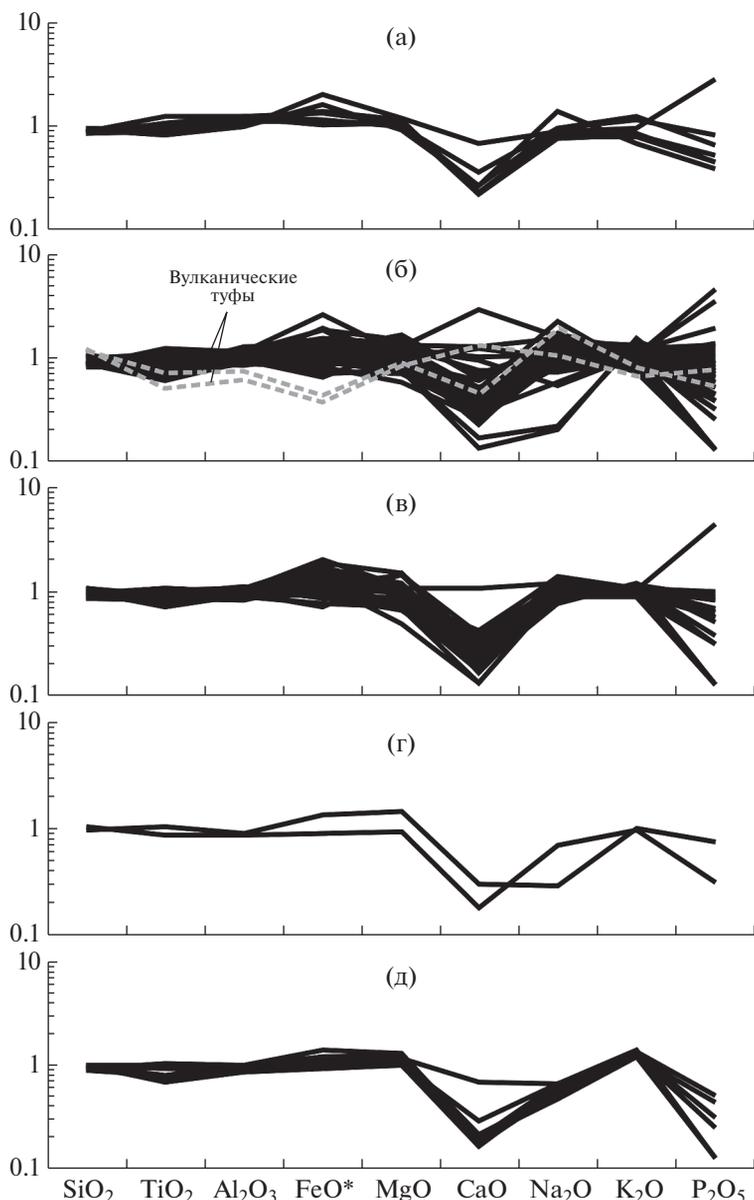
да двухвалентного железа несколько выше, чем в PAAS, а оксидов кальция и фосфора заметно ниже (соответственно  $1.24 \pm 0.36$ ,  $0.27 \pm 0.17$  и  $0.50 \pm 0.82$ ) (рис. 4в).

Глинистые породы лежской свиты нижнего кембрия имеют среднее содержание оксидов кремния, титана, алюминия и калия сопоставимое в той или иной мере с PAAS, в то же время средние концентрации оксидов железа и магния в них незначительно выше, а кальция, натрия и фосфора заметно ниже, чем в PAAS (рис. 4г).

Наконец, аргиллиты и аргиллитоподобные глины галичской свиты в сравнении с PAAS характеризуются сопоставимыми средними концентрациями оксидов кремния и алюминия ( $0.97 \pm 0.04$  и  $0.93 \pm 0.06$ ), среднее содержание оксидов двухвалентного железа, магния и калия в них несколько выше, чем в PAAS, а оксидов кальция, натрия и фосфора составляет от четверти до половины их содержания в среднем постархейском глинистом сланце (соответственно  $0.26 \pm 0.17$ ,  $0.58 \pm 0.08$  и  $0.25 \pm 0.15$ ) (рис. 4д). Содержание оксида титана в глинистых породах данного уровня разреза варьирует от 0.68 до 1.02 PAAS при среднем содержании  $0.87 \pm 0.14$ .

В целом нормированные на PAAS кривые распределения основных породообразующих оксидов в глинистых породах верхнего венда и нижнего кембрия центральной части Московской синеклизы достаточно похожи друг на друга. Единственное их, пожалуй, отличие — это заметно варьирующие (как большие, так и меньшие, чем в PAAS) концентрации оксида фосфора в глинистых породах верхнего венда. В аргиллитах нижнего кембрия среднее содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> меньше, чем в PAAS.

Общий тренд изменения химического состава глинистых пород верхнего венда—нижнего кембрия центральной части Московской синеклизы может быть описан вариациями различных индикаторных отношений основных породообразующих оксидов. Мы выбрали для настоящей работы только два из них — SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (рис. 5). Очевидно, что с учетом погрешностей глинистые породы любимско-галичского интервала обладают статистически несколько большими величинами первого отношения, чем плетневско-усть-пинежские аргиллиты. Величины второго отношения значимо больше в глинистых породах нижнего кембрия, чем в аргиллитах верхнего венда. В последних средние значения K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O статистически не отличаются от величины данного параметра в PAAS, тогда как в первых они примерно в 2 раза выше. Интересно, что перерывы, разделяющие плетневскую и усть-пинежскую, а также усть-пинежскую и любимскую свиты, принципиально не повлияли на свойственные слагающим их глинистым породам значения обоих параметров. По-видимому, это следствие, как их



**Рис. 4.** Нормированное к PAAS содержание основных породообразующих оксидов в глинистых породах верхнего венда–нижнего кембрия центральных районов Московской синеклизы и вулканических туфах, присутствующих среди отложений усть-пинезской свиты. Свиты: а – плетневская; б – усть-пинезская; в – любимская; г – лежская; д – галичская.

кратковременности, так и отсутствия серьезных тектонических перестроек в областях питания.

Для установления *источников тонкой алюмосиликокластики*, слагающей глинистые породы верхнего венда, а также лежской и галичской свит использованы диаграммы  $(CaO + MgO) - SiO_2/10 - (Na_2O + K_2O)$  (Bavinton, 1981) и F1–F2<sup>7</sup>

<sup>7</sup> Здесь  $F1 = 30.638TiO_2/Al_2O_3 - 12.541Fe_2O_3^*/Al_2O_3 + 7.329MgO/Al_2O_3 + 12.031Na_2O/Al_2O_3 + 35.402K_2O/Al_2O_3 - 6.382$ ;  $F2 = 56.500TiO_2/Al_2O_3 - 10.879Fe_2O_3^*/Al_2O_3 + 30.875MgO/Al_2O_3 - 5.404Na_2O/Al_2O_3 + 11.112K_2O/Al_2O_3 - 3.89$ .

