

УДК 552.5+553.983+550.4+551.732+571.5

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И ЛИТОХИМИЯ НИЖНЕ- И СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИХ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ ИЗ РАЗРЕЗОВ РЕКИ ЮДОМА (Сибирская платформа)

С.В. Сараев, Т.М. Парфенова✉, А.С. Ганашилин, И.В. Коровников

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Поступила в редакцию: 11.03.2025

Принята в печать: 21.04.2025

Опубликована онлайн: 24.04.2025

DOI: [10.15372/GiG2025125](https://doi.org/10.15372/GiG2025125)

EDN: WGEUOP

Ссылка для цитирования:

Сараев С.В., Парфенова Т.М., Ганашилин А.С., Коровников И.В. (2025).

Седиментология и литохимия ниже- и среднекембрийских углеродсодержащих отложений из разрезов реки Юдома (Сибирская платформа) // Геология и геофизика, т. 66, № 8, с. 955–975, DOI: [10.15372/GiG2025125](https://doi.org/10.15372/GiG2025125), EDN: WGEUOP.

© С.В. Сараев, Т.М. Парфенова, А.С. Ганашилин, И.В. Коровников, 2025

✉ E-mail: parfenovatm@ipgg.sbras.ru

На основе новых седиментологических, литохимических и биостратиграфических данных охарактеризован представительный разрез иниканской свиты, входящей в куонамский комплекс нижнего и среднего кембрия Сибирской платформы. С помощью комплексного подхода (текстуальный анализ, изучение геохимии породообразующих оксидов и органического углерода, литохимические пере-счеты, оптико-петрографические и рентгеноструктурные исследования) предложена классификация углеродсодержащих пород иниканской и чайской свит, позволившая уточнить строение общего разреза и условия образования кембрийских отложений. Впервые установлено широкое влияние процессов синхронного вулканизма на осадконакопление при формировании куонамского комплекса на юго-востоке Сибирской платформы. Приведено распространение в разрезе палеосейсмических брекчий, горизонты которых представляют собой хорошие региональные стратиграфические маркеры. Выявлены ограничения в использовании модуля Страхова и показателя индекса химического выветривания (CIA) Несбита–Янга при характеристике условий осадконакопления доманикоидов.

Нижний и средний кембрий, керогенсодержащие породы, седиментология, литохимия, обстановки осадконакопления, Сибирская платформа

ВВЕДЕНИЕ

Объектом исследования послужили пестроцветная, иниканская и чайская свиты кембрия в разрезах по р. Юдома. Ниже- и среднекембрийские отложения Сибирской платформы в соответствии с преобладанием определенных типов разрезов относятся к трем фаціальным регионам. На западе выделяется Турухано-Иркутско-Олекминский регион (лагунно-шельфовые обстановки с преобладанием отложений эвапоритового типа), на востоке – Юдомо-Оленекский регион с господством обстановок открытого моря (кремнисто-глинисто-карбонатные отложения доманикового типа) и разделяющий их переходный регион – Анабаро-Синский с преобладанием мелко-водно-морских карбонатных отложений с органогенными постройками [Конторович, Савицкий, 1970; Решения..., 1983; Сухов и др., 2016]. Толщи доманикового типа, к которым относятся куонамская, иниканская, шумнинская и синская свиты, выделены в куонамский комплекс отложений [Конторович, Савицкий, 1970]. На западной окраине Сибирской платформы (левобережье р. Енисей) в разрезах скважин Восток-1 и Восток-3 установлена пайдугинская свита, по возрасту и характеру отложений соответствующая куонамскому комплексу [Конторович и др., 2008а, 2008б; Сараев и др., 2013; Сараев, 2018]. Юдомо-Оленекский регион подразделяется на Оленек-

скую и Юдомо-Майскую области, основным опорным разрезом последней является разрез по р. Юдома (рис. 1). Он впервые был изучен В.Е. Савицким и соавторами [Савицкий и др., 1972].

В работе [Сухов и др., 2016] приведен исчерпывающий обзор истории исследований куонамского комплекса, включая пайдугинскую свиту в Предъенисейском осадочном бассейне. Известно, что породы черносланцевого кембрийского комплекса рассматривают в качестве потенциально нефтегазоматеринских и как ресурс углеводородного (УВ), минерального сырья [Савицкий и др., 1972; Геология..., 1981; Каширцев, 2003; Соболев, 2020; Ярославцева и др., 2024; и др.]. Анализ изменения обстановок седиментации, условий формирования обогащенных и обедненных органическим веществом (ОВ) отложений нижнего и среднего кембрия на территории востока Сибирской платформы обсуждается и остается актуальным [Парфенова, 2018; Вараксина, 2024; Коровников и др., 2024; Меренкова и др., 2024; и др.].

Цель настоящей работы – дать детальную структурно-текстурную и литохимическую характеристику пород иниканской и чайской свит кембрия, наблюдаемых по берегам р. Юдома (Алдано-Майская впадина, юго-восток Сибирской платформы), оценить влияние синхронного осадконакоплению вулканизма на состав и фаціальные особенности изучаемых отложений.

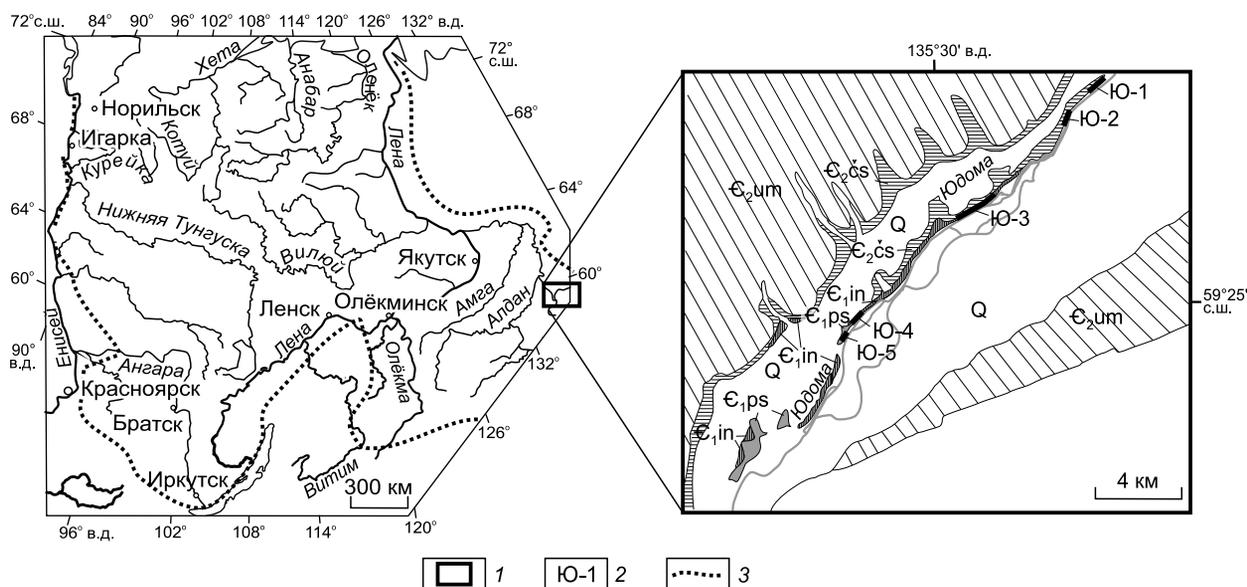


Рис. 1. Расположение изученных разрезов (использован фрагмент геологической карты N-53-IV) [Карта..., 1970]. 1 – район работ; 2 – номер разреза; 3 – граница Сибирской платформы. Свиты: E_{2um} – усть-майская, E_{2cs} – чайская, E_{1ps} – пестроцветная, E_{1in} – иниканская; Q – четвертичные отложения.

МАТЕРИАЛЫ, МЕТОДЫ

В 2018 г. разрез р. Юдома (см. рис. 1) изучался группой сотрудников ИНГГ СО РАН, в которую входят авторы статьи. За основу расчленения иниканской свиты на пачки взята работа [Савицкий и др., 1972]. В пачках, выделенных предшественниками, приведены обширные списки фауны. В предлагаемой статье предприняты попытки сохранения их границ (они описаны под одними номерами). Вторая, пятая и шестая, седьмая, восьмая пачки иниканской свиты отнесены к маркирующим горизонтам куонамского комплекса: соответственно, к бороулахскому, амыдайскому, малокуонамскому и маспакыйскому (рис. 2).

Собрана коллекция ископаемых остатков организмов из 33 уровней (см. рис. 2). Проведены биостратиграфические исследования. На основе новых находок, а также анализа опубликованных данных изученные участки разреза сопоставлены с ярусами и зонами по трилобитам Общей стратиграфической шкалы России.

Использованный в статье аналитический материал получен методами рентгенофлуоресцентного (РФА, 98 образцов) (дополнительные материалы, Table S1, <https://elibrary.ru/item.asp?id=80659577>), рентгеноструктурного и силикатного анализов дробленых до 0.25 мм пород (лаборатория физико-химических исследований керна и пластовых флюидов ИНГГ СО РАН, к.х.н. И.С. Король; Аналитический центр ИГМ СО РАН, аналитики Л.А. Горчунова, И.М. Фоминых). Определено содержание органического углерода (C_{org}) в породах (94 образца) (лаборатория геохимии нефти и газа ИНГГ СО РАН, аналитик Т.В. Григорьева). Для этого образцы пород обрабатывали 10 %-й соляной

кислотой до получения нерастворимого остатка (НО). Содержания C_{org} в породах определяли методом сжигания в кислороде проб НО на экспресс-анализаторе АН-7529.

При седиментационной характеристике разрезов (см. рис. 2) использовались комплексные подходы к выделению литотипов пород и их генетической интерпретации. В полевой обстановке в тонкослоистой толще при изменяющихся содержаниях в составе пород тонкодисперсных компонентов (кальцита, доломита, глинистого, кремнистого, углеродистого вещества, а также примеси алевроитовой силикокластики) трудно добиться единообразной характеристики разреза, совпадающей с литологическим описанием предшественников. Для уточнения минерального состава пород применялась методика литохимического пересчета химических анализов на минеральный состав, предложенная О.М. Розеном [Розен, 1975; Розен, Нистратов, 1984]. Комплексный анализ результатов литохимических пересчетов, петрографических, рентгеноструктурных исследований привел к объективно обоснованным выводам о минеральном составе ранее выделенных пачек разреза и литотипов иниканской, чайской и пестроцветной свит.

Подходы к классификации сложных по составу осадочных пород с высоким содержанием ОВ неоднократно обсуждались в отечественной и зарубежной литературе. Разработки большого коллектива ведущих отечественных литологов в отношении классификации осадочных пород смешанного состава [Систематика..., 1998], а также опыт петрохимической классификации пород высокоуглеродистой баженновской свиты с использованием пересчетов химиче-

Классификационные критерии, принятые для пород нижнего и среднего кембрия из разреза по р. Юдома с использованием работ [Савицкий и др., 1972; Сараев, 1987; Систематика..., 1998; Конторович и др., 2016]

Монолитические породы (монолититы)

Основной компонент 95–100 %

Название: существительное (известняк, силицит, доломит и т.д.).

Идиолитические породы [Систематика..., 1998] (идиолиты)

Основной компонент 50–95 %

| | |
|--|--|
| Идиолиты I типа Второстепенный компонент (сумма компонентов) – 25–50 % Название: существительное (основной компонент) + прилагательное (второстепенный компонент) с окончанием «-ый» (либо с наречием «сильно»), с указанием % | Идиолиты II типа Второстепенный компонент (сумма компонентов) – 5–25 % Название: существительное (основной компонент) + прилагательное (-ые) с окончанием «-истый» (либо с наречием «слабо»), с указанием % Для пород с вышекларковым содержанием $C_{орг}$ сделано исключение: к «слабо керогеновым» породам отнесены с содержанием $C_{орг}$ 5–10 %, к «керогеновым» породам – с $C_{орг} > 10$ % Следуя рекомендации А.Э. Конторовича с соавторами [Савицкий и др., 1972, с. 90] для пород куонамской и иниканской свит, содержащих от 1 до 5 % $C_{орг}$, указывается, что они «обогащены органическим веществом» (керогеном) |
|--|--|

Микститовые породы (микститы, микстолиты)

Ни один из компонентов не достигает 50 %

Название: прилагательные с указанием содержания компонентов в %

ского состава на минеральный состав [Сараев, 1987; Конторович и др., 2016] предлагается применить и в разработке количественных критериев классификации пород куонамского комплекса (куонамская, иниканская, шумнинская, пайдугинская свиты). Для выделения разновидностей пород с содержаниями $C_{орг}$ выше кларковых значений также следует учитывать рекомендации первых исследователей иниканской свиты на р. Юдома [Савицкий и др., 1972]. Согласно предложенным критериям (таблица), проведена классификация проанализированных образцов пород из разрезов кембрия по р. Юдома. Классификация использовалась для более строгого определения литотипов в легенде к литологическим колонкам (см. рис. 2) и уточнения количественного минерального состава выделенных пачек разреза.

Содержание ОВ, окрашивающего породу в черный и темно-коричневый цвет, в большинстве пород иниканской свиты в описываемом разрезе превышает его кларк в осадочных породах (0.62 %) [Вассоевич, 1972]. В случае отсутствия аналитических данных предлагается относить их к керогенсодержащим породам.

При изучении разреза была предпринята более детальная седиментологическая характеристика кембрийских отложений. Так, первые исследователи иниканской свиты на р. Юдома [Савицкий и др., 1972] не выделяют своеобразные конгломератовидные известняки (палеосеймиты), типичные для бассейновых карбонатных фаций, а также конкреционные горизонты, карбонатные турбидиты, пепловые прослои и другие важные для фациальной интерпретации разреза генотипы.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА, СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В описании сводного разреза ниже- и среднекембрийских отложений по р. Юдома (см. рис. 1) приво-

дятся главным образом новые, впервые установленные седиментационные черты отложений, современная биостратиграфическая привязка к зонам по трилобитам и ярусам [Сухов и др., 2016], распределение $C_{орг}$ в породах (см. рис. 2). Результаты палеонтологического исследования новых находок макрофауны позволили выполнить корреляцию видимых участков разрезов (Ю-1–Ю-5) пестроцветной, иниканской и чайской свит.

