

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 5, 2021

Палеоген-четвертичная полифациальная осадочная система южного
обрамления котловины Нансена

С. Ю. Соколов, Е. А. Мороз, Н. П. Чамов, И. С. Патина 389

С-, О- и Sr-изотопная геохимия вендской аномалии Шурам-Вонока
и ассоциирующих метаосадочных толщ внутренней части
Патомского нагорья (Центральная Сибирь)

*Б. Г. Покровский, М. И. Буякайте, А. А. Колесникова,
О. Л. Петров, М. С. Хлебников* 406

Минералого-кристаллохимические и Rb—Sr изотопные данные терригенных
глобулярных слоистых силикатов маастахской свиты
(нижний венд, Оленекское поднятие)

*Т. А. Ивановская, Т. С. Зайцева, Б. Б. Звягина, Б. А. Сахаров, Б. Б. Кочнев,
Г. В. Константинова, О. В. Доржиева, Е. В. Покровская* 436

Состав и условия образования мелководных карбонатов нижнего эоцена
Южной Армении

П. А. Фокин, Е. Ю. Закревская, Л. Г. Саакян, Т. Е. Григорян 458

УДК 552.5+551.24

ПАЛЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ПОЛИФАЦИАЛЬНАЯ ОСАДОЧНАЯ СИСТЕМА ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ КОТЛОВИНЫ НАНСЕНА¹

© 2021 г. С. Ю. Соколов^а, *, Е. А. Мороз^а, Н. П. Чамов^а, И. С. Патина^а

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

*e-mail: sysokolov@yandex.ru

Поступила в редакцию 17.02.2021 г.

После доработки 09.03.2021 г.

Принята к публикации 26.04.2021 г.

Составлено сводное сейсмостратиграфическое описание осадочного чехла котловины Нансена по данным из Норвежского сектора Евразийского бассейна и результатам интерпретации данных Российского проекта Арктика-2011. Установлено, что колебания уровня моря оказывали существенное влияние на процессы седиментации в Арктическом бассейне. В периоды регрессий происходило разрушение шельфа и склона, а в глубоководной части формировались мощные конусы выноса, контуриты и оползневые тела, которые проявлены как в молодых неоген-четвертичных, так и в более древних сейсмокомплексах котловины Нансена. Эти осадочные тела находятся в пределах современных очертаний конусов выноса, выделяющихся в рельефе дна как в молодых, так и в более древних сейсмокомплексах; материал их выполнения поступал по желобам Франц-Виктория и Св. Анны, уже существовавшим к началу раскрытия Евразийского бассейна. Удаленные части конусов выноса образуют в пределах котловины протяженные осадочные тела, характеризующиеся потерей когерентности и осветлением сейсмической записи. На всех разрезах вблизи континентального подножия выделяются контуриты. Оползневые тела встречаются у бровки шельфа. Миоцен-плиоценовые комплексы содержат осадочные отложения гравитационных потоков, удаленные от современной границы конусов выноса более чем на 100 км. Осадочное заполнение котловины Нансена регулировалось интенсивностью привноса терригенного материала и изменениями гидрологического режима бассейна при смене его изоляции на соединение с Мировым океаном. Накопление контуритов началось в миоцене, они встречаются у континентального подножия вместе с лопастями конусов выноса, и разделить эти осадочные формы не удастся. Наиболее резкое падение уровня моря на рубеже плиоцена и четвертичного времени способствовало интенсивному привносу осадочного материала и формированию обширных зон потери когерентности в удаленных частях конусов выноса. Встречаемость и пространственное распределение контуритов и отложений гравитационных потоков в пределах котловины связаны с эпизодами изменений уровня моря и находятся в противофазе с интенсивным проявлением эрозионных процессов на шельфе Баренцева моря, зависящим от вертикальных движений в обрамлении акватории — у архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. Сейсмические разрезы без наложенной интерпретации приведены в электронном приложении к настоящей статье.

Ключевые слова: котловина Нансена, контуриты, конус выноса, оползни, колебания уровня моря.

DOI: 10.31857/S0024497X21050050

Недостаток сведений о вещественном составе осадочных комплексов и фундамента высокоширотной Арктики и, в частности, центральной части котловины Нансена (максимальная глубина 4000 м), расположенной между хребтом Гаккеля (на севере) и северным обрамлением шельфа Баренцева моря (на юге), фокусирует внимание на геофизических данных о строении этого района — сейсмических разрезах в пределах Евразийского

бассейна (рис. 1). Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов (ОГ) в глубоководной части бассейна остается достаточно неопределенной ввиду отсутствия геологических реперов или их большой удаленности. В связи с этим основной подход к выяснению стратификации осадочного чехла в бассейне основывается на характеристике волновых полей и прослеживании ОГ. Непосредственное прослеживание региональных субгоризонтальных ОГ из котловин на континентальный склон часто затруднено из-за потери корреляции рефлекторов и вследствие оползневых деформаций за бровкой шельфа. Как показа-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0024497X21050050 для авторизованных пользователей.

но на рис. 1, сейсмическая изученность котловины Нансена имеет низкую плотность. На схеме приведены все разрезы центральной части котловины Нансена в Российских экономических водах. В настоящей работе используются разрезы проекта Арктика-2011, которые не пересекают бровку шельфа, начинаются в верхних частях континентального склона и выходят в котловину.

Рельеф дна в области примыкания котловины Нансена к северному склону шельфа Баренцева моря (см. рис. 1) характеризуется развитием конусов выноса полукруглой морфологии, что указывает на интенсивное современное поступление осадочного материала из желобов северной части шельфа. Разрез таких осадочных тел, как правило, характеризуется переслаиванием отложений гравитационных потоков и контурных течений, а интенсивность привноса ими осадочного материала весьма чувствительна к колебаниям уровня моря и, в случае Баренцева моря, к ледниковым событиям. Многоканальные сейсмические данные федерального проекта Арктика-2011 позволяют осуществить интерпретацию ОГ в верхней части разреза, датируемой неоген-четвертичным временем, и выделить в ней сейсмические фации, соответствующие отложениям гравитационных потоков, контурных течений и оползней. Гравитационные процессы в слабоконсолидированных отложениях несут потенциальную опасность для инженерной и навигационной деятельности, что определяет практическую значимость этого исследования.

Выделенные сейсмокомплексы должны соответствовать фундаментальными принципами осадконакопления за бровкой шельфа, основанными на привязке к циклам колебаний уровня моря. Примеры волнового поля рефлекторов в котловине Нансена, выделенных по литературным данным и имеющих привязку к данным бурения, являются эталонными для интерпретации верхней неоген-четвертичной части разрезов профилей Арктика-2011. В пределах разграниченных сейсмокомплексов выделяются сейсмические фации гравитационных процессов, включая разномасштабные оползневые тела, обломочные толщи с некогерентной структурой волнового поля. Их распределение определяется главным регулирующим фактором осадконакопления в переходной зоне — колебаниями уровня моря. Седиментационный профиль осадочной системы определяется взаимосвязанными процессами сбора кластического материала в северной части Баренцева моря, его последующей транспортировкой по каналам и желобам и конечным накоплением в котловине Нансена. Целью статьи является описание функционирования протяженной полифациальной седиментационной системы, включающей континентальный склон и его подножие. Определение вклада в формирование по-

тока терригенного материала колебаний уровня моря, оледенений и вертикальных тектонических движений на шельфе является в настоящее время нерешенной задачей. Авторы понимают ее сложность, так как в исследованном районе отсутствуют данные бурения и существует лишь редкая сеть сейсмических профилей. Тем не менее, анализ доступных данных, корреляция отражающих горизонтов, сейсмокомплексов и их интерпретация с седиментологической и историко-геологической точек зрения позволяют приблизиться к решению задачи разделения вклада различных факторов в осадконакопление в исследуемом регионе.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Сейсмостратиграфическая характеристика котловины Нансена

Существенный вклад в сейсмостратиграфическое изучение котловины Нансена и ее обрамления был сделан в ходе выполнения российских проектов Арктика 2011, 2012 и 2014 [Nikishin et al., 2018; Арктический ..., 2017]. Было показано, в частности, что значительные изменения в топографии фундамента в котловине Нансена происходили в среднем эоцене (около 43 млн лет назад). Интерпретация протяженных сейсмических разрезов по проекту Арктика-2011 позволила впервые зафиксировать структуру осадочных комплексов склонов и их обрамления в центре и на востоке Евразийского бассейна.

Более ранняя работа по результатам норвежской экспедиции 2001 г. была нацелена на исследование западной части котловины Нансена и ее обрамления [Engen et al., 2009], в ней приведена сейсмостратиграфическая схема западной части котловины Нансена. При этом были учтены известные к тому времени данные других авторов [Jackson et al., 1984; Baturin et al., 1994; Riis, 1994; Jokat et al., 1995, 2003; Sorokin et al., 1998; Weigelt, Jokat, 2001; Geissler, Jokat, 2004; Jokat, Micksch, 2004]. В осадочном чехле выделены четыре крупные сейсмofации с типичными для осадочных пород пластовыми скоростями распространения звука от 2.4 до 1.8 км/с. Аналогичный средний показатель для поверхности кристаллической коры составил 3.7 км/с. Мощность осадочной толщи достигает 2 км и возрастает в направлении депозцентра на Баренцево-Карском континентальном шельфе.

В ряду последних публикаций по данной теме следует отметить работу немецких авторов [Lutz et al., 2018], посвященную сейсмостратиграфии осадочного чехла и конфигурации фундамента в юго-западной части Евразийского бассейна. Используются многоканальные сейсмические данные, которые в сочетании с результатами гра-

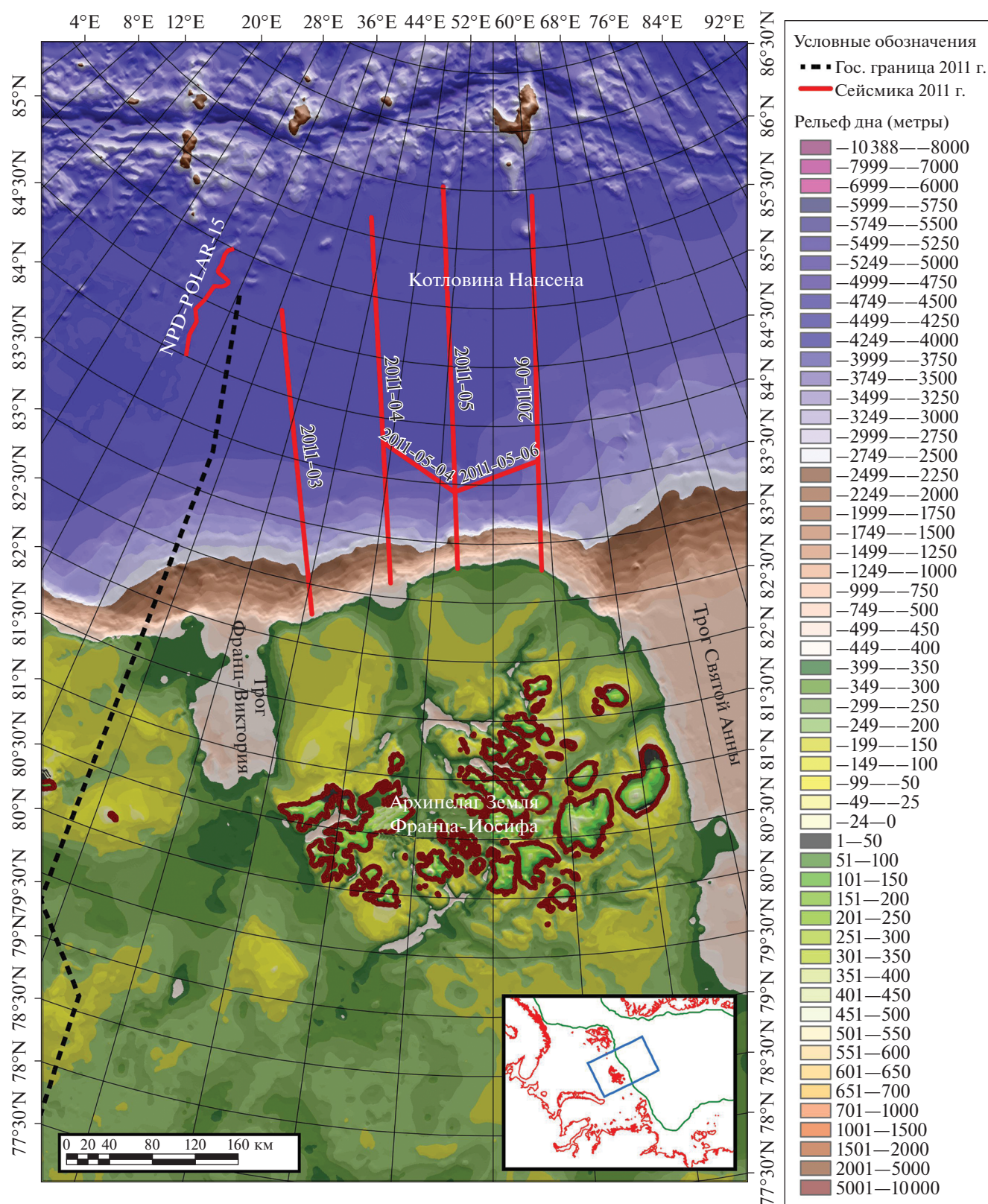


Рис. 1. Положение сейсмических разрезов “Арктика-2011” [Арктический ..., 2017] и NPD-POLAR-15 [Engen et al., 2009], рельеф дна котловины Нансена и прилегающей части шельфа Баренцева моря. На врезке показано положение основного планшета в Арктическом регионе.

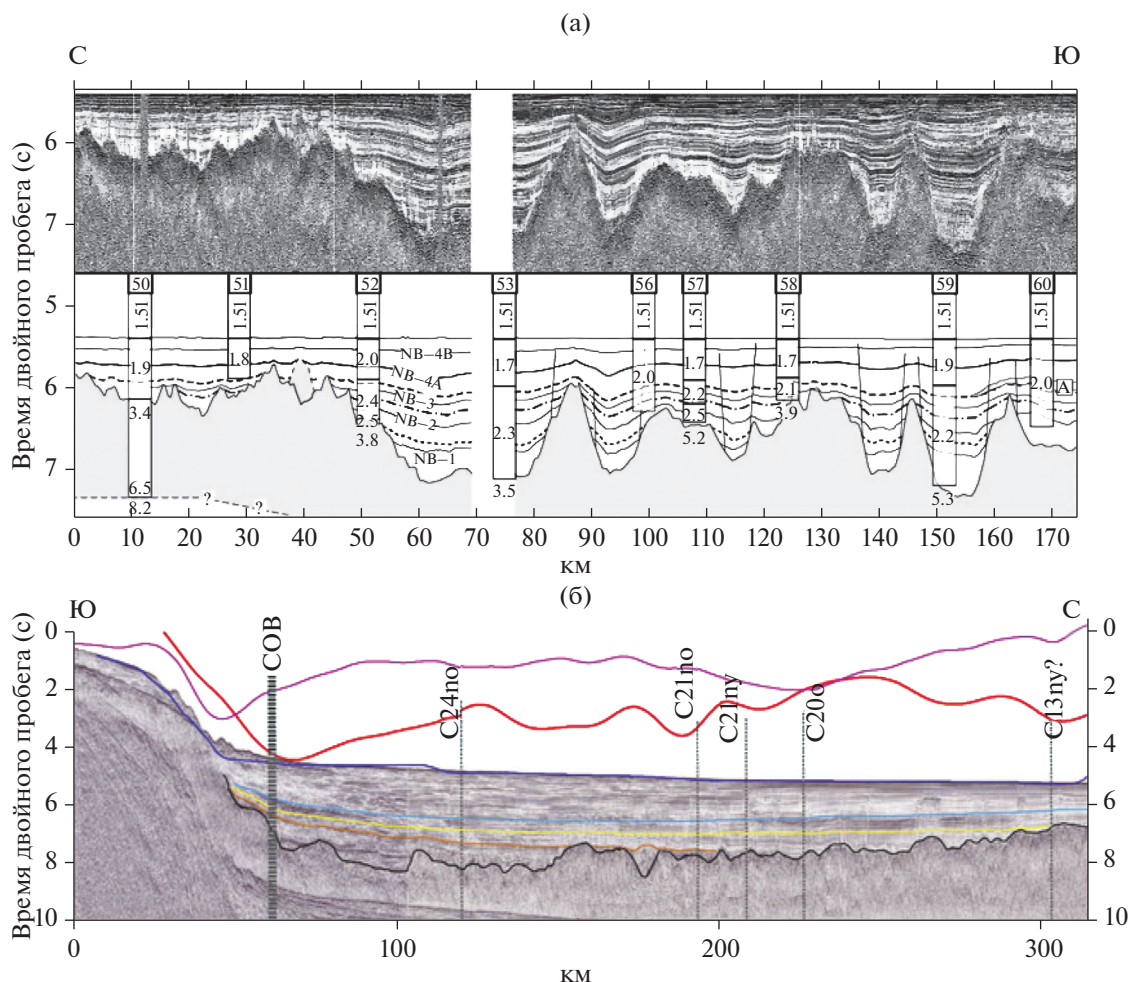


Рис. 2. Региональные разрезы западной части котловины Нансена и их интерпретация.

а – NPD-POLAR-15 [Engen et al., 2009], б – Арктика-2011-6, по [Nikishin et al., 2018] с изменениями, подписаны индексы магнитных аномалий. Положение профилей показано на рис. 1.

витационных и магнитометрических съемок позволили разработать модель, отражающую формирование и эволюцию фундамента бассейна Нансена.

На основании перечисленных материалов составлено сводное сейсмостратиграфическое описание разреза котловины Нансена, которое послужило основой при интерпретации сейсмических данных в настоящей работе. На рис. 2 приведены ключевые разрезы и результаты их сейсмостратиграфической интерпретации из двух основных публикаций [Engen et al., 2009; Nikishin et al., 2018]. На временных разрезах через котловину Нансена выделяется ряд устойчивых отражающих горизонтов, они являются маркирующими в пределах обширных территорий. На рис. 3 приведена сводная схема корреляции выделенных горизонтов и комплексов.

Сейсмокомплекс акустического фундамента залегает в основании разреза. Он прослеживается

от континентального шельфа и характеризуется хаотической сейсмической записью, отсутствием протяженных отражающих горизонтов и наличием крутых сбросовых и листрических разломов, формирующих грабенообразные впадины. Кровля сейсмокомплекса обычно маркируется отражающим горизонтом Аф.

На акустический фундамент с резким угловым несогласием ложится мощный комплекс неформированных осадочных пород. Выделенные в публикациях [Engen et al., 2009; Nikishin et al., 2018] осадочные сейсмокомплексы не совпадают (см. рис. 2, 3). А.М. Никишин с соавторами определяют 4 сейсмокомплекса, характерных для Евразийского бассейна: от раннего до среднего эоцена (56–45.7 млн лет), от среднего эоцена до раннего олигоцена (45.7–33.2 млн лет), от раннего олигоцена до раннего миоцена (33.2–19.7 млн лет) и от раннего миоцена до настоящего времени (19.7–0 млн лет).

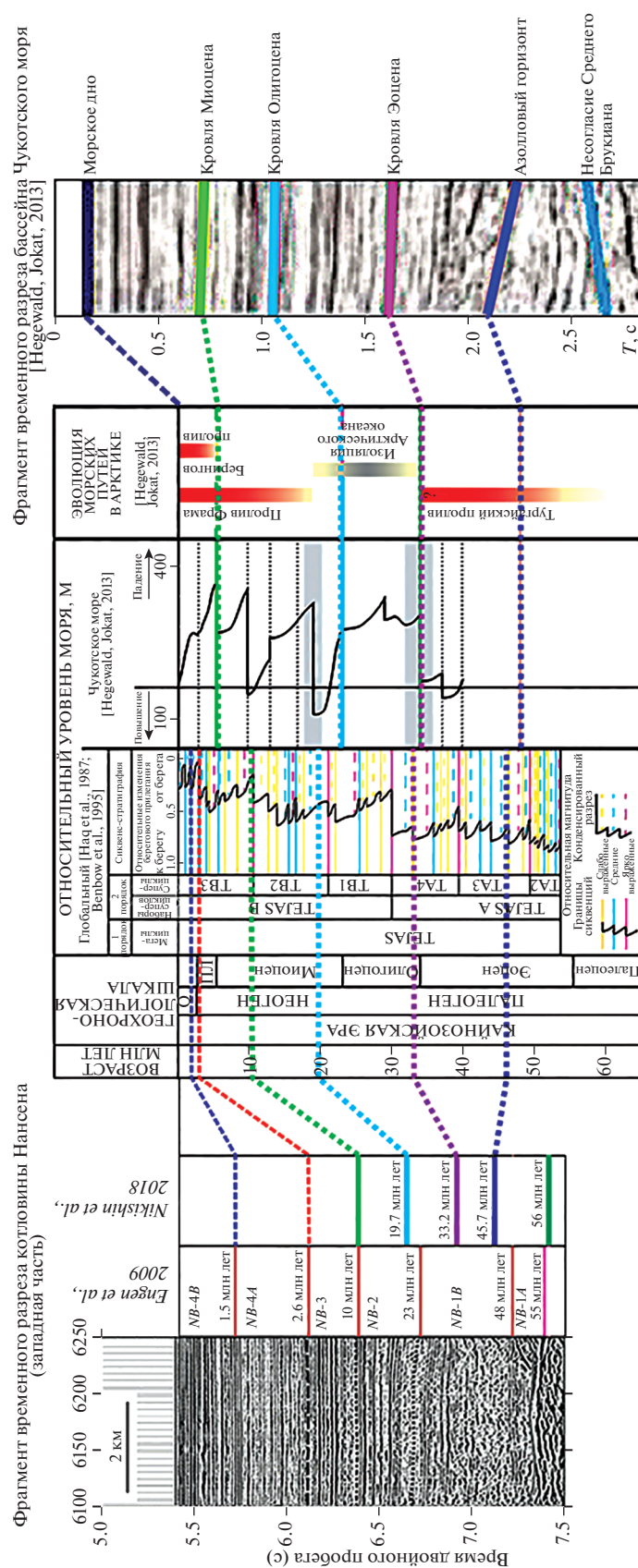


Рис. 3. Основные сейсмокомплексы, выделяемые в котловине Нансена по данным [Engen et al., 2009; Nikishin et al., 2018], в Чукотском море [Hegewald, Jokat, 2013] и их сопоставление с колебаниями уровня моря по [Haq et al., 1987; Benbow et al., 1995].

В работе [Engen et al., 2009] проведено более детальное расчленение осадочного разреза: внутри 4 основных сейсмокомплексов выделены подкомплексы. Ниже приведено описание разреза котловины Нансена по [Engen et al., 2009] и отмечены общие и различающиеся характеристики, по сравнению с интерпретацией [Nikishin et al., 2018].

Сейсмокомплекс NB-1 (ранний эоцен—ранний миоцен, 56—23 млн лет) присутствует только в наиболее глубоких частях грабенообразных впадин, где он с резким угловым несогласием залегает на породах акустического фундамента. Это самый древний осадочный комплекс, выделяемый в пределах бассейна Нансена. Максимальная мощность сейсмокомплекса отмечается в наиболее погруженных частях и составляет 0.8 км. Скорости волн колеблются 2.2—2.6 км/с при средней 2.4 км/с. Сейсмическая запись характеризуется прерывистыми, относительно прозрачными, параллельными отражениями в нижней части и протяженными параллельными горизонтами в верхней. По данным [Engen et al., 2009], NB-1 разделяется на две части: нижнюю (NB-1A), которая представляет собой пачку протяженных сильных отражений, субгоризонтально прилегающих к границам разломов; и верхнюю (NB-1B), которая перекрывает разломы и увеличивается в мощности по направлению к суше. Отражающие горизонты относительно прозрачные, с несколькими субпараллельными отражениями. Возраст кровли пачки NB-1A оценивается в 48 млн лет, что практически совпадает с датировкой кровли нижнего комплекса осадочного чехла 45.7 млн лет по [Nikishin et al., 2018], который интерпретируется как комплекс эоценового и, возможно, позднепалеоценового заполнения зарождающегося бассейна Нансена. Согласно [Nikishin et al., 2018], внутри пачки NB-1B выделяется отражающий горизонт с возрастом 33.2 млн лет, который является верхней границей среднеэоцен-раннеолигоценового сейсмокомплекса. Горизонт протягивается до океанических хребтов и, вероятно, маркирует событие отделения плато Ермак от Гренландии.

Сейсмокомплекс NB-2 (ранний—поздний миоцен, 23—10 млн лет) присутствует на всех профилях серии Арктика-2011 (см. рис. 3, 3—6), распространен в котловине Нансена, а в районе хребта Гаккеля полностью отсутствует. Граница между сейсмокомплексами NB-1 и NB-2 проводится по появлению низкочастотных прерывистых отражений, перекрывающих протяженные параллельные горизонты верхов сейсмокомплекса NB-2. Скорости составляют 1.9—2.5 км/с при средней 2.2 км/с. Средняя мощность сейсмокомплекса около 0.4 км, в наиболее глубоких впадинах она увеличивается до 0.8 км. В нижней части комплекса присутствует пачка низкочастотных

прерывистых отражений, в ее кровле, согласно [Nikishin et al., 2018], выделяется отражающий горизонт, который по магнитным данным датируется возрастом 19.7 млн лет. Выше сейсмическая запись характеризуется протяженными, в основном параллельными отражениями постоянной мощности, которые изгибаются конформно рельефу акустического фундамента. Отражения низкочастотные, с различной амплитудой — от размытого и расплывчатого изображения до непрерывных сильных горизонтов.

Сейсмокомплекс NB-3 (поздний миоцен—поздний плиоцен, 10—2.6 млн лет) присутствует на всех профилях серии Арктика-2011 (см. рис. 3, 4—6). В котловине Нансена он несогласно перекрывает кровлю сейсмокомплекса NB-2 путем кровельного прилегания, с выклиниванием в сторону Северо-Карского бассейна. Данное несогласие носит региональный характер и отражает открытие пролива Фрама в миоцене. При приближении к хребту Гаккеля и зоне отсутствия сейсмокомплекса NB-2, сейсмокомплекс NB-3 с резким угловым несогласием залегает на породах акустического фундамента. Интервальные скорости сейсмокомплекса колеблются в пределах 1.8—2.4 км/с при средней скорости 2 км/с. Мощность сейсмокомплекса в котловине Нансена достаточно равномерная и составляет 0.3 км. При приближении к хребту Гаккеля она коррелируется с рельефом акустического фундамента: увеличивается во впадинах и практически полностью сокращается на поднятиях. Необходимо отметить, что надежность выделения сейсмокомплекса в таком случае крайне невысока из-за отсутствия протяженных горизонтов и буровых данных. Существует вероятность, что впадины заполнены более древними комплексами. Этот вопрос требует прояснения при дальнейших сейсмостратиграфических исследованиях района. В целом акустический облик сейсмокомплекса характеризуется высоко- и среднеамплитудными четкими параллельными отражениями, а также ярко выраженным региональным рефлектором подошвы. Горизонты изгибаются при приближении к поднятиям акустического фундамента, но менее выражено, чем горизонты сейсмокомплекса NB-2.