(Roser, Korsch, 1988). На первой из них наблюдается компактная локализация всех точек глинистых пород верхнего венда и нижнего кембрия в области составов осадочных образований (область II) и вне ее, примерно на уровне значений  $(CaO + MgO)$ , характерных для кислых магматических образований (область I) (рис. 6а). Это дает основание думать, что источниками тонкой алюмосиликокластики для рассматриваемого нами интервала разреза осадочного выполнения Московской синеклизы выступали как породы кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, так и осадочные породы рифея (?). Распределение точек на графике F1–F2 также

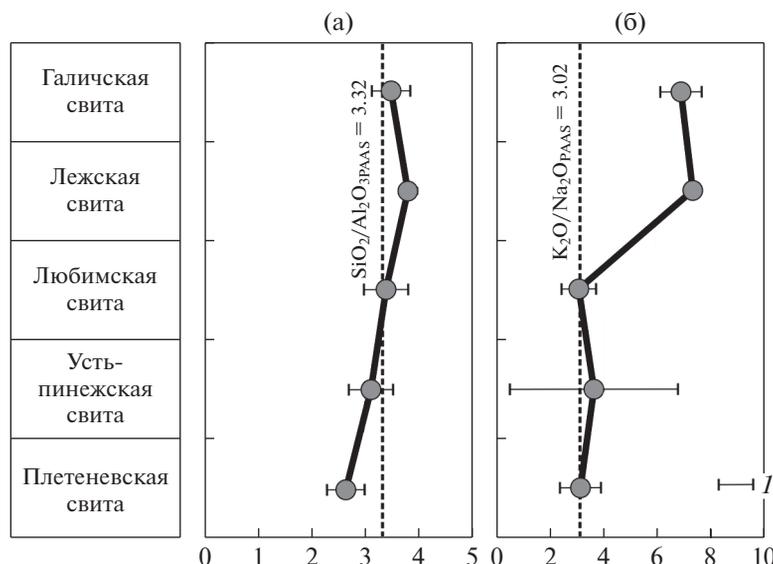


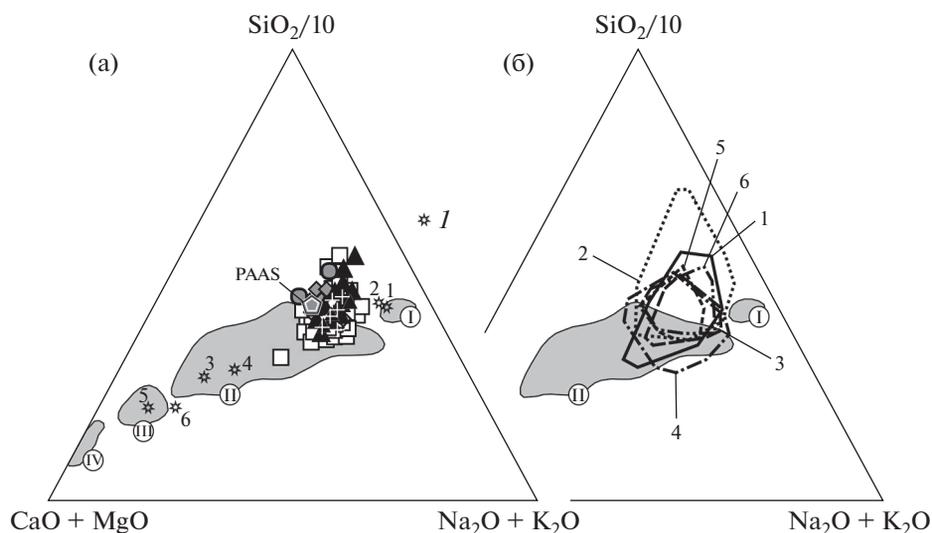
Рис. 5. Вариации средних величин  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (а) и  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (б) в глинистых породах различных литостратиграфических подразделений верхнего венда и нижнего кембрия центральной части Московской синеклизы.  $I$  — величина  $\pm$  стандартного отклонения.

указывает на участие в формировании состава глинистых пород верхнего венда и нижнего кембрия продуктов эрозии как осадочных, так и магматических пород (рис. 7). Если внимательно анализировать положение здесь точек различных литостратиграфических подразделений, то можно увидеть, что точки аргиллитов плетневской свиты в основном сосредоточены в областях изверженных пород основного и среднего состава. Точки глинистых пород усть-пинезской и любимской свит в основном присутствуют в областях изверженных пород среднего и кислого состава, частично занимая положение и в области богатых кварцем осадочных образований. Точки лежской и галичской свит сосредоточены либо исключительно в последней области, либо находятся и в области изверженных пород кислого состава. Если сказанное выше корректно, то, по всей видимости, при формировании осадочных последовательностей верхнего венда—нижнего кембрия Московской синеклизы имела место некоторая, но выраженная не ярко, эволюция состава пород, слагавших палеоводоразделы.

Сопоставление положения на диаграмме  $(\text{CaO} + \text{MgO})-\text{SiO}_2/10-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  полей состава глинистых пород верхнего венда и нижнего кембрия осевой зоны Московской синеклизы, Балтийской моноклинали (Подковыров и др., 2017), северо-запада Мезенской синеклизы (Беломорско-Кулойское плато) (Гражданкин и др., 2005) и Шкаповско-Шиханской впадины (Маслов и др., 2006б) позволяет видеть, что все они, за исключением поля верхневендских аргиллитов Балтийской моноклинали, характеризуются почти 70–

80-процентным перекрытием (рис. 6б), т.е. состав палеоводосборов-источников тонкой алюмосиликокластики для существовавших в это время на территории Восточно-Европейской платформы осадочных бассейнов был достаточно сходен. Несомненно роль среди источников материала для верхневендских аргиллитов южной и юго-восточной периферии Балтийского щита субстратов с повышенным содержанием оксида кремния может быть следствием более близкого положения этого района к областям интенсивного химического выветривания.

Индикаторами *палеоклимата* при литохимических исследованиях являются гидролизатный модуль (ГМ) и ряд индексов — химический индекс изменения, CIA (Nesbitt, Young, 1982), индекс изменения состава, IVC (Cox et al., 1995) и др. (Маслов, 2005; Маслов и др., 2016). Мы используем ниже только два из них — ГМ и CIA. Чем выше значение каждого из названных индикаторов, тем выше/интенсивнее являлось химическое выветривание пород на палеоводосборах. Средние значения ГМ в разрезе верхнего венда—нижнего кембрия Московской синеклизы снижаются от плетневского уровня к лежскому (0.58–0.41), а потом несколько возрастают (галичская свита — 0.44) (рис. 8а). С учетом погрешностей можно считать, что степень “химической зрелости” глинистых пород галичской свиты несколько меньше, чем плетневских аргиллитов. Изменение средних значений CIA снизу вверх по разрезу верхнего венда, лежской и галичской свит не столько контрастно (рис. 8б). Все они отвечают интервалу 72–77, т. е. источники тонкой алюмо-



