

УДК 546:027(42)+551.7(8)

C–O–Sr–S-ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ И ХЕМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВИЛЮЙСКОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ, СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

© 2022 г. Б. Г. Покровский^a, *, А. В. Зайцев^a, М. И. Буякайте^a, А. В. Дронов^a

^aГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: pokrov@ginras.ru

Поступила в редакцию 30.12.2021 г.

После доработки 13.05.2022 г.

Принята к публикации 07.06.2022 г.

C-, O- и Sr-изотопный состав карбонатов, а также S и Sr гипсов были изучены в разрезе ордовика и пограничных горизонтах верхнего кембрия и нижнего силура Вилюйской структурно-фациальной зоны, расположенной в центральной части Сибирской платформы. Типичное для опорных разрезов этого стратиграфического интервала уменьшение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пределах 0.70920–0.70795 от подошвы к кровле и значения $\delta^{34}\text{S} \sim 25\text{--}28\text{‰}$ говорит о хорошей связи бассейна с Мировым океаном в ордовике и раннем силуре, но об изоляции бассейна в позднем кембрии (холомолахская свита), когда отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7085) было ниже океанического. Наиболее резкое падение величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от ~ 0.7087 до 0.7080 приходится на харьялахскую свиту мощностью ~ 45 м, что позволяет сопоставить ее с интервалом от верхов дарривильского до верхов сандбийского ярусов МСШ (волгинского горизонта среднего ордовика – баксанского или долборского горизонта верхнего ордовика). Руководствуясь этой привязкой к МСШ и литологическими особенностями разреза, мы обсуждаем причины широких вариаций в карбонатах $\delta^{13}\text{C}$ ($-7.2\text{--}1.6\text{‰}$) и $\delta^{18}\text{O}$ ($16.9\text{--}29.8\text{‰}$), а также возможную корреляцию C-изотопных экскурсов в вилюйском разрезе с глобальными C-изотопными событиями.

Ключевые слова: геохимия изотопов, хемотратиграфия, ордовик, Сибирская платформа.

DOI: 10.31857/S0024497X22060052

Геохимия изотопов углерода, кислорода, серы и стронция в отложениях ордовика интенсивно изучалась в последние 20 лет на территории Балтоскандии [Kaljo et al., 2007; Ainsaar et al., 2010; Bauert et al., 2014; Wu et al., 2017], Америки [Buggisch et al., 2003; Azmy et al., 2010; Thompson, Kah, 2012; Edwards, Saltzman, 2014; Husinec, Bergström, 2015; Saltzman, Edwards, 2017; McLaughlin et al., 2016] и Китая [Yan et al., 2009; Zhang et al., 2010; Munnecke et al., 2011]. В результате было установлено, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ордовикском океане заметно уменьшалось – от $\sim 0.7090\text{--}0.7092$ в тремадокском веке до $0.7078\text{--}0.7080$ в катийском и хирнантском, с резким перегибом на рубеже среднего и верхнего ордовика [Saltzman et al., 2014]. Причины этого тренда в настоящее время не ясны – он может быть связан, в частности, с вулканическими и климатическими событиями [Young et al., 2009] – очевиден, однако, высокий потенциал Sr-изотопной стратиграфии для датирования ордовикских отложений там, где они слабо охарактеризованы палеонтологически.

Не менее интересные данные получены по изотопному составу углерода. В среднем и верхнем ордовике Балтоскандии выделено семь положительных экскурсов $\delta^{13}\text{C}$, большая часть которых имеет очень небольшую относительную амплитуду ($<1\text{‰}$), и лишь хирнантский экскурс, амплитуда которого достигает $6\text{--}8\text{‰}$, уверенно распознается на других континентах [Saltzman, Thomas, 2012]. Вместе с тем в нижней части среднего ордовика Лаврентийского палеоконтинента [Buggisch et al., 2003; Edwards, Saltzman, 2014; McLaughlin et al., 2016] и Сибирской платформы [Покровский и др., 2018] установлен высокоамплитудный отрицательный экскурс, возможно, имеющий глобальное распространение и маркирующий появление наземной растительности, которое, согласно последним данным, произошло на рубеже раннего и среднего ордовика [Steehans et al., 2009; Davies, Gibling, 2010; Raevskaya et al., 2016]. Сильные локальные градиенты $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах, сформировавшихся в морях с ограниченной связью с Мировым океаном, вероятно, также объясняются развитием почвенных про-

цессов и выносом реками обедненной ^{13}C почвенной углекислоты [Panchuk et al., 2005; Saltzman, Edwards, 2017].

Изотопный состав кислорода в докембрийских и раннепалеозойских осадочных карбонатах часто интерпретируется исключительно как показатель степени постседиментационных изменений [Кузнецов и др., 2014]. Отмечалось, однако, что диагенетическими процессами трудно объяснить постепенное обогащение $\delta^{18}\text{O}$ раннеордовикских карбонатов, которое не зависит от условий седиментации и в удаленных, литологически разнородных разрезах выражается близким сдвигом значений $\delta^{18}\text{O}$ на 3–4‰ [Shields et al., 2003; Покровский и др., 2018], возможно, свидетельствующем о глобальном изменении изотопного состава кислорода в океанической воде.

Известны примеры существенной неоднородности изотопного состава серы в ордовикских сульфатах. На фоне сравнительно однообразных и, в целом, типичных для раннего палеозоя значений $\delta^{34}\text{S}$, располагающихся в интервале 25–30‰ [Kampschulte, Strauss, 2004], в среднем ордовике установлены карбонат-ассоциированные сульфаты, обедненные ^{34}S на 10–15‰ относительно приведенных выше значений [Thompson, Kah, 2012], что указывает на затрудненную связь бассейна седиментации с океаном. Ранее, аналогичный сдвиг был обнаружен в ранне-верхнекембрийской верхоленской свите, занимающей обширную площадь на юге Сибирской платформы [Писарчик, Голубчина, 1979; Виноградов и др., 2011].

Территория Сибирской платформы в ордовикское время представляла собой мелководный эпиконтинентальный морской бассейн с очень сложной фациальной дифференциацией. Предполагается, что с юга и востока бассейн был ограничен сушей, а его связь с океаном или открытым морем осуществлялась в северной и западной частях платформы. Внутри бассейна, который отличался слабой гидродинамикой, затрудненной водной циркуляцией и пологим дном, существовал ряд крупных поднятий. В общей сложности в пределах Сибирской платформы выделяется тринадцать структурно-фациальных зон, существенно различающихся по мощности и строению ордовикских разрезов [Каныгин и др., 2007]. Только в трех из них к настоящему времени проводилось изучение изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных породах: Игарско-Норильской, Южно-Тунгусской [Ainsaag et al., 2015] и Мойеронской [Покровский и др., 2018], и лишь в последней изучался также изотопный состав серы и стронция. Результаты оказались далеко не тривиальными. В карбонатах среднего и верхнего ордовика Игарско-Норильской (разрез на р. Куломбе) и Южно-Тунгусской (р. Подкаменная Тунгуска) [Ainsaag et al., 2015] зон были установлены

необычно низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, которые на 3–5‰, а на некоторых интервалах на 6–8‰ ниже, чем в опорных разрезах Балтоскандии и на р. Мойеро. Одной из возможных причин столь сильной изотопной неоднородности является сложная палеогеография ордовика Сибирской платформы, которая нашла отражение, среди прочего, в опреснении и засолонении отдельных частей бассейна.

В предлагаемой статье обсуждаются результаты изучения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах, серы в сульфатах, стронция в сульфатах и карбонатах разреза р. Вилюй, который характеризует одноименную структурно-фациальную зону. Наряду с отложениями ордовика были изучены приграничные горизонты верхнего кембрия и нижнего силура.

ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ РАЗРЕЗА

Ордовикские отложения в среднем течении р. Вилюй вскрыты фрагментарно (рис. 1). Согласно последней стратиграфической схеме [Каныгин и др., 2017] и более ранним публикациям [Михайлов, Тесаков, 1972; Каныгин и др. 2007], снизу вверх по разрезу здесь выделяются: балыктахская, станская, харьялахская и оюсутская свиты (рис. 2). Балыктахская свита, возраст которой определяется как верхний кембрий–нижний ордовик, подстилается холомолохской свитой, относимой к среднему–верхнему кембрию. Оюсутская свита перекрывается нижнесилурийской огугутской свитой.

На геологических картах, изданных в 1950–1960-е гг. XX века [Геологическая карта ..., 1960; Геологическая карта ..., 1964] фигурируют другие названия свит. Холмомолохская свита именуется верхоленской или илгинской, балыктахская – устькутской, оюсутская – делиндинской, огугутская – меикской, а станская включает в себя, собственно, станскую и выделенную позднее [Михайлов, Тесаков, 1972] харьялахскую. Возраст слагающих Вилюйский разрез свит слабо обоснован палеонтологически и, в значительной степени, базируется на сопоставлении с другими разрезами. Корреляция с региональной шкалой ордовика Сибирской платформы и с международной стратиграфической шкалой приведена по [Bergström et al., 2009; Каныгин и др., 2017]. Уточненные датировки границ ордовикских ярусов приведены по [Goldman et al., 2020].

Холмомолохская свита условно относится к верхнему кембрию и сопоставляется с верхоленской и илгинской свитами, распространенными южнее. Стратотип был выделен на правом берегу р. Вилюй, в 1.5 км ниже устья р. Холмомолох-Юрях [Михайлов, Тесаков, 1972]. В настоящее время из-за строительства двух гидроэлектростанций

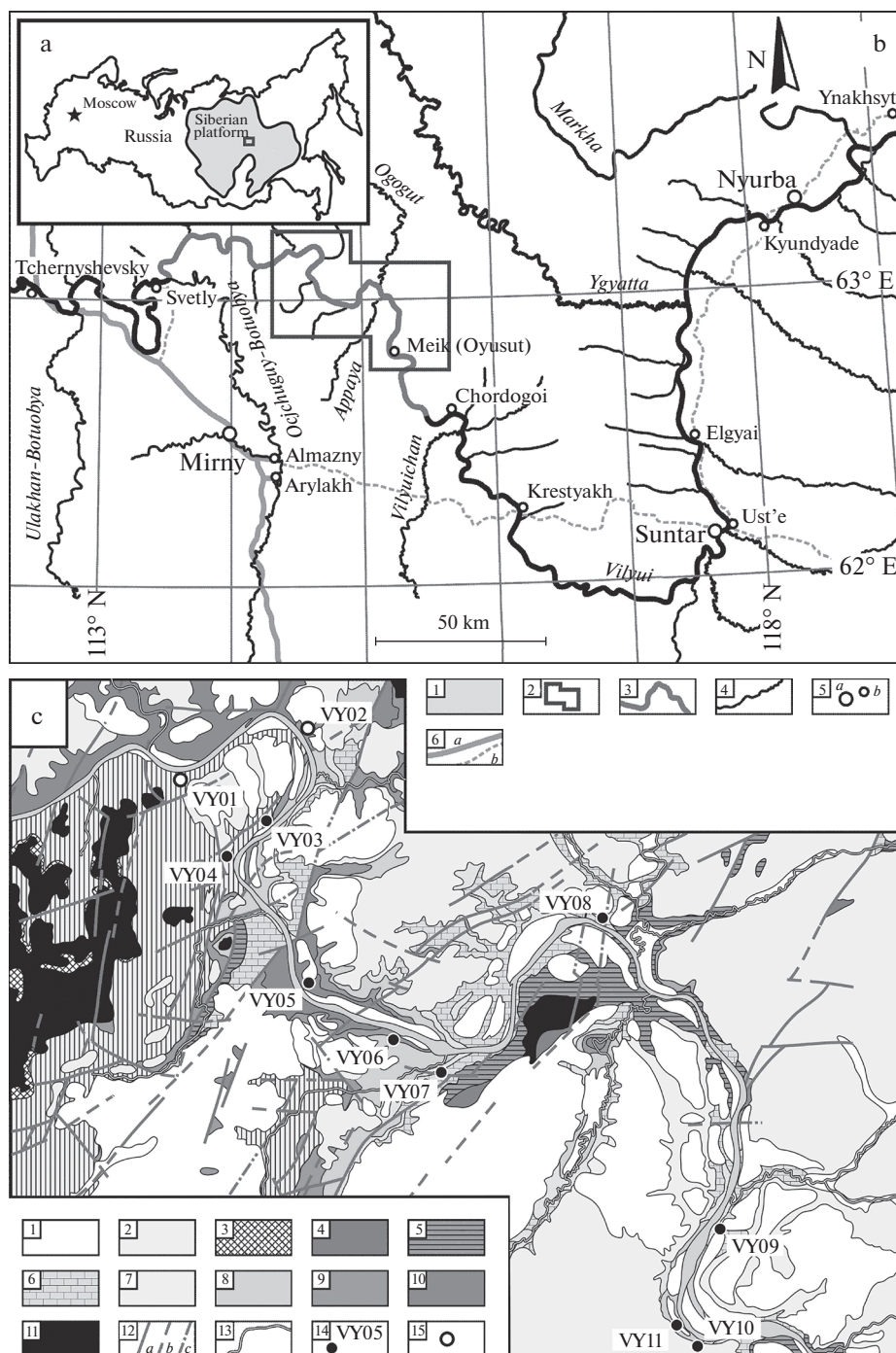


Рис. 1. Схема расположения изученных обнажений.

а – схематическая карта России, положение Сибирской платформы; б – схематическая карта среднего течения р. Вилюй и расположение района полевых работ.

1 – контур Сибирской платформы; 2 – район полевых работ; 3 – выходы на поверхность пород кембрия–ордовика; 4 – реки; 5 – населенные пункты: а – мелкие, б – районные центры; 6 – автомобильные дороги: а – регионального значения, б – местного значения.

в – схематическая геологическая карта среднего течения р. Вилюй и расположение изученных обнажений.

1–11 – выход на поверхность отложений: 1 – верхнего кембрия, 2 – нижнего ордовика, 3 – среднего-верхнего ордовика, 4 – оюусутская свита верхнего ордовика, 5 – нижнего силура, 6 – верхнего девона, 7 – нижнего карбона, 8 – верхней перми, 9 – нижней юры, 10 – четвертичные образования, 11 – траппы, 12 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; в – скрытые под более молодыми отложениями; 13 – реки; 14 – расположение и номер обнажения; 15 – населенные пункты.