Сейсмокомплекс NB-4 (поздний плиоцен—настоящее время, 2.6—0 млн лет). Конформная граница между NB-3 и NB-4 является согласной и проводится по непрерывному отражающему горизонту средней амплитуды (см. рис. 3—6). Интервальные скорости сейсмокомплекса колеблются в пределах 1.6—2.0 км/с при средней скорости 1.8 км/с. Мощность около 0.4—0.6 км. В основании сейсмокомплекса, по данным [Engen et al., 2009], выделяется протяженное (~150 км) осадочное тело А с некогерентной структурой волнового поля мощностью около 0.1 км, которое

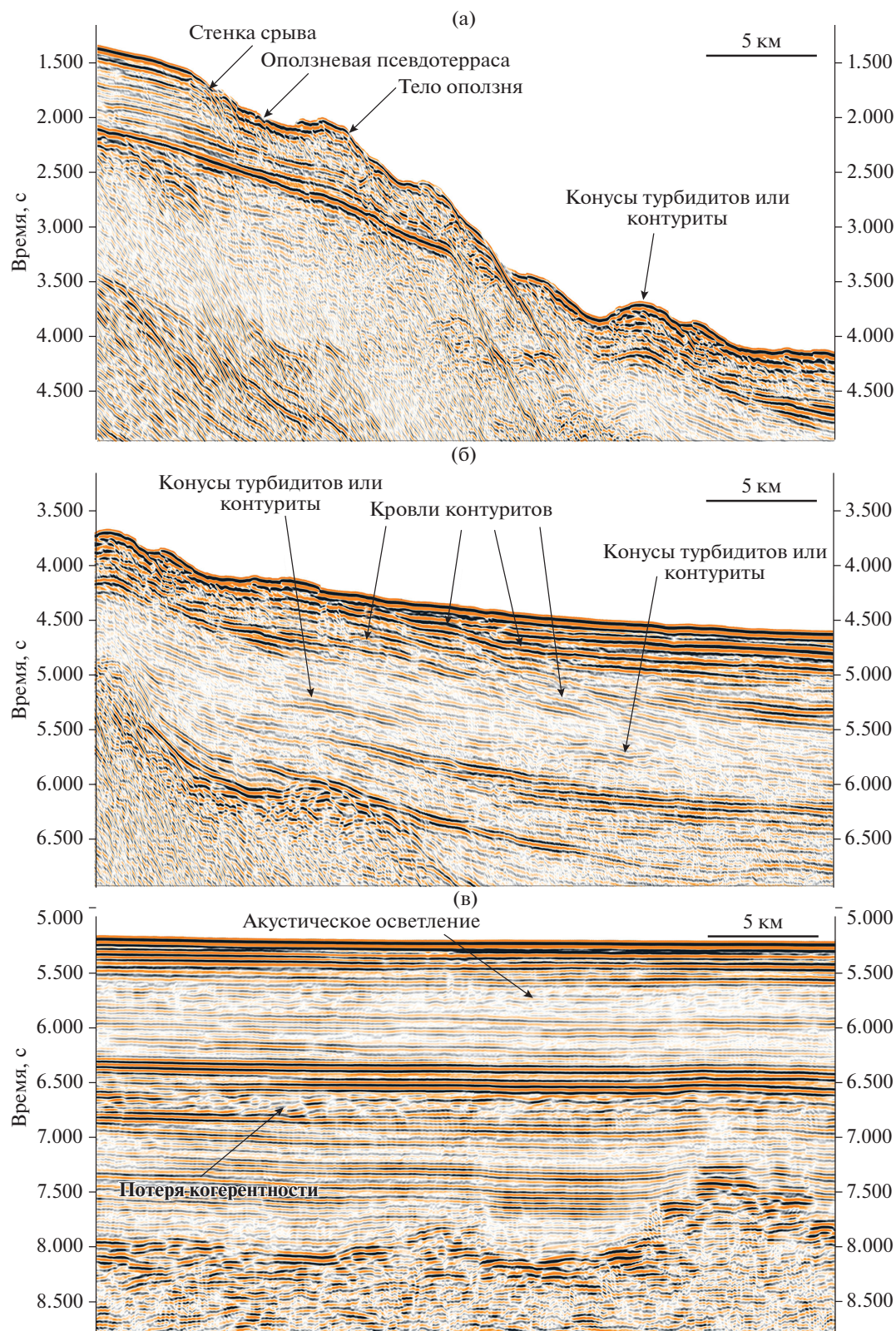


Рис. 4. Образцы сейсмической записи, содержащие отображение оползневых структур и локальных осадочных холмов линзовидной формы, относящихся к лопастям конусов выноса или к контуридам (а); образцы сейсмической записи с дрифтами — осадочными формами, образованными терригенным материалом контурных течений; турбидиты (б); образцы сейсмической записи с примерами акустического осветления и потери когерентности рефлекторов (в).

относится к отложениям обломочных потоков. Это важный региональный корреляционный маркер, и, возможно, следует ожидать присутствия подобных тел в других частях котловины. По характеру сейсмической записи комплекс NB–4 подразделяется на две части: нижнюю (NB–4A), со слабыми параллельными горизонтами и хаотичным полем, и верхнюю (NB–4B) с хорошо выраженными параллельными отражениями, которые заметно ярче, чем установленные в нижележащей части. Эти пачки интерпретируются как два региональных комплекса, сформированных в результате разрушения ледникового склона.

Колебания уровня моря в котловине Нансена в палеогене и неогене

Колебания относительного уровня моря являются важным фактором эволюции осадконакопления в истории развития осадочных бассейнов. Положение уровня моря зависит от тектонического режима, климата, количества привносимого в бассейн осадочного материала, а также от характера связи бассейна с Мировым океаном.

Сказанное в полной мере относится к Арктическому мегабассейну. Гетерогенность его фундамента, разнообразие частных структур и вариации их движений, влияние тектонических реорганизаций, происходивших в разновозрастных комплексах континентального обрамления в сочетании с зависимостью положения уровня моря от эпох оледенения в Северном полушарии, крайне затрудняют реконструкцию истории осадконакопления. Этим вопросам посвящена обширная литература, в частности [Левитан и др., 2015], однако единая непротиворечивая седиментологическая модель, учитывающая тектонику, климат и гидрологический режим в регионе и его обрамлении, находится пока в стадии разработки. В рамках данной статьи, не нацеленной на обобщающие палеогеографические реконструкции, остановимся на обсуждении результирующих форм рельефа и рассмотрении возможностей их корреляции в пространственно разобщенных и генетически различных бассейнах.

В результате сеймостратиграфических исследований проградационного клиноформенного комплекса шельфа Чукотского моря [Hegewald, Jokat, 2013] установлено, что в позднем эоцене, вплоть до начала миоценового времени Арктический бассейн был изолирован от Мирового океана (см. рис. 3). В раннем миоцене произошло открытие пролива Фрама, в результате чего возобновилась связь Арктического бассейна с Мировым океаном. В позднем миоцене происходило открытие Берингова пролива (см. рис. 3). Эти выводы основаны на несоответствии изменений относительного уровня Чукотского моря, являю-

щегося частью Арктического бассейна, глобальной эвстатической кривой [Hegewald, Jokat, 2013].

Общей характеристикой обстановок формирования осадочного чехла в бассейне котловины Нансена является относительная глубоководность и значительное удаление от источников сноса обломочного материала, что существенно затрудняет выяснение условий седиментации сформировавшихся здесь осадочных комплексов. Разрез шельфа Чукотского моря, напротив, характеризуется отчетливо выраженным клиноформенным строением, отражающим колебания относительного уровня моря, что позволяет провести детальный анализ несогласий и выявить эпизоды изменений седиментационного режима. Для выяснения истории развития котловины Нансена был проведен сравнительный анализ сеймостратиграфических комплексов, выделяемых внутри котловины, с комплексами шельфа Чукотского моря (см. рис. 3).

В нижней части кайнозойского осадочного разреза Чукотского моря выделяется Азолловый горизонт, названный по роду папоротников *Azola*, широко распространенных на суше в этот период в пределах всей Арктики [Collinson et al., 2010]. Горизонт соответствует эпизоду повышения относительного уровня Мирового океана в течение раннеэоценового климатического оптимума и, вероятно, коррелируется с протяженными отражениями верхней части пачки NB–1A котловины Нансена.

Начало изоляции Арктического бассейна было связано с падением (до 200 м) уровня Чукотского моря в конце эоцена. В глубоководных разрезах котловины Нансена это событие выражено в средней части пачки NB–1B сменой прозрачных прерывистых отражений на более четкие и протяженные.

С начала миоцена происходило существенное повышение относительного уровня Чукотского моря, в результате которого возобновилась связь Арктики с Мировым океаном через пролив Фрама. В осадочном чехле котловины Нансена начало этого события выявляется в нижней части сейсмокомплекса NB–2 в виде смены низкочастотных прерывистых отражений на протяженные параллельные горизонты, а непосредственное открытие пролива Фрама выражается как угловое несогласие между сейсмокомплексами NB–2 и NB–3.

Следующим значительным эпизодом в истории развития Арктического бассейна является открытие Берингова пролива в конце миоценового времени. Этот период связан с падением уровня моря в Чукотском бассейне на 100–150 м. Кровля миоцена в разрезе котловины Нансена выражена внутри сейсмокомплекса NB–3 как переход от прерывистых отражений нижней части к четким выдержанным горизонтам его верхней части.

Плиоценовая история изменения относительных изменений уровня Арктического бассейна идентична глобальной. В ней можно выделить два региональных события. Первое связано с падением относительного уровня моря примерно на 50 м и устанавливается по присутствию оползневых и переотложенных осадочных тел в основании раннеплиоценового сейсмокомплекса NB-4. Второе событие также отражает падение уровня моря относительно небольшой амплитуды, по-видимому, спровоцировавшее разрушение ледникового склона, в результате чего сформировались две пачки (NB-4A и NB-4B) сейсмокомплекса NB-4.

Таким образом, колебания уровня моря оказывали существенное влияние на процессы седиментации в Арктическом бассейне. В периоды регрессии, при низком уровне воды, на шельфе и склоне развивались процессы разрушения, в результате которых в относительно глубоководных частях бассейна формировались мощные конусы выноса и оползневые тела. Наиболее отчетливо результаты гравитационных процессов проявлены в молодых сейсмокомплексах плиоценового возраста.

Интерпретация сейсмических разрезов Арктика-2011-3, 4, 5, 6

В работе использовались временные разрезы Арктика-2011-3, 4, 5, 6 (см. рис. 1), по которым было проведено выделение основных отражающих горизонтов путем их пикирования по характерным рефлексам. При пикировании нижнемиоценового и более древних горизонтов (см. рис. 3) использовалась индексация и привязка к разрезу из работы [Nikishin et al., 2018], в которой интерпретация палеогеновых сейсмических комплексов увязана с магнитными аномалиями Евразийского бассейна и прослежена до шельфа моря Лаптевых. Неоген-четвертичные сейсмические комплексы и ограничивающие их горизонты в отсутствие прямой увязки с разрезами в Норвежской части котловины Нансена [Engen et al., 2009] и данными бурения выделялись методом сопоставления с волновым полем данных [Engen et al., 2009] по таким характеристикам, как мощность сейсмических комплексов и особенности записи внутри комплексов (резкое осветление записи, потеря когерентности фаз сигнала, параметры общей интенсивности отраженного сигнала, характер акустической стратификации). Несмотря на то, что сходство волнового поля не гарантирует правильность атрибуции сейсмических комплексов, в данном случае это единственный доступный подход к их идентификации и определению возрастов.

Равномерная субпараллельная акустическая стратификация осадочной толщи котловины на-

рушается вблизи континентального склона формами записи, связанными с оползневыми процессами, отложениями турбидитных потоков и контурных течений (см. рис. 4а, б). При имеющихся в нашем распоряжении данных, отличить их друг от друга не всегда возможно. Для лопастей ближних и средних частей конусов выноса характерно локальное увеличение мощности вблизи континентального подножия с образованием осадочных тел линзовидной формы, нарушающих простую акустическую стратификацию с субпараллельной и субгоризонтальной ориентацией рефлекторов. Такое же локальное увеличение мощности формируется при отложении контуритов, однако вследствие недостаточной разрешающей способности и малой мощности тел не всегда удается определить характерный для контуритов тип рефлекторов с проградацией вверх по склону. Поэтому линзовидные тела на использованных нами разрезах в большинстве случаев показаны в неразделенном виде, как относящиеся и к турбидитам, и к контуритам. В ряде случаев характер напластования, выраженный в характерной конфигурации рефлекторов, позволил установить контуритовую природу линзовидных тел (см. рис. 4б). Для контуритов характерна хорошая акустическая стратификация осадочных тел и определенный тип наращивания, заключающийся в том, что рост таких тел происходит в местах резкой смены характеристик донного потока, приводящей к разгрузке транспортируемых осадков [Faugeres et al., 1999; Rebesco, Stow, 2001; Rebesco et al., 2013]. Лопастистые турбидиты характеризуются хаотичной структурой записи, типичной для отложений обломочных потоков. На континентальном склоне хорошо видны структуры, сформированные сходом оползней (см. рис. 4а). Они состоят из стенок срыва, оползневых псевдо-террас и собственно оползневых тел, в ряде случаев налегающих на расположенные ниже по склону ненарушенные осадки. Оползни развиваются в верхней части континентального склона за бровкой шельфа, где слабokonсолидированные осадки находятся в неустойчивом состоянии и начинают смещаться вниз при углах наклона более 1° [Рединг, 1990]. В более древних комплексах континентального склона не всегда удается выделить оползневые тела из-за наложения кратных волн сейсмической записи.

Удаленные части конусов выноса, сформированные турбидными потоками на расстояниях в сотни километров от континентального подножия, представлены в котловинах субгоризонтально стратифицированными отложениями (см. рис. 4в), которые на 2D разрезах могут отличаться от типичного пелагического осадконакопления рядом особенностей. В толще турбидитов из-за постоянной латеральной миграции потоков могут образоваться формы записи в виде коротких ре-

флекторов с потерей латеральной когерентности. В случае интенсивного выноса грубообломочных осадков на значительные расстояния, отложения удаленных частей конуса выноса отличаются еще и общим осветлением записи при потере ее когерентности. Подобное тело протяженностью ~150 км ранее было обнаружено в западной части котловины Нансена [Engen et al., 2009] и проинтерпретировано как образованное отложениями обломочных потоков.

Указанные аномалии осадконакопления выделены на использованных в данной работе разрезах (см. рис. 5, 6, 7, 8). Эти разрезы в оригинальном виде, без сейсмогеологической интерпретации, приведены в электронном приложении к данной статье (см. Приложение 1). Общей особенностью выделенных комплексов на всех разрезах, кроме Арктика-2011-5 (см. рис. 7), является резкое увеличение общей мощности осадочного разреза на удалении в 20–60 км от шельфа и постепенное ее уменьшение в северном направлении. Примыкающая к градиентной зоне континентального склона часть котловины включает наибольшее количество линзовидных осадочных тел, что является следствием интенсивного поступления в эту область осадочного материала, необходимого для формирования контуритов, турбидитов и оползневых тел, обеспечивающего наблюдаемое увеличение мощности. Удаленные от склона части котловины заполнялись пелагическими осадками и отложениями турбидитных потоков дальних частей конусов выноса [Rebesco et al., 2014]. Увеличение мощности отложений обломочных потоков в глубоководных котловинах совпадает с периодами падения уровня моря (см. рис. 3), приводящими к возрастанию интенсивности эрозионных процессов на шельфе.

Результаты пространственного распределения осадочных форм

Пространственное положение выделенных на разрезах Арктика-2011-3, 4, 5, 6 (см. рис. 5–8) осадочных форм (лопастей конусов выноса, контуритов, оползней) показано (рис. 9) для каждого осадочного комплекса, накопившегося в интервале времени между образованием основных региональных рефлекторов (см. рис. 3). Технические результаты пикирования ОГ были преобразованы в ГИС-совместимый формат, который позволил осуществить компиляцию интерпретации разрезов в виде карт распределения выделенных осадочных форм на фоне современного рельефа.

Осадочные линзовидные формы в четвертичных сейсмокомплексах NB-4A и NB-4B (см. рис. 9а, б) находятся в пределах современного рельефа, образованного вблизи континентального подножия глубоководными конусами выноса, которые сформированы терригенным материа-

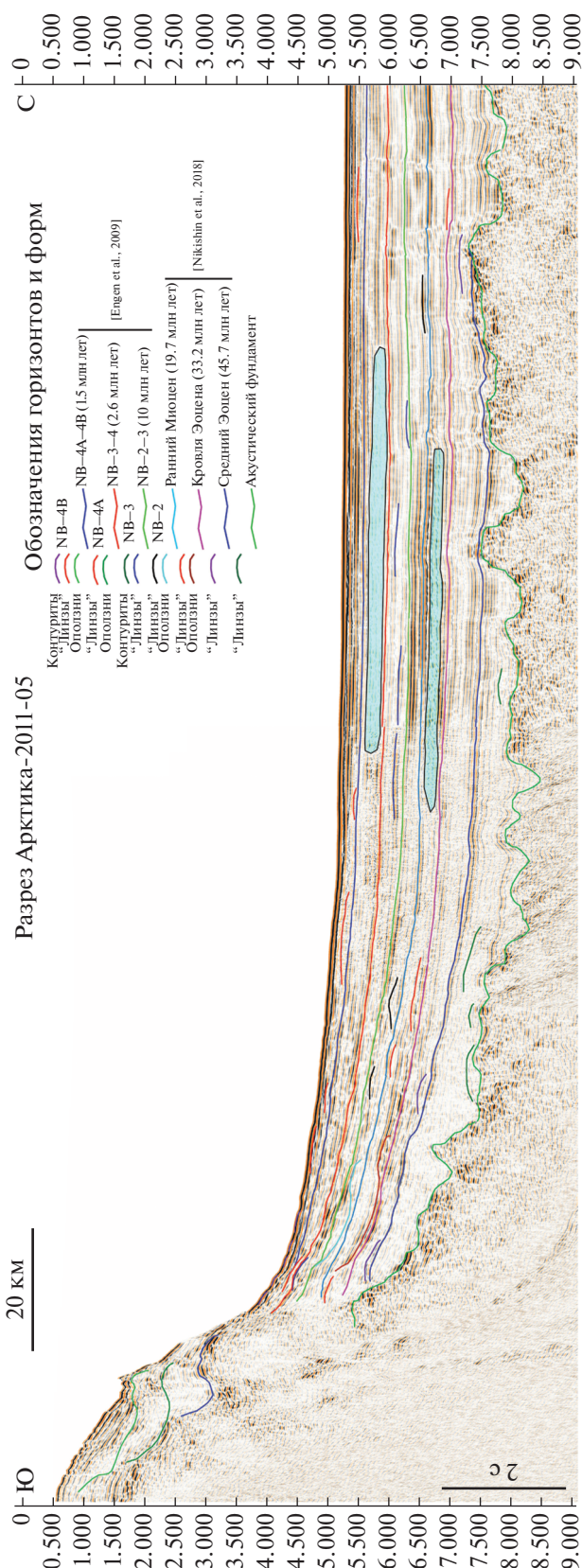


Рис. 7. Интерпретация отражающих горизонтов и осадочных форм по разрезу Арктика-2011-05. Положение разреза показано на рис. 1.

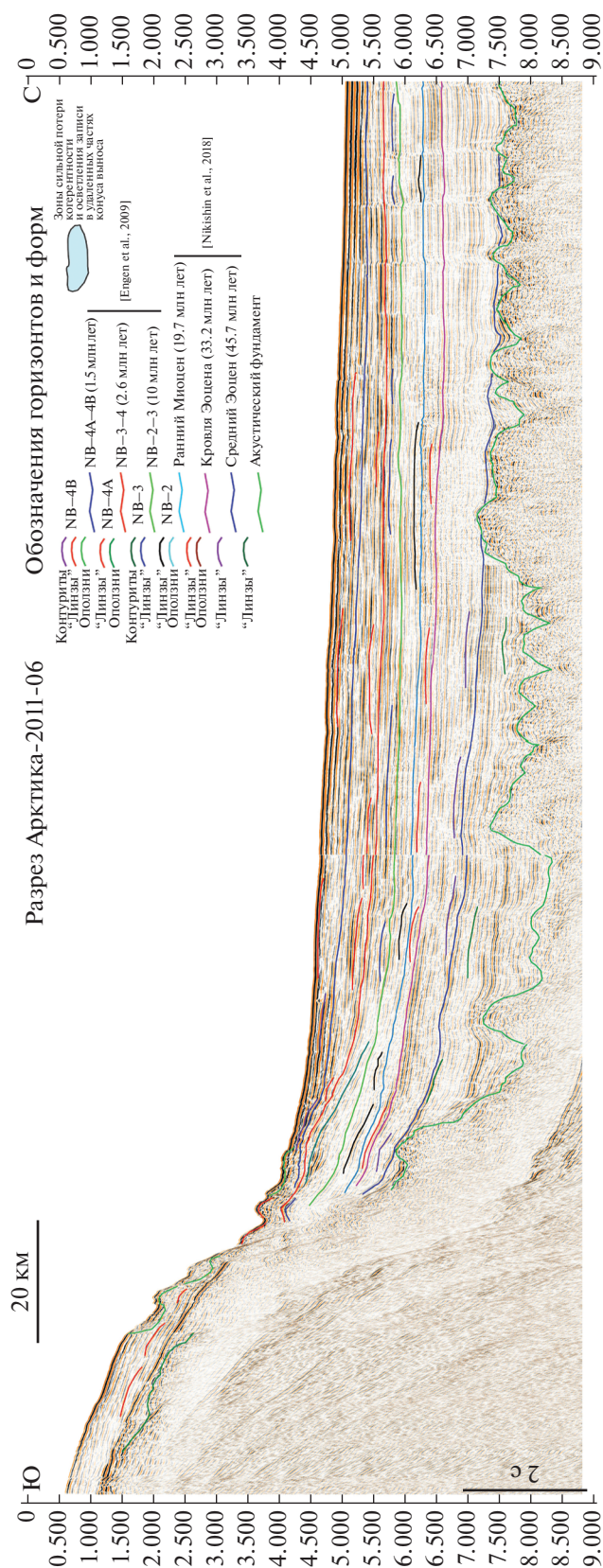


Рис. 8. Интерпретация отражающих горизонтов и осадочных форм по разрезу Арктика-2011-06. Положение разреза показано на рис. 1.

лом желобов Франц-Виктория и Св. Анны. Заложение этих желобов происходило на рубеже перми и триаса [Качурина и др., 1999; Шипилов, Верниковский, 2010], и при раскрытии Евразийского бассейна они уже существовали в качестве каналов вывода осадочного материала в молодую океаническую впадину. Характерным является уменьшение расстояния от бровки шельфа до зоны выполаживания рельефа средней части конуса выноса в центральных разрезах Арктика-2011-4 и 5 между желобами Франц-Виктория и Св. Анны. Осадочная форма в удаленной от шельфа части котловины может быть следствием выноса материала турбидитных потоков по длинному каньону из желоба Св. Анны, поворачивающего к западу (см. рис. 9з). Сегменты всех разрезов, примыкающих к шельфу, содержат оползневые тела в четвертичных отложениях. Прослеживание оползней, развивающихся у бровки шельфа, в более глубоких горизонтах затруднено из-за кратных волн. В четвертичных комплексах около континентального подножия наблюдаются контуриты, которые сформированы течениями, движущимися в котловине в восточном направлении [Rebesco et al., 2013]. В ряде случаев сложно отличить их от лопастей конусов выноса, однако аномальные осадочные формы в области перехода от склона к подножию присутствуют на всех разрезах. В удаленных частях конусов выноса, где рельеф выполаживается, в основной части котловины наблюдаются протяженные (от 20 до 90 км) зоны потери когерентности и акустического осветления в пределах горизонтально-слоистых пелагических отложений. Особенно отчетливо эти зоны проявлены в сейсмокомплексе NB-4A.

В миоцен-плиоценовых сейсмокомплексах NB-2 и NB-3 (см. рис. 9в, г) осадочные формы на центральных разрезах выделяются чаще и находятся в котловине на более значительном удалении от континентального склона, что может указывать на более высокую интенсивность турбидитных потоков в этот интервал времени, сформировавших отложения, отличные от нормальных пелагических. В области перехода от склона к подножию прослеживаются также формы, которые, возможно, являются контуритами. Наиболее вероятным контуритовым телом является осадочная форма, выявленная в комплексе NB-2 (см. рис. 9г). В разрезе Арктика-2011-5 в пределах сейсмокомплекса NB-3 прослеживается оползневая структура (см. рис. 9в), а выше по склону выражен уступ, представляющий собой стенку срыва (верхнюю часть зеркала скольжения), вдоль которой могло происходить движение оползневого тела. Проявления в удаленных частях конусов выноса зон потери когерентности в этих комплексах незначительны.

В олигоцен-миоценовых и верхнеэоценовых комплексах (см. рис. 9д, е) осадочные формы

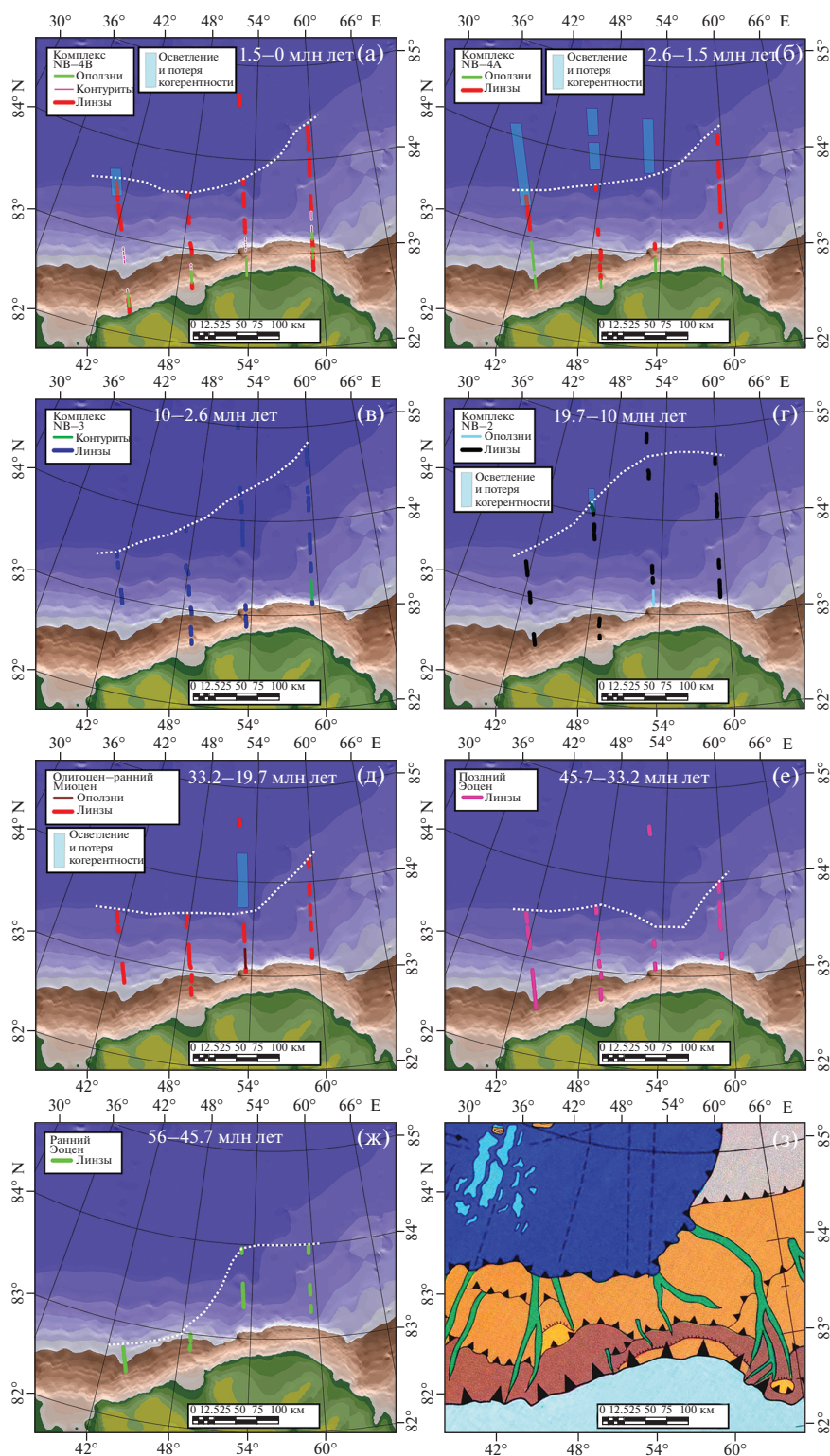


Рис. 9. Пространственное положение аномальных осадочных форм — линз лопастей конусов выноса и контуритов, оползней, зон потери когерентности (цветовая маркировка соответствует легенде разрезов, см. рис. 3–8) во время формирования сейсмокомплексов.

