

УДК 550.4+551.8

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ УКСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА

© 2024 г. А. В. Маслов^а, *, С. А. Дуб^б, **

^а Геологический институт РАН,

Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^б Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН,

ул. Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620110 Россия

* e-mail: amas2004@mail.ru

** e-mail: sapurin@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 29.09.2023 г.

После доработки 17.11.2023 г.

Принята к публикации 28.12.2023 г.

Рассмотрены литогеохимические характеристики известняков укской свиты, завершающей стратотипический разрез верхнего рифея на Южном Урале. Показано, что фигуративные точки известняков (40 образцов), накапливавшихся в обстановках среднего и внутреннего рампа, имеют достаточно контрастное распределение на диаграммах с параметрами $(La/Sm)_{sh}$, $(La/Yb)_{sh}$ и $(Sm/Yb)_{sh}$, предложенных на основании систематизации значительного объема аналитических данных о карбонатных последовательностях, формировавшихся в различных плейттектонических (в широком смысле слова – палеогеографических) обстановках [Zhang et al., 2017]. Точки состава известняков медвежьей толщи укской свиты, формировавшейся, по данным детального литолого-фациального анализа, в обстановках среднего рампа, тяготеют на указанных диаграммах к полю известняков открытого океана, тогда как известняки манайсинской толщи (внутренний рампа) по своим геохимическим характеристикам более соответствуют известнякам прибрежных обстановок. Таким образом, геохимические характеристики известняков укской свиты в целом подтверждают выводы ранее проведенного фациального анализа. Высказано предположение, что в описанном нами примере распределение редких и рассеянных элементов в известняках внутреннего рампа контролировалось, по всей видимости, поступающей с континента тонкой алюмосиликокластикой, а в более глубоководных известняках среднего рампа уже ощущается влияние геохимических особенностей открытого океана.

Ключевые слова: Южный Урал, укская свита, известняки, литогеохимические характеристики, обстановки осадконакопления

DOI: 10.31857/S0024497X24030034, **EDN:** xwbvcy

Реконструкция палеогеодинамических/палеотектонических, палеоклиматических и палеогеографических обстановок формирования осадочных последовательностей разного возраста, а также состава питающих провинций уже почти полвека базируется не только на сугубо литологических, но и на разнообразных литогеохимических данных, полученных при исследовании терригенных пород (обзоры подобного рода исследований и соответствующие ссылки см. в работах [Маслов и др., 2016, 2018а, 2019б, 2020; Маслов, Подковыров, 2023 и др.]). В последние десятилетия во многом благодаря громадному объему океанологических

и палеоокеанологических исследований, в фокус внимания специалистов все более попадают и породы карбонатные [Nothdurft, 2001; Летникова, 2002, 2003; Armstrong-Altrin et al., 2003; Mazumdar et al., 2003; Nothdurft et al., 2004; Nagarajan et al., 2008, 2011; Frimmel, 2009; Madhavaraju et al., 2010; Nagendra et al., 2011; Ali, Wagreich, 2017; Idakwo, 2017; Zhang et al., 2017; Özyurt et al., 2020; Adelabu et al., 2021; Mirza et al., 2021 и др.].

Не имея возможности остановиться на кратком обзоре хотя бы некоторых из перечисленных работ, отметим, что одной из наиболее интересных публикаций в этом направлении является,

по нашему мнению, работа [Zhang et al., 2017]. В ней, на основе данных, полученных при изучении валовых проб известняков карбонатных последовательностей позднего мела Гималаев, среднего мела блока Лхаса и океанических плато Мезотетиса, меловых отложений преддугового бассейна Гандезе, юры блока Цянтан, а также раннемеловых и палеоген-неогеновых отложений террейна Сонгпан-Ганзи, формировавшихся в обстановках океанических плато, пассивных и активных континентальных окраин и внутриконтинентальных бассейнов, с привлечением материалов глубоководного бурения в Индийском, Тихом и Атлантическом океанах, предпринята попытка выявить связь между различными тектоническими обстановками и геохимическими характеристиками накапливающихся в них карбонатных отложений.

Авторами показано, что содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в известняках внутриконтинентальных и окраинно-континентальных обстановок имеет отчетливую положительную корреляцию с Al_2O_3 . В известняках открытого океана названные элементы взаимосвязаны, напротив, с MnO . Наблюдается систематический рост величины Se аномалии в известняках при переходе от областей спрединговых хребтов и поднятий открытого океана к пассивным и активным окраинам континентов и пресноводным водоемам. Известняки открытого океана отличаются узким диапазоном значений $(La/Sm)_{sh}$, $(Sm/Yb)_{sh}$ и $(La/Yb)_{sh}$, но обладают высокими (>1.5) величинами $(La/Ce)_{sh}$ (здесь и далее индекс sh указывает на нормированное по PAAS содержание). Установлено также, что известняки внутриконтинентальных и прибрежных бассейнов характеризуются существенными вариациями первых трех параметров, а значения $(La/Ce)_{sh}$ для них заметно ниже, чем для известняков открытого океана. Свойственные последним геохимические характеристики контролируются в основном параметрами морской воды и потоком Fe-Mn-оксигидроксидов гидротермальной природы, тогда как таковые известняков внутриконтинентальных и прибрежных обстановок определяются в первую очередь присутствующей в них терригенной примесью и адсорбцией некоторых элементов из пресной воды. По мнению авторов работы [Zhang et al., 2017], наилучшими инструментами для разграничения различных обстановок накопления известняков по их геохимическим характеристикам являются некоторые параметры нормированных по PAAS спектров распределения РЗЭ, а также

ряд индикаторных отношений малоподвижных элементов, например, Zr/Ti , La/Sc и др.

Задачей наших исследований являлась реконструкция, с учетом подходов авторов вышеупомянутой публикации, обстановок накопления известняков укской свиты каратауской серии верхнего рифея Южного Урала на основе анализа, как и в публикации [Zhang et al., 2017], по валовым пробам их литогеохимических характеристик. Ранее для указанного стратона выполнены детальные литолого-фациальные исследования [Дуб, Гражданкин, 2021], но тектоническая или в широком смысле слова палеогеографическая обстановка формирования свиты все еще не совсем понятна. Рядом авторов предполагается, что накопление отложений, слагающих верхи каратауской серии, происходило в пределах пассивной окраины Балтики, к востоку от которой (в современных координатах) находился океанический бассейн [Раабен, 2007; Пучков, 2010 и др.; Li et al., 2013 и др.]. Однако имеются аргументы и в пользу существования суши к востоку от области седиментации как в укское время [Беккер, 1961], так и ранее [Горохов и др., 2019]. Кроме того, более трети обломочных зерен циркона в породах укской свиты имеют мезопротерозойский (в интервале 1561–1435 млн лет) возраст [Зайцева и др., 2022]. Удаленность комплексов Фенноскандии и Свеконорвегии (основных источников циркона такого возраста в пределах Восточно-Европейской платформы) от Южного Урала позволяют рассматривать, как гипотезу, в качестве поставщика кластики в укское время некий неизвестный террейн, который мог причленился к Балтике с востока во время гренвильской орогении [Дуб, 2021; Зайцева и др., 2022]. Таким образом, укская свита формировалась либо в обстановках, подверженных влиянию открытого океана, либо в морском бассейне, находившемся между достаточно удаленными друг от друга массивами суши (возможно, в окраинно-континентальных обстановках). В этой связи анализ литогеохимических параметров известняков укской свиты в целях расшифровки их палеотектонической/палеогеографической позиции весьма актуален.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Укская свита (мощность до 450 м) венчает разрез каратауской серии верхнего рифея Южного Урала [Беккер, 1961; Стратотип ..., 1983; Маслов и др., 2002, 2019а; Пучков и др., 2017]. Она подразделяется на две подсвиты — нижнюю карбонатно-терригенную (в ряде разрезов

терригенно-карбонатную), и верхнюю существенно карбонатную. Нижняя подсвита сложена глауконит-кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а также известняками, часто содержащими существенную долю терригенной примеси. Верхняя подсвита представлена массивными строматолитовыми известняками и слоистыми зернистыми разностями. Породы в разной степени доломитизированы. Свита несогласно залегает на карбонатной миньярской свите и перекрывается на западе и юго-востоке Башкирского мегантиклинория терригенными породами бакеевской, толпаровской и криволукской свит. В Тирлянкой синклинали (северо-восток мегантиклинория) на укской свите залегает аршинская серия [Пучков и др., 2017 и ссылки там], вулканические породы в составе которой имеют возраст ~732...~690 млн лет [Краснобаев и др., 2012, 2019].

Для укской свиты характерно широкое распространение строматолитов *Linella ukka* Krylov и *Patomella kelleri* Raaben [Стратотип ..., 1982, 1983 и др.] (далее соответственно просто *Linella* и *Patomella*). Глинистые породы содержат *Leiosphaeridia* Eisenack emend. Downie et Sarjeant, *Protosphaeridium* Timofeev и *Siphonophycus typicum* (Hermann) Butterfield, встречаются также *Palaeolyngbya zilimica* Jankauskas, *Bavlinella faveolata* (Schepeleva) Vidal, *Symplassosphaeridium* Timofeev sp., чехлы *Polytrichoides* Hermann и *Tortunema* Hermann [Вейс и др., 2003; Станевич и др., 2018].

Возраст свиты является предметом дискуссий. С одной стороны, по глаукониту из нижеукской подсвиты Rb–Sr и K–Ar методами получены датировки 663 ± 9 и 669 ± 16 млн лет [Зайцева и др., 2008], а ранее — 688 ± 10 млн лет [Горожанин, Кутявин, 1986]. Однако общегеологические, хемо- и литостратиграфические данные дают основание считать, что этот стратон как минимум древнее ~717 млн лет [Маслов и др., 2019а; Дуб, 2021]. Самый молодой обломочный циркон в известняках нижеукской подсвиты имеет датировку 1129 ± 15 млн лет [Зайцева и др., 2022], что не добавляет аргументов в пользу тех или иных представлений.

Наиболее полным разрезом укской свиты является разрез на восточной окраине г. Усть-Катав Челябинской области, на правом берегу р. Юрюзань (в литературе последних лет он часто именуется разрезом Медведь–Шубино). Он приурочен к западному крылу Сулеймановской антиклинали и характеризуется хорошей обнаженностью большинства стратиграфических уровней

и удовлетворительно представленными взаимоотношениями укской свиты с подстилающими и перекрывающими образованиями. В настоящее время данный разрез считается стратотипическим, тогда как разрезы Алатауского антиклинория (рис. 1), расположенные в бассейнах рек Басу и Зилим (“Кулмас”, “Аккостяк”, “Куртаза”–“Савинтук”) в какой-то мере его дополняют и, соответственно, являются гипостратотипами [Сергеева и др., 2023; Дуб и др., 2024]. Фрагментарные выходы свиты известны в Каратауском структурном комплексе (р. Сим), Инзерском синклинории (р. Большой Инзер), Тирлянкой синклинали (р. Арша и урочище Рудник) и в Аралбаевской синклинали (бассейн р. Бугунды).

В стратотипическом разрезе в нижней подсвите выделяется три толщи (снизу вверх): ямаштинская, аккостякская и авдырдакская, в верхней — четыре: юрюзанская, медвежья I, манайсинская и медвежья II [Дуб, Гражданкин, 2021; Дуб и др., 2024]. Ямаштинская толща (мощность 20 м) представлена полевошпатово-кварцевыми песчаниками с глауконитом, реже алевролитами и аргиллитами, встречаются также прослои гравелитов и конгломератов с обломками карбонатных пород. Аккостякская толща (мощность 5 м) сложена строматолитовыми и грубообломочными известняками (карбонатными конгломератами) с терригенной примесью. Авдырдакская толща (мощность 45 м) объединяет пачки терригенных (преимущественно алевролиты с карбонатным цементом) и карбонатных пород (известняки интракластовые и оолитовые, а также микрозернистые, часто с molar tooth (MT) текстурами). Юрюзанская толща (мощность до 25 м) состоит в основном из доломитизированных известняков с тонкостолбчатыми строматолитами *Patomella*. Наиболее мощной (~70–75 м) и хорошо обнаженной, но неравномерно доломитизированной, в рассматриваемом разрезе является толща медвежья I. Она сложена массивными строматолитовыми постройками, состоящими из сочлененных биогермов, образованных столбчатыми строматолитами *Linella*, разделенными пакетами слоистых известняков или прослоями глинисто-карбонатных пород. Манайсинская толща (мощность до 28 м) представлена слоистыми ясно- и микрозернистыми известняками, участками интенсивно доломитизированными или слабо окремненными, с многочисленными MT-текстурами. Строматолитовые постройки в ней отсутствуют. Толща медвежья II (мощность — до 20), как и медвежья I, состоит из строматолитовых биогермов; слоистые зернистые известняки здесь