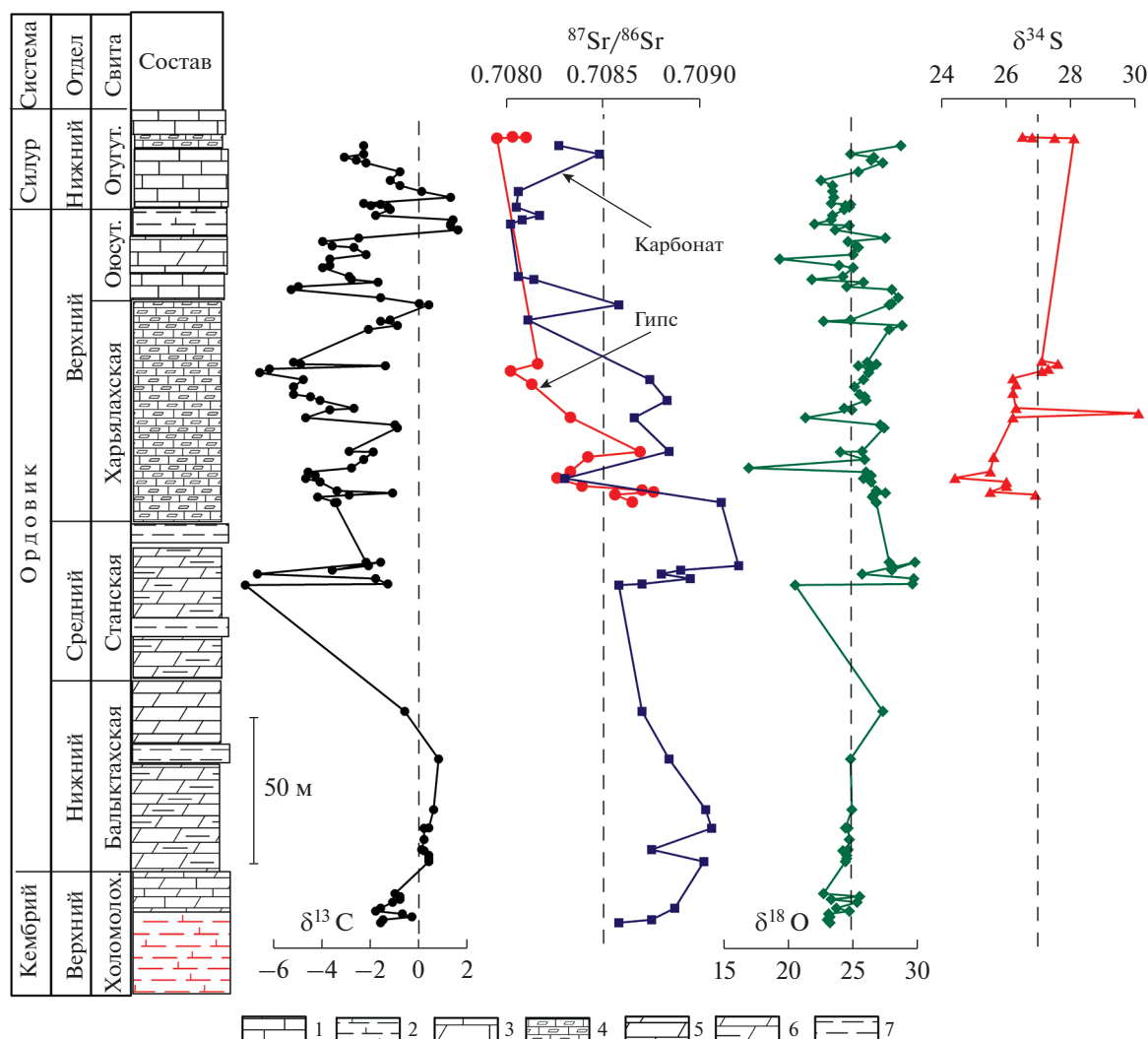


Рис. 2. Литологический состав пород и вариации изотопного состава углерода и кислорода в разрезе ордовика и нижнего силура р. Вилюй.
 1 – известняки; 2 – глинистые известняки и мергели; 3 – доломитистые известняки; 4 – чередование гипсов, доломитов, известняков, мергелей и глин; 5 – доломиты; 6 – глинистые доломиты; 7 – глины и алевролиты.
 Сокращенные названия свит: холом. – холомолохская, оюсут. – оюсутская, огугут. – огугутская.

выше по течению и ослабления паводков, размывающих берега, коренные обнажения свиты на р. Вилюй отсутствуют. Породы холомолохской свиты были опробованы в развалах, обнаженных в русле пересохшего ручья на правом берегу р. Вилюй, в 2 км ниже устья р. Холомолох-Юрх (см. рис. 1). Ассоциация пород холомолохской свиты представлена зеленовато-серыми, в разной степени доломитизированными известняками с тонкой примесью кварца, оолитовыми грейнстоунами, плоскогалечными известковыми конгломератами и пестроцветными песчанистыми доломитами со стяжениями сульфидов и трещинами усыхания. Весьма разнообразный литологический состав пород свидетельствует о том, что в развалах представлен значительный по мощности

(вероятно, первые десятки метров) разрез холомолохской свиты.

Балыктахская свита предположительно соответствует интервалу от верхнего кембрия до низов ордовика (лопарский–няйский горизонты [Каныгин и др., 2007; Тесаков и др., 1975]). Стратотип – правый берег р. Улахан-Балыктах, в 7 км выше устья [Михайлов, Тесаков, 1972; Тесаков и др., 1975]. В среднем течении р. Вилюй отложения балыктахской свиты наблюдаются в серии изолированных выходов выше и ниже устья р. Кураных. Наиболее представительное обнажение общей мощностью 35–40 м находится на левом берегу р. Вилюй, в 4–5 км выше устья р. Кураных. Контакты с нижележащей холомолохской и вышележащей станской свитами не обнажены.

Нижняя часть обнажения (14–15 м) сложена розовато-зеленовато-серыми светлыми комковатыми доломитизированными известняками (мадстоунами) с песчаной примесью кварца, содержащими ядра брахиопод и редкие стяжения сульфидов. Вверх по разрезу породы постепенно переходят в чередование розовато-зеленовато-серых комковатых доломитизированных известняков с листоватыми и тонкоплитчатыми разностями. Выше литология резко меняется, и верхняя часть обнажения представлена чередованием желтовато-серых комковатых кавернозных песчаных доломитов и ржаво-бурых слабосцементированных тонкозернистых песчаников и алевролитов. Породы сильно выветренные, в коренном залегании можно наблюдать только отдельные пласты доломитов. Мощность – около 4,0 м. Далее следует не обнаженная часть разреза (17 м), видимо сложенная аналогичными, но более рыхлыми породами, наблюдаемыми в осыпи. Венчает разрез массивная пачка (1,5–2 м) светлых, желтовато-серых песчаных доломитов с единичными (2–3 мм) окисленными стяжениями сульфидов.

Породы предположительно более высоких частей балыктахской свиты (см. рис. 1) наблюдаются на правом берегу р. Вилюй, в 3 км выше устья р. Улахан-Балыктах. Это светлые, зеленовато-серые водорослевые комковатые мадстоуны мощностью 2,2 м. Присутствует фауна трилобитов.

Станская свита относится к среднему ордовику, однако фаунистически охарактеризована только нижняя часть свиты, датируемая волгинским горизонтом [Каныгин и др., 2007; Михайлов, Тесаков, 1972; Тесаков и др., 1975]. Стратотип расположен на правом берегу р. Вилючан, в 3 км выше устья р. Стан [Михайлов, Тесаков, 1972; Тесаков и др., 1975]. Существенно глинистый характер пород станской свиты отрицательно сказывается на ее обнаженности. В настоящее время в среднем течении р. Вилюй свита представлена единичными маломощными (<1 м) выходами на обоих берегах выше п. Меик. Опробовано наиболее представительное (8–9 м) обнажение, которое находится на левом берегу р. Вилюй у северо-восточной оконечности острова Харья-Ары, в 5 км выше п. Меик (см. рис. 1).

Нижняя часть вскрытого разреза (около 4,5 м) представлена чередованием зеленовато-серых, серых и розовато-фиолетовых пятнистых тонкоплитчатых доломитизированных глинистых мадстоунов, красновато-бурых и зеленовато-серых глин. Для пород характерны мелкие знаки волновой ряби и псевдоморфозы по кристаллам галита. Верхняя часть обнажения сложена переслаиванием зеленовато-серых доломитистых глин и тонкоплитчатых глинистых доломитизированных мадстоунов.

Харьялахская свита крайне бедна ископаемой фауной. Руководствуясь положением в разрезе, ее относят к нирундинскому горизонту верхнего ордовика [Михайлов, Тесаков, 1972; Тесаков и др., 1975; Каныгин и др., 2007]. В качестве стратотипа М.А. Михайловым и Ю.И. Тесаковым предложена серия обнажений в приустьевой части р. Харьялах [Михайлов, Тесаков, 1972]. В настоящее время отложения свиты доступны для изучения на правом берегу р. Вилюй, в 50–400 м выше устья р. Харьялах, где расположено наиболее представительное ее обнажение (около 40 м). Здесь породы свиты залегают в виде пологой нарушенной моноклинали с углами наклона около 10°.

Нижняя часть видимого разреза (мощностью около 4–5 м) сложена чередованием серых листоватых и комковатых доломитистых глин и тонкослоистых (1–2 см) глинистых доломитизированных мадстоунов с псевдоморфозами по кристаллам галита. Присутствуют редкие линзы розового гипса-селенита.

Верхняя часть обнажения (около 30 м) представлена чередованием серых, зеленовато-серых, в разной степени глинистых доломитизированных мадстоунов, комковатых доломитистых глин с прослоями (реже линзами) розового гипса (рис. 3). Для пород характерны многочисленные следы мелкой волновой ряби и псевдоморфозы по кристаллам галита. На отдельных уровнях отмечаются достаточно мощные (около 0,5 м) пласты серого гипса.

Более высокая часть свиты (около 5 м) вскрыта на правом берегу р. Харьялах, в 250–300 м выше устья. Здесь свита представлена чередованием зеленовато-серых глинисто-доломитистых тонкоплитчатых известняков, листоватых известковых глин и розового гипса. В отличие от нижележащих отложений, для данной части разреза характерна большая мощность прослоев гипса и отчетливо выраженная ритмичность. В обнажении можно выделить 7 однотипных пачек, заканчивающихся более мощными (10–15 см) прослоями гипса.

Верхняя часть харьялахской свиты (8 м) вскрыта на правом берегу р. Вилюй, в 1,5–2 км ниже п. Меик, берег Маган-Хая. В нижней части видимого разреза залегают желтовато-серые тонкоплитчатые (1–2 см) доломитизированные известняки (мад-, вакстоуны). Выше них залегает мощный пласт (2 м) неслоистого белого гипса, перекрытый пачкой серых листоватых доломитизированных мадстоунов, чередующихся с маломощными (2–4 см) прослоями розового и белого (верхние 2 м) гипса-селенита.

Оюсутская свита. На основании немногочисленных находок фауны [Михайлов, Тесаков, 1972] свита коррелируется с бурским горизонтом [Каныгин и др., 2007, 2017; Михайлов, Тесаков, 1972; Тесаков и др., 1975].



Рис. 3. Переслаивание гипсов с глинисто-карбонатными породами в средней части харьялахской свиты.

Наиболее полный разрез оюсутской свиты вскрыт на правом берегу р. Виллой, в 1.5–2 км ниже п. Меик (берег Маган-Хая, стратотип свиты [Михайлов, Тесаков, 1972; Тесаков и др., 1975]). В силу недостаточно полного описания в опубликованных источниках [Каныгин и др., 2007; Михайлов, Тесаков, 1972; Тесаков и др., 1975], нижняя граница оюсутской свиты нами определена условно, непосредственно выше пачки мощностью 2.3 м, сложенной переслаиванием темно-серых глинистых листоватых мадстоунов и белых гипсов. В своей нижней части свита сложена также, как и верхи харьялахской свиты, темно-серыми листоватыми доломитизированными мадстоунами и вакстоунами (без гипса). Вверх по разрезу породы постепенно переходят в среднеплитчатые (5–6 см) разности.

В верхней половине свиты породы имеют кремово-серые окраски, представлены в разной степени доломитизированными мад-, вакстоунами с прослоями пакстоунов и грейнстоунов. Верхняя граница свиты из-за недостаточной обнаженности здесь также условна. Нами она проводится по смене буровато-серых грейнстоунов чередованием более светлых кремово-серых тонкоплитчатых доломитизированных органогенно-обломочных

известняков с различной структурой. Видимая мощность оюсутской свиты здесь составляет около 25 м.

Отдельные части оюсутской свиты также были изучены в двух обнажениях выше по течению р. Виллой: 1) на левом берегу р. Виллой, в 2 км ниже устья р. Улахан-Балыктах, где вскрыты ее верхние 8–9 м; 2) на левом берегу р. Виллой, в 4 км выше устья р. Огугут (средняя часть свиты).

Огугутская свита (нижний силур). В задачи работ не входило специальное изучение огугутской свиты, однако, самые низы свиты были опробованы попутно с породами харьялахской и оюсутской свит. Изученная часть разреза соответствует низам средней части руданского яруса нижнего силура. Название происходит от р. Огугут. Стратотип расположен на левом берегу р. Виллой, непосредственно выше устья р. Холомолох-Юрях [Тесаков и др., 1998, 2000]. Первое из изученных обнажений расположено на левом берегу р. Виллой, в 2 км ниже устья р. Улахан-Балыктах. Видимая мощность выхода огугутской свиты здесь составляет около 5 м. В основании (1.5 м) свита сложена светлыми кремовыми органогенно-обломочными известняками (мад-, вак-, пакстоуны), переходящими в серовато-кремовые биокласто-

вые известняки с плоскими гальками буровато-кремовых мадстоунов. Гальки ориентированы параллельно напластованию. Выше залегает пачка (3.5 м) чередования кремовых нодулярных доломитизированных мадстоунов и тонкоплитчатых биокластовых известняков (пак-, грейнстоуны) с брахиоподами. Более высокие части свиты здесь доступны для изучения в серии маломощных (около 2 м) изолированных выходов в 300 м выше по течению. Эта часть разреза сложена серовато-кремовыми, с охристыми пятнами кавернозными биокластовыми известняками (пак-, грейнстоуны), вверх по разрезу переходящими в желтовато-серые полосчатые доломитизированные мадстоуны. Отложения низов огугутской свиты были изучены также на правом берегу р. Виллой, в 1.5–2 км ниже п. Меик (берег Маган-Хая). Здесь видимая часть свиты (около 5–6 м) сложена серыми, в разной степени глинистыми тонко-среднеплитчатыми (2–5 см) биотурбированными органо-обломочными известняками.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Литологическая характеристика пород основана на полевых наблюдениях, оптической микроскопии в поляризованном проходящем свете и результатах рентгенофазового анализа порошков в лаборатории рентгеноструктурного анализа кафедры нефтегазовой седиментологии и морской геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (дифрактометр ДРОН-3М). Содержание SiO_2 , MgO , CaO , Fe и Mn определялось рентгенофлуоресцентным методом в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН (XRF, S4 Pioneer, Bruker), содержание Rb и Sr – методом изотопного разбавления параллельно с определением изотопного состава стронция.

Для определения изотопного состава Sr и содержания Rb и Sr навески образцов гипса растворялись в 2 N соляной кислоте, навески карбонатов отмывались в слабой (0.1 N соляной кислоте), далее в воде, и растворялись в 1 N соляной кислоте с последующим выделением фракции стронция и рубидия с помощью ионообменной хроматографии. Измерения величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ проводились на масс-спектрометре MAT-260 в ГИН РАН с точностью не хуже ± 0.00008 . Точность определения отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ составляла $\pm 2\%$. Использовались два изотопных стандарта – ВНИИМ и SRM NBS 987. Результаты по ним составляют соответственно $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70768 \pm 0.00002$, $n = 9$ (принятое значение 0.70801) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70993 \pm 0.00004$, $n = 15$ (принятое значение 0.71025). Измерения по разным стандартам дают сходимость между собой ± 0.00001 , что позволяет устранить систематическую ошибку, вводя поправку на разницу между

измеренным и принятым (“паспортным”) значением стандарта.

Для определения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах был использован комплекс аппаратуры корпорации Thermoelectron, включающий масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II. Разложение карбонатов проводилось в 100% ортофосфорной кислоте при 50°C. Для определения изотопного состава серы в гипсе использовался масс-спектрометр, названный выше, в комплексе с элементным анализатором Flash EA. Значения $\delta^{34}\text{S}$ приводятся в промилле (‰) относительно метеоритного стандарта CDT; значения $\delta^{13}\text{C}$ – в промилле относительно стандарта PDB, значения $\delta^{18}\text{O}$ – в промилле, относительно стандарта SMOW, который связан с используемым во многих работах стандартом PDB формулой [Friedman, O'Neil, 1977]: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03086 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.86$. Для привязки результатов анализов к PDB и CDT использовались сверочные пробы и стандарты IAEA C-O-1, NBS-19 и IAEA S-1. Точность определения $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{34}\text{S}$ находится в пределах $\pm 0.2\%$, $\pm 0.1\%$ и $\pm 0.3\%$ соответственно.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Углерод и кислород. Изотопный состав углерода и кислорода был проанализирован в 103 образцах карбонатных пород. Общий разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ находится в интервале от -7.2 до 1.6% , а значений $\delta^{18}\text{O}$ – от 16.9 до 29.8% ; большая часть этих, весьма значительных вариаций приходится на средний и верхний ордовик, тогда как карбонаты кембрийской, нижнеордовикской и силурийской частей разреза характеризуются относительно однообразными величинами $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (табл. 1).

В холомолохской свите изотопный состав углерода и кислорода варьирует в узких пределах: $\delta^{13}\text{C}$ от -0.3 до -1.8% ($\delta^{13}\text{C}_{\text{средн}} = -1.1 \pm 0.5\%$) и $\delta^{18}\text{O}$ от 22.7 до 25.5% ($\delta^{18}\text{O}_{\text{средн}} = 23.8 \pm 1.0\%$); корреляция между этими величинами отсутствует (рис. 4а).