а — NB–4B, б — NB–4A, в — NB–3, г — NB–2, д — олигоцен–ранний миоцен, е — поздний эоцен, ж — ранний эоцен, з — орография Арктического бассейна, по [Орографическая ..., 1995], с изменениями: коричневый — склоны более 4°, оранжевый — склоны менее 4°, зеленый — подводные каньоны, линии с мелкими треугольниками — положение вогнутого перегиба профиля дна, линии с крупными треугольниками — бровка шельфа. Примерная граница между средней и удаленной частями конусов выноса показана белой пунктирной линией.

приурочены к зоне выполаживания конусов выноса в современном рельефе. Континентальное подножие содержит осадочные тела увеличенной мощности, которые формируются при сходе турбидитных потоков с континентального склона и образуют лопасти верхних и средних частей конусов выноса. Разрез Арктика-2011-5 содержит оползневое тело, так же, как и более молодые комплексы этого разреза. Прерывистый характер распределения выделенных осадочных форм вдоль разреза свидетельствует о нестабильном положении ложа потоков и тенденции к частой смене их направления. В олигоцен-миоценовом комплексе отмечена зона потери когерентности длиной около 60 км.

В раннеэоценовых сеймоскомплексах осадочные формы, связанные с отложениями турбидитов, редки, а общая мощность эоценовых отложений такая же, как мощность всей вышележащей толщи, что было определено по разрезам проекта Арктика-2011 после их пересчета из временной области в глубинную [Арктический ..., 2017]. Тем не менее, следует отметить высокую вероятность обнаружения лопастей конусов выноса в данной части разреза, а отсутствие их признаков в сейсмической записи может быть связано с низким разрешением и малой амплитудой отражений в нижней части кайнозойского разреза.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты позволяют предложить следующую интерпретацию обстановок формирования осадочных тел в южной части котловины Нансена. В эоцене (см. рис. 9е, ж) происходило интенсивное осадконакопление, в результате которого сформировалась толща мощностью около 3 км [Арктический ..., 2017], хорошо акустически стратифицированная, с редкими линзовидными телами конусов выноса. К концу эоцена распределение этих осадочных форм приобрело очертания, определяемые геометрией шельфовых желобов Франц-Виктория и Св. Анны, по которым шел вынос осадочного материала. В сформированных в это время конусах выноса, вплоть до современной эпохи, сохраняются контуры зон перехода от средних частей к удаленным. Обнаруженные тела, по-видимому, являются именно лопастями конусов, а не контуритами, поскольку, согласно [Rebesco et al., 2014], система течений в эоцене, обеспечивающая необходимые гидрофизические условия существования контурных потоков в Арктике, не наблюдалась. Кроме того, существование контурных течений может иметь связь с механизмом циркуляции вод в приполярных широтах.

В олигоцене—раннем миоцене распределение аномальных осадочных форм не изменилось (см. рис. 9д), границы их распространения не выходят

за современные контуры конусов выноса. Появляются оползневые тела. Это указывает на сохранение интенсивности привноса осадочного материала турбидитными потоками. В пределах данного временного интервала, на рубеже ~30 млн лет (см. рис. 3), согласно кривым [Haq et al., 1987; Benbow et al., 1995], произошло сильное падение уровня моря, которое должно было вызвать резкое увеличение привноса в котловину осадочного материала гравитационных потоков, что отразилось бы в сейсмической записи появлением большего количества линзовидных осадочных форм, связанных с этими процессами. Этого привноса не наблюдается, и причиной, по-видимому, является изоляция Арктического океана [Hegewald, Jokat, 2013], из-за которой падение уровня моря Арктику не затронуло. Наблюдаемая вдоль профиля Арктика-2011-5 зона потери когерентности, скорее всего, указывает локальное субширотное наращивание конуса выноса в западном направлении от желоба Св. Анны, так же, как и другое, отстоящее от него линзовидное тело на том же профиле. Существование подводных каньонов, поворачивавших в котловине на запад, следует из данных, представленных на орографической карте бассейна (см. рис. 9з). Особо отметим, что на других профилях проекта, расположенных к западу, в этот временной интервал зон потери когерентности не наблюдается.

В миоцен-плиоценовый интервал времени при формировании комплексов NB-2 и NB-3 (см. рис. 3) происходило расширение зоны встречаемости линзовидных тел (на расстояние не менее 100 км) за линию современной границы конусов выноса (см. рис. 9г, в). Это согласуется с установленными для этого временного интервала эпизодами падения уровня моря [Haq et al., 1987; Benbow et al., 1995], которые произошли после образования пролива Фрама и возникновения в Арктическом океане общей циркуляции донных течений [Rebesco et al., 2013]. В этот период времени появились отложения контуритов около континентального подножия, что является дополнительным признаком объединения океанических зон в единую гидрофизическую систему. Поскольку отложения турбидитов и лопасти конусов выноса также находятся в этой зоне, отделить одни формы от других часто не представляется возможным. Какая-то часть осадочного материала гравитационных потоков могла захватываться контурными течениями и переотлагаться в другой обстановке. В общий поток осадочного материала в период накопления комплекса NB-3 (10–2.6 млн лет) и продвижение в котловину зоны конусов выноса, очевидно, внесли свой вклад и плиоценовые вариации интенсивности накопления марино-гляциальных отложений, связанные с изменениями климата из-за конти-

нентального оледенения Северного полушария [Левитан и др., 2015].

Осадочные комплексы четвертичного времени NB-4A и NB-4B (см. рис. 9а, б) содержат многочисленные формы отложений гравитационных потоков в пределах современных очертаний конусов выноса, а также обширные зоны потери когерентности и акустического осветления преимущественно в пределах комплекса NB-4A в удаленных частях конусов выноса в котловине. Таким образом, дальнейшее падение уровня моря (см. рис. 3) происходило со значительным увеличением выноса осадочного материала по сравнению с периодами осадконакопления комплексов NB-2 и NB-3. Это сформировало обширные зоны потери когерентности (см. рис. 4–6), сходные с образованиями в западной части котловины Нансена [Engen et al., 2009]. В поверхностных отложениях, по проградации рефлекторов вверх по склону, устанавливаются контуриты, которые отлагались около континентального подножия вместе с лопастями конусов выноса. Евразийский бассейн и, в частности, котловина Нансена характеризовались стабильной динамикой вод, способствовавшей разгрузке привносимого терригенного материала и образованию осадочных тел. Отмечается повсеместное развитие оползневых тел за бровкой шельфа, но в более ранних комплексах оно не установлено из-за проблем с выделением оползней в области вступления кратных волн.

Встречаемость и пространственное распределение отложений контуритов и гравитационных потоков в котловине связаны с эпизодами колебаний уровня моря и теоретически должны находиться в противофазе с возрастанием интенсивности эрозионных процессов на шельфе Баренцева моря. Отсутствие признаков широкого распространения этих аномальных осадочных форм 30 млн лет назад — в период изоляции Арктического океана, подчеркивает эту связь. Тем не менее, дополнительные факторы, влияющие на поступление материала, связаны с историей возникновения поднятий внутри шельфа. В олигоцене на северном обрамлении шельфа Баренцева моря и в его центральной части обособились поднятия [Атлас ..., 1992], что усилило эрозионные процессы, но, согласно палеогеографической реконструкции, снос в котловину шел в основном через желоб Св. Анны. С этим временем связана область потери когерентности (см. рис. 9д), расположенная ближе к восточному конусу выноса. В миоцене (сейсмокомплекс NB-2), согласно [Атлас ..., 1992], снос с северных поднятий происходил в основном во внутреннюю часть шельфа, но приток обломочного материала в котловину через желоб Св. Анны сохранился. В плиоцене, согласно [Атлас ..., 1992], поднятие северного обрамления шельфа полностью изолировало его

внутреннюю часть от котловины, но по желобам Франц-Виктория и Св. Анны, прорезающим северную часть поднятия, достигавшего 400 км в меридиональном измерении, поступало достаточно материала для формирования сейсмокомплекса NB-3, характеризовавшегося наиболее значительным продвижением в котловину средних частей конусов выноса (см. рис. 9в). В четвертичное время [Атлас ..., 1992] сейсмокомплексы NB-4A и NB-4B формировались при участии дополнительных импульсов поступления терригенного материала за счет расширения сети каналов на северных поднятиях, что привело к формированию осадочных тел с потерей когерентности в сейсмической записи на больших удалениях от континентального склона (см. рис. 9а, б). Разделение вклада в формирование потока терригенного материала колебаний уровня моря, оледенений и вертикальных тектонических движений на шельфе не являлось задачей настоящей работы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Сейсмостратиграфическое расчленение осадочного чехла котловины Нансена составлено по данным из Норвежского сектора Евразийского бассейна (преимущественно для неогена) и результатам интерпретации данных Российского проекта Арктика-2011 для сводного разреза. Полученная возрастная градация сейсмических комплексов представляется достоверной, поскольку на западе была сопоставлена с данными из Норвежской части котловины (в т.ч. с данными скважины проекта глубоководного бурения IODP), а на востоке — со скважинами шельфа Аляски.

2. Колебания уровня моря оказывали существенное влияние на процессы седиментации в Арктическом бассейне. В периоды регрессий на шельфе и склоне происходили процессы разрушения. В глубоководной части формировались мощные конуса выноса, контуриты и оползневые тела, что отчетливо проявлено в молодых сейсмокомплексах неоген-четвертичного возраста и более древних в котловине Нансена. Равномерная субгоризонтальная акустическая стратификация осадочного чехла вблизи континентального склона нарушена утолщением за счет присутствия многочисленных линзовидных тел различной природы, являющихся лопастями конусов выноса или контуритами. Удаленные части конусов выноса образуют в котловине протяженные осадочные тела с потерей когерентности и осветлением сейсмической записи.

3. Осадочные формы лопастей конусов выноса и контуритов четвертичных комплексов находятся в пределах современных очертаний конусов выноса, проявленных в рельефе, и в целом не выходят за границу выполаживания рельефа при переходе в котловину с плоским дном. Вдоль конти-

нентального подножия на всех разрезах проявлены контуристы. Оползневые тела встречаются во всех разрезах вблизи бровки шельфа. Миоцен-плиоценовые комплексы содержат осадочные формы, удаленные более чем на 100 км относительно современной границы конусов выноса. Более древние осадочные формы находятся в пределах современных очертаний конусов выноса, материал для формирования которых поступал по желобам Франца-Виктории и Св. Анны, уже существовавшим к началу раскрытия Евразийского бассейна.

4. По мере развития океанического Евразийского бассейна происходило осадочное заполнение котловины Нансена, которое регулировалось как интенсивностью привноса терригенного материала, так и изменениями гидрологического режима бассейна при смене его изоляции на соединение с Мировым океаном. Начиная с миоцена, происходило накопление контуристов около континентального подножия вместе с отложениями лопастей конусов выноса. Часто разделить эти осадочные формы не удастся. В это время также возросло расстояние от континентального склона, на котором встречаются локальные увеличения мощности, связанные с влиянием гравитационных потоков. Наиболее резкое падение уровня моря произошло на рубеже плиоцена и четвертичного времени, это способствовало усилению привноса осадочного материала в котловину и привело к формированию обширных зон потери когерентности в удаленных частях конусов выноса.

5. Встречаемость и пространственное распределение контуристов и отложений гравитационных потоков в пределах котловины связаны с изменениями уровня моря и находятся в противофазе с интенсивным проявлением эрозионных процессов на шельфе Баренцева моря, зависящим от вертикальных движений в обрамлении акватории — у архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Российскому Федеральному Геологическому Фонду (<https://rfgf.ru>) за доступ к сейсмическим данным по Северному Ледовитому океану, которые были необходимы для проведения исследований.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Проекта РФФИ № 18-05-70040 “Ресурсы Арктики”, анализ распространения оползневых тел выполнен в рамках темы госзадания ГИН РАН № 0135-2019-0076 “Геологические опасности в Мировом океане и их связь с рельефом, геодинамическими и тектоническими процес-

сами”, анализ обстановок формирования осадочных тел выполнен в рамках темы госзадания ГИН РАН № 0135-2019-0073.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арктический бассейн (геология и морфология) / Под ред. В.Д. Каминского, А.Л. Пискарева, В.А. Поселова. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
- Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Т. 2. Карты. Масштаб: 1 : 7500000 и 1 : 5000000. 1992 г. / Гл. ред.: М.Н. Алексеев. Консультанты: Ю.М. Пушаровский, И.С. Грамберг // Геологический институт АН СССР. Лландидно. Гвинедд, Великобритания: Робертсон Груп плк, 1992. 104 с.
- Качурина Н.В., Шкатов Е.П., Андреева И.А. О морфоструктурной позиции желобов Святой Анны и Франц-Виктория в свете новых данных // Разведка и охрана недр. 1999. № 7–8. С. 32–34.
- Левитан М.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. Фациальная структура, количественные параметры и условия накопления мезозойско-кайнозойских отложений в Циркумарктическом поясе. Сообщение 3. Миоцен-плиоцен // Геохимия. 2015. № 11. С. 963–977.
- Орографическая карта Арктического бассейна / Ред. Г.Д. Нарышкин. СПб.: ВСЕГЕИ, 1995.
- Рединг Х. Обстановки осадконакопления. Т. 1. М.: Мир, 1990. 352 с.
- Шунилов Э.В., Верниковский В.А. Строение области сочленения Свальбардской и Карской плит и геодинамические обстановки ее формирования // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 75–92.
- Baturin D., Fedukhina T., Savostin L., Yunov A. A geophysical survey of the Spitsbergen margin and surrounding areas // Mar. Geophys. Res. 1994. V. 16. P. 463–484.
- Benbow M.C., Alley N.F., Callen R.A., Greenwood D.R. Geological History and Palaeoclimate // The geology of South Australia. V. 2. The Phanerozoic / Eds J.H. Drexel, W.V. Preiss. Adelaide: Geological Survey of South Australia, 1995. P. 208–217.
- Collinson M.E., Barke J., Burgh J. et al. The Eocene Arctic Azolla phenomenon: species composition, temporal range and geographic extent // Rev. Palaeobot. Palynol. 2010. V. 159. P. 152–165.
- Engen Ø., Gjengedal J. A., Faleide J. I., Kristoffersen Y., Eldholm O. Seismic stratigraphy and sediment thickness of the Nansen Basin, Arctic Ocean // Geophys. J. Int. 2009. V. 176. P. 805–821.
- Faugeres J.C., Stow D.A.V., Imbert P., Viana A. Seismic features diagnostic of contourite drifts // Mar. Geol. 1999. V. 162. P. 1–38.
- Geissler W.H., Jokat W. A geophysical study of the northern Svalbard continental margin // Geophys. J. Int. 2004. V. 158. P. 50–66.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156–1167.
- Hegewald A., Jokat W. Relative sea level variations in the Chukchi region — Arctic Ocean — since the late Eocene // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40. P. 803–807.

- Jackson H.R., Johnson G.L., Sundvor E., Myhre A.M.* The Yermak Plateau – formed at a triple junction // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. P. 3223–3232.
- Jokat W., Micksch U.* Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L02603.
- Jokat W., Ritzmann O., Schmidt-Aursch M.C. et al.* Geophysical evidence for reduced melt production on the Arctic ultraslow Gakkel mid-ocean ridge // *Nature*. 2003. V. 423. P. 962–965.
- Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y. et al.* New geophysical results from the south-western Eurasian Basin (Morris Jesup Rise, Gakkel Ridge, Yermak Plateau) and the Fram Strait // *Geophys. J. Int.* 1995. V. 123. P. 601–610.
- Lutz R., Franke D., Berglar K., Heyde I., Schreckenberger B., Klitzke P., Geissler W.H.* Evidence for mantle exhumation since the early evolution of the slowspreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *J. of Geodynamics*. 2018. V. 118. P. 154–165.
- Nikishin A.M., Gaina C., Petrov E.I. et al.* Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultra-slow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // *Tectonophysics*. 2018. V. 746. P. 64–82.
- Rebesco M., Stow D.* Seismic expression of contourites and related deposits: A preface // *Marine Geophysical Researches*. 2001. V. 22. P. 303–308.
- Rebesco M., Wahlin A., Laberg J.S. et al.* Quaternary contourite drifts of the Western Spitsbergen margin // *Deep Sea Res., Part I*. 2013. V. 79. P. 156–168.
- Rebesco M., Hernández-Molina F.J., Van Rooij D., Wåhlin A.* Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations // *Mar. Geol.* 2014. V. 352. P. 111–154.
- Riis F.* North of Nordaustlandet, in Seismic Atlas of Western Svalbard: A Selection of Seismic Transects // *Meddelelser*. 1994. V. 130. P. 30–31.
- Sorokin M.Y., Zamansky Y.Y., Languinen A.Y. et al.* North Pole – 28 ice drift seismic line // *Proceedings of the 3rd International Conference on Arctic Margins (ICAM III)*. Celle, Germany, 1998.
- Weigelt E., Jokat W.* Peculiarities of roughness and thickness of oceanic crust in the Eurasian Basin, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2001. V. 145. P. 505–516.

Paleogene-Quaternary Polyfacial Sedimentary System of the Nansen Basin Southern Part

S. Yu. Sokolov^{1,*}, E. A. Moroz¹, N. P. Chamov¹, I. S. Patina¹

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

**e-mail: sysokolov@yandex.ru*

A summary seismostratigraphic description of the Nansen Basin sedimentary cover was compiled after the data from the Norwegian sector of the Eurasian Basin and the results of the data interpretation from the Russian Arctic-2011 project. It was found that sea level fluctuations had a significant impact on the sedimentation processes in the Arctic basin. The processes of erosion on the shelf and slope were developed during the phases of regressions. In the deep-water part fan systems, contourites and slump bodies were formed and they are manifested in Neogene-Quaternary seismic sequences and older ones in the Nansen basin. They are located within the modern outline of the outer fan limits in the modern bottom relief in both young and older seismic sequences, the material of which was transported through the Franz Victoria and St. Anna troughs, which already existed at the beginning of the Eurasian basin opening. The distant parts of the fans form extended sedimentary bodies in the basin with loss of coherence and acoustic blanking of the seismic record. On all sections near a continental foothills exists manifestations of contourites, and slump bodies on the slope near the shelf edge. Miocene-Pliocene sequences contain sediments of gravity flows mass transport at distances greater than 100 km relative to the modern boundary of fans. The sedimentary filling of the Nansen basin was regulated both by the intensity of the clastic material income, and by changes in the hydrological regime of the basin associated with the periods of its isolation from the World Ocean and transition to a single water circulation system with it. The accumulation of contourite sediments began in the Miocene. They are developed near the continental foothills together with the lobes of the fans, and it is not possible to separate these sedimentary forms by type. The sharpest drop in sea level at the Pliocene-Quaternary boundary resulted in the intensive advancing of clastic material and the formation of extensive zones of coherence loss in the distant parts of the fans in the basin. The occurrence and spatial distribution of deposits of contour currents and gravity flows in the basin is associated with episodes of sea level fluctuations and is in antiphase with erosion processes on the shelf of the Barents Sea, which also depend on the factor of vertical movements in the border of the shelf in area of Svalbard and Franz-Joseph Land archipelagos. Seismic sections without superimposed interpretation are given in the electronic supplement to this paper.

Keywords: Nansen basin, contourites, deep sea fan, slumps, sea level change.

УДК 546:027(42)+551.7(8)

С-, О- и Sr-ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ ВЕНДСКОЙ АНОМАЛИИ ШУРАМ-ВОНОКА И АССОЦИИРУЮЩИХ МЕТАОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ВНУТРЕННЕЙ ЧАСТИ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ СИБИРЬ)

© 2021 г. Б. Г. Покровский^а, *, М. И. Буякайте^а, А. А. Колесникова^а,
О. Л. Петров^а, М. С. Хлебников^а

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

*e-mail: pokrov@ginras.ru

Поступила в редакцию 28.12.2020 г.

После доработки 10.02.2021 г.

Принята к публикации 26.04.2021 г.

Кристаллические известняки (мраморы) и карбонатные сланцы (метаморфизованные мергели) имняхской свиты мощностью 1500–1800 м на востоке Мамско-Бодайбинского синклиория (внутренняя зона Патомского нагорья) по изотопному составу углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{средн}} = -9.0 \pm 0.4\text{‰}$) и стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70810\text{--}0.70845$) полностью идентичны неметаморфизованным известнякам жуинской серии (внешняя зона) и торгинской свиты (прилегающая часть Сибирской платформы), сопоставляемым с глобальным эдиакарским С-изотопным событием Шурам-Вонока. Метаморфизм не сопровождался выносом стронция, содержания которого в мраморах имняхской свиты столь же высоки (до 6290 мкг/г) как в известняках жуинской серии наиболее глубоководных частей Патомского палеобассейна, и проявился лишь в обеднении пород тяжелым изотопом кислорода ($\delta^{18}\text{O}_{\text{средн}} = 17.2 \pm 1\text{‰}$), что на 3–4‰ ниже, чем в неметаморфизованных известняках. Карбонаты доимняхских черных карбонатсодержащих сланцев и угольно-черных кристаллических известняков хомолхинской и угаханской свит характеризуются широкими вариациями значений $\delta^{13}\text{C}$ (–4.0...7‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (15.2...23.4‰), свидетельствующими о сильных постседиментационных изменениях. Тем не менее, положение в разрезе, аномально высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ и минимальное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70753$, установленное в образце с содержанием стронция 11700 мкг/г, не оставляют сомнений в их ранневендском (раннеэдиакарском) возрасте. Хотя изотопные системы карбонатов согдиондонской и витимской свит ($\delta^{13}\text{C}$: –14.2...–3.7‰, $\delta^{18}\text{O}$: 12.2...13.4‰, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.71120...0.71337), залегающих в основании неопротерозойского разреза на р. Жуя, подверглись еще более сильной модификации, нельзя исключить, что значения $\delta^{13}\text{C}$ в этих свитах были отрицательными изначально. Кристаллические известняки и карбонатные сланцы метаморфизованных аналогов жуинской серии на западе синклиория в приустьевой части р. Мама по изотопному составу углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{средн}} = -9.5 \pm 0.7\text{‰}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}_{\text{средн}} = 17.3 \pm 1.8\text{‰}$) близки к имняхской свите. Обсуждаются актуальные проблемы корреляции, возраста, длительности и происхождения крупнейшей в геологической истории отрицательной С-изотопной аномалии.

Ключевые слова: геохимия изотопов С, О и Sr, хемотратиграфия, венд, эдиакарий, событие Шурам-Вонока, Центральная Сибирь.

DOI: 10.31857/S0024497X21050049

Осадочные толщи, относимые на существующих геологических картах и стратиграфических схемах Патомского нагорья к среднему и позднему рифею [Геологическая карта ..., 1957, 1969, 1983б; Докембрий ..., 1995; Стратиграфия ..., 2005], в Мамско-Бодайбинском синклиории сильно метаморфизованы (до амфиболитовой фации) и не прослеживаются картированием во внешнюю зону Патомского нагорья, где располагаются опорные разрезы позднего докембрия данного района, возраст которых подвергся в последнее

время кардинальному пересмотру и переводу из рифея в венд (эдиакарий) [Melezhik et al., 2005, 2009; Покровский и др., 2006а; Чумаков и др., 2007, 2013; Покровский, Буякайте, 2015]. Существуют различные схемы корреляции свит, выделенных во внешней и внутренней зонах Патомского нагорья, основанные на литологии и положении толщ в разрезе [Докембрий ..., 1995; Хоментовский, Постников, 2001; Станевич и др., 2007], однако они не во всем согласуются, нуждаются в проверке и геохронологическом обоснова-

нии. Опубликованные в последнее время результаты U–Pb датирования не вполне проясняют ситуацию: минимальный возраст детритовых цирконов из хомолхинской свиты, которая вмещает крупнейшее золоторудное месторождение Сухой Лог, составляет 600 млн лет [Meffre et al., 2008], тогда как, по данным авторов работы [Юдовская и др., 2011], монацит, отражающий возраст метаморфизма или катагенеза той же свиты, был сформирован 650.0 ± 8.1 млн лет, что свидетельствует о ее довендском возрасте.

Особый интерес вызывает имняхская свита, сопоставляемая с жуинской серией патомского комплекса, которая, как доказано многочисленными работами [Melezhik et al., 2009; Покровский и др., 2006а; Чумаков и др. 2007, 2013; Покровский, Буякайте, 2015] была сформирована во время т. н. события Шурам-Вонока (Ш-В) – крупнейшей в геологической истории отрицательной изотопно-углеродной аномалии, природа которой оживленно, хотя и не вполне продуктивно, обсуждается последние пятнадцать лет. Мощностной сложной кристаллическими известняками имняхской свиты в некоторых разрезах достигает 1800 м [Ленский ..., 1971], что как минимум в три раза больше мощностей формаций Шурам в Омане [Cozzi et al., 2004; Le Guerroue, 2006; Bowring et al., 2007] и Вонока в Австралии [Calver et al., 2000; McKirdy et al., 2001; Husson et al., 2015], которые дали название аномалии, и почти в двадцать раз больше, чем мощность коррелируемого с ними позднеэдиакарского отрицательного экскурса в детально изученной формации Доушаньто в Южном Китае [Zhou, Xiao, 2007; Zhu et al., 2007; Jiang et al., 2011; Xiao et al., 2012; Cui et al., 2015, 2017].

