ISSN 2411-3336; e-ISSN 2541-9404

ЗАПИСКИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА

Journal of Mining Institute

Сайт журнала: pmi.spmi.ru



Научная статья *Геология*

Литолого-геохимическая специфика и особенности генезиса терригенно-карбонатных пород нижнеэвенкийской подсвиты (средний кембрий, запад Сибирской платформы)

С.И.Меренкова[1,2]✉, **Е.В.Карпова**[3], **А.Ю.Пузик**[4], **В.А.Литвинский**[5], **Ю.В.Шувалова**[5], **М.А.Волкова**[4], **А.А.Медведков**[3,6]

[1] *Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, Россия*
[2] *Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия*
[3] *Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия*
[4] *Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия*
[5] *Палеонтологический институт им. А.А.Борисяка РАН, Москва, Россия*
[6] *Институт географии РАН, Москва, Россия*

***Как цитировать эту статью*:** Меренкова С.И., Карпова Е.В., Пузик А.Ю., Литвинский В.А., Шувалова Ю.В., Волкова М.А., Медведков А.А. Литолого-геохимическая специфика и особенности генезиса терригенно-карбонатных пород нижнеэвенкийской подсвиты (средний кембрий, запад Сибирской платформы) // Записки Горного института. 2025. Т. 276. Вып. 2. С. 71-88. EDN NYWOAF

Аннотация

Уточнены литологические особенности сублиторальных-литоральных образований среднего кембрия – нижнеэвенкийской подсвиты Байкитской антеклизы. Выделены четыре типа доломитов: со строматолитовой текстурой, комковато-сгустковые, замещения кристаллические без сохранения первичных структур протолита, замещения разнокристаллические с реликтовой алевро-пелитовой структурой. Постседиментационные изменения пород связаны с процессами разностадийной доломитизации – ранней, сингенетической (в литотипах доломитов со строматолитовой текстурой и/или бактериальными структурами) и более поздней (в литотипах доломитов замещения и алевро-песчаников с доломитовым цементом). Анализируется изотопный состав углерода и кислорода карбонатов. Изучен элементный состав карбонатных, терригенно-карбонатных, карбонатно-терригенных и терригенных пород. С помощью тепловой карты и кластеризации визуализирован общий характер обогащения различными элементами. Карбонатные литотипы заметно обогащены Co, Cr, Sc, Rb и обеднены Cu, Zn, Li, Ba, Pb и Sr относительно кларка в карбонатах. Изучена природа положительной Eu-аномалии, возникновение которой связано с Eu-содержащими минералами в терригенной составляющей пород, а не гидротермальными растворами. Не наблюдается прямой зависимости содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) от количества терригенной примеси, поэтому нельзя исключать влияние восстановительных условий или состава доломитообразующего флюида на распределение РЗЭ. Терригенные разности относительно кларка для глин и глинистых сланцев обеднены Cu, Zn, Pb, Ba, Th, U. При нормировании на PAAS доломитистых аргиллитов, доломитовых алевролитов, песчаников и алевро-песчаников в основном характерно обогащение ТРЗЭ относительно ЛРЗЭ. Источником терригенной кластики выступали докембрийские террейны Енисейского кряжа, образованные островодужными комплексами, и рециклированный осадочный материал.

Ключевые слова

Сибирская платформа; средний кембрий; эвенкийская свита; геохимия редких и редкоземельных элементов; изотопный состав углерода и кислорода; обстановки осадконакопления

Финансирование

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИО РАН по теме FMWE-2024-0020. Изотопные исследования осуществлялись за счет средств Государственного задания ПИН РАН. Частичное выполнение работ осуществлялось в рамках Государственных заданий ИФЗ РАН и ИГ РАН.

Поступила: 03.10.2024 ***Принята: 10.04.2025*** ***Онлайн: 14.10.2025*** ***Опубликована: 29.12.2025***

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2025. Т. 276. Вып. 2. С. 71-88
© С.И.Меренкова, Е.В.Карпова, А.Ю.Пузик, В.А.Литвинский, Ю.В.Шувалова, М.А.Волкова, А.А.Медведков, 2025

Введение

Определение условий формирования отложений лагун, себх, приливных отмелей и других переходных зон между сушей и морским бассейном представляет собой одну из самых сложных проблем в исследовании палеозойских и более ранних отложений. Несмотря на активное изучение терригенно-карбонатных и карбонатно-соленосных отложений, формировавшихся в прибрежно-мелководных и субаэральных условиях внутренних районов Сибирской платформы, кембрийские разрезы остаются недостаточно изученными из-за трудностей с датировкой отложений и большого своеобразия фаций, не имеющих современных аналогов.

В Байкитской зоне эвенкийская свита подразделяется на две подсвиты [1], либо выделяют черноостровскую и вельминскую свиты в составе эвенкийской серии (рис.1, *а*), которые согласно залегают на породах оленчиминской свиты. Нижняя подсвита (220-325 м) в основании состоит из однообразных красных и реже зеленых алевритистых доломитовых мергелей, часто соленосных и сульфатоносных, с серыми глинистыми доломитами и известняками. Верхняя ее пачка имеет более терригенный состав, преобладают доломитистые аргиллиты, алевролиты, мергели, песчаники [1]. В отличие от нижней подсвиты, верхняя (190-205 м) более карбонатная и включает красноцветные доломиты, доломитовые мергели и алевролиты, с вишнево-бурыми и зеленоватыми мергелями и прослоями аргиллитов. Нижняя подсвита относится к майскому ярусу среднего кембрия, верхняя – к верхнему кембрию [1, 2].

Обнажение нижнеэвенкийской подсвиты расположено на правом берегу р. Подкаменная Тунгуска близ поселка Суломай (Эвенкийский муниципальный район, Красноярский край) (рис.1, *б*, *в*)[1]. Детальное описание разреза общей мощностью 61,4 м представлено в работе [3]. Согласно фациально-палеогеографической схеме Сибирской платформы для майского века кембрия [2], область развития пород эвенкийской свиты лежит в поле надприливных равнин (себх). Существует гипотеза формирования эвенкийской свиты с ведущей ролью процессов штормовой седиментации [4]. Ранее в работах [3, 5] было показано, что по литологическому составу к породам нижнеэвенкийской подсвиты р. Подкаменная Тунгуска наиболее близки литоральные образования

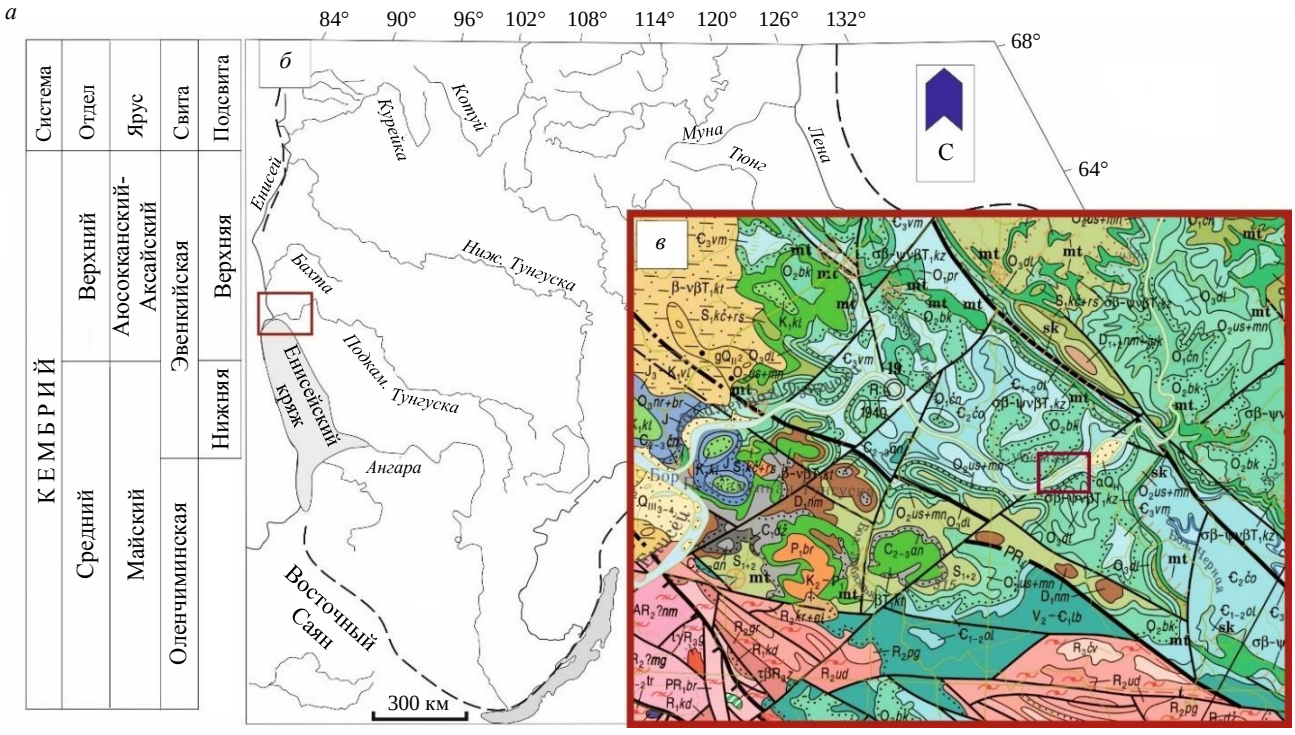


Рис.1. Положение исследуемого разреза эвенкийской свиты: *а* – стратиграфическое; *б*, *в* – региональное

[1] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист P-46 – Северо-Енисейский. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 470 с.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

© С.И.Меренкова, Е.В.Карпова, А.Ю.Пузик, В.А.Литвинский, Ю.В.Шувалова, М.А.Волкова, А.А.Медведков, 2025

в составе карбонатно-соленосной формации венда – нижнего кембрия Непско-Ботуобинской антеклизы [6, 7]. На этом основании выдвинуто предположение [3, 5] о принадлежности изученных фаций эвенкийской свиты преимущественно к обстановкам верхней литорали с возможными эпизодическими условиями нижней супралиторали при понижении относительного уровня моря. В исследуемом разрезе эвенкийской свиты не наблюдается характерных для себх линз, корок, желваков гипса и ангидрита, только единичные реликтовые поры выщелачивания в алевро-глинистых доломитах. Присутствуют знаки волновой ряби, текстуры конседиментационных деформаций, тонкая пологоволнистая, пологая косая, градационная слоистость. В породах встречаются литокласты доломитов. На основании описанных особенностей разреза нижнеэвенкийской подсвиты в долине нижнего течения р. Подкаменная Тунгуска и анализа генезиса современных и древних себховых и некоторых береговых фаций сделан вывод, что изученные породы формировались преимущественно в условиях приливно-отливных отмелей, ассоциированных с прибрежными себхами [5].

В пределах Непско-Ботуобинской антеклизы терригенные породы вендского возраста, образовавшиеся в прибрежно-морских обстановках приливно-отливного побережья с себхами, изучаются гораздо более детально [8, 9], так как с венд-кембрийскими отложениями этой области связаны залежи нефти и газа. Сходным образом, в связи с газоносностью отложений, интерес исследователей вызывают условия формирования, диагенетические и постдиагенетические преобразования доломитов себх среднего ордовика бассейна Ордос (Китай) [10-12].

Настоящая работа направлена на изучение геохимических особенностей и дополнительные петрографические исследования пород, образовавшихся в условиях приливно-отливных отмелей в среднем кембрии. Результаты дают представление о характере постседиментационных изменений, геохимических чертах, процессах доломитизации карбонатных и терригенно-карбонатных пород, а при рассмотрении карбонатно-терригенных и терригенных отложений – о влиянии питающих провинций.

