

УДК 551.3.051

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД НИЖНЕГО-СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ НА ЮГО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Софья Ивановна Меренкова^{1✉}, Георгий Александрович Калмыков²,
Руслан Рустемович Габдуллин³, Евгения Владимировна Карпова⁴,
Алексей Юрьевич Пузик⁵, Ирина Владиславовна Бадьянова⁶,
Маргарита Александровна Волкова⁷, Константин Павлович Казымов⁸

¹ Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; koshelevasof@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3204-4393>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; gera64@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8274-3622>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Gabdullin@fgp.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; karpoff_2002@mail.ru

⁵ Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия; alex.puzik@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0001-7148-7344>

⁶ Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия; kataev7@psu.ru

⁷ Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия; margo@psu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-3416-8296>

⁸ Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия; kazymov@psu.ru

Аннотация. На основании изучения микроструктурных и геохимических особенностей силицитов иниканской свиты (E_{1-2in}) из береговых обнажений р. Юдома установлено, что ключевая роль в их формировании принадлежит, по-видимому, кремнистым организмам — радиоляриям и губкам. Значения отношения Ge/Si указывают на отсутствие прямого вклада гидротерм в образование силицитов в этой части палеобассейна. Изучаемые халцедон-кварцевые породы сформировались из первично биогенного кремнезема, подвергшегося диагенетическому перераспределению и постдиагенетическим процессам.

Ключевые слова: силициты, кремнезем, кембрий, геохимия

Для цитирования: Меренкова С.И., Калмыков Г.А., Габдуллин Р.Р., Карпова Е.В., Пузик А.Ю., Бадьянова И.В., Волкова М.А., Казымов К.П. Условия формирования кремнистых пород нижнего-среднего кембрия юго-востока Сибирской платформы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 71–82.

CONDITIONS FOR THE FORMATION OF SILICEOUS ROCKS OF THE LOWER-MIDDLE CAMBRIAN IN THE SOUTHEAST OF THE SIBERIAN PLATFORM

Sofia I. Merenkova^{1✉}, Georgiy A. Kalmykov², Ruslan R. Gabdullin³,
Evgenia V. Karpova⁴, Aleksey Yu. Puzik⁵, Irina V. Badianova⁶, Margarita A. Volkova⁷,
Konstantin P. Kazymov⁸

¹ Shirshov Institute of Oceanology of the RAS; Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; koshelevasof@mail.ru

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; gera64@mail.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Gabdullin@fgp.msu.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; karpoff_2002@mail.ru

⁵ Perm State National Research University, Perm, Russia; alex.puzik@mail.ru

⁶ Perm State National Research University, Perm, Russia; kataev7@psu.ru

⁷ Perm State National Research University, Perm, Russia; margo@psu.ru

⁸ Perm State National Research University, Perm, Russia; kazymov@psu.ru

Abstract. Based on the study of microstructural and geochemical features of bedded cherts of the Inikan Formation (E_{1-2in}) from coastal outcrops of the river Yudoma found that the key role in their formation apparently belongs to siliceous organisms — radiolarians and sponges. The Ge/Si ratio indicates that there is no direct contribution of fluids to the formation of cherts in this part of the paleobasin. The studied chalcedony-quartz rocks were formed from primary biogenic silica subjected to diagenetic redistribution and post-diagenetic processes.

Key words: bedded cherts, silica, cambrian, geochemistry

For citation: Merenkova S.I., Kalmykov G.A., Gabdullin R.R., Karpova E.V., Puzik A.Yu., Badianova I.V., Volkova M.A., Kazymov K.P. Conditions for the formation of siliceous rocks of the Lower-Middle Cambrian in the southeast of the Siberian Platform. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 6: 71–82. (In Russ.).

Введение. Иниканская свита нижнего и среднего кембрия (ботомский–амгинский ярусы), которая развита на юго-востоке Сибирской платформы, входит в куонамскую высокоуглеродистую формацию (КВУФ). Разрез иниканской свиты представлен тонкослоистым чередованием пород кероген-глинисто-кремнисто-карбонатного состава с разным содержанием компонентов. Принципиальное отличие КВУФ — высокая концентрация органического вещества (ОВ), определяемая по количеству органического углерода (ТОС). В породах, относящихся к высокоуглеродистым формациям (ВУФ), содержание ТОС превышает 2,5 масс.%, а само ОВ имеет аквагенную природу. Общие условия формирования ВУФ в научной среде не вызывает больших вопросов. Но формирование отдельных прослоев до сих пор обсуждается. В разрезе иниканской свиты присутствуют протяженные прослои черных кремней — лидитов, генезис которых (в частности, источник кремнезема и способ его осаждения) до конца не выяснен. Аналогичная задача возникает с генезисом кремнистых линз и прослоев в карбонатных разрезах доманиковой ВУФ верхнего девона.

В палеогеографическом плане изучаемая территория находилась в пределах относительно глубоководной части бассейна (рис. 1), где доминировали условия некомпенсированного («голодного») осадконакопления [Стратиграфия..., 2016], на удалении от известных массивов суши. Изучение кремнистых образований (слоев, стяжений) в преимущественно карбонатных высокоуглеродистых толщах может дать представление об исходном составе осадков, диагенетических процессах и характере биоты палеобассейна [Maliva, 2001]. Известно, что богатые органическим веществом слоистые кремни Южно-Оманского соляного бассейна (Al Shomou Silicilyte), сформированные на границе докембрия и кембрия, служат резервуарами углеводородов [Ramseyer et al., 2013]. Кремнистые породы баженской свиты Западной Сибири (формировавшейся в мезозое) также рассматриваются в этом ключе, но вопрос с коллекторами в баженской свите остается открытым и дискуссионным.

Представления о природе формирования пластовых кремней (особенно ВУФ) различаются в зависимости от источника кремнезема (образование мощных прослоев выдержанных по простираю кремнистых пород требует большого притока кремнезема) и механизма образования непосредственно самих пород. Известны три основных источника кремнезема в морских бассейнах: 1) морская вода (из которой путем биогенной аккумуляции выстраиваются кремнистые панцири и скелетные элементы организмов); 2) растворы, образующиеся при выветривании на водосборной суше в семиаридном климате; 3) кремнезем, поставляемый гидротермально-вулканическими системами [Казанский и др., 1965; Страхов, 1966; Левитан, 1975; Волохин, 1985; Фролов, 1992; Nesse, 1990a, 1990b].

Выделяют, соответственно, следующие механизмы образования силицитов: 1) диагенетическое замещение и сегрегация адсорбированного кремнезема (например, из глинистых минералов и оксидов железа) [Левитан и др., 1975; Fischer, Knoll, 2009; Siever, 1992]; 2) первичное накопление и диагенетическая трансформация биогенных кремнистых илов [Лисицын, Виноградов, 1982; Bohrmann et al., 1994; Murray et al., 1992]; 3) прямое химическое осаждение из морской воды и 4) гидротермальная активность [Волохин, 1985; van den Boorn et al., 2010; Fan et al., 2013; Dong et al., 2015; Brengman, Fedo, 2018; Shen et al., 2018].