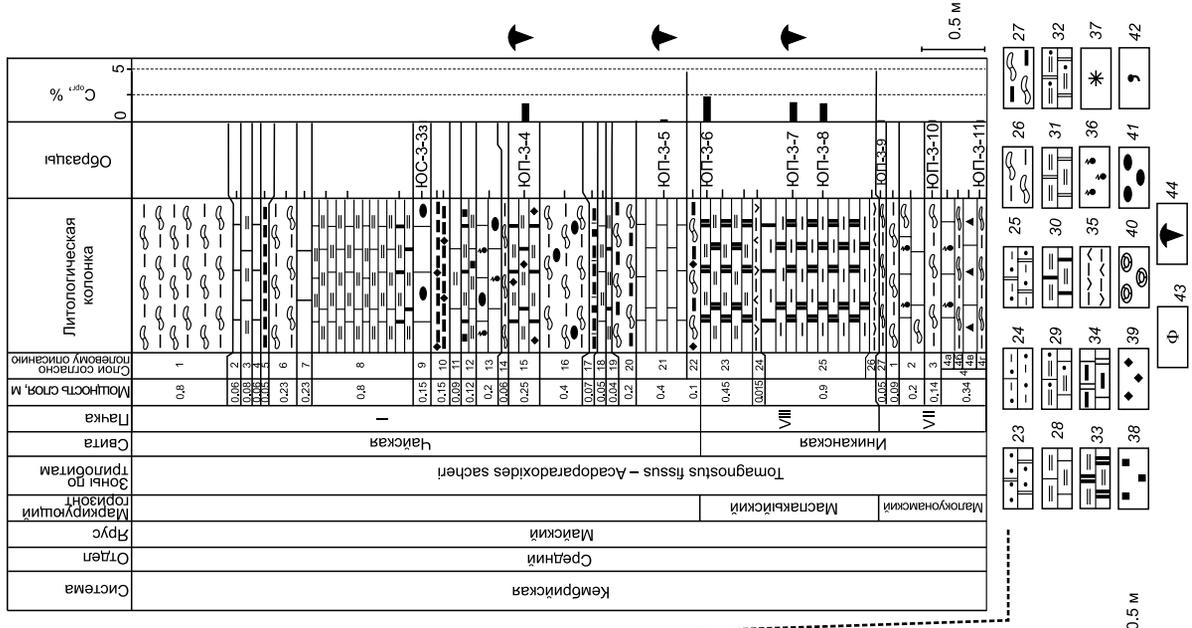
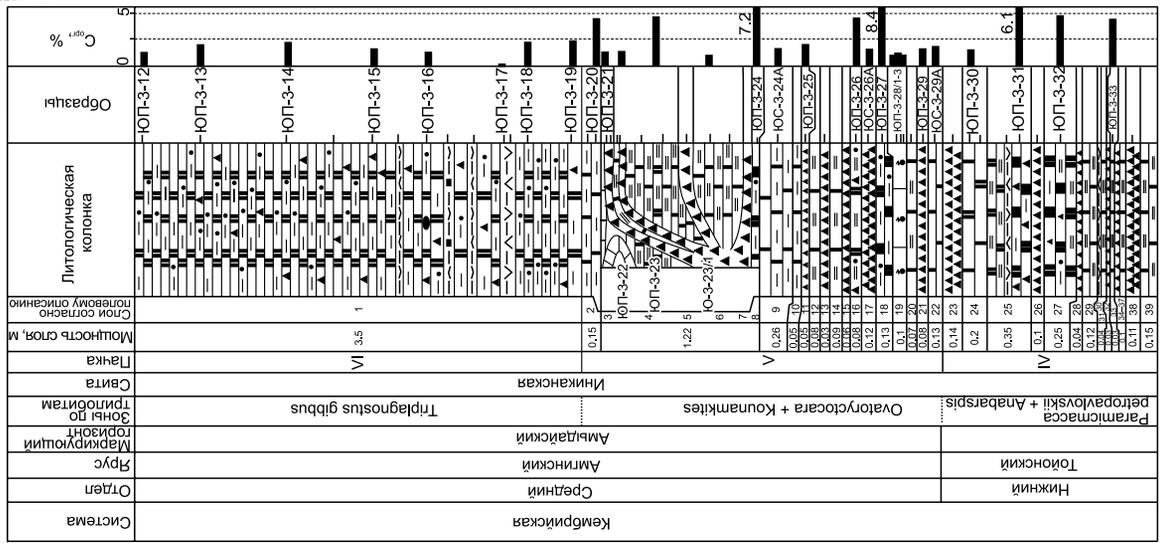
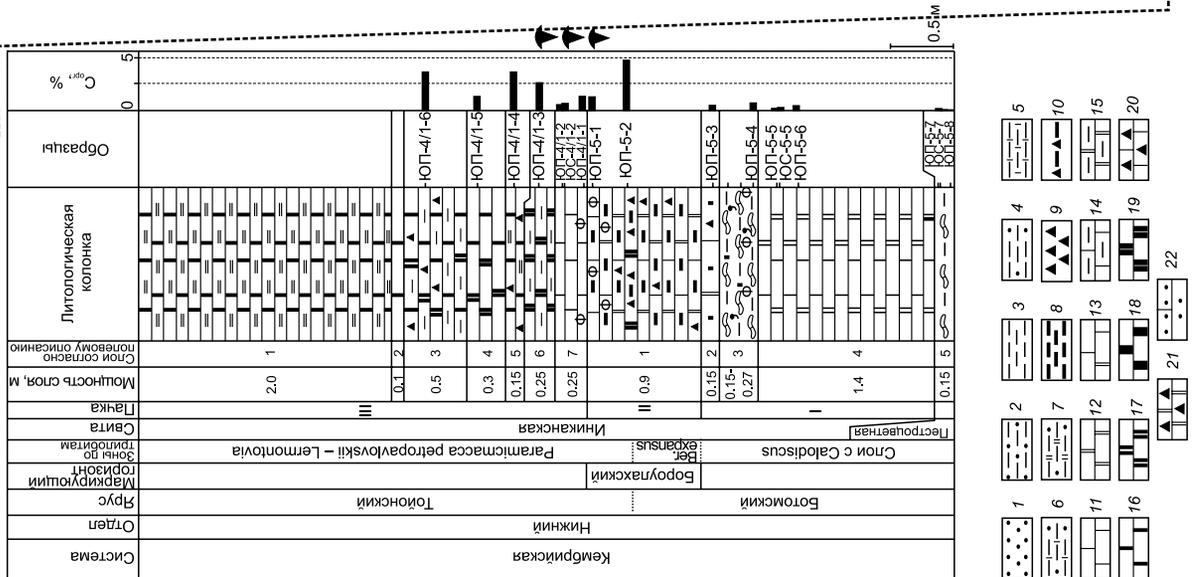
Пестроцветная свита вскрывается на правом берегу р. Юдома в обн. Ю-5 и продолжении его вниз по течению р. Юдома после задернованного участка (см. рис. 1, 2).

В обнажении Ю-5 наблюдается контакт иниканской и пестроцветной свит и первый (сверху) слой последней, представленный конгломератовидными известняками. В тектонически нарушенном обнажении ниже по течению реки повторно вскрывается верхняя граница пестроцветной свиты и верхняя ее часть общей мощностью около 13 м. Здесь обнажается толща светло-серых известняков средне- и толстоплитчатых с прослоями красноцветных глинистых известняков и конгломератовидных известняков с пестроцветным цементом (вишнево-красным, зеленым). Отмечаются признаки оглеения пород (развитие зеленой окраски по красноцветным отложениям под влиянием природных восстановителей (растворов, газов)). В этой части обнажения отдельные границы между пакетами слоев могут иметь тектонический характер и не соответствовать стратиграфической последовательности.

Петрографическое исследование пород пестроцветной свиты показало, что матрикс конгломератовидных известняков представлен доломитистым известняком с обилием скелетного детрита (фрагменты карбонатных и хитиновых раковин, трилобитов, спикул). Примесь неравномерно распределенного глини-

6

Итинская свита, правый берег р. Юдома



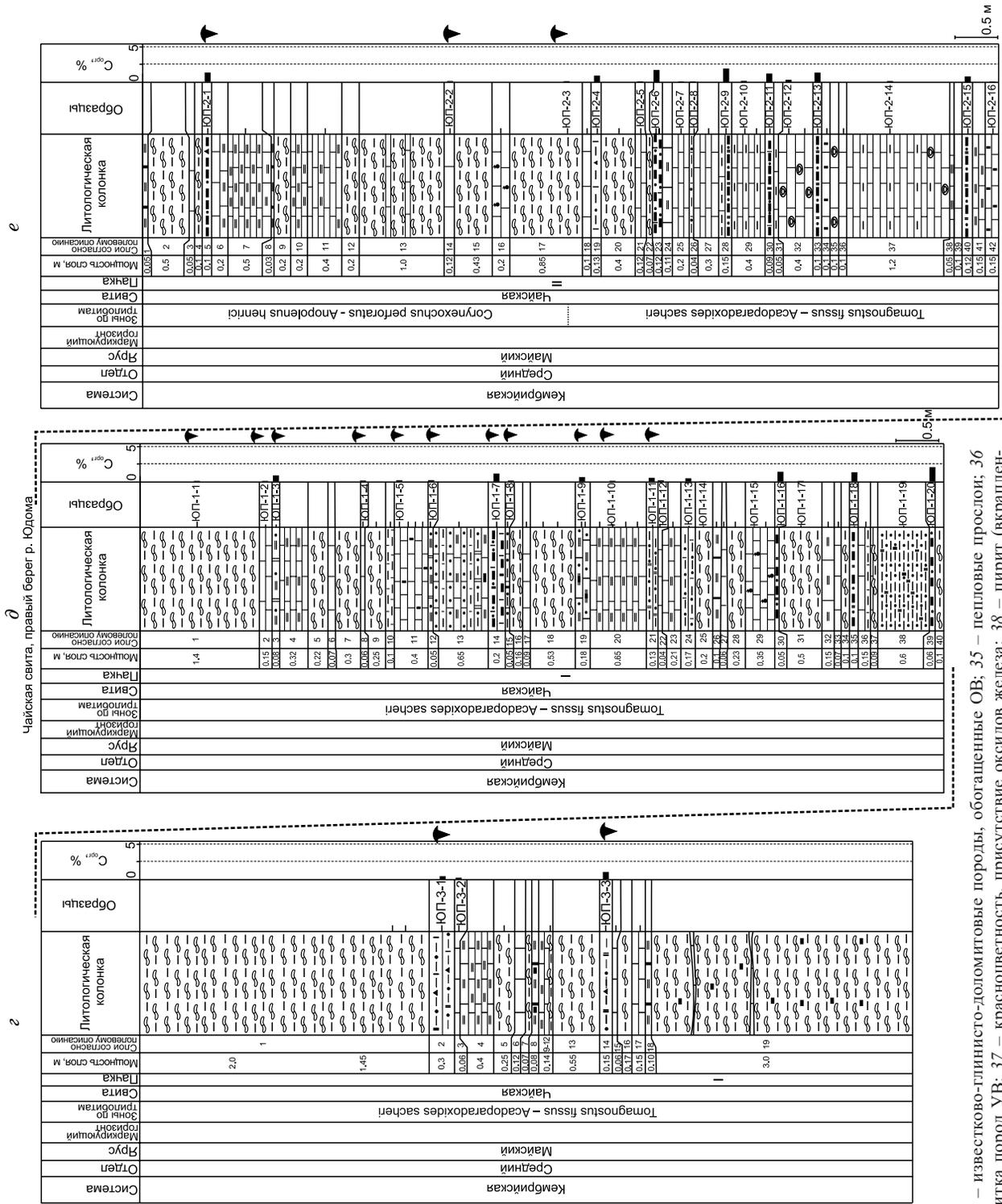


Рис. 2. Литолого-стратиграфические колонки и распределение $C_{орг}$ в породах разрезов нижнего и среднего кембрия р. Юдома. a – Ю-4 и Ю-5; b – Ю-3; d – Ю-1; e – Ю-2. 1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты; 4 – алевроаргиллиты; 5 – аргиллиты известковистые; 6 – алевроаргиллиты известковистые, извест-гиллиты известковистые, извест-кочевы; 7 – алевроаргиллиты доломитистые, доломитовые; 8 – аргиллиты углеродсодержащие; 9 – силлициты; 10 – силлициты слабо керогеновые; 11 – извест-няки; 12 – доломиты; 13 – доломитовые породы; 14 – митонизвестковые породы; 15 – известняки слабоглинистые; 16 – известняки, обогащенные ОВ; 17 – доломиты, обогащенные ОВ; 18 – известняки слабо керогеновые; 19 – доломиты слабо керогеновые; 20 – известняки кремнистые; 21 – доломиты кремнистые; 22 – известняки песчаные, песчаные; 23 – доломиты известняки алевроитовые, алевроитовые; 24 – извест-няки конгломератовидные с карбонатно-глинистым матриксом (палеосеймиты); 27 – известняки конгломератовидные с известково-глинистым керогеносодержащим матриксом; 28 – известняки глинистые; 29 – известняки глинистые, обогащенные ОВ; 30 – известняки глинистые; 31 – доломиты глинистые; 32 – доломиты глинистые алевроитовые, алевроитовые; 33 – доломиты глинистые, обогащенные ОВ; 34 – известково-глинисто-доломитовые породы, обогащенные ОВ; 35 – пеллоеве прослои; 36 – вторичная битуминозность, пропитка пород УВ; 37 – красноцветность, присутствие оксидов железа; 38 – пирит (вкрапленность, слои и прожилки); 39 – сфалерит (вкрапленность, сегрегации); 40 – карбонатные конкреции; 41 – пиритовые конкреции; 42 – глауконит; 43 – апатит; 44 – находки фауны.

Чайская свита, правый берег р. Юдома.

2

е

3

4

стого вещества и песчано-алевритовой силикокластики (преобладает кварц, встречаются ожелезненные, пиритизированные литокласты вулканических пород) составляет 10–20 %. Развита тонкая сыпь и сегрегации (около 3 мм) пирита. Содержание НО составляет около 23 %, $S_{\text{орг}}$ – 0.19 %. Седиментационные будины («обломки») в составе конгломератовид-

ных известняков сложены более чистым известняком.