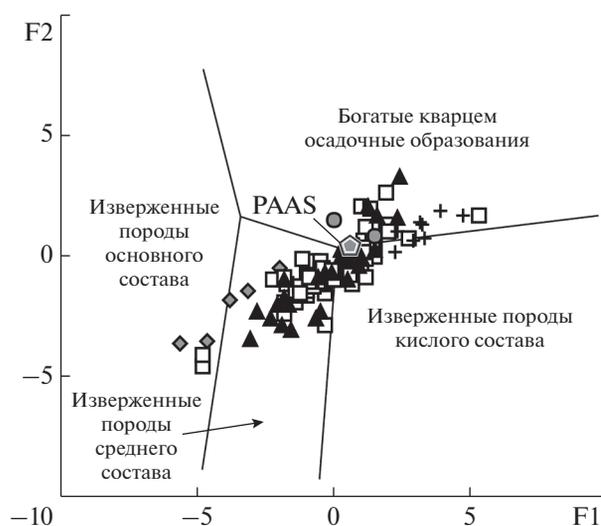
**Рис. 6.** Положение точек аргиллитов и аргиллитоподобных глин различных литостратиграфических подразделений верхнего венда и нижнего кембрия осевой части Московской синеклизы (а) и полей состава глинистых пород того же интервала различных районов Восточно-Европейской платформы (б) на диаграмме  $(CaO + MgO)–SiO_2/10–(Na_2O + K_2O)$ . (а): I – средние типы различных магматических пород (1 – архейские граниты, 2 – протерозойские граниты, 3 – позднеархейские андезиты, 4 – позднепротерозойские андезиты, 5 – позднеархейские известково-щелочные базальты, 6 – позднепротерозойские известково-щелочные базальты), все по (Condie, 1993). Римские цифры в кружках – поля состава, все по (Bavinton, 1981): I – гранитов; II – осадочных пород; III – базальтов; IV – ультраосновных пород. (б): 1 – верхний венд осевой зоны Московской синеклизы; 2 – верхний венд Балтийской моноклинали; 3 – верхний венд Беломорско-Кулойского плато; 4 – верхний венд Шкаповско-Шиханской впадины; 5 – нижний кембрий центральной части Московской синеклизы; 6 – нижний кембрий Балтийской моноклинали. глинистых пород различных районов Восточно-Европейской платформы: Остальные условные обозначения см. рис. 3.

силикокластики находились в областях относительно теплого (но не жаркого) климата, а с учетом погрешностей какая-либо тенденция изменения климатических обстановок на палеоводоразделах позднего венда–раннего кембрия, окружавших бассейн Московской синеклизы не устанавливается.

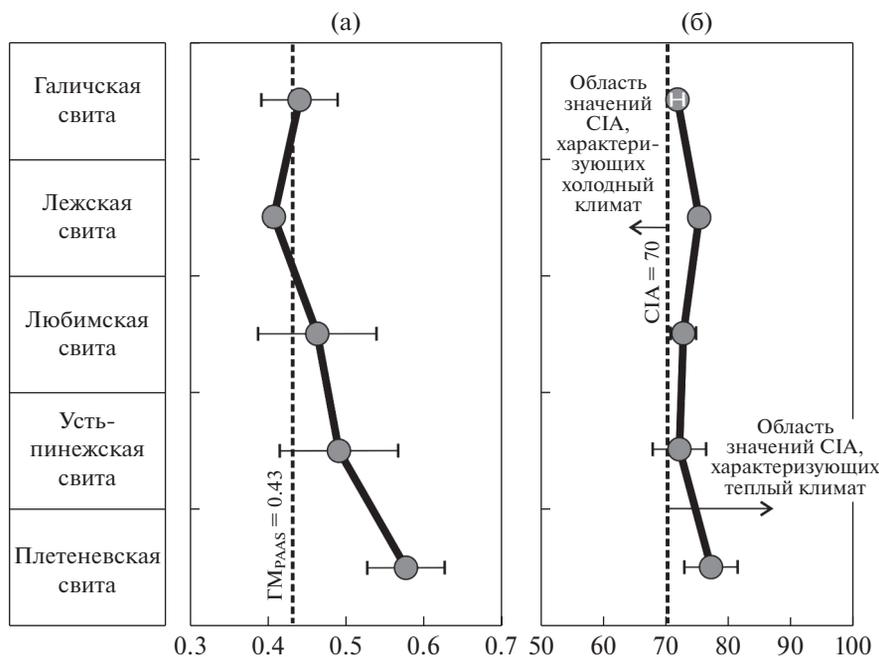
Интересно отметить, что корреляция между присущими глинистым породам разных литостратиграфических подразделений верхнего венда и нижнего кембрия величинами ГМ и CIA в заметной степени варьирует (рис. 9). Так, для аргиллитов плетневской свиты коэффициент корреляции между названными параметрами составляет 0.47, для аргиллитов усть-пинезжской свиты он несколько меньше – 0.30. Глинистые породы любимской свиты характеризуются величиной  $r_{ГМ-CIA} = 0.20$ , а аргиллиты и аргиллитоподобные глины галичской свиты вообще демонстрируют отсутствие корреляции между рассматриваемыми нами индикаторами палеоклимата, что требует специального рассмотрения.

Некоторые литохимические характеристики тонкозернистых осадочных пород позволяют, как известно, оценить также *биопродуктивность* морских бассейнов геологического прошлого. Высокая биопродуктивность обычно предполагается для палеобассейнов, осадки которых обогащены органическим веществом (ОВ) (Planavsky et al.,

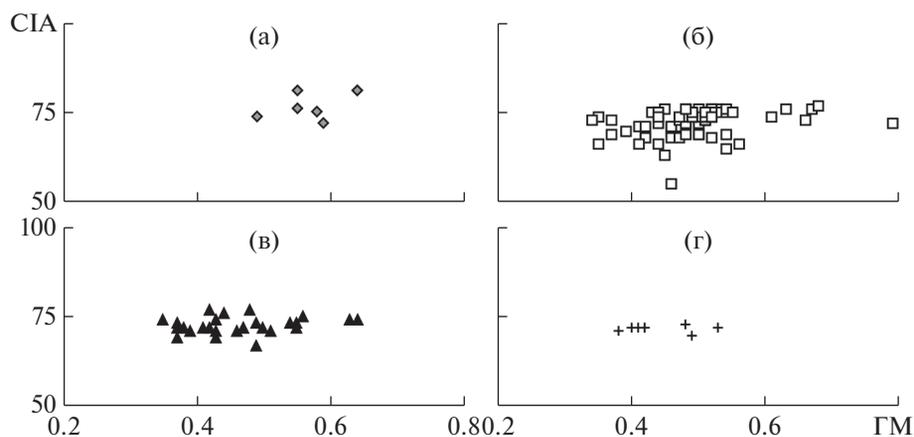
2010; Plewa et al., 2012; Yeasmin et al., 2017; и др.), так как морское ОВ, помимо C, N и P, содержит такие ключевые нутриенты, как K, Mg, Ca, Sr, Fe, Zn, Cu, Co, Cd, Mo и др. (Algeo, Ingall, 2007; Och, 2011; и др.). К наиболее известным индикаторам



**Рис. 7.** Положение точек глинистых пород различных литостратиграфических подразделений верхнего венда и нижнего кембрия осевой части Московской синеклизы на диаграмме F1–F2. Условные обозначения см. рис. 3.