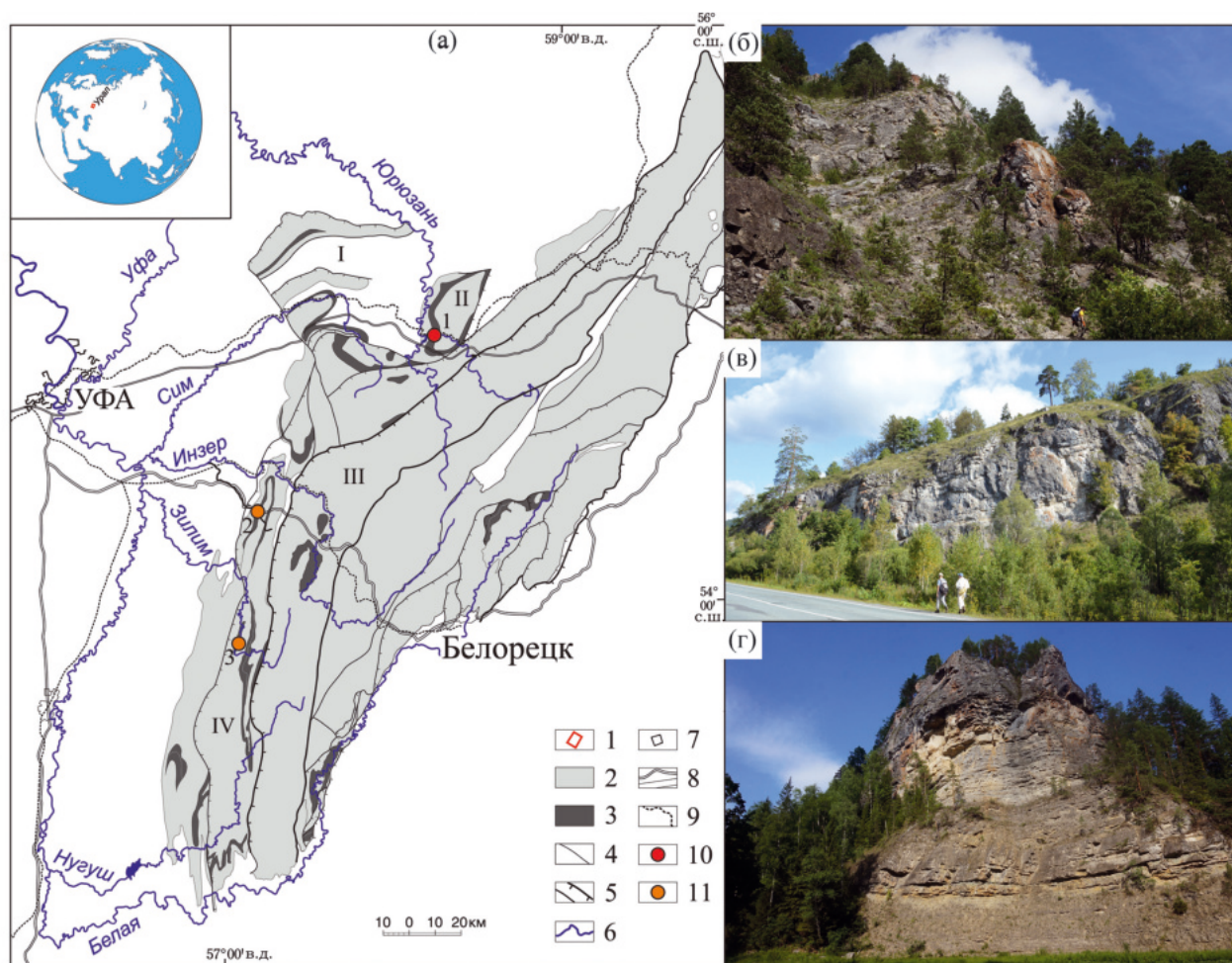


Рис. 1. Обзорная схема геологического строения Башкирского мегантиклинория Южного Урала, по [Государственная ..., 2013] с изменениями, расположение наиболее представительных разрезов укской свиты (а) и их общий вид (б – Медведь–Шубино, в – “Кулмас” (фото Л.В. Бадида), г – “Аккостяк”).

1 – расположение листа карты; 2 – распространение верхнекембрийских образований за исключением миньярской и укской свит; 3 – площадь распространения миньярской и укской свит; 4 – стратиграфические границы; 5 – тектонические границы; 6 – реки; 7 – населенные пункты; 8 – автомагистрали; 9 – железные дороги; 10, 11 – разрезы укской свиты: 10 – стратотип (1 – Медведь–Шубино), 11 – гипостратотипы (2 – “Кулмас”, 3 – “Аккостяк”). Структурно-тектонические единицы разного порядка: I – Каратауский структурный комплекс; II – Сулеймановская антиклиналь; III – Инзерский синклиниорий; IV – Алатауский антиклинорий.

тоже присутствуют, но не образуют отчетливо выраженных пакетов [Дуб, Гражданкин, 2021].

Органогенные постройки толщи медвежьей I (далее просто “медвежьей”) состоят из биогермов (размер $n \cdot 10 \text{ см} \dots n \cdot 1 \text{ м}$), сложенных строматолитами *Linella*, представляющими собой *толстостолбчатые баундстоуны* (здесь и далее структуры даны по классификации Р. Данхема [Dunham, 1962], с дополнениями А. Эмбри и Дж. Клована [Embry, Klován, 1971], а также В. Райта [Wright, 1992]) (рис. 2а). Между биогермами залегают линзы *тонко-микрозернистых известняков (кальцимадстоунов)* (см. рис. 2б), иногда с примесью глинистого материала. Пакеты слоистых известняков

между постройками строматолитов сложены *интракластовыми известняками* (калькаренитами) (см. рис. 2в), чередующимися с *микро- и тонкозернистыми известняками* (см. рис. 2г). Манайсинская толща характеризуется значительным разнообразием микрофаций и литотипов и имеет циклическое строение. Мощность циклитов составляет в среднем около 15–20 см, но толщина отдельных элементов внутри них может варьировать. Полный элементарный циклит обычно состоит из трех элементов: нижнего, с обломками известняков различной размерности, в том числе грубой (*интракластовые грубозернистые известняки с МТ-кластами*); среднего, сложенного более

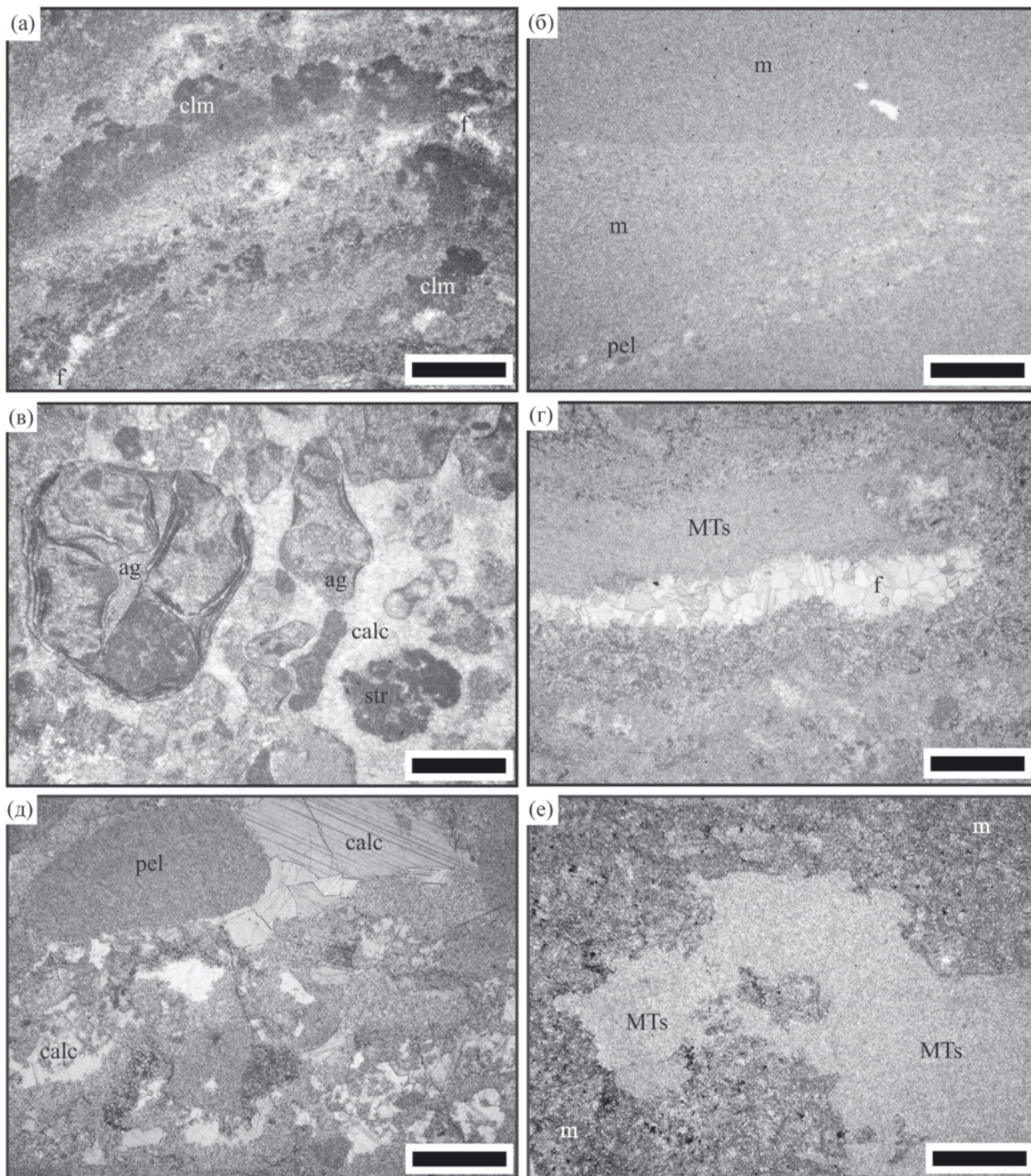


Рис. 2. Литотипы (микрофациальные типы) известняков верхнеэоценовой подсвиты (а–г – медвежьей толщи, д, е – манайсинской толщи) в шлифах (николи параллельны). а – кальцимикробные баундстоуны столбика строматолитов *Linella* (обр. 18.18-3-2); б – слоистые кальцимадстоуны межбиогермного заполнения (обр. 18.18-3-9); в – интракластовые известняки (пакстоуны и рудстоуны) слоистых пакетов (обр. 18.18-3-5); г – тонкозернистые пелоидные известняки (вакстоуны) с МТ-прожилками (обр. 18.18-3-3); д – интракластовые известняки (пакстоуны) (обр. 18.18-4-8); е – микро- и тонкозернистые разновидности (слабо перекристаллизованные кальцимадстоуны) с МТ-прожилками (обр. 18.18-4-6). Длина масштабной линейки 1 мм. аг – агрегатные зерна; calc – кальцитовый цемент; clm – кальцимикробы; f – фенестры; m – микрокристаллиты; МТs – МТ-текстуры in situ; pel – пелоиды; str – строматокласты.

мелким, хорошо сортированным материалом и вмещающего разноориентированные МТ-трещины сложной геометрии (*интракластовые мелко- и тонкозернистые известняки с МТ-текстурами*) (см. рис. 2д)); и верхнего – наиболее тонкозернистого, с МТ-прожилками, преимущественно ориентированными перпендикулярно слоистости (литотип – *микрозернистые известняки с МТ-трещинами*) (см. рис. 2е). В манайсинской толще присутствуют также маломощные (менее 1 м) пачки косослоистых зернистых известняков. Все отчетливо-зернистые известняки манайсинской толщи объединены в литотип *интракластовых зернистых известняков с МТ-кластами* (см. рис. 2д).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Для исследований особенностей распределения в известняках укской свиты основных породообразующих оксидов и редких и рассеянных элементов из разреза на восточной окраине г. Усть-Катав в 2016–2018 гг. отобрано более 60 образцов различных литотипов. Образцы характеризуют наименее изменённые вторичными процессами породы (степень преобразования оценивалась визуально). Какого-либо предварительного разделения минеральных фаз не производилось. Масса каждого образца составляла 50–100 г. После дробления и истирания из каждой пробы для определения содержания основных породообразующих оксидов отобрано около 10 г (на изготовление таблетки-излучателя и определение потерь при прокаливании), а для определения содержания редких и рассеянных элементов – 100 мг.

Измерение содержания основных породообразующих оксидов выполнено в 2019 г. в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татаринова, Г.С. Неупокоева, Г.А. Аввакумова) рентгеноспектральным флуоресцентным методом на спектрометрах EDX-8000 (Shimadzu) и СРМ-35 (г. Орел) согласно аттестованной методике [Горбунова, Татаринова, 2015]. Точность исследований составляла 1–5% для элементов, содержание которых было выше 1–5 мас. %, и до 12–15% для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %. Пределы обнаружения для оксидов кремния и алюминия составляли 0.22 и 0.16 мас. %, для оксидов Mg и Mn – 0.37 и 0.02 мас. %, суммарного железа – 0.06, оксидов калия и натрия – 0.04 и 0.15 мас. %, для P_2O_5 – 0.03 мас. %.

Концентрации редких и рассеянных элементов измерены в 2019 г. там же на ICP-MS спектрометре Perkin Elmer ELAN 9000 (аналитики – Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко и Л.К. Дерюгина). Подготовка проб для анализа велась по стандартной методике [Вотьяков и др., 2006]: навеску массой порядка 100 мг полностью растворяли в смеси азотной, соляной и плавиковой кислот во фторопластовых вкладышах в микроволновой печи SpeedWave 3+ (Berghof) с последующим переводом полученных растворов в нитраты. Пределы обнаружения для РЗЭ варьировали от $0.01 \cdot 10^{-3}$ (Tm) до $0.9 \cdot 10^{-3}$ (Ce) мкг/г. Ошибки определения содержания большинства элементов составляли не более 7–10%.

В итоге использованная при подготовке статьи коллекция включает 40 образцов известняков верхнеукской подсвиты. Образцы принадлежат нескольким литотипам (см. рис. 2): 1) толстостолбчатые строматолитовые известняки; 2) тонко-, микрозернистые тонкослоистые межбиогермные известняки; 3) интракластовые известняки слоистых пакетов между постройками; 4) микро- и тонкозернистые известняки тех же слоистых пакетов; 5) интракластовые известняки с МТ-кластами; 6) микрозернистые известняки с МТ-прожилками. Литотипы 1–4 относятся к медвежьей толще, 5 и 6 – к манайсинской.

Исходя из свойственного известнякам содержания оксидов Ca и Mg, исследованная нами коллекция представлена, в соответствии с представлениями Л.В. Анфимова [1997], почти исключительно чистыми известняками (рис. 3); к числу низкодоломитовых и доломитовых разностей принадлежит всего 3 или 4 образца. Среднее содержание SiO_2 и Al_2O_3 во всей выборке составляет 1.96 ± 1.50 (здесь и далее указано среднее арифметическое и стандартное отклонение) и 0.48 ± 0.28 мас. %. Максимальное содержание SiO_2 достигает 6.18 мас. %. Среднее содержание TiO_2 в известняках равно 0.024 ± 0.015 мас. %, а величины $MnO_{\text{среднее}}$ и $P_2O_{5\text{среднее}}$ на порядок меньше (0.0023 ± 0.0033 и 0.0022 ± 0.0011 мас. %). Суммарное содержание железа (II, III) в виде $Fe_2O_3^*$ варьирует от 0.05 до 0.62 мас. %. Максимальное содержание MgO достигает 4.76 мас. % (обр. 18m-3-3); остальные образцы имеют содержание $MgO < 1.50$ мас. %. При исключении указанного образца из расчета среднего содержания MgO мы получаем значение $MgO_{\text{среднее}}$, равное 0.48 ± 0.21 мас. %. Сумма породообразующих оксидов без учета потерь при прокаливании и CaO варьирует в известняках исследованной

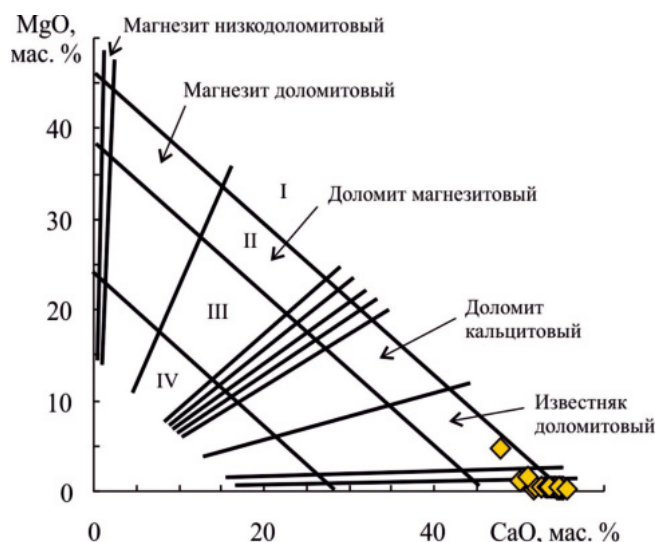


Рис. 3. Положение фигуративных точек известняков укской свиты на диаграмме CaO–MgO. I – чистые карбонатные породы; II – глинистые карбонатные породы; III – мергели; IV – карбонатные сланцы.