В докембрии, до появления организмов, секретирующих кремниевые скелетные элементы, концентрация кремнезема в морской воде, по видимому, была близка к насыщению по отношению к аморфному кремнезему [Siever, 1992]. Поэтому для кремней докембрия предполагают [Maliva et al., 1989; Maliva et al., 2005; Stefurak, 2015] возможность прямого осаждения гранул кремнезема из морской воды, которое наиболее благоприятно протекает в условиях, способствующих быстрой полимеризации, включая высокую соленость и/или высокую концентрацию растворенного кремнезема. Между pH, соленостью и стабильностью коллоидной системы кремнезем–вода существуют сложные взаимосвязи. Полимеризация кремнезема происходит наиболее быстро при умеренном pH. Если pH не колеблется между околонейтральным и сильнокислым (pH < 4) или щелочным (pH > 10) значениями, изменения pH вряд ли могут вызвать образование гранул [Stefurak, 2015]. При слабощелочном pH (8–10) увеличение солености может сильно влиять на скорость полимеризации, а скорость осаждения кремнезема пропорциональна концентрации растворенного кремнезема [Stefurak, 2015].

Несмотря на то что в докембрии концентрация растворенного в морской воде кремнезема была намного выше кембрийской (так как кремнезем уже стали осаждают радиолярии и губки), то мог действовать механизм частичного прямого осаждения (в том числе в связи с деятельностью бактерий). Кремнеобразованию также могло способствовать уменьшение поступления терригенного материала, что стабилизировало границу раздела отложений и воды (SWI) и диагенетические фронты в осадочной толще [Loi, Dabard, 2002; Dabard, Loi, 2012; Gao et al., 2020], а высокая соленость усиливала процесс [Maliva et al., 2005].

Механизм первичного осаждения и раннедиагенетического перераспределения кремнезема на мелководье предполагают для юртусских кремней (Yurtus Formation) раннего кембрия Таримской платформы, что контрастирует с распространенным мнением о быстром снижении концентрации кремнезема в морской воде в раннем палеозое [Zhou et al., 2021]. Для силицитов Аль-Шому Южно-Оманского соляного бассейна, образовывавшихся на границе

докембрия и кембрия, из-за отсутствия признаков биогенного происхождения (на сегодняшний день не обнаружены идентифицируемые макро- или микрофоссилии) предполагается схожий механизм образования [Amthor et al., 2005]. Так, авторами работы [Amthor et al., 2005] предложена модель бассейна с устойчивой стратификацией в водной толще, где поверхностные воды были местом повышенной биопродуктивности и осаждения платформенных карбонатов, тогда как глубинные воды на уровне или ниже термоклина/хемоклина были местом образования силикагеля и роста бактериального мата. Способность сульфатредуцирующих бактерий удалять кремнезем из раствора (в виде опала-СТ) в бескислородной среде, вероятно, — ключевой фактор в формировании исходного кремнистого осадка силицитов Аль-Шому.

Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис [1988] указывают, что поскольку многие геологи разделяют мнение о вулканогенном источнике кремнезема в кремнистых породах, то и кремнистость черных сланцев часто рассматривают как прямое указание на связь их с вулканизмом. В частности, в одной из работ [Евтушенко, 1978] использована эта аргументация для силицитов КВУФ. Кроме того, высокую биопродуктивность планктонно-водорослевых организмов и прокариотов во время формирования куонамской свиты связывают с возможным поступлением богатых химическими элементами и соединениями вод по системе глубинных разломов [Евтушенко, 1979; Бахтуров, 1985]. Л.В. Пешехонов [1970] при рассмотрении вопроса образования кремнистых сланцев Кузнецкого Алатау пишет: «Органогенное происхождение кремнистых сланцев в последние годы стало подкрепляться находками кремнистых микроорганизмов, что, в какой-то мере, поколебало существующее предположение ряда исследователей о метасоматическом происхождении кремнистых сланцев, ... тесная связь кремнистых и вулканогенных продуктов свидетельствует об осаждении непосредственно вблизи вулканических очагов, ... кремнистые сланцы являются в основном химическими осадками коллоидального кремнезема», формировавшимися благодаря привносу кремнезема на начальных этапах подводного вулканизма (не исключено, что часть кремнезема могла осаждаться кремнистыми организмами).

Для эдиакарских–раннекембрийских черных кремней блока Янцзы в Южном Китае в зависимости от формации предполагают различные механизмы образования. Для силицитов Лаобао в качестве преобладающего источника кремнезема установлена морская вода [Dong et al., 2015], для эдиакарских кремнистых конкреций формации Доушантуо (блок Янцзы), напротив, доминирующим источником кремнезема считают глинистые минералы (при участии органического вещества), а во вторую очередь — морскую воду [Shen et al., 2011; Gao et al., 2020]. В работах [Chen et al., 2009; Wang et al., 2012]

сделано предположение, что кремни в западной провинции Хунань в основном образовались из гидротермальных флюидов. Авторы работы [Zang et al., 2020] считают, что кремни Муяннг формации Яньцзыхэ и Цзуньи формации Нютитанг образовались в результате замещения карбонатов и черных сланцев (источник — морская вода, обогащенная кремнеземом), а кремни Чуаньянпине формации Лучапо, напротив, могли образоваться в результате прямого химического осаждения из морской воды и/или гидротермальных флюидов. Образованию кремней, по мнению авторов, способствовала метастабильная окислительно-восстановительная зона, которая могла динамически возникать на шельфе и континентальном склоне на блоке Янцзы в раннем кембрии, что, вероятно, было аналогом современной зоны кислородного минимума (ЗКМ), связанной с биологической активностью.

С целью установления источника кремнезема и механизма формирования кремневых пород иниканской свиты были проведены исследования силицитов (лидитов) из береговых обнажений р. Юдома (рис. 1).

Материалы и методы исследования. Образцы лидитов иниканской свиты отобраны из разрезов в обнажениях правого берега р. Юдома. Породы иниканской свиты в изученном обнажении представлены черными высокоуглеродистыми известняками, окремнелыми, часто доломитистыми, доломитами известковыми, мергелями (в том числе доломитовыми), аргиллитами известковистыми и известковисто-доломитистыми, лидитами (черные силициты), а также породами смешанного состава (кремнисто-карбонатного и кремнисто-глинисто-карбонатного) (рис. 2). Все породы обогащены органическим веществом (ОВ от 0,22 до 17,05%, лидиты — от 0,73 до 4,07%) и имеют темную (до черной) окраску. Нередко породы будинированы, линзы представлены известняками, в некоторых случаях — лидитами, в которые местами переходят по простирацию окремнелые известняки и смешанные породы. Прослой лидитов не секут слоистость, а залегают в соответствии с ней.

Для уточнения генезиса лидитов выполнены рентгенофлуоресцентный анализ (РФА), аналитики А.Ю. Пузик, И.В. Бадьянова, К.П. Казымов), масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS), аналитики А.Ю. Пузик, М.А. Волкова и изучение в шлифах.

Фотографии шлифов выполнены на микроскопе Axio Scope 40 Carl Zeiss (кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова).