Иниканская свита изучена в обнажениях Ю-3, Ю-4, Ю-5 на правом берегу р. Юдома в ее нижнем течении между впадением ключей Юченех и Суорболах (см. рис. 1). Она расчленяется на восемь пачек (см. рис. 2, а–в; 3).



Рис. 3. Фрагменты разреза иниканской и чайской свит в нижнем течении р. Юдома. Масштабная линейка 5 см. а – иниканская свита, разрез Ю-5, 1–3 пачки; б – иниканская свита, разрез Ю-5, пачка 1, конгломератовидные известняки с резким преобладанием глинисто-известкового матрикса; в – иниканская свита, разрез Ю-3, пачка 5, в верхней половине – два слоя силицитов (нижний тупо выклинивается в направлении линейки), линейка расположена в пределах слоя мергелей; г – иниканская свита, разрез Ю-3, пачка 5, слой крупнокристаллического известняка (рядом с линейкой), видна неравномерная пропитка известняка битуминозным веществом и усиление пористости к центру слоя; д – иниканская свита, разрез Ю-3, пачка 7 (малокуюнамский маркирующий горизонт), в центре – конгломератовидные известняки, ниже – известняки без примеси глинистого вещества; е – чайская свита, разрез Ю-2, пачка 2, крупные конкреции карбонатного состава (у уреза воды).

Первая пачка обнажается в разрезе Ю-5 (1.85 м). В нижней части (1.4 м) сложена переслаивающимися темно-серыми, черными известняками и доломитами. Известняки тонко- и мелкообломочные слабоглинистые, реже слабоскремнистые с многочислен-

ными фрагментами трилобитов (рис. 4, а), карбонатных спикул, хиолитов, раковин брахиопод, с тонкой вкрапленностью пирита. Силикокластика сложена алевритовыми и тонкопесчаными обломками полевых шпатов и кварца угловатой, реже полуокатанной

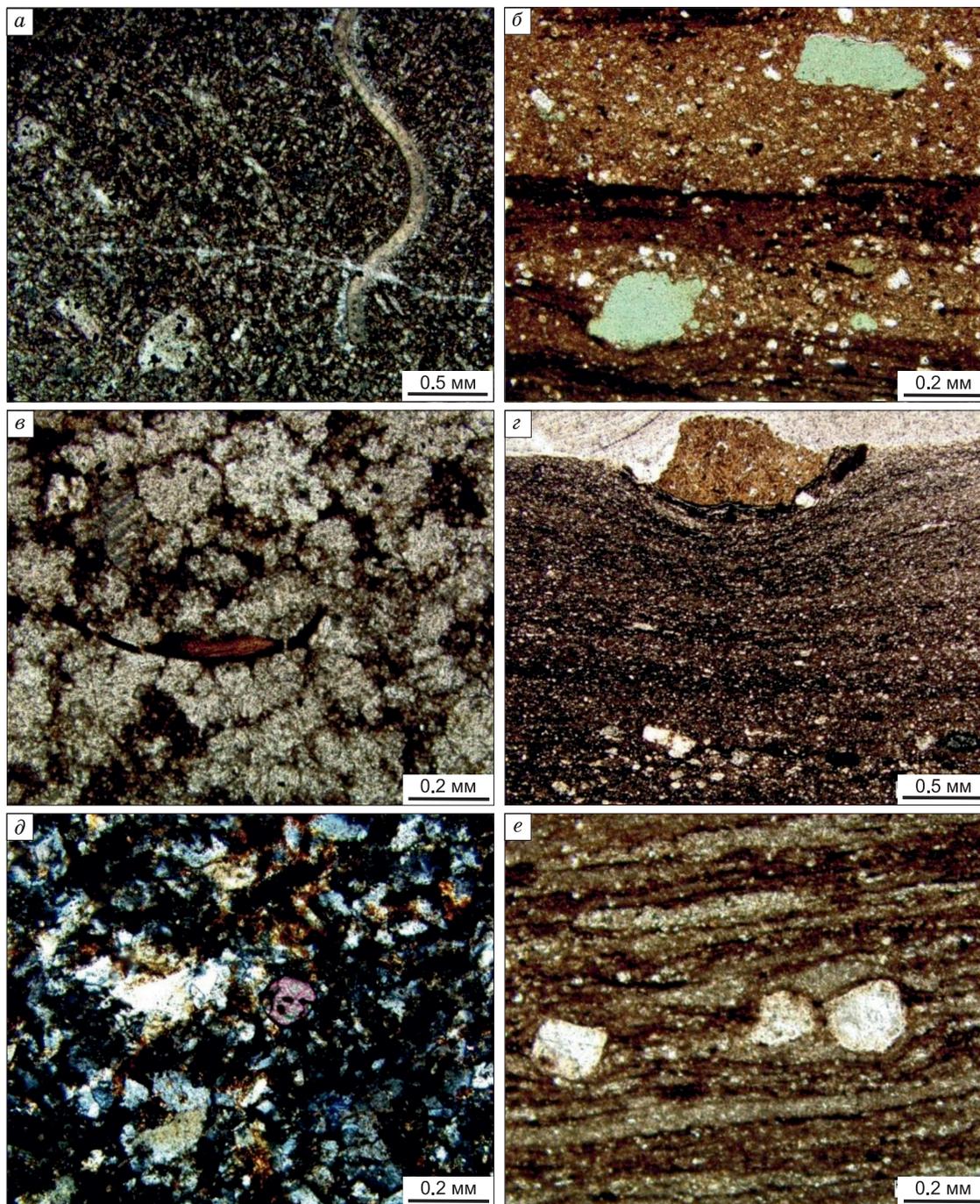


Рис. 4. Микрولитотипы кембрийских пород из разрезов р. Юдома. а – иниканская свита, разрез Ю-5, пачка 1, кальцисилит мелкозернистый с фрагментом скелета трилобитов, внизу крупное зерно пирокластики, николи ×; б – иниканская свита, разрез Ю-5, пачка 1, матрикс конгломератовидных известняков, содержащий глауконит, развивающийся по ортоклазу, николи ||; в – иниканская свита, разрез Ю-4, пачка 3, кристаллический известняк, в центре фрагмент панциря трилобита (хитинит), николи ||; г – иниканская свита, разрез Ю-3, пачка 4, кальцисилит с градационной слоистостью, вверху пирокласт фельзита (желтый цвет), николи ||; д – иниканская свита, разрез Ю-3, пачка 6, щелочной кристаллокластический тефроид, преобладает ортоклаз, в центре зерно циркона, николи ×; е – чайская свита, разрез Ю-2, пачка 2, карбонатно-алеврито-глинистая обогащенная керогеном порода (C_{org} 1.76 %) с выдержанным горизонтом пирокластов ортоклаза, николи ||.

формы. Прослой доломитов представлены средне- и крупнозернистыми разностями слабоглинистыми, реже слабокремнистыми с включением доломитизированных остатков фауны. В верхней части (0.45 м) пачка сложена конгломератовидными известняками с преобладанием карбонатно-глинистого матрикса над седиментационными будинами (обломками) лепешковидной формы. В составе матрикса встречается глауконит (см. рис. 4, б), развивающийся по ортоклазу, и выделения аморфного фосфатного вещества. Медианное содержание $C_{орг}$ в пачке составляет 0.44 % (от 0.33 до 0.72 %).

Вторая пачка (0.9 м), отвечающая бороулахскому маркирующему горизонту, сложена черными известково-глинисто-кремнистыми и керогенсодержащими тонко- и параллельнослойчатыми доломитами. В них иногда встречаются мелкие обломки углеродсодержащих кремнистых пород аморфного строения, кремнистых спикул с центральными каналами, заполненными черным углеродистым веществом и пиритом. Две пробы показали содержания $C_{орг}$ 1.22 и 4.78 %. Вторичные преобразования толщи привели к появлению выдержанных по простиранию своеобразных тонких согласных прослоев крупнокристаллических известняков, пропитанных коричневым битуминозным веществом. Постепенные переходы этих прослоев к вышеописанным первичным породам, сохранение реликтов первичного строения в их кристаллической массе свидетельствуют об их постседиментационном происхождении и избирательной послышной перекристаллизации.

Третья пачка (видимая мощность 3.55 м) вскрывается в разрезе Ю-4. Она сложена переслаивающимися черными глинистыми тонкообломочными известняками и доломитами, а также сравнительно чистыми их прослоями.

Содержание НО изменяется от 33 до 55 %. Среднеалевритовый размер карбонатных обломков лишь изредка сменяется крупноалевритовой и песчаной фракцией. Встречаются окатанные обломки пелитоморфного доломита, а также кремнисто-доломитовых пород. В литотипе характерно устойчиво повышенное содержание $C_{орг}$ (от 2.6 до 3.7 %), что позволяет отнести его к типу пород, обогащенных ОВ. Среди включений в породе отмечаются редкие остатки мелких раковин, трилобитов, кремнистых спикул и уплощенных частиц кремней (деформированные радиолярии?). Микрослойчатость – параллельная, градационная, выражена неотчетливо. ОВ заполняет межзерновое пространство, а также концентрируется в уплощенных прерывистых микростилолитах.

Черные тонкообломочные известняки слагают слои мощностью от 0.1 до 0.3 м, в качестве примеси они содержат глинистое и кремнистое вещество, содержание $C_{орг}$ составляет около 1.2 %.

В переслаивании встречен один выдержанный прослой 0.25 м крупнокристаллических пористых

черных известняков. Редкие остатки раковин и трилобитов (см. рис. 4, в), а также реликты структур и микротекстур вмещающих пород свидетельствуют о вторичном метасоматическом происхождении подобного литотипа. ОВ в их составе может иметь миграционную природу. В самой нижней части пачки обнаружена фосфатная минерализация.

Четвертая пачка (видимая мощность 1.5 м) обнажается в разрезе Ю-3. Она представлена только верхней половиной (нижняя часть пачки была недоступна для изучения из-за высокого уровня воды в р. Юдома). Пачка сложена частым чередованием слоев черных глинисто-карбонатных пород (55 % от общей мощности), черных кремней (32 %), черных известняков (13 %). К редким относятся два пепловых глинизированных и обохренных прослоя мощностью в первые сантиметры. Прослой имеют резкие границы с вмещающими породами. Вулканокластика в составе пачки встречается также в виде отдельных литокластов (см. рис. 4, з).

Глинистые карбонатные породы, представленные доломитовыми и известковыми мергелями, кальциллититами, слагают слои мощностью от 0.01 до 0.35 м. Преобладает тонкая параллельная, реже градационная, слойчатость (см. рис. 4, з). Содержание $C_{орг}$ изменяется от 4.5 до 6.1 %, НО (углеродисто-глинистое вещество) – от 50 до 75 %.

Карбонатный материал в исходном осадке представлял собой иловую известковую массу с преобладающим мелко- и среднеалевритовым размером обломков. Характерно, что более редкие крупные обломки пелитоморфного доломита полуокатаны и окатаны. Изредка встречаются кальцитизированные кремнистые спикулы диаметром 0.03–0.07 мм с центральным каналом, заполненным черным углеродистым веществом и пиритом.

Силициты слагают маломощные прослой (0.03–0.14 м), они имеют неясно выраженное тонко- и микрослойчатое строение, которому подчиняется распределение светло-желтых микровключений карбонатного состава. В породах постоянно присутствует тонкая вкрапленность пирита, создающая на поверхности выветривания рыжую обохренную пленку.

Пятая пачка (2.7 м) относится к нижней части амыдайского маркирующего горизонта [Савицкий и др., 1972]. В нижней части пачки выделяются следующие литотипы: глинисто-карбонатные породы, составляющие 57 % общего разреза, силициты – 24 % и известняки – 19 %.

Глинистые известняки и глинистые доломиты, обладающие черной окраской, образуют слои мощностью от 0.04 до 0.4 м. Содержание $C_{орг}$ изменяется от 4.35 до 7.22 % (уровень слабо керогеновых пород), НО – от 21.6 до 59.2 %. Карбонатная масса сложена обломками мелко- и среднеалевритовой размерности. Наиболее крупные обломки (главным образом доломита) несут признаки окатанности. Содержание

средне- и крупноалевритовой силикокластики (полевые шпаты, кварц, мусковит) по литохимическим расчетам может достигать 10 %. Встречаются литокласты углеродисто-кремнистых и измененных вулканических пород, в том числе обломки измененной пемзы пузыристого строения. Скелетные остатки представлены главным образом кремнистыми спикулами диаметром 0.1–0.25 мм часто с хорошо выраженным центральным каналом, заполненным углеродистым веществом и пиритом. Углеродисто-глинистое тонкодисперсное вещество занимает пространство между обломками карбонатов, а в ходе постседиментационных преобразований концентрируется в уплотненных прерывистых, согласных со слойчатостью микролитолитах. В описываемом литотипе широко распространены конкреционные выделения кремнистого состава шаровидной, миндалевидной формы размером от долей до первых сантиметров, а также микровключения, различимые только под микроскопом. К конкреционным образованиям можно отнести и прерывистые, четковидные обособления и прослойки диагенетических кремней с резкой, «тупой» выклиной. К своеобразным конкреционным образованиям относятся крупные (первые дециметры) дискообразные карбонатные сегрегации, хорошо заметные на выветрелой поверхности напластования. В перекрывающих растущие карбонатные конкреции породах (обычно силицитах) возникают куполовидные структуры с растрескиванием слоев и образованием звездообразных трещин, сходящихся над конкрецией. Подобные процессы должны приводить к значительному увеличению емкостных свойств отложений.