нами коллекции от 0.84 до 9.41 мас. % (среднее – 3.49 ± 2.22 мас. %).

Сумма лантаноидов в известняках укской свиты меняется от 0.63 до ~22 мкг/г ($P3Э_{\text{среднее}} = 7.53 \pm 5.04$ мкг/г). Нормированные к PAAS средние значения Eu и Ce аномалий составляют 1.05 ± 0.12 и 0.89 ± 0.06 . Интервалы их изменения равны соответственно 0.91...1.48 и 0.80...1.00. Средние значения индикаторных отношений $(La/Yb)_{sh}$, $(La/Sm)_{sh}$ и $(La/Ce)_{sh}$ составляют 1.06 ± 0.55 , 0.85 ± 0.12 и 1.12 ± 0.10 . Наконец, параметр $(Sm/Yb)_{sh}$ варьирует от 0.70 до 2.95, а средняя его величина для всей исследованной выборки равна 1.22 ± 0.46 .

Содержание основных породообразующих оксидов и редких и рассеянных элементов в известняках укской свиты и свойственные им значения индикаторных отношений приведены в табл. 1. В этой же таблице указана принадлежность изученных образцов к различным литотипам и областям карбонатного рампа.

Авторы публикации [Zhang et al., 2017] нормировали содержание P3Э в валовых образцах к содержанию в постархейском среднем австралийском сланце (PAAS [Taylor, McLennan, 1985]). Расчет Ce аномалии выполнен ими и повторен здесь нами по формуле $Ce/Ce^* = (2 \cdot Ce_{\text{образец}}/Ce_{\text{PAAS}})/[(La_{\text{образец}}/La_{\text{PAAS}}) + (Nd_{\text{образец}}/Nd_{\text{PAAS}})]$. Для расчета Eu аномалии использована формула $Eu/Eu^* = (2 \cdot Eu_{\text{образец}}/Eu_{\text{PAAS}})/[(Sm_{\text{образец}}/Sm_{\text{PAAS}}) + (Tb_{\text{образец}}/Tb_{\text{PAAS}})]$. Степень

обогащения легких редких земель (LP3Э, La, Ce, Pr и Nd) по отношению к тяжелым редким землям (TP3Э, Er, Tm, Yb и Lu) определялась в указанной работе по индикаторному отношению $(La/Yb)_{sh} = (La_{\text{образец}}/La_{\text{PAAS}})/(Yb_{\text{образец}}/Yb_{\text{PAAS}})$. Степень обогащения LP3Э по отношению к средним редким землям (CP3Э, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy и Ho) – отношением $(La/Sm)_{sh} = (La_{\text{образец}}/La_{\text{PAAS}})/(Sm_{\text{образец}}/Sm_{\text{PAAS}})$, а степень обогащения CP3Э по отношению к TP3Э – индикаторным отношением $(Sm/Yb)_{sh} = (Sm_{\text{образец}}/Sm_{\text{PAAS}})/(Yb_{\text{образец}}/Yb_{\text{PAAS}})$. При построении спектров распределения P3Э, нормированных по PAAS, иттрий располагался между Ho и Dy, согласно представлениям [Bau, 1996]. Как и авторы публикации [Zhang et al., 2017], мы использовали при рассмотрении только образцы известняков с содержанием $(SiO_2 + TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3^* + MnO + MgO + Na_2O + K_2O + P_2O_5) < 10$ мас. %.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАНЕЕ ПРОВЕДЕННЫХ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ И ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты литолого-фациального анализа [Дуб, Гражданкин, 2021] свидетельствуют, что строматолитовые постройки медвежьей толщи формировались в обстановках ниже базиса действия обычных волн, в пределах фациальных поясов фотической зоны. Соответственно, биогермы с толстостолбчатыми строматолитами (литотип 1) являются образованиями среднего рампа. Тонко-микрозернистые межбиогермные отложения (литотип 2) с признаками воздействия штормов представляют фоновые осадки полостей внутри построек. Пакеты слоистых известняков (литотипы 3 и 4), это, скорее всего, отложения штормовых течений; они выполняют каналы между органогенными постройками. Во время накопления отложений манайсинской толщи (литотипы 5 и 6), несущих признаки воздействия обычных и штормовых волн, доминировали обстановки внутреннего рампа – верхней части среднего рампа.

Ранее выполненные литогеохимические исследования известняков укской свиты в основном были направлены на реконструкцию окислительно-восстановительных особенностей водной толщи времени их накопления, а также анализ влияния катагенетических процессов и процессов контаминации на распределение в известняках P3Э и Y. В результате

Таблица 1. Содержание основных породообразующих оксидов, P3Э и Y, а также значения некоторых индикаторных отношений в известняках уксой свиты

Компоненты, индикаторные отношения	Образец (префикс 18.18-...)														Литотип																										
	1-1a	1-1	1-2	1-4	1-5	1-6	1-7	2-2	2-3	2-4	3-1	3-2	3-3	4-8	3-4	3-5	3-6	3-7	3-8	3-9																					
	Области рампа																																								
	BP-BCP							CP							CP							CP																			
SiO ₂ , мас. %	1.11	0.65	6.13	0.70	0.26	0.45	0.28	2.37	2.21	3.06	1.18	0.69	3.42	0.47	0.57	0.88	1.16	0.45	1.57	4.94	0.43	0.38	0.31	0.28	0.28	0.29	0.28	0.57	0.55	0.56	0.51	0.48	0.47	0.29	0.37	0.42	0.36	0.51	0.45	0.53	
TiO ₂	0.021	0.011	0.001	0.001		0.012	0.004	0.038	0.034	0.040	0.019	0.008	0.043	0.005	0.009	0.013	0.012	0.012	0.008	0.021	0.055	0.37	0.25	0.07	0.07	0.11	0.22	0.22	0.64	0.62	0.80	0.38	0.25	0.82	0.22	0.21	0.32	0.33	0.18	0.47	1.20
Al ₂ O ₃	0.13	0.09	0.11	0.06	0.07	0.12	0.05	0.17	0.15	0.17	0.13	0.11	0.17	0.11	0.12	0.14	0.15	0.10	0.19	0.26	0.0005	0.0005	0.0014	0.0006	0.0028	0.0001	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0012	0.0015	0.0015	0.0017	0.0003	0.0003	0.0012	0.0015	0.0004	0.0005	—
MnO	0.43	0.38	0.31	0.28	0.28	0.29	0.28	0.57	0.55	0.56	0.51	0.48	0.47	0.29	0.37	0.42	0.36	0.51	0.45	0.53	55.00	54.74	51.72	54.69	55.14	54.98	53.23	53.43	53.43	53.21	54.05	55.12	52.67	54.50	54.95	55.11	54.25	54.72	54.47	51.84	
MgO	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.23	0.31	0.10	0.03	0.29	0.02	0.02	0.06	0.08	0.00	0.14	0.44	0.10	0.12	0.11	0.12	0.11	0.11	0.13	0.12	0.12	0.13	0.11	0.09	0.11	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13	0.13
CaO	—	—	—	—	—	—	—	0.002	0.001	0.002	—	0.002	0.001	—	—	—	—	—	—	0.003	42.67	43.59	41.56	44.00	43.80	44.06	42.32	42.26	41.47	43.32	43.00	42.00	44.29	43.56	42.82	43.57	44.02	42.52	40.59		
K ₂ O	99.91	99.84	100.00	99.91	99.77	99.71	99.99	99.70	99.60	99.73	99.80	99.78	100.00	100.02	99.93	99.89	100.03	100.12	99.94	99.97	2.24	1.52	6.72	1.22	0.84	1.20	0.95	4.15	3.91	5.06	2.44	1.66	5.32	1.23	1.42	1.96	2.21	1.38	2.95	7.55	
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0.002	0.001	0.002	—	0.002	0.001	—	—	—	—	—	—	0.003	0.842	0.680	0.676	0.180	0.256	0.158	0.508	0.859	2.047	1.483	2.921	3.805	3.386	2.882	4.357	2.992	3.067	4.037	1.987	2.184	
P ₂ O ₅	0.800	0.935	0.495	0.316	0.396	0.365	0.719	1.533	1.635	1.407	1.607	1.753	2.209	2.332	1.739	1.347	1.269	1.450	1.464	1.538	1.55	1.81	1.08	0.62	0.79	0.67	1.51	2.82	2.80	2.41	2.76	3.05	3.68	5.36	3.01	2.28	2.06	2.48	2.50	2.73	
ΣППП без CaO	0.180	0.210	0.113	0.071	0.086	0.082	0.177	0.341	0.365	0.310	0.338	0.364	0.464	0.630	0.357	0.283	0.255	0.296	0.314	0.342	0.728	0.883	0.487	0.293	0.357	0.322	0.722	1.450	1.481	1.258	1.365	1.509	1.841	2.570	1.533	1.169	1.075	1.228	1.258	1.333	
Y, мкг/г	0.131	0.163	0.096	0.056	0.075	0.059	0.139	0.286	0.288	0.243	0.276	0.308	0.373	0.538	0.321	0.260	0.228	0.279	0.225	0.289	0.027	0.033	0.022	0.011	0.014	0.013	0.028	0.060	0.067	0.054	0.059	0.079	0.108	0.068	0.053	0.051	0.060	0.054	0.059		
La	0.132	0.176	0.112	0.059	0.086	0.063	0.163	0.301	0.352	0.289	0.361	0.408	0.448	0.599	0.418	0.327	0.326	0.367	0.292	0.298	0.132	0.176	0.112	0.059	0.086	0.063	0.163	0.301	0.352	0.289	0.361	0.408	0.448	0.599	0.418	0.327	0.326	0.367	0.292	0.298	
Ce	0.132	0.176	0.112	0.059	0.086	0.063	0.163	0.301	0.352	0.289	0.361	0.408	0.448	0.599	0.418	0.327	0.326	0.367	0.292	0.298	0.132	0.176	0.112	0.059	0.086	0.063	0.163	0.301	0.352	0.289	0.361	0.408	0.448	0.599	0.418	0.327	0.326	0.367	0.292	0.298	
Pr	0.132	0.176	0.112	0.059	0.086	0.063	0.163	0.301	0.352	0.289	0.361	0.408	0.448	0.599	0.418	0.327	0.326	0.367	0.292	0.298	0.132	0.176	0.112	0.059	0.086	0.063	0.163	0.301	0.352	0.289	0.361	0.408	0.448	0.599	0.418	0.327	0.326	0.367	0.292	0.298	
Nd	0.132	0.176	0.112	0.059	0.086	0.063	0.163	0.301	0.352	0.289	0.361	0.408	0.448	0.599	0.418	0.327	0.326	0.367	0.292	0.298	0.132	0.176	0.112	0.059	0.086	0.063	0.163	0.301	0.352	0.289	0.361	0.408	0.448	0.599	0.418	0.327	0.326	0.367	0.292	0.298	
Sm	0.132	0.176	0.112	0.059	0.086	0.063	0.163	0.301	0.352	0.289	0.361	0.408	0.448	0.599	0.418	0.327	0.326	0.367	0.292	0.298	0.132	0.176	0.112	0.059	0.086	0.063	0.163	0.301	0.352	0.289	0.361	0.408	0.448	0.599	0.418	0.327	0.326	0.367	0.292	0.298	
Eu	0.132	0.176	0.112	0.059	0.086	0.063	0.163	0.301	0.352	0.289	0.361	0.408	0.448	0.599	0.418	0.327	0.326	0.367	0.292	0.298	0.132	0.176	0.112	0.059	0.086	0.063	0.163	0.301	0.352	0.289	0.361	0.408	0.448	0.599	0.418	0.327	0.326	0.367	0.292	0.298	
Gd	0.132	0.176	0.112	0.059	0.086	0.063	0.163	0.301	0.352	0.289	0.361	0.408	0.448	0.599	0.418	0.327	0.326	0.367	0.292	0.298	0.132	0.176	0.112	0.059	0.086	0.063	0.163	0.301	0.352	0.289	0.361	0.408	0.448	0.599	0.418	0.327	0.326	0.367	0.292	0.298	