Для установления источника кремнезема при образовании лидитов использовалось отношение Ge/Si, так как эти элементы принадлежат к одной группе и имеют схожие химические свойства. В силикатных минералах Ge может замещать Si в кристаллической решетке, но степень замещения зависит

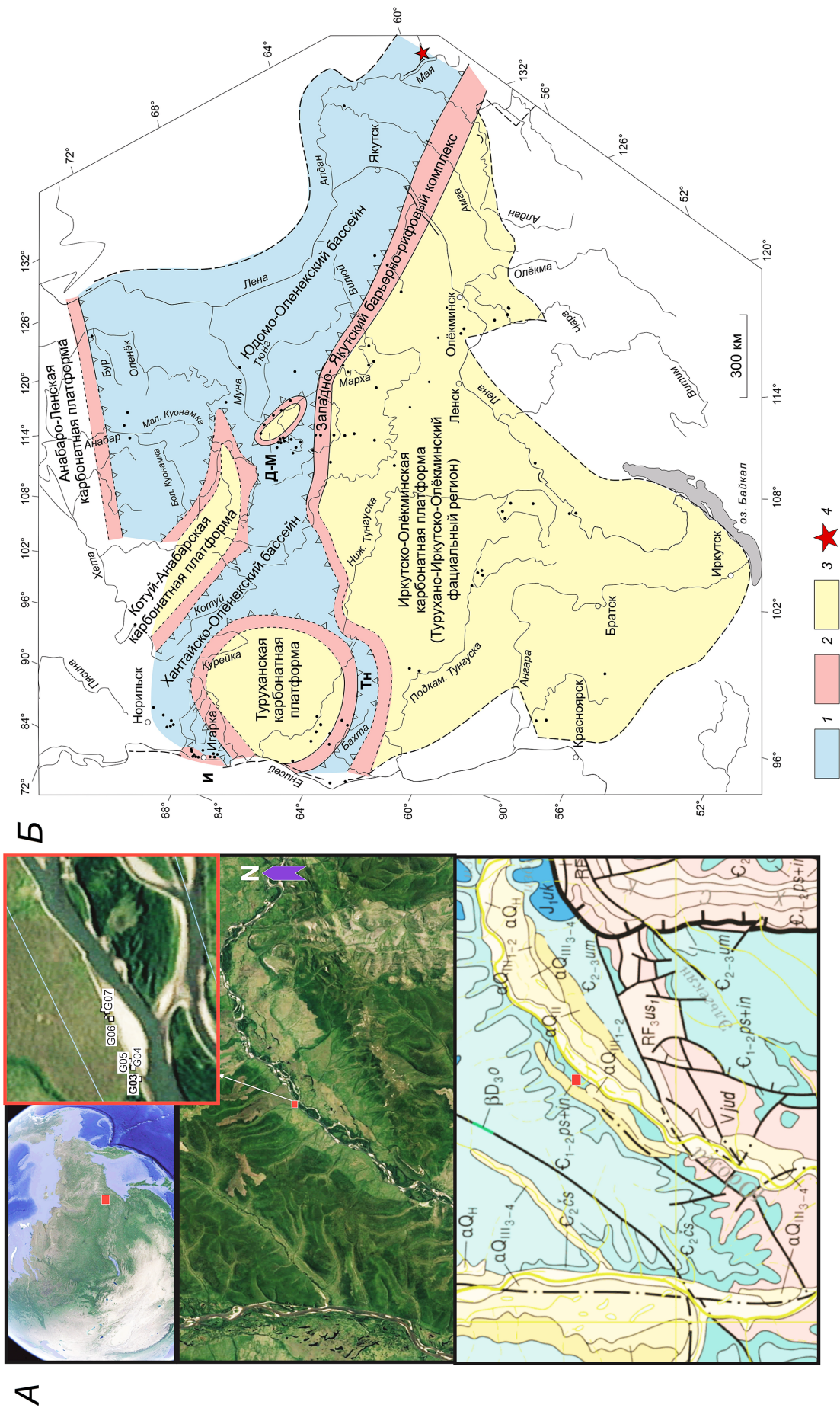


Рис. 1. Положение исследуемых разрезов инниканской свиты: А — современное, Б — на фациально-палеогеографической схеме Сибирской платформы для ботомского-амгинского веков [Стратиграфия ..., 2016]; 1 — «голодный» (черносланцевый) бассейн; 2 — барьерно-рифтовый (черносланцевый) бассейн; 3 — барьерно-рифтовый (черносланцевый) бассейн; 4 — местооположение разреза

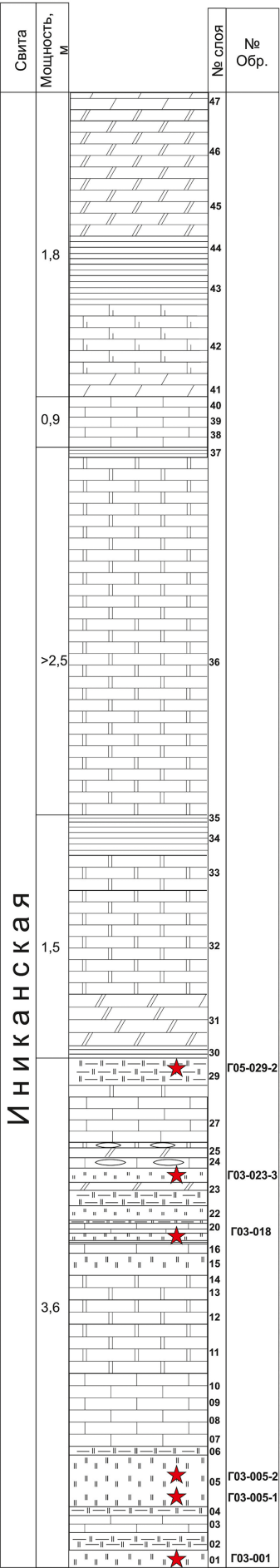


Рис. 2. Строение разреза иниканской свиты (р. Юдома, см. рис. 1, G-03, 59.442740 N, 135.515180 E): 1 — известняки битуминозные; 2 — известняки доломитистые битуминозные; 3 — доломиты известковые, обогащенные ОВ; 4 — мергели; 5 — доломитовые мергели; 6 — аргиллиты (в том числе известково-доломитистые); 7 — лидиты; 8 — смешанные породы (кремнисто-карбонатные, кремнисто-глинисто-карбонатные); 9 — точки отбора лидитов



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9

от минерала, о чем свидетельствует изменение отношения Ge/Si в силикатах (от 0,5 до 6 $\mu\text{моль/моль}$) [Bernstein, 1985; Kurtz et al., 2002]. Фракционирование Ge/Si происходит в ходе низкотемпературного выветривания или гидротермальных процессов. При выветривании континентальных пород выносимый реками материал характеризуется более низким отношением Ge/Si ($0,4 \pm 1$ $\mu\text{моль/моль}$), чем в верхней континентальной коре (1,8 $\mu\text{моль/моль}$), гидротермальные флюиды же имеют гораздо более высокие отношения Ge/Si (до 11 $\mu\text{моль/моль}$) [Froelich et al., 1985; Mortlock, Froelich, 1987; Rudnick, Gao, 2003]. В современном океане отношение Ge/Si в морской воде равно 0,72 $\mu\text{моль/моль}$, что интерпретируется как преобладание континентального выветривания при поставке кремния (80–90%) в океаны [Froelich et al., 1989; Treguer et al., 1995].

Результаты исследований и их обсуждение. Содержание петрогенных оксидов (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , MnO , K_2O , CaO , Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 , масс.%) приведено в табл. 1, содержание элементов (ppm) — в табл. 2. Содержание SiO_2 варьирует от 77,2 до 95,1%, Al_2O_3 — от 0,4 до 5,1%, CaO до 6,2%. Наибольшие значения содержания Al_2O_3 и CaO отражают более высокую концентрацию глинистой примеси и карбонатов соответственно. Характерно обогащение (при нормировании по кларкам для силицитов, по [Григорьев, 2009]), В, Ni, Мо, Ag, Sb, U и обеднение Cs, Ba, Rb, Y, Th, а также незначительное обогащение Sc, Cr, Zn, Li. Бор в осадочных породах, как правило, связан с глинистой фазой (за исключением случаев присутствия турмалина в грубой фракции), причем сорбция бора на глинах растет при повышении pH среды [Юдович, Кетрис, 2011]. Некоторая часть В может присутствовать в поглощенном комплексе оксидов Fe-Mn и апатита, а в черных сланцах возможно повышение концентрации за счет того, что сапропелевое ОВ обогащено бором (первично-био-генная фракция В) [Юдович, Кетрис, 1988, 2011]. Для Ni и Мо тоже возможно биоосаждение. Мо, Ag, U — редокс-чувствительные металлы, обогащающие отложения в восстановительных условиях.