36-метровый интервал балыктахской свиты характеризуется очень однообразными положительными величинами $\delta^{13}\text{C}$ ($0.1...0.8\%$), которые в среднем ($0.4 \pm 0.2\%$) на 1.5% выше, чем в подстилающей холомолохской свите и столь же однообразными $\delta^{18}\text{O}$ ($24.2...24.9\%$), в среднем ($\delta^{18}\text{O}_{\text{средн}} = 24.6 \pm 0.2\%$) также более высокими, чем в холомолохской свите. В самом верхнем образце балыктахской свиты, отобранном после значительного перерыва в обнаженности, зарегистрировано значительное обеднение ^{13}C ($\delta^{13}\text{C} = -0.6\%$) и обогащение ^{18}O ($\delta^{18}\text{O} = 27\%$) при со-

Таблица 1. Изотопный состав C, O, S и Sr, содержание SiO₂, MgO и CaO (%) и Fe, Mn, Sr, Rb (мкг/г) в карбонатах и гипсах ордовика р. Виллой

№№	Порода	M*	δ ¹³ C	δ ¹⁸ O	δ ³⁴ S	SiO ₂	MgO	CaO	Fe	Mn	Sr	Rb	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (измеренное)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr 450 млн л. н.
Силур															
Огулутская (мейская) свита															
109/16	Г	249.2	—	—	26.5	—	—	—	—	—	1898	0.70	0.001	0.70803	0.70802
108/16	Г	249.1	—	—	26.8	—	—	—	—	—	1126	0.07	0.0002	0.70810	0.70810
107/16	Г	249.0	—	—	27.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
106/16	Г	248.	—	—	28.1	—	—	—	—	—	279	0.11	0.0012	0.70795	0.70794
39/16	пМИ	247	-2.3	28.7	—	—	—	—	—	—	91	0.70	0.022	0.70827	0.70813
38/16	пБИ	244	-2.3	24.8	—	2.33	3.91	50.13	5537	385	123	0.43	0.010	0.70848	0.70842
105/16	ДИ	243	-3.1	26.6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
104/16	ДИ	242	-2.6	26.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
103/16	МИ	241	-2.2	27.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
102/16	МИ	238	-0.8	25.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
101/16	БИ	235	-1.2	22.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
37/16	пБИ	233.2	-0.8	23.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
36/16	БИ	231.2	0.1	23.4	—	1.19	1.13	54.25	4207	308	153	0.10	0.0019	0.70807	0.70806
40/16	БИ	229.2	1.3	23.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
35/16	БИ	227.1	-2.3	23.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
34/16	МИ	226.8	-1.6	24.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
33/16	БИ	226.3	-2.0	24.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
32/16	МИ	225.8	-1.3	24.7	—	4.99	4.31	46.95	7371	385	285	0.65	0.0066	0.70805	0.70801
31/16	БИ	225	-1.2	24.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ордовик															
Оюсутская свита															
30/16	пБИ	—	-1.3	21.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
29/16	БИ	—	0.1	22.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
28/16	БИ	—	-0.1	20.1	—	—	—	—	—	—	154	0.12	0.0023	0.70825	0.70824
27/16	МИ	—	-1.9	24.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
26/16	МИ	—	-2.0	24.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
24/16	БИ	223.0	-1.8	23.4	—	—	—	—	—	—	178	0.20	0.0033	0.70817	0.70815
23/16	БИ	221.5	1.4	23.3	—	—	—	—	—	—	203	0.22	0.0032	0.70808	0.70806
22/16	БИ	220.0	1.3	22.0	—	—	—	—	—	—	197	0.10	0.0014	0.70802	0.70801
100/16	МИ	219.5	1.3	24.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
99/16	МИ	218	1.6	23.6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
79/16	дМИ	215.2	-2.5	27.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
78/16	дМИ	214	-4.0	24.6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
77/16	пМИ	212.5	-3.6	25.2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 1. Продолжение

N ₂ N ₂	Порода	M*	δ ¹³ C	δ ¹⁸ O	δ ³⁴ S	SiO ₂	MgO	CaO	Fe	Mn	Sr	Rb	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (измеренное)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr 450 млн л. н.
76/16	пМИ	212	-2.7	25.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
75/16	пМИ	209.5	-2.2	25.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
74/16	пБИк	208	-3.7	19.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
73/16	пБИк	205.8	-3.7	23.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
72/16	пБИк	205	-4.0	25.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
71/16	БИ	202	-2.9	24.2	—	2.87	2.95	50.43	5740	231	178	0.29	0.0047	0.70806	0.70803
70/16	пБИ	201	-2.8	21.8	—	—	—	—	—	—	148	0.51	0.010	0.70814	0.70808
98/16	МИ	200	-1.7	25.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
97/16	пМИк	198.5	-5.0	24.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
96/16	пМИк	197.5	-5.3	28.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
95/16	дМИк	194.7	-1.6	28.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Харьляхская свита															
94/16	Д	192.7	0.0	28.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
93/16	дМИ	192.2	0.4	27.8	—	—	—	—	—	—	73.5	0.81	0.032	0.70858	0.70838
92/16	дМИ	187.1	-1.2	24.8	—	—	—	—	—	—	136.3	0.97	0.0206	0.70811	0.70798
91/16	БИ	186.6	-1.6	22.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
90/16	дМИ	185.2	-0.9	28.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
89/16	дМИ	183.8	-2.1	27.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
66/16	Г	173.0	—	—	27.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
66/16	пМИГ	172.5	-5.2	26.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
65/16	Г	172.0	—	—	27.6	—	—	—	—	—	584	0.09	0.0004	0.70816	0.70816
65/16	дМИГК	171.9	-4.9	26.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
67a/16	пМИГ	171.3	-1.4	25.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
64/16	Г	170.3	—	—	27.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
64/16	дМИГК	170.2	-6.2	26.3	—	—	—	—	—	—	458	0.08	0.0005	0.70802	0.70802
63/16	Г	169.5	—	—	27.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
63/16	дМИГК	169.0	-6.6	26.2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
62/16	Г	167.0	—	—	26.2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
62/16	дМИГК	166.6	-4.8	25.8	—	49.68	6.93	14.87	10255	385	27.4	0.36	0.038	0.70874	0.70850
61/16	Г	165.0	—	—	26.3	—	—	—	—	—	387	0.034	0.0003	0.70813	0.70813
61/16	дМИГК	164.1	-5.2	25.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
60/16	Г	162.0	—	—	26.2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
60/16	дМИГК	161.5	-5.2	25.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
59/16	дМИГК	160.7	-4.5	25.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
58/16	дМИГК	159.4	-4.1	26.0	—	41.12	8.07	17.18	12124	462	204	4.66	0.066	0.70883	0.70840
57/16	Г	156.8	—	—	26.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
57/16	дМИГК	156.7	-2.7	24.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 1. Продолжение

№№	Порода	M*	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{34}\text{S}$	SiO ₂	MgO	CaO	Fe	Min	Sr	Rb	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (измеренное)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 450 млн л. н.
56a/16	дМИгк	156.2	-3.7	24.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
54/16	Г	155.0	—	—	30.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
53/16	Г	153.6	—	—	26.2	—	—	—	—	—	300—	0.08—	0.0008—	0.70833	0.70832
53/16	дМИгк	153.5	-4.7	21.3	—	15.09	5.14	38.75	5670	308	236	2.18	0.027	0.70866	0.70817
52/16	МИ	151.0	-1.0	27.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
55/16	МИ	150.0	-0.9	27.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
51/16	ИГГ	141.9	-2.9	25.7	—	45.62	6.88	15.07	11753	462	572	3.20	0.016	0.70884	0.70874
51a/16	Г	141.8	—	—	—	—	—	—	—	—	413	0.06—	0.0004—	0.70869—	0.70869
51a/16	ИГГ	141.7	-1.9	24.0	—	—	—	—	—	—	617	0.06	0.0003	0.70842	0.70842
50/16	Г	140.0	—	—	25.6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
69a/16	ИГГ	139.1	-2.3	25.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
50/16	ИГГ	136.2	-2.8	16.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
49/16	Г	135.0	—	—	25.5	—	—	—	—	—	589—	0.14—	0.0007—	0.70833	0.70833
49/16	ИГГ	134.8	-4.6	26.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
48/16	ИГГ	133.6	-4.3	26.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
47/16	Г	132.8	—	—	24.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
47/16	ИГГ	132.6	-4.7	25.8	—	16.44	9.35	32.51	8127	539	352—	0.07—	0.0006—	0.70826	0.70826
46/16	Г	131.5	—	—	26.0	—	—	—	—	—	200	1.25	0.018	0.70830	0.70818
46/16	ИГГ	131.4	-4.1	26.4	—	—	—	—	—	—	580—	-0.04	0.0002	0.70825	0.70825
45/16	Г	130.0	—	—	26.0	—	—	—	—	—	4290—	0.63	0.0004	0.70839	0.70839
44/16	Г	128.6	—	—	—	—	—	—	—	—	288—	0.18	0.0018	0.70870	0.70869
44/16	ИГГ	128.4	-3.4	26.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
43/16	Г	128.0	—	—	25.5	—	—	—	—	—	537	0.18	0.001	0.70876	0.70875
43/16	ИГ	127.6	-1.1	27.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
42/16	Г	127.0	—	—	26.9	—	—	—	—	—	566—	0.07—	0.0004	0.70856	0.70856
42/16	ИГГ	126.9	-2.9	26.6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
68a/16	ИГГ	126.2	-4.2	26.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
41/16	Г	124.5	—	—	—	—	—	—	—	—	303—	0.24—	0.0023—	0.70865	0.70864
41/16	ИГГ	124.4	-3.4	26.8	—	19.68	3.7	28.72	10220	385	119	4.1	0.100	0.70911	0.70847
41a/16	ИГГ	124.3	-3.5	26.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Станская свита															
88/16	дМИ	103.8	-2.2	27.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
87/16	дМИ	102.6	-2.1	28.0	—	38.44	10.91	14.15	19929	924	94.8	3.05	0.093	0.70920	0.70861
86/16	дМИ	101.1	-3.6	28.0	—	—	—	—	—	—	80.5	1.46	0.053	0.70890	0.70856
85/16	пМИ	103.8	-1.6	29.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
84/16	пМИк	99.8	-6.7	25.7	—	—	—	—	—	—	82.9	1.96	0.069	0.70880	0.70836

Таблица 1. Окончание

N ₂ N ₂	Порода	M*	δ ¹³ C	δ ¹⁸ O	δ ³⁴ S	SiO ₂	MgO	CaO	Fe	Mn	Sr	Rb	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (измеренное)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr 450 млн л. н.
83/16	пМИ	98.2	-1.8	29.7	-	-	-	-	-	-	74.5	1.46	0.056	0.70895	0.70859
81/16	пМИ	96.4	-1.3	29.6	-	-	-	-	-	-	107.0	2.1	0.058	0.70870	0.70834
80/16	пМИк	96.0	-7.2	20.5	-	-	-	-	-	-	174	0.65	0.011	0.70858	0.70851
Балыкташская свита															
25/16	Д	52.6	-0.6	27.3	-	4.01	18.35	30.84	5957	770	50.0	0.38	0.022	0.70870	0.70856
21/16	ПД	36.2	0.8	24.8	-	-	-	-	-	-	92.8	0.37	0.011	0.70884	0.70877
20/16	ПД	18.8	0.6	24.9	-	15.42	17.92	27.93	6825	1309	90.4	0.50	0.016	0.70903	0.70893
19/16	Д	12.6	0.4	24.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
18/16	Д	12.4	0.2	24.6	-	15.64	14.56	25.37	8519	693	50.0	0.56	0.032	0.70906	0.70886
17/16	пБИ	8.6	0.2	24.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
16/16	Д	5.1	0.1	24.6	-	16.52	14.49	25.11	8330	462	84.6	1.16	0.040	0.70875	0.70849
15/16	Д	4.7	0.2	24.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14/16	Дк	3.1	0.4	24.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
13/16	Дк	2.1	0.4	24.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12/16	Дк	1.0	0.4	24.4	-	14.66	15.45	25.98	7889	462	64.4	0.66	0.030	0.70902	0.70883
Кембрий															
Холомолохская свита															
11/16	СИ	-	-1.0	22.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10/16	ДИк	-	-0.8	25.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9/16	ДИк	-	-0.8	23.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8/16	ДИк	-	-1.1	25.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7/16	ДИк	-	-1.6	23.7	-	4.6	2.58	50.14	5327	539	167	0.60	0.014	0.70887	0.70878
6/16	ДИк	-	-1.8	24.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5/16	ДИк	-	-0.7	23.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3/16	ДИк	-	-0.3	23.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2/16	пБИ	-	-1.5	23.0	-	-	-	-	-	-	249	0.20	0.0024	0.70875	0.70873
1/16	ДИк	-	-1.6	23.2	-	23.2	4.59	28.92	9842	462	277	0.46	0.0048	0.70858	0.70855

Примечание. БИ – биокластовый известняк, пБИ – перекристаллизованный биокластовый известняк, пБИк – перекристаллизованный биокластовый известняк с примесью кварца, Г – гипс, Д – доломит, Дк – доломит с примесью кварца, дИк – доломитистый известняк с примесью кварца, ДИ – доломитистый известняк, ИГ – известковая глина, ИГк – известковая глина с гипсом, ИГкк – известковая глина с гипсом и кварцем, МИ – микритовый известняк, дМИ – доломитистый микритовый известняк, дМИк – доломитистый микритовый известняк с примесью гипса и кварца, пМИ – перекристаллизованный микритовый известняк, пМИк – перекристаллизованный микритовый известняк с гипсом, пМИкк – перекристаллизованный микритовый известняк с гипсом и кварцем, ПД – песчаный доломит, СИ – сферолитовый известняк. Прочерк – не определялось. Мощность дана в метрах от видимого основания балыкташской свиты.

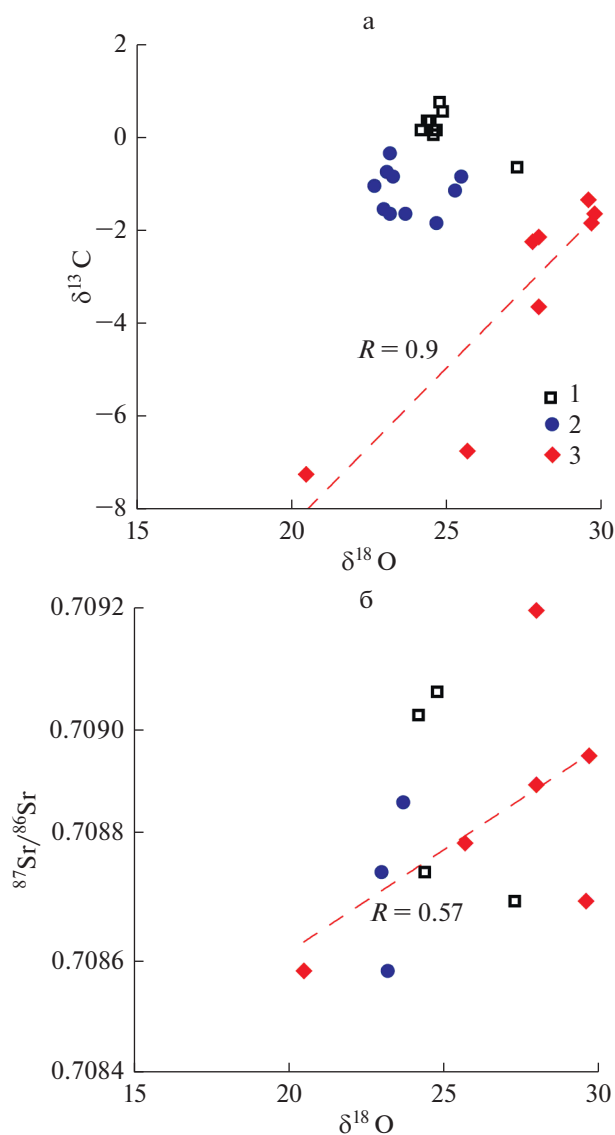


Рис. 4. Соотношение изотопного состава кислорода и углерода (а), кислорода и стронция (б) в карбонатах нижней части изученного разреза.

1 – холомолохская свита верхнего кембрия; 2 – балыктахская свита нижнего ордовика; 3 – станская свита среднего ордовика.

хранении существенно доломитового состава породы.