Силициты образуют прослойки мощностью от 0.02 до 0.5 м (см. рис. 3, в). Наиболее мощные слои возникают при локальном слиянии нескольких разобщенных прослоев часто с появлением секущих контактов. Прослойки силицитов по простиранию нередко переходят в цепочку линз, либо, как указывалось ранее, имеют резкую, «тупую» выклину (см. рис. 3, в). Для силицитов характерны сравнительно невысокие содержания $C_{орг}$ (от 1.31 до 1.86 %). Большинству их прослоев свойственно в разной степени выраженное тонкослойчатое, микрослойчатое строение. Детальное петрографическое изучение силицитов установило в некоторых образцах признаки исходных керогенсодержащих глинисто-карбонатных пород, подвергшихся постседиментационному окремнению. Вместе с тем в кремнях довольно часто встречаются остатки кремнистых спикул губок диаметром от 0.1 до 0.3 мм с центральным каналом, заполненным черным углеродистым веществом, в качестве более редких остатков обнаружены радиолярии со слабо сохранившимся «ситовидным» строением. Более редки сильно окремненные литокласты вулканитов (до 0.7 мм) с трахитовой микроструктурой, обломки пелитоморфного доломита (до 0.7 × 4.5 мм) и редкие

фрагменты скелетов трилобитов. Пирит образует тонкую вкрапленность, а также сгустки (первые миллиметры), концентрирующиеся в виде микрополос. Слойки силицитов с минимальным содержанием тонкодисперсного керогена приобретают тонкокристаллическое строение, в то время как повышенные содержания его в породе затормаживают перекристаллизацию кремнистого вещества.

Известняки представлены обломочными литотипами и крупнокристаллическими конкреционными известняками. Первая разновидность сохранила свои исходные седиментационные признаки – это черные обогащенные ОВ тонко- и мелкообломочные породы. Встречаются редкие оскольчатые зерна полевых шпатов и кварца алевритовой размерности, а также более крупные обломки измененных вулканических (?) кальцит-кварц-железистых пород с редкими кристаллами калишпатов, а также пропитанные битумом тонкозернистые литокласты. Содержание НО в обломочных известняках изменяется от 4.2 до 21.6 %, а $C_{орг}$ от 1.73 до 4.35 %. В породе встречаются плохо сохранившиеся карбонатные спикулы губок диаметром около 0.25 мм и удлиненные, фасолевидные конкреции (1 см) кремнистого состава с примесью ОВ.

Литотип крупнокристаллических известняков слагает довольно выдержанный прослой с незначительно изменяющейся мощностью около 0.1 м (см. рис. 3, з). Порода неравномерно пропитана битуминозным веществом, отмечается сильный битуминозный запах. Содержание НО составляет около 8.5 %, $C_{орг}$ – от 0.94 до 1.21 %.

В верхней части пятой пачки кристаллические известняки, сохранившие больше признаков исходных пород, слагают крупное линзовидное конкреционное тело (см. рис. 2, б). Они обладают повышенной по сравнению с вмещающими породами межкристаллической пористостью и могут служить проводниками флюидов.

Шестая пачка (видимая мощность 3.5 м) относится к верхней части амыдайского маркирующего горизонта. Она сложена черными слабоглинистыми, кремнистыми, алевритистыми доломитами с тонкими (2–7 см) измененными пепловыми прослоями. Содержание НО в доломитах изменяется от 31.4 до 51.6 %, $C_{орг}$ – от 1.37 до 2.49 % (медиана – 1.64 %). Основу НО, судя по результатам литохимических пересчетов, составляют глинистый, кремнистый и алевритовый компоненты. Доломит представлен обломочными зернами от мелко- до крупноалевритовой размерности. Более редки обломки пелитоморфного доломита. Присущая породам параллельная, прерывисто-параллельная микрослойчатость обусловлена, в первую очередь, разной размерностью доломитовых зерен и неравномерным распределением углеродисто-глинистого вещества. К редкому типу микрослойчатости относится ее градационная разновидность.

Примесь силикокластики, согласно литохимическим пересчетам, часто достигает 10 %. В отличие от вышеописанных толщ, в рассматриваемых отложениях, кроме оскольчатых, угловатых зерен кварца, полевых шпатов и мусковита, появляется примесь неокатанных обломков эффузивов размером от 0.15 до первых миллиметров. В наиболее крупных вулканических литокластах устанавливается основная масса фельзитового строения и мелкие порфиновые выделения ортоклаза, в более мелких – можно определить только измененную основную массу. Размерность обломков доломита и силикокластики в одной слойке, как правило, совпадает, в то время как окатанность наиболее крупных зерен доломита и силикокластики резко различна. Если у первых наблюдается тенденция к преобладанию окатанных форм, то все зерна силикокластики характеризуются оскольчатыми, угловатыми формами. Это свидетельствует о разных путях попадания контрастных по составу обломков в исходный осадок. Доломит встречается в виде обломков двух типов. Преобладают зерна мелко- и крупноалевритовой размерности, состоящие из одного или двух-трех кристаллических зерен (доломитизированные обломки фауны?). Обломки второго типа встречаются значительно реже. Это уплощенные (около 0.1×0.05 мм) и изометричные зерна, имеющие пелитоморфное строение, полуокатанную и окатанную форму, испытавшие, по-видимому, дальний перенос. Скелетные остатки в описываемых доломитах встречаются достаточно редко, они представлены кремнистыми спикулами.

Характерной чертой литологии шестой пачки является более заметное влияние на седиментацию синхронных с осадконакоплением вулканических процессов. Кроме рассеянной вулканокластики, в разрезе пачки выделяются четыре маломощных слойки (2–7 см) измененных туфов. В одном из наиболее сохранившихся слойков с признаками микроградационной слойчатости (обр. ЮС-3-16А) установлены кристаллокластические тейфонды (см. рис. 4, д), судя по петрографическим особенностям и химическому составу (см. раздел «Литохимия»), относящиеся к щелочным породам – фонолитам аномально калиевого состава. В них среди обломков резко преобладает оскольчатый ортоклаз. По данным рентгенофазового анализа, содержание калишпатов составляет около 40 %. Второстепенные и редкие обломки представлены литокластами измененных эффузивов, кристаллами циркона (от 0.16 до 0.3 мм), барита, встречаются псевдоморфозы глауконита по калишпатам. Редко встречающиеся обломки темноцветных минералов и вулканического стекла сильно изменены. В кровле и подошве прослойки имеет пиритовую, частично окисленную корку и резкие границы с вмещающими углеродисто-глинисто-кремнисто-доломитовыми породами. Карбонатный цемент и примесь обломочных карбонатов в туфе отсутствуют, что на-

ряду с признаками градационной слойчатости свидетельствует о быстром накоплении слойки в результате одного пеплопада. В обстановке диагенеза туфы были сильно пиритизированы. В условиях современного выветривания встреченные слойки туфов в различной степени обохрены, глинизированы, часто превращены в пластичные глины и только в редких случаях (обр. ЮС-3-16А) сохранили облик, близкий к первичному. В сильно глинизированных прослоях сохраняются повышенные содержания характерных для этих пород микроэлементов.

Седьмая пачка (0.82 м) отвечает малокуонамскому маркирующему горизонту. Она сложена преобладающим своеобразным литотипом – седиментационно нарушенным переслаиванием известняков и известково-глинистых отложений (см. рис. 3, д), отнесенных к конгломератовидным известнякам (палеосейсмитами). Наряду с ними встречаются прослойки массивных известняков (см. рис. 3, д). Конгломератовидные известняки слагают слои мощностью от 0.05 до 0.2 м. «Обломки» – седиментационные будины (1–5 см) – сложены пелитоморфными серыми (на поверхности выветривания сизыми) известняками, их преобладающая форма – округлая, слегка удлиненная, местами сложная, «амебообразная». Цемент глинисто-известкового состава серый, темно-серый, на поверхности выветривания белесый. Соотношение цемент–«обломки» претерпевает незначительные вариации, часто составляя 1:1. В нижней части пачки наблюдается пятнистое окремнение пород. В породе обнаружено присутствие в редких кавернах вторичного битума, наблюдается частичная пропитка им отдельных «обломков». Оптико-петрографические исследования показали, что седиментационные будины сложены пелитоморфным, местами слабокремнистым известняком, частично пятнисто перекристаллизованным. В них постоянно наблюдаются остатки трилобитов, тонкостенных раковин, кальцитовых спикул. Содержание $C_{орг}$ низкое – от 0.07 до 0.09 %.

Восьмая пачка (1.6 м) соответствует маспакыйскому маркирующему горизонту [Савицкий и др., 1972]. Она сложена в нижней половине черными алевритистыми известняками, а в верхней – черными алевроглинистыми, слабокремнистыми доломитами.

Содержание NO около 22 %, $C_{орг}$ – около 1.5 %. Крупноалевритовые и песчаные обломки кальцита и доломита окатанные и полуокатанные. Углеродисто-глинистое вещество в виде порового, пленочного, реже порово-базального цемента заполняет межзерновое пространство. Силикокластика представлена угловатыми зернами полевых шпатов и кварца алевритовой размерности. Встречаются остатки трилобитов.

Черные глинистые доломиты из верхней половины пачки обогащены $C_{орг}$ (2.44 %), содержание NO составляет 52 %. Породы обладают неявно выраженной параллельной микрослойчатостью. Доломит представлен мелко- и среднеалевритовыми полуока-

танными изометричными зернами. В составе пачки выделяется два контрастных по составу прослоя (около 2 см каждый), отвечающие глинизированным, железненным пепловым породам.

Чайская свита вскрывается в разрезах Ю-1, Ю-2, Ю-3 (см. рис. 1; 2, в–е; 3, е). В них представлена нижняя часть свиты.

Первая пачка (23 м) с достаточно резкой границей залегает на иниканской свите (см. рис. 2, в–д). В нижней части (около 4 м) она сложена слабглинистыми массивными известняками с более редкими прослоями конгломератовидных известняков и черных аргиллитов. Седиментационные будины в последнем литотипе представлены серыми известняками, содержащими вкрапленность сфалерита. Матрикс окрашен в черный цвет и имеет известково-глинистый состав. В массивных известняках наблюдаются многочисленные включения фрагментов тонкостенных раковин, трилобитов, многолучевых карбонатизированных спикул губок.

Средняя часть пачки (около 10 м) (см. рис. 2, в, з) представлена резко преобладающими конгломератовидными известняками, а также более редкими прослоями ненарушенных глинистых известняков и алеврито-доломито-кремнисто-глинистых микститов. Седиментационные будины первого литотипа мелко- и крупногалечной размерности булковидной, лепешковидной формы сложены серыми тонкозернистыми известняками, матрикс – глинисто-карбонатный, окрашен в зеленовато-серый цвет.

Верхняя часть первой пачки (9 м) (см. рис. 2, д) представлена следующими литотипами: конгломератовидными известняками, известняками, глинистыми известняками, алеврито-глинисто-карбонатными микститами (иногда с примесью кремнистого компонента) и более редкими аргиллитами, алевроаргиллитами. Известняки тонко- и мелкообломочного строения обладают неясно выраженной параллельной, линзовидной, косой слоистостью, редко микроградационной. На поверхности напластования наблюдается рябь волнения, нередко имеющая интерференционный характер. По направлению падения слоев косая слоистость имеет выдержанный характер, позволяющий установить направление палеотечений в бассейне на северо-восток. В редких случаях обнаруживаются ходы илоедов (диаметр 1.5–2.0 мм), камеры-убежища (5–10 мм) и в единичных случаях – неопределимые скелетные остатки в них.

Карбонатный компонент в породах представлен известковой тонкообломочной фракцией и только присутствующий в незначительных количествах доломит, как правило, встречается в виде более крупных обломков (до 0.6×0.1 мм) уплощенной формы и пелитоморфного строения. Алевритовая примесь сложена калишпатом, кварцем, мусковитом, ее содержание, судя по литохимическим пересчетам, может

достигать 20 %. Изредка появляются обломки измененной пемзы пузыристого строения.

Наиболее распространенный литотип этой части разреза – конгломератовидные известняки, которые являются седиментационно нарушенным переслаиванием вышеописанных известняков и известково-глинистых пород. Они образуют слои мощностью от 0.1 до 1.4 м, отличающиеся друг от друга лишь различным соотношением седиментационных будин и матрикса, а также формой и размером будин.

Аргиллиты и алевроаргиллиты обладают черной окраской и образуют прослои мощностью 0.1–0.6 м. Преобладающая микрослоистость – линзовидная, параллельная, прерывисто-параллельная, редко градиационная. Встречаются слойки с мелкочешуйчатой интракластовыми фрагментами взмученных углеродисто-глинистых осадков. Часто наблюдаются прерывистые микростилолиты с концентрацией в них черного углеродистого вещества.

Содержание $C_{орг}$ в породах пачки (26 проб) изменяется от 0.03 до 2.06 % (медиана составляет 0.15 %), содержание НО – от 4.9 до 79 % (медиана – 46.2 %).

Вторая пачка (видимая мощность около 10 м) обнажена в разрезе Ю-2 на правом берегу р. Юдома (см. рис. 1, 2, е). В нижней части (около 4 м) она представлена главным образом известняками с редкими прослоями (около 0.1 м) черных углеродсодержащих алевроаргиллитов, глинистых известняков и алеврито-глинисто-карбонатных микститов. Серые, реже темно-серые, известняки образуют прослои от 0.1 до 1.2 м. В нижней половине указанного интервала появляются прослои известняков с обилием крупных конкреций дискообразной, эллипсоидальной формы диаметром от 5 до 40 см (см. рис. 3, е). Конкреции сохраняют реликтовую слоистость исходной породы, имеют кальцитовый состав и равномерно-кристаллическую структуру. В верхней половине пакета известняки обладают обломочной структурой с песчаной и алевритовой размерностью зерен, в отдельных слоях в них наблюдается косая слоистость течения, судя по направлению падения косых слоев, выдержанного северо-восточного направления.

В одном случае зафиксирован микропрослой, сложенный преобладающими оскольчатыми фрагментами кристаллов калишпата размером около 0.3 мм (см. рис. 4, е), отвечающий, по-видимому, единичному пеплопаду в исходных осадках.

Доломит, кроме алевритовых обломков, встречается также в виде уплощенных обломков (около 0.25 мм) пелитоморфного строения.

Верхняя часть пачки (около 6 м) представлена конгломератовидными известняками (слои от 0.2 до 0.45 м) и более редкими известняками (слои около 0.1 м).

Конгломератовидные известняки сложены однородными по составу седиментационными будинами серых пелитоморфных известняков с ходами илоедов

и зеленым, серо-зеленым карбонатно-глинистым матриксом.