Источник и механизм формирования лидитов по результатам изучения в шлифах. При микроскопическом изучении кремнистых образований куонамской формации предыдущими исследователями [Бахтуров и др., 1988] выделены следующие разновидности: первая, где халцедон присутствует в виде беспорядочно распределенных бесформенных, лапчатых и заливообразных форм; вторая — в виде более крупных радиально-лучистых кристаллов, имеющих мелкоагрегатное строение, которые иногда расположены по слоистости породы и представляют собой, вероятно, различные срезы перекристаллизованных спикул кремнистых губок. Встречаются и четко диагностируемые спикулы, иногда хорошей сохранности [Бахтуров и др., 1988].

По результатам микроскопического изучения образцов, отобранных из интервалов разреза, ко-

торые представлены лидитами, выделены литологические типы, отличающиеся составом, структурой, а также наличием органогенных остатков или их реликтов.

1. *Литотип силицит* (образцы № Г03-001, Г03-023-3) — глобулярно-колломорфная структура, опал-кристобалитовый состав, местами микрокристаллический кристобалит-халцедоновый, слабоглинистый (5%), с неотчетливой горизонтально-линзовидной слоистостью, с редкими спикулами губок и реликтами раковин радиолярий (?); пиритизированный; вторично карбонатизированный (5–7%) (рис. 3, А).

2. *Литотип спикулит* (образец № Г03-005-1) — кварц-халцедоновый, неслоистый, с поровым (20–30%) халцедон-кристобалитовым цементом-заполнителем, с фосфатными микроконкрециями (5–7%) и единичными раковинами остракод и радиолярий (?); неравномерно пиритизированный (<5%), вторично известковистый (10%), трещиноватый (рис. 3, Б).

3. *Литотип известняк замещения* (образцы № Г03-005-2, Г05-029-2) — тонкокристаллический, с реликтами первичной кероген-кремневой породы, тонко горизонтально- и линзовиднослоистый, ритмичного строения, с небольшой примесью алевроито-тонкопесчаных неокатанных зерен кварца (1%), слюды и полевых шпатов; с единичными спикулами губок (в образце № Г05-029-2 замещенных кальцитом), пиритизированный по слоям, с микростилолитами, насыщенными ОВ (в образце № Г05-029-2) (рис. 3, В).

4. *Литотип известково-глинисто-кремневая порода* (образцы № Г03-015, Г03-018) — микритопелито-колломорфная структура, участками микрокристаллическая, тонко горизонтально- и линзовиднослоистая, с редкими спикулами, радиоляриями (?) и сферами, вторично известковистая (7%) и слабодоломитистая (5%), пиритизированная. Основная масса породы имеет колломорфную структуру, часто преобладающую в микролинзочках, это аморфные и слабоокристаллизованные кремневые и фосфатные минералы, между которыми определяется пелитовая структура, выраженная мельчайшими чешуйчатыми и хлопьевидными агрегатами глинистых минералов размером <0,005 мм. Именно такие прослои пропитаны ОВ и имеют бурый цвет. Они чередуются с бесцветными микролинзочками и микрослойками с микрокристаллической структурой халцедона-кварца. Агрегаты кремневых минералов в таких слоях часто имеют округлую форму с диаметром 0,02–0,04 мм. Возможно, такая форма обусловлена замещением остатков бактериальной природы. Редко встречаются микролинзочки с превалированием микритовой структуры, представленной кальцитом (рис. 3, Г).

Таким образом, в отдельных литотипах очевиден биогенный источник кремнезема, а также его раннедиагенетическое перераспределение.

Изученные карбонатные литотипы образованы в результате постседиментационной кальцитизации кремнистого и известково-кремнистого вещества как основной массы, так и кремневой фауны. В образцах четвертого литотипа присутствует седиментогенное известковое вещество и, предположительно, отмечены бактериальные структуры.

Палеоэкологические особенности. Кембрийские спикулярные губки представляли собой простые по строению, чрезвычайно тонкостенные формы, у которых спикулы образовывали практически один слой [Carrera, Botting, 2008]. Удлиненные, чашеобразные или пальчатые формы преобладают в средах с низкой гидродинамической активностью. Эти характеристики можно считать приспособлением фильтраторов к спокойной воде (см. обзоры [Warburton, 1960; Trammer, 1983; Palumbi, 1984; Finks, 2003b, Carrera, Botting, 2008]). Предпо-

Рис. 3. Микрофотографии литотипов: А — литотип 1 (шлиф Г_03_023_3); силицит существенно опалового состава, с редкими спикулами губок и реликтами раковин радиолярий, вторично карбонатизированный (5–7%), пиритизированный, а — николи параллельны, б — николи скрещены; увеличение 100; Б — литотип 2 (шлиф Г_03_005_01); увеличение 100, а, б — спикулит кварц-халцедоновый с фосфатными микроконкрециями, вторично неравномерно известковистый (3–10%); в, г — раковина остракоды с замещенными халцедоном стенками и монокристаллическим кальцитовым выполнением, а, в — николи параллельны, б, г — николи скрещены; В — литотип 3 (шлиф Г_05_029_2); известняк замещения микро-тонкокристаллический, пиритизированный, с микростилолитами, насыщенными ОВ, николи параллельны, увеличение 100; Г — литотип 4 (шлиф Г_03_018); известково-глинисто-кремневая порода, с редкими спикулами, радиоляриями (?) и сферами, вторично известковистая (7%) и слабодоломитистая (5%), пиритизированная; а — николи параллельны, б — николи скрещены, увеличение 25