Продолжение таблицы 1

Компоненты, индикаторные отношения		Образец (префикс 18.18-...)																		
		Литотип																		
		1-1a	1-1	1-2	1-4	1-5	1-6	1-7	2-2	2-3	2-4	3-1	3-2	3-3	4-8	3-4	3-5	3-6	3-7	3-8
		Области рампа																		
		ВР-ВСР					СР					СР								
Tb	0.019	0.023	0.015	0.008	0.011	0.008	0.020	0.039	0.051	0.039	0.050	0.059	0.059	0.077	0.060	0.047	0.043	0.053	0.038	0.041
Dy	0.121	0.135	0.093	0.048	0.076	0.046	0.132	0.246	0.312	0.252	0.313	0.388	0.381	0.472	0.397	0.309	0.295	0.348	0.237	0.268
Ho	0.025	0.029	0.022	0.010	0.016	0.010	0.028	0.053	0.071	0.057	0.067	0.086	0.083	0.095	0.091	0.069	0.067	0.085	0.047	0.056
Er	0.071	0.082	0.059	0.026	0.044	0.023	0.073	0.143	0.201	0.161	0.197	0.239	0.253	0.262	0.259	0.201	0.191	0.258	0.148	0.172
Tm	0.010	0.010	0.008	0.003	0.005	0.003	0.010	0.016	0.027	0.022	0.026	0.032	0.033	0.036	0.036	0.027	0.027	0.035	0.020	0.024
Yb	0.067	0.064	0.042	0.015	0.022	0.015	0.049	0.089	0.158	0.112	0.172	0.179	0.207	0.209	0.232	0.161	0.156	0.194	0.116	0.159
Lu	0.010	0.009	0.005	0.002	0.004	0.002	0.008	0.013	0.023	0.017	0.022	0.029	0.031	0.031	0.030	0.023	0.022	0.030	0.018	0.023
Ce/Ce*	0.92	0.90	0.99	0.92	0.95	0.88	0.95	0.85	0.81	0.82	0.84	0.85	0.82	0.98	0.83	0.82	0.80	0.84	0.83	0.86
Eu/Eu*	1.04	1.03	1.11	1.00	0.93	1.15	1.02	1.09	1.05	1.06	0.95	0.97	1.02	1.02	0.93	0.91	0.98	0.93	1.11	1.04
(La/ Yb) _{sh}	0.88	1.08	0.87	1.56	1.33	1.80	1.08	1.27	0.76	0.93	0.69	0.72	0.79	0.82	0.55	0.62	0.60	0.55	0.93	0.71
(La/ Sm) _{sh}	0.89	0.83	0.75	0.82	0.77	0.90	0.75	0.78	0.83	0.84	0.85	0.83	0.86	0.63	0.79	0.75	0.81	0.76	0.95	0.77
(Sm/ Yb) _{sh}	0.99	1.29	1.16	1.89	1.73	1.99	1.44	1.63	0.92	1.10	0.81	0.87	0.91	1.31	0.70	0.82	0.74	0.73	0.98	0.92
(La/ Ce) _{sh}	1.08	1.08	0.96	1.06	1.05	1.14	0.99	1.13	1.22	1.22	1.22	1.20	1.25	0.91	1.20	1.23	1.28	1.22	1.22	1.17
P3Э/ Al ₂ O ₃	10.45	18.24	37.79	21.96	17.98	7.62	17.17	11.55	12.63	8.29	20.02	33.89	12.36	60.53	40.71	20.48	18.38	39.77	14.31	6.11
(Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃ *)	0.74	0.74	0.39	0.54	0.61	0.65	0.81	0.79	0.81	0.82	0.75	0.69	0.83	0.67	0.64	0.70	0.69	0.64	0.71	0.82

Продолжение таблицы 1

Компоненты, индикаторные отношения	Образец (префикс 18.18-...)										Образец (префикс 18m-...)													
	4-10						4-10a				4-13						3-10							
	4-1	4-2	4-3	4-4	4-5	4-6	4-7	4-8	4-9	4-10	4-11	4-12	4-13	3-1	3-2	3-3	3-4	3-5	3-6	3-7	3-8	3-9	3-10	
	1	1	1	6	6	6	6	6	6	6	6	5	6	1	1	3	3	1	1	1	1	6	6	
	Лито типы																							
	Области рампы																							
	CP						BP-BCP						CP						BP-BCP					
SiO ₂ , мас. %	1.71	1.63	1.63	1.37	1.48	1.19	1.69	3.20	2.68	0.87	2.37	6.18	3.02	3.66	2.59	3.60	3.58	1.31	1.61	0.44				
TiO ₂	0.024	0.022	0.021	0.025	0.022	0.021	0.023	0.048	0.040	0.003	0.038	0.060	0.031	0.033	0.032	0.037	0.037	0.020	0.026	0.011				
Al ₂ O ₃	0.48	0.40	0.38	0.40	0.47	0.38	0.54	0.84	0.78	0.16	0.69	1.15	0.62	0.76	0.67	0.77	0.78	0.48	0.61	0.19				
Fe ₂ O ₃ *	0.17	0.22	0.26	0.16	0.17	0.20	0.15	0.19	0.17	0.28	0.12	0.37	0.62	0.35	0.23	0.28	0.22	0.10	0.12	0.09				
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	—	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
MgO	0.45	0.42	0.45	0.47	0.47	0.46	0.50	0.54	0.51	0.35	0.45	1.08	4.76	1.50	0.44	0.47	0.47	0.48	0.43	0.30				
CaO	53.89	53.98	53.94	53.62	54.82	54.18	54.66	52.69	53.35	54.30	53.38	50.09	47.87	50.96	54.24	53.74	53.46	54.81	54.72	55.65				
K ₂ O	0.15	0.09	0.09	0.07	0.09	0.06	0.13	0.28	0.24	0.00	0.22	0.44	0.24	0.30	0.22	0.28	0.29	0.11	0.18	0.00				
Na ₂ O	0.12	0.12	0.12	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12	0.14	0.12	0.14	0.13	0.10	0.11	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12				
P ₂ O ₅	—	—	—	0.003	0.002	0.005	0.002	0.001	—	—	0.003	0.002	0.002	0.001	0.003	0.004	—	0.001	0.001	—				
ППП	43.08	43.18	42.56	43.42	42.22	43.34	42.11	41.88	42.07	43.90	42.56	40.54	42.80	42.37	41.36	40.76	41.13	42.60	42.02	43.08				
Сумма	100.06	100.07	99.44	99.68	99.87	99.97	99.94	99.80	99.98	99.97	99.97	100.04	100.08	100.05	99.93	100.08	100.09	100.06	99.84	99.88				
Σ _{ППП + CaO}	3.10	2.91	2.95	2.64	2.83	2.45	3.16	5.23	4.57	1.77	4.03	9.41	9.40	6.71	4.33	5.58	5.50	2.65	3.11	1.15				
Y, мкг/г	2.37	4.06	3.86	0.96	1.50	1.46	1.17	0.27	0.46	0.02	1.02	1.36	7.36	7.28	2.24	2.10	2.11	1.28	0.03	0.01				
La	1.36	2.99	3.99	1.57	1.52	1.48	1.23	1.03	0.85	0.15	1.41	1.44	4.05	4.09	1.35	1.62	1.53	1.27	0.40	0.14				
Ce	2.54	5.85	9.32	3.14	2.94	2.75	2.31	1.92	1.59	0.26	2.58	2.50	8.30	8.54	2.19	2.82	2.71	2.40	0.70	0.23				
Pr	0.301	0.693	1.131	0.382	0.316	0.335	0.269	0.219	0.185	0.032	0.304	0.289	0.900	0.961	0.279	0.347	0.332	0.285	0.081	0.027				
Nd	1.222	2.676	4.401	1.580	1.288	1.330	1.060	0.848	0.702	0.139	1.126	1.082	3.634	3.832	1.129	1.405	1.302	1.112	0.335	0.115				
Sm	0.255	0.548	0.823	0.284	0.247	0.247	0.187	0.128	0.109	0.021	0.203	0.193	0.783	0.810	0.245	0.271	0.253	0.201	0.041	—				
Eu	0.056	0.111	0.157	0.055	0.046	0.050	0.043	0.021	0.020	0.003	0.037	0.035	0.156	0.161	0.051	0.053	0.058	0.043	0.009	—				
Gd	0.297	0.603	0.795	0.281	0.270	0.268	0.218	0.122	0.115	0.018	0.225	0.207	0.926	0.939	0.284	0.308	0.306	0.233	0.038	—				

Окончание таблицы 1

Компоненты, индикаторные отношения	Образец (префикс 18.18-...)										Образец (префикс 18m-...)									
	Литотипы										Литотипы									
	3-10	4-1	4-3	4-4	4-5	4-6	4-7	4-10a	4-106	4-12	4-13	3-2	3-3	3-4	3-5	3-6	3-7	3-8	3-9	3-10
	1	1	1	6	6	6	6	6	5	6	1	3	3	1	1	1	6	6	6	6
	Области рампа																			
	CP					BP-BCP					CP					BP-BCP				
Tb	0.042	0.086	0.109	0.035	0.034	0.030	0.009	0.010	—	0.023	0.022	0.129	0.136	0.037	0.041	0.042	0.027	0.003	—	—
Dy	0.270	0.521	0.632	0.216	0.192	0.176	0.068	0.072	0.007	0.148	0.149	0.809	0.817	0.241	0.253	0.257	0.177	0.015	—	—
Ho	0.058	0.107	0.129	0.043	0.041	0.034	0.014	0.015	0.001	0.031	0.033	0.173	0.186	0.051	0.055	0.053	0.035	0.003	—	—
Er	0.169	0.305	0.367	0.127	0.121	0.101	0.038	0.042	0.002	0.086	0.093	0.497	0.519	0.156	0.168	0.161	0.101	—	—	—
Tm	0.023	0.042	0.053	0.014	0.017	0.014	0.004	0.006	—	0.011	0.011	0.067	0.072	0.020	0.022	0.023	0.014	—	—	—
Yb	0.137	0.257	0.332	0.086	0.098	0.114	0.086	0.031	—	0.054	0.072	0.411	0.438	0.136	0.145	0.136	0.090	—	—	—
Lu	0.019	0.037	0.047	0.014	0.014	0.018	0.014	0.005	—	0.008	0.011	0.056	0.066	0.020	0.020	0.023	0.013	—	—	—
Ce/Ce*	0.89	0.93	1.00	0.90	0.95	0.89	0.91	0.93	0.82	0.92	0.90	0.98	0.97	0.80	0.85	0.87	0.91	0.87	0.82	0.82
Eu/Eu*	1.03	0.98	1.00	1.06	0.96	1.05	1.10	1.12	1.47	1.03	1.02	0.94	0.93	1.03	0.96	1.07	1.12	1.48	—	—
(La/ Yb) _{sh}	0.73	0.86	0.89	1.35	1.14	0.96	1.05	3.46	—	1.93	1.47	0.73	0.69	0.73	0.82	0.83	1.04	—	—	—
(La/ Sm) _{sh}	0.78	0.79	0.71	0.80	0.89	0.87	0.96	1.13	1.03	1.01	1.08	0.75	0.74	0.80	0.87	0.88	0.92	—	—	—
(Sm/ Yb) _{sh}	0.94	1.08	1.26	1.67	1.28	1.10	1.10	1.78	—	1.91	1.36	0.97	0.94	0.91	0.95	0.94	1.13	—	—	—
(La/ Ce) _{sh}	1.11	1.07	0.89	1.04	1.08	1.12	1.11	1.11	—	1.14	1.20	1.02	1.00	1.29	1.19	1.18	1.10	—	—	—
P3Э/ Al ₂ O ₃	14.06	37.06	58.66	19.56	15.18	18.47	10.68	4.81	3.96	9.05	5.33	33.69	28.38	9.24	9.77	9.21	12.50	2.66	—	—
Al ₂ O ₃ / (Al ₂ O ₃ ⁺ +Fe ₂ O ₃ ⁺)	0.74	0.65	0.59	0.71	0.73	0.66	0.78	0.82	0.36	0.85	0.76	0.50	0.68	0.74	0.73	0.78	0.83	0.84	0.68	0.68

Примечание. Прочерк — не обнаружено. Литотипы: 1 — толстостолбчатые строматолитовые известняки; 2 — тонко-, микрозернистые тонкослоистые межбиогермные известняки; 3 — интракластовые известняки слоистых пакетов между постройкиками; 4 — микрозернистые известняки слоистых пакетов между постройкиками; 5 — интракластовые известняки с МТ-кластами; 6 — микрозернистые известняки с МТ-прожилками. BP-BCP — внутренний рампы и верхи среднего рампа, CP — средний рампа.

установлено, что распределение лантаноидов и Y в известняках сопоставимо с тем, что наблюдается и в ацетатных вытяжках из них [Маслов и др., 2018б, 2019а]. В обоих случаях в нормированных по PAAS спектрах распределения PЗЭ + Y наблюдаются положительные аномалии La, Gd и Y и отрицательные аномалии Eu и Ce. Это дает основание считать, что накопление известняков происходило в морском бассейне, имевшем связь с Мировым океаном, а влияние гидротермальных флюидов или катагенетических процессов на их геохимические характеристики, если и имело место, то не было критическим [Маслов, 2021].

Анализ взаимосвязей K_2O , CaO и суммы PЗЭ в известняках позволил установить, что содержание PЗЭ в них контролируется преимущественно терригенной/глинистой примесью [Маслов, 2021]. В пользу сказанного говорит и положительная корреляция между суммой лантаноидов и концентрациями Th и Zr. В то же время, спектры PЗЭ ацетатных вытяжек, полученных при использовании слабой (0.5 и 1%) уксусной кислоты, не очень сильно отличаются от спектров PЗЭ валовых проб. Это дает основание полагать, что значительная доля лантаноидов может концентрироваться во вторичных карбонатных фазах – скорее всего в метасоматическом доломите, который в том или ином (как правило, достаточно небольшом) количестве присутствует практически во всех пробах и в порошке тоже хорошо растворим [Дуб и др., 2019а, 2019б]. Соответственно, большинство известняков оказались непригодными для реконструкции состава морской воды конца позднего рифея. Исключением являются образцы с деплетированием ЛРЗЭ относительно СРЗЭ и величиной $Y/No > 44$ [Маслов, Дуб, 2019а, 2019б].

СВЯЗЬ ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ИЗВЕСТНЯКОВ И ОБСТАНОВОК ИХ ФОРМИРОВАНИЯ (ОБЗОР)

В работе [Zhang et al., 2017] проанализированы особенности распределения основных породообразующих оксидов, а также редких и рассеянных, в том числе редкоземельных, элементов в ряде позднемезозойских и более молодых известняковых последовательностей Западного Китая, сформированных во внутриконтинентальных пресноводных (озерных), мелководных окраинно-континентальных (пассивные окраины, пред- и задуговые бассейны) и открытых

океанических (дно океана и океанические поднятия) обстановках (далее перечисленные обстановки рассматриваются соответственно как внутриконтинентальные, прибрежные и обстановки открытого океана). Вместе с опубликованными по результатам исследований в рамках программ глубоководного бурения геохимическими данными об известняках открытого океана, это позволило авторам названной работы определить геохимические характеристики известняков, накапливавшихся в различных плейтктонических обстановках.

В результате установлено, что известняки внутриконтинентальных водоемов не имеют значимой взаимосвязи между Al_2O_3 и $Fe_2O_3^*$, но в морских известняках указанные оксиды обладают положительной корреляцией. Содержание Al_2O_3 имеет положительную корреляцию с MnO для всех групп известняков. Это предполагает, по мнению авторов работы [Zhang et al., 2017], что содержание $Fe_2O_3^*$ и MnO в них контролируется как терригенной, так и гидротермальной компонентами. Известняки пресноводных и прибрежных обстановок демонстрируют положительную корреляцию между P_2O_5 , с одной стороны, и TiO_2 , $Fe_2O_3^*$ и K_2O , с другой. По-видимому, часть P_2O_5 в этих известняках не является биогенной.