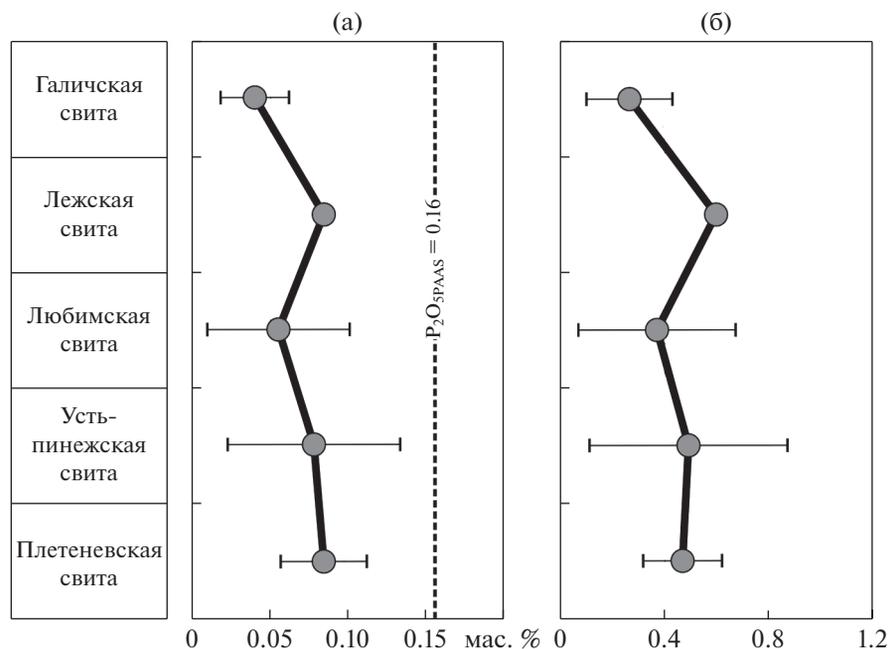
**Рис. 8.** Вариации средних величин ГМ (а) и CIA (б) в глинистых породах различных свит верхнего венда и нижнего кембрия центральной части Московской синеклизы. Условные обозначения см. рис. 5.



**Рис. 9.** Корреляция величин ГМ и CIA в глинистых породах плетневской (а), усть-пинезской (б), любимской (в) и галичской (г) свит. Условные обозначения см. рис. 3.

палеобиопродуктивности относятся Ва и Р. Содержание Р в большинстве осадочных пород тесно связано с количеством захороненного ОВ. Следовательно, его можно рассматривать как функцию биопродуктивности палеобассейна, однако использование такого индикатора имеет ряд ограничений (Jarvis et al., 1994; Piper, Perkins, 2004). В некоторых случаях даже существенно повышенное содержание Р в осадочных породах не обязательно является свидетельством высокой биопродуктивности палеобассейна, так как количество  $P_{\text{орг}}$  контролируется также и окислительно-восстановительными обстановками в придон-

ных слоях воды (Tribovillard et al., 2006). Фосфор тесно связан также с Fe (Planavsky et al., 2010), и некоторые исследователи полагают, что высокая концентрация Fe в водной массе может быть фактором, ограничивающим первичную продуктивность, а, следовательно, и темпы поступления ОВ в осадки (Mills et al., 2004). Считается (Parineau, 2010; Lenton et al., 2014; Laakso, Schrag, 2014; Hopton, 2015), что в докембрии первичная продуктивность и скорости захоронения  $C_{\text{орг}}$  в осадках были весьма чувствительны к потоку фосфора с континентов, в моменты интенсивного выветривания магматических пород основного состава, входив-



**Рис. 10.** Вариации средних содержаний  $P_2O_5$  (а) и средних величин  $EF_{P_2O_5}$  (б) в глинистых породах различных лито-стратиграфических подразделений верхнего венда и нижнего кембрия центральной части Московской синеклизы. Условные обозначения см. рис. 3 и 5.

ших в состав крупных магматических провинций. Степень обогащения осадочных пород Р/коэффициент концентрации (Enrichment Factor, EF) может быть рассчитана по разным формулам. В данной работе мы используем следующее уравнение –  $EF = (P_2O_{5обр}/Al_2O_{3обр}) / (P_2O_{5PAAS}/Al_2O_{3PAAS})$ , т.е. рассчитываем коэффициент концентрации относительно PAAS (Taylor, McLennan, 1985).

Среднее содержания оксида фосфора в глинистых породах верхнего венда и нижнего кембрия центральной части Московской синеклизы варьирует от  $0.04 \pm 0.02$  (галичская свита) до  $0.09 \pm 0.03$  мас. % (плетеневская свита), что заметно меньше, чем содержание  $P_2O_5$  в PAAS (0.16 мас. %). Какая-либо определенная тенденция изменения данного параметра снизу вверх по разрезу с учетом погрешностей практически не выражена (рис. 10а). Соответственно нет какого-либо изменения в разрезе и средних для свит величин  $EF_{P_2O_5}$  (рис. 10б). Максимальная величина  $EF_{P_2O_5}$ , характерная для аргиллитов лежской свиты (0.60), значительно ниже 1, что указывает на достаточно низкую биопродуктивность бассейна и в начале раннего кембрия. Еще ниже значения рассматриваемого параметра для глинистых пород верхнего венда (0.37–0.50), даже, несмотря на “массовое присутствие” в аргиллитах котлинского горизонта пленок органического вещества (Вендская..., 1985).

Средняя величина  $EF_{P_2O_5}$  для верхневендских аргиллитов Балтийской моноклинали (старорус-

ская, василеостровская и воронковская свиты) составляет  $0.84 \pm 1.03$  (минимум – 0.12, максимум – 5.69). Нижнекембрийские глинистые породы этой же структуры (ломоносовская и сиверская свиты) характеризуются несколько меньшими и средним значением коэффициента обогащения оксида фосфора ( $0.59 \pm 0.37$ ) и максимальной величиной данного параметра ( $EF_{P_2O_5} = 2.55$ ). Глинистые породы верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины (байкибашевская, старопетровская, салиховская и карлинская свиты), напротив, демонстрируют более высокие  $EF_{P_2O_5}$ , среднее ( $1.36 \pm 1.90$ ) и  $EF_{P_2O_5}$ , максимум (9.74). Распределение значений  $EF_{P_2O_5}$  в аргиллитах верхнего венда Беломорско-Кулойского плато более равномерное ( $EF_{P_2O_5}$ , среднее –  $0.79 \pm 0.57$ ), хотя разброс минимальных и максимальных величин данного параметра также значителен (0.13–3.13). Анализ этих данных показывает, что области осадконакопления, существовавшие в верхнем венде–нижнем кембрии в центральных и северных районах Восточно-Европейской платформы не характеризовались сколько-нибудь заметной биопродуктивностью. Несколько большей она была на востоке платформы в Шкаповско-Шиханской впадине.