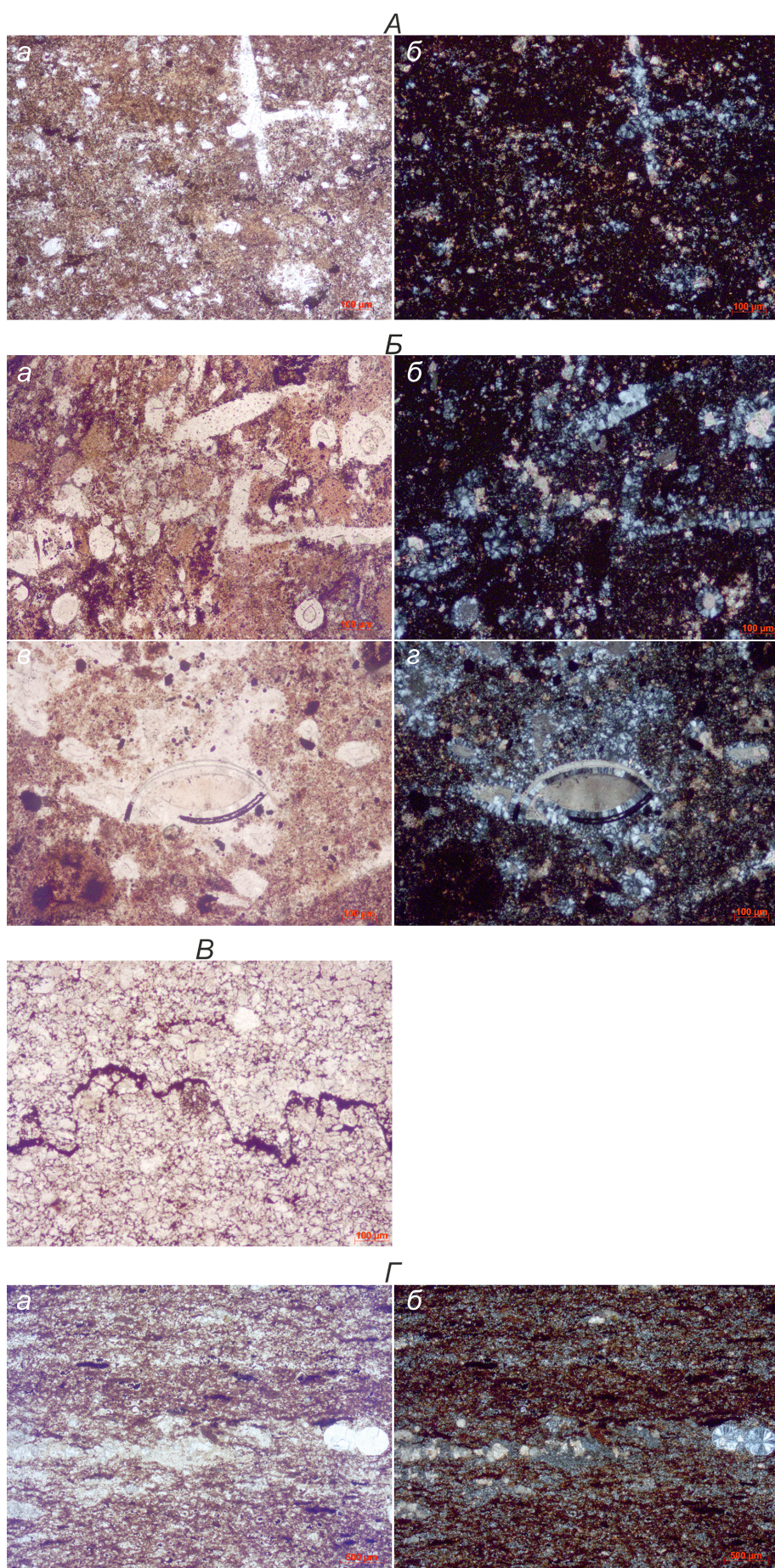


Таблица 1

Содержание главных оксидов, масс. %

Образец	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	K ₂ O	CaO	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	ппп	Σ
G03-001	87,22	3,59	0,62	<0,01	<0,01	<0,01	3,02	0,2	0,02	<0,01	4,37	99,06
G03-005-1	77,21	5,08	2,02	0,68	<0,01	0,4	4,68	0,36	0,17	0,38	8,99	100,00
G03-005-2	80,64	4,42	1,05	0,14	<0,01	<0,01	6,23	0,26	0,05	<0,01	7,18	100,00
G03-018	87,41	3,53	0,66	0,53	0,01	0,04	2,47	0,18	0,04	0,01	3,5	99,83
G03-023-3	87,04	4,17	0,98	0	<0,01	<0,01	2,45	0,22	0,02	0	5,1	100,01
G05-029-2	95,11	0,41	0,54	0,39	0,02	<0,01	0,03	<0,01	0,04	0,01	2,52	100,00

Таблица 2

Содержание элементов (ppm) в литатах иниканской свиты и отношение Ge/Si, μмоль/моль

Образец	U	Th	Rb	Cs	Sr	Ba	B	Li	Y	Nb	Ga	Zr	W	Sn	
G03-001	14,98	0,46	4,98	0,15	530,47	203,11	61,19	6,57	3,44	1,43	1,12	11,13	0,68	0,37	
G03-005-1	25,48	0,23	29,26	1,10	364,99	295,46	86,05	18,83	6,12	5,40	4,32	36,83	2,02	0,91	
G03-005-2	8,87	0,67	9,92	0,39	260,15	251,05	71,86	25,51	3,49	1,97	1,94	18,90	0,92	0,55	
G03-018	12,11	0,32	3,87	0,03	188,91	165,41	23,21	6,27	1,66	1,38	1,62	19,43	0,69	0,38	
G03-023-3	10,67	0,41	7,12	0,28	176,82	191,51	49,92	18,53	2,32	1,94	1,59	16,78	0,77	0,44	
G05-029-2	10,73	0,37	4,25	0,04	111,35	176,75	58,73	2,80	1,49	1,38	0,51	6,04	0,66	0,29	
Образец	Pb	S	Cu	Zn	Ag	Sb	Sc	Ni	Co	Cr	Mo	Ge	Tl	Bi	Ge/Si, μмоль/моль
G03-001	5,11	200,00	21,55	52,54	0,36	2,88	20,64	47,96	2,78	255,67	51,58	0,88	0,56	0,06	0,83
G03-005-1	34,27	300,00	46,39	140,26	0,75	6,76	11,78	103,79	21,23	227,75	67,96	1,53	4,10	0,26	1,64
G03-005-2	11,78	300,00	21,83	73,30	0,38	3,30	12,31	53,00	7,82	268,79	28,87	1,03	1,59	0,11	1,06
G03-018	3,20	14500,00	16,15	10,52	0,18	1,53	2,05	23,13	3,12	300,25	20,36	0,56	0,60	0,02	0,53
G03-023-3	6,32	300,00	18,58	26,98	0,24	3,06	17,08	50,71	4,07	306,07	48,27	0,76	1,73	0,06	0,72
G05-029-2	2,18	9300,00	11,55	18,63	0,16	4,49	14,63	20,44	1,67	341,95	15,47	0,42	0,08	0,04	0,36

Примечания. Последовательность расчетов (на примере образца G03-001): SiO₂ (масс. %) = 87,22 (табл. 1); Ge (ppm) = 0,88. мол. масса(Si) = 28,086 а.е.м. мол. масса(O) = 15,99 а.е.м. мол. масса(Ge) = 72,64 а.е.м.; Si (масс. %) в SiO₂ = 28,086 (Si)/(28,086(Si) + 15,99(O) · 2) · 100 = 46,76; Si (G03-001) = 0,4676 · 0,8722 · 100 = 40,78 (масс. %); Si (ppm) = 40,78 · 10 000 = 407840,72; Si (моль/л) = Si (ppm) / (мол. масса(Si) · 1000) = 14,521; Ge (μмоль/л) = Ge (ppm) / (мол. масса(Ge) · 1000) · 1 000 000 = 12,115; Ge (μмоль/л) / Si (моль/л) = 0,834 (μмоль/моль).

лагается также, что раннепалеозойские формы губок в основном зависели от бактерий, растворенного органического вещества и мелкого фитопланктона [Berquist, 1978; Vacelet, 1978; Finks, 2003a].

Геохимические факторы формирования. Образование мощных (толщина отдельных слоев до 20 см) и достаточно выдержанных по простиранию литов иниканской свиты требует большого притока кремнезема (в том числе для осаждения вышеуказанными губками и радиоляриями), что может быть следствием гидротермального привноса.