В предлагаемой статье приводятся данные по изотопному составу углерода, кислорода и стронция в мраморах имняхской свиты, обнажающихся в долине р. Кадали (левый приток р. Жуя), ченчинской свиты из разреза, расположенного в приустьевой части р. Мама (левый приток р. Витим), и в терригенно-карбонатных отложениях, располагающихся в Мамско-Бодайбинском синклинории стратиграфически ниже имняхской и ченчинской свит; обсуждается их возраст, корреляция с опорными разрезами Патомского комплекса и особенности модификации изотопных систем в условиях высокоградиентного метаморфизма.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

На территории Патомского нагорья, расположенного на северо-востоке Байкальской складчатой области, традиционно выделяют внешнюю зону, примыкающую к Сибирской платформе (Патомский прогиб), в которой позднедокем-

брийские отложения метаморфизованы относительно слабо (обычно ниже зеленосланцевой фации), и внутреннюю зону (Бодайбинский или Мамско-Бодайбинский синклинорий), где степень метаморфизма достигает амфиболитовой фации. Высказывалось мнение о существовании метаморфического несогласия между внутренней и внешней зонами [Кориковский, Федоровский, 1980], которое может свидетельствовать о существенно различном возрасте отложений, слагающих эти зоны. Более детальными исследованиями [Докембрий ..., 1995] было доказано, что резкого скачка в степени метаморфизма между зонами нет, но существует метаморфическая зональность очень сложной конфигурации. Тем не менее, корреляция осадочных и метаосадочных толщ внешней и внутренней зон сталкивается с серьезными проблемами, так как породы внутренней зоны интенсивно метаморфизованы, дислоцированы и разбиты разломами, а выделяемые здесь свиты не прослеживаются во внешнюю зону. Необходимо отметить также, что в пределах внутренней зоны, геология которой изучалась целым рядом исследовательских коллективов, отсутствует унифицированная стратиграфическая схема, и одни и те же свиты называются в различных работах по-разному. В приведенном кратком геологическом очерке мы используем в основном обобщающие работы [Ленский ..., 1971; Докембрий ..., 1995], а также материалы государственной 200-тысячной геологической съемки [Геологическая карта ..., 1957, 1960, 1964, 1969, 1983а, 1983б], не вдаваясь в обсуждение несущественных разногласий между этими источниками, касающихся, главным образом, названий свит. В табл. 1 приведена используемая схема стратиграфического расчленения позднедокембрийских отложений Мамско-Бодайбинского синклинория и их корреляция с отложениями Патомского прогиба. Чтобы подчеркнуть подлежащие устранению геохронологические разногласия, возраст отложений внешней зоны дается в соответствии с работой [Чумаков и др., 2013], а внутренней – по [Докембрий ..., 1995]. Следует отметить, что на некоторых геологических картах внутренней зоны используется смешанная номенклатура внешней и внутренней зон.

Опробование неопротерозойских карбонатных пород проводилось нами в двух разрезах (рис. 1), один из которых расположен на р. Жуя и ее левом притоке, р. Кадали, впадающем около п. Светлый, а второй – в нижнем течении р. Мама, левого притока р. Витим.

Реки Кадали и Жуя. В среднем течении р. Жуя, между поселками Светлый и Перевоз, отложения позднего докембрия смяты в складки СЗ простирания, которые пересекаются рекой под прямым углом. Наиболее крупным структурным элементом территории является Нечерский (Лонгдор-

Таблица 1. Схема сопоставления свит и принимаемый возраст отложений верхнего докембрия Патомского прогиба [Чумаков и др., 2013] и Мамско-Бодайбинского синклинория [Докембрий ..., 1995]

Патомский прогиб (внешняя зона)			Мамско-Бодайбинский синклинорий (внутренняя зона)		
Возраст	Серия	Свита	Свита	Серия	Возраст
€ ₁		Нохтуйская	Илигирская	Бодайбинская	€ ₁
V ₄ -€ ₁	Трехверстная	Тиновская	Доголдынская		V
		Жербинская	Вачская		
			Анангская		
			Аунакитская		
V ₂₋₃	Жуинская	Ченчинская	Имняхская	Ныгринская	R ₃
		Никольская			
V ₁	Дальнетайгинская	Валюхтинская	Хомолхинская		R ₂
		Баракунская	Угаханская		
		Джемкуканская (Большепатомская)	Бужуихтинская		
R ₃	Балаганахская	Мариинская	Бодайбоканская	Балаганахская	
			Конкудерская		
		Бугарихтинская	Согниондонская		
		Хайвергинская	Слюдянкинская		
		Хорлухтахская	Витимская		

Примечание. На некоторых геологических картах используется смешанная номенклатура внешней и внутренней зон.

ский) антиклинорий, по которому несколько условно (по причинам, указанным выше) проводится граница внутренней и внешней зон: к юго-западу от Нечерского антиклинория метаморфизм усиливается, к северо-востоку — ослабевает. В нижнем течении р. Жуя, начинаясь в 20–30 км выше п. Перевоз, находится стратотипический разрез внешней зоны, хемотратиграфия которого рассмотрена ранее [Покровский и др., 2006а; Melezhik et al., 2009].

Витимская свита вскрываемая в основании опробованного нами разреза (рис. 2), представлена грубым переслаиванием гранат-биотитовых и двуслюдяных сланцев, кварцитов и кварцитовидных песчаников, амфиболит-биотитовых гнейсов. Карбонатсодержащие породы в ней крайне редки — нами были отобраны два образца из обнажения, расположенного вблизи устья р. Балаганах. Вышележащая *слудянкинская свита* по составу сходна с витимской, но карбонатные породы в этой свите нами не наблюдались. *Согдиондонская свита* состоит из двух подвидов: нижней, характеризующейся равномерным переслаиванием гранат-двуслудяно-кварцевых сланцев, кварцитов или кварцитовидных песчаников и угольно-черных сланцев, и верхней, сложенной разнообразными сланцами, часто карбонатсодержащими,

и, значительно реже, черными кристаллическими известняками. В согласно перекрывающей согдиондонскую *конкудерской свите* количество карбонатных пород резко возрастает. Они представлены, главным образом, черными и темно-серыми кристаллическими известняками, переслаиваемыми с известково-силикатными породами, разнообразными сланцами и кварцитовидными песчаниками. Конкудерская свита с постепенным переходом сменяется перекрывающей ее существенно карбонатной *бодайбокканской свитой*, которая считается аналогом мариинской свиты, стратотип которой во внешней зоне располагается примерно в 20 км выше п. Перевоз. Вышележащая *бужуихтинская свита*, сложенная песчаниками и кварц-серицитовыми сланцами, сопоставляется с большепатомской свитой, представляющей ранневендский гляциогоризонт [Чумаков и др., 2007]. Перекрывается бужуихтинская свита терригенно-карбонатной *угаханской свитой* (500 м), примерно на 50% состоящей из темно-серых и угольно-черных известняков. Выше согласно залегает сходная с ней по набору пород, но более терригенная *хомолхинская свита* (~650 м), вмещающая крупнейшее в районе золоторудное месторождение Сухой Лог. Перекрывается хомолхинская свита без видимого несогласия *им-*

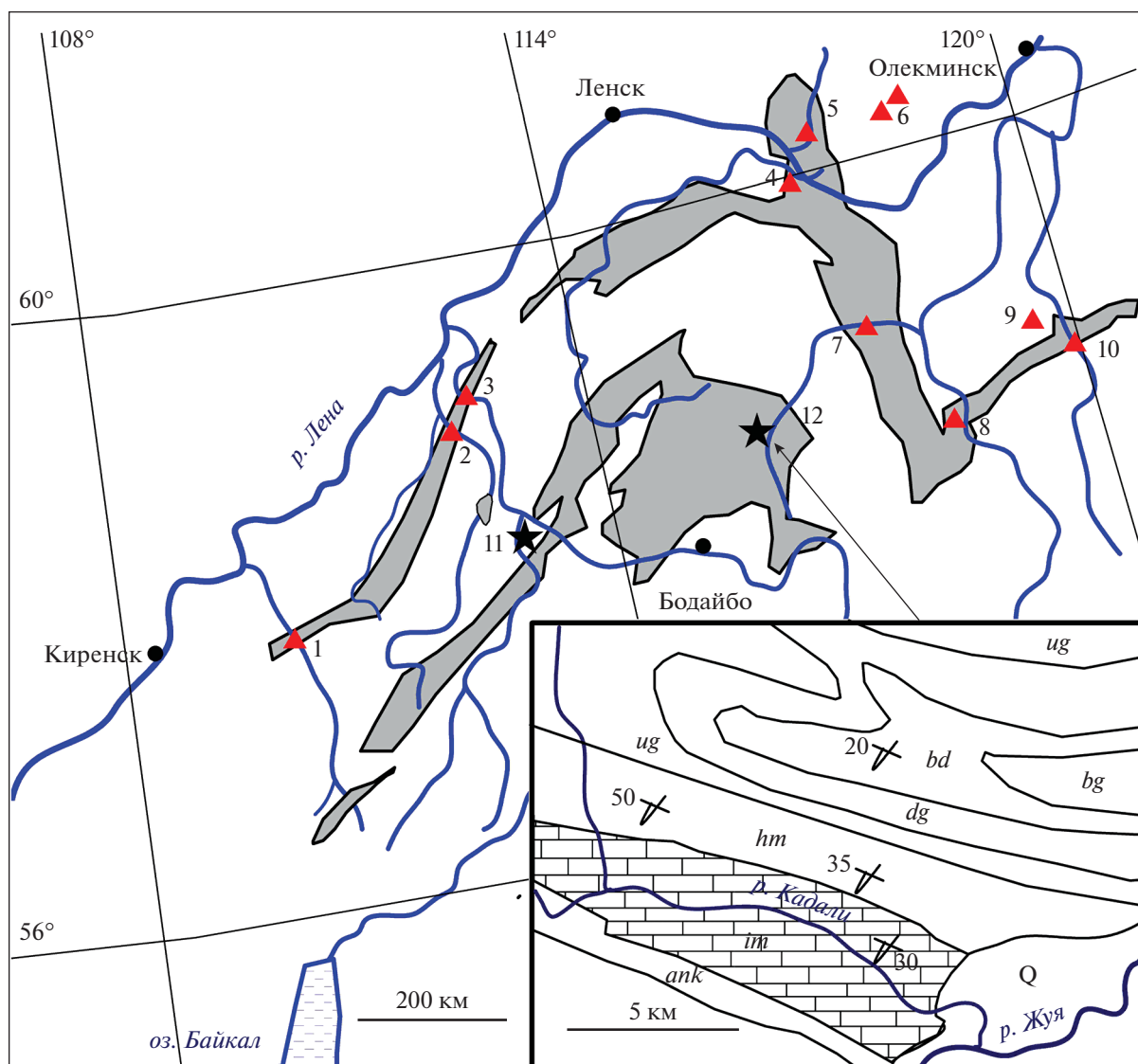


Рис. 1. Схема расположения упоминаемых в статье разрезов неопротерозойских отложений на Патомском нагорье и в прилегающей части Сибирской платформы.

1–10 – разрезы, изучавшиеся ранее [Покровский и др., 2006а, 2010, 2020; Melezhik et al., 2009; Покровский, Буякайте, 2015; Рудько и др., 2017, 2020; Петров, Покровский, 2020]: 1 – р. Чая, 2 – р. Большая Чуя, 3 – р. Витим, 4 – р. Большой Патом, 5 – р. Ура, 6 – скважины, 7 – р. Жуя (нижнее течение), 8 – р. Чара, 9 – скважина 1Г “Верхний Джеге”, 10 – р. Олекма; 11, 12 – разрезы Мамско-Бодайбинского синклинория, обсуждаемые в данной статье: 11 – приустьевая часть р. Мама, 12 – рр. Кадали и Жуя (среднее течение). Затененные контуры – выходы неопротерозойских отложений на дневную поверхность.

На врезке: фрагмент геологической карты бассейна р. Кадали [Геологическая карта ..., 1960]: *bg* – бугарихтинская, *bd* – бодайбокская, *dg* – джемкуканская, *ug* – угаханская, *hm* – хомолхинская, *im* – имнянская, *ank* – аунакитская свиты. Точки, соответствующие отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.709$, на графике не показаны (см. табл. 2).

няхской свитой, в которой доминируют карбонатные породы.

В отличие от нижележащих пород, обнаженных в долине р. Жуи фрагментарно, имнянская свита обнажена практически полностью в долине р. Кадали (рис. 3) и по ее притокам: левому – руч. Красному и правому – руч. Черному. Породы имнянской свиты, также как подстилающей ее хомолхинской и перекрывающей аунакитской

свит, круто, под углом 30° – 50° , падают на север, залегая в южном крыле запрокинутой антиклинальной складки (см. рис. 1, вкладка). Детальное описание разреза имнянской свиты приводится в работе [Ленский ..., 1971], где в ней выделяют три горизонта: нижний (150–750 м), сложенный известково-кварц-сланцевыми сланцами по мергелям с прослоями мраморов и/или кристаллических известняков; средний (400–1400 м), в кото-

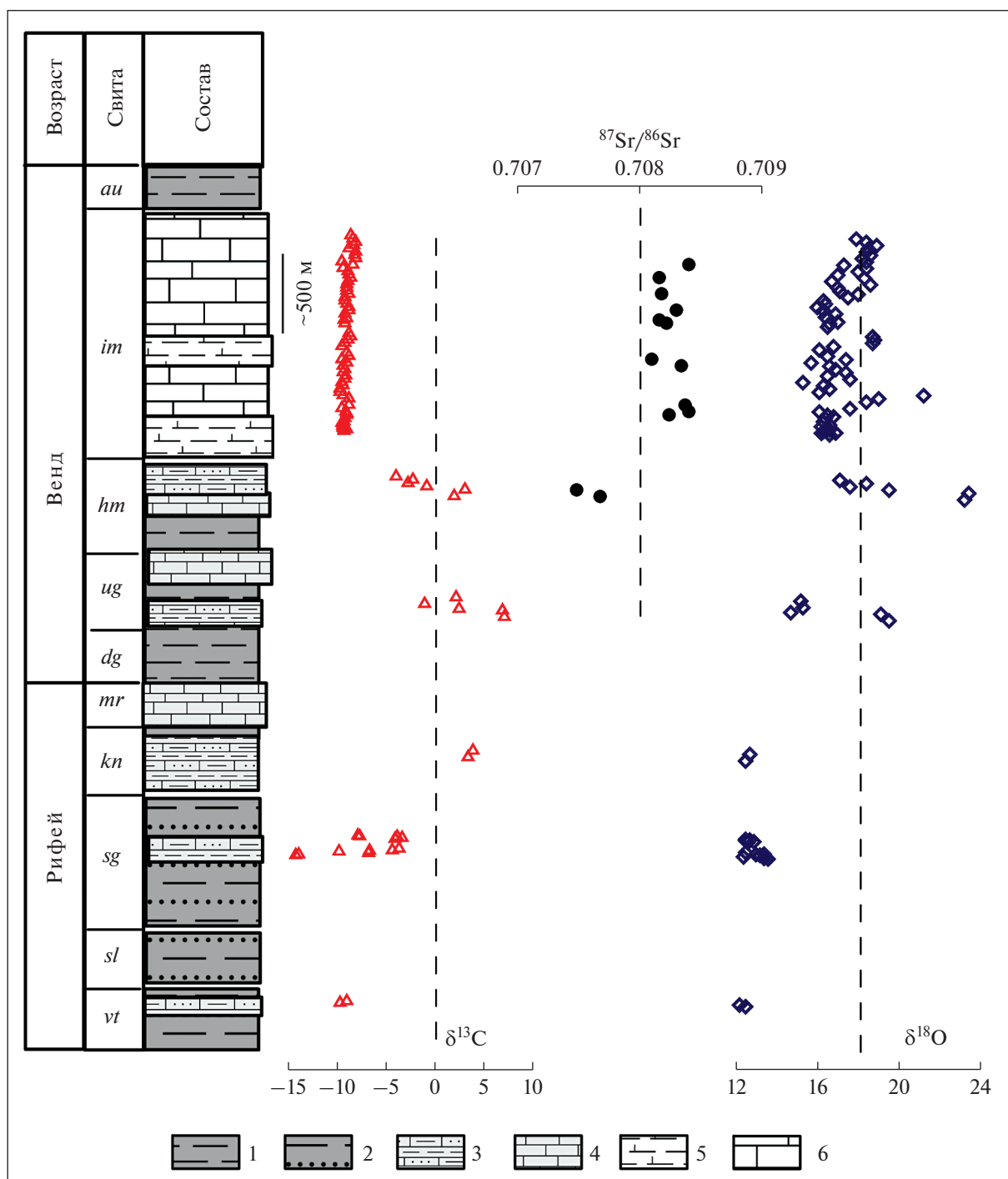


Рис. 2. Схема строения неопротерозойского разреза и вариации изотопного состава углерода, кислорода и стронция в карбонатах р. Кадали и среднего течения р. Жуя.

Свиты: *vt* – витимская, *sl* – слюдянкинская, *sg* – согдиондонская, *kn* – конкудерская, *mr* – мариинская, *dg* – джемкуканская, *ug* – угаханская, *hm* – хомолхинская, *im* – имняхская, *ank* – аунакитская.

Состав: 1 – гранат-биотитовые и двуслюдяные сланцы, 2 – то же в переслаивании с кварцитами и кварцитовидными песчаниками, 3 – темно-серые карбонатсодержащие сланцы и кварц-слюдяные мраморы, 4 – угольно-черные кристаллические известняки угаханской и хомолхинской свит, 5 – светло-серые и розовые кварц-слюдяные мраморы и кристаллические известняки имняхской свиты, 6 – белые мраморы имняхской свиты.



Рис. 3. Обнажение нижней—средней частей имняхской свиты на левом берегу р. Кадали. Вид с правого берега, на котором обнажается верхняя часть имняхской свиты.

ром резко преобладают белые, светло-серые, иногда голубоватые мраморы (мощность отдельных пачек превышает 300 м), переслаивающиеся с относительно тонкими пластами карбонат-кварц-слюдистых сланцев, и верхний (около 250 м), характеризующийся преобладанием карбонат-терригенных сланцев. Общая мощность имняхской свиты оценивается в работе [Ленский ..., 1971] в 1800 м. Перекрывается имняхская свита существенно терригенной (кварцевые песчаники, иногда с карбонатным цементом, кварц-серицитовые сланцы) аунакитской свитой, которая нами не изучалась.

Река Мама. На правом берегу р. Мама, в 8—10 км от ее впадения в р. Витим, обнажаются падающие на юг неопротерозойские отложения, отнесенные (снизу вверх по разрезу) к объединенным витимской, слюдянкинской и согдиондонской свитам (рис. 4), мариинской свите, джемкуканской, баракунской и валюхтинской свитам, нерасчлененным жуинской (никольской) и ченчинской свитам и аунакитской свите

[Геологическая карта ..., 1983]. Объединенные витимская, слюдянкинская и согдиондонская свиты, представленные гранат-биотитовыми, кварц-биотитовыми, гранат-двуслюдянными и др. сланцами и гнейсами, нами не изучались. Практически чистые (90% CaCO_3) кристаллические известняки мариинской свиты описаны в карьере, где в 1950—1960 гг. они добывались для производства извести. В настоящее время карьер зарос, и породы мариинской свиты отбирались нами в береговых высыпках. Согласно работе [Геологическая карта ..., 1983а], мощность мариинской свиты в этом разрезе достигает 80 м. Окраска слагающих ее кристаллических известняков меняется, в зависимости от примеси графита и слюды, от белой и голубовато-серой до темно-серой, почти черной. Отдельные пачки характеризуются переслаиванием черных и белых известняков. Вышележащие джемкуканская, баракунская и валюхтинская свита в речных обнажениях не установлены.

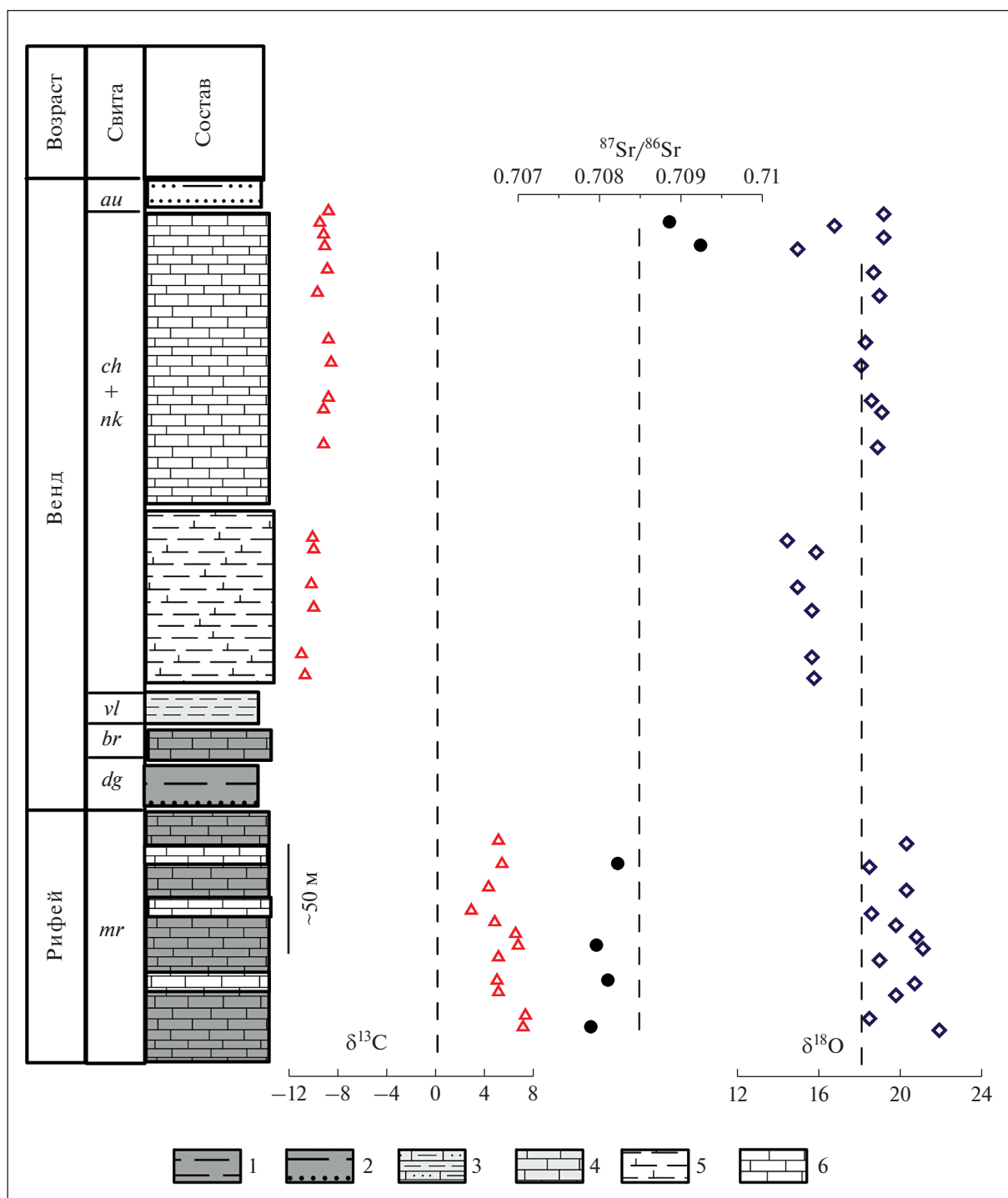


Рис. 4. Вариации изотопного состава углерода, кислорода и стронция в неопротерозойских карбонатах приустьевой части р. Мама.

Состав: 1 – гранат-биотитовые и двуслюдяные сланцы, 2 – то же в переслаивании с кварцитами и кварцитовидными песчаниками, 3 – карбонатсодержащие сланцы и кварц-слюдяные мраморы, 4 – черные мраморы мариинской свиты, 5 – кварц-слюдяные мраморы (метаморфизованные мергели), 6 – белые мраморы.

Лучше всего обнажены в этом разрезе предполагаемые аналоги жуинской серии – *нерасчлененные жуинская (никольская) и ченчинская свиты*, общей мощностью около 150 м. По составу пород

эта толща может быть подразделена на две части. Нижняя (около 60 м) представлена преимущественно известковистыми гранат-биотитовыми сланцами, обычно содержащими кварц, скапо-

лит, амфиболы, цоизит, а также известковистыми кварцитами (кварцитовидными песчаниками). Содержание карбонатного материала в породах этой пачки колеблется в широких пределах — от 5 до 50%. В верхней пачке (около 80 м) преобладают белые и светло-серые кристаллические известняки, иногда содержащие небольшую примесь кварца и биотита. Перекрываются известняки массивными слабокарбонатными и бескарбонатными кварцитовидными песчаникам *аунакитской свиты*.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Для определения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах использовался комплекс аппаратуры корпорации Thermoelectron, включающий масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II. Разложение карбонатов проводилось в 100%-й ортофосфорной кислоте при 50°C. Значения $\delta^{13}\text{C}$ приведены в промилле относительно стандарта PDB, значения $\delta^{18}\text{O}$ — в промилле относительно стандарта SMOW. Для привязки результатов анализов к PDB и SMOW использовались сверочные пробы и стандарты IAEA C-O-1 и NBS-19. Точность определения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ находится в пределах ± 0.2 и $\pm 0.1\text{‰}$ соответственно.

Для определения изотопного состава стронция карбонатная часть карбонатсодержащих пород растворялась в 2N соляной кислоте с последующим выделением фракции стронция с помощью ионообменной хроматографии. Измерения изотопного состава стронция проводились на масс-спектрометре MAT-260 в ГИН РАН с точностью не хуже ± 0.00008 .

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Реки Кадали и Жуя. Общий разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатном материале пород, отобранных из разреза в долинах рр. Кадали и Жуя, на отрезке от устья р. Кадали до устья р. Мариинского, охватывает интервал от -14.2 до 7.0‰ , а $\delta^{18}\text{O}$ — от 12.2 до 23.4‰ (табл. 2). По изотопному составу углерода разрез отчетливо подразделяется на три части (см. рис. 2): карбонаты нижней части (витимская и согдиондонская свиты) характеризуются сильно варьирующими отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (-14.2‰ ... -3.4‰), средняя часть (конкудерская, угаханская и хомолхинская свиты) — слабо отрицательными и положительными величинами $\delta^{13}\text{C}$ (-4.0‰ ... 7.0‰), с преобладанием положительных и максимумом в угаханской свите, а верхняя (имняхская свита), опробованная наиболее детально — однообразно низкими величинами $\delta^{13}\text{C}$ (-9.7‰ ... -8.1‰ , $\delta^{13}\text{C}_{\text{сред}} = -9.0 \pm 0.4\text{‰}$).