Вышележащая станская свита, представленная очень небольшим по мощности (~8 м) обнажением, напротив, отличается широкими вариациями $\delta^{13}\text{C}$ от -7.2 до -1.6‰ и $\delta^{18}\text{O}$ от 20.5 до 29.8‰ . Средние значения вычислять при таком разбросе бессмысленно; отчетливая положительная корреляция $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ ($R = 0.9$, см. рис. 4а) указывает на два разных источника вещества: обогащенного ($\delta^{13}\text{C} \sim -2 \pm 1\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} \sim 29 \pm 1\text{‰}$) и обедненного ($\delta^{13}\text{C} \sim -7 \pm 1\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} \sim 20 \pm 1\text{‰}$) тя-

желыми изотопами углерода и кислорода. Отметим, что максимально обедненные ^{18}O и ^{13}C слои станской свиты представлены известняками, а обогащенные ^{18}O и ^{13}C – известковистыми доломитами, причем разделены эти слои очень небольшими по мощности (0.5 м) интервалами разреза.

Харьялахская свита, характеризуется максимальным для данного разреза разбросом значений $\delta^{13}\text{C}$: от -6.6 до 0.4‰ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{средн}} = -3.2 \pm 1.8\text{‰}$) и $\delta^{18}\text{O}$ от 16.9 до 28.8 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{средн}} = 25.8 \pm 2.1\text{‰}$). На изотопно-углеродной кривой выделяются три относительных максимума, в которых значения $\delta^{13}\text{C}$ близки к 0‰ и три отрицательных экскурса с минимумом $< -4\text{‰}$ (см. рис. 2). Самый продолжительный и высокоамплитудный отрицательный экскурс ($\delta^{13}\text{C}$ до -6.6‰) приходится на среднюю часть харьялахской свиты.

Приведенный выше общий большой разброс величин $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах харьялахской свиты создает впечатление сильной изменчивости этого параметра в данном стратиграфическом подразделении. На самом деле большая часть проанализированных образцов располагается в типичном для верхнеордовикских карбонатов интервале $\delta^{18}\text{O}$ от 25 до 28‰ (см. рис. 2) и лишь в одном образце из 36 эта величина $< 20\text{‰}$. Наиболее сильный отрицательный выброс $\delta^{18}\text{O}$ в нижней части харьялахской свиты совпадает в разрезе с отрицательным экскурсом $\delta^{13}\text{C}$, однако общая корреляция между этими величинами отсутствует (рис. 5а). На уровне отмеченного выше продолжительного высокоамплитудного экскурса в средней части свиты значения $\delta^{18}\text{O}$ плавно увеличиваются снизу вверх по разрезу, достигая максимума в верхней 10-метровой пачке.

Пределы вариаций $\delta^{13}\text{C}$ (от -5.3 до 1.6‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (от 19.3 до 28.0) в карбонатах оюсутской свиты сходны с аналогичными вариациями в харьялахской свите, однако средние значения $\delta^{13}\text{C}$ ($-2.0 \pm 2.0\text{‰}$) на 1.2‰ выше, а $\delta^{18}\text{O}$ ($23.9 \pm 2.0\text{‰}$) на 1.9‰ ниже, чем в харьялахской свите. Заметно больше также амплитуда относительных положительных экскурсов $\delta^{13}\text{C}$, достигающая 1.3‰ – 1.6‰ . Важнейшим элементом изотопно-углеродной кривой оюсутской свиты, однако, является поддержанный большим количеством образцов высокоамплитудный (до -5.3‰) отрицательный экскурс, занимающий ее среднюю часть (см. рис. 2). На уровне этого экскурса находится единичный отрицательный выброс $\delta^{18}\text{O} = 19.3\text{‰}$ (обр. № 74/16, см. табл. 1), однако никаких признаков общей для свиты положительной корреляции $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ нет; скорее можно отметить статистически не значимую ($R^2 = 0.13$) отрицательную связь этих параметров (см. рис. 5а), причем коэф-

коэффициент корреляции увеличивается до $R^2 = 0.27$ при исключении из расчета обр. № 74/16. Этот пример показывает условность отнесения ковариаций тех или иных параметров к статистически значимым или незначимым на основании статистических расчетов, разработанных для двухкомпонентных смесей и мало пригодных для древних осадочных пород, обычно содержащих три и более минеральные фазы. В целом, для большей части оюсутской свиты характерно увеличение значений $\delta^{18}\text{O}$ снизу вверх по разрезу, которое сменяется уменьшением в верхних 8 м разреза, совпадая с исчезновением в породах доломита (см. рис. 5а).

Разброс значений $\delta^{13}\text{C}$: от -3.1 до 1.3‰ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{средн}} = -1.5 \pm 1.2\text{‰}$) и $\delta^{18}\text{O}$ от 23.3 до 28.7‰ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{средн}} = 25.1 \pm 1.6\text{‰}$) в относимой к нижнему силуру огугутской свите заметно меньше, чем в оюсутской свите. Относительные положительные экскурсы примерно той же амплитуды, что и в верхнем ордовике, отмечаются в основании и в средней части огугутской свиты. Между изотопным составом углерода и кислорода существует слабая отрицательная корреляция (см. рис. 2, 3б).

Сера. Значения $\delta^{34}\text{S}$ в 16 из 17 проанализированных образцов гипса харьялахской свиты находятся в интервале от 24.4 до 27.6‰ ($\delta^{34}\text{S}_{\text{средн}} = 26.3 \pm 0.8\text{‰}$), из которого выбивается лишь один образец ($\delta^{34}\text{S} = 30.1\text{‰}$). Снизу вверх по разрезу харьялахской свиты сульфатная сера несколько обогащается тяжелым изотопом ^{34}S параллельно с обогащением карбонатов ^{18}O (см. рис. 2). В поведении изотопов серы и углерода связи не наблюдается: в нижней части свиты низким значениям $\delta^{34}\text{S}$ соответствует отрицательный экскурс $\delta^{13}\text{C}$, тогда как на уровне более мощного отрицательного экскурса средней–верхней части значения $\delta^{34}\text{S}$, напротив, увеличиваются.

В 1.5-метровом пласте гипса, занимающего среднюю часть опробованного обнажения огугутской свиты, значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{средн}} = 27.2 \pm 0.7\text{‰}$ такие же, как в верхней части харьялахской свиты. При этом их разброс выходит за пределы аналитической ошибки, и в пласте происходит закономерное уменьшение $\delta^{34}\text{S}$ от 28.1‰ в его подошве до 26.5‰ в кровле.

Стронций. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ были определены в 34 образцах карбонатов по всему разрезу и 17 образцах гипса харьялахской и огугутской свит (см. табл. 1). Разброс значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатах находится в пределах 0.70802 – 0.70920 , в гипсе – 0.70795 – 0.70876 . Отмечается общее обеднение пород радиогенным изотопом ^{87}Sr от нижнего ордовика к верхнему, установленное ранее, причем примерно в тех цифровых рамках в разных районах [Shields et al., 2003; Saltzman et al.,

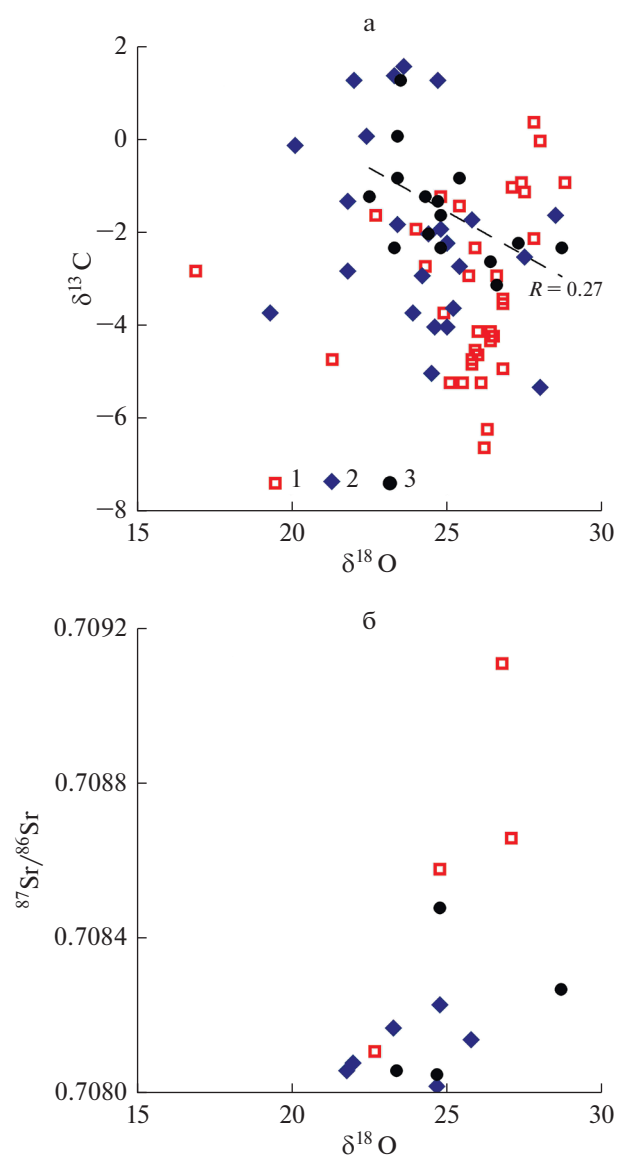


Рис. 5. Соотношение изотопного состава кислорода и углерода (а), кислорода и стронция (б) в карбонатах верхней части изученного разреза.

1 – харьялахская свита верхнего ордовика; 2 – оюсутская свита верхнего ордовика; 3 – огугутская свита нижнего силура.

2014; Edwards et al., 2015; McArthur et al., 2012, 2020], включая север Сибирской платформы [Покровский и др., 2018]. Общий тренд, однако, осложнен флюктуациями, связанными, по крайней мере отчасти, с неравноценностью материала, определяемой содержанием стронция. С этой точки зрения наиболее представительными являются данные по гипсу, который характеризуется наиболее высоким содержанием Sr – до 1898 мкг/г (среднее 600 ± 100 мкг/г). В карбонатных породах содержание Sr много ниже – от 27.4 до 285 мкг/г. На некоторых уровнях харьялахской и оюсутской

свит карбонатные породы (особенно те, содержащие Sr в которых <100 мкг/г) обогащены радиогенным стронцием по сравнению с соседними слоями гипса, на других заметного различия не наблюдается (см. рис. 2).

Содержание рубидия в использованных соляно-кислотных вытяжках из карбонатов в целом невелико – в большинстве образцов не превышает 1 мкг/г, лишь в 4 образцах глинистых известняков и доломитов поднимается до 2–4 мкг/г. Соответственно, поправка на возраст (разница между измеренным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и рассчитанным на 450 млн лет назад) для большинства карбонатов не превышает 0.0002, что не столь существенно для хеомстратиграфической корреляции. В 3 образцах эта поправка составляет 0.0002–0.0003, а в 5 образцах – 0.0003–0.0005, что уже существенно. Необходимость введения поправки, однако, неоднозначна, так как время консервации Rb/Sr изотопной системы в том или ином образце может сильно отличаться от возраста породы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Постседиментационные изменения и “первичные” изотопные характеристики

В C- и Sr-изотопной стратиграфии принято учитывать целый ряд критериев сохранности изотопных систем, которые могли претерпеть существенные изменения за сотни миллионов лет, прошедшие со времени седиментации.

Сохранность изотопного состава стронция в карбонатном материале в первую очередь зависит от содержания этого элемента, которое варьирует от ~20 мкг/г в некоторых доломитах до ~20000 мкг/г в арагоните и апоарагонитовых известняках. Как было показано в работах [Saltzman et al., 2014; Edwards et al., 2015], по сравнению с конодонтами, сложенными устойчивым к постседиментационной перекристаллизации биоапатитом, в одновозрастных карбонатах с содержанием Sr > 300 мкг/г отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ крайне редко увеличено более, чем 0.0001. При содержании Sr в интервале 130–300 мкг/г отличие обычно не превышает 0.00015, что также не очень существенно для целей хеомстратиграфии. Карбонаты с содержанием Sr < 130 мкг/г, однако, характеризуются большим разбросом отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что делает их малопригодными для хеомстратиграфических построений. Известны, тем не менее, примеры хорошей сохранности изотопного состава стронция в докембрийских доломитах с очень низким (20–50 мкг/г) содержанием этого элемента [Покровский, Виноградов, 1991; Кузнецов и др., 2014].

Изотопный состав углерода в карбонатах критически зависит от присутствия в них самих и окружающих породах органического вещества, продукты окисления которого более чем на 20%

обеднены ^{13}C по сравнению с карбонатами. Считается [Scholle, Arthur, 1980; Saltzman, Thomas, 2012], что опасность сильного (>1‰) смещения изотопного состава углерода существует лишь в породах, в которых первичное отношение карбонат/органическое вещество было <7 : 1. Это отношение, однако, трудно определить, так как органическое вещество окисляется в диагенезе. Нередко диагенетические изменения карбонатов проявляются в корреляции изотопного состава углерода и стронция [Покровский и др., 2021], так как агрессивные продукты преобразования органического вещества активизируют выщелачивание обогащенного радиогенным изотопом стронция из силикатного детрита, обилие которого является заведомо неблагоприятным фактором для сохранности и C- и Sr-изотопных систем.

Среди наиболее распространенных критериев сохранности C- и Sr-изотопных систем – содержание в карбонатах Mn и Fe, которые могут выноситься под воздействием подземных вод атмосферного происхождения [Banner, Hanson, 1990; Veizer et al., 1999; Кузнецов и др., 2014]. Отмечалась неоднозначность этого критерия, обусловленная существованием бассейнов, в которых накопление марганца и железа происходит еще на стадии седиментации [Покровский и др., 1999; Shields et al., 2003; Halverson et al., 2007; Li et al., 2013].

Важная роль индикатора постседиментационных изменений придается изотопному составу кислорода, который обедняется ^{18}O вследствие взаимодействия карбонатов с атмосферными водами, а также поровыми водами при высоких температурах. Использование жесткого “порога” $\delta^{18}\text{O} = -10\text{‰ PDB}$ ($\delta^{18}\text{O} = 20.5\text{‰ SMOW}$) для разграничения измененных и неизмененных образцов представляется, однако, неэффективным. Для палеозойских карбонатов, лишь в исключительных случаях характеризующихся значениями $\delta^{18}\text{O} < 20\text{‰}$ [Veizer et al., 1999], этот порог является слишком низким. Вместе с тем известны неопротерозойские породы с $\delta^{18}\text{O} < 20\text{‰}$, которые сохранили первичный изотопный состав углерода и стронция [Покровский и др., 2021].

Возможность обогащения сульфатов тяжелым изотопом серы в результате их частичного восстановления в диагенезе обсуждается уже более 50 лет [Виноградов, 1980], однако до настоящего времени не разработаны надежные критерии выявления “первичных” и измененных величин $\delta^{34}\text{S}$. Обычно в качестве “первичных” значений принимаются минимальные $\delta^{34}\text{S}$ для данной толщи (свиты), хотя нет никакой гарантии, что они также не претерпели диагенетическую трансформацию. Теоретически, восстановление сульфатов при реакции с органическим веществом должно сопровождаться выделением обедненной ^{13}C уг-

лекислоты и появлением обедненных ^{13}C карбонатов, но обнаружить их в сульфатно-карбонатных толщах крайне сложно и пока никому не удалось. Ситуация еще более осложняется наличием изолированных бассейнов, таких, как современные Каспийское и Аральское моря [Покровский и др., 2017] или средне-позднекембрийский верхоленинский бассейн на юге Сибирской платформы [Писарчик, Голубчина, 1979; Виноградов и др., 2011; Буйкайте и др., 2019], в которых “первичные” значения $\delta^{34}\text{S}$ существенно ниже, чем в океане. Едва ли не единственным способом выявить как “первичные”, так и “вторичные” аномалии $\delta^{34}\text{S}$ остается корреляция разрезов и сопоставление этой величины в различных районах.

Общей особенностью карбонатных пород вилюйского разреза является высокое содержание железа ($4207\text{--}19929$ мкг/г, среднее 8534 ± 3648) и марганца ($231\text{--}1309$ мкг/г, среднее 526 ± 259). Поскольку анализировались валовые пробы, можно предположить, что железо содержится не только в карбонатах, но также в силикатах и окислах. Однако содержание марганца в силикатных минералах обычно крайне мало, а оксиды марганца являются, как правило, продуктом выветривания карбонатов [Кулешов, 2013], и валовые пробы достаточно хорошо представляют собственно карбонатный марганец. При сравнительно невысоких содержаниях Sr, отношения Mn/Sr, которые могут быть показателем интенсивности постседиментационных преобразований, также очень велики — от 0.81 до 20.4, и заведомо не отвечают даже самым мягким критериям сохранности изотопных систем. Тем не менее отрицательная “постседиментационная” корреляция изотопного состава кислорода и углерода с содержанием марганца отсутствует (рис. 6).