Для использования отношения Ge/Si для древних отложений, где растворился и вторично концентрировался биогенный кремнезем (с возможной миграцией между участками растворения и переосаждения), необходимо отсутствие фракционирования Si и Ge в ходе диагенеза. Н. Трибовиллар [2013] установил, что германий и кремний, растворенные в морской воде, включаются в биогенный опал без фракционирования (или с таковым в крайне незначительной степени). Он показал, что

фракционирование между губками и кремнями той же формации, возникшими в результате диагенетической перекристаллизации кремнезема, не наблюдается, а величину Ge/Si можно использовать для идентификации биогенных признаков в кремнях, где происхождение кремнезема вызывает вопросы [Tribovillard, 2013].

Величина Ge/Si в современной морской воде составляет 0,72 μмоль/моль, что значительно ниже, чем в наземных и гидротермальных флюидах (около 5 μмоль/моль), тогда как в диатомовых водорослях она составляет 0,45–0,78 μмоль/моль, 0,62–1,57 μмоль/моль в радиоляриях (радиоляритах) и 0,08–0,38 μмоль/моль у современных и ископаемых губок [Froelich et al., 1989; Mortlock et al., 1993; Tribovillard et al., 2011; Tribovillard, 2013].

Для изученных нами литов иниканской свиты характерны величины Ge/Si (μмоль/моль), близкие к таковым в морской воде, — от 0,36 до 1,64 (табл. 2), что свидетельствует об отсутствии активности гидротермальных систем вблизи рассма-

триваемой точки и прямого влияния на образование этих пород. Самое высокое значение этого отношения (1,64 $\mu\text{моль/моль}$) характерно для спикулита (образец № Г03-005-1).

При этом выявлена положительная корреляция между содержанием Ge [ppm] (а вследствие этого и величины Ge/Si) и Al_2O_3 , Fe_2O_3 , ТОС (рис. 4). Применительно к проблеме генезиса силицитов такую связь в работах [Shen et al., 2011; Dong et al., 2015; Gao et al., 2020] интерпретируют как косвенное свидетельство возможного поступления кремнезема в поровые воды из глинистых минералов в ходе трансформации смектит–иллит. Фактически же это может отражать как источник кремнезема, так и поступление Ge вместе с терригенной частью и изменение интенсивности выветривания на водосборной суше. Германию свойственно присутствие в Fe-оксигидроксидах (гематит, лимонит, гетит) [Bernstein, 1985; Bernstein, Waychunas, 1987], Ge может замещать Fe в октаэдрической позиции в оксидах Fe, сорбироваться на поверхности Fe-оксигидроксилов [Anders et al., 2003], входить во вторичные алюмосиликатные (глинистые) структуры, а при интенсивном выветривании удержание Ge вторичными оксидами Al и/или Ti может способствовать фракционированию Ge/Si [Scribner et al., 2006], что отражено в зависимостях между Ge и Al_2O_3 , Ge и Fe_2O_3 .

Связь между ОБ и Ge менее очевидна. Однако есть сведения [Pokrovski, Schott, 1998; Pokrovski, et al., 2000], что, в отличие от Si, на поведение Ge в водной среде может влиять присут-

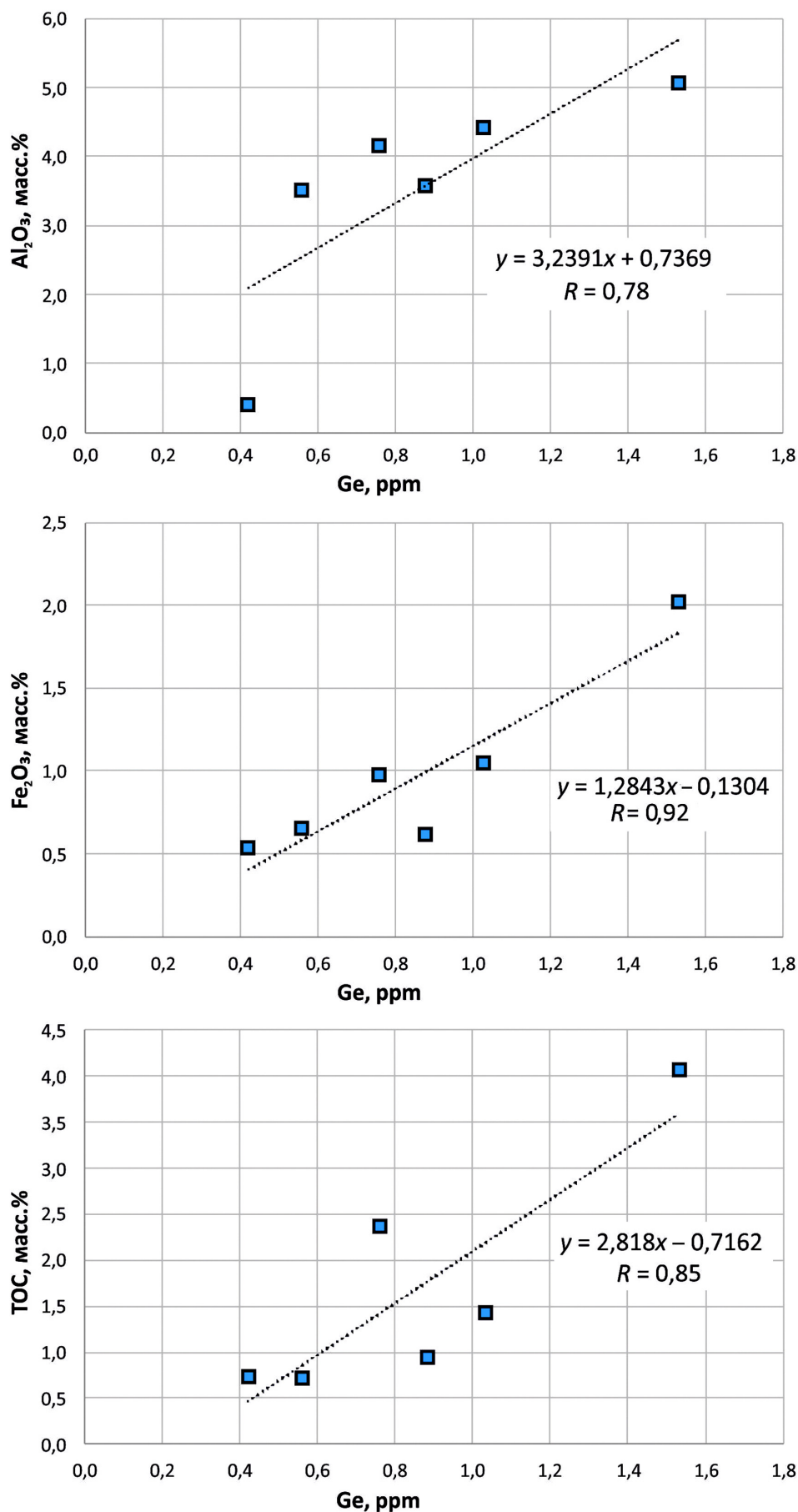


Рис. 4. Соотношение содержания Ge (ppm) и Al_2O_3 (%), Fe_2O_3 (%), ТОС (%) в лититах; R — коэффициент корреляции

ствие растворенного органического вещества — Ge образует устойчивые комплексы с карбоксильными, диортофенольными и полиспиртовыми функциональными группами, типичными для природного органического вещества (тогда как соответствующие комплексы, образованные Si, очень слабы).