Несмотря на узкий диапазон вариаций $\delta^{13}\text{C}$, в разрезе имняхской свиты можно выделить две части: нижнюю, обнаженную в распадке левого руч. Черного и на левом борту р. Кадали ($\delta^{13}\text{C}_{\text{сред}} = -9.2 \pm 0.3\text{‰}$, $n = 34$), и верхнюю — в распадке правого притока руч. Красного ($\delta^{13}\text{C}_{\text{сред}} = -8.8 \pm 0.4\text{‰}$, $n = 28$). В целом, обедненные ^{13}C карбонаты имняхской свиты зарегистрированы по профилю между точками с координатами $58^\circ 28' 44.62$ с.ш., $115^\circ 46' 48.50$ в.д. и $58^\circ 27' 25.67$ с.ш., $115^\circ 46' 47.14$ в.д., что при падении 45° – 50° и субширотном простираии (30°) соответствует мощности ~ 1.5 км. Некоторое расхождение с оценкой в 1800 м [Ленский ..., 1971], возможно, связано с тем, что литологические границы имняхской свиты с подстилающей хомолхинской и перекрывающей аунакитской не совпадают с границами отрицательной аномалии $\delta^{13}\text{C}$, границы которой нами не установлены вследствие отсутствия обнажений. По изотопному составу кислорода разрез также можно разделить на две части: сильно обедненную ^{18}O нижнюю (витимская, согдиондонская и конкудерская свиты), в которой значения $\delta^{18}\text{O}$ не выходят за пределы 12.2‰ ... 13.6‰ , со средним значением $\delta^{18}\text{O}_{\text{сред}} = 12.8 \pm 0.4\text{‰}$, и верхнюю (угаханская, хомолхинская и имняхская свиты), характеризующуюся существенным разбросом — 14.7‰ ... 23.4‰ , и более высокими средними величинами $\delta^{18}\text{O}_{\text{сред}} = 17.4 \pm 1.5\text{‰}$.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ в угаханской и хомолхинской свитах обнаруживают положительную корреляцию с величинами $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 5а) и отрицательную с содержанием SiO_2 (см. рис. 5б), отношениями Mn/Sr (см. рис. 5в) и Fe/Sr (см. рис. 4г). В согдиондонской свите имеет место отрицательная корреляция величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 5а), которая, однако, вряд ли имеет какой-либо геохимический смысл, так как “держится” на двух образцах с минимальными значениями $\delta^{13}\text{C}$. С содержанием SiO_2 (см. рис. 5б) изотопный состав углерода в карбонатах согдиондонской свиты не коррелирует, а с отношением Mn/Sr образует тренд, продолжающий эту же корреляцию в хомолхинской свите (см. рис. 5в).

Карбонаты имняхской свиты также характеризуются положительной корреляцией величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 6а), которая реализуется, однако, при очень небольшом разбросе значений $\delta^{13}\text{C}$ (1.6‰) и значительных вариациях $\delta^{18}\text{O}$ (5.9‰), в отличие от хомолхинской и угаханской свит, в которых вариации и $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ находятся в примерно одинаковом интервале 5‰ – 8‰ . С содержанием SiO_2 и отношениями Mn/Sr и Fe/Sr изотопный состав углерода в карбонатах имняхской свиты обнаруживает слабые отрицательные корреляции (см. рис. 6б–г).

Таблица 2. Изотопный состав С, О, Sr и содержание отдельных элементов в разрезе неопротерозойских отложений центральной части Патомского нагорья (пр. Кадали и Жуя)

№№	Порода	М*	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	SiO_2	MgO	CaO	Fe	Mn	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Слюдянкинская свита											
100/12	КП	1	−9.7	12.5	71.1	1.89	3.70	2050	628	99.0	—
102/12	КП	10	−9.0	12.2	73.2	1.62	2.58	—	370	68.9	—
Согниондонская свита (обнажение 1)											
86/12	КС	1	−14.2	13.6	25.7	1.81	27.7	6280	1320	443	—
85/12	КС	2	−13.9	13.4	30.6	0.935	31.3	6680	1490	523	—
84/12	КС	8	−6.8	12.4	32.8	1.20	28.6	6020	1480	430	—
Согниондонская свита (обнажение 2)											
83/12	КС	1	−9.8	13.2	82.3	0.994	1.04	1690	82.8	23.1	—
82/12	КС	3	−6.7	13.0	68.3	1.41	9.32	3110	1180	519	—
80/12	КС	5	−4.4	13.4	60.4	3.97	10.1	1050	200	651	—
79/12	КрИ	10	−3.7	12.5	16.5	1.42	40.7	2770	637	2520	—
78/12	КС	40	−4.1	12.6	59.4	1.69	11.3	1810	361	692	—
Согниондонская свита (обнажение 3)											
76/12	КС	3	−3.4	12.9	33.0	1.35	27.6	2810	375	1500	0.71120
75/12	КС	6	−3.9	12.5	51.4	0.45	21.9	2570	340	1180	—
73/12	КрИ	8	−7.7	12.7	20.5	1.29	35.5	4680	592	1450	0.71335
72/12	КрИ	10	−7.9	12.5	19.5	1.20	37.4	4940	622	1520	0.71337
Конкудерская свита											
70/12	КП	1	3.3	12.5	51.8	0.32	22.3	4090	774	1220	—
71/12	КС	10	3.8	12.7	50.5	0.60	21.5	3580	268	1230	—
Угаханская свита											
97/12	КрИ	10	7.0	19.5	6.61	1.39	49.0	1530	229	1160	—
96/12	КрИ	30	6.8	19.1	18.2	2.47	38.3	4930	367	1470	—
95/12	КП	35	2.4	14.7	53.5	0.49	19.3	5650	247	864	—
94/12	КС	50	−1.1	15.3	31.7	1.01	28.6	3340	693	886	—
Хомолхинская свита											
93	КрИ	1	2.1	15.2	—	—	—	—	—	—	—
92/12	КрИ	15	1.9	23.2	6.27	1.11	50.3	1790	90.0	2290	0.70768
91/12	КрИ	35	3.0	23.4	1.08	0.38	54.1	279	14.5	11700	0.70753
90/12	КрИ	45	−0.9	19.5	11.4	2.18	44.4	2380	149	2010	—
89/12	КС	55	−2.8	17.6	57.9	4.63	11.0	3430	84.7	319	—
88/12	КрИ	65	−2.3	18.4	19.3	1.61	40.8	2620	155	1320	0.70940
87/12	КрИ	80	−4	17.1	22.3	1.85	37.4	3810	290	1310	0.71103
Имняхская свита											
1/12	КрИ	10	−9.3	16.6	16.2	1.80	39.0	7470	609	2200	—
2/12	КрИ	15	−9.3	16.2	10.6	1.00	45.6	6910	492	2310	—
4/12	КрИ	18	−9.0	16.9	14.0	0.99	43.2	7350	647	2330	—
5/12	КС	40	−9.4	16.3	23.1	2.28	35.0	6190	422	1650	—
6/12	КС	55	−9.4	16.6	43.1	5.26	14.4	4430	215	692	—
7/12	КрИ(ж)	80	−9.4	16.5	28.8	3.22	29.3	5780	426	3530	—
8/12	КрИ(ж)	85	−9.5	16.2	22.3	4.44	29.4	8040	429	2070	—
9/12	КрИ	120	−9.3	16.6	11.7	1.92	44.2	7940	452	1870	—
10/12	КрИ	150	−9.2	16.3	5.26	0.93	50.6	3530	247	3500	—
11/12	КрИ	180	−9.0	16.4	3.27	0.73	52.8	2140	123	3060	0.70824
12/12	КрИ	195	−9.0	16.8	6.35	1.59	48.4	5110	230	3410	—
15/12	КрИ	210	−9.1	16.5	6.22	1.29	49.1	5030	204	3720	0.70840
16/12	КС	240	−9.5	16.1	35.7	2.86	22.8	5660	620	1170	—
17/12	КрИ	270	−8.8	17.6	5.45	0.63	51.4	1490	179	4780	0.70837
49/12	КС	330	−8.8	18.4	36.4	2.71	22.7	5540	642	1250	—

Таблица 2. Окончание

№№	Порода	М*	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	SiO_2	MgO	CaO	Fe	Mn	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
51/12	КрИ	360	−9.4	19.0	22.9	2.75	33.1	8700	484	1560	—
52/12	КрИ	390	−9.7	21.2	8.62	1.46	45.2	9480	562	1980	—
53/12	КрИ	420	−9.7	16.1	18.8	2.10	36.5	7580	629	2240	—
54/12	КрИ	450	−9.4	16.6	16.3	2.94	37.2	6250	466	1860	—
55/12	КС	480	−9.5	16.3	30.3	2.66	30.7	4260	412	2270	—
56/12	КрИ	510	−9.2	15.3	5.26	1.89	47.4	6260	382	3400	—
57/12	КрИ	540	−9.1	17.6	10.3	1.51	45.0	8660	513	2120	—
58/12	КрИ	570	−9.4	16.5	9.37	1.34	46.5	5520	358	3050	—
59/12	КС	600	−9.2	17.4	36.8	4.83	18.8	3560	433	1490	—
60/12	КрИ	630	−9.4	16.9	3.66	0.98	51.9	2270	150	3000	0.70834
61/12	КС	660	−9.0	16.6	47.0	3.20	16.1	3670	240	863	—
62/12	КрИ	690	−9.5	15.7	2.54	0.70	53.1	1380	171	3900	0.70810
63/12	КрИ	720	−8.8	17.4	3.77	0.97	51.9	2050	138	3240	—
64/12	КС	750	−9	16.5	50.6	5.38	7.05	2360	186	522	—
65/12	КрИ	810	−9.5	16.1	13.9	1.42	43.5	4750	256	2920	—
66/12	КрИ	840	−9.2	16.8	7.25	1.29	47.8	6680	339	2900	—
67/12	КрИ	870	−8.9	18.7	4.36	1.19	50.2	3700	155	3920	—
68/12	КрИ	900	−8.6	18.8	3.56	0.98	51.7	2740	151	3330	—
69/12	КрИ	930	−8.8	18.7	7.83	1.22	47.5	5090	203	3110	—
48/12	КрИ	1020	−9.2	16.5	7.39	1.18	48.7	3850	247	3090	0.70822
47/12	КрИ	1050	−9.3	16.6	8.37	1.04	48.3	4090	335	2390	0.70816
46/12	КрИ	1065	−9.0	17	13.2	1.27	44.1	5280	291	3050	—
45/12	КС	1110	−9.2	16.4	24.1	2.15	35.8	5450	365	2850	—
44/12	КрИ	1140	−8.8	16.9	5.80	1.20	49.5	4640	271	3160	0.70830
43/12	КрИ	1170	−8.8	16.3	9.06	1.42	46.8	4250	247	2990	—
42/12	КрИ	1200	−9.0	16	4.37	1.17	50.7	2960	148	3410	—
41/12	КрИ	1230	−9.2	16.4	5.51	1.23	49.7	4370	274	2960	—
40/12	КС	1260	−9.2	16.3	25.1	2.00	34.9	4680	368	2470	—
39/12	КрИ	1290	−8.8	17.5	3.25	0.75	52.6	1590	158	4520	0.70818
37/12	КрИ	1320	−9.0	18	4.62	1.24	50.9	3660	278	2510	—
36/12	КрИ	1350	−9.0	17.1	9.44	1.53	46.6	4500	223	3090	—
34/12	КрИ	1380	−9.0	17	7.30	1.46	48.3	4510	277	3690	—
33/12	КрИ	1410	−8.9	18.6	6.78	1.51	48.3	4660	218	3590	—
32/12	КрИ	1440	−8.6	16.7	5.08	1.04	50.8	2710	190	3970	0.70816
31/12	КрИ	1470	−8.8	18.3	9.36	0.72	48.0	3810	307	5980	—
30/12	КС	1500	−8.9	17	34.6	5.78	20.9	3400	354	1230	—
29/12	КС	1530	−9.4	18	25.2	5.30	27.0	12000	643	1590	—
28/12	КрИ	1560	−8.4	18.4	5.90	0.93	49.9	3590	281	3940	0.70840
27/12	КС	1590	−9.5	17.3	43.0	6.16	14.4	21300	1060	965	—
26/12	КрИ	1620	−8.1	18.4	9.29	1.42	46.2	6400	328	4230	—
25/12	КрИ	1650	−8.2	18.2	11.9	1.24	45.0	5600	351	4040	—
24/12	КС	1680	−8.1	18.6	26.8	1.08	35.5	5280	474	3360	—
22/12	КрИ	1710	−8.8	18.4	4.83	0.87	50.9	4110	301	3370	—
21/12	КрИ	1740	−8.3	18.5	16.1	2.34	39.5	6710	565	2850	—
20/12	КрИ	1770	−8.1	18.9	7.77	1.61	47.4	4900	335	3690	—
19/12	КрИ	1800	−8.4	18.4	7.05	1.94	47.2	5210	333	3850	—
18/12	КрИ	1830	−8.6	17.9	8.84	1.26	47.9	3300	300	3340	—

Примечание. КП — карбонатный песчаник; КС — карбонатный сланец (метаморфизованный мергель); КрИ — кристаллический известняк (мрамор); ж — жилка. М* — приблизительная мощность (м) от видимой подошвы обнажения до места отбора образца. Показатели приведены: $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ — ‰; SiO_2 , MgO , CaO — ‰; Fe , Mn , Sr — мкг/г.

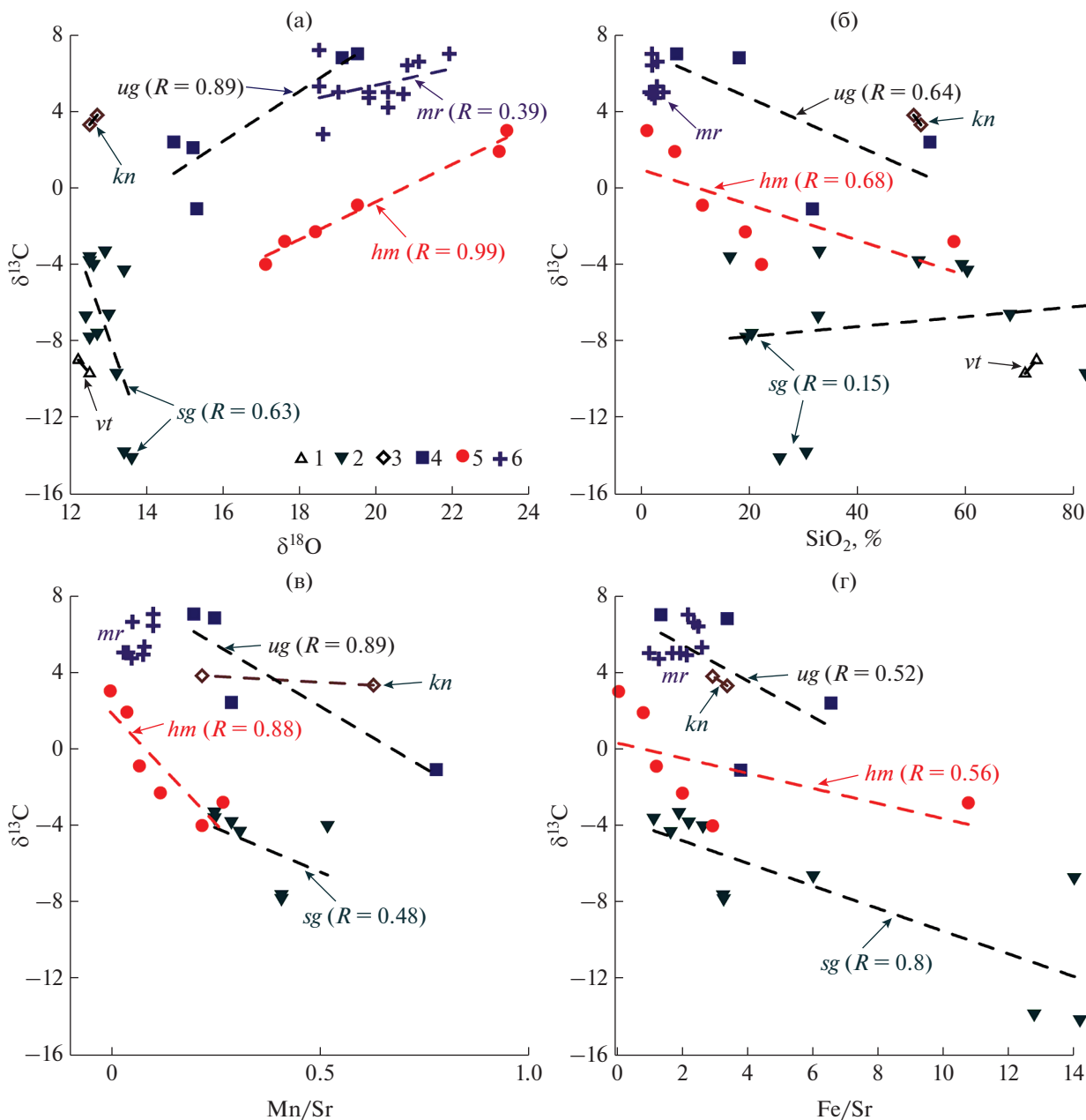


Рис. 5. Ковариации значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (а), $\delta^{13}\text{C}$ и содержания SiO_2 (б), $\delta^{13}\text{C}$ и отношения Mn/Sr (в), $\delta^{13}\text{C}$ и отношения Fe/Sr (г) в угольно-черных мраморах и черных карбонатсодержащих сланцах нижней части неопротерозойского разреза Мамско-Бодайбинского синклинария.

1–5 – свиты разреза рр. Кадали и Жуя: 1 – слюдянкинская (sl), 2 – согдиондонская (sg), 3 – конкудерская (kn), 4 – угаханская (ug), 5 – хомолхинская (hm); 6 – р. Мама: мариинская св. (mr).

Отличительной чертой карбонатов рассматриваемого разреза является высокое содержание стронция, которое достигает в имнянской свите 5980 мкг/г, в хомолхинской свите – 11700 мкг/г и лишь в образцах с высоким содержанием силикатной примеси опускается ниже 1000 мкг/г (см. табл. 2). Отношение Mn/Sr в значительной части образцов не превышает 0.1 – предел, который во многих работах принимается в качестве самого

строгого критерия пригодности пород для стронций-изотопной хемотратиграфии [Кузнецов и др., 2003, 2014].

В образцах хомолхинской свиты, отвечающих этому критерию, зарегистрированы отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70749$ и 0.70768 ; уже при небольшом увеличении отношения Mn/Sr до 0.22 наблюдается резкое увеличение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до 0.71103. Еще более высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71120 \dots 0.71337$ –

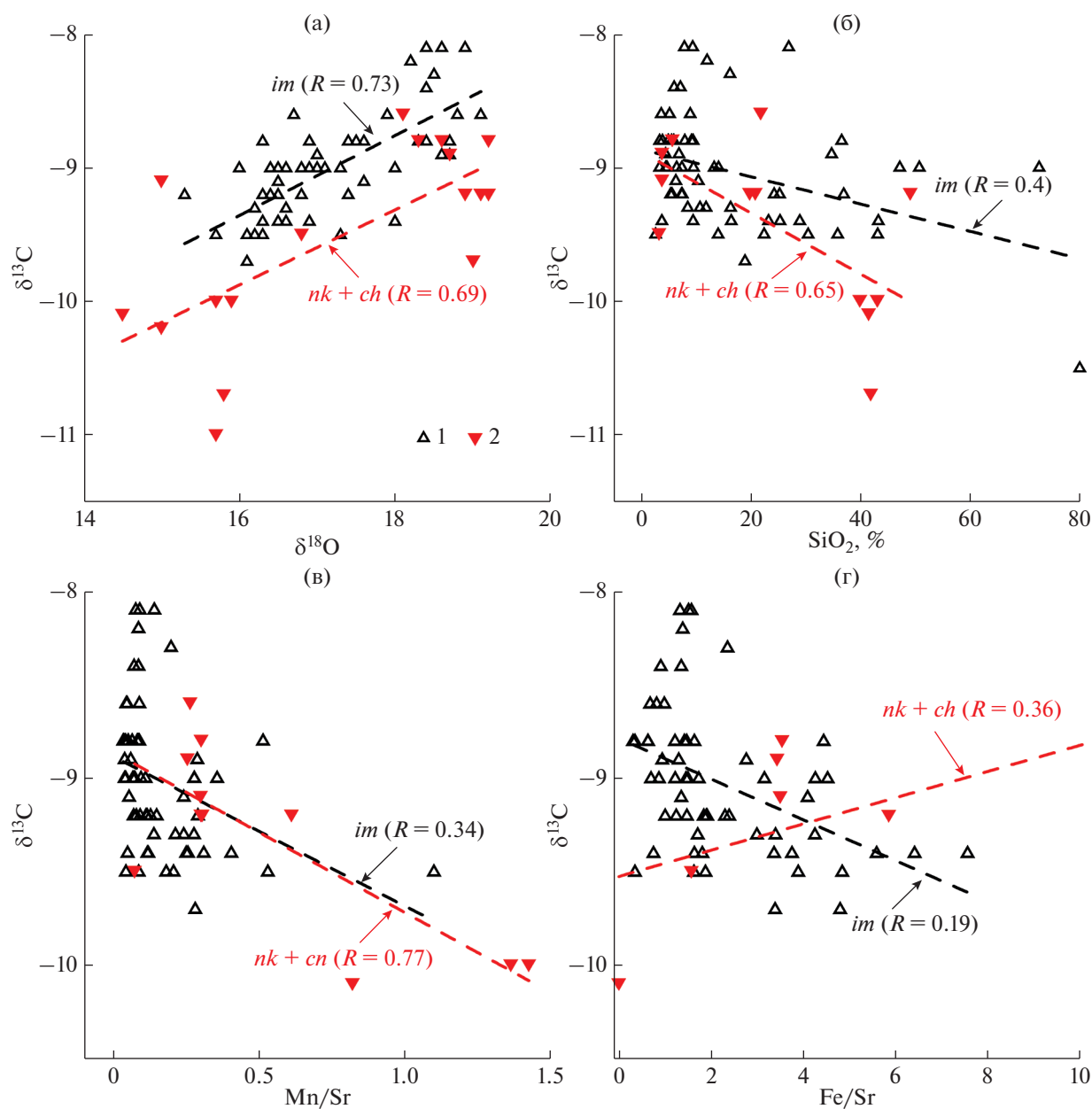


Рис. 6. Ковариации значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (а), $\delta^{13}\text{C}$ и содержания SiO_2 (б), $\delta^{13}\text{C}$ и отношения Mn/Sr (в), $\delta^{13}\text{C}$ и отношения Fe/Sr (г) в белых мраморах и карбонатсодержащих сланцах имнянской свиты (im) на р. Кадали (1), нерасчлененных никольской и ченчинской свит (nk + ch) на р. Мама (2).

зарегистрированы в карбонатах согдиондонской свиты: очевидно, даже весьма высокое содержание стронция — 1500 мкг/г — не уберегло изотопный состав стронция в этих образцах от постседиментационной модификации. В карбонатах холмхинской свиты наблюдается отрицательная корреляция отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 7а) и положительная — с содержанием SiO_2 (см. рис. 7б), а также с Mn/Sr (см. рис. 7в) и Fe/Sr (см. рис. 7г). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мраморах имнянской свиты находится в очень узком интервале величин от

0.70810 до 0.70840 и не коррелируется с $\delta^{13}\text{C}$, SiO_2 , Mn/Sr и Fe/Sr (см. рис. 7).

Река Мама. Кристаллические известняки маириинской свиты, залегающие в основании видимого разреза (см. рис. 4), характеризуются высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ ($2.8...7.2\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{сред}} = 5.3 \pm 1.3\text{‰}$), сравнительно небольшими вариациями $\delta^{18}\text{O}$ ($18.5...21.9\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{сред}} = 19.9 \pm 1.1\text{‰}$) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0.70789...0.70822$) при минимальном содержании кремнезема ($1.63...4.15\%$), очень высоком — стронция ($1440...2821$ мкг/г), умеренном —

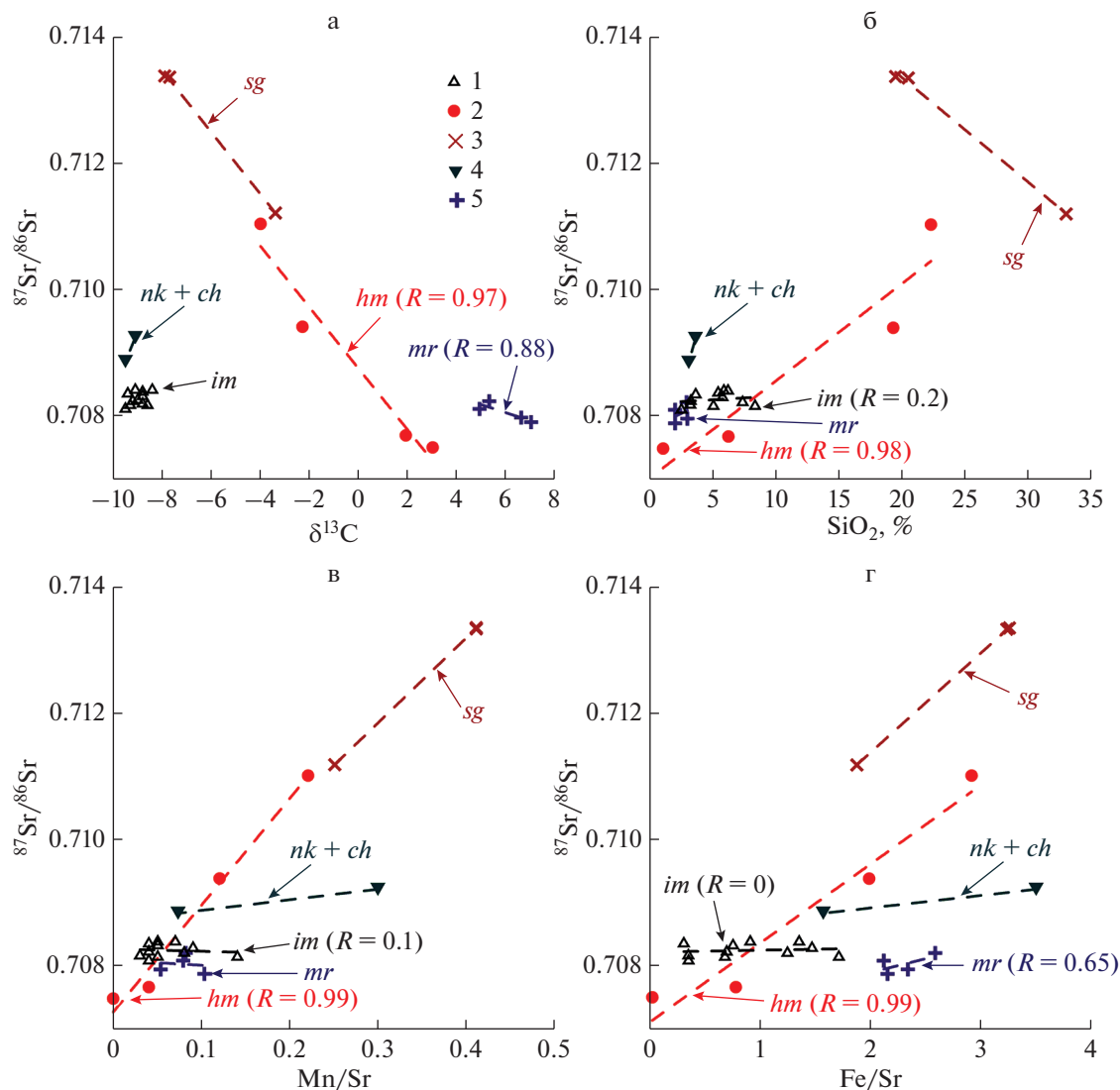


Рис. 7. Ковариации значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (а), значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и содержания SiO_2 (б), значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и отношения Mn/Sr (в), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и отношения Fe/Sr (г) в карбонатах Мамско-Бодайбинского синклиория. 1–3 – рр. Кадали–Жуя: 1 – имнянская свита (*im*), 2 – хомолхинская свита (*hm*), 3 – согдиондонская свита (*sg*); 4, 5 – р. Мама: 4 – нерасчеленные никольская и ченчинская свиты (*nk + ch*), 5 – мариинская свита (*mr*).