Так как верхневендские отложения центральной, северной и восточной частей Восточно-Европейской платформы часто рассматриваются как “туфогенно-терригенные” образования (Лагутенкова, 1963; Аксенов, 1998; Гражданкин,

2003; Хераскова и др., 2005а, 2005б, 2006; и др.), то с учетом представлений о том, что диагностика вулканогенной примеси в осадочных породах, в том числе и “камуфлированной” пирокластикой, является одной из наиболее актуальных задач литохимии (Юдович, Кетрис, 2000), мы считаем важным остановиться на данном вопросе несколько подробнее.

Для распознавания присутствия в осадочных породах вулканогенной примеси используются разнообразные литохимические приемы и подходы, дополняющие возможности традиционного петрографического метода. Так, считается, что на присутствие вулканогенной примеси в глинистых породах могут указывать содержания  $MgO > 3$  и  $(Na_2O + K_2O) > 8$  мас. %. Об этом же, возможно, говорит положительная корреляция между модулями ФМ и ТМ, ЖМ и ТМ, и отрицательная между модулями НКМ и ФМ. При положительной корреляции между ЖМ и ТМ, а также значениях  $Na_2O/K_2O > 1$  в осадочных породах можно предполагать присутствие пирокластик основного или основного-среднего состава (Юдович, Кетрис, 2000). Высокие значения  $MgO/CaO$ ,  $ЩМ$ , ТМ и ЖМ также дают основание думать, что в составе “внешне обычных осадочных пород” есть продукты вулканизма (Юдович, Кетрис, 2000, 2015; Диагностика..., 2012). Присутствие в породах эксгальтивных компонентов и полевошпатовой пирокластикой можно реконструировать по соотношению (НМ + КМ) и ЖМ, а наличие пирокластик основного состава ведет к росту значений ТМ и ЖМ (Юдович и др., 2018).

Считается также, что значения  $KM \geq 0.31$ ,  $(KM + NM) > 0.40$  и  $AM > 0.27$  могут указывать на присутствие в глинистых породах калиевого полевого шпата/кислой пирокластикой (однако, следует помнить, что тонкорастертый калишпат в глинах часто есть следствие специфического выветривания в аридных обстановках, и отличить его от кислой пирокластикой в таких ситуациях практически невозможно). В работе (Юдович и др., 1986) отмечено, что содержание в глинистых породах  $Na_2O > 3$  мас. % указывает на наличие в них существенной доли кислых плагиоклазов. Значимая положительная корреляция в глинистых породах между  $K_2O$  и  $TiO_2$ , а также  $K_2O$  и  $MgO$ , возможно указывает на присутствие в них щелочно-базальтовой/основной пирокластикой и продуктов их выветривания.

Ниже мы попытались использовать ряд из охарактеризованных критериев для анализа валового химического состава глинистых пород верхнего венда, лежской и галичской свит, которые макроскопически имеют облик “обычных осадочных пород” (рис. 11). Так, среднее содержание оксида магния в них варьирует от  $2.17 \pm 0.57$  (любимская свита) до  $2.60$  (лежская свита) мас. %, что меньше

порогового значения (3 мас. %), разделяющего “обычные глинистые породы” (в РААС содержание оксида магния составляет 2.20 мас. %) от тех, что возможно содержат примесь пирокластикой. Собственно вулканические туфы кислого состава, присутствующие среди отложений усть-пинезской свиты, характеризуются содержанием  $MgO$  1.76–1.95 мас. %. Среднее содержание  $Na_2O$  в аргиллитах верхнего венда варьирует от  $1.10 \pm 0.24$  (плетневская свита) до  $1.26 \pm 0.40$  мас. % (усть-пинезская свита). Вулканические туфы в разрезе усть-пинезской свиты имеют довольно изменчивое содержание оксида натрия (1.22–2.28 мас. %), но и оно заметно меньше, чем требуется для попадания их фигуративных точек в область “аномальных” для тонкозернистых обломочных пород содержания  $Na_2O$ . В глинистых породах нижнего кембрия среднее содержание оксида натрия примерно в 2 раза ниже. Параметр  $(Na_2O + K_2O)_{\text{среднее}}$  в глинистых породах всего рассматриваемого нами интервала сопоставим с его величиной в РААС (4.19–5.46 и 4.90), тогда как аномальными его значениями считаются те, что выше 8 мас. %. Средние величины ТМ для глинистых пород валдской серии и нижнего кембрия варьируют в интервале от 0.044 до 0.056. В РААС этот параметр составляет 0.053. Для вулканических туфов в разрезах усть-пинезской свиты значения ТМ (0.050 и 0.043) статистически не отличаются от  $TM_{\text{среднее}}$  ( $0.044 \pm 0.007$ ) для “обычных осадочных пород” данного уровня. Наконец, средние для глинистых пород верхнего венда и нижнего кембрия центральной части Московской синеклизы значения  $K_2O/Al_2O_3$  также заметно ниже (0.16–0.27), чем это необходимо для отнесения их к области аномальных значений ( $KM$  более 0.31).

Все сказанное позволяет считать, что макроскопически “обычные аргиллиты и аргиллитоподобные глины”, присутствующие в разрезах верхнего венда и нижнего кембрия центральной части Московской синеклизы, не могут рассматриваться как породы с “камуфлированной” пирокластикой. Более того, по большинству литохимических параметров таковыми не являются (!) и собственно вулканические туфы, образцы которых были отобраны из разреза усть-пинезской свиты в скв. Красавино 2. Такой же вывод сделан на основании результатов литохимических исследований и для верхневендских отложений Балтийской моноклинали – западного фланга Московской синеклизы (Котова, Подковыров, 2020; Подковыров, Котова, 2020).

## ВЫВОДЫ

Исследованная нами выборка глинистых пород верхнего венда, а также лежской и галичской свит нижнего кембрия центральной части Мос-

**Рис. 11.** Вариации средних содержаний MgO (а), Na<sub>2</sub>O (б), (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) (в) и средних значений индикаторных отношений TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (г) и K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (д) в глинистых породах различных литостратиграфических подразделений верхнего венда и нижнего кембрия центральной части Московской синеклизы (серым фоном показаны области “аномальных” содержаний и значений тех или иных параметров, объяснение см. в тексте). Условные обозначения см. рис. 3 и 5.