Методы

Описание и фотографирование шлифов производилось с использованием микроскопа Zeiss Axio Scope и программного обеспечения Zeiss ZEN core.

Для анализа изотопного состава углерода и кислорода на базе кабинета приборной аналитики Палеонтологического института им. А.А.Борисяка РАН (ПИН РАН) использовались измельченные до состояния пудры валовые пробы доломитов. Полученный аналитический материал переносили в плотно закрывающиеся микроцентрифужные пробирки. На микровесах брали навески каждого измельченного аналитического материала в виалы из боросиликатного стекла. Масса одной навески находилась в диапазоне 330-390 мкг. В каждую виалу с навеской пробы карбонатов с помощью автоматической системы подачи вносили 0,05 мл раствора концентрированной ортофосфорной кислоты. Взаимодействие навески карбонатов с кислотой длилось 1 ч в термостатируемом штативе при температуре 70,1±0,1°C. Анализ отношений стабильных изотопов углерода и кислорода выполняли с использованием приборного комплекса Isoprime precisION-IsoFLOW (Elementar UK Ltd., Великобритания). Для контроля качества измерений использовались международный стандарт МАГАТЭ NBS18 и внутрилабораторный стандарт KH2. Воспроизводимость результатов оценивалась со стандартным отклонением, которое для $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ составляло 0,1 ‰ PDB.

Лабораторные аналитические исследования элементного состава карбонатных, терригенно-карбонатных, карбонатно-терригенных и терригенных пород выполнены в Центре коллективного пользования Пермского государственного национального исследовательского университета. Навеска 0,1 г истертого образца подвергалась кислотному разложению. Навеску помещали в стеклоуглеродные стаканы, смачивали водой для лабораторного анализа, добавляли 0,5 см^3 хлорной (70 %), 3 см^3 фтористоводородной (40 %) и 0,5 см^3 азотной (65 %) кислот, закрывали крышками и прогревали в течение 30 мин при температуре 130 °C на плитке РП-1 (ООО «НПП Томьаналит», Россия). Затем снимали крышки и упаривали при 170-180 °C. Далее стаканы охлаждали, обмывали стенки и снова упаривали до влажных солей. Затем добавляли 2 см^3 соляной и 0,2 см^3 0,1М раствора борной кислот и упаривали растворы до объема 0,7 см^3. Полученные растворы переносили

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

в полиэтиленовые пробирки, добавляли внутренний стандарт индия. Содержание микроэлементов определяли с помощью масс-спектрометра Bruker AURORA M90 (США) с индуктивно-связанной плазмой ICP-MS.

В качестве статистических инструментов при интерпретации данных микроэлементного анализа использованы тепловая карта с кластеризацией методом полной связи (complete-linkage clustering) и коэффициенты корреляции Пирсона. В основе тепловой карты – метод обнаружения выбросов в массиве данных [13].

Результаты

Характеристика литологических типов отложений. По результатам изучения в шлифах наиболее представительных образцов карбонатных, терригенно-карбонатных и карбонатно-терригенных пород можно выделить следующие литотипы (табл.1):

• Доломиты строматолитовые.

• Доломиты комковато-сгустковые.

• Доломиты замещения разнокристаллические без сохранения первичных структур протолита.

• Доломиты замещения разнокристаллические, с реликтовой алевро-пелитовой структурой протолита, пятнисто ожелезненные; или с примесью (до 35-40 %) остаточного алевро-песчаного материала.

• Песчаники разных структурных типов и алевро-песчаники аркозовые с базальным доломитовым цементом.

Содержание полевых шпатов (ПШ) приводится по результатам расчета нормативного минерального состава по методу О.М.Розена [14, 15].

Таблица 1

Литологические типы пород эвенкийской свиты

Литотип	Образец	Описание
Доломиты со строматолитовой текстурой	SL-3/1 SL-1/1 SL-1/6	Доломит микрокристаллический (0,01-0,05 мм), местами тонкозернистый (до 0,1 мм), со строматолитовой текстурой. Состоит из корочек микритового строения, чередующихся со спаритовыми слойками доломита тонкокристаллической размерности. Содержит тонкорассеянную примесь (0,5-1 %) алевритового, редко тонкопесчаного кварца, ПШ и слюды. Общее содержание ПШ от 2,4 до 6,2 %
	SL-6/43	Доломит бактериальный, участками со строматолитовой текстурой. Состоит из корочек и пленок сплошного микритового строения, чередующихся с микрослойками и микролинзочками комковатого материала. Содержит участки спаритового строения, местами приобретает фенестровый облик с заполнением пустот мелко-среднекристаллическим кальцитом. Цианобактериальные образования имеют шаровидную форму (*Renalcis*?), определяются микроонколиты, катаграфии, сгустки. Присутствует тонкорассеянная примесь (0,5-1 %) алевритового, редко тонкопесчаного кварца, ПШ и слюды. Общее содержание ПШ 7,5 %
Доломиты комковато-сгустковые	SL-6/8	Доломит комковато-сгустковый, состоит из агрегатов микритового строения округлой формы. На отдельных участках встречаются остатки цианобактерий. Порода неслоистая, содержит участки сплошного микритового и яснокристаллического доломита в виде цементирующей массы. Присутствует примесь обломочного материала (3-5 %) в виде плохоокатанных зерен кварца, слюды, ПШ алевро-тонкопесчаной размерности. Наблюдаются единичные зерна циркона и микроконкреции глауконита и коллофана (до 0,07 мм). Порода слабопористая, в пустотах – аутигенный яснокристаллический доломит и кварц. Общее содержание ПШ 3,4 %
	SL-6/9 SL-6/18	Представлены несколько разных по строению и составу слойков – доломит комковато-сгустковый, доломит замещения яснокристаллический с примесью градационно распределенного (до 25 %) тонкопесчаного материала, представленного кварцем, ПШ и слюдой. Общее содержание ПШ 10,9-12,9 %
Доломиты замещения кристаллические без сохранения первичных структур протолита	SL-2/2	Доломит замещения разнокристаллический (размер кристаллов от 0,03-0,05 до 0,12 мм) однородный, без сохранения признаков первичной структуры и текстуры, с остаточными зернами кварца, мусковита, плагиоклаза алевритовой и тонкопесчаной размерности (суммарное количество примеси не более 1-2 %), распределенными равномерно; с пустотами выщелачивания, выполненными тонко-мелкокристаллическим кальцитом (1-2 %). Общее содержание ПШ 2 %

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Окончание табл.1

Литотип	Образец	Описание
Доломиты замещения разнокристаллические с реликтовой алевро-пелитовой структурой протолита, пятнисто ожелезненные; или с примесью (до 35-40 %) остаточного алевро-песчаного материала	SL-6/5	Доломит замещения разнокристаллический (размер кристаллов от 0,03-0,05 до 0,15 мм), пятнистый за счет неравномерного распределения железистого (гематитового?) вещества, с реликтовой тонкопесчано-алевро-пелитовой структурой. Состоит из разнокристаллической массы доломитового состава, с сохранением признаков первичной замещаемой породы. В межкристаллическом доломитовом пространстве прослеживается глинистое вещество пелитовой структуры, по которому развивается доломитизация. Наблюдается первичная примесь (25 %) тонкопесчано-алевритового материала преимущественно слюдисто-кварцевого состава. Фиксируются редкие зерна ортоклазов. Присутствуют плохоокатанные литокласты внутриформационных микрозернистых доломитов (интракласты) размером 0,5-0,8 мм. Общее содержание ПШ 2,1 %
	SL-6/54	Доломит замещения ожелезненный (гематитовый?), тонкокристаллический, неслоистый, с обильной (30-35 %) мелко-тонкопесчаной примесью остаточных, плохо- и полуокатанных зерен кварца (15-20 %), ПШ (10-12 %), единичных слюд, обломков пород и литокластов доломита (1-2 %). Основная масса породы состоит из тонкокристаллического доломита. Кристаллы доломита субидиоморфные, облекаются тонкими пленками железосодержащего минерала (гематита?), придающего породе красный оттенок. Многие кристаллы доломита зонального, многостадийного строения с начальной неидиоморфной затравкой в тонкой пленке оксидов железа, регенерационной каймой в пленке, одной-двумя зонами роста, разделенными пленками гематита, вплоть до идиоморфных кристаллов доломита размером 0,1-0,2 мм. В породе сохраняется остаточная (первичная) тонко-мелкозернистая хорошо сортированная примесь плохо- и полуокатанных зерен в количестве 30-35 %, среди которой превалирует кварц (15-20 %). Отдельные зерна кварца регенерированы с образованием тонких прерывистых регенерационных кайм. Среди ПШ преобладают ортоклазы, единичные зерна регенерированы; встречаются кислые плагиоклазы. Слюды (единичные) представлены мусковитом и биотитом. Обломки пород представлены микрокварцитами, кислыми эффузивами, доломитами (суммарно 1-2 %). Литокласты доломитов хорошо окатаны, имеют размер 0,2-1 мм. Общее содержание ПШ 9,4 %
	SL-6/22 SL-6/53	Доломит замещения, аналогичный SL-6/54. Содержит прослой, обогащенный средне-крупнозернистыми, хорошо сортированными и окатанными обломками (до 40 % состава породы) кварца, ПШ, и обломков более ранних пород – гнейсов, кварцитов, кислых эффузивов, железистых силицитов, сидеритов. Среди литокластов преобладают обломки внутриформационных доломитов – микрозернистых и тонкокристаллических, с бактериальными структурами. Порода образца SL-6/53 слабо сульфатизирована, содержит единичные розетки гипса размером 0,2-0,5 мм. Общее содержание ПШ 4,5-13,1 %
Песчаники разных структурных типов и алевро-песчаники аркозовые с базальным доломитовым цементом	SL-6/51 SL-6/49	Песчаник мелко-тонкозернистый, хорошо сортированный, массивный, аркозовый. Состоит из плохо- и полуокатанных зерен кварца (50 %), ПШ (45 %), слюд (5 %), литокластов (<1 %), с единичным глауконитом, с базальным (до 40 %) доломитовым тонкокристаллическим цементом. Порода содержит прослой (до 50 % площади шлифа), обогащенный средне-крупнозернистыми, хорошо сортированными и окатанными обломками кварца, ПШ, гнейсов, кварцитов, кислых эффузивов, железистых силицитов, сидеритов; с преобладанием интракластов микрозернистых и тонкокристаллических доломитов, местами с бактериальными структурами. В образце SL-6/51 крупнопесчаные обломки единичны. Общее содержание ПШ 14,7-21 %
	SL-6/20	Песчаник тонкозернистый с обильной примесью алевритового материала (30-35 %), хорошо сортированный, с конседиментационными складками, находящимися между слойками с ненарушенной штриховато-горизонтальной текстурой, аркозовый. Состоит из плохо- и полуокатанных зерен кварца (60 %), ПШ (30 %), слюд (10 %), единичных литокластов, с базальным (до 40 %) доломитовым тонкокристаллическим цементом. Общее содержание ПШ 10,9 %

Положение пород на разрезе и их шлифы показаны на рис.2.

В разрезе обширно представлены алевролиты доломитовые и аргиллиты доломитистые красно-бурые, с зелеными пятнами, реже зеленые, тонкоплитчатые (в сухом состоянии), иногда рыхлые и комковатые. Изучение в шлифах этих терригенных разностей не проводилось, но они послужили материалом для исследований содержания редких элементов.

Геохимическая характеристика. *Корреляция и кластеризация элементов*. Содержания редких элементов приведены в табл.2, содержания главных оксидов – в работе [3].