Содержание $C_{\text{орг}}$ в породах второй пачки (16 проб) изменяется от 0.03 до 1.33 % (медиана – 0.25 %), содержание НО от 9.9 % до 76.2 % (медиана – 58.3 %).

ЛИТОХИМИЯ

Литохимический состав (см. доп. материалы, Table S1) пород наряду с результатами его пересчета, по [Розен, Нистратов, 1984], а также с учетом определенных $C_{\text{орг}}$, CO_2 , форм Fe и S, рентгенофазового анализа, петрографической характеристики и критериев, приведенных в таблице, использовался для классификации пород базовых образцов изученного разреза.

Литохимический состав кембрийских отложений

В иниканской свите, по литохимическим данным (46 проб), преобладают доломиты (24 %) с тонкотерригенной 25–50 % и кремнистой примесью, близко к ним по распространенности находятся известняки (22 %) с тонкотерригенной примесью (5–25 %) и кремнистым веществом, по 15 % составляют известняки и силициты, около 9 % микститы с широким набором компонентов, такую же распространенность имеют известняки с тонкотерригенной примесью (25–50 %).

В чайской свите (42 пробы) преобладают микститы (52 %), сложенные карбонатными и тонкотерригенными (глинистое вещество, алевроит) компонентами, за ними следуют известняки (33 %) с примесью 5–25 % тонкотерригенного материала, известняки (около 7 %) с примесью 25–50 % тонкотерригенного материала. Характерной чертой состава свиты является отсутствие доломитов (как литотипа), но в то же время обычное преобладание доломита (как минерала) в составе карбонатной примеси в микститах. Аргиллиты в выборке составляют менее 5 %.

Анализ этих статистических данных по свитам приводит к выводу о практическом отсутствии тонкотерригенных (глинистых, алевроитовых) пород как самостоятельных литотипов и о существенном различии (помимо содержания $C_{\text{орг}}$) минерального состава иниканской и чайской свит. Выявляется характерная особенность пород иниканской свиты – тяготение доломита к породам, содержащим значительные количества тонкотерригенного компонента, в том числе и пирокластике. Это указывает на возможный вулканический источник магния в доломитах в подобных седиментационных обстановках [Юдович, Кетрис, 2000].

Для литохимической характеристики и классификации пород изученных разрезов используются как петрохимические параметры (пороговые содержания CO_2 , P_2O_5 , SO_3 , $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, S, $C_{\text{орг}}$), так и петрохи-

мические модули (отношения оксидов): гидролизатный (ГМ) – $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$; титановый (ТМ) – $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$; железный (ЖМ) – $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$; фемический (ФМ) – $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$; модуль нормированной щелочности (НКМ) – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$; алюмокремниевый (АМ) – $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$; щелочной (ЩМ) – $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ [Юдович, Кетрис, 2000]. Перечисленные модули могут быть рассчитаны и иметь содержательный смысл, в том числе для некарбонатной примеси в карбонатных и смешанных породах, что чаще всего и используется в изученном разрезе кембрия.

В разрезах р. Юдома аквагенные и вулканогенные типы пород выделяются по пороговому содержанию одного из компонентов, приведенных выше. К ним относятся: карбонатные породы (карбонатолиты), в которых нижний порог содержания CO_2 составляет > 20 %, алкалиты $((\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 8 \%)$, представленные маломощными прослоями щелочных туфов (тефроидов). Как правило, влияние вулканических процессов на осадконакопление оценивается содержанием силикатного MgO в составе исследуемых пород. Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис выделены подтипы «псевдоосадочных» пород (псевдосиллитов, псевдосилитов и др.) по аномально высоким содержаниям MgO (более 3 %). Однако этот критерий хорошо работает только при преобладании в осадочных породах вулканического компонента основного состава. Трудности также возникают при появлении в породах магнезиальных карбонатов. В изученном разрезе критерий по содержанию MgO не использовался из-за широкого распространения доломита и преобладания щелочного состава примесной вулканокластике. Граничные содержания $C_{\text{орг}}$ в различных литотипах рассмотрены выше.

Обстановки осадконакопления, влияние вулканизма

В иниканской свите, представленной глинисто-алеврито-карбонатными микститами, а также карбонатными породами с тонкотерригенной примесью и единичными пробами аргиллитов, ГМ соответствует силитам и сиаллитам и только несколько проб принадлежат гидролизатам (рис. 5, а). В составе чайской свиты резко преобладают сиаллиты и, в отличие от иниканской свиты, практически отсутствуют силиты (см. рис. 5, б). Такая картина обусловлена тем, что при близком содержании некарбонатного компонента в этих свитах иниканская свита отличается постоянным присутствием в составе осадков в разных количествах тонкодисперсного аквагенного кремнезема, что создает эффект равномерного рассеивания точек на диаграмме (см. рис. 5, а).

На диаграммах (см. рис. 5) для модулей ТМ и ЖМ слабо проявлена положительная корреляция, а для

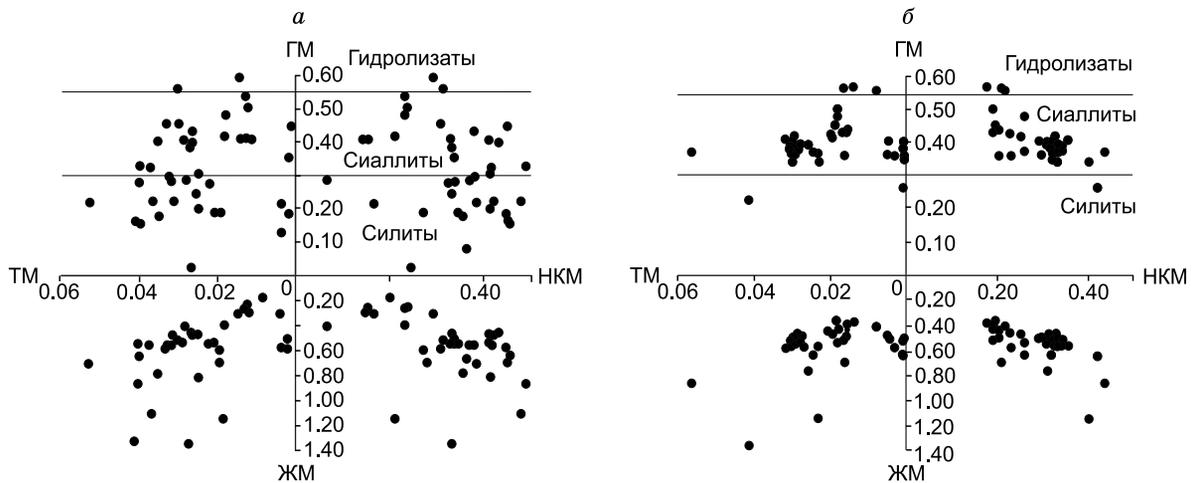


Рис. 5. Сводные модульные диаграммы ГМ $((\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2)$ –ЖМ $((\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2)$ –ТМ $(\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ –НКМ $((\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3)$, по [Юдович, Кетрис, 2000], для ниже- и среднекембрийских пород из разрезв р. Юдома: *а* – иниканская свита; *б* – чайская свита.

ГМ и НКМ – отрицательная. Это свидетельствует в определенной мере о сохранившихся связях между элементами, характерных для магматических пород, что позволяет сделать вывод, согласно Я.Э. Юдовичу и М.П. Кетрис, как минимум о петрогенном характере терригенных пород и примеси в карбонатах разреза, а также о возможном влиянии вулканических процессов на осадконакопление.

Большую информацию несет ТМ – $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, позволяющий получать информацию о составе пород в областях сноса и примесной синхронной осадконакоплению пирокластике, о динамике вод в седиментационных бассейнах [Мигдисов, 1960], а также о климатических условиях формирования пород. Закономерность, установленная А.А. Мигдисовым, указывает на увеличение ТМ в терригенных породах вследствие «природного шлихования» – отделения глинистой фракции формирующихся осадков от титансодержащих акцессорных обломочных минералов в обстановках с высокой гидродинамической активностью в морских и аллювиальных фациях. В глубоководных фациях в кремнистых и других медленно накапливающихся осадках увеличение ТМ может быть связано с появлением в них примеси титанистой пирокластике основного состава, а уменьшение – пирокластике кислого состава.

В иниканской и чайской свитах ТМ, отвечающий тонкотерригенной составляющей микститов и примеси в карбонатных породах, как правило, обладает очень низкой величиной (градация «гипо» по шкале Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис). Только в отдельных пробах он достигает нормозначений. Это связано с неразвитостью природного шлихования в изученных глубоководных палеоосадках из-за отсутствия придонных течений и преобладания тонких (алевропелитовых) фракций в выявленных дистальных турби-

дитах, а также обусловлено своеобразным составом петрофонда и примесной пирокластике среднего и щелочно-среднего состава. В случае преобладания пирокластике основного состава значения ТМ достигали бы более высокого уровня.

Е.П. Акульшина, учитывая результаты ведущих российских литологов и геохимиков Н.М. Страхова, А.Б. Ронова, Л.Б. Рухина, А.А. Мигдисова, М.А. Ратеева, при реконструкции палеоклимата разработала критерии климатической зональности. По значениям отношений оксидов $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (модуль, обратный ТМ) в составе выделенной из пород глинистой фракции установлены следующие климатические характеристики: величины отношения меньше 20 характеризуют гумидные, больше 30 – аридные, а между 20 и 30 – переходные климатические условия [Акульшина, 1971]. Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис предлагают с осторожностью использовать $1/\text{ТМ}$ в качестве климатического индикатора, так как такие показатели, как природное шлихование и состав петрофонда, могут кардинально влиять на результаты реконструкции палеоклимата [Юдович, Кетрис, 2000]. Для изученного разреза, как установлено выше, природное шлихование не играет значительной роли, признаки присутствия базальтовой пирокластике также не замечены. Рассчитанные значения показателя $1/\text{ТМ}$ для отложений раннего и среднего кембрия в большинстве проб превышают граничное значение 30, исключение составляют кремнистые породы, где они ниже 20. Последнее, по-видимому, объясняется преобладанием аквагенного кремнистого вещества, не несущего информации о выветривании на прилегающей суше, но способного накапливать Ti за счет биогенных процессов в кремнистых губках и радиолариях [Юдович, Кетрис, 2000]. Таким образом, по этому критерию (с учетом приведенных выше огра-

ничений) в раннем и среднем кембрии на юго-востоке Сибирской платформы, по-видимому, господствовал аридный климат.

На рисунке 6 приведена диаграмма ФМ–НКМ, с помощью которой устанавливается минералогия глинистого вещества в составе отложений, а также общая химическая зрелость пород. Большая часть анализов иниканской свиты попала на диаграмме в поле VI (в основном пробы из шестой пачки), где преобладает гидрослюдистый материал, содержащий существенную примесь тонкообломочных полевых шпатов. Примесь последних увеличивает значения НКМ вплоть до аномальных величин, выходящих за пределы диаграммы. Авторами диаграммы подобный состав соотносится с аридным типом выветривания на прилегающем континенте. На наш взгляд, не исключен также вариант влияния примеси тонкой пирокластике щелочного состава. В обоих случаях породы с таким составом тонкотерригенных компонентов отвечают осадкам невысокой химической зрелости. В изученном разрезе повышенная примесь тонкодисперсных калишпатов в поле VI обусловле-

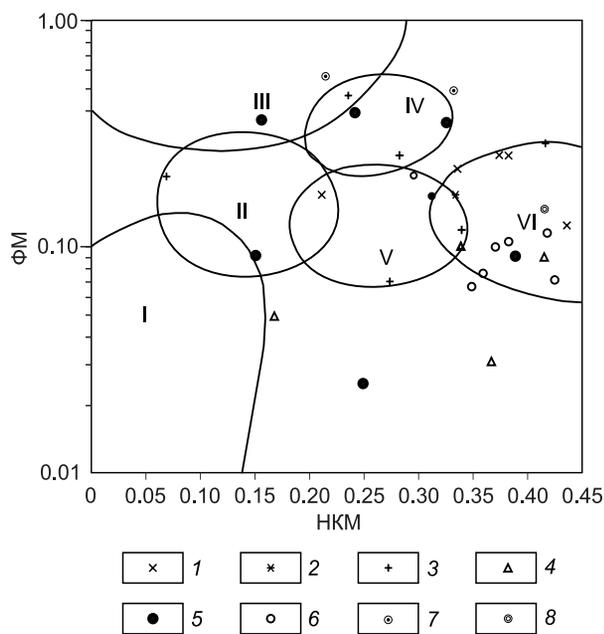


Рис. 6. Модульная диаграмма ФМ ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}$)/ SiO_2 –НКМ ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)/ Al_2O_3 для пород иниканской свиты из разрезов р. Юдома, по [Юдович, Кетрис, 2000]. Поля глинистых пород: I – каолинитового состава; II – с преобладанием монтмориллонита с примесью каолинита и в подчиненном количестве гидрослюды; III – с преобладанием хлорита и примесью железистых гидрослюд; IV – хлорит-гидрослюдистого состава; V – хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистого состава (широко развиты смешанослойные минералы); VI – преимущественно гидрослюдистого состава с примесью дисперсных частиц полевых шпатов. В условных знаках порядковые цифры значков соответствуют номерам пачек иниканской свиты. Часть точек состава в поле VI на диаграмме вышла за ее пределы из-за высоких значений НКМ.

на, вероятно, преобладающим процессом эолового разноса тонкой пирокластике щелочно-среднего состава. Иногда пирокластике такого состава концентрируется в тонкие гомогенные пепловые прослои, описанные выше. Этот материал захороняется в осадках без значительного изменения, но в условиях избирательного современного выветривания превращается в пластичную глину. В поле диаграммы попадают главным образом анализы шестой пачки, в которой наблюдается максимальная концентрация пепловых прослоев щелочной пирокластике.

Приведенные результаты совпадают также с петрографическими наблюдениями, литохимическими пересчетами, по О.М. Розену, и данными рентгеноструктурного анализа. В составе глинистых минералов (до 20 % от всей породы) преобладает ассоциация иллита и смешанослойных минералов типа иллит-сметтит. Среди неглинистых минералов этот анализ позволяет устанавливать калишпаты (в одном из пепловых прослоев до 40 %), кварц, а также постоянную примесь цеолитов, обычно развивающихся в катагенезе в таких отложениях по обломочным полевым шпатам [Каныгин и др., 2004].