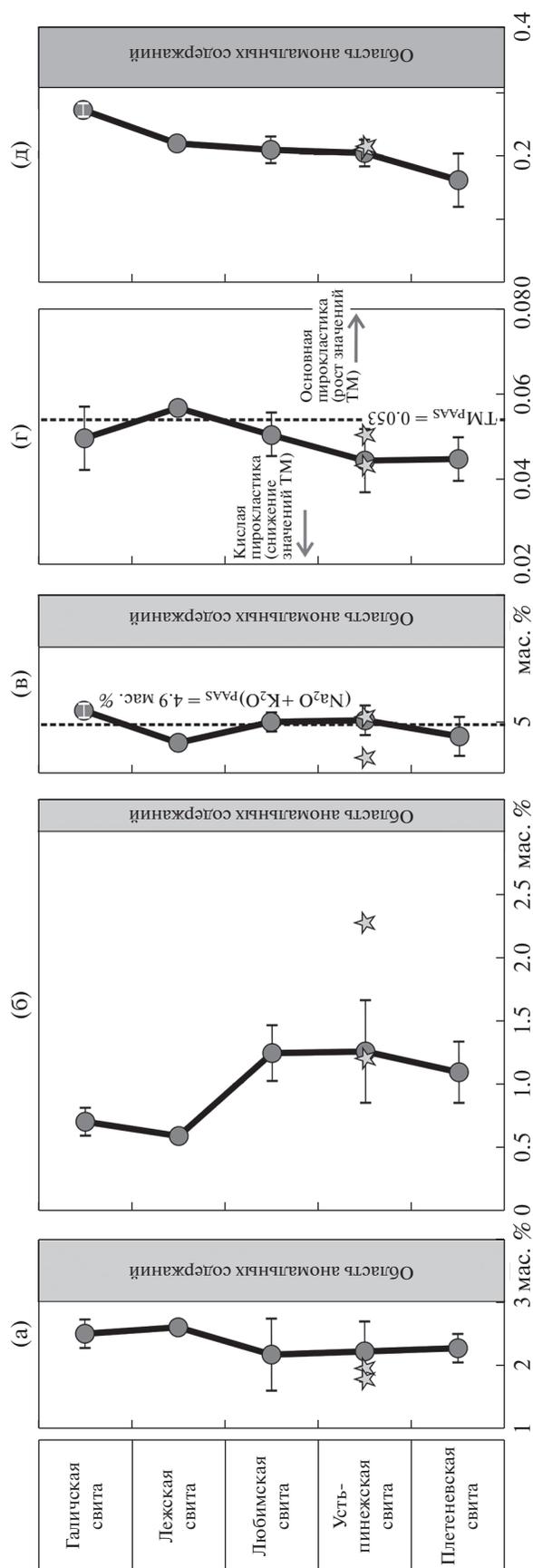
ковской синеклизы по присущим им значениям (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O)/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>\*</sup> + MgO)/SiO<sub>2</sub> принадлежит преимущественно к смектитовым с примесью каолинита и иллита и хлорит-смектит-иллитовым глинам и по своему валовому химическому составу представляется весьма однородной. Ассоциирующие с ними в разрезах усть-пинезской свиты вулканические туфы характеризуются значениями (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>\*</sup> + MgO)/SiO<sub>2</sub> < 0.01, что отличает их от состава основной массы “обычных” глинистых пород. Вывод об однородном составе глинистых пород верхнего венда и нижнего кембрия подтверждается и положением точек аргиллитов и аргиллитоподобных глин на классификационной диаграмме K/Al–Mg/Al.

Характерные для глинистых пород значения K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O и SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> указывают на незатронутость их процессами постседиментационного К-метасоматоза и окремнения, обычно так или иначе трансформирующими химический состав обломочных пород осадочных последовательностей докембрия. Средние значения SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> с учетом погрешностей в глинистых породах любимско-галичского интервала несколько больше, чем в аргиллитах плетеновско-усть-пинезского интервала. Средние величины K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O значительно выше в глинистых породах нижнего кембрия.

В составе отложений верхнего венда и нижнего кембрия осевой части Московской синеклизы присутствуют как петрогенные (аргиллиты усть-пинезской свиты), так и литогенные глинистые породы, или породы с существенной долей осадочного материала, прошедшего более одного седиментационного цикла (аргиллиты и аргиллитоподобные глины плетеновской, любимской и галичской свит).

Нормированное на PAAS распределение основных породообразующих оксидов в глинистых породах нижних уровней разреза центральной части Московской синеклизы сходно, отличаясь по большей мере только характером вариаций содержания оксида фосфора: в породах верхнего венда оно как выше, так и ниже, чем в PAAS, в аргиллитах нижнего кембрия, как правило, ниже.

Источниками тонкой алюмосиликоструктуры для глинистых пород верхнего венда и нижнего кембрия осевой зоны Московской синеклизы являлись как породы кристаллического фундамента



Восточно-Европейской платформы, так и подстилающие их осадочные и метаосадочные породы. При этом на протяжении названного интервала времени состав или соотношение указанных пород на палеоводосборах, по-видимому, несколько менялись.

Значительное перекрытие полей глинистых пород верхнего венда и нижнего кембрия осевой зоны Московской синеклизы, Балтийской моноклинали, северо-запада Мезенской синеклизы и Шкаповско-Шиханской впадины на диаграмме  $(CaO + MgO) - SiO_2 / 10 - (Na_2O + K_2O)$  предполагает, что состав палеоводосборов-источников тонкой алюмосиликокластики для существовавших в это время на территории Восточно-Европейской платформы осадочных бассейнов был достаточно сходен.

Исходя из присущих глинистым породам верхнего венда, лежской и галичской свит средних значений CIA можно считать, что источники тонкой алюмосиликокластики для них располагались в областях относительно теплого климата. Значимые изменения климатических обстановок на палеоводоразделах позднего венда-раннего кембрия, окружавших бассейн Московской синеклизы нами не установлены.

Анализ средних для глинистых пород разных свит значений индикаторов палеопродуктивности показал, что области осадконакопления, существовавшие в верхнем венде-нижнем кембрии в центральных и северных районах Восточно-Европейской платформы не характеризовались сколько-нибудь заметной биопродуктивностью. Несколько выше она была, по всей видимости, только на востоке платформы в Шкаповско-Шиханской впадине, граничившей с Мезенским предгорным бассейном.

Рассчитанные нами средние для свит верхнего венда-нижнего кембрия центральной части Московской синеклизы значения ряда индикаторов присутствия в глинистых породах “камуфлированной” пирокластики дают основание думать, что слагающие основную их часть аргиллиты и аргиллитоподобные глины не содержат сколько-нибудь значимого ее количества.

*Авторы искренне признательны Н.С. Глушковой, подготовившей иллюстрации к данной статье.*

*Исследования проведены в рамках госзадания ИГГД РАН и ГИН РАН. Изучение “камуфлированной” пирокластики выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 19-17-00099).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аксенов Е.М. (1998) *История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое*. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 106 с.

Аксенов Е.М., Волкова С.А. (1969) Вулканогенно-осадочные горизонты редкинкой свиты валдайской серии. *ДАН СССР*. **188**(3), 635-638.

Бискэ Ю.С. (2019) *Геология России*. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского государственного университета, 228 с.

*Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы* (1985) / Под ред. Соколова Б.С., Федонкина М.А. М.: Наука, 238 с.