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

© С.И.Меренкова, Е.В.Карпова, А.Ю.Пузик, В.А.Литвинский, Ю.В.Шувалова, М.А.Волкова, А.А.Медведков, 2025

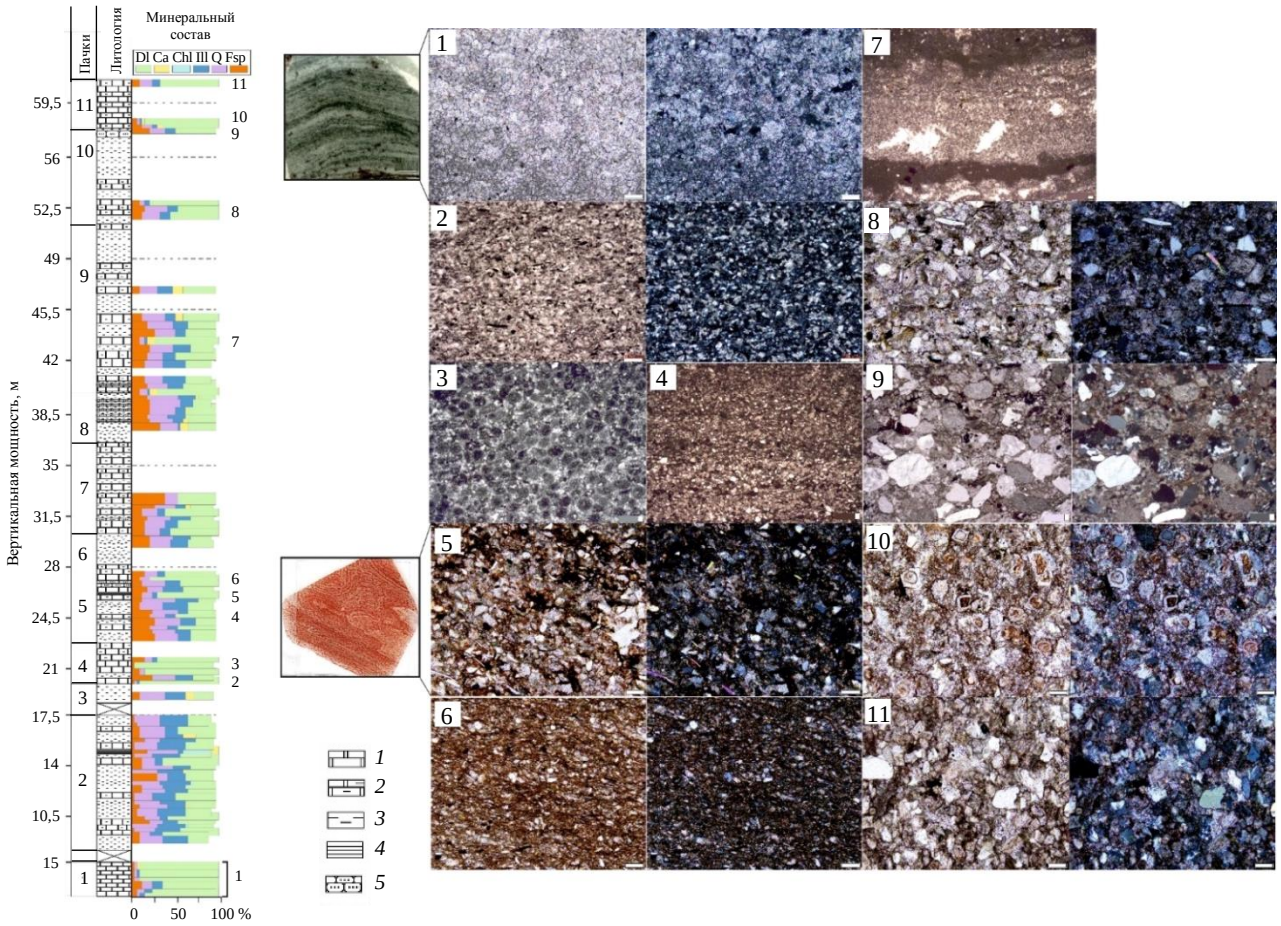


Рис.2. Разрез нижнеэвенкийской подсвиты на р. Подкаменная Тунгуска

Литологическая колонка:
1 – доломиты; *2* – доломиты алевро-глинистые; *3* – алевролиты доломитовые; *4* – аргиллиты доломитистые; *5* – песчаники.
Нормативный минеральный состав [3]:
Q – кварц, минералы кремнезема; Fsp – полевые шпаты; Ill – иллит и слюды; Chl –хлорит; Ca – кальцит, Dl – доломит.
Фотографии шлифов образцов:
1 – SL-1/1; 2 – SL-6/5; 3 – SL-6/8; 4 – SL-6/18; 5 – SL-6/20; 6 – SL-6/22; 7 – SL-6/43; 8 – SL-6/49; 9 – SL-6/51; 10 – SL-6/53; 11 – SL-6/54.
Масштабная линейка 100 мкм. Петрографическую характеристику образцов см. в табл.1

Таблица 2

Элементный состав пород эвенкийской свиты, г/т

Образец	Точка отбора (от основания разреза), м	Li	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Ba	Pb	Th	U	Hf
SL-1/1	0,01	3,19	4,39	26,13	9,49	18,25	14,47	20,25	147,24	91,49	92,74	0,92	0,01	0,49	0,22
SL-1/5	0,67	26,00	8,39	63,17	15,33	30,29	23,05	32,77	165,87	166,92	439,71	1,58	2,13	0,80	2,26
SL-2/2	1,87	2,12	3,24	18,93	6,81	8,38	7,04	7,37	56,08	129,42	125,85	0,76	0,05	0,49	0,01
SL-3/1	1,53	1,70	3,01	14,71	4,97	6,20	3,00	7,78	6,08	216,64	700,54	0,84	0,07	0,08	0,03
SL-4/1	8,92	61,95	16,00	99,71	17,32	63,88	21,74	61,08	19,61	134,40	250,32	5,99	1,51	1,13	2,35
SL-4/2	9,47	26,75	9,37	77,12	12,33	24,18	8,70	25,81	291,35	131,66	259,23	1,90	2,92	0,62	3,13
SL-4/3	9,67	48,04	12,49	97,53	14,53	48,10	19,00	46,40	437,89	167,52	297,35	7,95	4,08	1,17	2,64
SL-4/4	9,92	59,79	14,55	97,90	16,85	58,27	20,02	57,20	385,28	207,81	358,74	9,02	4,30	1,39	4,68
SL-4/10	11,87	40,07	12,02	72,40	13,82	40,65	12,72	40,99	341,97	175,65	241,25	2,16	3,55	0,95	2,39
SL-5/3	12,92	53,59	17,08	101,93	16,09	53,39	19,54	54,00	34,57	91,95	299,26	5,21	3,20	0,95	2,61
SL-5/7	14,32	8,42	8,00	50,30	12,88	22,12	7,43	25,24	174,57	124,38	82,04	2,09	0,25	1,14	1,68
SL-5/9	15,02	58,98	14,00	118,66	17,51	62,90	22,95	66,24	122,39	126,50	255,86	10,12	2,03	1,42	5,86
SL-5/11	15,72	73,09	12,96	117,93	18,69	76,27	25,00	82,27	35,97	156,24	319,97	7,10	1,28	1,57	4,87
SL-6/2	16,77	58,15	13,05	104,51	16,99	60,94	20,42	63,04	209,90	607,03	286,38	8,49	3,11	1,31	4,88
SL-6/4	19,17	30,19	12,74	111,50	14,34	38,04	17,31	35,98	185,56	232,24	350,70	5,97	2,51	0,92	4,07
SL-6/5	20,22	1,50	3,56	14,07	5,80	8,07	10,24	11,37	88,43	72,66	12,91	0,75	0,04	0,46	0,04
SL-6/6	20,57	42,00	15,70	85,86	13,95	39,70	20,32	45,42	36,51	456,51	338,05	3,19	2,24	0,89	1,84
SL-6/9	21,62	7,74	9,20	48,30	14,60	16,46	18,36	20,76	18,44	110,11	140,01	0,86	0,07	0,53	0,47
SL-6/13	24,42	33,61	12,40	147,34	12,03	38,33	13,40	40,86	247,50	68,88	302,45	2,48	2,33	1,09	5,11

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Окончание табл.2

Образец	Точка отбора (от основания разреза), м	Li	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Ba	Pb	Th	U	Hf
SL-6/17	25,82	37,19	12,56	108,61	12,54	40,32	14,24	42,92	203,93	80,08	325,81	2,83	1,97	0,87	3,62
SL-6/18	26,17	5,43	6,70	44,68	11,59	16,75	6,51	19,92	193,01	88,07	114,24	1,09	0,03	0,71	0,74
SL-6/19	26,52	53,34	11,77	106,33	16,15	51,38	17,34	56,58	273,43	80,77	319,80	2,10	4,22	1,32	4,85
SL-6/20	26,87	23,32	12,19	128,86	10,23	23,52	9,76	24,32	250,45	50,20	227,69	2,36	2,69	0,91	2,59
SL-6/24	30,02	45,93	11,91	109,22	13,96	48,28	16,27	45,55	206,12	74,04	291,90	4,02	2,84	1,17	4,39
SL-6/29	32,17	30,44	16,45	91,34	16,17	31,37	12,46	33,00	40,28	95,34	268,23	2,24	2,15	0,59	2,11
SL-6/34	38,77	24,02	11,87	103,88	12,58	28,22	10,55	26,89	380,10	74,62	269,23	2,16	2,93	0,97	2,37
SL-6/35	39,32	20,74	12,71	114,08	13,62	39,03	11,71	35,79	219,44	76,28	237,78	3,06	1,73	0,92	3,49
SL-6/36	39,67	28,49	11,52	110,00	13,12	39,67	11,52	36,94	92,55	67,36	263,54	1,97	1,00	1,04	2,67
SL-6/39	40,87	39,17	11,14	104,59	15,68	49,61	13,37	41,98	308,93	90,88	327,08	3,25	2,98	1,19	3,51
SL-6/41	42,47	24,13	10,80	82,85	13,87	34,13	10,60	31,73	222,74	94,48	238,43	2,43	2,13	4,91	2,98
SL-6/42	43,02	28,80	10,86	87,89	12,35	41,69	11,65	38,90	247,42	64,25	275,80	3,00	2,33	0,96	3,37
SL-6/45	44,47	23,74	11,48	93,35	12,17	38,63	9,33	29,87	255,29	78,39	294,20	1,99	2,66	0,95	3,79
SL-6/48	51,92	11,55	7,06	60,76	7,77	16,57	5,61	15,68	166,17	38,17	208,56	1,22	1,15	0,76	0,83
SL-6/49	52,47	8,90	8,45	108,24	9,07	18,25	7,60	15,26	129,22	59,64	159,11	1,78	0,91	0,73	2,22
SL-6/51	57,87	16,42	9,85	73,17	11,40	23,51	10,77	22,03	158,86	77,25	562,44	2,07	0,94	0,87	1,99
SL-6/54	61	11,42	7,41	58,23	7,70	12,07	4,57	11,50	193,18	55,71	172,27	1,60	1,78	0,76	0,84