марганца (77–231 мкг/г) и железа (1690–5530), а также при $\text{Mn}/\text{Sr} < 0.1$, $\text{Fe}/\text{Sr} < 2.5$ (табл. 3). Между изотопными составами углерода и кислорода в карбонатах мариинской свиты существует положительная корреляция, подобная выше отмеченной для хомолхинской и угаханской свит на р. Жуя (см. рис. 5а), но коэффициент корреляции, рассчитанный для мариинских карбонатов, существенно меньше. Зависимости от содержания SiO_2 , а также от Mn/Sr и Fe/Sr ни изотопный состав углерода (см. рис. 5б–г), ни изотопный состав стронция (см. рис. 7б–г) не обнаруживают.

Толща, отнесенная на геологической карте [Геологическая карта..., 1983а] к жуинской серии (нерасчеленным никольской и ченчинской сви-

там), по изотопному составу углерода и кислорода, а также содержанию силикатной примеси, отчетливо расчленяется на нижнюю (никольская свита) и верхнюю (ченчинская свита) части, которые разделены не обнаженным интервалом. Средние значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в нижней части равны соответственно -10.3 ± 0.4 и $15.4 \pm 0.6\text{‰}$, что заметно меньше, чем в верхней – -9.1 ± 0.3 и $18.3 \pm 1.3\text{‰}$ соответственно. Изотопный состав углерода в этой толще связан положительной корреляцией с изотопным составом кислорода и отрицательной – с содержанием SiO_2 и отношением Mn/Sr (см. рис. 6). С точки зрения Sr-изотопной стратиграфии, жуинская серия в рассматриваемом разрезе менее перспективна, чем рас-

Таблица 3. Изотопный состав С, О, Sr и содержание отдельных элементов в разрезе неопротерозойских отложений приустьевой части р. Мама

№№	Порода	М*	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	SiO_2	MgO	CaO	Fe	Mn	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Мариинская свита											
15/07	КрИ		7.0	21.9	2.04	1.17	54.28	3220	154	1498	0.70789
16/07	КрИ		7.2	18.5	—	—	—	—	—	—	—
17/07	КрИ		5.0	19.8	2.58	3.08	54.06	3010	77	1800	
18/07	КрИ		4.9	20.7	2.05	2.89	53.87	4130	154	1951	0.70810
19/07	КрИ		5.0	19.0	4.15	0.97	54.29	2310	77	2401	—
20/07	КрИ		6.6	21.1	3.01	1.55	53.98	3360	77	1440	0.70796
21/07	КрИ		6.4	20.8	2.09	2.82	52.79	5530	231	2240	—
22/07	КрИ		4.7	19.8	2.54	1.59	55.87	1890	77	1503	—
23/07	КрИ		2.8	18.6	—	—	—	—	—	—	—
24/07	КрИ		4.2	20.3	—	—	—	—	—	—	—
25/07	КрИ		5.3	18.5	2.95	2.42	52.67	7280	231	2821	0.70822
26/07	КрИ		5.0	20.3	1.63	1.81	56.26	4130	77	2159	—
Никольская свита											
27/07	КС	1	−10.7	15.8	41.7	3.92	17.18	45430	1232	342	—
28/07	КП	10	−11.0	15.7	—	—	—	—	—	—	—
29/07	КП	30	−10.0	15.7	42.89	3.81	25.64	27090	693	487	—
30/07	КП	40	−10.2	15.0	—	—	—	—	—	—	—
31/07	КС	55	−10.0	15.9	39.74	3.66	28.98	27650	693	509	—
32/07	КП	60	−10.1	14.5	41.30	2.99	28.48	24500	539	658	—
Ченчинская свита											
13/07	КрИ	115	−9.2	18.9	20.67	3.01	38.85	20300	1155	1892	—
12/07	КП	130	−9.2	19.1	48.91	2.41	17.69	22680	462	1518	—
11/07	КП	135	−8.8	18.6	—	—	—	—	—	—	—
10/07	КрИ	150	−8.6	18.1	21.63	3.54	38.91	22260	539	2047	—
9/07	КП	160	−8.8	18.3	—	—	—	—	—	—	—
8/07	КП	180	−9.7	19.0	—	—	—	—	—	—	—
7/07	КрИ	190	−8.9	18.7	3.66	1.23	52.98	6230	462	1820	—
6/07	КрИ	200	−9.1	15.0	3.65	1.25	52.02	6300	539	1804	0.70923
5/07	КрИ	205	−9.2	19.2	19.65	2.44	41.78	11970	616	2049	—
4/07	КрИ	210	−9.5	16.8	3.13	0.85	52.54	4970	231	3165	0.70885
3/07	КрИ	215	−8.8	19.2	5.54	1.32	51.30	7210	616	2042	—
Аунакитская свита											
1/07	КП	225	−11.0	26.0	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. КрИ — кристаллический известняк (мрамор), КП — карбонатный песчаник, КС — карбонатный сланец (метаморфизованный мергель). М* — приблизительная мощность (м) от видимой подошвы обнажения до места отбора образца. Показатели приведены: $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ — ‰; SiO_2 , MgO , CaO — ‰; Fe, Mn, Sr — мкг/г.

смотренная выше мариинская свита. Среди проанализированных образцов отношение Mn/Sr принимает значение <0.1 лишь в одном (№ 4/2007), в нем же $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70885$, что заметно выше, чем карбонатах мариинской свиты. Еще более высокое стронциевое изотопное отношение (0.70923) определено в обр. № 6/2007, в котором отношение Mn/Sr = 0.3.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Постседиментационные изменения. В С- и Sr-изотопной стратиграфии для дискриминации образцов с измененными изотопными характеристиками широко используются химические критерии, отражающие интенсивность взаимодействия пород с подземными водами: значения $\delta^{18}\text{O}$, Mn/Sr и Fe/Sr [Banner, Hanson, 1990; Bartley

et al., 1998; Jacobsen, Kaufman, 1999; Кузнецов и др., 2003, 2014]. Среди причин, ослабляющих устойчивость С- и Sr-изотопных систем карбонатных пород к постседиментационным изменениям, можно выделить три наиболее существенные: 1) наличие органического вещества (ОВ); 2) большое количество терригенной примеси; 3) глубина погружения, определяющая термические условия преобразования.

Влияние продуктов окисления и декарбоксилизации ОВ на изотопный состав углерода карбонатов, которые обогащены ^{13}C относительно ОВ на ~25–30‰, не требует доказательств, тогда как его роль в модификации изотопного состава стронция не вполне ясна. Тем не менее, отрицательная корреляция значений $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, часто отмечаемая в вендских угольно-черных карбонатах [Покровский и др., 2006б; Покровский, Буякайте 2015, 2016] и отчетливо проявленная в Мамско-Бодайбинском синклинории (см. рис. 7а), однозначно указывает на существование такой связи. Очевидно, агрессивные органические кислоты стимулируют извлечение обогащенного радиогенным изотопом стронция из терригенной компоненты осадка и вовлекают его в постседиментационную перекристаллизацию карбонатного материала. Чем выше температура, тем эффективней протекают процессы перекристаллизации и изотопного обмена.

Большое значение имеет минеральный и химический состав первичного карбонатного материала. В большинстве случаев известняки с высоким содержанием стронция (>300 мкг/г) и тем более известняки, развивающиеся по арагонитовому осадку, в котором содержание стронция может превышать 10000 мкг/г, лучше сохраняют первичный изотопный состав стронция, чем известняки с содержанием $\text{Sr} < 300$ мкг/г и доломиты, в которых содержание этого элемента редко превышает 50 мкг/г. Тем не менее, известны примеры хорошей сохранности изотопного состава стронция и в доломитах [Покровский, Виноградов, 1991; Кузнецов и др., 2014; Горохов и др., 2019; Покровский и др., 2020]. Изотопный состав углерода в доломитах нередко сохраняется лучше, чем в известняках [Melezhik et al., 2005], что связано, по-видимому, с более высокой растворимостью последних [Гарбаух, 1970]. По той же причине величины $\delta^{18}\text{O}$ в доломитах обычно выше, чем в ассоциирующих с ними известняках [Покровский, Буякайте, 2015]. Это касается, однако, лишь первично-осадочных доломитов. Диагенетическая и тем более катагенетическая доломитизация может сопровождаться существенным обеднением ^{13}C , если протекает при участии продуктов окисления ОВ [Немова и др., 2010].

Существенным, хотя и с трудом поддающимся количественному определению, признаком, ко-

торый может быть использован для разграничения синседиментационных изменений, связанных с эволюцией изотопных систем в бассейне седиментации и/или Мировом океане, и тех, которые связаны с постседиментационными процессами, является положение проанализированных образцов в толще породы. Если значительные вариации изотопных отношений наблюдаются в соседних, не разделенных перерывом слоев, на расстоянии в метры или первые десятки метров по мощности, то, скорее всего мы имеем дело с постседиментационными изменениями. Если же эти вариации закономерно проявляются в мощных последовательностях, они могут быть результатом эволюции условий осадконакопления.

Кратко охарактеризованные выше закономерности выразительно проявлены в метаосадочных неопротерозойских толщах Мамско-Бодайбинского синклинория. Вряд ли могут быть сомнения в том, что вариации изотопного состава углерода и стронция в метаморфизованных карбонатных породах угаханской и хомолхинской свит Бодайбинского синклинория связаны с постседиментационными процессами, которые здесь проявлены сильнее, чем во внешней зоне. Об этом свидетельствует большой разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на небольших по мощности (первые десятки метров) интервалах, отрицательная корреляция значений $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с содержанием кремнезема и отношением Mn/Sr , положительная корреляция $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 5, 7). Первичные значения $\delta^{13}\text{C}$ в хомолхинской и угаханской свитах, вероятно, несколько различались, составляя для первой 4–5‰ и второй 6–8‰. По этим параметрам рассматриваемые свиты сходны с их вероятными аналогами во внешней зоне – валюхтинской и баракунской свитами [Покровский и др., 2006а]. Ближе всего к первичному отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в хомолхинской свите, очевидно, располагается минимальное для этой свиты значение – 0.70753, зарегистрированное в образце № 91/12 с ураганным содержанием Sr , равным 11700 мкг/г, и удовлетворяющее, соответственно, самым строгим критериям сохранности (см. табл. 2). В образце № 92/12, отобранном в 8–10 м выше по разрезу, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ увеличивается до 0.70768, хотя значения $\text{Mn}/\text{Sr} = 0.04$ и $\text{Fe}/\text{Sr} = 1.08$ в нем также вполне удовлетворяют “критериям пригодности”. Другие образцы из того же обнажения, несмотря на высокое содержание стронция (>1000 мкг/г), обогащены радиогенным изотопом до нереальных для венда значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.7090$.

Основной причиной, определившей сильные постседиментационные изменения хомолхинской и угаханской свит, очевидно, явилось изначально высокое содержание ОВ, о чем свидетельствует темный до угольно-черного цвет, высокие

Таблица 4. Изотопный состав C, O, Sr и содержание отдельных элементов в разрезе карбонатных отложений баракунской свиты в стратотипической местности (внешняя зона Патомского нагорья, нижнее течение р. Жуя около п. Перевоз)

№№	Порода	M*	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	SiO ₂	MgO	CaO	Fe	Mn	Sr	Sr/ Sr
Нижняя часть свиты (кэп-карбонатная секвенция ?)											
63/04	И	1	-2.5	21.1	8.66	2.03	48.11	1120	62.4	1467	—
57/04	И	10	-1.1	19.9	15.12	0.96	45.5	1120	62.4	1685	—
58/04	И	15	-1.0	20.0	17.38	3.93	40.02	2520	78.0	790	0.70930
59/04	И	40	-1.2	19.7	5.78	1.47	49.39	1260	39.0	1546	0.70777
60/04	И	60	-0.3	20.9	5.94	2.62	48.82	1820	46.8	1145	—
61/04	И	70	1.3	21.3	1.02	0.85	54.1	490	23.4	1340	0.70767
Средняя часть свиты											
62/04	И	—	3.4	21.3	2.77	1.22	52.41	2030	39.0	685	—
64/04	И	—	5.6	16.8	23.00	0.75	35.27	8610	351	1924	0.70930
65/04	ИС	—	4.5	17.6	47.44	0.52	21.92	7910	312	1093	—
66/04	ИС	—	4.7	16.9	57.48	0.53	20.37	3290	156	522	—
67/04	С	—	6.9	22.7	7.58	0.93	50.24	560	23.4	1976	0.70813
69/04	ИС	—	6.3	22.2	31.94	6.52	28.42	3290	39	1368	—
Верхняя часть свиты											
2/14	И	—	7.5	21.9	—	—	—	—	—	—	—
3/14	И	—	7.8	20.0	—	—	—	—	—	—	—
4/14	И	—	8.0	19.5	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. И — известняк, ИС — карбонатный сланец (метаморфизованный мергель), M* — приблизительная мощность (м) от видимой подошвы обнажения до места отбора образца. Показатели приведены: $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ — ‰; SiO₂, MgO, CaO — %; Fe, Mn, Sr — мг/г.

первичные значения $\delta^{13}\text{C}$ и обилие пирита — продукта диагенетического восстановления сульфата в результате реакции с ОВ. Следует отметить, что в названных свитах содержание ОВ нами не измерялось, однако вряд ли будет большой ошибкой предположить, что оно мало отличается от содержания ОВ в их стратиграфических аналогах — баракунской и валюхтинской свитах, в которых оно находится в пределах 0.3–0.5%. Большая его часть, очевидно, мигрировала или была окислена в ходе диагенеза и катагенеза.

Еще более сильной модификации подвергся изотопный состав углерода, кислорода и стронция в карбонатах согдиондонской и витимской свит. Делать какие-либо предположения о “первичном” отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих породах не представляется возможным. Нельзя не отметить, однако, что “диагенетические тренды” согдиондонской свиты не достигают положительных значений $\delta^{13}\text{C}$, что не позволяет исключить на этом уровне отрицательного экскурса $\delta^{13}\text{C}$, который, может быть, скоррелирован с одним из глобальных довендских (позднерифейских) отрицательных экскурсов [Halverson et al., 2010].

Разброс значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в баракунской свите, обнаженной в нижнем течении р. Жуя, около п. Перевоз (т.е. уже во внешней, относительно

слабо метаморфизованной зоне), также достаточно велик: 0.70767–0.70930 (табл. 4) и находится в тех же пределах, что и на Уринском поднятии [Горохов и др., 1995; Покровский и др., 2006а; Рудько и др., 2020]. Положительная корреляция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с отношением Mn/Sr (рис. 8а) и содержанием кремнезема (см. рис. 8б) не оставляет сомнений в том, что эти вариации связаны с постседиментационными процессами. Сходные тренды устанавливаются для мариинской свиты, залегающей стратиграфически ниже баракунской и относимой к верхнему рифею.

Нельзя не отметить, что изотопный состав стронция в карбонатах дальнетайгинской серии на Уринском поднятии, где он изучен более детально, варьирует значительно сильнее, чем в карбонатах жуинской серии, несмотря на столь же высокие содержания этого элемента. В образцах, отвечающих строгим критериям сохранности изотопно-стронциевой системы ($\text{Mn}/\text{Sr} < 0.2$, $\text{Fe}/\text{Sr} < 5$ и $\text{Mg}/\text{Ca} < 0.024$), разброс значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в дальнетайгинской серии охватывает интервал от 0.70755 до 0.70827 [Рудько и др., 2020], который заметно шире, чем в жуинской серии. Авторы цитируемой статьи считают эти вариации синседиментационными и связывают их с трансгрессивно-регрессивными циклами, хотя,

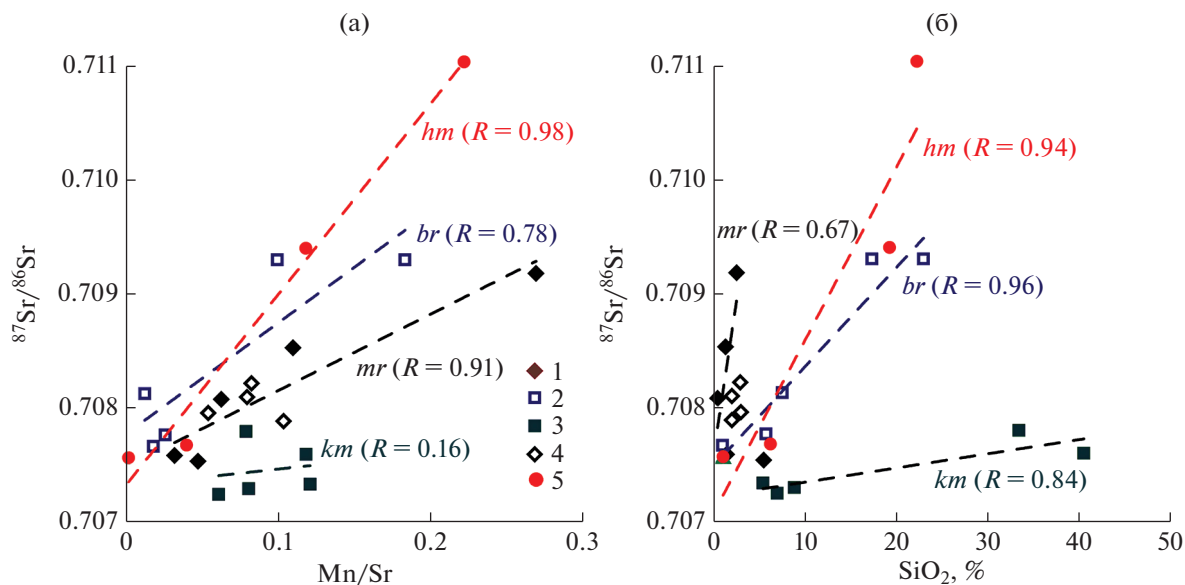


Рис. 8. Зависимость изотопного состава стронция от отношения Mn/Sr (а) и содержания SiO₂ (б) в нижне-вендских и верхне-рифейских карбонатах Патомского нагорья. 1–3 – восточный склон Патомского нагорья: 1 – мариинская свита (*mr*) на р. Жуя, 2 – баракунская свита (*br*) на р. Жуя, 3 – кумакулахская свита (*km*) на р. Сухой Кумак-Улах; 4, 5 – Мамско-Бодайбинский синклиниорий: 4 – мариинская свита на р. Мама, 5 – хомолхинская свита (*hm*) на р. Жуя (данные взяты из таблиц 2, 3, 4 и работ [Покровский и др., 2006а; Антипин и др., 2015]).

на наш взгляд, нельзя исключить, что в некоторых образцах, использованных для палеобассейновых реконструкций, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ было подвержено значимой постседиментационной модификации. На это указывает, в частности, то, что в образцах с относительно высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70782–0.70827) значения $\delta^{18}\text{O} = -10.1\text{‰} \dots -5.8\text{‰}$ PDB (20.5...24.9‰ SMOW) существенно ниже, чем в образцах с минимальными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70755$: $\delta^{18}\text{O} = -4.8\text{‰} \dots -3.4\text{‰}$ PDB (25.9...27.4‰ SMOW). В некоторых образцах дальнотайгинской серии изотопный состав стронция модифицирован очень сильно: при высоких содержаниях этого элемента (900–1000 мкг/г) отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них превышает 0.710 [Рудько и др., 2020], чего никогда не наблюдается в жуинской серии.

В кристаллических известняках мариинской свиты на р. Мама не обнаружена связь значений $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с содержанием SiO₂ и отношением Mn/Sr (см. рис. 5, 7), однако существует слабая положительная корреляция величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, что указывает на высокую вероятность постседиментационной модификации изотопного состава C и Sr. “Первичные” значения $\delta^{13}\text{C}$ в мариинской свите были, очевидно, выше наблюдаемых ($\geq 7\text{‰}$), а $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – ниже (≤ 0.7079) (см. табл. 3).

Условия постседиментационных преобразований до-имняхских угольно-черных карбонатов и пород имняхской свиты существенно различа-

лись, поскольку в последних, прежде всего, не было ОВ. Не вызывает сомнений, что эти белые и розовые породы накапливались в хорошо аэрируемом бассейне, где ОВ полностью окислялось в толще воды. В породах внешней зоны, относящихся к событию Ш-В, содержание ОВ находится ниже порога обнаружения ($< 0.1\%$); в имняхской свите оно определенно не выше. Пирит, который мог образоваться в результате восстановления сульфата реакцией с метаном, для имняхской свиты также совершенно не характерен. В целом, литологические предпосылки постседиментационной модификации изотопного состава углерода и стронция в карбонатах имняхской свиты отсутствуют.

Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мраморах имняхской свиты очень однообразны и не коррелируются с “показателями сохранности” изотопных систем. Среднее для имняхской свиты значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7081 \pm 0.0001$ – несомненно, можно рассматривать как очень близкое (в пределах ошибки), если не идентичное “первичному”. Как минимальное (0.70810), так и среднее (0.70826 ± 0.00011) значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мраморах имняхской свиты идентичны таковым в неметаморфизованных известняках жуинской серии. Метаморфизм, очевидно, не сопровождался выносом стронция: содержание этого элемента в мраморах имняхской свиты (2829 ± 1068 мкг/г) достаточно однообразны и столь же высоки, как в известняках наиболее глу-

боководных разрезов внешней зоны (нижние течения рр. Большой Патом и Жуя).

На р. Мама в жуинской серии измеренные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ несколько выше, чем в имняхской свите, и есть признаки их связи с отношением Mn/Sr (см. рис. 7в), указывающие на постседиментационную модификацию Sr-изотопной системы. Как отмечалось выше, наиболее чистые мраморы ченчинской и никольской свит на р. Мама характеризуются высокими содержаниями стронция (до 3165 мкг/г), которые в среднем (2042 ± 487 мкг/г) несколько ниже, чем в мраморах имняхской свиты. Это различие, по нашему мнению, связано не с выносом стронция на постседиментационной стадии, а с осадконакоплением в более близких к берегу фациальных обстановках. Это предположение можно обосновать тем, что ближе к краю Патомского бассейна — в торгинской свите на р. Чара [Melezhik et al., 2009] и в ченчинской свите на севере Уринского поднятия [Горохов и др., 1995] — содержание стронция в известняках, сформированных во время события Ш-В, еще ниже и не превышает 1000 мкг/г.

Сопоставление вендских отложений Мамско-Бодайбинского синклинория с отложениями сопределельных территорий. На диаграмме $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 9) кристаллические известняки и карбонатные сланцы имняхской свиты р. Кадали сопоставлены с метаморфизованными аналогами — никольской и ченчинской свитами восточного склона Патомского нагорья, обнаженными в нижнем течении р. Жуя, а также с торгинской свитой, выделяемой на прилегающей части Сибирской платформы (разрезы р. Чара и скважины 1Г на Чара-Токинском междуречье). Нельзя не обратить внимание, что большая часть значений $\delta^{13}\text{C}$ находится в очень узком интервале от -8 до -10‰ . В тех же пределах находятся величины $\delta^{13}\text{C}$ в ченчинской свите на Уринском поднятии, в северной части Патомского палеобассейна [Покровский и др., 2006а; Melezhik et al., 2009] и на его юго-западе [Покровский, Буякайте, 2015]. Постоянство изотопного состава углерода в разновозрастных карбонатах по всей почти 700-километровой дуге, окаймляющей Патомское нагорье с востока, севера и запада, а также в его центральной части, несмотря на существенно различные фациальные обстановки их формирования, литологический состав и условия постседиментационных преобразований, является наиболее убедительным доказательством его синседиментационного происхождения. Такое постоянство заведомо невозможно в диагенетических карбонатах, в изотопном составе которых неизбежно отразится смешение карбонатного и органического углерода с очень широкими вариациями изотопного состава.

В строении наиболее полных разрезов жуинской серии, наряду с карбонатами, в которых $\delta^{13}\text{C}$ укладывается в интервал $-10\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -8\text{‰}$, принимают участие карбонаты со значениями $\delta^{13}\text{C}$ как более высокими ($-4\text{‰} \dots -8\text{‰}$), так и более низкими (до -12.5‰ , в единичных случаях до -13.5‰). Однако в разрезе они располагаются не хаотично, как можно было бы ожидать в случае диагенетических изменений, а строго приурочены к его определенным частям. В разрезе (снизу вверх) можно выделить четыре интервала: Ж-1 — *переходный интервал* от обогащенных ^{13}C карбонатов дальнотайгинской серии к обедненным $\delta^{13}\text{C}$ карбонатам жуинской серии. Полностью он опробован в скв. 1Г на Чара-Токинском междуречье, где в известковистых доломитах и доломитовых алевролитах верхов нижней—основания средней подсветит торгинской свиты значения $\delta^{13}\text{C}$ уменьшаются от 5.9 до -5.5‰ в пределах 50-метрового интервала [Покровский и др., 2006а]. В обнажениях этот интервал полностью не вскрыт. Часть его представлена карбонатными алевролитами никольской свиты на р. Чае [Покровский, Буякайте, 2015], которые характеризуются значениями $\delta^{13}\text{C} = -5.1 \pm 0.8\text{‰}$. К нему относятся сходные по составу породы нижней части никольской свиты в Нохтуйском разрезе на р. Лена ($\delta^{13}\text{C} = -5.6 \pm 1.5\text{‰}$), к сожалению, плохо изученном [Покровский, Герцев, 1993; Покровский и др., 2006а].

В *интервале Ж-2*, к которому на Уринском поднятии и в нижнем течении р. Жуя относятся характерные красные мергели никольской свиты, а также аналогичные породы средней подсветит торгинской свиты в скв. 1Г [Покровский и др., 2006а; Melezhik et al., 2009], аномалия достигает максимальной амплитуды ($\delta^{13}\text{C} = -13.5\text{‰}$), при $\delta^{13}\text{C}_{\text{сред}} = -11.0 \pm 1\text{‰}$. Наиболее мощный *интервал Ж-3*, связанный с Ж-2 постепенным переходом, во всех изученных разрезах представлен наиболее чистыми карбонатными породами и характеризуется $\delta^{13}\text{C}_{\text{сред}} = -9.0 \pm 1\text{‰}$, с тенденцией увеличения значений снизу вверх по разрезу. Хуже всего на рассматриваемой территории представлен *интервал Ж-4* — переходный между отрицательной изотопной аномалией Ш-В и вышележащим положительным плато, завершающим эдиакарий в международной стратиграфической шкале, или верхний венд в схеме Н.М. Чумакова с соавторами [Чумаков и др., 2013]. Располагающееся над аномалией Ш-В терминальное эдиакарское положительное плато и венчающий его отрицательный экскурс, маркирующий границу эдиакария и кембрия, в непрерывном разрезе задокументированы только на р. Олекма [Покровский и др., 2020].