Гарецкий Р.Г., Нагорный М.А. (2006) Главные этапы развития Московской синеклизы. *Литасфера*. (2), 14-24.

Горохов И.М., Фелицын С.Б., Турченко Т.Л., Мельников Н.Н., Кутявин Э.П. (2005) Минералогическое, геохимическое и изотопно-геохронологическое исследование верхневендских аргиллитов Московской синеклизы. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **13**(5), 21-41.

Государственная геологическая карта Российской Федерации (2016). Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Лист О-37 (Ярославль). Объяснительная записка. СПб.: МПР РФ, ФГУП “ВСЕГЕИ” 356 с.

Гражданкин Д.В. (2003) Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **11**(4), 3-23.

Гражданкин Д.В. (2012) *Хроностратиграфия верхнего венда (на примере разрезов северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы и западного склона Среднего Урала)*. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 32 с.

Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Маслов А.В. (2005) Палеоклиматические обстановки формирования верхневендских отложений Беломорско-Кулойского плато (Юго-Восточное Беломорье). *Литология и полезные ископаемые*. (3), 267-280.

*Диагностика вулканогенных продуктов в осадочных толщах* (2012) Сыктывкар: Геопринт, 204 с.

Коссовская А.Г. (1975) Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций. *Литология и полезные ископаемые*. (2), 23-44.

Котова Л.Н., Подковыров В.Н. (2020) *Литохимический состав базальных отложений Московской синеклизы. Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов. Материалы всероссийского литологического совещания, посвященного памяти А.Г. Коссовской и И.В. Хворовой*. М.: GEOS, 100-103.

Кузьменко Ю.Т., Бурзин М.Б. (1996) *Стратиграфическая схема вендских отложений Московской синеклизы*. Объяснительная записка. М. 46 с.

Кузьменко Ю.Т., Куклинский А.Я., Пименов Ю.Т. (1994) Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности верхнего протерозоя г. Москвы. *Литология и полезные ископаемые*. (1), 100-118.

Лагутенкова Н.С. (1963) Следы вулканической деятельности в отложениях верхнебавлинской серии Пермской области и Башкирской АССР. *ДАН СССР*. **150**(6), 1352-1355.

Маслов А.В. (2005) *Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных*. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 289 с.

- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. (2008а) Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского Мезенского бассейна. *Литология и полезные ископаемые*. (3), 290–312.
- Маслов А.В., Ишерская М.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Горбунова Н.П., Гуляева Т.Я., Лепихина О.П., Попова О.Ю., Ятлук Г.М. (2006б) Условия формирования вендских отложений Шкаповско-Шиханской впадины по данным изучения литогеохимических особенностей аргиллитов. *Литология и полезные ископаемые*. (3), 279–300.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В., Червяковская М.В. (2020) Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы. *Литосфера*. 20(1), 40–62.
- Маслов А.В., Мизенс Г.А., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Сокур Т.М. (2013) Синорогенные псаммиты: основные черты литохимии. *Литология и полезные ископаемые*. (1), 70–96.
- Маслов А.В., Мизенс Г.А., Подковыров В.Н., Ножкин А.Д., Сокур Т.М., Малиновский А.И., Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Гареев Э.З., Дмитриева Н.В., Крупенин М.Т., Летникова Е.Ф. (2015) Синорогенные глинистые породы: особенности валового химического состава и палеотектоника. *Геохимия*. (6), 512–538.
- Maslov A.V., Mizens G.A., Podkovyrov V.N., Nozhkin A.D., Sokur T.M., Malinovskii A.I., Sorokin A.A., Smirnova Yu.N., Gareev E.Z., Dmitrieva N.V., Krupenin M.T., Letnikova E.F. (2015) Synorogenic clay rocks: Specifics of bulk composition and paleotectonics. *Geochem. Int.* 53(6), 510–533.
- Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н., Летникова Е.Ф., Туркина О.М., Гражданкин Д.В., Дмитриева Н.В., Ишерская М.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Вещева С.В., Лепихина О.П. (2008в) *Геохимия тонкозернистых терригенных пород верхнего докембрия Северной Евразии*. Екатеринбург: УрО РАН, 274 с.
- Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н., Летникова Е.Ф., Туркина О.М., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Дмитриева Н.В., Гареев Э.З., Лепихина О.П., Попова О.Ю. (2008б) Тонкозернистые алюмосиликокластические породы рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа: основные литогеохимические характеристики. *Геохимия*. (11), 1187–1215.
- Maslov A.V., Nozhkin A.D., Podkovyrov V.N., Letnikova E.F., Turkina O.M., Ronkin Yu.L., Dmitrieva N.V., Gareev E.Z., Lepikhina O.P., Popova O.Yu. (2008) Riphean fine-grained aluminosilicate clastic rocks in the Southern Urals, Uchur-Mayya area, and the Yenisei Kyzh: Principal litho-geochemical characteristics. *Geochem. Int.* 46(11), 1117–1125.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. (2013) Верхневендская нескладчатая моласса северо-восточной, восточной и юго-западной периферии Восточно-Европейской платформы: основные черты литогеохимии. *Геохимия*. (1), 50–71.
- Maslov A.V., Podkovyrov V. P. (2013) Late Vendian unfolded Molasse in the northeastern, eastern, and southwestern peripheries of the east European platform: Distinctive litho-geochemical features. *Geochem. Int.* 51(1), 44–64.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. (2020) *Синрифтовые осадочные ассоциации (несколько литохимических этюдов)*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 172 с.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Граунов О.В. (2016) Изменения палеоклимата в позднем докембрии (по данным изучения верхнедокембрийского разреза Южного Урала). *Литология и полезные ископаемые*. (2), 129–149.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Ронкин Ю.Л. (2014) К вопросу о вкладе гренавильских событий в формирование наиболее полных осадочных последовательностей рифея Северной Евразии. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 22(2), 46–61.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Колесников А.В. (2018а) Верхний венд востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы: процессы осадконакопления и эволюция биоты. *Литосфера*. 18(4), 520–542.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Горожанин В.М. (2006а) Долгременные вариации состава верхней коры по данным изучения геохимических особенностей глинистых пород позднего докембрия западного склона Южного Урала и Учуро-Майского региона. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 14(2), 26–51.
- Маслов А.В., Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Иванов А.В., Страховенко В.Д., Черкашина Т.Ю. (2018б) *Ограничения и возможности литогеохимических и изотопных методов при изучении осадочных толщ*. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 382 с.
- Ножкин А.Д., Маслов А.В., Подковыров В.Н., Туркина О.М., Летникова Е.Ф., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Дмитриева Н.В., Гареев Э.З., Лепихина О.П. (2009) Геохимические особенности терригенных пород рифея Южного Урала и Сибири и вариации зрелости континентальной коры. *Геология и геофизика*. 50(2), 95–114.
- Пиррус Э.А. (1980) *Глинистые минералы в вендских и кембрийских породах и их значение для палеогеографии и стратиграфии*. Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 97–113.
- Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. (2011) Литогеохимия тонкозернистых обломочных пород венда южной части Вычегодского прогиба. *Литология и полезные ископаемые*. (5), 484–504.
- Подковыров В.Н., Котова Л.Н. (2020) Литогеохимия и условия формирования отложений верхнего венда и нижнего кембрия северо-запада Балтийской моноклинали. *Вестник СПбГУ. Науки о Земле*. 65(3), 600–620.
- Подковыров В.Н., Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Ершова В.Б. (2017) Литостратиграфия и геохимия отложений верхнего венда–нижнего кембрия северо-востока Балтийской моноклинали. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 25(1), 3–23.
- Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М. (1970) О стратиграфии валдайской серии Восточно-Европейской платформы. *Известия вузов. Геология и разведка*. (6), 3–13.
- Сочава А.В. (1996) *Петрохимия вендских терригенных отложений Русской платформы и ее складчатого обрамления*. Палеогеография венда–раннего палеозоя (ПВРП–96). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 146–149.
- Сочава А.В., Коренчук Л.В., Пиррус Э.А., Фелицын С.Б. (1992) Геохимия верхневендских отложений Русской платформы. *Литология и полезные ископаемые*. (2), 71–89.
- Сочава А.В., Подковыров В.Н. (1992) Изменения состава карбонатных пород и таксонометрического разно-