Образец	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Ce/Ce*	Eu/Eu*
SL-1/1	0,25	0,41	0,06	0,21	0,04	0,07	0,05	0,03	0,14	0,02	0,02	0,10	0,03	0,77	6,63
SL-1/5	4,94	10,16	1,37	5,05	1,00	1,29	1,02	0,68	3,44	0,62	1,85	1,43	0,20	0,89	5,99
SL-2/2	0,23	0,38	0,06	0,23	0,04	0,07	0,05	0,04	0,06	0,00	0,07	0,15	0,03	0,71	7,80
SL-3/1	0,05	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,04	0,08	0,10	0,08	0,09	0,08	0,21	4,93
SL-4/1	6,07	16,91	2,02	8,83	1,89	0,46	1,99	0,34	1,84	0,28	1,10	1,00	0,08	1,08	0,58
SL-4/2	6,99	14,73	1,94	7,39	1,70	2,11	1,69	1,34	6,78	1,30	3,75	3,15	0,47	0,91	2,60
SL-4/3	7,26	13,87	1,76	6,42	1,26	1,51	1,28	0,91	4,76	0,92	2,82	2,47	0,37	0,88	1,89
SL-4/4	6,45	13,55	1,76	6,60	1,33	1,62	1,38	1,00	5,29	1,04	3,14	2,84	0,43	0,91	2,05
SL-4/10	6,48	13,58	1,79	6,72	1,43	1,77	1,46	1,15	5,88	1,15	3,28	2,74	0,40	0,91	2,22
SL-5/3	10,28	23,28	2,63	11,12	2,30	0,55	2,49	0,41	2,10	0,33	1,25	1,12	0,10	1,02	0,71
SL-5/7	2,70	4,69	0,76	2,86	0,57	0,69	0,56	0,35	1,85	0,32	0,84	0,55	0,07	0,74	5,73
SL-5/9	1,80	5,09	0,66	2,65	0,67	0,74	0,69	0,60	3,87	0,79	2,49	2,45	0,34	1,04	0,93
SL-5/11	2,09	5,37	0,78	3,21	0,72	0,91	0,71	0,52	3,14	0,65	2,00	1,95	0,30	0,93	1,11
SL-6/2	4,13	9,69	1,29	4,96	1,11	1,40	1,12	0,91	5,01	1,01	3,01	2,71	0,40	0,95	1,74
SL-6/4	7,15	27,99	4,78	18,57	2,80	2,84	2,50	1,45	5,30	0,97	3,07	2,23	0,33	0,96	3,32
SL-6/5	0,13	0,21	0,08	0,13	0,07	0,01	0,07	0,06	0,01	0,01	0,09	0,16	0,03	0,41	0,45
SL-6/6	8,75	20,01	2,27	9,58	1,91	0,47	2,08	0,33	1,68	0,24	0,94	0,83	0,05	1,02	0,61
SL-6/9	2,47	4,90	0,70	3,13	0,51	0,10	0,58	0,06	0,35	0,02	0,14	0,08	0,06	0,84	0,87
SL-6/13	4,49	10,23	1,28	4,74	0,95	1,04	0,93	0,62	3,33	0,63	1,84	1,52	0,22	0,97	1,28
SL-6/17	2,94	7,60	1,02	3,91	0,86	1,04	0,85	0,63	3,59	0,71	2,09	1,84	0,27	0,98	1,28
SL-6/18	0,52	0,99	0,13	0,43	0,08	0,11	0,10	0,01	0,23	0,04	0,03	0,04	0,02	0,86	5,61
SL-6/19	7,56	14,01	1,76	6,36	1,20	1,41	1,25	0,85	4,24	0,84	2,51	2,02	0,30	0,88	1,77
SL-6/20	4,41	9,30	1,28	4,71	1,00	1,17	1,03	0,75	3,98	0,75	2,12	1,71	0,24	0,89	1,47
SL-6/24	4,76	10,17	1,34	5,01	1,11	1,34	1,11	0,86	4,74	0,93	2,70	2,40	0,36	0,91	1,66
SL-6/29	17,09	52,06	7,85	32,80	5,11	1,13	4,80	0,65	2,34	0,35	1,37	1,01	0,08	0,97	1,36
SL-6/34	5,73	12,70	1,82	6,71	1,33	1,57	1,33	0,97	4,83	0,92	2,70	2,21	0,32	0,89	1,94
SL-6/35	2,97	8,13	1,10	3,96	0,68	0,74	0,67	0,34	1,62	0,36	0,85	0,56	0,08	1,00	0,91
SL-6/36	2,56	6,65	1,07	4,10	0,91	1,06	0,88	0,63	3,50	0,68	1,99	1,62	0,24	0,88	1,28
SL-6/39	8,52	15,77	2,15	7,90	1,61	1,86	1,57	1,16	5,85	1,19	3,21	2,59	0,37	0,84	2,27
SL-6/41	5,81	12,24	1,75	6,42	1,31	1,59	1,59	0,95	4,84	0,88	2,48	1,84	0,25	0,87	2,17
SL-6/42	5,22	10,95	1,38	5,16	1,04	1,23	1,01	0,73	3,84	0,72	2,00	1,59	0,22	0,93	1,50
SL-6/45	5,55	11,48	1,65	6,12	1,19	1,36	1,17	0,80	4,04	0,74	2,10	1,63	0,25	0,86	1,67
SL-6/48	2,25	3,61	0,75	2,79	0,53	0,69	0,55	0,33	2,01	0,35	0,91	0,66	0,09	0,63	6,03
SL-6/49	1,99	4,73	0,65	2,41	0,52	0,64	0,52	0,33	1,94	0,35	0,89	0,59	0,08	0,94	5,83
SL-6/51	2,17	4,38	0,58	2,08	0,43	0,67	0,52	0,27	1,66	0,27	0,77	0,58	0,07	0,89	6,68
SL-6/54	4,68	7,84	1,33	5,02	1,04	1,29	1,04	0,77	3,98	0,74	2,06	1,48	0,21	0,71	5,83

Примечание. Голубым отмечены карбонатные литотипы (на основании исследования в шлифах); $Eu/Eu^* = [Eu_{UCC}/(Sm_{UCC}*Gd_{UCC})^{0,5}]$; $(Ce/Ce^*)_{UCC} = [2Ce_{UCC}/(La_{UCC} + Pr_{UCC})]$.

Для анализа и визуализации статистических данных построена тепловая карта с кластеризацией методом полной связи (рис.3). Цветом показана величина *z*-оценки для каждого образца по тому или иному элементу. Параметр *z*-оценка (*z*-score, стандартизированная оценка) дает

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

© С.И.Меренкова, Е.В.Карпова, А.Ю.Пузик, В.А.Литвинский, Ю.В.Шувалова, М.А.Волкова, А.А.Медведков, 2025

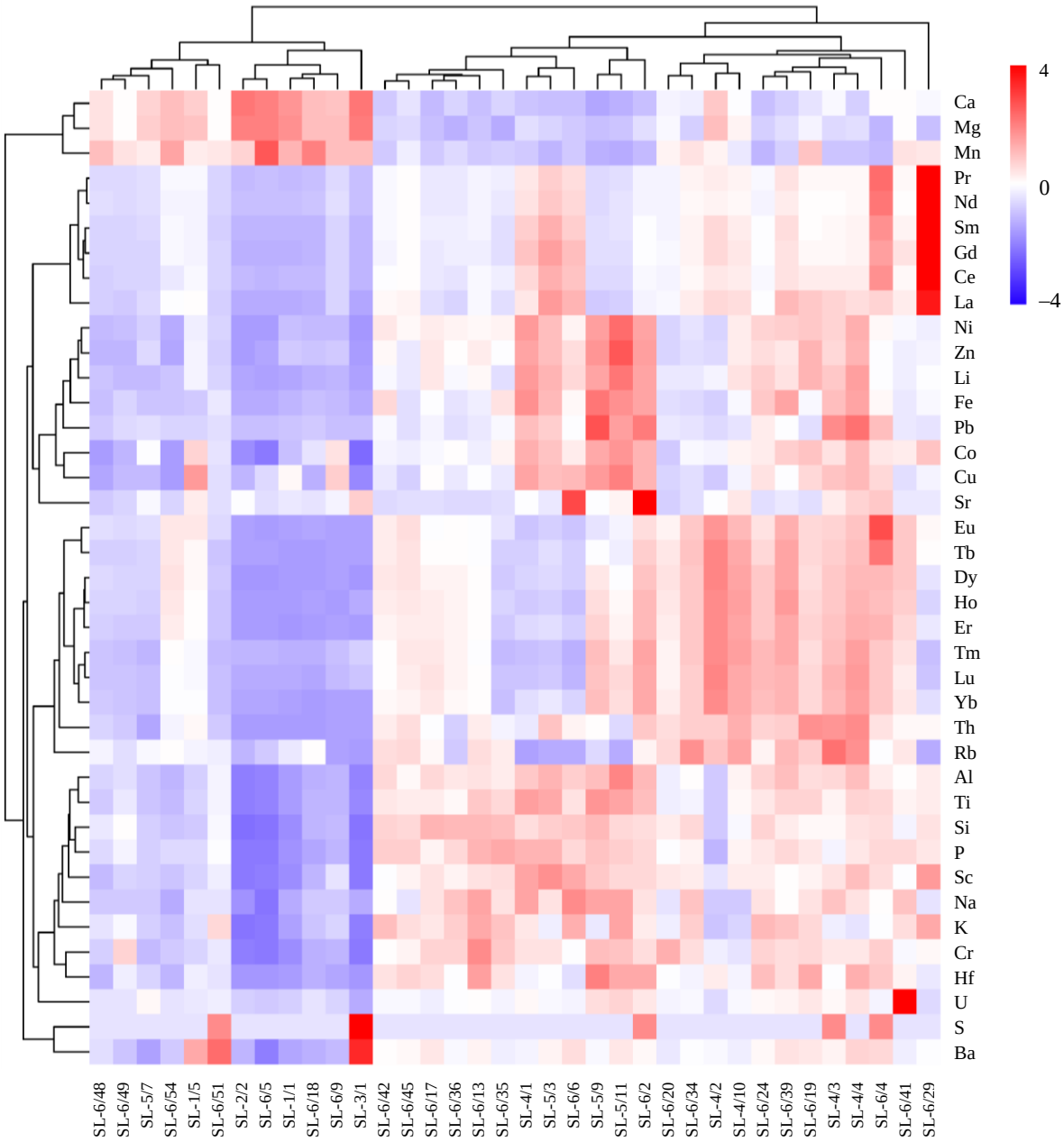


Рис.3. Тепловая карта химического состава изученных пород нижнеэвенкийской подсвиты р. Подкаменная Тунгуска

представление о том, насколько далека от среднего значения величина в точке массива данных. Для расчета *z*-оценки, помимо значения для каждого отдельного образца, используются среднее значение μ и стандартное отклонение σ совокупности. Знак *z*-оценки показывает, в какую половину распределения попадает показатель – положительный знак (или его отсутствие) указывает, что показатель выше среднего и находится в правой части распределения, отрицательный знак означает, что оценка ниже среднего значения и находится в левой части распределения. Величина полученного числа в единицах стандартных отклонений показывает, насколько далеко оценка находится от центра или среднего значения. Чем менее насыщенный оттенок цвета в точке и ближе к нулю значение оценки, тем ближе значение к среднему по выборке. Состав выборки: доломиты со строматолитовой текстурой (три образца), доломиты комковато-сгустковые (два образца), доломиты замещения кристаллические без сохранения первичных структур протолита (один образец), доломиты замещения разнокристаллические с реликтовой алевро-пелитовой структурой протолита (два образца), доломитистые аргиллиты и доломитовые алевролиты (23 образца), песчаники и алевро-песчаники аркозовые с базальным доломитовым цементом (пять образцов).

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

На тепловой карте четко визуально идентифицируется наличие аномалий среди выборки – значений, превышающих среднее по выборке для данного химического элемента.