Содержание PЗЭ в известняках во многом определяется положением области карбонатнакопления относительно суши. Известняки различных обстановок имеют изменчивые концентрации PЗЭ и различаются (даже в пределах одной обстановки) по характеристикам нормированных к PAAS их спектров. Сумма PЗЭ для известняков внутриконтинентальных и прибрежных обстановок отчетливо положительно коррелирует с SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 и $Fe_2O_3^*$, предполагая связь лантаноидов с терригенной компонентой. Сумма PЗЭ для известняков открытого океана имеет выраженную положительную корреляцию, как правило, только с MnO. Известняки этой группы имеют узкий диапазон значений $(La/Sm)_{sh}$ (0.46–0.96), $(Sm/Yb)_{sh}$ (0.25–1.96) и $(La/Yb)_{sh}$ (0.23–1.38), тогда как известнякам пресноводных и прибрежных обстановок присущи более широкие пределы изменения перечисленных параметров. Параметр $(Sm/Yb)_{sh}$ для пресноводных известняков отрицательно взаимосвязан с $Fe_2O_3^*$. Известняки открытого океана имеют отчетливую отрицательную корреляцию $(La/Sm)_{sh}$ с MnO.

Концентрации Се в морских известняках имеют положительную корреляцию с Al_2O_3 ,

Fe_2O_3^* и MnO , а значения Ce/Ce^* с Al_2O_3 и MnO . Это указывает на взаимосвязь Ce как с терригенной, так и гидротермальной компонентами. Концентрации Ce в пресноводных известняках обладают выраженной положительной связью с TiO_2 , Al_2O_3 и K_2O . Величины Ce/Ce^* в них также отчетливо положительно взаимосвязаны с TiO_2 , Fe_2O_3^* , MnO , MgO , K_2O и P_2O_5 . Значения Ce аномалии в известняках демонстрируют рост от центральных частей океана к прибрежным обстановкам; на диаграммах $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—Ce}/\text{Ce}^*$, $\text{Fe}_2\text{O}_3^*\text{—Ce}/\text{Ce}^*$ и $\text{MnO—Ce}/\text{Ce}^*$ можно видеть хорошее разграничение полей известняков открытого океана и известняков внутриконтинентальных и прибрежных обстановок.

Известняки внутриконтинентальных обстановок имеют существенные диапазоны Eu/Eu^* : например, озёрные палеоген-неогеновые известняки Тибета (бассейн Вули) обладают значениями Eu аномалии от 3.74 до 13.01 [Zhang et al., 2017]. Самые низкие средние величины данного параметра (0.99 ± 0.17) свойственны известнякам преддуговых бассейнов. Известняки океанических поднятий имеют несколько большие величины Eu/Eu^* , чем известняки океанского дна (соответственно 1.24 ± 0.54 и 1.12 ± 0.18). Параметры Eu/Eu^* и Ce/Ce^* имеют отчетливую положительную корреляцию в известняках внутриконтинентальных и прибрежных обстановок.

Показано, что известняки внутриконтинентальных и прибрежных обстановок характеризуются, как правило, значениями $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}} < 2$. Известняки открытого океана, напротив, обладают заметно более высокими величинами названного параметра. Последнее лучше всего проявлено, по-видимому, в отложениях с возрастом моложе среднего девона, когда дефицит Ce стал характеристическим признаком для всей толщи вод океана вследствие ее насыщения кислородом [Wallace et al., 2017]. В целом, свойственные известнякам открытого океана величины $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$ не имеют какой-либо выраженной корреляции ни с терригенной, ни с гидротермальной компонентами. Известняки этой группы характеризуются заметным обеднением Ce, обогащением ТРЗЭ и положительной La аномалией, поскольку распределение лантаноидов в них унаследовано от морской воды. Известняки внутриконтинентальных и прибрежных обстановок обладают положительной корреляцией между $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sh}}$ и $\text{PЗЭ}/\text{Al}_2\text{O}_3$, тогда как между $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{sh}}$ и $\text{PЗЭ}/\text{Al}_2\text{O}_3$ корреляция отрицательная. Это предполагает контроль спектров распределения ПЗЭ в них со стороны терригенной компоненты.

Содержание редких и рассеянных элементов в пресноводных и прибрежных известняках также в основном контролируется терригенной компонентой, о чем свидетельствует их положительная корреляция с Al_2O_3 , TiO_2 и Fe_2O_3^* .

На диаграммах $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}\text{—}(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$, $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sh}}\text{—}(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$ и $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sh}}\text{—}(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$ известняки внутриконтинентальных и прибрежных обстановок, с одной стороны, и известняки открытого океана, с другой, образуют два разных поля. Они отличаются не только значениями $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$, но и более высокими величинами $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{sh}}$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}$ и $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sh}}$ в группах пресноводных и прибрежных известняков. Параметр $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$ имеет выраженную отрицательную корреляцию с Ce/Ce^* . Достаточно хорошо разделяются области известняков открытого океана и пресноводных + прибрежных известняков и на диаграммах $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}\text{—}\text{Ce}/\text{Ce}^*$, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{sh}}\text{—}\text{Ce}/\text{Ce}^*$ и $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sh}}\text{—}\text{Ce}/\text{Ce}^*$.

При оценке всего сказанного выше важно иметь в виду, что выводы авторов работы [Zhang et al., 2017] применимы, по всей видимости, не только для среднемеозойских и более молодых известняков, на результатах исследования которых основана указанная публикация. Для обоснования представлений о том, что вековые вариации соотношения арагонита и кальцита в карбонатных осадках [Ries, 2010; Hood, Wallace, 2018] и отчетливый сдвиг в позднем мезозое областей карбоната накопления в открытый океан [Arvidson et al., 2006; Ries, 2010; Кузнецов, 2011 и др.] с соответствующими изменениями темпов седиментации и адсорбции лантаноидов и других элементов из морской воды [Murray et al., 1991a, 1991b] существенно не повлияли на геохимические характеристики накапливавшихся в различных обстановках известняков, авторы публикации [Zhang et al., 2017] выполнили анализ геохимических характеристик почти 40 карбонатных толщ, возраст которых варьирует от архея до голоцена, а обстановки накопления реконструированы по геологическим данным достаточно уверенно. В результате выявлена хорошая в целом сопоставимость выводов как для постсреднемеозойских, так и для более древних карбонатных последовательностей. К числу последних принадлежат мезопротерозойские Известняки Рохтас Центральной Индии, раннепротерозойские карбонатные породы надсерии Трансвааль Южной Африки, неопротерозойская формация Шахабад Южной Индии, позднеархейские строматолитовые карбонаты платформы Кэмпбеллранд Южной Африки, неопротерозойские Известняки Крол и Известняки Билара Северо-Западной Индии, палеопротерозойские известняки формации Муидраай Южной

Африки, архейские строматолитовые карбонаты Кратона Пилбара Австралии, раннемезопротерозойские карбонатные породы серии Семри Центральной Индии, среднеэопротерозойские мраморы террейна Цзяобей Китая и другие объекты [Zhang et al., 2017 и ссылки там].

Всего в работе [Zhang et al., 2017] приведено более 50 различных дискриминантных диаграмм, однако достаточно заметное разграничение полей известняков, накапливавшихся в обстановках внутриконтинентальных озер, прибрежных бассейнов и открытого океана наблюдается не более чем на ~10 из них. Это диаграммы $Al_2O_3-(La/Yb)_{sh}$, $Fe_2O_3^*-(La/Yb)_{sh}$, $10^*MnO-(La/Yb)_{sh}$, $(Sm/Yb)_{sh}-Ce/Ce^*$, $(La/Yb)_{sh}-Ce/Ce^*$, $(La/Sm)_{sh}-(La/Yb)_{sh}$ и ряд других. Далее мы рассмотрим распределение на них точек состава как всех образцов известняков укской свиты, так и их совокупностей, характеризующих разные зоны карбонатного рампа. Следует еще раз отметить, что, как в публикации [Zhang et al., 2017], так и в настоящей работе, речь идет о геохимических характеристиках валовых проб известняков.

ОБСУЖДЕНИЕ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Между суммой РЗЭ и содержанием SiO_2 и Al_2O_3 в известняках укской свиты при 5-процентном уровне значимости наблюдаются статистически ничтожные взаимосвязи (соответственно $r_{PЗЭ-SiO_2} = 0.14$, $r_{PЗЭ-Al_2O_3} = 0.21$). Это же характерно и для пары сумма РЗЭ– TiO_2 . Оксид кальция и РЗЭ в укских известняках характеризуются статистически значимой отрицательной корреляцией ($r_{PЗЭ-CaO} = -0.46$); такая же, но положительная корреляция характерна для оксида марганца и суммы РЗЭ ($r = 0.57$, $n = 30$). Между суммой РЗЭ и содержанием V, Co, Ni и Cu при 5-процентном уровне значимости наблюдается выраженная положительная корреляция, тогда как для пары сумма РЗЭ–Rb она отсутствует. В соответствии с представлениями авторов публикации [Abedini, Calagari, 2015 и ссылки там], это предполагает, что РЗЭ-систематика известняков укской свиты в значительной мере контролируется, как это свойственно и большинству известняков прибрежных обстановок, присутствующей в них терригенной компонентой.

На диаграмме Al_2O_3-Ce/Ce^* наблюдается довольно существенное перекрытие полей известняков всех трех групп (рис. 4а). Точки состава известняков укской свиты в основном

расположены здесь в области перекрытия полей известняков открытого океана и прибрежных обстановок. Несколько меньше их в области перекрытия полей известняков всех трех групп. На диаграмме $Fe_2O_3^*-Ce/Ce^*$ перекрытие полей известняков открытого океана и известняков внутриконтинентальных обстановок незначительное, но перекрытие поля последних с полем известняков прибрежных обстановок существенное (см. рис. 4б). Это же характерно для полей известняков открытого океана и известняков прибрежных областей. Фигуративные точки известняков укской свиты на данном графике расположены в области перекрытия полей известняков всех трех групп. В такой ситуации сделать выводы об их принадлежности к отложениям тех или иных обстановок невозможно. Примерно такая же картина наблюдается и на диаграмме $10^*MnO-Ce/Ce^*$ (см. рис. 4в), где точки состава известняков укской свиты, благодаря присутствию им низким концентрациям MnO, в основном находятся вне названных полей.

На диаграмме $Al_2O_3-(La/Yb)_{sh}$ перекрытие полей известняков открытого океана, прибрежных областей и пресноводных бассейнов также довольно значительное (рис. 5а). Фигуративные точки известняков укской свиты, принадлежащих внутреннему и верхам среднего рампа, расположены на рассматриваемом графике в основном в поле известняков прибрежных обстановок и области перекрытия его с полем известняков открытого океана. Точки состава известняков, отвечающих обстановкам среднего рампа, сосредоточены в поле известняков открытого океана и области перекрытия его с полем прибрежных известняков. На диаграмме $Al_2O_3-(La/Sm)_{sh}$ примерно треть точек состава известняков укской свиты (без разбиения на группы) расположена в области перекрытия полей известняков открытого океана и прибрежных их разностей, тогда как остальные попадают в области перекрытия полей известняков всех трех групп (см. рис. 5б). Сходная ситуация наблюдается и на графике $Al_2O_3-(Sm/Yb)_{sh}$ (см. рис. 5в).

На диаграмме $Fe_2O_3^*-(La/Yb)_{sh}$ также наблюдается перекрытие полей известняков всех трех групп, в то же время фигуративные точки известняков укской свиты, накапливавшихся в пределах внутреннего и верхов среднего рампа в основном приурочены к полям пресноводных и прибрежных обстановок, а точки известняков среднего рампа сосредоточены преимущественно в полях известняков открытого океана и прибрежных обстановок (рис. 6а). Эта особенность

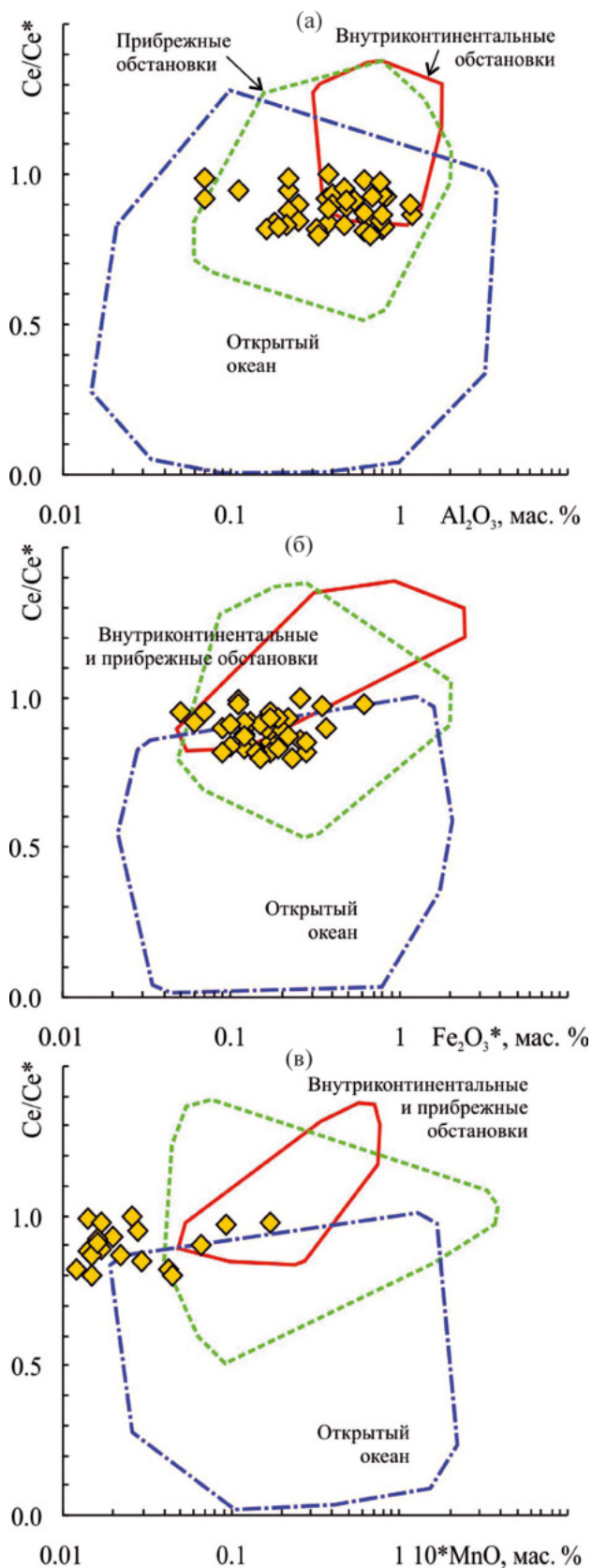


Рис. 4. Распределение точек состава известняков укской свиты на диаграммах Al_2O_3 – Ce/Ce^* (а), $Fe_2O_3^*$ – Ce/Ce^* (б) и 10^*MnO – Ce/Ce^* (в).