По-видимому, высокие содержания Fe и Mn в данном случае отражают условия седиментации, а не экстраординарные постседиментационные преобразования. Обычно накопление этих элементов характерно для аноксидной обстановки, однако седиментация ордовикских карбонатов вилюйского разреза (равно как ниже- и вышележащих отложений кембрия и силура) явно происходила в мелководном, хорошо аэрируемом бассейне. Вероятно, высокие содержания Fe и Mn связаны с особенностями континентального сноса. Возможно, источниками этих элементов были вендские рудоносные отложения севера Енисейского кряжа, где располагается крупное Порожинское месторождение марганца [Кулешов, 2018]. Отметим, что высокое содержание Fe и Mn, вне какой-либо связи с изотопными системами C, O и Sr, наблюдалось в раковинах ордовикских брахиопод некоторых других районов, в частности волховского горизонта Ленинградской области [Shields et al., 2003].

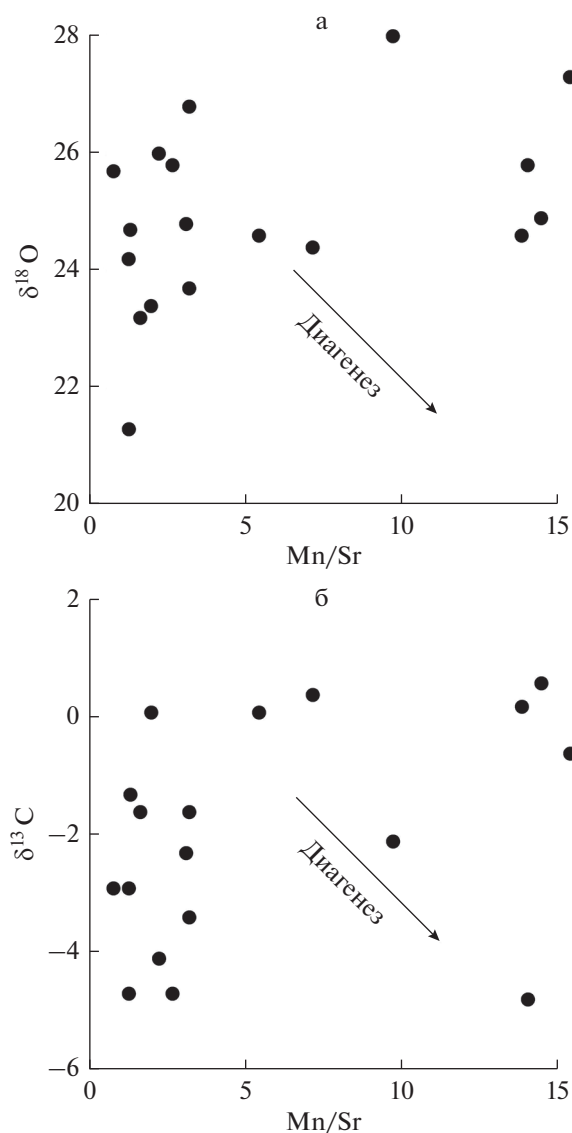


Рис. 6. Ковариации изотопного состава кислорода (а) и углерода (б) с величинами отношения Mn/Sr в карбонатах разреза р. Вилюй.

Изотопный состав кислорода в карбонатах не дает оснований говорить о сильных постседиментационных преобразованиях отложений вилюйского разреза в целом: лишь в десяти из более, чем ста проанализированных образцов установлены величины $\delta^{18}\text{O} < 23\text{‰}$, и лишь в трех — $\delta^{18}\text{O} < 20\text{‰}$ (см. табл. 1). Тем не менее, даже если исключить эти образцы, необходимость объяснить значительные — более 5‰ — вариации $\delta^{18}\text{O}$ на протяжении очень небольших (первые метры) интервалов разреза никуда не исчезнет. Они могут быть связаны как с постседиментационным взаимодействием карбонатных осадков с водами атмосферного происхождения, так и с периодическим вбросом речных вод в бассейн седиментации.

Нельзя не отметить, что значительные и несвязанные с литологическим составом пород вариации изотопного состава кислорода и углерода появляются в вилюйском разрезе начиная со среднего ордовика (см. рис. 2), тогда как в его кембрийской и нижнеордовикской частях величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в пределах литологически однородных фрагментов очень однообразны и меняются только на границах свит или пачек.

Сравнительно высокие содержания Sr – до 249 мкг/г, а также небольшие и не коррелирующиеся между собой вариации $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (см. рис. 4а) позволяют считать известняки и мергели холмолохской свиты вполне пригодными для хемостратиграфических исследований, и без большого риска принять для опробованного фрагмента этой свиты в качестве “первичных” среднее значение $\delta^{13}\text{C} = -1.1 \pm 0.5\text{‰}$ и минимальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70858$.

В вышележащей балыктахской свите, сложенной преимущественно доломитами, содержание стронция резко уменьшается – до 50–65 мкг/г, что существенно увеличивает вероятность постседиментационной трансформации изотопной системы стронция. Разброс величин отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатах балыктахской свиты, однако, сравнительно невелик и не коррелируется с величинами $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 4б), а минимальное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70870$ мало отличается от такового в холмолохской свите. Высокие и очень слабо варьирующие значения $\delta^{18}\text{O}$ (24.2–24.8‰) позволяют предположить, что среднее значение $\delta^{13}\text{C} = 0.4 \pm 0.2\text{‰}$ в нижней 36-метровой пачке балыктахской свиты удовлетворительно характеризует данную стадию развития ордовикского бассейна. Существенное (на 1‰) уменьшение $\delta^{13}\text{C}$ в самом “верхнем” образце (25/16) балыктахской свиты, отобранном после некоторого перерыва в обнажении, также нет оснований связывать с постседиментационными изменениями, так как величина $\delta^{18}\text{O}$ резко увеличивается (см. рис. 2).

Отчетливая положительная корреляция изотопного состава кислорода и углерода устанавливается только для карбонатов станской свиты (см. рис. 4а). Обычно такую корреляцию рассматривают как линию смещения “первичного” морского осадочного карбоната и обедненного тяжелыми изотопами углерода и кислорода диагенетического карбоната, сформированного при участии вод атмосферного происхождения. Петрографические исследования, однако, не выявили в слоях с низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ следов экстраординарных постседиментационных изменений, в связи с чем можно предположить связь этих значений с опресненными водными массами, периодически возникающими в результате речного

стока. В качестве наиболее близких к “первично-морским” для этой свиты (точнее – для ее небольшого фрагмента) можно принять максимальные значения $\delta^{13}\text{C} = -1.3\text{‰} \dots -1.8\text{‰}$; экстраполировать корреляцию $\delta^{18}\text{O} - \delta^{13}\text{C}$ в область более высоких значений $\delta^{13}\text{C}$ нет оснований, так как максимальные $\delta^{13}\text{C}$ установлены в образцах с очень высокими значениями $\delta^{18}\text{O} = 29.6\text{‰} - 29.8\text{‰}$. Таким образом, в пределах нижнего и нижней части среднего ордовика вилюйского разреза отчетливо проявляется тенденция к уменьшению величин $\delta^{13}\text{C}$ и увеличению $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 2).

Необычной особенностью карбонатов станской свиты является положительная корреляция изотопного состава кислорода и стронция (см. рис. 4б). Объяснить ее постседиментационными изменениями, которые в подавляющем большинстве случаев сопровождаются обогащением пород радиогенным стронцием, невозможно. Минимальное для станской свиты отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70858) получено по образцу 80/16 (см. табл. 1), в котором зарегистрированы очень низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (20.5‰) и $\delta^{13}\text{C}$ (–7.2‰), свидетельствующие, возможно, о влиянии речного стока, выносившего стронций из более древних карбонатных пород кембрия (верхоленской свиты?) или венда. Наиболее близким к “первичному” целесообразно считать отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70870$, установленное в образце с “нормально морскими” значениями $\delta^{18}\text{O}$ (29.6‰) и $\delta^{13}\text{C}$ (–1.3‰).

Интерпретация изотопных данных, полученных по харьялахской свите, представляет значительные трудности. Как отмечалось выше, для карбонатов свиты характерны в целом высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ в интервале от 25 до 28‰, однако и они не исключают существенных изменений под воздействием вод атмосферного происхождения. Согласно палеомагнитным данным [Шацилло и др., 2017], в позднем ордовике Сибирь располагалась в экваториальных широтах, где изотопный состав атмосферных вод обычно лишь на 1–3‰ обеднен ^{18}O по сравнению с океаном [Fricke, O’Neil, 1999]. Соответственно, даже полная перекристаллизация карбонатов под влиянием атмосферных вод в экваториальных широтах не может сопровождаться уменьшением величин $\delta^{18}\text{O}$ более чем на 3–4‰. Этот вывод справедлив только в том случае, если постседиментационные изменения протекают при температурах <30–40°C. Литологический состав пород не позволяет говорить о гидротермальном преобразовании харьялахской свиты или о региональном метаморфизме. Отдельные выбросы $\delta^{18}\text{O}$ – до 20‰, очевидно, результат не высоких температур, а взаимодействия с высокоширотными водами ат-

мосферного происхождения на поздней стадии существования породы.

Отсутствие корреляции между величинами $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (см. рис. 5а) дает определенную надежду на “первичный” характер вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в харьялахской свите, но его не гарантирует. Некоррелирующиеся с $\delta^{18}\text{O}$ отрицательные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ могут быть как результатом взаимодействия карбонатов с обогащенными почвенной углекислотой подземными водами экваториальной зоны, так и результатом сульфат-редукции в раннем диагенезе [Chafetz et al., 1999]. Природа этих экскурсов, по-видимому, может быть определена путем корреляции разрезов, которая будет рассмотрена ниже.

Харьялахская свита является наилучшим в исследованном разрезе объектом для Sr-изотопной стратиграфии, так как содержит гипс с высоким содержанием Sr (до 4290 мкг/г), а также карбонатные породы кальцит-доломитового состава, в которых обычно содержится 100–200 мкг/г стронция. Лишь некоторые образцы существенно доломитового состава содержат Sr менее 100 мкг/г (см. табл. 1). Корреляция изотопного состава стронция и кислорода в карбонатах харьялахской свиты отсутствует (см. рис. 5б). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гипсе ниже, чем в соседних карбонатных слоях, причем разница коррелируется с содержанием стронция в карбонатах (см. табл. 1), подобно различию в изотопном составе стронция между разновозрастными карбонатами и кондонтами [Edwards, Saltsman, 2015]. Это обстоятельство позволяет считать отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гипсах максимально близким к “первичным”, а также использовать данные по карбонатам с некоторой поправкой, которая в большинстве образцов не превышает 0.0002–0.0004. Соответственно, общее уменьшение величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ снизу вверх по разрезу харьялахской свиты от 0.7086 до 0.7080 (см. рис. 2), а также небольшой положительный экскурс на этом тренде, по-видимому, отражает эволюцию изотопного состава стронция в воде бассейна седиментации. Изотопный состав серы в гипсе харьялахской свиты достаточно однообразен, что не свидетельствует о частичном постседиментационном восстановлении, которое обычно сопровождается появлением разброса величин $\delta^{34}\text{S}$.

Оюсутская свита, так же как харьялахская, характеризуется широкими вариациями изотопного состава углерода и кислорода, которые ведут себя еще более независимо один от другого. В образце 96/16, например, зарегистрировано минимальное для этой свиты значение $\delta^{13}\text{C} = -5.3\text{‰}$ и максимальное $\delta^{18}\text{O} = 28.0\text{‰}$ (см. табл. 1); вверх по разрезу в том же обнажении происходит увеличение $\delta^{13}\text{C}$, которое сопровождается неравномерным

уменьшением $\delta^{18}\text{O}$. Разброс значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатах оюсутской свиты: 0.70802–0.70825 значительно меньше, чем в карбонатах харьялахской свиты, причем минимальные для оюсутской свиты значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70802$ – 0.70808 зарегистрированы в образцах с высокими содержаниями Sr = 179–203 мкг/г, что позволяет считать его близким к “первичному”.

Огугутская свита, отнесенная к нижнему силуру, содержит горизонт гипса, что сближает ее в фациальном отношении с харьялахской свитой. Значения $\delta^{34}\text{S}$ в огугутской и харьялахской свитах практически не отличимы. Вариации $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, однако, не столь велики и обнаруживают отрицательную корреляцию (см. рис. 5а), которая вряд ли может быть связана с постседиментационными изменениями. Минимальные величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в названных свитах (0.70795–0.70810) не различимы в пределах ошибки.

Изотопная корреляция вилюйского разреза

Серя. В настоящее время для определения изотопного состава серы в сульфатах, растворенных в воде древних палеобассейнов, используют либо эвапоритовые минералы – гипс и ангидрит, либо т.н. “карбонат-ассоциированные сульфаты” (КАС), которые извлекаются из осадочных карбонатов химическим способом и не поддаются минералогической идентификации. Разброс значений $\delta^{34}\text{S}$ и в тех, и в других, даже тогда, когда они отобраны из очень близких по возрасту отложений – в пределах яруса или отдела – нередко достигает 15–20‰, что делает невозможным их использование в целях стратиграфии. Причины этих вариаций, в общих чертах, известны давно: они связаны либо с постседиментационным восстановлением сульфатов [Виноградов, 1980], либо с частичной или полной изоляцией бассейна седиментации [Писарчик, Голубчина, 1979; Виноградов и др., 2011; Буякайте, 2019], однако до количественного моделирования этих процессов пока далеко (если оно вообще возможно).

Изотопных данных по ордовикским сульфатам в настоящее время сравнительно немного. “Глобальная” кривая эволюции изотопного состава сульфатной серы в ордовикском океане (рис. 7) построена по 16 образцам КАС, которые считаются наиболее представительными [Kampschulte, Strauss, 2004]. Эта кривая имеет характерный перегиб: на протяжении нижнего и среднего ордовика значения $\delta^{34}\text{S}$ уменьшаются от ~28–30‰ до ~24–26‰, затем к границе силура увеличиваются до 26–27‰. Имеющиеся на сегодняшний день данные по изотопному составу серы в ордовикских сульфатах Сибирской платформы в целом согласуются с “глобальной” кривой. В разрезе р. Мойеро, где загипсована нижняя часть

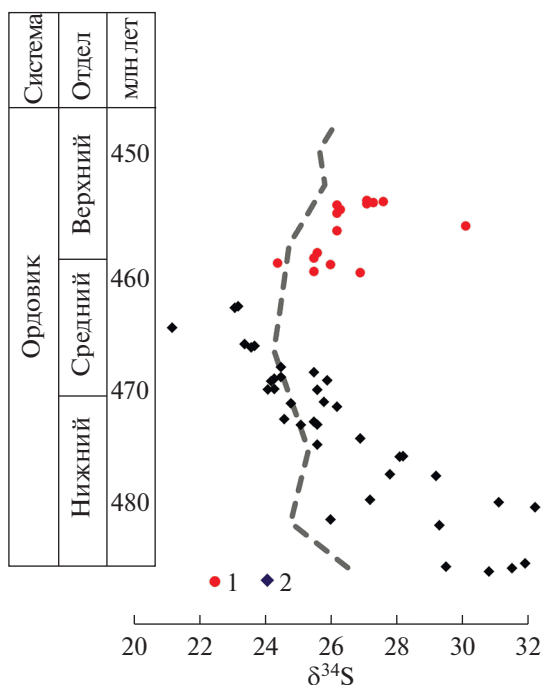


Рис. 7. Изотопный состав серы в ордовикских гипсах Сибирской платформы.

1 – харьялахская свита на р. Вилюй (см. табл. 1); 2 – ирбуклинская и кочаканская свита на р. Мойеро [Покровский и др., 2018]. Пунктирная линия – обобщенная кривая изменения изотопного состава серы в ордовикском океане [Kampschulte, Strauss, 2004].

разреза (ирбуклинская и кочаканская свиты, отнесенные к нижнему и среднему ордовика), величины $\delta^{34}\text{S}$ уменьшаются снизу вверх по разрезу, тогда как от основания к кровле верхне-ордовикской харьялахской свиты на р. Вилюй, напротив, проявляется общая тенденция к обогащению гипса ^{34}S . Вместе с тем нельзя не отметить, что ордовикские сульфаты в среднем на 2–3‰ обогащены ^{34}S по сравнению с КАС. Это может отражать специфику ордовикского бассейна Сибирской платформы, но может быть связано и с процедурой выделения КАС, которая не исключает их контаминацию продуктами окисления диагенетических сульфидов.