- образования строматолитов на протяжении позднего докембрия. *Литология и полезные ископаемые*. (6), 119-123.
- Сочава А.В., Подковыров В.Н., Фелицын С.Б. (1994) Позднедокембрийский этап эволюции состава терригенных пород. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. (2), 3-21.
- Хераскова Т.Н., Андреева Н.К., Воронцов А.К., Кагарманян Н.А. (2005а) История развития и геодинамика осадочного бассейна Московской синеклизы в позднем венде. *Литосфера*. (1), 16-40.
- Хераскова Т.Н., Андреева Н.К., Воронцов А.К., Кагарманян Н.А. (2005б) Развитие осадочного бассейна Московской синеклизы в раннем палеозое. *Литология и полезные ископаемые*. (2), 172-191.
- Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Заможная Н.Г., Каплан С.А., Сулейманов А.К. (2006) Строение и история развития западной части Восточно-Европейской платформы в рифее–палеозое по данным геотрансекта ЕВ-1 (Лодейное Поле – Воронеж). *Литосфера*. (2), 65-94.
- Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Семёнова Д.В., Ковач В.П., Адамская Е.В., Фетисова А.М. (2020) Стратиграфическая корреляция пермо-триасовых разрезов Московской синеклизы: первые результаты U–Pb-датирования обломочного циркона. *ДАН. Науки о Земле*. **492**(1), 23-28.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) *Основы литохимии*. СПб.: Наука, 479 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2015) *Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах*. М.; Берлин: Директ-Медиа, 724 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. (2018) *Геохимия титана*. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 432 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Шулёпова А.Н., Лавренко Н.С. (1986) Геохимическая диагностика вулканогенного материала в черносланцевых отложениях Лемвинской зоны Урала. *Геохимия*. (10), 1464-1476.
- Algeo T.J., Ingall E. (2007) Sedimentary C<sub>org</sub>/P ratios, paleocean ventilation, and Phanerozoic atmospheric pO<sub>2</sub>. *Palaogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **256**, 130-155.
- Bavinton O.A. (1981) The nature of sulfidic metasediments at Kambalda and their broad relationships with associated ultramafic rocks and nickel ores. *Econ. Geol.* **76**(6), 1606-1628.
- Bolnar R., Kamber B.S., Moorbath S., Whitehouse M.J., Collerson K.D. (2005) Chemical characterization of earth's most ancient clastic metasediments from the Isua Greenstone Belt, southern West Greenland. *Geochim. et Cosmochim. Acta*. **69**, 1555-1573.
- Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.* **104**(1-4), 1-37.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. (1995) The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochim. et Cosmochim. Acta*. **59**, 2919-2940.
- Horton F. (2015) Did phosphorus derived from the weathering of large igneous provinces fertilize the Neoproterozoic ocean? *Geochem. Geophys. Geosyst.* **16**, 1723-1738.
- Jarvis I., Burnett W.C., Nathan Y., Almbaydin F.S.M., Atia A.K.M., Castro L.N., Flicoteaux R., Hilmy M.E., Husain V., Qutawnah A.A., Serjani A., Zanin Y.N. (1994) Phosphorite geochemistry: state of the art and environmental concerns. *Eclogae Geol. Helv.* **87**, 643-700.
- Laakso T.A., Schrag D.P. (2014) Regulation of atmospheric oxygen during the Proterozoic. *Earth Planet. Sci. Lett.* **388**, 81-91.
- Lenton T.M., Boyle R.A., Poulton S.W., Shields-Zhou G.A., Butterfield N.J. (2014) Co-evolution of eukaryotes and ocean oxygenation in the Neoproterozoic era. *Nature Geosci.* **7**, 257-265.
- Mills M.M., Ridame C., Davey M., La Roche J., Geider R.J. (2004) Iron and phosphorus co-limit nitrogen fixation in the eastern tropical North Atlantic. *Nature*. **429**, 292-294.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*. **299**, 715-717.
- Och L.M. (2011) *Biogeochemical cycling through the Neoproterozoic-Cambrian transition in China: an integrated study of redox-sensitive elements*. Ph.D. Thesis: University College London, 266 p.
- Papineau D. (2010) Global biogeochemical changes at both ends of the Proterozoic: Insights from phosphorites. *Astrobiology*. **10**, 165-181.
- Piper D.Z., Perkins R.B. (2004) A modern vs. Permian black shale – the hydrography, primary productivity, and water-column chemistry of deposition. *Chem. Geol.* **206**, 177-197.
- Planavsky N.J., Rouxel O., Bekker A., Lalonde S.V., Konhauser K.O., Reinhard C.T., Lyons T.W. (2010) The evolution of the marine phosphate reservoir. *Nature*. **467**, 1088-1090.
- Plewa K., Meggers H., Kuhlmann H., Freudenthal T., Zabel M., Kasten S. (2012) Geochemical distribution patterns as indicators for productivity and terrigenous input off NW Africa. *Deep-Sea Res. Part I*. **66**, 51-66.
- Roser B.P., Korsch R.J. (1988) Provenance signatures of sandstone–mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.* **67**(1-2), 119-139.
- Sochava A.V., Podkovyrov V.N. (1995) The compositional evolution of Meso- and Neoproterozoic carbonate rocks. *Precam. Research*. **73**, 283-289.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution: An Examination Of The Geochemical Record Preserved In Sedimentary Rocks*. Oxford: Blackwell, 312 p.
- Tribovillard N., Algeo T.J., Lyons T., Riboulleau A. (2006) Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chem. Geol.* **232**, 12-32.
- Turgeon S., Brumsack H.-J. (2006) Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian-Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria-Marche basin of central Italy. *Chem. Geol.* **234**, 321-339.
- Yeasmin R., Chen D., Fu Y., Wang J., Guo Z., Guo C. (2017) 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.* **134**, 365-386.