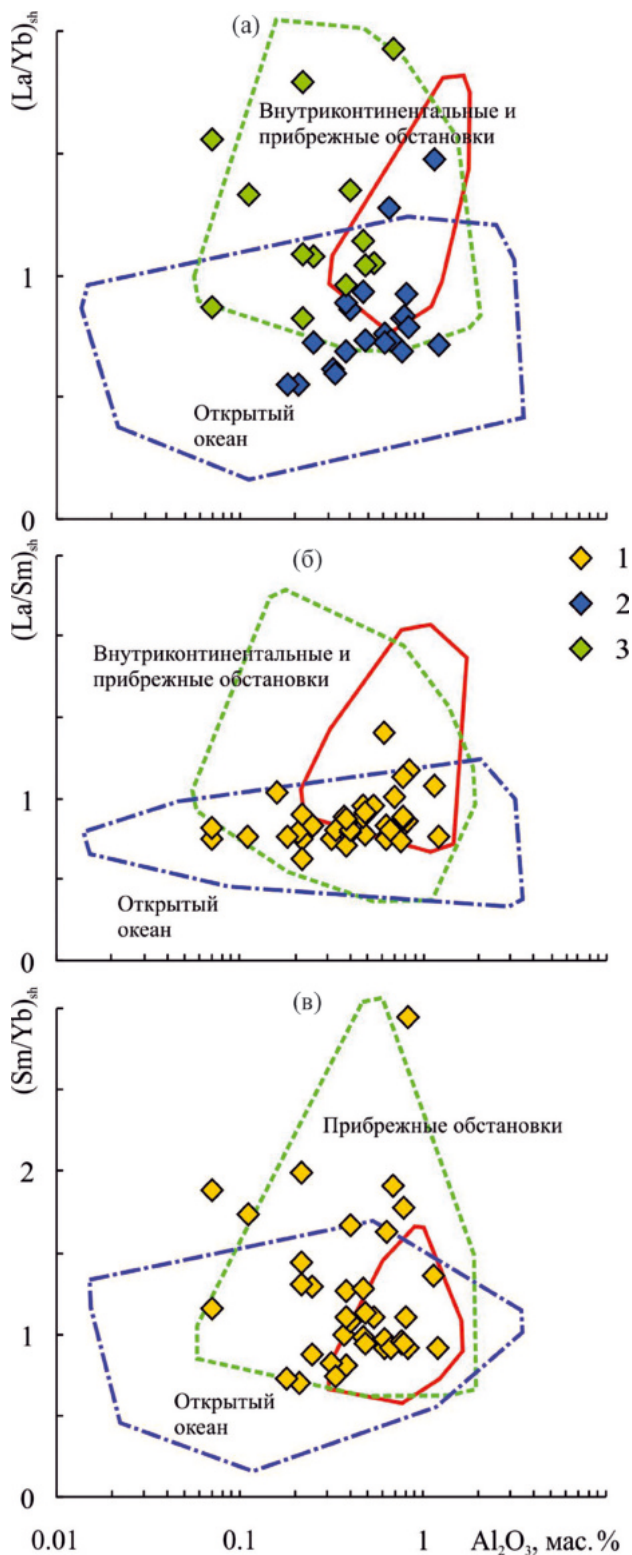


Рис. 5. Распределение фигуративных точек известняков укской свиты (вся выборка, а также известняки разных фаций) на диаграммах Al_2O_3 – $(La/Yb)_{sh}$ (а), Al_2O_3 – $(La/Sm)_{sh}$ (б) и Al_2O_3 – $(Sm/Yb)_{sh}$ (в). 1 – вся выборка известняков укской свиты; 2 – известняки среднего рампа (медвежья толща); 3 – известняки внутреннего рампа.

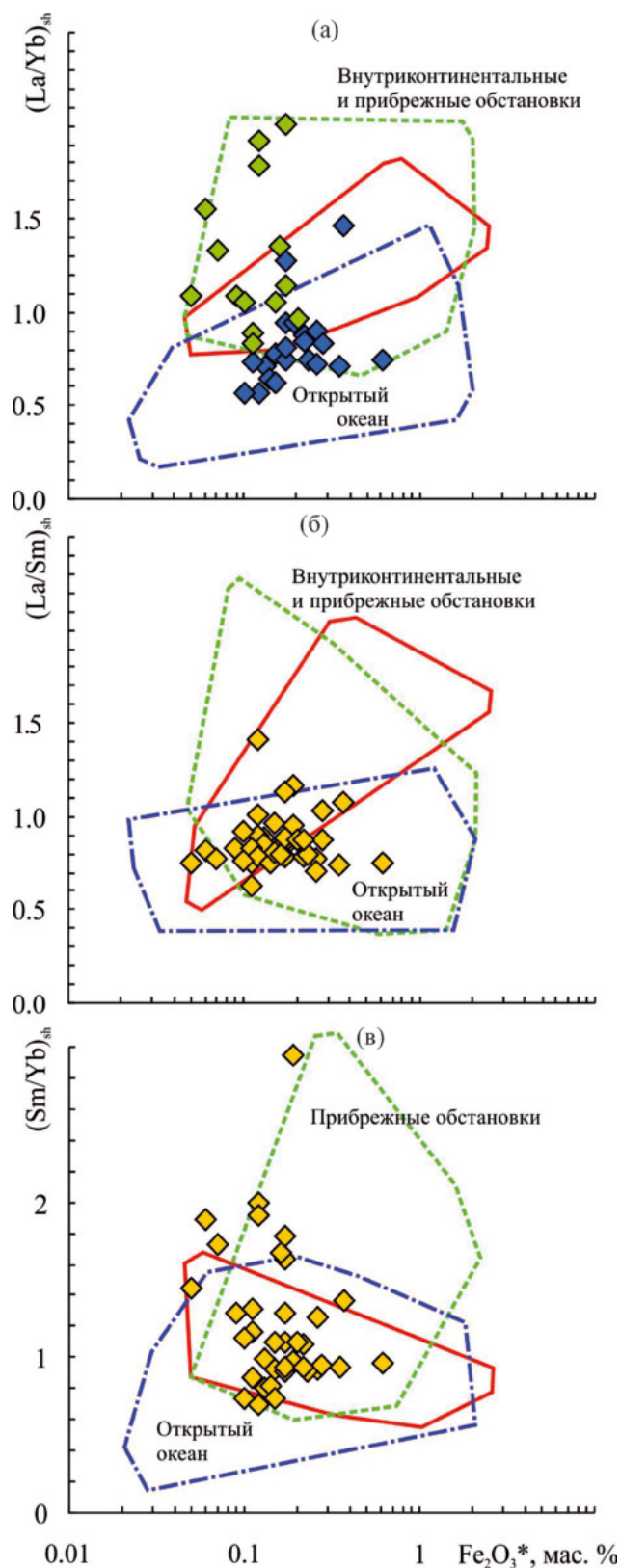


Рис. 6. Распределение фигуративных точек известняков укской свиты (вся выборка, а также известняки разных фаций) на диаграммах $\text{Fe}_2\text{O}_3^*-(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}$ (а), $\text{Fe}_2\text{O}_3^*-(\text{La}/\text{Sm})_{\text{sh}}$ (б) и $\text{Fe}_2\text{O}_3^*-(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sh}}$ (в). Условные обозначения см. рис. 5.

распределения известняков разных областей рампа сопоставима с той, что вырисовывается и на диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}$ (см. выше). На графике $\text{Fe}_2\text{O}_3^*-(\text{La}/\text{Sm})_{\text{sh}}$ подавляющее число точек состава известняков укской свиты сосредоточено в намеченном авторами публикации [Zhang et al., 2017] поле известняков открытого океана (см. рис. 6б), но надо иметь в виду, что пересечение полей известняков разных групп и здесь достаточно значительно. Это же присуще и диаграмме $\text{Fe}_2\text{O}_3^*-(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sh}}$ (см. рис. 6в), где поле внутриконтинентальных известняков практически полностью перекрыто полем известняков открытого океана. К указанной области принадлежит на данном графике и примерно треть поля прибрежных известняков.

Выше мы уже отмечали, что по данным работы [Zhang et al., 2017], известняки пресноводных обстановок характеризуются средним значением $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$ 1.09 ± 0.04 . Для известняков прибрежных обстановок средняя величина $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$ изменяется от 1.21 ± 0.25 до 3.34 ± 4.05 , а известняки открытого океана обладают средней величиной $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$ 6.07 ± 5.06 . Выборка известняков укской свиты характеризуется средним значением $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$ 1.13 ± 0.10 и соответственно на всех диаграммах с участием данного параметра, таких как $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3^*)-(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}-(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{sh}}-(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$ и др., фигуративные точки известняков данной литостратиграфической единицы располагаются в основном в полях значений, характерных для пресноводных и прибрежных известняков (рис. 7). Такое их распределение согласуется с низкими значениями $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{sh}}$ в морских хемогенных отложениях докембрия, так как недостаток (отрицательная аномалия) церия, в отличие от постдевонских карбонатов, для них характерен не был (см. выше).

Тенденция несколько различного расположения фигуративных точек известняков среднего рампа, с одной стороны, и внутреннего и верхов среднего рампа, с другой, хорошо выражена и на диаграммах $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}-\text{Ce}/\text{Ce}^*$ и $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sh}}-\text{Ce}/\text{Ce}^*$, где при примерно сопоставимых величинах Ce-аномалии первые обладают меньшими значениями $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{sh}}$ и $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sh}}$, чем вторые. В результате точки известняков среднего рампа на указанных диаграммах сдвинуты относительно точек известняков внутреннего и верхов среднего рампа в сторону поля более удаленных от берега и более глубоководных обстановок, а некоторые из них присутствуют только в поле известняков открытого океана. Мы отдаем

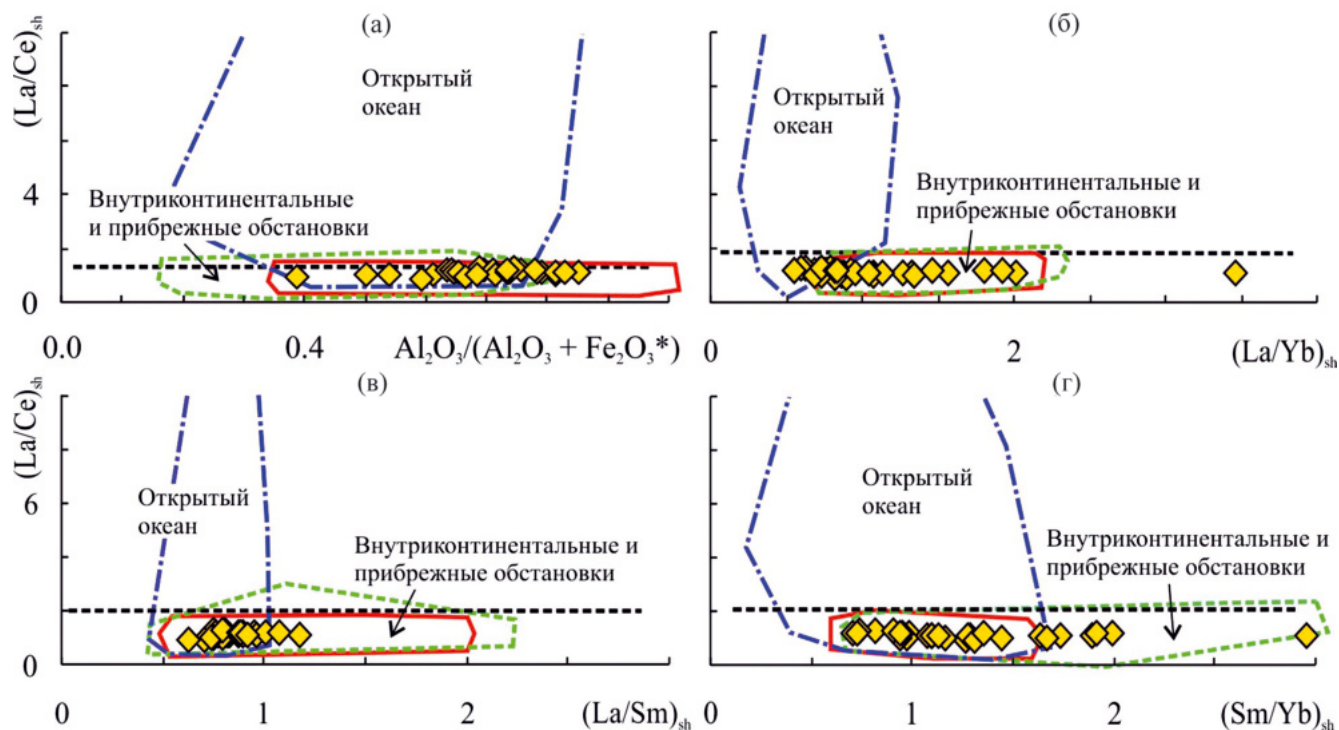


Рис. 7. Положение точек состава известняков укской свиты (вся выборка) на диаграммах $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3^*) - (La/Ce)_{sh}$ (а), $(La/Yb)_{sh} - (La/Ce)_{sh}$ (б), $(La/Sm)_{sh} - (La/Ce)_{sh}$ (в) и $(Sm/Yb)_{sh} - (La/Ce)_{sh}$ (г).
Условные обозначения см. рис. 5.

себе отчет в том, что масштабы рампов, даже самых крупных, несопоставимы с масштабами обстановок, положенных в основу диаграмм китайских коллег, но факт налицо. В то же время на графике $(La/Sm)_{sh} - Ce/Ce^*$ точки состава известняков укской свиты (выборка в целом), где перекрытие полей известняков всех групп выражено несколько сильнее, чем на двух других рассматриваемых здесь графиках, локализованы именно в области перекрытия полей (рис. 8).