Рассматриваемые элементы в породах можно сгруппировать следующим образом:

• Группа 1 – Ca, Mg, Mn. Связаны нахождением в доломите (Mn – характерная изоморфная примесь).

• Группа 2 – ЛРЗЭ, кроме Eu + Gd, Ni, Zn, Li, Fe, Pb, Co, Cu, Sr.

• Группа 3 – ТРЗЭ + Eu, Th, Rb, Al, Ti, Si, P, Sc, Na, K, Cr, Hf, U.

Концентрации элементов групп 2 и 3 находятся в зависимости от количества и состава терригенной составляющей, что также выражается в отрицательной корреляции между элементами группы 1 и групп 2, 3.

• Группа 4 – S, Ba. Повышенные содержания в единичных пробах, вероятно, указывают на наличие в них барита.

Помимо группировки элементов важно обратить внимание на кластеризацию образцов. В зависимости от вариаций содержания доломита и терригенной составляющей выделяются две группы образцов. В первую группу попадают как доломиты, так и песчаники, алевро-песчаники аркозовые с базальным доломитовым цементом (SL-6/48, SL-6/49, SL-6/51), во вторую – алевролиты, аргиллиты и песчаники. Дальнейшее нормирование на стандарт целесообразно выполнять исходя из этого разделения, используя кларки для карбонатных либо глинистых и песчаных пород.

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$). Величины $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ в образцах приведены в табл.3, на рис.4. Проанализированные породы характеризуются вариациями $\delta^{13}C$ от –1,4 до –0,3 ‰ и $\delta^{18}O$ от –7,3 до –5,7 ‰. В хемостратиграфии позднего протерозоя и раннего палеозоя изотопный состав кислорода показателен как индикатор постседиментационных изменений и сохранности С-изотопной системы. Для известняков эмпирически установлено, что в ходе диагенетических и более поздних преобразований концентрации Mn и Fe в них увеличиваются, а содержание Sr уменьшается, поэтому для определения сохранности С-изотопной системы используются следующие критерии – $Mn/Sr \leq 4$, $Fe/Sr \leq 10$, $\delta^{18}O \geq -10$ ‰ VPDB [16-18]. Для доломитов предложены иные критерии – $Mn/Sr \leq 6$, $Fe/Sr \leq 15$ [17, 19].

Таблица 3

Изотопный состав С и О доломитов нижнеэвенкийской подсвиты

Образец	Литотип	$\delta^{13}C$ (VPDB), ‰	$\delta^{18}O$ (VPDB), ‰	Образец	Литотип	$\delta^{13}C$ (VPDB), ‰	$\delta^{18}O$ (VPDB), ‰
SL-1/3	1	–1,4	–7,2	SL-6/5	4	–0,9	–6,1
SL-1/6	1	–1,2	–6,9	SL-6/21	4	–0,4	–6,5
SL-3/1	1	–0,3	–6,9	SL-6/22	4	–0,3	–6,4
SL-6/43	1	–1,4	–7,3	SL-6/28	4	–0,5	–6,3
SL-2/1	2	–1,1	–7,0	SL-6/50	4	–1,1	–6,3
SL-2/2	2	–1,2	–6,8	SL-6/53	4	–1,4	–6,3
SL-6/8	3	–0,8	–6,5	SL-6/54	4	–0,7	–5,7
SL-6/18	3	–0,5	–6,5				

Примечание. Литотипы: 1 – доломиты строматолитовые; 2 – доломиты кристаллические без сохранения первичных структур протолита; 3 – доломиты комковато-сгустковые; 4 – доломиты замещения разнокристаллические с реликтовой алевро-пелитовой структурой протолита.

Доломиты со строматолитовой текстурой характеризуются величинами Mn/Sr от 5 до 12,5, Fe/Sr от 16,8 до 70, доломит замещения кристаллический без сохранения первичных структур протолита – Mn/Sr = 7,8, Fe/Sr = 23,2. Отношения в доломитах комковато-сгустковых для Mn/Sr составляют 9,8-15,2, для Fe/Sr – 69,2-100,1; в доломитах замещения разнокристаллических с реликтовой алевро-пелитовой структурой протолита – Mn/Sr 20,6-21,3, Fe/Sr 49,1-180,8. Для изучаемых доломитов нижнеэвенкийской подсвиты указанные соотношения Sr с другими элементами малоинформативны из-за высокого содержания алюмосиликокластики (глин, слюд, ПШ, содержащих Sr в виде примеси и накапливающих радиогенный Sr).

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

© С.И.Меренкова, Е.В.Карпова, А.Ю.Пузик, В.А.Литвинский, Ю.В.Шувалова, М.А.Волкова, А.А.Медведков, 2025

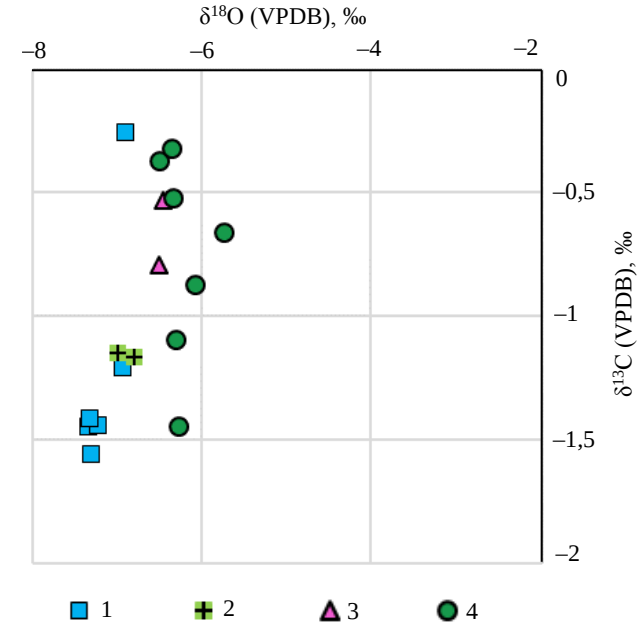


Рис.4. График соотношения величин $\delta^{18}O$-$\delta^{13}C$ доломитов нижнеэвенкийской подсвиты

1 – со строматолитовой текстурой; 2 – замещения кристаллические без сохранения первичных структур протолита; 3 – комковато-сгустковые; 4 – замещения разнокристаллические с реликтовой алевро-пелитовой структурой протолита

На диаграмме $\delta^{18}O$-$\delta^{13}C$ (рис.4) точки составов доломитов четырех описанных литотипов не образуют обособленных скоплений, но отмечается схожий изотопный состав доломитов со строматолитовой текстурой и доломитов замещения кристаллических без сохранения первичных структур протолита. Для этих двух литотипов $\delta^{18}O$ находится в пределах от –6,8 до –7,3 ‰. По $\delta^{13}C$ выделяется образец SL-3/1, для остальных доломитов этих групп данный параметр находится в интервале от –1,4 до –1,1 ‰. Доломиты замещения разнокристаллические с реликтовой алевро-пелитовой структурой протолита отличаются относительно широкими вариациями $\delta^{13}C$ – от –1,4 до –0,3 ‰. Промежуточное положение на диаграмме занимают доломиты комковато-сгустковые.

Значения $\delta^{13}C$ в образцах доломитов эвенкийской свиты лежат в пределах зарегистрированного диапазона значений $\delta^{13}C$ кембрийских осадочных карбонатов от –2,5 до 2 ‰ PDB [20, 21], но сохранность изотопной системы спорна. Таким образом, несмотря на признаки диагенеза, гипергенеза и других постседиментационных изменений, изотопный состав углерода и кислорода в целом соответствует сводным кривым эволюции изотопного состава C и O для морских карбонатных пород кембрия.

Обсуждение результатов

Генетическая интерпретация выделенных литотипов. Среди генетических особенностей выделенных литотипов отмечается широкое развитие доломитов со строматолитовой текстурой и/или бактериальными структурами (остатки кальцимикробов *Renalcis*, микроонколиты, катаграфии, комки, сгустки). В отдельных литотипах присутствуют признаки субаэральной экспозиции осадка в виде слабовыраженного микрокарста (SL-1/6 (см. рис.2, шлиф 1), SL-6/43 (см. рис.2, шлиф 7), а также типичные для приливно-отливных обстановок фенестровые структуры (SL-6/43). В карбонатно-терригенных разностях прослеживается изменение гранулометрического состава алевро-песчаной компоненты, ее распределения по слойкам (SL-6/18 (см. рис.2, шлиф 4), обогащение отдельных слоев средне-крупнопесчаным алюмосиликокластическим материалом (SL-6/51 (см. рис.2, шлиф 9) или тонкопесчано-алевритовым слюдистым материалом (SL-6/54 (см. рис.2, шлиф 11), наличие плохо выраженной косой и градационной слоистости, штриховатой горизонтальной текстуры, а также конседиментационных деформаций (SL-6/20 (см. рис.2, шлиф 5), свидетельствующих о вариациях гидродинамического режима и способа накопления осадка, усилении привноса терригенного материала или перераспределения его в бассейне седиментации. В верхней части разреза (SL-6/49, SL-6/53 (см. рис.2, шлифы 8, 10) обнаруживается гипс. Восстанавливаются обстановки седиментации – сублиторальные, литоральные (приливно-отливные), возможно, себховые (в верхней части разреза).

Постседиментационные изменения пород связаны с процессами разностадийной доломитизации – ранней, сингенетической, наблюдаемой в литотипах доломитов со строматолитовой текстурой и/или бактериальными структурами, и более поздней, выделяемой авторами в литотипах доломитов замещения и алевро-песчаников с доломитовым цементом. В первом случае доломит генерируется и осаждается в щелочных условиях сингенеза – раннего диагенеза, обусловленных

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

жизнедеятельностью низших организмов, такой механизм доломитообразования подробно описан в статьях [22-24]. Во втором случае доломиты обладают разнокристаллической структурой, и в отдельных образцах отсутствуют признаки замещаемой породы (SL-2/2). В образцах SL-6/5, SL-6/22, SL-6/53, SL-6/54 отмечается алевро-пелитовая первичная структура, примесь песчаного материала. Новообразованный доломит массивный, неравномерно распределенный на разных участках. Кристаллы субидиоморфные зональные с одной-тремя зонами роста, разделенными пленками железосодержащего минерала (гематита?), что отражает несколько этапов кристаллизации. В песчаниках и алевро-песчаниках с базальным доломитовым цементом (SL-6/20, SL-6/49, SL-6/51) структурные признаки вторичного доломита аналогичны, в единичных случаях прослеживается коррозия доломитовыми кристаллами силикатных обломков.

Геохимия доломитов. Содержание РЗЭ в доломитах может дать информацию о составе доломитообразующего флюида. Установлена существенная роль океанических водных растворов, вероятно, обогащенных рудными веществами из гидротермальных флюидов, при формировании неоархейских Мальманийских доломитов рудопроявления в регионе Хайфельдав северо-западной провинции ЮАР [25, 26]. Исследование содержаний РЗЭ в марганцевых конкрециях и в подстилающих Мальманийских доломитах позволило авторам проследить их тесную генетическую связь, а также обосновать генетическую модель многофакторного процесса марганцевого рудогенеза на исследуемой территории [25, 26].

Установлено, что распределение РЗЭ в первичных доломитах наследуется в основном из морской воды и/или морских рассолов и не меняется относительно предшествующих им парагенетических известняков [27]. Доломиты, измененные метеорными водами или гидротермальными растворами, должны обладать отличающимся от морской воды распределением РЗЭ [28-30].