Среди карбонатов в составе пород шестой пачки оптико-петрографическим и рентгеноструктурным исследованиями установлено резкое преобладание доломита (за счет выщелачивания пирокластике?) часто при полном отсутствии кальцита. Залегающие выше породы малокуонамского горизонта (седьмая пачка), не испытавшие влияния вулканических процессов, контрастно отличаются по составу от вышеописанных. Глинистые минералы, калишпат и цеолиты в составе трех проб пород этого горизонта рентгеноструктурным анализом не обнаружены, а среди карбонатов резко преобладает кальцит.

Диаграмма иниканской свиты (см. рис. 6) заметно отличается от подобной диаграммы для пород куонамской свиты на востоке Анабарской антеклизы (р. Кюленке) [Вараксина, 2024]. Главное отличие заключается в присутствии в породах иниканской свиты нашего разреза (юго-восток общего куонамского палеобассейна) аномального количества тонкообломочных калишпатов, поступающих в составе пирокластике.

Ниже приведен химический состав наиболее сохранившегося пеплового прослоя щелочных туфов (обр. ЮС-3-16А, см. рис. 2, б) в %: SiO_2 – 47.32, TiO_2 – 0.33, Al_2O_3 – 12.61, Fe_2O_3 – 17.81, MnO – 0.0, MgO – 0.24, CaO – 0.21, Na_2O – 1.17, K_2O – 9.71, P_2O_5 – 0.10, BaO – 0.47, SO_3 – 0.08, CO_2 – 0.47, $\text{S}_{\text{сульфид}}$ – 11.12, п.п.п. – 9.77; в г/т: Ni – 149.38, Cu – 87.48, Zr – 609.71, Nb – 73.25, Mo – 97.23, Hf – 21.10, Ta – 8.60, Th – 23.69, U – 15.20. В глинизированном прослое туфов (обр. ЮП-3-17, см. рис. 2, б) высокие содержания микроэлементов сохраняются, в г/т: Zr – 2683.60, Nb – 155.16, Ba – 1523.89, Hf – 67.23, Ta – 14.79, Th – 30.69, U – 16.50; в %: K_2O – 6.1, Al_2O_3 – 21.4.

Для оценки химического выветривания и палеоклимата широко используется индекс химического выветривания (CIA) и диаграммы A–CN–K [Nesbitt, Yong, 1982; Fedo et al., 1995; и др.]. Для изученного разреза их использование не привело к однозначным выводам ввиду как незначительного количества в общей выборке химических анализов пород с заметным содержанием силикатных тонкозернистых терригенных компонентов, так и, по-видимому, в связи с дефицитом поступления тонкотерригенного материала со стороны материковой суши. Местоположение последней в раннем, среднем кембрии для изученного региона еще не установлено. Также ощущается заметное влияние на химический состав силикатной составляющей пород синхронного осадконакопления вулканизма, резко снижающего общую химическую зрелость осадков.

В работе [Меренкова и др., 2024] предпринята попытка установления CIA для пород иниканской свиты из разреза по р. Юдома. Значения CIA, по данным исследователей, укладываются в интервал от 68 до 95 единиц, что отвечает достаточно высокому уровню выветривания, если значение в 70 единиц принять за границу для пород, сформировавшихся в холодном или теплом климате. В связи с этим необходимо отметить следующее. Судя по приведенным в цитируемой работе анализам пород, к аргиллитам может быть отнесен только один анализ. Остальные по сравнительно низким содержаниям Al_2O_3 и высоким потерям при прокаливании, в том числе и CO_2 , по-видимому, относятся к существенно карбонатным породам.

Марганец в кембрийских отложениях

Одним из информативных элементов при характеристике обстановок осадконакопления в осадочных морских бассейнах является марганец. Накопление марганца в большинстве докембрийских черных сланцах связано с вулканической деятельностью [Юдович, Кетрис, 1994]. К другому типу относятся его фанерозойские накопления, включая и современные. Эти концентрации обязаны предварительному накоплению Mn^{2+} в застойных водах стагнированных, аноксических бассейнов [Сапожников, 1967, 1984; Емельянов, 1998; Холодов, 2002; Юдович, Кетрис, 2014]. В случае крупных скоплений Mn в таких обстановках процесс разбивается на подготовительную и собственно рудообразующую стадии. Первая стадия предполагает накопление Mn в застойных водах бассейна с восстановительной средой, в которой происходит выщелачивание Mn, содержащегося в кластической компоненте осадков. Стагнированные сероводородные воды представляли собой ловушки – резервуары, в которых накапливался Mn^{2+} . Вместе с тем стагнация сама по себе не приводит к концентрации Mn в осадке. Ярким примером являются

голоценовые отложения Черного моря, известковые кокколитовые илы которого обладают, по нашим данным, содержанием Mn 311 г/т, а сапропелевые илы – 255 г/т [Гавшин и др., 1988]. Для перехода растворенного Mn в карбонатный или оксидный осадок из застойных вод эвксинного типа необходимо прекращение стагнации с возникновением карбонатного или кислородного геохимического барьера. Между тем, как отмечает Я.Э. Юдович, обогащенные Mn воды могут покидать место своего образования (марганцевый апвеллинг) и разгружаться на мелководье в неуглеродистых отложениях.

Вышеприведенные геохимические процессы отражаются и на распределении Mn в отложениях куонамской и иниканской свит. Из работы [Бахтуров и др., 1988] содержания (г/т) Mn в углеродсодержащих аргиллитах иниканской свиты составляют 190, в горючих сланцах – 246, в сильно глинистых известняках – 426, в черных кремнях – 382, в известковистодоломитистых аргиллитах – 238, а в биоинтракластических неуглеродистых известняках – 1098. Максимально обогащенные Mn безуглеродистые биоинтракластические известняки образуют мало мощные прослои в куонамском комплексе, отвечающие, по-видимому, периодически возникающим обстановкам прекращения стагнации бассейна.

Распределение Mn в отдельных частях разреза иниканской свиты р. Юдома, по нашим данным, носит резко неравномерный характер. Медианное содержание Mn в иниканской свите в целом составляет 249.6 г/т, при этом в первой пачке оно значительно выше – 1495.3 г/т, отвечая его аномальным содержаниям в черных сланцах, в бороулахском горизонте соответствует медианному содержанию в целом по свите – 249.4 г/т, в третьей пачке – 328.7 г/т, в четвертой и пятой пачках (обладающих самыми высокими содержаниями $C_{орг.}$) – самые низкие в свите (108.3 и 87.5 г/т соответственно), в шестой пачке – 354.5 г/т, в малокуонамском горизонте отмечается еще один скачок аномальных содержаний – 2637.8 г/т и в восьмой пачке – опускается до близкокларковых содержаний в черных сланцах – 575.9 г/т. Вероятно, в разрезе иниканской свиты на р. Юдома подтверждаются вышеприведенные идеи чередования стагнационных и кислородсодержащих обстановок, выраженных в появлении в осадках концентраций либо органического вещества, либо марганца.

В чайской свите, как и следовало ожидать, медианное содержание Mn значительно выше, чем в подстилающей иниканской свите. В целом по свите оно составляет 780.4 г/т, при этом в непосредственно граничащей с иниканскими отложениями первой пачке чайской свиты достигает 1040.2 г/т (от 456.7 до 3909.5 г/т), превышая порог аномальных содержаний Mn в черных сланцах. Во второй пачке чайской свиты содержание снижается до 637.2 г/т (от 361.2 до 2236.3 г/т). В подстилающей пестроцветной свите

распределение Mn достаточно равномерное – медиана 679.3 г/т.

Учитывая вышеприведенные материалы, необходимо с осторожностью относиться к использованию широко известного модуля Страхова – $(Fe + Mn)/Ti$, устанавливающего влияние придонных эксгалляций на состав морских осадков [Страхов, 1976]. Критическое значение модуля, выше которого фиксируется присутствие эксгаллятивного вещества, равно 25. В работе [Вараксина, 2024] приведены расчеты модуля для куонамской свиты из разрезов скважин по р. Кюленке (Анабарская антеклиза). Проанализированы главным образом высокоуглеродистые породы бороулахского, амыдайского и маспакыйского горизонтов. Пробы из приграничных частей свиты, по видимому, не отбирались. Как и следовало ожидать, приведенные в этой работе средние содержания Mn по горизонтам отвечают низким значениям – от 68 до 224 г/т, в малокуонамском горизонте единственная проба показала содержание Mn – 458 г/т. Расчетные величины модуля Страхова изменяются от 7 до 24. Сделан вывод об отсутствии признаков эксгалляции при накоплении этих отложений, что, по всей видимости, не совсем корректно. Приведенные данные могут свидетельствовать лишь о возможном значительном накоплении Mn в водах куонамского седиментационного палеобассейна, но не в осадках, что не может быть учтено модулем Страхова.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Иниканская свита, относящаяся к куонамскому комплексу, представлена в основном углеродсодержащими карбонатными, глинисто-карбонатными, в меньшей степени кремнистыми и алевро-глинистыми породами. Соотношение известкового и доломитового компонентов в карбонатных породах и микститах может сильно изменяться. Среди известковых отложений преобладают тонко- и мелкообломочные биогенные, детритовые осадки с неокатанными обломками, поступающие из рифового комплекса на западе. В доломитовых породах наряду с этим часто встречаются, хотя и в незначительных количествах, уплощенные полуокатанные обломки песчаной размерности пелитоморфных доломитов, испытавших по сравнению с известковыми обломками более дальний перенос. Возможно, они поступали из зарифовой области эвапоритовой седиментации, расположенной на западе. Судя по проявленным местами признакам доломитизации карбонатных скелетов фауны, по-видимому, какая-то часть доломитов возникла метасоматическим путем по известнякам. Как правило, содержание доломита усиливается с увеличением присутствия тонкообломочной тефры (шестая, четвертая пачки). Это позволяет поддержать идею Я.Э. Юдовича об «аутигенном» характере Mg в составе карбонатов, поступающего при разложении

примесной пирокластики [Юдович, Кетрис, 2000]. Количество диагенетического доломита увеличивается в глинисто-карбонатном матриксе конгломератовидных известняков (палеосейсмиков), не исключено, что тонкообломочная составляющая матрикса обогащена пепловым компонентом, поступающим в качестве золотого материала.

Анализ текстурных особенностей карбонатных пород указывает на их бассейновый характер, не исключая появление прослоев дистальных карбонатных турбидитов. Отличительной особенностью описываемых глинисто-известковых слоистых отложений с контрастным содержанием глинистого вещества в слойках является широкое распространение конгломератовидных известняков, относящихся к палеосейсмикам [Seilacher, 1969; Сараев, 2012] – палеосейсмическим мономиктовым брекчиям. Они представляют собой седиментационно нарушенное за счет палеосейсмических толчков переслаивание известняков и карбонатно-глинистых пород. В обстановке плоского дна бассейна, которая устанавливается по отсутствию оползневых образований, исходные чередующиеся известковые и существенно глинистые прослои по-разному реагировали на сейсмические толчки. Первые разрывались на фрагменты и, будучи в полупластичном состоянии, часто приобретали на конечной стадии закругленные формы (конгломератовидный облик). Вторые, отстаивая в литификации, получали способность к пластическому течению и становились матриксом сейсмической брекчии. Размер обломков, их форма, степень округленности, сгруженность определялись исходной толщиной слойков, степенью частичной уплотненности известняковых слойков, вязкостью, текучестью материала глинистых слойков, периодичностью и силой сейсмических толчков. Нами не отрицаются другие возможные варианты генетической интерпретации этих образований (конкреции, прибрежные конгломераты и др.), но для конгломератовидных палеосейсмиков наиболее характерно: однообразие состава и строения известняковых «галек», принадлежащих одному слою вплоть до присутствия, например, ходов илоедов в соседних «галках»; проявление стадийности в дезинтеграции известняковых прослоев – от появления в них седиментационных микродаек (проникновение матрикса по трещинам) или сходства очертания границ в соседних обломках до полного разобщения обломков и появления у них округлых форм; парагенез с типичными бассейновыми образованиями – глинисто-карбонатными турбидитами, кремнесодержащими породами; переход в направлении материкового склона к типичным оползневым брекчиям и др. Естественно, что набор этих критериев не всегда удается одновременно наблюдать в одном конкретном обнажении или разрезе скважины. Конгломератовидные известняки, относящиеся к палеосейсмикам, часто служащие регио-

нальными корреляционными реперами, распространены по окраине Сибирской платформы среди разновозрастных отложений [Сараев, 2012, 2015].

Широкое распространение этот генотип получил и среди отложений чайской и пестроцветной свит, а в иниканской свите – в составе малокуонамского горизонта. Ранее этот тип отложений (конгломератобрекчии) рассматривался как мелководные образования, связанные со штормовыми процессами в обстановках шельфа [Минаева, 1992], либо в связи с проявлением турбидных потоков [Сухов, Переладов, 1979]. Описанные М.А. Минаевой полимиктовые известняковые конгломератобрекчии в ассоциации с оолитовыми песками, безусловно, соответствуют ее интерпретации как обломочных образований на внешнем склоне барьерного рифа. Но «тонкослоистые известково-мергельные образования, заключающие пласты конгломератобрекчий, являющиеся наиболее широко распространенным типом пород среди отложений нормально-морской Юдомо-Оленекской области кембрийского бассейна» [Минаева, 1992, с. 81] имеют совершенно другую природу. Конгломератовидные прослои отвечают представленным в нашей статье бассейновым конгломератовидным известнякам – палеосейсмитам.

Появление в рассмотренном разрезе палеосейсмиков и прослоев пепловых туфов свидетельствует о периодической активизации геодинамической обстановки в пределах иниканского седиментационного бассейна и в приграничных с ним областях.