Для выявления причин, обусловивших контрастное разделение точек на основе параметра $(La/Yb)_{sh}$, нами рассчитаны величины аномалии La (в соответствии с работой [Lawrence et al., 2006, формула 6], без учета содержаний Ce). Выявлено, что практически для всех образцов характерны положительные La аномалии. Тем не менее, величина La/La^* в породах манайсинской толщи варьирует в пределах 0.97–1.38 (среднее 1.14 ± 0.11), а в известняках медвежьей составляет от 0.84 до 1.41 (среднее значение заметно выше: 1.20 ± 0.15). Исходя из представлений о том, что существенные положительные аномалии La, скорее всего, указывают на наследование распределения PЗЭ в известняках от морской воды, где часто наблюдается переизбыток La [Lawrence et al., 2006] (т.е. характерны для более чистых известняков), можно предполагать,

что высокие значения $(La/Yb)_{sh}$ в известняках манайсинской толщи обусловлены влиянием терригенной примеси.

Вследствие того, что укским известнякам среднего рампа свойственны более низкие в целом значения отношений $(Sm/Yb)_{sh}$ и $(La/Yb)_{sh}$, чем те, что характерны для известняков этой же свиты, формировавшихся в обстановках внутреннего и верхов среднего рампа, тенденция к разграничению фигуративных точек указанных фаций выражена на диаграмме $(Sm/Yb)_{sh} - (La/Yb)_{sh}$ весьма отчетливо (рис. 9а). В то же время, средние значения параметра $(La/Sm)_{sh}$ для тех и других статистически сопоставимы (соответственно 0.82 ± 0.08 и 0.88 ± 0.14) и обозначенная выше тенденция проявлена на графиках $(La/Sm)_{sh} - (La/Yb)_{sh}$ и $(La/Sm)_{sh} - (Sm/Yb)_{sh}$ менее ярко (см. рис. 9б, 9в).

Наконец, нормированные к PAAS спектры распределения PЗЭ в известняках укской свиты принципиальным образом (отсутствие выраженной отрицательной Ce-аномалии, хотя, конечно, не следует сбрасывать со счета и эволюцию состава вод океана с течением времени) отличаются от таковых для известняков открытого океана (рис. 10), но похожи как на спектры известняков прибрежных обстановок, в первую очередь — пассивных окраин, так и на спектры

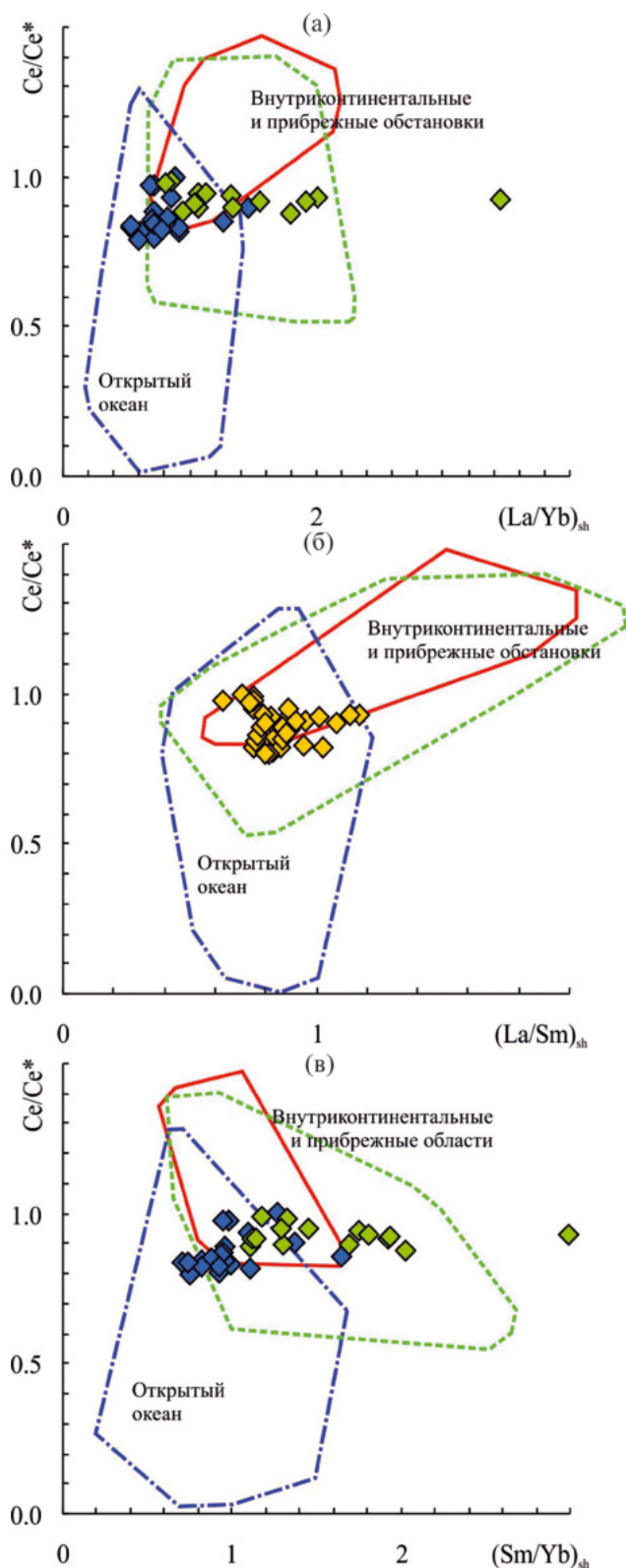


Рис. 8. Особенности локализации точек состава известняков укской свиты (вся выборка, а также известняки разных фаций) на диаграммах $(La/Yb)_{sh} - (Ce/Ce^*)$ (а), $(La/Sm)_{sh} - (Ce/Ce^*)$ (б) и $(La/Sm)_{sh} - (Sm/Yb)_{sh}$ (в).
Условные обозначения см. рис. 5.

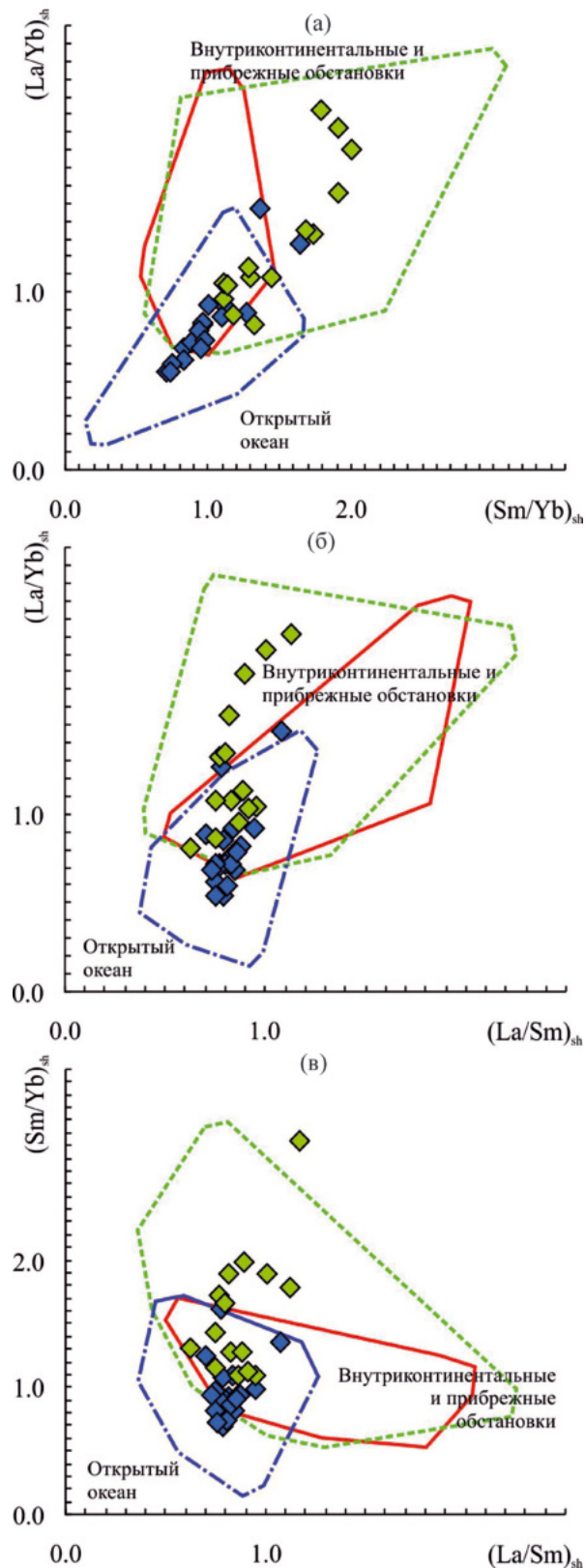


Рис. 9. Распределение точек состава известняков укской свиты (разные фации) на диаграммах $(Sm/Yb)_{sh} - (La/Yb)_{sh}$ (а), $(La/Sm)_{sh} - (La/Yb)_{sh}$ (б) и $(La/Sm)_{sh} - (Sm/Yb)_{sh}$ (в).
Условные обозначения см. рис. 5.

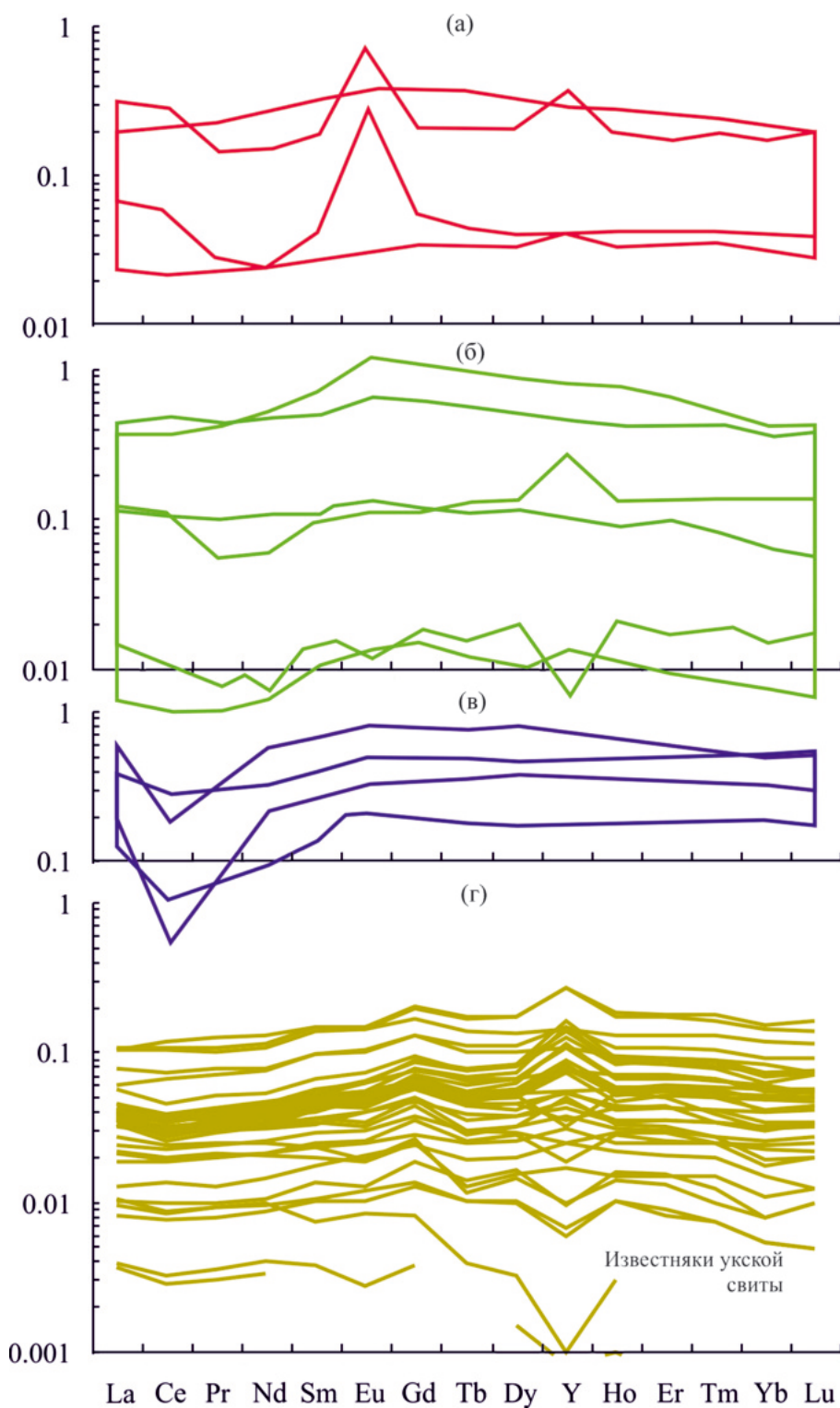


Рис. 10. Нормированное к PAAS распределение лантаноидов и Y в пресноводных известняках (а), известняках прибрежных обстановок (б), известняках открытого океана (в), все по данным [Zhang et al., 2017], и известняках укской свиты (г) верхнего рифея Южного Урала.

некоторых пресноводных/внутриконтинентальных известняков. Это в существенной мере согласуется с тем, что мы видели выше, и позволяет считать известняки укской свиты верхнего рифея Южного Урала образовавшимися в относительно мелководных обстановках.