Наряду с традиционным нормированием на NASC или PAAS, оправдано нормирование доломитов на состав современной морской воды [30, 31]. Процесс перекристаллизации может привести к изменению суммарных концентраций РЗЭ, но не меняет общее распределение РЗЭ, включая обогащение Ce_{SN} (SN – seawater normalized) и ЛРЗЭ [30]. Воздействие же метеорных вод может привести к изменению величины аномалии Ce, а влияние гидротермальных флюидов отражается в сложных флуктуациях на спайдер-диаграмме РЗЭ и на возникновении положительной аномалии Eu [30].

Состав доломитов эвенкийской свиты нормирован на современную морскую воду [32] и PAAS [33], спектры приведены на рис.5. Доломиты имеют выраженную положительную Ce-аномалию при нормировании на состав морской воды. Низкие содержания Ce в современном океане в ряде случаев могут привести к положительным аномалиям Ce в нормализованных на морскую воду спектрах [30]. Чтобы проверить, действительно ли существует положительная аномалия Ce, используют следующий метод [34]: рассчитывается $(Pr/Pr^*)_{SN}$ $[2Pr_{SN}/(Ce_{SN} + Nd_{SN})]$ и сравнивается с $(Ce/Ce^*)_{SN}$ $[2Ce_{SN}/(La_{SN} + Pr_{SN})]$, где SN – морская вода. Если $(Pr/Pr^*)_{SN} < 1$, то существует положительная аномалия Ce_{SN}; если $(Pr/Pr^*)_{SN} > 1$, существует отрицательная аномалия Ce_{SN}. Для изучаемых доломитов $(Ce/Ce^*)_{SN}$ варьируется от 2,0 до 10,3 (в среднем 7,7), $(Pr/Pr^*)_{SN}$ = = 0,24-0,69, кроме образца SL-3/1, где $(Pr/Pr^*)_{SN}$ =1,56. Для строматолитового доломита SL-3/1 выявлена отрицательная Ce-аномалия, и можно предположить, что на его формирование оказали влияние метеорные воды. Цериевая аномалия в этом образце также может быть следствием седиментации в более богатых кислородом обстановках. При нормировании по верхней коре (при расчете $(Ce/Ce^*)_{UCC} = [2Ce_{UCC}/(La_{UCC} + Pr_{UCC})]$, где UCC – верхняя континентальная кора [35]), наблюдается отрицательная Ce-аномалия – 0,21-0,89.

Величина Nd_{SN}/Yb_{SN} варьируется от 0,3 до 15,07, что указывает на обогащение ЛРЗЭ за счет терригенной примеси. Отношение ненормированных содержаний ΣЛРЗЭ к ΣТРЗЭ в доломитах составляет от 0,82 (SL-3/1) до 8,72. Ранее установлено [36], что в карбонатных породах южного складчатого обрамления Сибирской платформы с увеличением доли обломочного материала возрастает доля ЛРЗЭ, а с ее уменьшением падает общее содержание РЗЭ, но возрастает доля ТРЗЭ.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

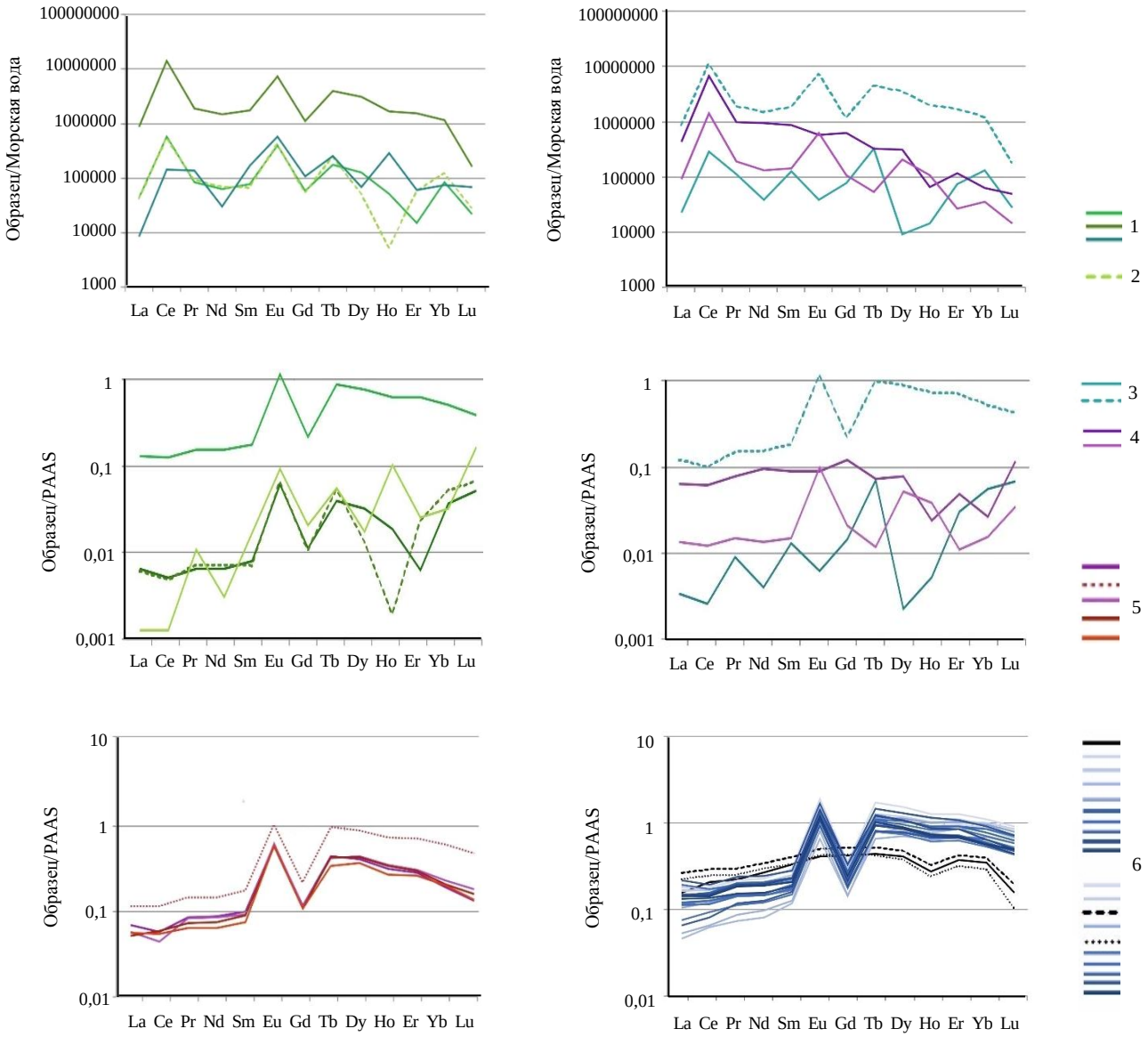


Рис.5. Спайдер-диаграммы распределений РЗЭ для пород нижнеэвенкийской подсвиты

1 – доломиты со строматолитовой текстурой; 2 – доломиты замещения кристаллические без сохранения первичных структур протолита; 3 – доломиты комковато-сгустковые; 4 – доломиты замещения разнокристаллические с реликтовой алевро-пелитовой структурой протолита; 5 – песчаники и алевро-песчаники аркозовые с базальным доломитовым цементом; 6 – аргиллиты доломитистые и алевролиты доломитовые. Нормативные содержания в морской воде по [32], PAAS – [33]

При нормировании на состав современной морской воды и на концентрации в хондрите наблюдается выраженная положительная Eu-аномалия, исключение – образцы SL-6/5 и SL-6/9 с отрицательной Eu-аномалией. При нормировании на состав верхней континентальной коры величина Eu/Eu* = $[Eu_{UCC}/(Sm_{UCC}*Gd_{UCC})^{0,5}]$ составляет 0,45 и 0,87 для образцов SL-6/5 и SL-6/9, для остальных исследуемых доломитов – 4,93-6,63. Для раннепалеозойских карбонатных отложений шельфа обрамления Сибирской платформы, напротив, характерно наличие выраженной отрицательной Eu-аномалии [36, 37]. Причины такого обогащения карбонатов стоит рассмотреть подробнее.

Европий способен встраиваться в кристаллическую решетку кальцита [38, 39]. Причиной положительных аномалий Eu_{CN} (CN – chondrite-normalized) в прожилках доломита исследователи называют состав первичного флюида [40]. Продукты выщелачивания с положительными аномалиями Eu могут образовываться в результате предварительной мобилизации Eu в ходе высокотемпературных (>200 °C) процессов изменения пород, содержащих Ca-плагиоклазы, когда Eu^{3+}

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

восстанавливается до Eu^{2+} [41]. Eu^{2+}, адсорбированный на минеральных поверхностях и в межкристаллическом пространстве, после охлаждения и термохимического окисления до Eu^{3+} легко доступен для ремобилизации в водной среде [41, 42]. Таким образом, обогащение европием часто рассматривается как индикатор влияния гидротермальных флюидов на осадочную систему.

Помимо восстановительных условий в диагенезе и воздействия флюидов с высоким содержанием Eu, положительная аномалия в валовых пробах может быть следствием вклада обломочной примеси. Для карбонатных пород со значительным содержанием терригенной примеси при нормировании по сланцу нередко характерны «сглаженные» спектры без явных аномалий, а сумма РЗЭ коррелирует с нерастворимым остатком [43, 44]. Такие особенности наблюдаются для карбонатных пород рифея – венда Байкитской антеклизы [44], а среди исследуемых образцов присутствуют карбонаты с Eu-аномалией. Автор работы [44] вслед за авторами статьи [40] связывает ее возникновение либо с восстановительными обстановками формирования, либо с присутствием в породах Ca-плагиоклазов.

При нормировании доломитов нижнеэвенкийской подсвиты на PAAS (рис.5) также выделяется положительная аномалия Eu (кроме SL-6/9). В то же время в доломитах со строматолитовой текстурой (Eu/Eu* = 4,9-6,6) присутствует тонкорассеянная примесь ПШ и слюд. В доломите замещения кристаллическом (SL-2/2, Eu/Eu* = 7,8) наблюдаются остаточные зерна мусковита и плагиоклаза. Для слюд и плагиоклазов нередко характерны примеси Eu. Наибольший коэффициент корреляции (выборка только карбонатных пород) связывает Eu с Li (0,83) и Th (0,95), а также с другими ЛРЗЭ. Возникновение положительной Eu-аномалии, вероятно, связано с Eu-содержащими минералами в терригенной составляющей доломитов и смешанных пород, а не с гидротермальными растворами. При этом не наблюдается прямой зависимости содержания РЗЭ от количества терригенной примеси, поэтому нельзя исключать влияние восстановительных условий или состава доломитообразующего раствора на распределение РЗЭ в доломитах.

Относительно кларка для карбонатных пород [45] изучаемые отложения заметно обогащены Co, Cr, Sc, Rb и обеднены Cu, Zn, Li, Ba (кроме образца SL-1/5, для которого характерно обогащение этими элементами), а также Pb и Sr (рис.6, *а*). В основном относительные вариации обеднения/обогащения характеризуют элементный состав терригенной примеси. Ввиду присутствия в песчаниках до 40 % доломитового цемента и расположения в одном кластере с доломитами образцы SL-6/51 и SL-6/49 также нормировались по карбонатным породам.

Геохимия карбонатно-терригенных пород. При нормировании на PAAS для доломитистых аргиллитов, доломитовых алевролитов, песчаников и алевро-песчаников (рис.5) в основном характерно обогащение ТРЗЭ относительно ЛРЗЭ (кроме Eu). В образцах SL-4/1, SL-5/3, SL-6/6, SL-6/29, напротив, наблюдается обогащение ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ.