Кремнистый материал в составе отложений образует как самостоятельные прослои тонкокристаллических халцедоновых, кварцевых силицитов, так и встречается в виде примеси в смешанных по составу породах. Судя по приведенным в литологическом разделе признакам, прослои «чистых» силицитов, как и конкреционные его выделения, несут признаки постседиментационного происхождения, первые часто являются продуктом метасоматического замещения известняков. Более близки к седиментационным биогенным кремнистым осадкам прослои смешанного состава с преобладанием тонкокристаллического кремнистого вещества, но со значительной примесью углеродисто-карбонатно-глинистого компонента и с включениями остатков кремнистых спикул, радиоларий и тонкой тефры. Наиболее объемные скопления силицитов, несогласные со слоистостью, и в ассоциации с перекристаллизованными известняками, по-видимому, относятся к эксгалативным образованиям (см. рис. 2, б, пятая пачка).

К наиболее редким литотипам изученного разреза относятся маломощные прослои тонко- и мелкообломочных туфов, часто сильно измененных в условиях современного выветривания. Состав тефры, установленный по наименее измененным пробам, отвечает щелочно-средним породам – фонолитам с аномально высоким содержанием калия и с контрастным по

сравнению с вмещающими породами микроэлементным составом. Содержания информативных высокозарядных инертных компонентов (Zr, Hf, Nb, Y, Th, Ta), а также некоторых литофилов (Rb, Ba, K) в пепловых прослоях имеют также аномально высокие значения. Установленные прослои пеплов соответствуют вспышкам извержений высокоэксплозивных вулканов со щелочной средней по составу магмой и отвечают эпизодам пеплопадов на фоне замедленной биогенной седиментации. По-видимому, подобные прослои «пластичных» глин 0.1–0.25 м ржаво-желтой и зеленовато-серой окраски установлены и в нижней части куонамской свиты в бассейне р. Оленек [Акульшина и др., 1972]. Хотя петрографических признаков пирокластик в глинах и вмещающих породах здесь установлено не было (не сохранились?), но на основании характера смешанослойных глинистых минералов авторы отнесли исходный материал к пирокластике, поступающей в виде «тонкой пыли» из удаленных источников.

В иниканское время поступление силикокластического материала алевритовой размерности (как в виде терригенного сноса, так и в виде тонкой пирокластик) шло, по всей видимости, с территории, расположенной у восточной границы Алдано-Майской впадины, где в кембрии был установлен осадочно-вулканогенный комплекс отложений [Роганов и др., 1983]. С запада и северо-запада, где морской иниканский бассейн ограничивался рифовым барьером, поступление силикокластик, по-видимому, было исключено. Алевритовая и более тонкая силикокластика поступала в иниканский палеобассейн в основном эоловым путем. Породы с примесью алевритовой и песчаной силикокластик, по данным [Савицкий и др., 1972; Бахтуров и др., 1988], практически отсутствуют в разрезах куонамской свиты, авторы отмечают, что этот материал появляется только в юго-восточных разрезах Сибирской платформы (иниканская свита). В составе алевритовых обломков ими указывается только кварц, хотя рентгеноструктурным анализом и литохимическими пересчетами, по нашим данным, в соизмеримых, а в отдельных случаях и в преобладающих количествах распространены калиевый полевой шпат.

Важное значение в общем разрезе иниканской свиты имеют литотипы, содержащие в своем составе ОВ (преимущественно кероген) в количествах, превышающих его кларки в осадочных породах. Разработанная в предлагаемой статье на основе петрохимических данных классификация пород куонамского типа способствовала уточнению общего строения разреза и характеристики выделенных пачек иниканской свиты.

ОВ неравномерно распределено в общем разрезе иниканской и чайской свит (см. рис. 2). Впервые показано, что аномальными, выше кларковых значений, характеризуются породы чайской свиты (35 %

образцов коллекции), содержание $C_{\text{орг}}$ в которых лежат в интервале 0.6–2.0 %. Наиболее распространенной формой проявления ОВ является тонкодисперсная бесструктурная (по данным петрографии) смесь с глинистым веществом и часто с примесью тонкозернистых карбонатов. Подобным составом обладают микрослойки изменчивой мощности, часто имеющие прерывистое и линзовидное строение. В калькаренитах и доларенитах подобное вещество выступает в качестве цемента. В породах сланцеватого строения начинают преобладать более поздние, согласно слойчатости, уплощенные микростилолитовые выделения глинисто-углеродистого вещества (без карбонатов). Сгустки коллоальгинита, выделения талломоальгинита и хитинита, описанные в разрезах куонамской свиты [Бахтуров и др., 1988; Попова, 2024], встречаются в описанном разрезе редко. Еще одной формой проявления ОВ являются вторичные жидкие углеводороды в виде пятен, пропитывающие карбонатные породы не только иниканской, но и чайской свит. Жидкие углеводороды встречаются и в перекристаллизованных пористых известняках, где они появляются как в межкристаллическом пространстве, так и пропитывают крупные кристаллы кальцита, окрашивая их в желто-коричневый цвет.

Проблема существования сероводородного заражения наддонных вод куонамского седиментационного бассейна поднималась во многих исследованиях. В ранних работах, на основании пониженного содержания в его осадках пиритного железа и серы по сравнению с другими доманиковыми бассейнами, а также широкого распространения в них остатков трилобитов, брахиопод и другой фауны, сероводородное заражение наддонных вод отрицалось [Евтушенко, 1968; Конторович, Савицкий, 1970; Савицкий и др., 1972]. В более поздних работах [Гурари, 1981; Гурари и др., 1984; и др.] это утверждение опровергается на основании особенностей состава и приспособленности фауны в бассейнах с аноксическими признаками (преобладание угнетенных форм и молодости среди остатков фауны, ее быстрое восстановление после пиков зараженности). В решении этого вопроса играет свою роль и своеобразие естественных разрезов куонамского комплекса, когда отложения теряют пирит при регрессивных постседиментационных преобразованиях и современном выветривании. Ярким примером последних процессов являются прослойки пиритсодержащих туфов в изученном разрезе по р. Юдома, когда большая их часть превращается в пластичные глины, насыщенные оксидами железа.

Среди современных морских бассейнов с признаками сероводородного заражения различаются бассейны с устойчивым (Черное море, впадина Кариакто в Карибском море), неустойчивым (Готландская впадина в Балтийском море) или периодически возникающим сероводородным заражением [Айзатуллин, Скопинцев, 1979; Холодов, 2002]. По-видимому,

перечисленным разновидностям бассейнов этой классификации соответствуют отдельные этапы развития иниканско-куонамского палеобассейна. Достаточно указать зоны с контрастно различным проявлением аноксических седиментационных признаков, например, малокуонамский горизонт и известняковый неуглеродистый прослой (около 10 м) в пайдугинской свите, где эти признаки отсутствуют: содержания $C_{\text{орг}}$ в известняках снижаются ниже кларка в карбонатах, а содержания Mn резко возрастают. В отличие от этого, в четвертой и пятой пачках наряду с высоким содержанием ОВ присутствует тонкорассеянный пирит.

Традиционно обсуждаемой проблемой для отложенных доманикового типа является источник кремния в водах седиментационных бассейнов и причины его накопления в осадках. В качестве исходных материалов осадочных кремнистых пород обычно рассматриваются осаждающийся гидрогенный кремнезем, поступающий с континента при глубоком выветривании, концентрированные скопления кремнистых скелетов фауны, а также кремнезем, связанный с вулканической деятельностью, в том числе и подводной. Первый источник отвергается многими исследователями, так как воды мирового океана в фанерозое были всегда недонасыщены кремнием.

Кремнистые спикулы встречаются в составе иниканской свиты достаточно часто, но в незначительных количествах. Радиоларии обнаруживаются довольно редко. В разрезе свиты не исключена возможность существования прослоев биогенных силицитов с полной перекристаллизацией остатков фауны с кремнистым скелетом. Биогенный компонент вносит свою долю в общий баланс кремнезема иниканской свиты, но наряду с ним, вероятно, значительное количество кремнистого вещества поступало эндогенным путем (гальмиролиз тонкой, синхронной осадкам пирокластике, гидротермальные эксгаляции). Седиментационные признаки свидетельствуют об активной палеогеодинамической обстановке (присутствие в разрезе палеосеймитов, прослоев пеплопадов, турбидитов, брекчие-оползневых образований).

В.Н. Холодовым рассмотрено поведение биогенных элементов: кремния, фосфора, азота и сопутствующих им компонентов Mn и Fe на примере современных морских водоемов [Холодов, 2002]. Суммируя обобщенные данные, он приходит к выводу, что в иловых водах донных осадков в связи с развитием микробиологической сульфатредукции и формированием углекисло-сероводородных газовых флюидов как в аэробных, так и анаэробных морских водоемах постоянно накапливается кремний наряду с сопутствующими ему компонентами. Процессы диагенетической сульфатредукции начинаются при содержании в осадках $C_{\text{орг}}$ 0.5 % независимо от состава наддонных вод бассейна. Установлено, что в иловых водах содержание растворенного кремния

становится в 7–8 раз выше его среднего содержания в морской воде. Кремний и сопутствующие компоненты накапливаются и в наддонных водах современных сероводородных бассейнов: «Их накопления подчеркивают генетическую связь между формированием сероводородного заражения в водах бассейна и процессами микробиологической сульфатредукции в илах» [Холодов, 2002, с. 469]. Повышенные содержания кремния в иловых и наддонных водах могут формироваться за счет растворения тонких фракций взвесей и осадка (фито- и зоопланктона с кремнистым скелетом, стекловатой тонкой пирокластики). Выпадение кремнезема в осадок в концентрированной или рассеянной форме происходит при достижении высоких уровней его насыщения в аноксидных водах, а также окислении их в периферических частях сероводородного бассейна или при миграции (обычно в сторону более мелководных областей) к границам с кислородсодержащими обстановками. Выпадение кремнезема может происходить в пограничные временные интервалы развития бассейна при периодическом исчезновении или появлении сероводородного заражения. Последние обстановки установлены для малокуонамского горизонта на границе с вмещающими его керогенсодержащими отложениями. В диагенезе и в последующих преобразованиях кремнистое вещество обладает большой подвижностью, метасоматически замещая карбонаты, образуя многочисленные конкреции и конкреционные прослои.

Наиболее дискуссионным вопросом при построении модели иниканско-куонамского седиментационного палеобассейна является установление его глубины и топографии дна. На первом этапе изучения куонамского комплекса исследователи придерживались общих построений В.В. Белоусова [1954], полагая, что в кембрии вся Сибирская платформа была покрыта мелководным эпиконтинентальным морем. Работы М.М. Грачевского и С.С. Эллерна, основанные на обширных материалах по изучению доманикитов Русской и Сибирской платформ, а также с привлечением данных по аналогичным образованиям современных морских и океанических бассейнов мира, полностью изменили представления об обстановках их формирования [Грачевский и др., 1969; Грачевский, 1974; Эллерн, 1976; Грачевский, Кравчук, 1989; и др.]. Ведущая роль в этих исследованиях отводилась палеогеоморфологическому методу с установлением глубоких аккумуляционно-топографических впадин с голодным режимом питания, где ложе выполнялось мало мощными высокобитуминозными нефтематеринскими отложениями эвксинного типа, а на ограничивающих впадину карбонатных платформах и бортах реконструировались протяженные рифовые системы, поставлявшие кластический карбонатный материал. Представления этих исследователей успешно развил С.С. Сухов с соавторами применительно к обстанов-

кам формирования иниканско-куонамского комплекса [Сухов, Переладов, 1979, 1984; Сухов, 1982; Сухов и др., 2016]. При использовании обширных материалов бурения, сейсмопрофилирования, а также современных достижений седиментологии ими произведена существенная коррекция господствующих в середине прошлого века представлений об иниканско-куонамском седиментационном бассейне. Установлено, что в депрессионном Юдомо-Оленекском бассейне господствовал режим некомпенсации, его глубины достигали около 1 км. Рифовая оторочка Турухано-Иркутско-Олекминской карбонатной платформы имела крутые первичные падения напластований, клиноформное, сигмовидное строение с падением слоев в направлении депрессии. На западном борту впадины происходило наращивание барьерного рифа с проградацией его в сторону центральной оси впадины. В отложениях впадины развивались типичные турбидитовые текстуры, некоторые из которых ошибочно принимались ранее за мелководные образования (трещины усыхания, косая слоистость мелководья, водорослевые образования и др.). Позднее, в майское время, установлено сравнительно быстрое заполнение депрессии обломочным карбонатным материалом из шлейфа проградирующей рифовой системы.

На западной окраине Сибирской платформы в левобережье р. Енисей открыт еще один представитель куонамского комплекса Сибирской платформы – пайдугинская свита, при формировании которой существовал такой же депрессионный бассейн с близкими обстановками седиментации [Конторович и др., 2008б; Сараев и др., 2013; Сараев, 2015, 2018]. В углеродсодержащей пайдугинской свите установлен аналог малокуонамского горизонта, представленный такими же безуглеродистыми светлоокрашенными известковыми породами конгломератовидного строения (палеосейсмитами). В майском веке здесь, как и в куонамском комплексе, шло быстрое заполнение палеодепрессии сначала флишевыми, а по мере заполнения позднее – более мелководными отложениями.

Согласно приведенной в статье характеристике иниканской свиты, ее глубоководность подтверждается присутствием среди отложений тонкослоистых углеродистых глинисто-карбонатных пород с признаками замедленной биогенной седиментации, а также широким распространением глинисто-известняковых палеосеймитов – типичных литотипов бассейновых обстановок. Дистальные турбидиты в иниканское время сравнительно редко достигали центральной части депрессии, в чайское время турбидиты развиты широко, знаменуя начало быстрого заполнения впадины осадками.

Таким образом, в отношении палеогеоморфологии и глубин иниканско-куонамского бассейна полученные нами выводы совпадают с представлениями М.М. Грачевского, С.С. Эллерна и С.С. Сухова. Они подтверждаются также результатами наших работ на

современном аналоге доманикоидов – голоценовых отложениях Черного моря. В центральных его халистазах с замедленной биогенной седиментацией и голодным режимом терригенного питания накапливались сапропелевые илы с высоким содержанием $C_{орг}$, а крутые борта впадины поставляли материал для турбидитовых отложений, образующих аккумуляционный рельеф на дне впадины [Сараев и др., 1986; Гавшин и др., 1988]. Отличие от иниканско-куонамского палеобассейна заключалось во «внутреннем» характере черноморского бассейна с отсутствием в нем барьерных рифовых образований, поставляющих в больших количествах кластический карбонатный материал. Основное количество тонкого силикокластического материала в иниканском бассейне обусловлено, по-видимому, присутствием тонкой пирокластики, связанной с проявлением к востоку от его границы специфического по составу и геодинамическим обстановкам проявления щелочно-среднего вулканизма.