Кислород. Изотопный состав кислорода в осадочных карбонатах служит важным инструментом детального стратиграфического расчленения и палеоклиматических реконструкций кайнозоя, с успехом используется для тех же целей в мезозое и очень мало используется в палеозое – особенно раннем. Отчасти это связано с высокой чувствительностью изотопно-кислородной системы к постседиментационным изменениям, отчасти с тем, что доступные для изучения раннепалеозойские отложения формировались в неглубоких эпиконтинентальных морях со сложной фациальной конфигурацией, изменчивым темпера-

турным и гидрологическим режимом. Тем не менее, неоднократно предпринимались попытки обобщения очень широких вариаций $\delta^{18}\text{O}$ палеозойских карбонатов, привлечения к этим исследованиям данных по более устойчивым конодонтам и созданию “глобальной” эволюционной изотопно-кислородной кривой [Grossman, Joachimski, 2020 и ссылки в этой статье].

На рис. 8 приведена обобщающая кривая, основанная на определениях значений $\delta^{18}\text{O}$ в прошедших минералогический и геохимический контроль раковинах ордовикских брахиопод, обитавших в морях экваториальной и тропической зон. Эта кривая характеризуется постепенным увеличением величин $\delta^{18}\text{O}$ от ~20‰ в тремадокском ярусе до ~25‰ в конце катийского и хирнантском ярусе. Аналогичный тренд установлен по конодонтам, что говорит в пользу его “первичной” синседиментационной природы. По мнению одних авторов, этот тренд (подтверждающийся данными по конодонтам) отражает уменьшение температур морской воды от 40–45°C до 20°C [Grossman, Joachimski, 2020], по мнению других – связан с постепенным обогащением океанической воды ^{18}O вследствие тектонических [Veizer et al., 1999; Godderis et al., 2001] или седиментационных [Shields et al., 2003] событий. Обсуждение этих гипотез выходит за рамки данной статьи, в контексте которой представляется более актуальным обратить внимание на существенные различия изотопного состава кислорода в карбонатах изученных к настоящему времени разрезов ордовика Сибирской платформы как между собой, так и по сравнению с глобальным трендом.

Ближе всего к глобальному тренду находится изученный ранее [Покровский и др., 2018] разрез р. Мойеро. В нижнем ордовике р. Мойеро значения $\delta^{18}\text{O}$, также как на “глобальном” тренде близки к 20‰, затем отчетливо проявлено постепенное обогащение карбонатов ^{18}O снизу вверх по разрезу. Более высокие, чем на глобальной кривой, значения $\delta^{18}\text{O}$ в интенсивно загипсованном среднем ордовике можно объяснить засолением бассейна, которое сопровождается обогащением воды ^{18}O ; температурный эффект выявить на этом фоне вряд ли возможно. Отрицательный экскурс $\delta^{18}\text{O}$ на границе среднего и верхнего ордовика, очевидно, связан с литологически хорошо выраженным размывом; можно предположить, что этот экскурс обусловлен взаимодействием с атмосферными водами вследствие кратковременного экспонирования пород на дневной поверхности.

Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ в нижнем ордовике вилюйского разреза (балыктахской свите) на ~5‰ выше, чем в их предполагаемых возрастных аналогах на р. Мойеро (ирбуклинской свите), а также

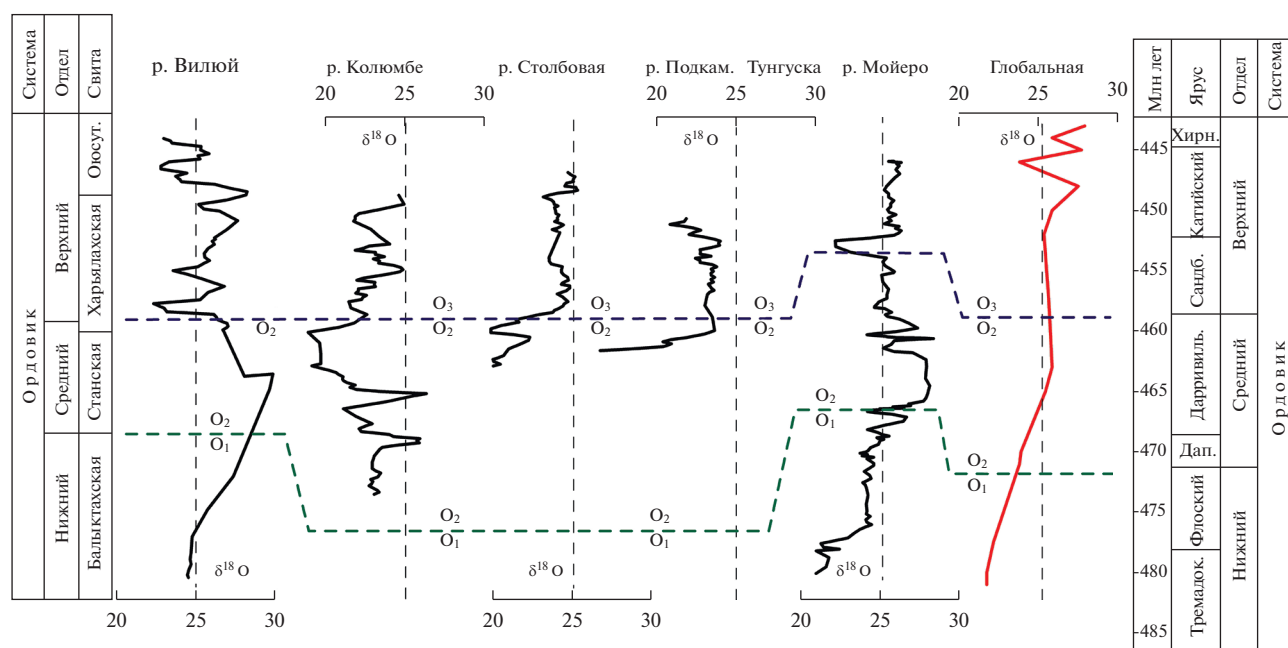


Рис. 8. Вариации изотопного состава кислорода в ордовикских карбонатах Сибирской платформы (р. Виллой – данные из табл. 1; реки Кулюмбе, Столбовая и Подкаменная Тунгуска – по [Ainsaar et al., 2015]; р. Мойеро – [Покровский и др., 2018].

Кривые построены по скользящему среднему с шагом 3. “Глобальная” кривая – обобщенные данные по брахиоподам [Grossman, Joachimski, 2020]).

в разрезах, которые использованы для построения “глобальной” кривой. Наиболее вероятной причиной этого различия представляется эвапоритизация бассейна, литологических признаков которой, однако, в балыктахской свите не установлено. Не исключено, что балыктахская свита моложе ирбуклинской и относится к самым верхам нижнего ордовика или к нижней части среднего ордовика. Рассмотренные ниже данные по изотопному составу стронция этому предположению не противоречат.

Еще более высокие максимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах станской свиты можно объяснить усугубляющимся засолением, а кратковременные отрицательные выбросы – появлением в засоленном бассейне линз пресных вод. Постседиментационные изменения в данном случае менее вероятны, так как обеднение карбонатов ^{18}O и ^{13}C не сопровождается их обогащением радиогенным стронцием. Аналогичный вывод можно сделать и в отношении отрицательных выбросов $\delta^{18}\text{O}$ в харьялахской и оюсутской свитах. Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах виллоевского разреза заметно выше “глобального” уровня, а общая тенденция к обогащению карбонатов ^{18}O от подошвы к кровле ордовика проявлена не столь отчетливо.

Карбонаты среднего ордовика на реках Кулюмбе, Столбовой и Подкаменной Тунгуске су-

щественно обеднены ^{18}O по сравнению с одно-возрастными карбонатами рек Виллой и Мойеро (см. рис. 8). Наиболее сильный сдвиг устанавливается в верхней части среднего ордовика. На р. Кулюмбе в ангорской свите (волгинский горизонт) большая часть значений $\delta^{18}\text{O}$ находится в интервале $\sim 22\text{--}23\text{‰}$, в вышележащей амаканской свите (киренско-кудринский горизонт) они опускаются до $\sim 18\text{--}20\text{‰}$, тогда как на р. Мойеро в карбонатах волгинского и киренско-кудринского горизонта $\delta^{18}\text{O}$ держатся на уровне $25\text{--}27\text{‰}$, а на Виллоу в относимой к среднему ордовикау станской свите значения $\delta^{18}\text{O}$ еще выше – до $28\text{--}29\text{‰}$. На реках Столбовой и Подкаменной Тунгуске наиболее низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ также установлены в верхней части среднего ордовика.

Величины $\delta^{18}\text{O} < 20\text{‰}$, установленные в среднем ордовике рек Кулюмбе, Подкаменной Тунгуски и Столбовой, указывают, скорее, на высокотемпературное взаимодействие с атмосферными водами, которое, по-видимому, было инициировано внедрением трапповых интрузий: на р. Кулюмбе обедненные ^{18}O карбонаты амаканской свиты контактируют с мощным Загорнинским силлом, а разрезы рек Подкаменной Тунгуски и Столбовой располагаются в непосредственной близости от урочища “Суломаиские Столбы”, обязанного своим названием огромной трапповой интрузии с характерной столбчатой отдель-

ностью. На р. Мойеро траппы встречаются значительно реже, а в поле развития ордовикских отложений на Вилюе они практически отсутствуют; возможно поэтому здесь отсутствуют и большие массы гидротермально измененных карбонатов с величинами $\delta^{18}\text{O} < 20\text{‰}$.

В верхнем ордовике Сибирской платформы вариации изотопного состава кислорода существенно меньше, чем в среднем, причем средние значения $\delta^{18}\text{O}$ уменьшаются в ряду: Вилюй–Мойеро–Подкаменная Тунгуска–Столбовая–Кулюмбе (см. рис. 8). По крайней мере в двух близких расположенных друг от друга разрезах – на реках Столбовой и Подкаменной Тунгуске изотопно-кислородный сдвиг, по отношению к “глобальной кривой”, близок по амплитуде (1–2‰) и относительно однороден в обоих разрезах, что не характерно для гидротерм, которые обычно разгружаются по узким зонам проницаемости. Это обстоятельство позволяет предположить, что пониженные значения $\delta^{18}\text{O}$ в данном случае связаны не с постседиментационными изменениями, а с опреснением бассейна седиментации.

Стронций. Обобщающая эволюционная кривая изменений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанической воде для кембрия, ордовика и силура установлена в настоящее время с высокой разрешающей способностью. Она опирается на определения в раковинах брахиопод, в конодонтах и валовых пробах карбонатов с различных континентов. Существенных расхождений между этими данными нет [Shields et al., 2003; McArthur et al., 2012, 2020; Saltzman et al., 2014; Edwards et al., 2015]. В терминальном кембрии и переходных толщах от кембрия к ордовику значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанической воде находились на уровне 0.7090 ± 0.0001 , а в течение раннего ордовика уменьшились до $0.7087–0.7088$. На протяжении большей части среднего ордовика уменьшение этой величины также происходило медленно и в верхах дарривильского яруса, она была не ниже 0.7086 . Резкое уменьшение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – от 0.7086 до 0.7080 приходится на интервал, включающий самую верхнюю часть дарривильского яруса и сандбийский ярус. Затем, в катийском и хирнантском ярусе верхнего ордовика, а также рудданском ярусе нижнего ордовика существенных изменений изотопного состава стронция в породах не происходит, и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ находится на уровне $0.7079–0.7080$. Однако в аэронском ярусе океаническая вода вновь начала обогащаться радиогенным стронцием, и уже в теличском ярусе отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ достигло $0.7083–0.7084$.

Сравнивая изотопный состав стронция в гипсах и карбонатах вилюйского разреза с эволюционной кривой, основные черты которой отмечены выше, нельзя не обратить внимание, что карбона-

ты хололохской свиты ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{мин}} = 0.70858$) существенно обеднены радиогенным изотопом стронция по сравнению с “глобальным” отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в средне-позднекембрийском океане (0.7090 ± 0.0001). Этот сдвиг не может быть результатом постседиментационных изменений, которые ведут к обогащению карбонатов радиогенным стронцием [Кузнецов и др., 2014]. Вместе с тем он не является особенностью исключительно хололохской свиты, но ранее был обнаружен в средне-верхне-кембрийских гипсах и карбонатах верхоленской и илгинской свит в Иркутском амфитеатре, на реках Чаре и Малой Чуе [Виноградов и др., 2011; Буякайте и др., 2019]. Не вызывает сомнений, что этот сдвиг связан с изоляцией средне-верхнекембрийского палеобассейна на юге Сибирской платформы. С этим выводом полностью согласуются данные по изотопному составу серы, которая в верхоленской свите резко обеднена ^{34}S по сравнению с океаническими значениями $\delta^{34}\text{S}$ [Писарчик, Голубчина, 1979; Виноградов и др., 2011; Буякайте и др., 2019]. Данные по изотопному составу серы в хололохской свите для Вилюйской зоны приведены в работе [Писарчик, Голубчина, 1979], в которой эта свита именуется верхоленской, а илгинская свита не выделяется.

Минимальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70870$ в карбонатах вышележащей балыктахской свиты несколько выше, чем в карбонатах хололохской свиты, однако его величина несколько ниже, чем должна быть в ныйском горизонте, сопоставляемом с тремадокским ярусом. Учитывая, что содержание стронция в доломитах балыктахской свиты очень низкое – 50–65 мкг/г, можно предположить, что приведенная величина либо равна, либо выше “первичного” отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в балыктахское время, а расхождение с опорной кривой, следовательно, еще больше. Следует отметить, что в ныйском горизонте (ирбуклинской свите) и угорском горизонте (нижняя часть кочаканской свиты) разреза р. Мойеро [Покровский и др., 2018] минимальные величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (соответственно 0.70950 и 0.70887) также существенно выше, чем в балыктахской свите, и вполне соответствуют имеющимся данным по нижнему ордовику. Несоответствие изотопного состава стронция карбонатов балыктахской свиты ее предполагаемому возрасту можно объяснить либо тем, что она также как хололохская свита накапливалась в изолированном бассейне, либо тем, что ее возраст оценен неверно, и она соответствует верхам нижнего ордовика (флоского яруса), или даже нижней части среднего ордовика (дапинскому ярусу). Бедные стронцием доломиты балыктахской свиты объективно являются плохим материалом для Sr-изотопной стратиграфии, и использовать их

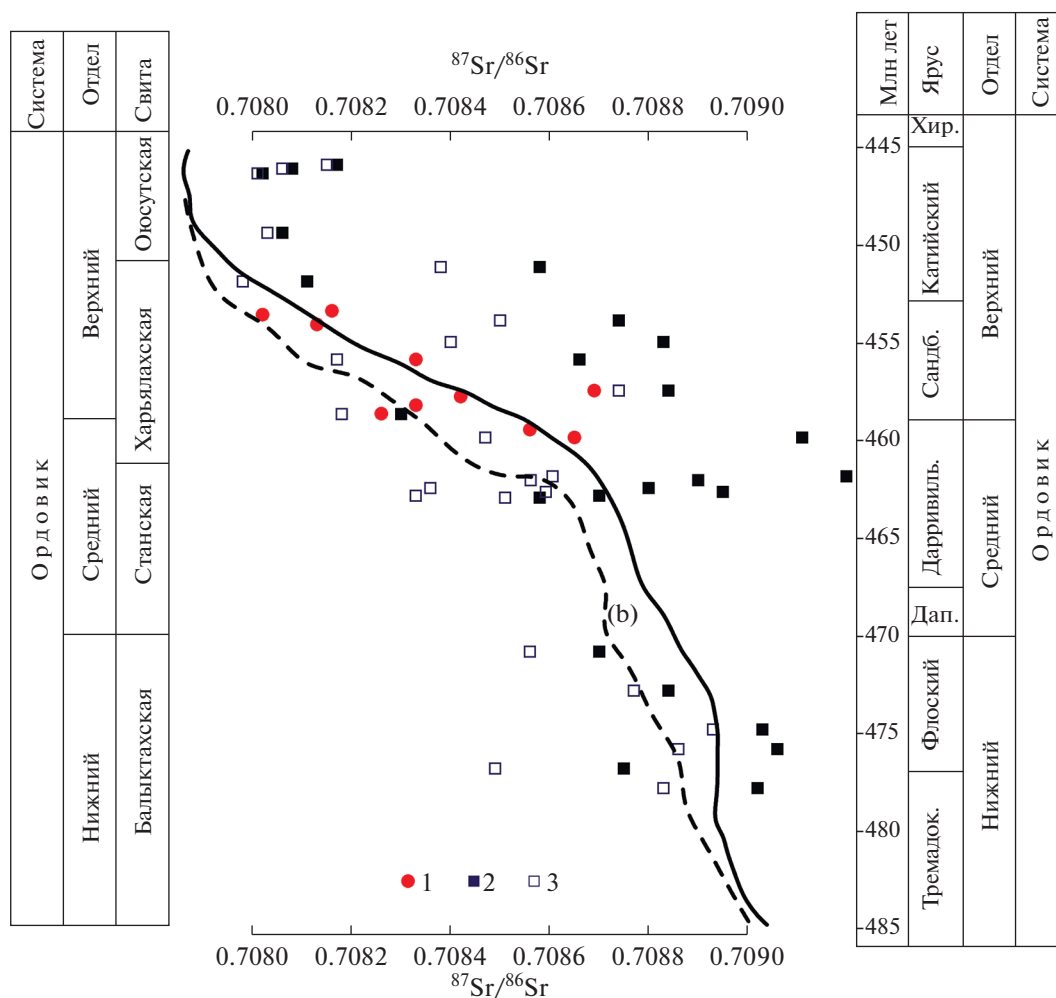


Рис. 9. Изотопный состав стронция в известняках и гипсах ордовика р. Вилой в сравнении с кривой эволюции изотопного состава стронция в ордовикском океане, построенной по конодонтам [Saltzman et al., 2014], и кривой, построенной методом локально взвешенной регрессии (LOWES) по карбонатам [McArthur et al., 2012]. 1 – гипс, 2 – измеренные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатах, 3 – значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатах, рассчитанные на возраст 450 млн лет. Для образцов гипса поправка на возраст не превышает аналитическую ошибку.