ВЫВОДЫ

Приведенные в работе [Zhang et al., 2017] диаграммы, к сожалению, не обладают достаточной разрешающей способностью для детального разделения отложений мелководных окраинно-континентальных обстановок в зависимости от палеогеографической позиции области их седиментации. Тем не менее, фигуративные точки известняков укской свиты верхнего рифея Южного Урала характеризуются достаточно контрастным распределением на диаграммах с параметрами $(La/Sm)_{sh}$, $(La/Yb)_{sh}$ и $(Sm/Yb)_{sh}$: точки известняков медвежьей толщи, формировавшейся в обстановках среднего рампа, тяготеют на них к полю известняков открытого океана, тогда как известняки манайсинской толщи (внутренний рампа) по своим геохимическим характеристикам более соответствуют известнякам прибрежных обстановок. Таким образом, геохимические данные в целом подтверждают выводы ранее проведенного фациального анализа, показавшего, что укская свита в наиболее полном разрезе объединяет преимущественно известняки внутреннего (прибрежно-морские отложения) и среднего (несколько более глубоководные и удаленные от берега образования) рампа. Если распределение редких и рассеянных элементов в первых в основном контролировалось, по-видимому, поступавшей с суши тонкой алюмосиликокластикой, то для вторых уже ощущается влияние геохимических особенностей воды открытого океана. Индикатором последнего служат более низкие значения параметра $(La/Yb)_{sh}$, и, в то же время, лучше выраженная положительная аномалия La в известняках медвежьей толщи.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне признательны О.Ю. Мельнику за помощь в подборе литературы, а также анонимным рецензентам, взявшим на себя труд ознакомиться с рукописью и сделавшим ряд принципиальных замечаний. Иллюстрации к статье выполнены Н.С. Глушковой.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования проведены в рамках государственного задания ГИН РАН и ИГГ УрО РАН (темы FMMG-2023-0004 и 123011800013-6).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфимов Л.В.* Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 290 с.
- Беккер Ю.Р.* Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратауской серии Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 9. С. 49–60.
- Вейс А.Ф., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Воробьева Н.Г.* Микрофоссилии типового разреза верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 6. С. 19–44.
- Вотяков С.Л., Киселева Д.В., Шагалов Е.С. и др.* Мультиэлементный анализ геологических образцов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на ELAN9000 // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 425–430.
- Горбунова Н.П., Татаринова Л.А.* Многоканальный спектрометр СРМ-35 – новые возможности силикатного рентгенофлуоресцентного анализа // Ежегодник-2014. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. С. 235–237.
- Горожанин В.М., Кутявин Э.П.* Рубидий-стронциевое датирование глауконита укской свиты // Докембрий и палеозой Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 60–63.
- Горохов И.М., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б. и др.* Изотопная систематика и возраст аутигенных минералов в аргиллитах верхнерифейской инзерской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 2. С. 3–30.
- Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1000000 (третье поколение). Лист N-40 – Уфа. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013.
- Дуб С.А.* Верхнерифейско-вендские отложения Башкирского мегантиклинория Южного Урала: состояние изученности и стратиграфическое расчленение // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 11. С. 1511–1530.
- Дуб С.А., Гражданкин Д.В.* Литология и обстановки осадконакопления карбонатных отложений укской свиты верхнего рифея (неопротерозой) Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 2021. № 6. С. 513–537.

- Дуб С.А., Мельничук О.Ю., Крупенин М.Т.* Карбонатно-терригенные отложения нижеульской подсвиты верхнего рифея в стратотипическом разрезе и их корреляция в пределах Башкирского мегантиклинория Южного Урала // Литосфера. 2024. Т. 24. № 3. С. 451–478.
- Дуб С.А., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В. и др.* Поведение микроэлементов в кислотных вытяжках (уксусной, азотной и соляной) из терригенно-карбонатных пород укской свиты верхнего рифея Южного Урала // Литосфера. 2019а. Т. 19. № 6. С. 919–944.
- Дуб С.А., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В. и др.* Распределение редкоземельных элементов в уксуснокислотных вытяжках из карбонатных пород укской свиты верхнего рифея Южного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2019б. Вып. 22. С. 326–336.
- Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А. и др.* Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный возраст (Rb–Sr, K–Ar) верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 3–25.
- Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Сергеева Н.Д. и др.* U–Th–Pb-возраст детритового циркона из оолитовых известняков укской свиты: следы гренвилльских источников сноса в позднем рифее Южного Урала // Докл. АН. Науки о Земле. 2022. Т. 503. № 2. С. 90–96.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др.* Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Литосфера. 2012. № 4. С. 127–140.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В.* Природа цирконовой кластики в песчаниках рифея и венда Южного Урала // Георесурсы. 2019. Т. 21. № 1. С. 15–25.
- Кузнецов В.Г.* Литология. Основы общей (теоретической) литологии / Учебное пособие для вузов. М.: Научный мир, 2011. 360 с.
- Летникова Е.Ф.* Использование геохимических характеристик карбонатных пород при палеогеодинамических реконструкциях // Докл. РАН. 2002. Т. 385. № 5. С. 672–676.
- Летникова Е.Ф.* Распределение R3Э в карбонатных отложениях различных геодинамических типов (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы) // Докл. РАН. 2003. Т. 393. № 2. С. 235–240.
- Маслов А.В.* Известняки укской свиты верхнего рифея Южного Урала: влияние контаминации и диагенетических флюидов на распределение редкоземельных элементов и иттрия // Литосфера. 2021. Т. 21. № 1. С. 23–31.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Дуб С.А. и др.* Укская свита верхнего рифея Южного Урала: седиментология и геохимия (первые результаты исследований) // Литосфера. 2019а. Т. 19. № 5. С. 659–686.
- Маслов А.В., Дуб С.А.* Распределение редкоземельных элементов и иттрия в карбонатных породах укской свиты (верхний рифей, Южный Урал) // Ежегодник-2018. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2019а. С. 114–121.
- Маслов А.В., Дуб С.А.* Укская свита верхнего рифея Южного Урала: к реконструкции окислительно-восстановительных параметров морской воды // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей. Материалы IX Всероссийского литологического совещания (с международным участием). Казань: Издательство Казанского университета, 2019б. С. 281–282.
- Маслов А.В., Дуб С.А., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В.* Первые данные о распределении редкоземельных элементов и иттрия в карбонатных породах укской свиты верхнего рифея (Южный Урал) // Ежегодник-2017. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018б. С. 41–47.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А. и др.* Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы // Литосфера. 2020. Т. 20. № 1. С. 40–62.
- Маслов А.В., Оловянишников В.Г., Ишерская М.В.* Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала: литостратиграфия, условия формирования и типы осадочных последовательностей // Литосфера. 2002. № 2. С. 54–95.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н.* Индексы химического выветривания и их использование для палеоклиматических реконструкций (на примере разреза венда-нижнего кембрия Подольского Приднестровья) // Литология и полез. ископаемые. 2023. № 3. С. 249–273.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Котова Л.Н.* Валовый химический состав песчаников и палеогеодинамические реконструкции // Литосфера. 2016. № 6. С. 33–55.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Ножкин А.Д.* Синрифтовые песчаники и глинистые породы: валовый химический состав и положение на ряде дискриминантных палеогеодинамических диаграмм // Литология и полез. ископаемые. 2019б. № 5. С. 439–465.
- Маслов А.В., Школьник С.И., Летникова Е.Ф. и др.* Ограничения и возможности литогеохимических и изотопных методов при изучении осадочных толщ. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2018а. 383 с.
- Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А.* Стратиграфическая схема стратотипа рифея Южного Урала

- ла // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2017. Т. 23. С. 3–26.
- Раабен М. Е.* Строматолитовые формации рифея в обрамлении Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 11. № 15. С. 35–46.
- Сергеева Н. Д., Пучков В. Н., Дьякова С. А., Зайцева Т. С.* Опорный разрез укской свиты верхнего рифея (каратавия) в Алатауском антиклинории (Южный Урал) // Литосфера. 2023. Т. 23. № 1. С. 38–51.
- Станевич А. М., Пучков В. Н., Корнилова Т. А. и др.* Микрофоссилии стратотипа рифея Южного Урала и протерозоя Восточной Сибири (палеобиологические аспекты) // Геол. вестник. 2018. № 3. Р. 3–41.
- Стратотип рифея. Палеонтология, палеомагнетизм. М.: Наука, 1982. 176 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Abedini A., Calagari A. A.* Rare earth element geochemistry of the Upper Permian limestone: the Kanigorgeh mining district, NW Iran // Turkish J. Earth Sci. 2015. V. 24. P. 365–382.
- Adelabu I. O., Opeloye S. A., Oluwajana O. A.* Petrography and geochemistry of Paleocene-Eocene (Ewekoro) limestone, eastern Benin basin, Nigeria: implications on depositional environment and post-depositional overprint // Heliyon. 2021. V. 7. e08579.
- Ali A., Wagneich M.* Geochemistry, environmental and provenance study of the Middle Miocene Leitha limestones (Central Paratethys) // Geologica Carpathica. 2017. V. 68. P. 248–68.
- Armstrong-Altrin J. S., Verma S. P., Madhavaraju J. et al.* Geochemistry of Late Miocene Kudankulam Limestones, South India // Int. Geol. Rev. 2003. V. 45. P. 16–26.
- Arvidson R. S., Collier M., Davis K. J. et al.* Magnesium inhibition of calcite dissolution kinetics // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. P. 583–594.
- Bau M.* Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 323–333.
- Dunham R. J.* Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of carbonate rocks / Ed. W. E. Ham // AAPG Mem. 1962. V. 1. P. 108–121.
- Embry A. F., Klovan J. E.* A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT // Bull. Can. Petrol. Geol. 1971. V. 19. P. 730–781.
- Frimmel H. E.* Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator // Chem. Geol. 2009. V. 258. P. 338–353.
- Hood A. van S., Wallace M. W.* Neoproterozoic marine carbonates and their paleoceanographic significance // Global and Planet. Change. 2018. V. 160. P. 28–45.
- Idakwo S. O.* Depositional Conditions, Characteristics and Source of Rare Earth Elements in Carbonate Strata of the Albian Asu River Group, Middle Benue Trough, North Central Nigeria // J. Geol. Soc. India. 2017. V. 90. P. 495–502.
- Lawrence M. G., Greig A., Collerson K. D., Kamber B. S.* Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways // Aquat. Geochem. 2006. V. 12. P. 39–72.
- Li Z. X., Evans D. A., Halverson G. P.* Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland // Sediment. Geol. 2013. V. 294. P. 219–232.
- Madhavaraju J., González-León C. M., Lee Y. I. et al.* Geochemistry of the Mural Formation (Aptian-Albian) of the Bisbee Group, Northern Sonora, Mexico // Cretaceous Res. 2010. V. 31. P. 400–414.
- Mazumdar A., Tanaka K., Takahashi T., Kawabe I.* Characteristics of rare earth element abundances in shallow marine continental platform carbonates of Late Neoproterozoic successions from India // Geochemical J. 2003. V. 37. P. 277–289.
- Mirza T. A., Kalaitzidis S. P., Fatah S. S., Tsiotou S.* Petrographic and geochemical features of Gimo marble, Gole area, Kurdistan Region, Iraq: constraints on its protolith's origin and depositional environment // Earth Sci. Res. J. 2021. V. 25(3). P. 275–285. DOI: <https://doi.org/10.15446/esrj.v25n3.88686>
- Murray R. W., Buchholtz Ten Brink M. R., Gerlach D. C. et al.* Rare earth, major and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: assessing REE sources to fine-grained marine sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991a. V. 55. P. 1875–1895.
- Murray R. W., Buchholtz Ten Brink M. R., Gerlach D. C. et al.* Rare earth elements in Japan Sea sediments and diagenetic behavior of Ce/Ce*, results from ODP Leg 127 // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991b. V. 55. P. 2453–2466.
- Nagarajan R., Madhavaraju J., Armstrong-Altrin J. S., Nagendra R.* Geochemistry of Neoproterozoic limestones of the Shahabad Formation, Bhima Basin, Karnataka, southern India // Geosciences J. 2011. V. 15. P. 9–25.
- Nagarajan R., Sial A. N., Armstrong-Altrin J. S. et al.* Carbon and oxygen isotope geochemistry of Neoproterozoic limestones of the Shahabad Formation, Bhima Basin, Karnataka, Southern India // Revistas Mexicana de Ciencias Geol. 2008. V. 25. P. 225–235.
- Nagendra R., Nagarajan R., Bakkiaraj D., Armstrong-Altrin J. S.* Depositional and post-depositional setting of Maastriichtian limestone, Ariyalur Group, Cauvery Basin, South India: a geochemical appraisal // Carbonates Evaporites. 2011. V. 26. P. 127–147. DOI: [10.1007/s13146-010-0041-2](https://doi.org/10.1007/s13146-010-0041-2)
- Nothdurft L. D.* Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: a proxy for ancient seawater chemistry / Honours

thesis. Brisbane: Queensland University of Technology, 2001. 103 p.

Nothdurft L.D., Webb G.E., Kamber B.S. Rare earth element geochemistry of late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, western Australia: Confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2004. V. 68. P. 263–83.

Özyurt M., Kırmacı M.Z., Al-Aasm I. et al. REE Characteristics of Lower Cretaceous Limestone Succession in Gümü, shane, NE Turkey: Implications for Ocean Paleoredox Conditions and Diagenetic Alteration // *Minerals*. 2020. V. 10. 683. DOI: 10.3390/min10080683

Ries J.B. Review: geological and experimental evidence for secular variation in seawater Mg/Ca (calcite-aragonite

seas) and its effects on marine biological calcification // *Biogeosciences*. 2010. V. 7. P. 2795–2849.

Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.

Wallace M.W., Hood A.v.S., Shuster A. et al. Oxygenation history of the Neoproterozoic to early Phanerozoic and the rise of land plants // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2017. V. 466. P. 12–19.

Wright V.P. A revised classification of limestones // *Sediment. Geol.* 1992. V. 76. P. 177–185.

Zhang K.-J., Li Q.-H., Yan L.-L. et al. Geochemistry of limestones deposited in various plate tectonic settings // *Earth-Sci. Rev.* 2017. V. 167. P. 27–46.

LITHOGEOCHEMICAL CHARACTERISTICS AND SEDIMENTARY ENVIRONMENTS OF THE UK FORMATION LIMESTONES (UPPER RIPHEAN, SOUTHERN URALS)

A. V. Maslov^{1, *}, S. A. Dub^{2, **}

¹ *Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

² *Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS,
Vonsovsky str., 15, Yekaterinburg, 620110 Russia*

* e-mail: amas2004@mail.ru

** e-mail: sapurin@igg.uran.ru

The lithogeochemical characteristics of the Uk Formation limestones (Uppermost Unit of the Riphean stratotype section in the Southern Urals) are considered. Data points of limestones (40 samples) accumulated in the middle and inner ramp environments have a quite contrasting distribution on diagrams with parameters $(La/Sm)_{sh}$, $(La/Yb)_{sh}$ and $(Sm/Yb)_{sh}$, proposed based on the systematization of a significant amount of analytical data on carbonate sequences formed in various plate tectonic (in the broad sense of the word, paleogeographic) environments (according to [Zhang et al., 2017]) was established. The data points of the limestones of the Medved Member of the Uk Formation, which was formed, according to a detailed lithological-facies analysis, in the middle ramp environment, in the indicated diagrams located towards the field of limestones of the open ocean, while the limestones of the Manaysu Member (inner ramp deposits) in their geochemical characteristics are more consistent with the limestones of the near-coastal environments. Thus, the geochemical characteristics of the Uk Formation limestones seem to confirm the conclusions of the previous reconstructions. It has been suggested that in the example we described, the distribution of trace elements in the inner ramp limestones was apparently controlled by fine-grained siliciclastic material coming from the continent, while in the geochemical features of deeper-sea middle ramp limestones the influence of the open ocean environment is already perceptible.

Keywords: Southern Urals, Uk Formation, limestones, lithogeochemical characteristics, settings of accumulation