БЛАГОДАРНОСТИ И ФИНАНСИРОВАНИЕ

Авторы выражают признательность В.А. Каширцеву и Б.Б. Кочневу за конструктивные и доброжелательные критические замечания, которые способствовали улучшению статьи.

Работа выполнена в рамках научных тем FWZZ-2022-0007, FWZZ-2022-0011 и FWZZ-2022-0003 государственной программы фундаментальных научных исследований.

Дополнительные материалы: <https://elibrary.ru/item.asp?id=80659577>.

ЛИТЕРАТУРА

- Айзатуллин Т.А., Скопинцев Б.А. (1979). Особенности химии вод в бассейнах с анаэробными зонами. Химия океана. М., Наука, т. 1, с. 288–323.
- Акульшина Е.П. (1971). Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Новосибирск, Наука, 150 с.
- Акульшина Е.П., Евтушенко В.М., Писарева Г.М. (1972). О природе пластичных глин в кембрийских отложениях бассейна р. Оленек // Геология и геофизика, № 2, с. 147–151, EDN: TLPYKY.
- Бахтуров С.Ф., Евтушенко В.М., Переладов В.С. (1988). Куонамская битуминозная карбонатно-сланцевая формация. Новосибирск, Наука, 161 с.
- Белоусов В.В. (1954). Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 606 с.
- Вараксина И.В. (2024). Литолого-геохимическая характеристика и обстановки седиментации высокоуглеродистых отложений кембрия восточной окраины Сибирской платформы (бассейн р. Кюленке) // Изв. ТПУ. Инжиниринг георесурсов, т. 335, № 3, с. 163–175.
- Вассоевич Н.Б. (1972). Исходное вещество для нефти и газа // Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М., Недра, с. 39–70.
- Гавшин В.М., Лапухов А.С., Сараев С.В., Таныгин Г.И., Хрисчев Х.Г., Рускова Н.П., Георгиев В.М., Чочов С.Д., Асланян С.О., Кожухаров Е.Д., Иванов К.И., Андреев А.П., Мандова Е.Д., Василев Е.Г., Дамянова М.Б., Ковачева И.С., Цанкарска Р.В. (1988). Геохимия литогенеза в условиях сероводородного заражения. Новосибирск, Наука, 129 с.
- Геология нефти и газа Сибирской платформы. (1981). Под ред. А.Э. Конторовича, В.С. Суркова, А.А. Трофимука. М., Недра, 552 с.
- Грачевский М.М., Берлин Ю.М., Дубовской И.Т., Ульмишек Г.Ф. (1969). Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. М., Недра, 296 с.
- Грачевский М.М. (1974). Палеогеоморфологические предпосылки распространения нефти и газа. М., Недра, 156 с.
- Грачевский М.М., Кравчук А.С. (1989). Нефтегазоносность рифов Мирового океана. М., Недра, 190 с.
- Гурари Ф.Г. (1981). О залежах углеводородов в глинистых толщах // Нефтегазоносность Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, Наука, с. 105–116.
- Гурари Ф.Г., Гавшин В.М., Матвиенко Н.И., Переладов В.С., Бобров В.А., Смергина Л.Н., Шестель С.Т. (1984). Геохимия микроэлементов в морских планктоногенных отложениях нижнего-среднего кембрия Сибирской платформы // Ассоциация микроэлементов с органическим веществом в осадочных толщах Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, с. 41–69.
- Евтушенко В.М. (1968). К геохимии и условиям образования куонамской свиты кембрия бассейна р. Оленек // Материалы по литологии и геохимии нефтегазоносных бассейнов Сибири. Новосибирск, СНИИГиМС, с. 145–151.
- Емельянов Е.М. (1998). Барьерные зоны в океане: осадко- и рудообразование, геоэкология. Калининград, Янтарный сказ, 416 с.
- Каныгин А.В., Сараев С.В., Бахарев Н.К., Беляев С.Ю., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П., Клец А.Г., Хромых В.Г., Фомин А.Н. (2004). Палеозой Щучинского выступа: модель геологического строения островодужных комплексов в фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика, т. 45, № 1, с. 59–78, EDN: PJHXKY.
- Карта полезных ископаемых СССР. Серия Майская, м-б 1: 200 000. (1970). Ред. Г.А. Кудрявцев. Ленинград, Всесоюзный аэрогеологический трест.
- Каширцев В.А. (2003). Органическая геохимия нафтидов востока Сибирской платформы. Якутск, ЯФ изд-ва СО РАН, 160 с.
- Конторович А.Э., Савицкий В.Е. (1970). К палеогеографии Сибирской платформы в раннюю и среднюю кембрийские эпохи // Вопросы литологии и палеогеографии Сибири. Труды СНИИГиМС, вып. 106, с. 95–108.
- Конторович А.Э., Варламов А.И., Гражданкин Д.В., Карлова Г.А., Клец А.Г., Конторович В.А., Сараев С.В., Терлеев А.А., Беляев С.Ю., Вараксина И.В., Ефимов А.С., Кочнев Б.Б., Наговицин К.Е., Постников А.А., Филиппов Ю.Ф. (2008а). Разрез венда восточной части Западно-Сибирской плиты (по результатам бурения параметрической скважины Восток-3) // Геология и геофизика, т. 49, № 12, с. 1238–1247, EDN: JXFEZN.
- Конторович А.Э., Варламов А.И., Емешев В.Г., Ефимов А.С., Клец А.Г., Комаров А.В., Конторович В.А., Коровников И.В., Сараев С.В., Филиппов Ю.Ф., Вараксина И.В., Глинских В.Н., Лучинина В.А., Новожилова Н.В., Пегель Т.В., Сенников Н.В., Тимохин А.В. (2008б). Новый тип разреза кембрия в восточной части Западно-Сибирской плиты (по результатам бурения параметрической скважины Восток-1) // Геология и геофизика, т. 49, № 11, с. 1119–1128, EDN: JXFEWB.
- Конторович А.Э., Ян П.А., Замирайлова А.Г., Костырева Е.А., Эдер В.Г. (2016). Классификация пород баженовской свиты // Геология и геофизика, т. 57, № 11, с. 2034–2043, DOI: 10.15372/GiG20161106, EDN: WZJFNU.

- Коровников И.В., Варакина И.В., Конторович А.Э., Парфенова Т.М. (2024).** Биостратиграфия, литология и геохимия пород нижнего и среднего кембрия в бассейне реки Кюленке (первые результаты исследования керн скважин) // Геология и геофизика, т. 65, № 1, с. 151–163, DOI: [10.15372/GiG2023153](https://doi.org/10.15372/GiG2023153), EDN: [IWZIXT](https://www.edn.ru/iwzixt).
- Меренкова С.И., Калмыков Г.А., Пузик А.Ю., Габдуллин Р.Р., Бадьянова И.В., Волкова М.А., Казымов К.П., Широ-ян М.М. (2024).** Геохимические особенности пород инниканской свиты как индикаторы стратификации и гидрохимии вод палеобассейна // Геология и геофизика, т. 65, № 2, с. 265–287, DOI: [10.15372/GiG2023140](https://doi.org/10.15372/GiG2023140), EDN: [GUCVKE](https://www.edn.ru/gucvke).
- Мигдисов А.А. (1960).** О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия, № 2, с. 149–163.
- Минаева М.А. (1992).** Известняковые конгломератобрекчии кембрия Сибирской платформы: распространение и происхождение // Геология и геофизика, № 7, с. 81–90, EDN: [ZPCBRF](https://www.edn.ru/zpcbrf).
- Парфенова Т.М. (2018).** Новые сведения о геохимии органического вещества пород куонамского комплекса нижнего и среднего кембрия Лено-Амгинского междуречья (юго-восток Сибирской платформы) // Геохимия, № 5, с. 448–460, DOI: [10.7868/S0016752518050035](https://doi.org/10.7868/S0016752518050035).
- Попова М.В. (2024).** Атлас горных пород Северо-Востока России. Куонамская формация (петрография, химический состав, органическое вещество). Новосибирск, СНИИГГиМС, 326 с.
- Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. (1983).** Ч. 1 (Верхний протерозой и нижний палеозой). Новосибирск, СНИИГГиМС, 215 с.
- Роганов Г.В., Нагорный В.А., Соболев Л.П. (1983).** Удско-Шантарский фосфоритоносный бассейн // Месторождения фосфоритов и апатитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, Изд-во ИГиГ СО АН СССР, с. 79–94.
- Розен О.М. (1975).** Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. М., Недра, кн. 1, с. 60–74.
- Розен О.М., Нистратов Ю.А. (1984).** Определение минерального состава осадочных пород по химическим анализам // Советская геология, № 3, с. 76–83.
- Савицкий В.Е., Евтушенко В.М., Егорова Л.И., Конторович А.Э., Шабанов Ю.Я. (1972).** Кембрий Сибирской платформы. М., Недра, 200 с.
- Сапожников Д.Г. (1967).** Некоторые геологические условия образования марганцевых месторождений // Марганцевые месторождения СССР. М., Наука, с. 11–33.
- Сапожников Д.Г. (1984).** Возможные источники металла при образовании марганцевых месторождений // Марганцевое рудообразование на территории СССР. М., Наука, с. 4–13.
- Сараев С.В. (1987).** Петрохимический метод в изучении минерального состава пород баженовской свиты Западной Сибири // Геология и геофизика, № 10, с. 33–38, EDN: [SMMENC](https://www.edn.ru/smmenc).
- Сараев С.В. (2012).** Палеосеймиты в обстановках карбонатной седиментации // Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина (Санкт-Петербург, 25–29 сентября 2012 г.). СПб., СПбГУ, т. 1, с. 247–249.
- Сараев С.В. (2015).** Литолого-фациальная характеристика усольской свиты (нижний кембрий) и ее возрастных аналогов Предьенейского осадочного бассейна Западной Сибири // Геология и геофизика, т. 56, № 6, с. 1173–1188, DOI: [10.15372/GiG20150608](https://doi.org/10.15372/GiG20150608), EDN: [TYWKBN](https://www.edn.ru/tywkbn).
- Сараев С.В. (2018).** Нижне-среднекембрийские доманиковые отложения Предьенейского седиментационного бассейна на юго-востоке Западной Сибири // Осадочная геология Урала и прилегающих регионов: сегодня и завтра. Материалы 12 Уральского литологического совещания. Екатеринбург, ИГиГ УрО РАН, с. 314–317.
- Сараев С.В., Таныгин Г.И., Лапухов А.С. (1986).** Турбидиты в глубоководных осадках Черного моря // Докл. АН СССР, т. 287, № 4, с. 931–934.
- Сараев С.В., Филиппов Ю.Ф., Батурина Т.П. (2013).** Палеогеография Предьенейского осадочного бассейна в венде и кембрии // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VI Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). Новосибирск, ИНГГ СО РАН, т. III, с. 73–76.
- Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. (1998).** Ред. В.Н. Шванов. СПб., Недра, 352 с.
- Соболев П.Н. (2020).** О перспективах добычи сланцевой нефти в куонамской битуминозной формации в Восточной Сибири // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, № 4, с. 14–19, DOI: [10.20403/2078-0575-2020-4-14-19](https://doi.org/10.20403/2078-0575-2020-4-14-19).
- Страхов Н.М. (1976).** Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М., Наука, 299 с.
- Сухов С.С. (1982).** Фациально-генетическая модель зоны замещения кембрийского рифового барьера депрессионным комплексом отложений (Западная Якутия) // Стратиграфия и фации осадочных бассейнов Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, с. 73–82.
- Сухов С.С., Переладов В.С. (1979).** Депрессионный комплекс нижнего и среднего кембрия востока Сибирской платформы // Геология рифовых систем кембрия Западной Якутии. Новосибирск, СНИИГГиМС, с. 50–59.
- Сухов С.С., Переладов В.С. (1984).** Депрессионный комплекс отложений // Геология и перспективы нефтегазоносности рифовых систем кембрия Сибирской платформы / Ред. В.А. Асташкин. М., Недра, с. 93–116.
- Сухов С.С., Шабанов Ю.Я., Пегель Т.В., Сараев С.В., Филиппов Ю.Ф., Коровников И.В., Сундуков В.М., Федоров А.Б., Варламов А.И., Ефимов А.С., Конторович В.А., Конторович А.Э. (2016).** Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. Новосибирск, ИНГГ СО РАН, т. 1, 498 с.
- Холодов В.Н. (2002).** О роли сероводородных бассейнов в осадочном породообразовании // Литология и полезные ископаемые, № 5, с. 451–473.
- Эллерн С.С. (1976).** О причинах образования Восточно-Сибирской системы некомпенсированных прогибов // Некомпенсированные прогибы платформ и их нефтегазоносность. Казань, Изд-во КГУ, с. 30–41.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (1994).** Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург, Наука, 304 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000).** Основы литохимии. СПб., Наука, 480 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2014).** Геохимия марганца. Сыктывкар, Геопринт, 538 с.
- Ярославцева Е.С., Парфенова Т.М., Конторович А.Э., Бурштейн Л.М. (2024).** Распределение органического углерода в породах куонамского комплекса (кембрий Сибирской платформы) // Геология нефти и газа, № 4, с. 69–78, DOI: [10.47148/0016-7894-2024-4-69-78](https://doi.org/10.47148/0016-7894-2024-4-69-78).
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995).** Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology, v. 23 (10), p. 921–924, DOI: [10.1130/0091-7613\(1995\)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2).
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982).** Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature, v. 299, p. 715–717, DOI: [10.1038/299715a0](https://doi.org/10.1038/299715a0).
- Seilacher A. (1969).** Fault-graded beds interpreted as seismites // Sedimentology, v. 13 (1–2), p. 155–159, DOI: [10.1111/j.1365-3091.1969.tb01125.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1969.tb01125.x).