Заключение. На основании изучения микроструктурных и геохимических особенностей кремнистых пород инниканской свиты установлено, что ключевая роль в их формировании принадлежит, по-видимому, кремнистым организмам — радиоляриям и губкам. Величина Ge/Si указывает на отсутствие прямого вклада гидротерм в образование лидитов в рассматриваемой части палеобассейна. Изучаемые халцедон-кварцевые породы сформировались из первично биогенного кремнезема, подвергнутого

диагенетическому перераспределению и постдиагенетическим процессам.

Причины роста биопродуктивности и/или причины массового захоронения кремнистых организмов в количестве, необходимом для формирования таких мощных кремнистых пород и ВУФ в целом, представляются темой для дальнейших исследований, так как экосистемы, порождавшие черные сланцы, могли быть как процветавшими, так и, напротив, стрессовыми [Неручев, 1982; Юдович, Кетрис, 1988] и отражать периоды значительных палеоокеанологических и палеоклиматических изменений.

Финансирование. Работа выполнена в рамках темы государственного задания FMWE-2021-0006 и Минобрнауки РФ (проект № 2019-0858).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бахтуров С.Ф. Битуминозные карбонатно-сланцевые формации Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985.

Бахтуров С.Ф., Евтушенко В.М., Переладов В.С. Куонамская битуминозная карбонатно-сланцевая формация. Новосибирск: Наука, 1988.

Волохин Ю.Г. Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1985.

Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2009.

Евтушенко В.М. О формировании кремнистых пород в кембрии восточной части Сибирской платформы // Тр. Сиб. НИИ геологии, геофизики и минер. сырья. 1978. Вып. 258. С. 45–57.

Евтушенко В.М. Условия формирования отложений доманиковского типа в кембрии Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1979. № 6. С. 8–15.

Казанский Ю.П., Казаринов В.П., Резанова Н.М. Развитие идей А.Д. Архангельского о происхождении кремнистых пород // Геология и геофизика. 1965. № 9. С. 84–92.

Левитан М.А. Биогенный кремнезем как источник вещества для образования кремней в осадках Тихого океана: Автореф. канд. дисс. М., 1975.

Левитан М.А., Донцова Е.И., Лисицын А.П., Бозданов Ю.А. Генезис кремней в осадках Тихого океана по отношению изотопов кислорода и анализу особенностей их распределения // Геохимия. 1975. № 3. С. 420–429.

Лисицын А.П., Виноградов М.С. Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их отражение в составе донных осадков // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 4. С. 5–20.

Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Изд-во ВНИГРИ, 1982. 208 с.

Пешехонов Л.В. К вопросу образования кремнистых сланцев древних толщ юго-западных отрогов Кузнецкого Алатау // Изв. Томск. политех. ин-та. 1970. Т. 185. С. 34–37.

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы: В 2 т. Т. 1. Стратиграфия / Ред. А.Э. Которович. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО РАН, 2016. 497 с.

Страхов Н.М. О некоторых вопросах геохимии кремнезема // Геохимия кремнезема. М., 1966. С. 5–8.

Фролов В.Т. Литология: Учеб. пособие. Кн. 1. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 336 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.

Anders A.M., Sletten R.S., Derry L.A., Hallet B. Germanium/silicon ratios in the Copper River Basin, Alaska: weathering and partitioning in periglacial versus glacial environments // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108. DOI: 10.1029/2003JF000026.

Bergquist P.R. Sponges. Berkeley: University of California. 1978. 268 p.

Bernstein L.R. Germanium geochemistry and mineralogy // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1985. Vol. 49, N 11. P. 2409–2422.

Bernstein L.R., Waychunas G.A. Germanium crystal chemistry in hematite and goethite from the Apex Mine, Utah, and some new data on germanium in aqueous solution and in stottite // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1987. Vol. 51. P. 623–630.

Bohrmann G., Abelman A., Gersonde R. et al. Pure siliceous ooze, a diagenetic environment for early chert formation // Geology. 1994. Vol. 22, N 3. P. 207–210.

Brengman L.A., Fedo C.M. Development of a mixed seawater-hydrothermal fluid geochemical signature during alteration of volcanic rocks in the Archean (~2.7 Ga) Abitibi Greenstone Belt, Canada // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2018. Vol. 227. P. 227–245.

Carrera M.G., Botting J.P. Evolutionary History of Cambrian Spiculate Sponges: Implications for the Cambrian Evolutionary Fauna // PALAIOS. 2008. Vol. 23, N 3. P. 124–138. DOI: 10.2110/palo.2006.p06-089r

Chen D.Z., Wang J.G., Qing H.R. et al. Hydrothermal venting activities in the Early Cambrian South China: Petrological, geochronological and stable isotopic constraints // Chem. Geol. 2009. Vol. 258. P. 168–181.

Cui H., Xiao S., Zhou C. et al. Phosphogenesis associated with the Shuram Excursion: Petrographic and geochemical observations from the Ediacaran Doushantuo Formation of South China // Sediment. Geol. 2016. Vol. 341. P. 134–146. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2016.05.008

Dong L., Shen B., Lee C.-T.A. et al. Germanium/silicon of the Ediacaran-Cambrian Laobao cherts: Implications for the bedded chert formation and paleoenvironment interpretations // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2015. Vol. 16, N 3. P. 751–763. DOI: 10.1002/2014gc005595