Так же, как и в карбонатных литотипах, выявлена положительная Eu-аномалия, кроме образцов SL-4/1, SL-5/3, SL-6/6, SL-6/29. При нормировании на состав верхней континентальной коры величина Eu/Eu* для доломитистых аргиллитов и доломитовых алевролитов составляет от 0,58 (SL-4/1) до 3,32 (SL-6/4), в среднем – 1,6. Величина Ce/Ce* варьируется от 0,84 до 1,08. Сумма РЗЭ составляет от 22,1 (SL-6/35) до 126,7 (SL-6/29) г/т. Отношение ненормированных содержаний ΣЛРЗЭ к ΣТРЗЭ от 1 (SL-5/9) до 10,89 (SL-6/29), среднее – 3,06.

Для песчаников и алевро-песчаников при нормировании на состав верхней континентальной коры величина Eu/Eu* находится в пределах 5,73-6,68, а Ce/Ce* – 0,63-0,94. Сумма РЗЭ от 14,5 до 16,85 г/т. Отношение ненормированных содержаний ЛРЗЭ к ТРЗЭ от 2,13 до 2,68 (сумма ЛРЗЭ возрастает за счет Eu).

Относительно кларка для глин и глинистых сланцев [45] изучаемые породы обеднены Cu, Zn, Pb, Ba, Th, U, как и описанные карбонатные литотипы, кроме образца SL-6/41, слабо обогащенного ураном. Наблюдается значительное обогащение отдельных образцов Rb и Sr, а концентрации Co, Ni, Cr, Sc близки к кларковым с незначительным обеднением или обогащением этими элементами (рис.6, *б*).

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

© С.И.Меренкова, Е.В.Карпова, А.Ю.Пузик, В.А.Литвинский, Ю.В.Шувалова, М.А.Волкова, А.А.Медведков, 2025



Рис.6. Нормализованные на кларк содержания элементов-примесей: *а* – в карбонатных породах (кларк для карбонатных пород [45]); *б* – в карбонатно-терригенных породах эвенкийской свиты (кларк для глин и глинистых сланцев [45])

Диаграмма Hf-La/Th [46] позволяет разграничить поля состава осадочных образований, сформированных за счет разрушения океанических островов, сложенных толеитовыми базальтами А, андезитами Б, либо кислыми вулканитами В, а также показывает области смешения кластики из этих типов пород Г (рис.7, *а*). На рис.7, *а* точки состава карбонатно-терригенных пород эвенкийской свиты попадают в поле фельзитовых источников. Выделяется образец SL-6/29, попадающий в поле образований, сформированных при разрушении островных дуг с преобладанием андезитов. Для этого образца характерно максимальное среди выборки отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ и общая сумма РЗЭ. Образец SL-5/7 попадает в поле образований, сформированных за счет разрушения океанических островов с преобладанием толеитовых базальтов. На диаграмме La/Sc-Th/Co [47] (рис.7, *б*) состав пород эвенкийской свиты демонстрирует смешанный источник – продукты разрушения пород кислого Д и основного Е составов.

Комплекс вулканогенно-осадочных пород, подобных по составу современным энсиалическим островным дугам, включающий породы известково-щелочной риолит-андезит-базальтовой вулканической серии, слагает террейны в северо-западной части Енисейского кряжа [48, 49]. Кроме того, в прилегающих районах Енисейского кряжа распространены докембрийские метаосадочные образования – в пределах Центрально-Ангарского (толщи которого соответствуют отложениям пассивных континентальных окраин [48]) и Исаковского террейнов, скорее всего, и выступавших поставщиками кластики. В шлифах отмечены обломки гнейсов, кварцитов, кислых эффузивов, железистых силицитов, сидеритов.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

© С.И.Меренкова, Е.В.Карпова, А.Ю.Пузик, В.А.Литвинский, Ю.В.Шувалова, М.А.Волкова, А.А.Медведков, 2025

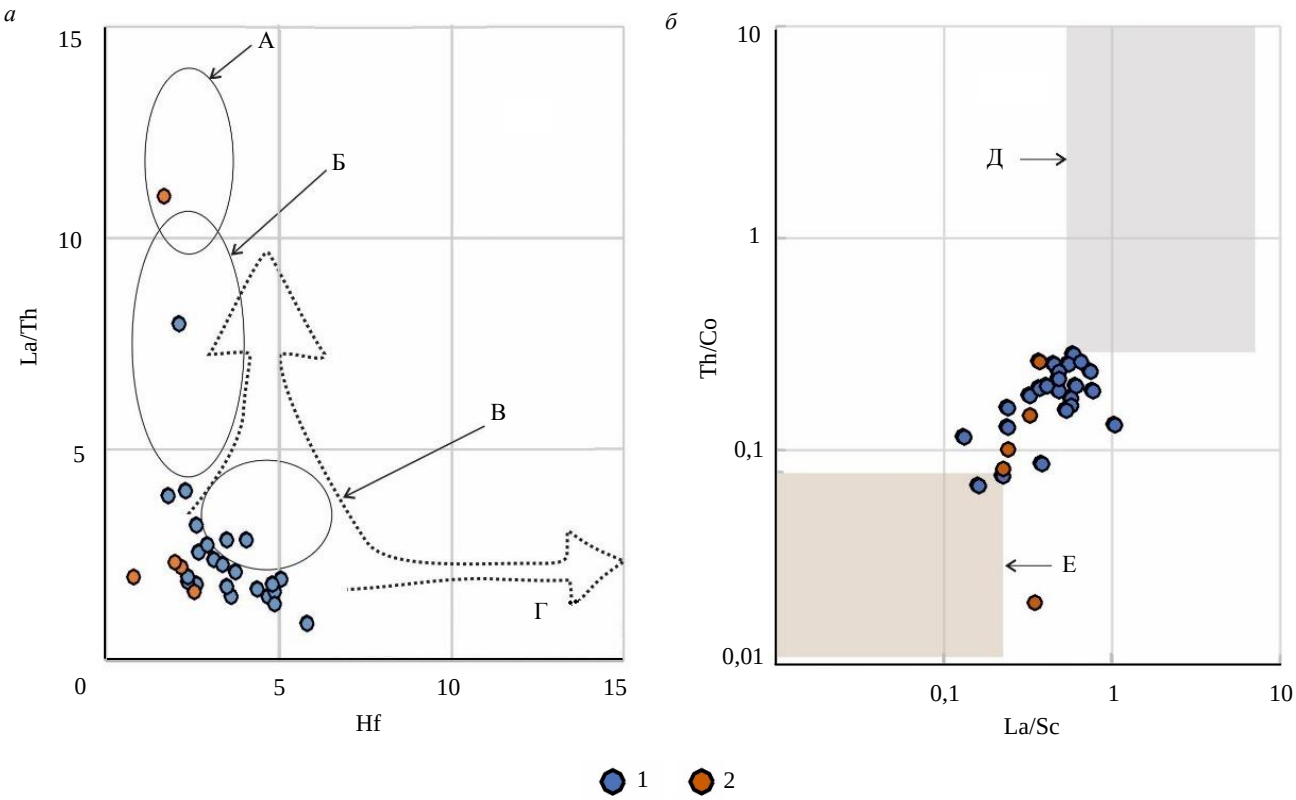


Рис.7. Положение фигуративных точек на диаграммах: *а* – Hf-La/Th [46]; *б* – La/Sc-Th/Co [47]

1 – алевролиты доломитовые и аргиллиты доломитистые;
2 – песчаники и алевро-песчаники аркозовые с базальным доломитовым цементом

Ранее исследователями были получены возрасты зерен детритового циркона dZr из пород эвенкийской свиты Восточно-Ангарской зоны (север Енисейского кряжа) [50, 51]. Установлено [50, 51], что в эвенкийской свите в существенных количествах содержатся продукты эрозии неопротерозойских кристаллических комплексов, что не фиксировалось в более древних толщах, источником которых служили преимущественно архейско-палеопротерозойские кристаллические комплексы фундамента Сибирской платформы. Песчаники эвенкийской свиты содержат продукты размыва неопротерозойско-кембрийских кристаллических комплексов, сформированных на соответствующих этапах эволюции сопряженных с Сибирской платформой элементов структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Заключение

В результате проведенного исследования уточнены литологические особенности сублиторальных-литоральных образований нижнеэвенкийской подсвиты среднего кембрия. Выделено четыре типа доломитов: со строматолитовой текстурой, комковато-сгустковые, замещения кристаллические без сохранения первичных структур протолита, замещения разнокристаллические с реликтовой алевро-пелитовой структурой протолита. Постседиментационные изменения пород связаны с процессами разностадийной доломитизации – ранней, сингенетической, наблюдаемой в литотипах доломитов со строматолитовой текстурой и/или бактериальными структурами, и более поздней, выделяемой в литотипах доломитов замещения и алевро-песчаников с доломитовым цементом.

Изучен элементный состав карбонатных (доломиты) и терригенных (алевролиты доломитовые и аргиллиты доломитистые, песчаники и алевро-песчаники аркозовые с базальным доломитовым цементом) пород. С помощью тепловой карты и кластеризации визуализирован общий характер распределения микроэлементов. Карбонатные литотипы заметно обогащены Co, Cr, Sc, Rb и обеднены Cu, Zn, Li, Ba, Pb и Sr относительно кларка в карбонатах. В обломочной части доломитов

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

присутствуют кварц, ПШ (ортоклазы, кислые плагиоклазы), слюды (биотит и мусковит), фрагменты гнейсов, кварцитов, кислых эффузивов, железистых силицитов, сидеритов.

Изучена природа положительной Eu-аномалии, характерной для карбонатных и терригенных пород. Ее возникновение, вероятно, связано с Eu-содержащими минералами (плагиоклазами) в терригенной составляющей, а не с гидротермальными растворами. Прямой зависимости содержания РЗЭ от количества терригенной примеси и нормативного количества ПШ не наблюдается, поэтому нельзя исключать влияние восстановительных условий или состава доломитообразующего раствора на распределение РЗЭ.

Вероятным источником терригенной кластики выступали докембрийские террейны Енисейского кряжа, образованные островодужными и кристаллическими/метаморфическими комплексами, а также рециклированный осадочный материал.

Авторы выражают благодарность лаборанту кабинета приборной аналитики ПИН РАН Т.С.Сергеевой и ассистенту кафедры минералогии и петрографии ПГНИУ В.В.Пугачу за помощь в выполнении аналитических работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Мельников Н.В.* Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы. Стратиграфия, история развития. Новосибирск: Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, 2018. 177 с.

2. Региональная стратиграфическая схема кембрийских отложений Сибирской платформы. Объяснительная записка: Решения Всероссийского стратиграфического совещания по разработке региональных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Сибири (Новосибирск, 2012) (Кембрий Сибирской платформы) / Под ред. С.С.Сухова, Т.В.Пегель, Ю.Я.Шабанова. Новосибирск: Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, 2021. 60 с.

3. *Меренкова С.И., Пузик А.Ю., Афонин И.В. и др.* Условия формирования пород эвенкийской свиты в долине нижнего течения р. Подкаменная Тунгуска, Сибирская платформа // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2024. № 1. С. 25-37. DOI: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-1-25-37

4. *Сараев С.В., Хоменко А.В., Батурина Т.П. и др.* Венд и кембрий юго-востока Западной Сибири: стратиграфия, седиментология, палеогеография // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2004. № 1. С. 7-18.

5. *Меренкова С.И.* Кембрийский палеобассейн юга Сибирской платформы: геохимическая и палеогеографическая характеристика: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, 2024. 21 с.