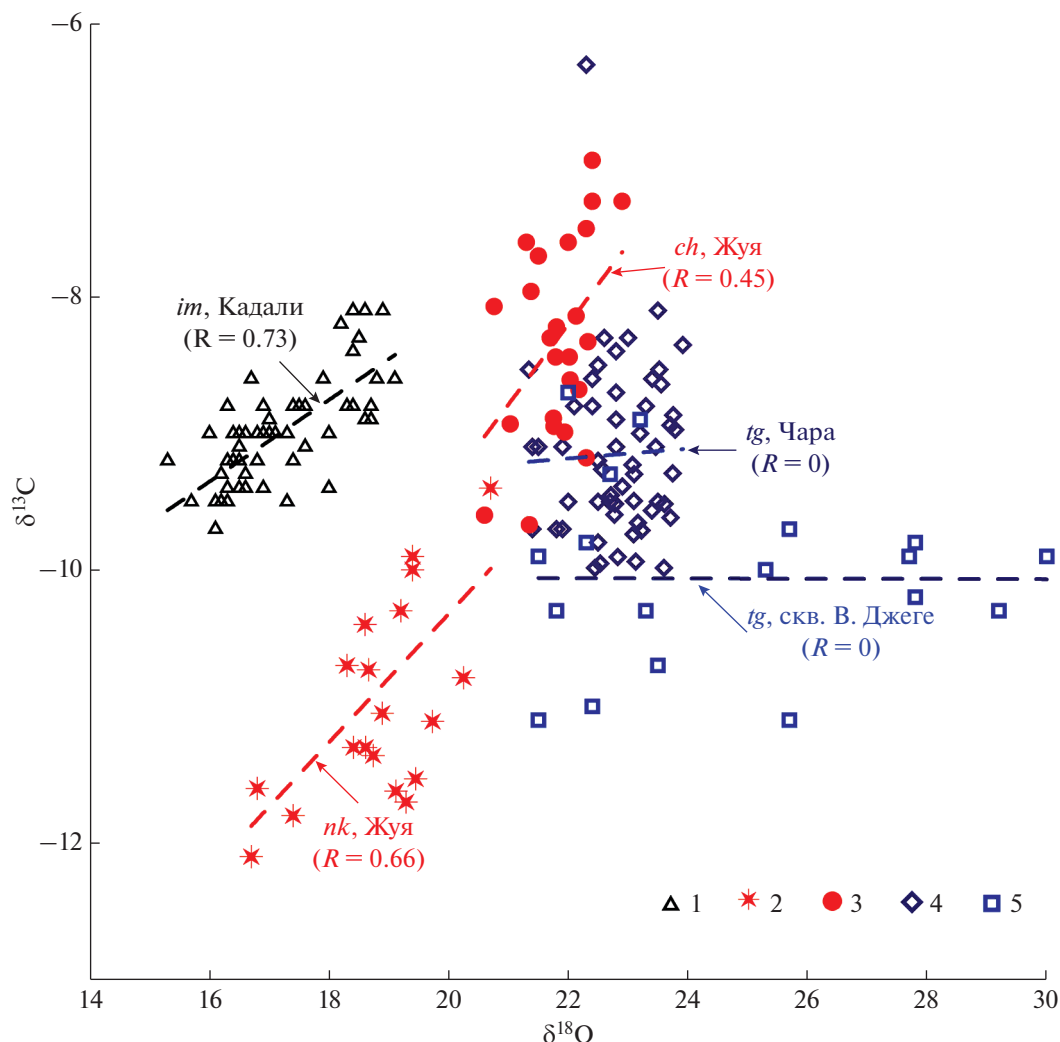


Рис. 9. Соотношение изотопного состава кислорода и углерода в верхневендских карбонатах Патомского нагорья и Сибирской платформы, сформированных во время события Шурам-Вонока и претерпевших постседиментационные преобразования различной интенсивности.

1 – Мамско-Бодайбинский синклиний: имнянская свита (*im*) на р. Кадали; 2, 3 – восточный склон Патомского нагорья, р. Жуя: 2 – никольская свита (*nk*), 3 – ченчинская свита (*ch*); 4, 5 – Сибирская платформа: 4 – торгинская свита (*tg*) на р. Чара, 5 – торгинская свита в скважине 1Г на междуречье рр. Чара и Токко. Данные взяты из табл. 2, 3 и работ [Покровский и др., 2006а; Melezhik et al., 2009; Антипин и др., 2015].

По изотопному составу углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{сред}} = -9.0 \pm 0.4\text{‰}$) мраморы имнянской свиты идентичны основному, наиболее протяженному интервалу Ж-3, установленному во всех разрезах внешней зоны (см. рис. 9). В связи с этим следует допустить, что интервалы Ж-1, Ж-2 и Ж-4 в разрезе р. Кадали отсутствуют, и этот разрез не полностью отражает длительность аномалии Ш-В. Соответственно, нижнюю пачку ченчинской свиты на р. Мама, характеризующуюся более низкими величинами $\delta^{13}\text{C}$ ($< -10\text{‰}$), можно сопоставить с интервалом Ж-2, а верхнюю — с интервалом Ж-3.

Корреляция изотопного состава углерода в мраморах имнянской свиты с “показателями со-

хранности” проявлена значительно слабее, чем в подстилающих угольно-черных карбонатах. Слабая корреляция величины $\delta^{13}\text{C}$ с содержанием SiO_2 и отношением Mn/Sr обусловлена наличием двух групп образцов: относительно чистых мраморов с содержанием $\text{SiO}_2 < 40\%$ и несколько обедненных ^{13}C слабокарбонатных сланцев, залегающих преимущественно в нижней части свиты. В аналогичных породах на р. Мама коэффициент корреляции величины $\delta^{13}\text{C}$ с содержанием SiO_2 и отношением Mn/Sr заметно выше, так как нижняя, обогащенная SiO_2 пачка — аналог никольской свиты — представлена здесь лучше, чем на р. Кадали.

В обедненных ^{13}C мраморах Мамско-Бодайбинского синклинория, так же, как и в некоторых других карбонатсодержащих толщах, синхронных событию Ш-В, наблюдается положительная корреляция величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, которая дала основание ряду исследователей [Виноградов, 2008; Knauth, Kennedy, 2009; Derry, 2010; Cui et al., 2017] связывать эту отрицательную аномалию с диагенетическими процессами. Очевидно, что в данном случае диагенетическая гипотеза базируется не столько на самой корреляции $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, сколько на амплитуде и мощности аномалии, которая по этим показателям не имеет аналогов в геологической истории. Сходные ковариации $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ на уровне палеоцен-эоценового термического максимума [Zachos et al., 2001] или на границе перми и триаса [Magaritz et al., 1988] не вызывают дискуссий о диагенезе и находят разумные объяснения в синседиментационных процессах, таких как, например, потепления, которые проявляются в обеднении карбонатов изотопом ^{18}O и сопутствующей деструкцией метангидратов. Очевидно, что опреснение/засолонение бассейна седиментации также может приводить к положительной корреляции $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, так как реки привносят в море воду, обедненную тяжелыми изотопами ^{18}O и ^{13}C . Отмечалось [Покровский, Буякайте, 2015], что в наименее измененных платформенных разрезах жуинской серии и торгинской свиты корреляция $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ отсутствует (см. рис. 9), а совмещенный в некоторых разрезах рост значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ от подошвы к кровле является суперпозицией двух несвязанных процессов: эволюции изотопного состава углерода во времени и уменьшения постседиментационного изотопно-кислородного сдвига, связанного с глубиной погружения.

Нельзя не отметить, что самый высокий коэффициент корреляции между $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ устанавливается в мраморах и карбонатных сланцах имняхской свиты (см. рис. 9). Подобная корреляция, встречающаяся довольно часто в метаморфизованных карбонатах, обычно связывается либо с декарбонатизацией и удалением обогащенного ^{18}O и ^{13}C углекислого газа, либо с высокотемпературным обменом с водно-углекислотным флюидом [Valley, 1986]. Значительное (на 4–5‰) обеднение осадочных карбонатов изотопом ^{13}C отмечалось, однако, лишь при высокотемпературном контактовом метаморфизме, тогда как для амфиболитовой фации оно не характерно ввиду того, что при 400–500°C кальцит разлагается слабо. Экстраполяция тренда $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^{13}\text{C}$, установленно-го в мраморах имняхской свиты, в область нормально-морских “нулевых” значений представляется необоснованной и крайне маловероятной.

В отличие от изотопного состава углерода и стронция, изотопный состав кислорода в карбонатах жуинской серии характеризуется очень широкими вариациями (от 16.7 до 30.5‰), которые, несомненно, связаны с условиями постседиментационных преобразований и, прежде всего, с температурой взаимодействия карбонатов с поровыми растворами. С одной стороны, в наиболее мощных (до 1 км) разрезах на рр. Большой Патом и Жуя эта связь проявляется в обогащении карбонатов снизу вверх изотопом ^{18}O [Покровский и др., 2006а; Melezhik et al., 2009; Покровский, Буякайте, 2015] и связана, по-видимому, с глубиной погружения. Так, на р. Жуя кальцит никольской свиты ($\delta^{18}\text{O}_{\text{средн}} = 18.8 \pm 1\text{‰}$), залегающей в основании жуинской серии, в среднем на 2.5‰ обеднен изотопом ^{18}O по сравнению с кальцитом из перекрывающей ее ченчинской свиты ($\delta^{18}\text{O}_{\text{средн}} = 21.3 \pm 0.8\text{‰}$). Выявляется также связь изотопного состава кислорода с палеогеографическим и тектоническим положением отдельных разрезов. В платформенном разрезе на р. Чара, расположенном всего в 50–70 км к востоку от Жуинского разреза, кальцит еще более обогащен ^{18}O ($\delta^{18}\text{O}_{\text{средн}} = 22.0 \pm 1.7\text{‰}$), а еще далее на восток, на Чара-Токинском междуречье (скв. 2Г), где торгинская свита частично сложена доломитами, значения $\delta^{18}\text{O}$ достигают 30‰ [Покровский и др., 2006а]. Вероятно, в последнем случае высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ объясняются не только относительно низкой температурой прогрева, но также низкой растворимостью доломита по сравнению с кальцитом.

К проблеме возраста аномалии Шурам-Вонока и ассоциирующих пород патомского комплекса. В отложениях патомского комплекса до настоящего времени не обнаружено пород, пригодных для точных радиоизотопных датировок, которые преимущественно получают с использованием уран-свинцовой системы в цирконах из вулканических туфов, синхронных осадконакоплению. Имеющиеся данные биостратиграфии и датировки детритовых цирконов однозначно доказывают вендский возраст дальнетайгинской и жуинской серий, однако не пригодны для более детального стратиграфического расчленения. В связи с этим на первый план выступают результаты C- и Sr-изотопной корреляции с удаленными разрезами, датированными радиоизотопными методами. Несмотря на широкое распространение на Земле вендских (эдиакарских) отложений, таких разрезов очень немного, и не все радиоизотопные датировки можно признать надежными.

Событие Ш-В, несомненно, является важнейшим хемотратиграфическим маркером венда/эдиакария вследствие ярко выраженной индивидуальности: ультранизких значений $\delta^{13}\text{C} = -9 \pm 3\text{‰}$ и большой мощности — сотни метров в

наиболее полных разрезах. Сравнительно немногочисленные разрезы обладают обоими этими качествами: формация Шурам в Омане [Cozzi et al., 2004; Le Guegroue, 2006], Вонока в Австралии [Calver, 2000; McKirdy et al., 2001; Husson et al., 2015], жуинская серия и ее аналоги на юге Сибири. Известен еще целый ряд позднеэдиакарических (средне-верхневендских) отрицательных аномалий, коррелирующихся с событием Ш-В, однако их мощность заметно меньше (менее 100 м, обычно первые десятки метров), вероятно, по причине существенного сокращения разрезов. Среди наиболее известных можно назвать формацию Джонни (Johnny) в Долине Смерти на западе США [Bergmann et al., 2011; Corsetti, Kaufman, 2003; Kaufman et al., 2007], в которой значения $\delta^{13}\text{C}$ в интервале $-8\ldots-10$ зарегистрированы в ~50-метровой пачке доломитовых песчаников, формацию Гаметрэйл (Gametrail) на северо-западе Канады [Macdonald et al., 2013; Rooney et al., 2020], где с аномалией Ш-В коррелируется также сравнительно небольшая по мощности пачка, в которой величины $\delta^{13}\text{C}$ находятся в интервале $-2\ldots-8$, и формацию Доушаньто на юге Китая [Zhou, Xiao, 2007; Zhu et al., 2007; Jiang et al., 2011; Cui et al., 2015, 2017], в которой максимальная мощность аномалии Ш-В не превышает 40–50 м.

Детально изученная формация Доушаньто мощностью от ~40 до 350 м залегает на диамиктитах формации Наньто, которые сопоставляют с гляциогоризонтом Марино. Возрастные рамки формации Доушаньто, изученной в многочисленных разнофациальных разрезах, ограничены лучшими на сегодняшний день U–Pb датировками по циркону из вулканогенно-осадочных пород: основание, совпадающее с окончанием оледенения “Марино” (туфы в экз-доломитах (cap dolomite), венчающих гляциогенные диамиктиты) имеет возраст 635.0 ± 0.6 млн лет [Condon et al., 2005], и кровля, совпадающая с окончанием отрицательной аномалии EN-3 (туфы в черных сланцах с содержанием ОВ до 10%) — 551.0 ± 0.7 млн лет [Condon et al., 2005]. В целом, для эдиакария Южного Китая (формаций Доушаньто и перекрывающей ее Денъинь) характерны высокие значения $\delta^{13}\text{C} = 4\ldots 7\text{‰}$, на фоне которых выделяются 4 отрицательных экскурса, из которых EN-1 и EN-4 маркируют, соответственно, начало и конец эдиакария, а EN-2 и EN-3 располагаются в средней и верхней частях формации Доушаньто. С событием Ш-В сопоставляют изотопно-углеродный экскурс EN-3 ($\delta^{13}\text{C}$ до $-9 \pm 1\text{‰}$), мощность которого в наиболее полном разрезе Юлоньган (Jiulongwan), интерпретированном как мелководная часть внутреннего шельфа, составляет 40 м [Jiang et al., 2011; Cui et al., 2015, 2017]. Мощность и амплитуда экскурсов EN-3 в более глубоководных разрезах, например Жоньглинь (Zhongling), су-

щественно меньше, и они не формируют устойчивого отрицательного плато — “опознать” их можно только по положению в разрезах, которые, по-видимому, часто имеют сокращенную мощность вследствие скрытых перерывов и/или эпигенетического растворения карбонатных горизонтов. Нельзя не отметить, что с событием Ш-В в формации Доушаньто, обнаженной в разрезе Сидупинь (Siduping), который был сформирован, как полагают авторы, в верхней части склона открытого морского бассейна, коррелируется интервал с положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$ [Li et al., 2017]. Столь сильная пространственная неоднородность события Ш-В объясняется в работе [Li et al., 2017] различными окислительно-восстановительными условиями на внутреннем шельфе и на склоне бассейна, а в работе [Laakso, Schrag, 2020] связывается с наличием в разрезе Сидупинь наряду с обедненными ^{13}C осадочными карбонатами обогащенных ^{13}C диагенетических (примерно 50%). По нашему мнению, названные выше южно-китайские разрезы могут быть просто некорректно скоррелированы на основании литологических соображений. В Патомском палеобассейне фациальная неоднородность проявляется только в различной мощности горизонтов, относящихся к событию Ш-В.

Имели место попытки выделения события Ш-В в слабокарбонатных силикокластических толщах Ньюфаундленда (п-ов Авалон), в которых осадочный карбонатный материал смешан с диагенетическим, причем последний, судя по изотопному составу углерода от -5 до -25‰ , преобладает [Canfield et al., 2020]. Вполне возможно, что первичные значения $\delta^{13}\text{C}$ в осадочных карбонатах формаций Брискал (Briscal) и Мистейкен Поинт (Mistaken Point) на п-ове Авалон действительно были ниже 0‰ , однако это не является достаточным основанием для выделения в этих формациях события Ш-В, которое характеризуется устойчивым отрицательным плато на уровне $\delta^{13}\text{C} = -10 \pm 2\text{‰}$. В названных выше свитах осадочный карбонатный материал, если он там вообще имелся, не мог иметь изотопный состав углерода ниже -5‰ — максимума для данной толщи.

Следует отметить, что в Сибири сравнительно маломощные толщи, по-видимому, включающие событие Ш-В, обнаружены также за пределами Патомского палеобассейна: в юкандинской свите в Учуро-Майском районе [Семихатов и др., 2004], в базальной пачке биджинской свиты на Батеневском кряже [Летникова и др., 2011], в верхней части непского горизонта внутренней части Сибирской платформы [Кочнев и др., 2018], в тасеевской серии на востоке Енисейского кряжа [Кочнев и др., 2020]. Есть основания полагать, что событие Ш-В в них также представлено не в полном объеме.

По изотопному составу стронция толщи, относимые к событию Ш-В, хуже поддаются корреляции, чем по изотопному составу углерода. Минимальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7080$ в карбонатах жуинской серии и в ее аналогах на юге Сибири заметно ниже, чем в обедненных изотопом ^{13}C карбонатах, сопоставляемых с событием Ш-В на юге Китая, в Австралии, Омане и других районах, где значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не опускаются ниже 0.7085. Это обстоятельство позволило авторам работы [Melezhik et al., 2009] предположить, что отрицательные аномалии формаций Шурам и Вонока соответствуют верхней части жуинской серии. Вполне возможно, однако, что повышенные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в существенно доломитовых и карбонатно-силикокластических аналогах жуинской серии связаны с постседиментационными изменениями.

До настоящего времени оживленно обсуждаются возрастные рамки и длительность события Ш-В. Диапазон оценок находится в интервале от 1 до 50 млн лет [Xiao et al., 2016; Williams, Schmidt, 2018]. Наиболее популярными являются два варианта длительности этого события (см. обзор в работе [Xiao et al., 2016]): 1) “продолжительный” длительностью от ~585 до ~550 млн лет и 2) “короткий” — ~560–550 или ~570–560 млн лет. Однозначного обоснования ни того, ни другого сценария нет, и последние работы [Canfield et al., 2020; Rooney et al., 2020] не проясняют данную ситуацию.

Существенно силикокластический разрез эдиакарских отложений на Ньюфаундленде (п-ов Авалон) охарактеризован прецизионными U–Pb датировками по цирконам из туфов, однако, как отмечено выше, не содержит карбонатной составляющей, которую можно было бы однозначно сопоставить с событием Ш-В [Canfield et al., 2020]. Определить на фоне очень большого разброса отрицательных значений $\delta^{13}\text{C}$ (–5...–25‰) положение двух выделенных в формации Доушаньто отрицательных экскурсов N-2 и N-3, разделенных положительным плато, на п-ове Авалон невозможно. Если хемотратиграфические данные по Ньюфаундленду и могут быть интерпретированы, то свидетельствуют они скорее о существовании отрицательной аномалии Ш-В в интервале от 580.9 ± 0.4 до 562.0 ± 1.1 млн лет, а не 571–562 млн лет, как утверждают авторы рассматриваемой статьи.

Для определения возрастных рамок формации Шурам в Омане и ее предполагаемого стратиграфического аналога — формации Гэймтрэйл (Gametrail) на северо-западе Канады — были использованы Re–Os изотопные системы в богатых ОБ, отложениях, подстилающих и перекрывающих названные толщи [Rooney et al., 2020]. Возраст формации Шурам укладывается в относительно

продолжительный интервал между 578.2 ± 5.9 и 562.7 ± 3.8 млн лет [Rooney et al., 2020], тогда как датировки, ограничивающие снизу и сверху возраст сопоставляемого с аномалией Ш-В экскурса в формации Гэймтрэйл — 574.0 ± 4.7 и 567.3 ± 3.0 млн лет, — не отличаются в пределах ошибки [Rooney et al., 2020]. Результаты Re–Os изохронного датирования не позволяют согласиться с авторами статьи [Rooney et al., 2020], которые, игнорируя большие неопределенности датирования, заключают событие Ш-В в очень узкий интервал длительностью от 1.1 до 12.3 млн лет. Отметим, что ранее [Zhu et al., 2013] по богатым ОБ черным сланцам, которые согласно залегают на карбонатах, синхронных событию Ш-В, и завершают разрез формации Доушаньто на юге Китая, была получена Re–Os изохрона с возрастом 591.1 ± 5.3 млн лет, который резко отличается от датировок по Оману и С-3 Канаде [Rooney et al., 2020]. Очевидно, к Re–Os датировкам пород с высоким содержанием ОБ следует относиться с разумной осторожностью.

Предпринимались попытки определения длительности события Ш-В с помощью циклостратиграфии, основанной на выявлении астроклиматических циклов Миланковича. Предполагается, что эти циклы контролируют периодичность поступления в бассейны седиментации силикокластического материала, количество которого определяется по ферро- и парамагнитной составляющей породы [Minguez et al., 2015; Minguez, Kodama, 2017; Gong et al., 2017] или по гамма-радиоактивности [Gong, Li, 2020]. Определенная таким способом длительность события Ш-В колеблется от 7.7 ± 0.2 млн лет в Омане [Gong, Li, 2020] до 9.1 ± 1.0 млн лет в Южном Китае [Gong et al., 2017]. Эти оценки, очевидно, следует рассматривать как минимальные, так как авторы не принимают во внимание вероятность элиминирования части циклов вследствие подводных и субаэральных размывов, диагенетического растворения карбонатных слоев и неполноты разреза.

По аналогии с ранневендским оледенением Марино (650–631 млн лет), отложения которого перекрывает характерная пачка т.н. кэп-доломитов (“cap dolomite”), обедненных изотопом ^{13}C , в большинстве хемотратиграфических схем неопротерозоя отрицательные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ рассматривались как маркеры окончания оледенений даже в тех случаях, когда они встречались вне ассоциации с ледниковыми отложениями [Kaufman, Knoll, 1995; Jacobsen, Kaufman, 1999; Halverson et al., 2010 и др.]. Строгих оснований для подобных выводов нет, так как отрицательные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ во многих неопротерозойских разрезах — на северо-востоке Шпицбергена [Fairchild, Spiro, 1987; Kaufman et al., 1997], юге Австралии [McKirdy et al., 2001; Walter et al., 2000],

севере Канады [Narbonne et al., 1994; Kaufman et al., 1997], в Шотландии [Brasier, Shields, 2000], Намибии [Hoffman et al., 1998] и Северо-Западном Китае [Xiao et al., 2001] — располагаются стратиграфически ниже диамиктитов. Тем не менее, событие Ш-В (EN-3) обычно коррелируют с окончанием оледенения Гаскье (582–584 млн лет), следы которого установлены только на Ньюфаундленде [Fike et al., 2007; Narbonne et al., 2012; Canfield et al., 2020], где эдиакарские толщи представлены силикокластическими отложениями, поэтому событие Ш-В, как отмечалось выше, не может быть однозначно установлено. По другой версии, оледенение Гаскье коррелируется с относительно слабым отрицательным экскурсом EN-2 [McDonald et al., 2013], который располагается в формации Доушаньто на ~30 м ниже экскурса, сопоставляемого с событием EN-3, и также вне ассоциации с ледниковыми отложениями [Jiang et al., 2007; McFadden et al., 2008; Sawaki et al., 2010; Cui et al., 2015].

В настоящее время нет общепринятого стратиграфического расчленения ни венда, ни эдиакария. В венде предлагается выделять четыре отдела: нижний, средний, верхний и терминальный [Чумаков и др., 2013], в эдиакарии — нижний и верхний, предполагая, что оледенение Гаскье совпадает с экскурсом EN-2, или нижний, средний и верхний, если проводить границу между средним и верхним по подошве события Ш-В (экскурс EN-3), сопоставляя его с оледенением Гаскье, следы которого в Южном Китае отсутствуют [Xiao et al., 2016]. Не вдаваясь в обсуждение достоинств и недостатков этих схем, отметим, что изотопный состав стронция позволяет отличать нижний венд (эдиакарий) от среднего или верхнего, и, следовательно, оледенение Марино от оледенения Гаскье достаточно четко даже при отсутствии надежных радиоизотопных датировок: в нижнем венде минимальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не поднимаются выше 0.7075...0.7076, тогда как в среднем и верхнем они никогда не опускаются ниже 0.7080 [Halverson et al., 2010; Cui et al., 2018]. Это обстоятельство не позволяет согласиться с авторами [Рудько и др., 2017, 2020; Петров, 2018а, 2018б], которые допускают, что гляциогенные диамиктиты джемкуканской (большепатомской) свиты, традиционно сопоставляемые с ранневендским оледенением Марино (650–630 млн лет) [Покровский и др., 2006а; Чумаков и др., 2007, 2013], могут быть скоррелированы с оледенением Гаскье и иметь средневендский возраст. Данные хемотратиграфии дают для этого мало оснований. В карбонатах баракунской свиты, перекрывающих диамиктиты на Уринском поднятии [Рудько и др., 2020] и в нижнем течении р. Жуя (см. табл. 3), а также хомолхинской свиты в Бодайбинском синклинии (см. табл. 2) минимальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ —

0.70755, 0.70767 и 0.70753 соответственно — однозначно указывают на ранневендский (раннеэдиакарский) возраст.

Традиционно в патомском комплексе выделяется единый гляциогоризонт, сопоставляемый с тремя свитами: большепатомской, джемкуканской и ничатской [Чумаков, 1993]. Корреляция большепатомской и джемкуканской свит, перекрываемых карбонатами баракунской свиты, с очень сходными С- и Sr-изотопными характеристиками, в целом не вызывает сомнений. В карбонатах красноцветной кумакулахской свиты, перекрывающей ничатскую, минимальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, однако, заметно ниже, чем в баракунской (см. рис. 8), несмотря на несколько худшие показатели сохранности. Из этого следует, что либо корреляция баракунской и кумакулахской свит неверна, а тогда некорректна и корреляция ничатской свиты с джемкуканской и большепатомской, либо критерии сохранности имеют ограниченное применение для дискриминации образцов карбонатных пород с некогда высокими содержаниями ОВ, которые в силу особенностей химического состава более уязвимы для постседиментационной модификации изотопных систем.

Нельзя не обратить внимание (см. рис. 8) на то, что в карбонатах мариинской свиты, которая подстилает джемкуканскую свиту и относится к позднему рифею, и в карбонатах баракунской, которая джемкуканскую перекрывает, минимальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отличаются очень мало (0.70747 и 0.70767 соответственно) при сходных высоких значениях $\delta^{13}\text{C}$. Такая ситуация могла бы показаться странной, учитывая предполагаемый, согласно существующей схеме, большой временной интервал между свитами, соответствующий длительности оледенения Марино — ~15 млн лет. Однако и в ряде других районов — формация Итина (Etina) в Австралии [Walter et al., 2000; McKirdy et al., 2001], формация Тайшир (Tayshir) в Монголии [Brasier et al., 1996], формация Кил (Keele) в Канаде [Narbonne et al., 1994; Kaufman et al., 1997] — карбонаты позднего криогения, накопленные непосредственно перед оледенением Марино, мало отличаются от карбонатов раннего эдиакария по изотопному составу углерода и стронция, что говорит о постоянстве тектонических условий и холодном климате, неблагоприятном для химического выветривания континентов.