для точного датирования невозможно. Большие поправки на возраст 450 млн, рассчитанные для образцов с высокими отношениями Rb/Sr (рис. 9), могут быть связаны с нарушением Rb-Sr изотопной системы.

Минимальное для станской свиты отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70858) получено по образцу 80/16 (см. табл. 1), в котором зарегистрированы очень низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (20.5‰) и $\delta^{13}\text{C}$ (–7.2‰), свидетельствующие, возможно, о влиянии речного плюма. Несколько более высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0.70870, установлено в образце с “нормально морскими” значениями $\delta^{18}\text{O}$ (29.6‰) и $\delta^{13}\text{C}$ (–1.3‰) и идентично таковому в балыктахской свите. Это хорошо согласуется с отнесением станской свиты к среднему ордовика, скорее всего к верхам дапинского или нижней части дарривильского яруса (кимайскому-вихоревскому го-

ризонту). Следует отметить, что в разрезе р. Мойеро на этом уровне (верхняя часть кочаканской свиты) минимальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = 0.70843, полученное по высокостронциевому гипсу, существенно ниже. Учет поправки на возраст для образцов станской свиты нецелесообразен по причине, указанной выше. Корреляция Вилойского и Мойеронского разрезов, очевидно, нуждается в верификации.

Харьялахская свита, опробованная наиболее детально, характеризуется уменьшением значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ снизу вверх по разрезу от 0.7086–0.7087 до 0.7080–0.7081, что позволяет сопоставлять ее с интервалом от верха дарривильского до верха сандийского яруса или даже до капийского яруса. Этот изотопный тренд, однако, осложнен кратковременными флюктуациями второго порядка, природа которых не вполне ясна. В двух

образцах гипса, отобранных из нижних 3 м, начиная от видимого основания харьялахской свиты, зарегистрированы значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70856 и 0.70865, после чего они увеличиваются до 0.70876. Выше по разрезу на протяжении 4 м отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ уменьшается до 0.70826, после чего вновь увеличивается до 0.70869, а в верхней части свиты происходит окончательное уменьшение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до 0.70802. В карбонатах, которые менее устойчивы, по сравнению с гипсом, к диагенетическим изменениям, отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ несколько выше, чем в соседних слоях гипса, однако формы кривых, построенных по разным породам, хорошо согласуются. (см. рис. 2, 9).

Высокое содержание стронция в гипсах и синхронность флюктуаций изотопного состава стронция в гипсах и карбонатах не дают оснований связывать эти флюктуации с постседиментационными процессами. Более вероятной причиной представляется периодическое исчезновение или ослабление связи палеобассейна с океаном. Теоретически, изоляция бассейна может сопровождаться как уменьшением, так и увеличением отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в воде в зависимости от того, какие породы преимущественно дренируются реками, впадающими в данный бассейн. В Каспийском море [Clauer et al., 2009] значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7082) ниже, чем в океане (0.7092), очевидно вследствие того, что значительная часть бассейна Волги сложена пермскими и карбоновыми карбонатами, в которых $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ находятся в интервале 0.706–0.707. В ближайшем окружении средне-позднекембрийского верхоленского бассейна, очевидно, преобладали венд-раннекембрийские карбонаты и, возможно, изверженные породы с более низкими, чем в средне-позднекембрийском океане значениями отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. В отличие от верхоленского, изоляция позднеордовикского бассейна, скорее, должна была сопровождаться увеличением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в воде, так как в его окружении доминировали позднекембрийские и ранне-среднеордовикские карбонаты с более высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем в позднеордовикском океане.

Оюсутская свита верхнего ордовика и огугутская свита нижнего силура в Вилуйском разрезе по изотопному составу стронция не отличаются от верхней части харьялахской свиты, что вполне согласуется с опорной Sr-изотопной кривой, которая в интервале от верхов сандбийского до нижней части руданского яруса не имеет перегибов.

Углерод. В отличие от стронция, опорная кривая изменения изотопного состава углерода в ордовикском океане известна еще не во всех деталях и продолжает уточняться. В последней обзорной статье [Cramer, Jarvis, 2020] в нее включены значительные изменения, по сравнению с ранее

опубликованной кривой [Saltzman, Thomas, 2012]. Наиболее выразительным ее элементом является один из крупнейших в геологической истории (до 8‰) положительный экскурс хирнантского яруса (НICE: Hirnantian carbon isotope excursion), который в разрезах Сибирской платформы не установлен. Глобальное или субглобальное распространение имеет положительный экскурс на границе сандбийского и катийского ярусов, названный GICE (Guttenberg carbon isotope excursion), амплитуда которого (2–3‰) много меньше, чем НICE. Еще меньше (1–2‰) амплитуда положительного экскурса в средней части дарривилевского яруса (MDICE: Middle Darrivilian Isotope Carbon Excursion), который также отмечается во многих разрезах. В различных районах выделялся еще целый ряд малоамплитудных (<1–1.5‰) и кратковременных положительных экскурсов, перспективы которых для межрегиональных корреляций представляются сомнительными.

Традиционно положительные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ считаются более надежными маркерами, чем отрицательные, которые могут быть связаны с постседиментационными изменениями. Однако это верно лишь в отношении высокоамплитудных “абсолютных” положительных аномалий, таких как НICE. Если считать все отрицательные экскурсы вторичными, значение небольших, “относительных” положительных экскурсов как стратиграфических маркеров также становится сомнительным, так как они могут быть своего рода “останцами” в толще измененных пород. На наш взгляд, по крайней мере два ордовикских отрицательных экскурса должны быть признаны в качестве стратиграфических маркеров (рис. 10): 1) LSNICE (Lower Sandbian Negative Isotope Carbon Excursion), выделенный на территории Эстонии [Bauert et al., 2014] и 2) BDNIC (Basal Dapingian Negative Isotope Carbon Excursion), присутствующий во многих разрезах на разных континентах [Buggisch et al., 2003; Edwards, Saltzman, 2014; McLaughlin et al., 2016; Покровский и др., 2018], но особенно характерный, по-видимому, для Сибири и Лаврентии. Следует отметить, что в сводке 2012 г. [McArthur et al., 2012] амплитуда LSNICE составляла –2...–3‰, а через 8 лет на аналогичной кривой она практически “сгладилась” [Cramer, Jarvis, 2020]. Экскурс BDNIC претерпел противоположную эволюцию – в 2012 г. он отсутствовал, а в 2020 г. получил статус глобального. При этом амплитуда BDNIC на кривой 2020 г. (~2‰), приведенная по данным [Thompson, Kah, 2012], существенно меньше, чем в ряде других представительных разрезов, в которых она достигает –4...–6‰ [Buggisch et al., 2003; Edwards, Saltzman, 2014; McLaughlin et al., 2016; Покровский и др., 2018]. Различия в амплитуде отрицательных экскурсов $\delta^{13}\text{C}$, установленных в карбонатах различных бассейнов среднего и верхнего

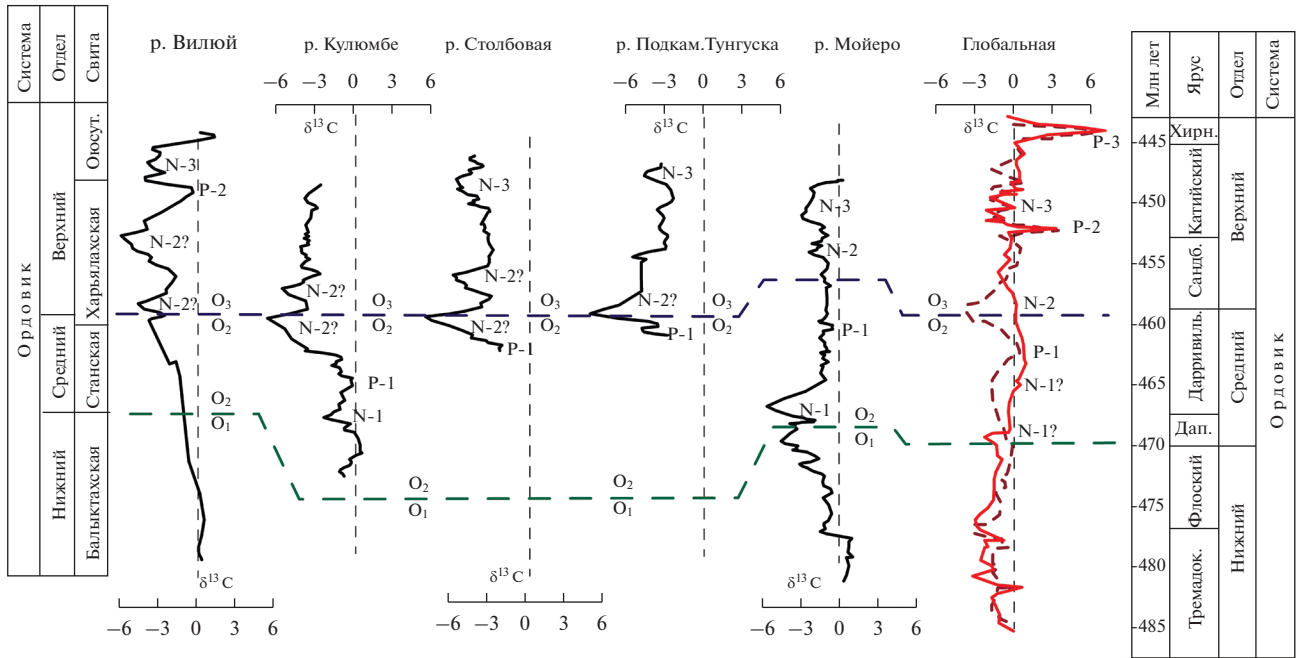


Рис. 10. Вариации изотопного состава углерода в ордовикских карбонатах Сибирской платформы (р. Вилюй – данные из табл. 1; реки Кулюмбе, Столбовая и Подкаменная Тунгуска – по [Ainsaar et al., 2015]; р. Мойеро – [Покровский и др., 2018]).

Кривые построены по скользящему среднему с шагом 3. “Глобальные” кривые – обобщенные данные по карбонатам, опубликованные в 2012 г. [Saltzman, Thomas, 2012] и 2020 г. [Cramer, Jarvis, 2020]).

ордовика обсуждалась в работах [Panchuk et al., 2005; Saltzman, Edwards, 2017]: в Аппалачском бассейне Северной Америки она достигает $-5...-6\%$, тогда как в Балтоскандии на том же стратиграфическом уровне не превышает $-1...2\%$, причем различие в амплитудах отрицательных экскурсов в этих бассейнах уменьшается во время трансгрессий и увеличивается во время регрессий, когда в питании частично изолированных бассейнов увеличивалась роль речных вод [Saltzman, Edwards, 2017].

Изотопный состав углерода в карбонатах холомолюхской свиты на Вилюе и карбонатах верхоленской-илгинской свит, распространенных южнее [Виноградов и др., 2011; Буякайте и др., 2019], практически идентичен и не выходит за пределы $\delta^{13}\text{C} = 0 \pm 1\%$. Кратковременные экскурсы на Вилюе не установлены, очевидно, ввиду недостаточного опробования. Нижнеордовикская балыктахская свита, выделенная на Вилюе, по изотопному составу углерода также вполне сопоставима как с ирбуклинской свитой р. Мойеро, так и с нижним ордовиком глобальной кривой (см. рис. 10). Заметное уменьшение значений $\delta^{13}\text{C}$, начинающееся в верхней части балыктахской свиты и продолжающееся в станской свите, неплохо коррелируется с аналогичным трендом, установленным на р. Мойеро. Определить положение BDNIC (N-1) и MDICE (P-1) на Вилюе не пред-

ставляется возможным вследствие плохой обнаженности среднего ордовика.

Интерпретация изотопно-углеродных данных по верхнему ордовикку не однозначна. Высокая вероятность существования в эвапоритовом бассейне долговременных речных плюмов, в которых значения $\delta^{13}\text{C}$ были снижены вследствие присутствия в речной воде растворенной почвенной углекислоты, заставляет допустить, что отрицательные экскурсы связаны с локальными процессами. Вместе с тем по положению в разрезе как положительные, так и отрицательные экскурсы могут быть скоррелированы с глобальными C-изотопными событиями, отмеченными на рис. 10. Амплитуда отрицательных экскурсов $\delta^{13}\text{C}$ в вилюйском разрезе существенно меньше, чем в Балтоскандии, однако она вполне соизмерима с амплитудой субсинхронных (если судить по изотопному составу стронция), экскурсов Лаврентии. Сходство с некоторыми разрезами среднего-верхнего ордовика Аппалачского бассейна [Saltzman, Edwards, 2017] нельзя не признать поразительным.

Предполагается [Panchuk et al., 2005; Saltzman, Edwards, 2017], что в карбонатных осадках открыто-морских бассейнов амплитуда отрицательные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ существенно меньше, чем в карбонатах морей, связь которых с Мировым океаном была ослаблена (хотя и не отсутствовала полно-

стью), причем отрицательные экскурсы соответствуют периодам регрессии, во время которых речные плюмы, выносившие обедненную ^{13}C почвенную углекислоту, проникали далеко вглубь морской акватории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Характерной чертой ордовикских отложений Вилуйской зоны, располагающейся в центральной части Сибирской платформы, является широкое развитие эвапоритовых фаций, что находит отражение как в литологическом составе пород, так и в их изотопных системах. Не типичные для раннего палеозоя очень высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ — до 29.8‰, установленные в карбонатах станской и харьялахской свит, относящихся к среднему-верхнему ордовику, несомненно, обусловлены засолением вод и их обогащением тяжелым изотопом кислорода. Вместе с тем в этих же свитах отмечены резкие отрицательные выбросы $\delta^{18}\text{O}$ — до 16.9‰. Проще всего было бы объяснить их постседиментационными изменениями, однако не менее вероятнона связь, по крайней мере некоторых из них, с долгоживущими речными плюмами, не смешивающимися с морской водой вследствие различий в плотности.

Типичное для опорных разрезов Северной Америки и Балтоскандии и Китая уменьшение отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пределах 0.70920–0.70795, наблюдающееся от подошвы к кровле изученного разреза, а также значения $\delta^{34}\text{S}$ ~25–28‰ свидетельствуют о хорошей связи бассейна с Мировым океаном в ордовике и раннем силуре, но его изоляции в позднем кембрии (холомоложская свита), когда отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7085) были ниже океанических. Наиболее резкое уменьшение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — от ~0.7087 до 0.7080 приходится на харьялахскую свиту мощностью ~45 м, что позволяет сопоставлять ее с интервалом от верхов дарривильского до верхов сандбийского ярусов МСШ (волгинского горизонта среднего — баксанского или долборского горизонта верхнего ордовика). Это — важнейший хемостратиграфический репер вилуйского разреза.