6. *Кузнецов В.Г., Журавлева Л.М.* Пустотное пространство карбонатных тайдалитов – палеоклиматический аспект // Литология и полезные ископаемые. 2019. № 4. С. 351-363. DOI: 10.31857/S0024-497X20194351-363

7. *Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Постникова О.В. и др.* Древние карбонатные толщи Восточной Сибири и их нефтегазоносность. М.: Научный мир, 2000. 104 с.

8. *Плюснин А.В.* Модель строения венда северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы по результатам изучения опорных разрезов и секвенс-стратиграфического моделирования Непского свода и Мирнинского выступа // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14. № 3. 39 с. DOI: 10.17353/2070-5379/30_2019

9. *Плюснин А.В., Иванова Н.А., Сентякова Н.С. и др.* Строение и условия формирования ярактинского продуктивного горизонта позднего венда южной части Непско-Ботуобинской антиклизы // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2023. Т. 334. № 11. С. 80-93. DOI: 10.18799/24131830/2023/11/4137

10. *Qingqing Luo, Bo Liu, Kaibo Shi et al.* The moldic pore evolution of the Middle Ordovician sabkha dolostone in Ordos Basin, China: A study based on the petrographic and geochemical characteristics of pore fillings // Geological Journal. 2022. Vol. 57. Iss. 7. P. 2812-2827. DOI: 10.1002/gj.4441

11. *Guwei Xie, Fanwei Meng, Meifang Ye et al.* Stromatolites from the Majiagou Formation in the Ordos Basin, Northwestern China // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2024. Vol. 633. № 111879. DOI: 10.1016/j.palaeo.2023.111879

12. *Ying Xiong, Li-Chao Wang, Xiu-Cheng Tan et al.* Dolomitization of the Ordovician subsalt Majiagou Formation in the central Ordos Basin, China: fluid origins and dolomites evolution // Petroleum Science. 2021. Vol. 18. Iss. 2. P. 362-379. DOI: 10.1007/s12182-020-00522-1

13. *Misra S., Osogba O., Powers M.* Chapter 1 – Unsupervised outlier detection techniques for well logs and geophysical data // Machine Learning for Subsurface Characterization. Gulf Professional Publishing, 2020. P. 1-37. DOI: 10.1016/B978-0-12-817736-5.00001-6

14. *Розен О.М., Аббясов А.А.* Количественный минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным, анализ достоверности результатов (компьютерная программа MINLITH) // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 3. С. 299-312.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

15. *Rosen O.M., Abbyasov A.A., Migdisov A.A., Yaroshevskii A.A.* MINLITH – A Program to Calculate the Normative Mineralogy of Sedimentary Rocks: the Reliability of Results Obtained for Deposits of Old Platforms // Geochemistry International. 2000. Vol. 38. N 4, p. 388-400.

16. *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3-25. DOI: 10.7868/S0869592X14060039

17. *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В. и др.* Sr- и C-изотопная хемостратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 25-53.

18. *Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И.* Изотопный состав C, O, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 5. С. 505-530.

19. *Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б. и др.* Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 3-19.

20. *Montañez I.P., Osleger D.A., Banner J.L. et al.* Evolution of the Sr and C Isotope Composition of Cambrian Oceans // GSA Today. 2000. Vol. 10. № 5. P. 1-7.

21. *Saltzman M.R.* Phosphorus, nitrogen, and the redox evolution of the Paleozoic oceans // Geology. 2005. Vol. 33. № 7. P. 573-576. DOI: 10.1130/G21535.1

22. *Burns S.J., Mckenzie J.A., Vasconcelos C.* Dolomite formation and biogeochemical cycles in the Phanerozoic // Sedimentology. 2000. Vol. 47. Suppl. 1. P. 49-61. DOI: 10.1046/j.1365-3091.2000.00004.x

23. *Mazzullo S.J.* Organogenic Dolomitization in Peritidal to Deep-Sea Sediments // Journal of Sedimentary Research. 2000. Vol. 70. N 1. P. 10-23. DOI: 10.1306/2DC408F9-0E47-11D7-8643000102C1865D

24. *Vasconcelos C., McKenzie J., Bernasconi S. et al.* Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperatures // Nature. 1995. Vol. 377. Iss. 6546. P. 220-222. DOI: 10.1038/377220a0

25. *Евдокимов А.Н., Пхарое Б.Л.* Особенности минерального и химического составов Северо-Западного рудопроявления марганца в районе Хайфельда, ЮАР // Записки Горного института. 2021. Т. 248. С. 195-208. DOI: 10.31897/PMI.2021.2.4

26. *Евдокимов А.Н., Пхарое Б.Л.* Индикаторная роль редких и редкоземельных элементов Северо-Западного рудопроявления марганца (ЮАР) в генетической модели гипергенных марганцевых месторождений // Записки Горного института. 2021. Т. 252. С. 814-825. DOI: 10.31897/PMI.2021.6.4

27. *Miura N., Kawabe I.* Dolomitization of limestone with $MgCl_2$ solution at 150°C: Preserved original signatures of rare earth elements and yttrium as marine limestone // Geochemical Journal. 2000. Vol. 34. Iss. 3. P. 223-227. DOI: 10.2343/geochemj.34.223

28. *Elderfield H., Greaves M.J.* The rare earth elements in seawater // Nature. 1982. Vol. 296. Iss. 5854. P. 214-219. DOI: 10.1038/296214a0

29. *Kawabe I., Toriumi T., Ohta A., Miura N.* Monoisotopic REE abundances in seawater and the origin of seawater tetrad effect // Geochemical Journal. 1998. Vol. 32. Iss. 4. P. 213-229. DOI: 10.2343/geochemj.32.213

30. *Lichao Wang, Wenxuan Hu, Xiaolin Wang et al.* Seawater normalized REE patterns of dolomites in Geshan and Panlongdong sections, China: Implications for tracing dolomitization and diagenetic fluids // Marine and Petroleum Geology. 2014. Vol. 56. P. 63-73. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2014.02.018

31. *Ying Ren, Dakang Zhong, Chonglong Gao et al.* The paleoenvironmental evolution of the Cambrian Longwangmiao Formation (Stage 4, Toyonian) on the Yangtze Platform, South China: Petrographic and geochemical constrains // Marine and Petroleum Geology. 2019. Vol. 100. P. 391-411. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2018.10.022

32. *Nozaki Y.* Elemental distribution. Overview // Encyclopedia of Ocean Sciences. Academic Press, 2001. P. 840-845. DOI: 10.1006/rwos.2001.0402

33. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publications, 1985. 312 p.

34. *Bau M., Dulski P.* Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa // Precambrian Research. 1996. Vol. 79. Iss. 1-2. P. 37-55. DOI: 10.1016/0301-9268(95)00087-9

35. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks // Philosophical Transactions of the Royal Society A. 1981. Vol. 301. Iss. 1461. P. 381-399. DOI: 10.1098/rsta.1981.0119

36. *Летникова Е.Ф.* Распределение РЗЭ в карбонатных отложениях различных геодинамических типов (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы) // Доклады Академии наук. 2003. Т. 393. № 2. С. 235-240.

37. *Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А. и др.* Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, изотопные (Sr, Sm-Nd) свидетельства, данные U-Pb датирования LA-ICP-MS детритовых цирконов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1507-1529.

38. *Shannon R.D.* Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides // Acta Crystallographica Section A. 1976. Vol. 32. Iss. 5. P. 751-767. DOI: 10.1107/S0567739476001551

39. *Lakshtanov L.Z., Stipp S.L.S.* Experimental study of europium (III) coprecipitation with calcite // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. Vol. 68. Iss. 4. P. 819-827. DOI: 10.1016/j.gca.2003.07.010

40. *Kučera J., Cempírek J., Dolníček Z. et al.* Rare earth elements and yttrium geochemistry of dolomite from post-Variscan vein-type mineralization of the Nízký Jeseník and Upper Silesian Basins, Czech Republic // Journal of Geochemical Exploration. 2009. Vol. 103. Iss. 2-3. P. 69-79. DOI: 10.1016/j.gexplo.2009.08.001

41. *Schwinn G., Markl G.* REE systematics in hydrothermal fluorite // Chemical Geology. 2005. Vol. 216. Iss. 3-4. P. 225-248. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2004.11.012

42. *Bau M.* Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium // Chemical Geology. 1991. Vol. 93. Iss. 3-4. P. 219-230. DOI: 10.1016/0009-2541(91)90115-8

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

43. *Banner J.L.* Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis // Sedimentology. 1995. Vol. 42. Iss. 5. P. 805-824. DOI: 10.1111/j.1365-3091.1995.tb00410.x

44. *Васильева К.Ю.* Стадийность постседиментационных изменений карбонатных пород рифея – венда Куюмбинского месторождения и ее связь с геологической эволюцией Байкитской антеклизы (юго-запад Сибирской платформы): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб: Санкт-Петербургский государственный университет, 2017. 21 с.

45. *Григорьев Н.А.* Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, 2009. 381 с.

46. *Floyd P.A., Leveridge B.E.* Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // Journal of the Geological Society. 1987. Vol. 144. № 4. P. 531-542. DOI: 10.1144/gsjgs.144.4.0531

47. *Cullers R.L.* Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chemical Geology. 2002. Vol. 191. Iss. 4. P. 305-327. DOI: 10.1016/S0009-2541(02)00133-X

48. *Верниковский В.А., Верниковская А.Е.* Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 35-52.

49. *Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А.* Рифейские офиолиты Исаковского пояса (*Енисейский кряж*) // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 169-181.

50. *Приняткина Н.С., Кузнецов Н.Б., Шацилло А.В. и др.* U/Pb датирование цирконов из позднедокембрийских и раннепалеозойских песчаников Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания, 11-14 октября 2016, Иркутск, Россия. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2016. Вып. 14. С. 230-232.

51. *Кузнецов Н.Б., Шацилло А.В., Романюк Т.В. и др.* Первичные источники циркона в обломочных породах неопротерозойских и нижнепалеозойских толщ Восточно-Ангарской зоны (север Енисейского кряжа) // Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов: Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного памяти А.Г. Коссовской и И.В. Хворовой, 11-12 ноября 2020, Москва, Россия. М.: ГЕОС, 2020. С. 118-123.

***Авторы*: Софья Ивановна Меренкова,** *канд. геол.-минерал. наук, научный сотрудник* (*Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, Россия*), *младший научный сотрудник* (*Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия*), *koshelevasof@mail.ru*, https://orcid.org/0000-0003-3204-4393, **Евгения Владимировна Карпова,** *канд. геол.-минерал. наук, доцент* (*Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия*), https://orcid.org/0000-0003-3094-2253, **Алексей Юрьевич Пузик,** *старший преподаватель* (*Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия*), https://orcid.org/0000-0001-7148-7344, **Владимир Анатольевич Литвинский,** *канд. биол. наук, старший научный сотрудник* (*Палеонтологический институт им. А.А.Борисяка РАН, Москва, Россия*), https://orcid.org/0000-0003-2045-4002, **Юлия Валентиновна Шувалова,** *PhD, научный сотрудник* (*Палеонтологический институт им. А.А.Борисяка РАН, Москва, Россия*), https://orcid.org/0000-0002-5075-6952, **Маргарита Александровна Волкова,** *канд. хим. наук, доцент* (*Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия*), https://orcid.org/0000-0002-3416-8296, **Алексей Анатольевич Медведков,** *канд. геогр. наук, доцент* (*Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия*), *старший научный сотрудник* (*Институт географии РАН, Москва, Россия*), https://orcid.org/0000-0002-7242-7172.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0