- Fan H.F., Wen H.J., Zhu X.K. et al. Hydrothermal activity during Ediacaran-Cambrian transition: Silicon isotopic evidence // *Precambrian Res.* 2013. Vol. 224. P. 23–35.
- Finks R.M. Paleozoic Hexactinellida: Morphology and phylogeny, // *Treatise on Invertebrate Paleontology*. P.E. Porifera (revised). Vol. 2. Geol. Soc. Amer. and University of Kansas, Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas, 2003a. P. 135–154.
- Finks R.M. Paleozoic Demospongia: Morphology and phylogeny // *Treatise on invertebrate paleontology*. P.E. Porifera (revised). Vol. 2. Geol. Soc. Amer. and University of Kansas, Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas, 2003b. P. 63–80.
- Fischer W.W., Knoll A.H. An iron shuttle for deepwater silica in Late Archean and early Paleoproterozoic iron formation // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2009. Vol. 121, N 1–2. P. 222–235.
- Froelich P.N., Hambrick G.A., Andreae M.O. et al. The geochemistry of inorganic germanium in natural waters // *J. Geophys. Res.* 1985. Vol. 90. P. 1133–1141. DOI: 10.1029/JC090iC01p01133.
- Froelich P.N., Mortlock R.A., Shemesh A. Inorganic germanium and silica in the Indian Ocean: Biological fractionation during (Ge/Si) opal formation // *Global Biogeochem. Cycles*. 1989. Vol. 3. P. 79–88. DOI: 10.1029/GB003i001p00079.
- Gao P., He Z., Lash G.G. et al. Origin of chert nodules in the Ediacaran Doushantuo Formation black shales from Yangtze Block, South China // *Marine and Petrol. Geol.* 2020. Vol. 114. 104227. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2020.104227.
- Hesse R. Origin of chert: diagenesis of biogenic siliceous sediments // *Diagenesis*. Geoscience Canada Reprint Ser. Geol. Assoc. of Canada. 1990a. P. 227–251.
- Hesse R. Silica diagenesis: origin of inorganic and replacement cherts // *Diagenesis*. Geoscience Canada Reprint Ser. Geol. Assoc. of Canada. 1990b. P. 253–275.
- Holland H.D. Metals in black shales — A reassessment // *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geologists*. 1979. Vol. 74. P. 295–314.
- Hu W.X., Kang X., Cao J. et al. Thermochemical oxidation of methane induced by high-valence metal oxides in a sedimentary basin. // *Nat. Commun.* 2018. Vol. 9. 5131. DOI: 10.1038/s41467-018-07267-x.
- Knoll A.H. Exceptional preservation of photosynthetic organisms in silicified carbonates and silicified peats // *Philosophical Transactions of the Royal Soc. B: Biol. Sci.* 1985. Vol. 311 (1148). P. 111–122. DOI: 10.1098/rstb.1985.0143.
- Kurtz A.C., Derry L.A., Chadwick O.A. Germanium-silicon fractionation in the weathering environment // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 2002. Vol. 66. P. 1525–1537.
- Li C., Yang S. Is chemical index of alteration (CIA) a reliable proxy for chemical weathering in global drainage basins? // *Amer. J. Sci.* 2010. Vol. 310, N 2. P. 111–127. DOI: 10.2475/02.2010.03.
- Loi A., Dabard M.-P. Controls of sea level fluctuations on the formation of Ordovician siliceous nodules in terrigenous offshore environments // *Sediment. Geol.* 2002. Vol. 153, N 3–4. P. 65–84. DOI: 10.1016/S0037-0738(02)00102-1.
- Maliva R.G. Silicification in the Belt Supergroup (Mesoproterozoic), Glacier National Park, Montana, USA // *Sediment.* 2001. Vol. 48. P. 887–896.
- Maliva R.G., Knoll A.H., Siever R. Secular change in chert distribution: A reflection of evolving biological participation in the silica cycle // *Palaios*. 1989. Vol. 4, N. 6. P. 519–532. DOI: 10.2307/3514743.
- Maliva R.G., Knoll A.H., Simonson B.M. Secular change in the Precambrian silica cycle: Insights from chert petrology // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2005. Vol. 117, N 7–8. P. 835–845. DOI: 10.1130/B25555.1.
- Mortlock R.A., Froelich P.N. Continental weathering of germanium: In the global river discharge // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1987. Vol. 51, N 8. P. 2075–2082.
- Mortlock R.A., Froelich P.N., Feely R.A. et al. Silica and germanium in Pacific Ocean hydrothermal vents and plumes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. Vol. 119. P. 365–378.
- Murray R., Jones D., Brink M. Diagenetic formation of bedded chert: Evidence from chemistry of the chert-shale couplet // *Geology*. 1992. Vol. 20, N 3. P. 271–274.
- Niewöhner C., Hensen C., Kasten S. et al. Deep sulfate reduction completely mediated by anaerobic methane oxidation in sediments of the upwelling area off Namibia // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1998. Vol. 62, N 3. P. 455–464. DOI: 10.1016/S0016-7037(98)00055-6.
- Palumbi S. Tactics of acclimation: Morphological changes of sponges in an unpredictable environment // *Science*. 1984. Vol. 225. P. 1478–1480.
- Pokrovski G.S., Martin F., Hazemann J.-L., Schott, J. An X-ray absorption fine structure spectroscopy study of germanium-organic ligand complexes in aqueous solution // *Chem. Geol.* 2000. Vol. 163, N 1–4. P. 151–165. DOI: 10.1016/S0009-2541(99)00102-3.
- Pokrovski G.S., Schott J. Experimental study of the complexation of silicon and germanium with aqueous organic species: implications for Ge and Si transport and Ge/Si ratio in natural waters // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1998. Vol. 62. P. 3413–3428.
- Raiswell R., Fisher Q. J. Mudrock-hosted carbonate concretions: a review of growth mechanisms and their influence on chemical and isotopic composition // *J. Geol. Soc.* 2000. Vol. 157, N 1. P. 239–251. DOI: 10.1144/jgs.157.1.239.
- Ramseyer K., Amthor J.E., Matter A. et al. Primary silica precipitate at the Precambrian/Cambrian boundary in the South Oman Salt Basin, Sultanate of Oman // *Marine and Petrol. Geol.* 2013. Vol. 39, N 1. P. 187–197. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2012.08.0.
- Riding R. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms // *Sedimentology*. 2000. Vol. 47. P. 179–214. DOI: 10.1046/j.1365-3091.2000.00003.x.
- Scribner A.M., Kurtz A.C., Chadwick O.A. Germanium sequestration by soil: Targeting the roles of secondary clays and Fe-oxyhydroxides // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2006. Vol. 243, N 3–4. P. 760–770. DOI: 10.1016/j.epsl.2006.01.051.
- Shen B., Lee C.-T.A., Xiao S. Germanium/silica ratios in diagenetic chert nodules from the Ediacaran Doushantuo Formation, South China // *Chem. Geol.* 2011. Vol. 280, N 3–4. P. 323–335. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2010.11.019.
- Shen B., Ma H., Ye H. et al. Hydrothermal origin of syn-depositional chert bands and nodules in the Mesoproterozoic Wumishan Formation: Implications for the evolution of Mesoproterozoic cratonic basin, North China // *Precambrian Res.* 2018. Vol. 310. P. 213–228.
- Siever R. The silica cycle in the Precambrian // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1992. Vol. 56. P. 3265–3272.
- Stefurak E.J.T., Lowe D.R., Zentner D., Fischer W.W. Sedimentology and geochemistry of Archean silica granules // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2015. B31181.1. DOI: 10.1130/b31181.1.
- Trammer J. The relation of the morphological type of a sponge to water turbulence // *Speculations in Science and Technology, Lausanne*. 1983. Vol. 6. P. 143–146.
- Treguer P., Nelson D.M., van Bennekom A.J. et al. The silica balance in the world ocean: A reestimate // *Science*. 1995. Vol. 268, N 5209. P. 375–379.

Tribovillard N. The Ge/Si ratio as a tool to recognize biogenic silica in chert. // *Comptes Rendus Geosci.* 2013. Vol. 345. P. 160–165.

Tribovillard N., Bout-Roumazielles V., Riboulleau A. et al. Transfer of germanium to marine sediments: Insights from its accumulation in radiolarites and authigenic capture under reducing conditions. Some examples through geological ages // *Chem. Geol.* 2011. Vol. 282. P. 20–130.

Vacelet J. La place de spongiaires dans les systemes trophiques marins // *Biologie des spongiaires: Colloques Internat. du Centre National de la Recherche Scientifique. Actes* 291. Paris, 1978. P. 259–270.

van den Boorn S.H.J.M., van Bergen M.J., Vroon P.Z. et al. Silicon isotope and trace element constraints on the origin of 3.5 Ga cherts: Implications for Early Archaean marine environments // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 2010. Vol. 74, N 3. P. 1077–1103.

Wang J.G., Chen D.Z., Wang D. et al. Petrology and geochemistry of chert on the marginal zone of Yangtze Platform, western Hunan, South China, during the Ediacaran–Cambrian transition // *Sedimentology.* 2012. Vol. 59. P. 809–829.

Warburton F. Influence of currents on form of sponges // *Science.* 1960. Vol. 132. P. 89.

Zhang H., Fan H., Wen H. et al. Oceanic chemistry recorded by cherts during the early Cambrian Explosion, South China // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 2020. Vol. 109961. DOI: 10.1016/j.palaeo.2020.109961

Zhou X., Chen D., Zhang L. et al. Silica — rich seawater in the early Cambrian: Sedimentological evidence from bedded cherts // *Terra Nova.* 2021. Vol. 33, N 5. P. 494–501. DOI: 10.1111/ter.12541.

Статья поступила в редакцию 20.10.2022,
одобрена после рецензирования 26.10.2022,
принята к публикации 26.01.2023