Наибольшую сложность представляет интерпретация изотопного состава углерода в карбонатах вилуйского разреза. Средне-верхнеордовикская часть этого разреза характеризуется высокоамплитудными отрицательными экскурсами $\delta^{13}\text{C}$ до ~–4...–6.5‰, занимающими в разрезе значительные по мощности (10–15 м) интервалы и выделяются на фоне слабо-положительных значений $\delta^{13}\text{C}$ ~1...1.5‰.

Высокая вероятность существования в эвапоритовом бассейне речных плюмов, в которых значения $\delta^{13}\text{C}$ были снижены вследствие примеси растворенной почвенной углекислоты, заставля-

ют допустить, что некоторые отрицательные экскурсы носят локальный характер. Вместе с тем, по положению в разрезе как положительные, так и отрицательные экскурсы могут быть скоррелированы с глобальными С-изотопными событиями. Амплитуда отрицательных экскурсов $\delta^{13}\text{C}$ в вилуйском разрезе существенно меньше, чем в Балтоскандии, однако она вполне соизмерима с амплитудой субсинхронных, если судить по изотопному составу стронция, экскурсов Лаврентии.

Предполагается [Panchuk et al., 2005; Saltzman, Edwards, 2017], что относительно небольшие отрицательные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ являются свойством открыто-морских бассейнов, тогда как высокоамплитудные более типичны для морей, связь которых с Мировым океаном была в той или иной степени ослаблена (хотя и не отсутствовала полностью), причем отрицательные экскурсы соответствуют регрессиям, во время которых речные плюмы, выносившие обедненную ^{13}C почвенной углекислоту проникали далеко вглубь акватории. Синхронизация С-изотопных событий в этом случае осуществляется через регрессионно-трансгрессионный механизм, косвенно связанный с глобальным углеродным циклом.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в соответствии с госзаданием ГИН РАН и при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00427). Седиментологический анализ проведен А.В. Дроновым в рамках проекта РНФ 20-17-00198.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буякайте М.И., Колесникова А.А., Покровский Б.Г., Петров О.Л.* Крупнейший изолированный бассейн палеозоя: С-, О-, S- и Rb-Sr — изотопная систематика терригенно-сульфатно-карбонатных отложений верхоленской свиты, средний–верхний кембрий Сибирской платформы // XXII симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова (29–31 октября 2019 г.) Расширенные тезисы докладов, ГЕОХИ РАН. М.: Акварель, 2019. С. 70–78.
- Виноградов В.И.* Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. 192 с.
- Виноградов В.И., Беленицкая Г.А., Покровский Б.Г., Буякайте М.И.* Изотопно-геохимические особенности отложений верхоленской свиты среднего–верхнего кембрия Сибирской платформы // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 1. С. 79–93.
- Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Верхне-Вилуйская. Лист Р-49-ХII. Объяснительная записка / Сост. Е.В. Тихомирова. М.: Недра, 1964. 110 с.
- Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Верхне-Вилуйская. Лист Р-50-ХIII. Объяснительная записка / Сост. Н.В. Кинд, М.П. Метелкина, В.В. Юдина. М., 1960. 74 с.
- Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В. и др.* Региональная стратиграфическая схема ордовикских отло-

- жений Сибирской платформы (новая версия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2017. № 5с. С. 4–57.
- Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В. и др.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы. Новосибирск: Гео, 2007. 267 с.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Возможности стронциевой изотопной хемотратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифья и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.
- Кулешов В.Н.* Марганцевые породы и руды: геохимия изотопов, генезис, эволюция рудогенеза. М.: Научный мир, 2013. 450 с.
- Кулешов В.Н.* Изотопные особенности ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) карбонатов марганца Порожинского месторождения (Енисейский край, Красноярский край) // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 6. С. 576–584.
- Михайлов М.В., Тесаков Ю.И.* Стратиграфия верхнего кембрия, ордовика и силура бассейна среднего течения р. Вилюй // Геология и геофизика. 1972. № 1. С. 32–42.
- Писарчик Я.К., Голубчина М.Н.* Существовал ли региональный перерыв в осадконакоплении в среднем кембрии на Сибирской платформе? // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 6. С. 104–118.
- Покровский Б.Г., Виноградов В.И.* Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах Анабарского поднятия // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. С. 1245–1250.
- Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф., Самыгин С.Г.* Изотопная стратиграфия боксонской серии, венд-кембрий Восточного Саяна // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 3. С. 23–41.
- Покровский Б.Г., Завьялов П.О., Буякайте М.И., Ижицкий А.С., Петров О.Л., Курбаниязов А.К., Шиманович В.М.* Геохимия изотопов O, H, C, S и Sr в водах и осадках Аральского бассейна // Геохимия. 2017. № 11. С. 1053–1066.
- Покровский Б.Г., Зайцев А.В., Дронов А.В. и др.* Геохимия изотопов C, O, S, Sr и хемотратиграфия отложенной ордовика в разрезе р. Мойеро, север Сибирской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 4. С. 310–336.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Колесникова А.А., Петров О.Л., Хлебников М.С.* C-, O- и Sr-изотопная геохимия вендской аномалии Шурам-Вонока и ассоциирующих метаосадочных толщ внутренней части Патомского нагорья (Центральная Сибирь) // Литология и полез. ископаемые. 2021. № 5. С. 406–435.
- Тесаков Ю.И., Занин Ю.Н., Малич Н.С. и др.* Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1975. 254 с.
- Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Лопушинская Т.В. и др.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Силур Сибирской платформы. Новосибирск: Гео, 2000. 403 с.
- Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г., Бергер А.Я.* Стратиграфическая шкала силура Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. № 4. С. 32–51.
- Шаццлло А.В., Кузнецов Н.Б., Дронов А.В.* Палеомагнитные данные по Сибири и Балтике в контексте некоторых геодинамических моделей формирования Центрально-Азиатского подвижного пояса Земли // Физика Земли. 2017. № 5. С. 159–172.
- Ainsaar L., Kaljo D., Martma T., Meidla T., Mannik J., Nolvak J., Tinn O.* Middle and Upper Ordovician carbon isotope chemostratigraphy in Baltoscandia: A correlation standard and clues to environmental history // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2010. V. 294. P. 189–201.
- Ainsaar L., Männik P., Dronov A.V., Izokh O.P., Meidia T., Tinn O.* Carbon isotope chemostratigraphy and conodonts of the Middle – Upper Ordovician succession in the Tungus Basin, Siberian Craton // Palaeoworld. 2015. № 4. P. 123–135.
- Azmy K., Stouge S., Jørgen L. et al.* Carbon-isotope stratigraphy of the Lower Ordovician succession in Northeast Greenland: Implications for correlations with St. George Group in western Newfoundland (Canada) and beyond // Sediment. Geol. 2010. V. 225. P. 67–81.
- Banner J., Hanson G.* Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 3123–3137.
- Bauert H., Ainsaar L., Pöldsar K., Sepp S.* $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy of the Middle and Upper Ordovician succession in the Tartu-453 drillcore, southern Estonia, and the significance of the HICE // The Estonian Journal of Earth Sciences. 2014. V. 63. P. 195–200.
- Bergström S.M., Chen X., Gutiérrez-Marco J.C., Dronov A.* The new chronostratigraphic classification of the Ordovician system and its relations to major regional series and stages and to $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy // Lethaia. 2009. V. 42. P. 97–107.
- Buggisch W., Keller M., Lehnert O.* Carbon isotope record of Late Cambrian to Early Ordovician carbonates of the Argentine Precordillera // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2003. V. 195. P. 357–373.
- Chafetz H.S., Imerito-Tetzlaff A.A., Zhang J.* Stable-isotope and elemental trend in Pleistocene sabkha dolomites: descending meteoric water vs. sulfate reduction // J. Sediment. Res. 1999. V. 69(1). P. 256–266.
- Clauer N., Pierret M.C., Chaudhuri S.* Role of subsurface brines in salt balance: the case study of the Caspian Sea and Kara Bogaz Bay // Aquatic Geochem. 2009. V. 15. P. 237–261.
- Cramer B.D., Jarvis I.* Carbon Isotope Stratigraphy // The Geologic Time Scale / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Boston, USA: Elsevier, 2020. V. 1. Ch. 11. P. 309–344.
- Davies N.S., Gibling M.R.* Paleozoic vegetation and the Siluro-Devonian rise of fluvial lateral accretion sets // Geology. 2010. V. 38(1). P. 51–54.
- Edwards C.T., Saltsman M.R., Leslie S.A. et al.* Strontium isotope ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) stratigraphy of Ordovician bulk carbonate: Implications for preservation of primary seawater values // Geol. Soc. Amer. Bull. 2015. V. 127. P. 1275–1289.
- Edwards C.T., Salzman M.R.* Carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) stratigraphy of the Lower–Middle Ordovician (Tremado-

- cian–Darriwilian) in the Great Basin, western United States: Implications for global correlation // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2014. V. 399. P. 1–20.
- Fricke H.C., O'Neil J.R.* The correlation between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of meteoric water and surface temperature: its use in investigating terrestrial climate change over geologic time // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 170. P. 181–196.
- Friedman I., O'Neil J.R.* Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest / *Data of Geochemistry (Sixth Edition)*. Geol. Survey Prof. Paper. № 440-KK. Wash.: U.S. Gov. Print. Office, 1977. 116 p.
- Godderis Y., Francois L.M., Veizer J.* The early Paleozoic carbon cycle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 190. P. 181–196.
- Goldman D., Sadler P.M., Leslie S.A.* The Ordovician Period // *The Geologic Time Scale* / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Boston, USA: Elsevier, 2020. V. 2. Ch. 20. P. 631–694.
- Grossman E.L., Joachimski M.M.* Oxygen Isotope Stratigraphy // *The Geologic Time Scale* / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Boston, USA: Elsevier, 2020. V. 1. Ch. 10. P. 279–307.
- Halverson G.P., Dudas F.O., Maloof A.C., Bowring S.A.* Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2007. V. 256. P. 103–129.
- Husinec A., Bergstrom S.M.* Stable carbon-isotope record of shallow-marine evaporative epicratonic basin carbonates, Ordovician Williston Basin, North America // *Sedimentology*. 2015. V. 62. P. 314–349.
- Kaljo D., Martma T., Saadre T.* Post Hunnebergian Ordovician carbon isotope trend in Baltoscandia, its environmental implications and some similarities with that of Nevada // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2007. V. 245. P. 138–155.
- Kampschulte A., Strauss H.* The sulfur isotopic evolution of Phanerozoic sea water based on the analysis of structurally substituted sulfate in carbonates // *Chem. Geol.* 2004. V. 204. P. 255–286.
- Li D., Ling H.-F., Shields-Zhou G.A., Chena X., Cremonese L., Och L., Thirlwall M., Manning C.J.* Carbon and strontium isotope evolution of seawater across the Ediacaran–Cambrian transition: evidence from the Xiaotan section, NE Yunnan, South China // *Precambrian Res.* 2013. V. 225. P. 128–147.
- McArthur J.M., Howarth R.J., Shields G.A.* Strontium isotope stratigraphy // *The Geologic Time Scale* / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Boston, USA: Elsevier, 2012. Ch. 7. P. 127–144.
- McArthur J.M., Howarth R.J., Shields G.A., Zhou Y.* Strontium isotope stratigraphy // *The Geologic Time Scale* / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Boston, USA: Elsevier, 2020. Ch. 7. P. 211–238.
- McLaughlin P.I., Emsbo P., Desrochers A. et al.* Refining two kilometers of Ordovician chronostratigraphy beneath Anticosti Island utilizing integrated chemostratigraphy // *Canadian J. Earth Sciences*. 2016. V. 53. № 8. P. 865–874.
- Munnecke A., Zhang Y., Liu X., Cheng J.* Stable carbon isotope stratigraphy in the Ordovician of South China // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2011. V. 307. P. 17–43.
- Panchuk K.M., Holmden C., Kump L.R.* Sensitivity of the epeiric sea carbon isotope record to local-scale carbon cycle processes: tales from the Mohawkian sea // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2005. V. 228. P. 320–337.
- Raevskaya E., Dronov A., Servais T., Wellman C.H.* Cryptospores from the Katian (Upper Ordovician) of the Tungus basin: the first evidence for early land plants from the Siberian paleocontinent // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2016. V. 224. P. 4–13.
- Saltzman M.R., Edwards C.T.* Gradients in the carbon isotopic composition of Ordovician shallow water carbonates: A potential pitfall in estimates of ancient CO_2 and O_2 // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2017. V. 464. P. 46–54.
- Saltzman M.R., Edwards C.T., Leslie S.A. et al.* Calibration of a conodont apatite-based Ordovician $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve to biostratigraphy and geochronology: Implications for stratigraphic resolution // *Geol. Soc. of Amer. Bull.* 2014. V. 126. P. 1551–1568.
- Saltzman M.R., Thomas E.* Carbon isotope stratigraphy // *The Geologic Time Scale* / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Boston, USA: Elsevier, 2012. P. 207–233.
- Shields G.A., Carden G.A.F., Veizer J. et al.* Sr, C, and O isotope geochemistry of Ordovician brachiopods: A major isotopic event around the Middle-Late Ordovician transition // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2003. V. 67. № 11. P. 2005–2025.
- Steevens P., Le Hérisse A., Melvin J., Miller M.A., Paris F., Verniers J., Wellman C.H.* Origin and Radiation of the Earliest Vascular Land Plants // *Science*. 2009. V. 324. P. 353.
- Thompson C.K., Kah L.C.* Sulfur isotope evidence for widespread euxinia and a fluctuating oxycline in Early to Middle Ordovician greenhouse oceans // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2012. V. 313–314. P. 189–214.
- Wu R., Calner M., Lehnert O.* Integrated conodont biostratigraphy and carbon isotope chemostratigraphy in the Lower-Middle Ordovician of southern Sweden reveals a complete record of the MDICE // *Geol. Mag.* 2017. V. 154. P. 334–353.
- Veizer J., Ala D., Azmy K. et al.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater // *Chem. Geol.* 1999. V. 161. P. 59–88.
- Young S.A., Saltzman M.R., Foland K.A., Linder J.S., Kump L.* A major drop in seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ during the middle Ordovician (Darriwilian): Links to volcanism and climate? // *Geology*. 2009. V. 37. P. 951–954.
- Yan D., Chen D., Wang Q., Wang J., Wang Z.* Carbon and sulfur isotopic anomalies across the Ordovician–Silurian boundary on the Yangtze Platform, South China // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2009. V. 274. P. 32–39.
- Zhang T., Shen Y., Algeo T.J.* High-resolution carbon isotopic records from the Ordovician of South China: Links to climatic cooling and the Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE) // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2010. V. 289. P. 102–112.

C–O–Sr–S-isotopic Geochemistry and Chemostratigraphic Correlation of Ordovician Deposits of the Vilyui Structural-facies Zone, Siberian Platform

B. G. Pokrovsky^{1, *}, A. V. Zaitsev¹, M. I. Bujakayte¹, A. V. Dronov¹

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

**e-mail: pokrov@ginras.ru*

The C-O- and Sr-isotopic composition of carbonates, as well as S and Sr of gypsum, were studied in the Ordovician section and the boundary horizons of the Upper Cambrian and Lower Silurian of the Vilyui structural-facies zone located in the central part of the Siberian Platform. The decrease in the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio within 0.70920–0.70795 from the base to the top and the value of $\delta^{34}\text{S} \sim 25\text{--}28\text{‰}$, typical for the reference sections of this stratigraphic interval, indicates a good connection between the basin and the World Ocean in the Ordovician and Early Silurian, but isolation of the basin in the Late Cambrian (Kholomolokh Formation), when the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio (0.7085) was lower than the oceanic one. The sharpest drop in the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio from ~ 0.7087 to 0.7080 occurs in the Kharyalakh Formation, ~ 45 m thick, that can be correlated with interval from the upper Darrivilian to the upper Sandbian Stages of the ICC (Middle Ordovician Volga horizon – Upper Ordovician Baksan or Dolbor horizon of the Russian CSS). Guided by this benchmark and the lithological features of the section, we discuss the causes of wide variations in $\delta^{13}\text{C}$ ($-7.2\text{--}1.6\text{‰}$) and $\delta^{18}\text{O}$ ($16.9\text{--}29.8\text{‰}$) in the carbonates, as well as a possible correlation of C-isotope excursions in the Vilyui section with global C-isotope events.

Keywords: isotope geochemistry, chemostratigraphy, ordovician, Siberian Platform.