К проблеме генезиса аномалии Шурам-Вонока. В настоящее время существуют три основные гипотезы происхождения аномалии Ш-В. Большинство исследователей [Rothman et al., 2003; Melezhik et al., 2005, 2009; Fike et al., 2006; Покровский и др., 2006б; Halverson et al., 2010; Покровский, Буякайте, 2015] считают ее общепланетарным событием, обусловленным быстрой и

беспрецедентной по объему “инъекцией” продуктов окисления органического вещества и/или метана, накопленных в предшествующие периоды, в систему океан–атмосфера. Данные радиоизотопной хронологии и хеостратиграфии венда (эдиакария) в целом подтверждают эту гипотезу, так как указывают на субсинхронность события Ш-В на разных континентах. Вместе с тем, дискуссионными остаются вопросы, касающиеся источников обедненного изотопом ^{13}C углерода и необходимого количества окислителей, а также допустимых масштабов фациальной неоднородности аномалии, что особенно существенно для ее использования в качестве глобального стратиграфического маркера.

Устойчивой популярностью пользуется гипотеза [Виноградов, 2008; Knauth, Kennedy, 2009; Derry, 2010; Schrag et al., 2013; Cui et al., 2017; Jiang et al., 2019], согласно которой аномалия Ш-В не отражает состояние системы океан–атмосфера, а является результатом замещения осадочных карбонатов диагенетическими, которые часто, хотя и далеко не всегда, обеднены изотопом ^{13}C . Аргументы, противоречащие “диагенетической” гипотезе, были рассмотрены выше. Необходимо, однако, коснуться работы, авторы которой полагают, что обнаружили в породах, хронологически сопоставляемых с событием Ш-В, прямые доказательства замещения осадочных доломитов диагенетическим кальцитом, связанным с анаэробным окислением метана [Cui et al., 2017]. Аутигенный кальцит (в виде цемента и нодулей), в котором значения $\delta^{13}\text{C}$ (до -37‰) много ниже, чем в ассоциирующем фосфатно-доломитовом матриксе ($-2...+7\text{‰}$), был обнаружен в 50-метровой терригенно-карбонатно-фосфатной пачке разреза Жонглинь (Zhongling), вскрывающего уже упоминавшуюся выше формацию Доушаньто на юге Китая. Корреляция углерод-изотопной аномалии в этой пачке с событием Ш-В представляется, однако, неоднозначной. Лишь в трех образцах оттуда значения $\delta^{13}\text{C}$ ниже 0‰ , и только один из них достигает -12‰ [Jiang et al., 2011], тогда как в наиболее полном на юге Китая разрезе Юлонгван (Jiulongwan) этой же формации аномалия Ш-В (экскурс EN-3) представлена 40-метровой толщей чисто карбонатных пород (доломитов и известняков) с очень однообразными значениями $\delta^{13}\text{C} = -9 \pm 1\text{‰}$, которые трудно интерпретировать в рамках модели смещения двух карбонатных фаз, исключительно контрастных по изотопному составу углерода.

Важная, но совершенно иная роль отводится диагенетическим карбонатам в третьей гипотезе происхождения аномалии Ш-В [Laakso, Schrag, 2017]. Согласно этой гипотезе, обеднение ^{13}C неорганического углерода, растворенного в океанической воде (dissolved inorganic carbon, DIC), но-

сило глобальный характер и было инициировано аккумуляцией в осадках, обогащенных ^{13}C , метаногенных диагенетических карбонатов (МДК). Моделирование показывает, что теоретически такой процесс возможен, но требует выполнения определенных, не вполне реалистичных условий. Чтобы достичь установленного в аномалии Ш-В уменьшения величины $\delta^{13}\text{C}$ до -10‰ , при соотношении в осадках $C_{\text{орг}}/C_{\text{карб}} = 0.2$ (близкого к современному) и $\delta^{13}\text{C} = +10\text{‰}$ в МДК, количество последних должно составлять 50% от общего объема карбонатонакопления, что противоречит принимаемой доли захороненного ОВ (20%), из которого образуется метан. При соотношении $C_{\text{орг}}/C_{\text{карб}} = 0$ и $\delta^{13}\text{C}$ (МДК) = $+20\text{‰}$, для требуемого сдвига достаточно 15% МДК [Laakso, Schrag, 2017]. Эта величина, на первый взгляд, кажется более реалистичной, однако совершенно непонятно каким образом будет генерироваться метан, если в осадках отсутствует органическое вещество.

В венде Патомского палеобассейна мы не находим никаких подтверждений рассмотренной выше гипотезы. В отложениях, соответствующих событию Ш-В, МДК, обогащенные ^{13}C , не найдены, равно как нет в этих отложениях признаков накопления существенных объемов органического вещества, без которого метаногенез невозможен в принципе. Вместе с тем, обогащенные ^{13}C (до $\delta^{13}\text{C} = 15\text{‰}$) раннедиагенетические конкреции обнаружены в отложениях дальнетайгинской серии, подстилающих аномалию Ш-В [Петров, Покровский, 2020], и этот факт представляется весьма важным для понимания природы события этой аномалии. Такие конкреции широко распространены в кайнозойских холодноводных отложениях Северной Пацифики [Покровский, 1980; Покровский, Гладенков, 2017]; обогащенная ^{13}C углекислота, как было показано многочисленными исследованиями, образуется при определенных условиях диагенеза, одновременно с образованием обедненного ^{13}C метана.

В настоящее время часть метана, генерируемого в осадках, окисляется анаэробно, а другая часть консервируется в виде метангидратов, широко распространенных в современном Мировом океане — преимущественно в холодноводных морях и на больших глубинах [Kvenvolden, 1988]. Очевидно, что в холодные эпохи количество метангидратов существенно увеличивалось, и событие Ш-В, как это отмечалось ранее [Покровский и др., 2006б], может быть связано с их деструкцией, вызванной потеплением, окислением метана и инъекцией в океан обедненного ^{13}C окисленного углерода.

Нерешенной, однако, является проблема источника кислорода. Расчеты показывают [Bris-

tow, Kennedy, 2008], что кислород и сульфат-ион, необходимые для окисления $\sim 7 \times 10^{20}$ молей органического вещества и глобального смещения $\delta^{13}\text{C}$ в растворенном в океанической воде неорганическом углероде до -12‰ , был бы израсходован уже в течение 0.8–1.0 млн лет, тогда как событие Ш-В длилось как минимум на порядок дольше. Кроме того, в результате масштабного окислительного события содержание кислорода в атмосфере должно было бы резко сократиться, свидетельств чему нет ни в позднем венде, ни в раннем кембрии.

Чтобы согласовать амплитуду и длительность события Ш-В с объемами необходимых для ее возникновения органического углерода и кислорода, необходимо допустить, что в обогащении океанической воды изотопно-легким углеродом участвовали не только кислород системы океан–атмосфера и органический углерод придонного слоя воды и поверхностного слоя осадков, но и глубоко захороненные углеводороды и сульфатные залежи, которые могли возникнуть только в условиях кислородной атмосферы.

Это предположение противоречит популярной гипотезе неопротерозойской оксигенизации, согласно которой довендский (доэдиакарский) океан был малосульфатным или даже бессульфатным [Canfield, Teske, 1996; Canfield, Farquhar, 2009]. Тем не менее, наличие значительных по объему сульфатсодержащих эвапоритов с возрастом более 700 млн лет является несомненным фактом. Многочисленными нефтеразведочными скважинами в западной части Сибирской платформы вскрыты ниже-среднерифейская камовская серия, в строении которой принимают участие сульфатно-доломитовые комплексы мощностью 150–200 м, с содержанием ангидрита 20–30% [Виноградов и др., 1994]. В серии Биттер Спрингс (Bitter Springs) с возрастом 830–750 млн лет, занимающей значительную — до 1/3 континента — площадь в центральной части Австралии, мощность галит-ангидрит-доломитового комплекса превышает 800 м [Schmid, 2017]. Мезопротерозойская (~ 1.2 млрд лет) формация Society Cliffs, мощностью 720 м, распространенная на островах Баффина (Baffin) и Байлот (Bylot) Канадского арктического архипелага, сложена карбонатами, содержащими многочисленные горизонты гипса и ангидрита [Kah et al., 2001]. Известны также палеопротерозойские осадочные сульфаты. В Онежской мульде скважиной на глубине 2400–2900 м, в туломозерской свите (возраст около 2 млрд лет) была вскрыта 500-метровая ангидрит-галитовая толща [Онежская ..., 2011; Blättler et al., 2018], свидетельствующая, что уже в это время минимальное содержание сульфат-иона в морской воде составляло не менее 10 ммоль/кг, т.е. $\sim 30\%$ современного уровня (28 ммоль/кг).

Следует подчеркнуть, что это минимальная оценка, сделанная на основании изотопного состава кальция и неочевидной в данном случае модели истощения [Blättler et al., 2018]. Следы сульфатов на этом уровне встречаются по всей Фенноскандии [Melezhik et al., 2013], впервые они были обнаружены в палеопротерозое Алданского щита [Виноградов и др., 1976].

Хорошо известна высокая растворимость гипса, особенно солеными водами (вследствие этого гипсы и ангидриты редко встречаются в естественных обнажениях). Можно предположить, что снятие ледниковой нагрузки, таяние многолетнемерзлых пород на континентах, гляциоэвстатические и гляциоизостатические колебания базиса эрозии сопровождалась активизацией подземных вод, которые растворяли эвапориты, накопленные в предшествующие эпохи и обеспечивали поступление сульфатного кислорода к горизонтам, обогащенным органическим веществом и/или метан-гидратами. В этой связи нельзя не отметить, что в наиболее глубоководных частях Патомского палеобассейна высокостроениевые (до 24000 мкг/г) онколитовые известняки ченчинской свиты иногда содержат осадочный или раннедиагенетический целестин [Melezhik et al., 2009] — продукт перекристаллизации арагонита в кальцит в присутствии сульфатных рассолов, которые, возможно, разгружались непосредственно в бассейн седиментации.

Подводя итог сказанному, еще раз подчеркнем если не обилие, то бесспорное наличие в до-вендских осадочных толщах мощных сульфатных горизонтов, которые начали накапливаться на Земле не позднее 2 млрд лет назад. Нет никаких геологических резонов полагать, что в мелководных эпиконтинентальных довендских бассейнах сульфаты накапливались лишь в исключительных случаях и в небольших объемах. То, что в настоящее время докембрийские сульфаты встречаются реже, чем фанерозойские, является результатом их растворения и восстановления. Событие Ш-В — одно из наиболее ярких проявлений такого рода процессов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изотопные данные подтверждают наиболее распространенную схему корреляции позднедокембрийских отложений внешней и внутренней зон Патомского комплекса [Докембрий ..., 1995] и, соответственно, вендский возраст метаморфизованных аналогов жуинской и дальнотайгинской серий Патомского комплекса.

Белые и светло-серые, не содержащие органического вещества мраморы имняхской свиты в восточной части Мамско-Бодайбинского синклинария внутренней зоны Патомского нагорья

(р. Кадали) по изотопному составу углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{средн}} = -9.0 \pm 0.4\text{‰}$) и стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70810\text{--}0.70845$) полностью идентичны нематаморфизованным известнякам жуинской серии, сопоставляемой с глобальным поздне-эдиакарским событием Ш-В [Melezhik et al., 2005, 2009; Покровский и др., 2006а; Покровский, Буякайте, 2015]. Метаморфизм не сопровождался выносом стронция, содержание которого в мраморах имняхской свиты такое же высокое (до 6290 мкг/г), как в известняках жуинской серии наиболее глубоководных частей Патомского палеобассейна, и проявился лишь в обеднении пород тяжелым изотопом кислорода: в мраморах имняхской свиты $\delta^{18}\text{O}_{\text{средн}} = 17.2 \pm 1\text{‰}$ на 3–4‰ ниже, чем в известняках жуинской серии. На западе синклинория (р. Мама) сходные по условиям метаморфизма мраморы, относимые к жуинской серии, характеризуются близкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, но несколько более высокими, вследствие постседиментационного сдвига, значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Постседиментационные изменения угольно-черных карбонатов и карбонатсодержащих сланцев, залегающих стратиграфически ниже имняхской свиты, проявлены значительно сильнее. Влияние продуктов окисления и декарбоксилизации органического вещества проявляется не только в изотопном составе углерода, но и в изотопном составе стронция угольно-черных карбонатов, для которых характерна отрицательная корреляция значений $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Очевидно, агрессивные органические кислоты стимулируют извлечение из терригенной компоненты осадка стронция, обогащенного радиогенным изотопом, и вовлечение его в постседиментационную перекристаллизацию карбонатного материала. Это обстоятельство существенно затрудняет интерпретацию небольших (0.0002–0.0003) вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в той или иной свите, которые могут быть связаны как с постседиментационными изменениями, так и с эволюцией изотопного состава стронция в морской воде. Ближе всего к изотопному составу стронция в морской воде в хомолхинское время, очевидно, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70753$, определенное в образце с ураганным содержанием $\text{Sr} = 11400$ мкг/г; оно практически идентично с минимальным значением отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, зарегистрированного в дальнотайгинской серии во внешней зоне Патомского нагорья, и соответствует раннему венду (раннему эдиакарию).

Изотопные системы карбонатов согдиондонской и витимской свит, залегающих в основании неопротерозойского разреза на р. Жуя, подверглись еще более сильной модификации, которая исключает возможность обоснованной хеоматриграфической интерпретации. Крайне осторожно можно предположить, что значения $\delta^{13}\text{C}$ в этих

свитях были отрицательными изначально и соответствовали одному из глобальных довендских отрицательных экскурсов $\delta^{13}\text{C}$. Геохимическая природа события Ш-В остается предметом острых дискуссий. Ключом к решению этой проблемы, возможно, являются сделанные в последнее время находки раннедиагенетических карбонатов с ультранизкими [Cui et al., 2017] и ультравысокими [Петров, Покровский, 2020] величинами $\delta^{13}\text{C}$, указывающими на интенсивный метаногенез в холодноводных постледниковых осадках, накопление которых предшествовало событию Ш-В. Есть основания полагать, что большая часть метана была временно законсервирована в виде метангидратов, а событие Ш-В обусловлено их деградацией, вызванной потеплением, окислением метана и инъекцией в океан обедненного ^{13}C окисленного углерода. Еще более сложной является проблема источника кислорода, эквивалентного количеству окисленного метана и/или органического вещества. Поскольку кислорода, содержащегося в океане и атмосфере, было явно недостаточно [Bristow, Kennedy, 2008], следует предположить, что в окислении участвовали подземные воды, растворявшие довендские сульфатсодержащие отложения, которые начали накапливаться на Земле не позднее 2 млрд лет назад.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-05-00427.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антипин В.С., Покровский Б.Г., Федоров А.М. Патомский кратер — результат фреатического взрыва: геологические и изотопно-геохимические свидетельства // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 6. С. 538–548.
- Виноградов В.И. Изотопный состав углерода и кислорода венд-кембрийских карбонатных пород и палеоэкологические реконструкции // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 1. С. 51–65.
- Виноградов В.И., Реймер Т.О., Лейтес А.М., Смелов С.Б. Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 4. С. 12–28.
- Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Пустыльников А.М. и др. Изотопно-геохимические особенности и возраст верхнекембрийских отложений запада Сибирской платформы // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 3. С. 49–76.
- Гарбаух Дж.У. Карбонатные коллекторы нефти // Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация / Под ред. Дж. Чилингара, Г. Бисселла, Р. Фэйрбриджа. М.: Мир, 1970. Т. 1. С. 320–356.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Серия Бодайбинская. Лист О-50-XIV / Ю.П. Казакевич, А.А. Стороженко. М.: Гос. научно-техн. изд-во литры по геологии и охране недр, 1957.

- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Бодайбинская. Лист О-50-XIV. Объяснительная записка / Ю.П. Казакевич, А.А. Стороженко. М.: Гос. научно-техн. изд-во лит-ры по геологии и охране недр, 1960. 83 с.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Бодайбинская. Лист О-50-XV. Объяснительная записка / Б.В. Огиенко, Б.И. Дорожков, Э.И. Дорожкова. М.: Недра, 1964.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Бодайбинская. Лист О-50-XV. Объяснительная записка / Б.В. Огиенко, Б.И. Дорожков, Э.И. Дорожкова. М.: Недра, 1969. 56 с.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Бодайбинская. Лист О-49-XVII / О.В. Перевалов, Э.Н. Григоров. М.: Недра, 1983а.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Амгинская. Лист О-49-XVII (Мама). Объяснительная записка / О.В. Перевалов, Э.Н. Григоров. М.: Союзгеолфонд, 1983б. 95 с.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3–33.
- Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Семихатов М.А. и др. Раннерифейская билляхская серия Анабарского поднятия, Северная Сибирь: изотопная С–О геохимия и Pb–Pb возраст доломитов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 19–35.
- Докембрий Патомского нагорья / Отв. ред. В.Д. Мац. М.: Недра, 1995. 353 с.
- Кориковский С.П., Федоровский В.С. Ранний докембрий Патомского нагорья. М.: Наука, 1980. 300 с.
- Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Кузнецов А.Б., Марусин В.В. С- и Sg-изотопная стратиграфия карбонатных отложений венда-нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 731–755.
- Кочнев Б.Б., Прошенкин А.И., Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф. Тасеевская серия венда юго-западной окраины Сибирской платформы: изотопно-геохимические и геохронологические данные, возраст и корреляция // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 10. С. 1370–1385.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М., и др. Изотопный состав Sg в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 3–39.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хемотратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.
- Ленский золотоносный район. Т. 1. Стратиграфия, тектоника, магматизм и проявления коренной золотоносности // Труды ЦНИГРИ. М.: Недра, 1971. 163 с.
- Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А., и др. Геохимические и изотопные (Sr, S, O) характеристики венд-кембрийских карбонатных отложений хр. Азыр-Тал (Кузнецкий Алау): хемотратиграфия и обстановки осадконакопления // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 10. С. 1466–1487.
- Немова В.Д., Колосков В.Н., Гаврилов С.С., Покровский Б.Г. Стадийность и направленность вторичных преобразований пород-коллекторов нижнетурейской подсистемы на западе Широкого Приобья // Геология нефти и газа. 2010. № 6. С. 22–28.
- Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение, минерализация) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.
- Петров П.Ю. Постледниковые отложения дальнетайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири. Сообщение 1. Баракунская свита // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 5. С. 459–472.
- Петров П.Ю. Постледниковые отложения дальнетайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири. Сообщение 2. Уринская и каланчевская свиты и история бассейна // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 6. С. 521–538.
- Петров П.Ю., Покровский Б.Г. С-изотопные свидетельства метаногенеза в осадках дальнетайгинской серии (нижний венд Патомского бассейна Сибири) // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 2. С. 99–112.
- Покровский Б.Г. Условия образования диагенетических карбонатов кайнозойских отложений о. Карагинского (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 88–98.
- 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., Герцев Д.О. Верхнедокембрийские карбонаты с аномально легким изотопным составом углерода (юг Средней Сибири) // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 1. С. 64–80.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sg и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полез. ископаемые. 2006а. № 5. С. 505–530.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sg и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 2. Природа карбонатов с ультранизкими и ультравысокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ // Литология и полез. ископаемые. 2006б. № 6. С. 642–654.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И. Геохимия изотопов С, О и Sg в неопротерозойских карбонатах юго-западной части Патомского палеобассейна, юг средней Сибири // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 2. С. 159–186.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sg, S и проблема возраста катерской и уакитской серий, Западное Забайкалье // Литология и полез. ископаемые. 2016. № 4. С. 307–328.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Петров О.Л., Колесникова А.А. С-, О-, Sg- изотопная хемотратиграфия переходных толщ от венда (эдиакария) к кембрию, р. Олекма, западный склон Алданского щита // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 5. С. 26–40.
- Покровский Б.Г., Гладенков Ю.Б., Условия диагенетического карбонатообразования в кайнозойских отложениях Западной Камчатки по изотопным (С и О) данным // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 4. Выпуск № 36. С. 5–12.

- Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Петров П.Ю. Изотопный состав Sr в известняках дальнетайгинской серии Патомского бассейна: опорный разрез венда Сибири // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 3. С. 243–256.
- Рудько С.В., Петров П.Ю., Кузнецов А.Б. и др. Уточненный тренд $\delta^{13}\text{C}$ в дальнетайгинской серии Уринского поднятия (венд, юг Средней Сибири) // Докл. АН. 2017. Т. 477. № 5. С. 590–594.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н. и др. Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемотратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3–28.
- Станевич А. М., Мазукабзов А.М., Постников А.А. и др. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 60–79.
- Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Ред. Н.В. Мельников. Новосибирск: Академ. изд-во “Гео”, 2005. 428 с.
- Хоментовский В.В., Постников А.А. Неопротерозойская история развития Байкало-Вилюйской ветви Палео-Азиатского океана // Геотектоника. 2001. № 3. С. 3–21.
- Чумаков Н.М. Среднесибирский гляциогоризонт рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 21–34.
- Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Мележик В.А. Геологическая история патомского комплекса, поздний докембрий, Средняя Сибирь // Докл. АН. 2007. Т. 413. № 3. С. 379–383.
- Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 26–51.
- Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В. и др. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP датирования аксессуарных минералов // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 1. С. 32–64.
- Bartley J.K., Pope M., Knoll A.H. et al. Vendian-Cambrian boundary succession from the northwestern margin of the Siberian Platform: stratigraphy, palaeontology, chemostratigraphy and correlation // Geol. Mag. 1998. V. 135(4). P. 473–494.
- Banner J.L., Hanson G.N., 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.
- Bergmann K.D., Zentmyer R.A., Fischer W.W. The stratigraphic expression of a large negative carbon isotope excursion from the Ediacaran Johnnie Formation, Death Valley // Precambrian Res. 2011. V. 188. P. 45–56.
- Blättler C.L., Claire M.W., Prave A.R. et al. Two-billion-year-old evaporites capture Earth's great oxidation // Science. 2018. V. 360. № 6386. P. 320–323.
- Bowring S.A., Grotzinger J.P., Condon D.J. et al. Geochronologic constraints on the chronostratigraphic framework of the Neoproterozoic Huqf Supergroup, Sultanate of Oman // Am. J. Sci. 2007. V. 307. № 10. P. 1097–1145.
- Brasier M.D., Shields G., Kuleshov V.N., Zhegallo E.A. Integrated chemo and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic-early Cambrian of southwest Mongolia // Geol. Mag. 1996. V. 133. № 4. P. 445–485.
- Brasier M.D., Shields G. Neoproterozoic chemostratigraphy and correlation of the Port Askaig glaciation, Dalradian Supergroup of Scotland // J. Geol. Soc. 2000. V. 157. P. 909–914.
- Bristow T.F., Kennedy M.J. Carbon isotope excursions and the oxidant budget of the Ediacaran atmosphere and ocean // Geology. 2008. V. 36. № 11. P. 863–866.
- Calver C.R. Isotope stratigraphy of the Ediacarian (Neoproterozoic III) of the Adelaide Rift Complex, Australia, and the overprint of water column stratification // Precambrian Res. 2000. V. 100. P. 121–150.
- Canfield D.E., Teske A. Late proterozoic rise in atmospheric oxygen concentration inferred from phylogenetic and sulphur-isotope studies // Nature. 1996. V. 382. P. 127–132.
- Canfield D.E., Farquhar J. Animal evolution, bioturbation, and the sulfate concentration of the oceans // PNAS. 2009. V. 106. P. 8123–8127.
- Canfield D.E., Knoll A.H., Poulton S.W. et al. Carbon isotopes in clastic rocks and the Neoproterozoic carbon cycle // Am. J. Sci. 2020. V. 320. P. 97–124.
- Condon D., Zhui M., Bowring S. et al. U–Pb ages from Neoproterozoic Doushantuo Formation, China // Science. 2005. V. 308. P. 95–98.
- Cozzi A., Allen P.A., Grotzinger J.P. Understanding carbonate ramp dynamics using $\delta^{13}\text{C}$ profiles: examples from the Neoproterozoic Buah Formation of Oman // Terra Nova. 2004. V. 16. P. 62–67.
- Corsetti F. A., Kaufman A. J. Stratigraphic investigations of carbon isotope anomalies and Neoproterozoic ice ages in Death Valley, California // Geol. Soc. Am. Bull. 2003. V. 115. P. 916–932.
- Cui H., Kaufman A.J., Xiao S. et al. Redox architecture of an Ediacaran ocean margin: Integrated chemostratigraphic ($\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{34}\text{S}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ –Ce/Ce*) correlation of the Doushantuo Formation, South China // Chem. Geol. 2015. V. 405. P. 48–62.
- Cui H., Kaufman A.J., Xiao S., Zhou C., Liu X.-M. Was the Ediacaran Shuram Excursion a globally synchronized early diagenetic event? Insights from methane-derived authigenic carbonates in the uppermost Doushantuo Formation, South China // Chem. Geol. 2017. V. 450. P. 59–80.
- Cui H., Kaufman A.J., Peng Y. et al. The Neoproterozoic Hüttenberg $\delta^{13}\text{C}$ anomaly: Genesis and global Implications // Precambrian Res. 2018. V. 313. P. 242–262.
- Derry L.A. A burial diagenesis origin for Shuram-Wonoka carbon isotope anomaly // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 294. P. 152–162.
- Fairchild I.J., Spiro B. Petrological and isotope implication of some contrasting Late Precambrian carbonates, N.E. Spitsbergen // Sedimentology. 1987. V. 34. P. 973–989.
- Fike D.A., Grotzinger J.P., Pratt L.M., Summons R.E. Oxidation of the Ediacaran Ocean // Nature. 2007. V. 444. P. 744–747.
- Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. Neoproterozoic chemostratigraphy // Precambrian Res. 2010. V. 182. P. 337–350.

- Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G.P., Schrag D.P. A Neoproterozoic snowball earth // *Science*. 1998. V. 281. P. 1342–1346.
- Husson J.M., Maloof A.C., Schoene B. et al. Stratigraphic expression of Earth's deepest $\delta^{13}\text{C}$ excursion in the Wonoka Formation of South Australia // *Am. J. Sci.* 2015. V. 315. P. 1–45.
- Gong Z., Kodama K.P., Li Y.-X. Rock magnetic cyclostratigraphy of the Doushantuo Formation, South China and its implications for the duration of the Shuram carbon isotope excursion // *Precambrian Res.* 2017. V. 289. P. 62–74.
- Gong Z., Li M. Astrochronology of the Ediacaran Shuram carbon isotope excursion, Oman // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2020. V. 547. P. 116462.
- Jacobsen S.B., Kaufman A.J. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater // *Chem. Geol.* 1999. V. 161. P. 37–57.
- Jiang G., Kaufman A.J., Christie-Blick N., Zhang S., Wu H. Carbon isotope variability across the Ediacaran Yangtze platform in South China: implications for a large surface-to-deep ocean $\delta^{13}\text{C}$ gradient // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 261(1). P. 303–320.
- Jiang G., Shi X., Zhang S., Wang Y., Xiao S. Stratigraphy and paleogeography of the Ediacaran Doushantuo Formation (ca. 635–551 Ma) in South China // *Gondwana Res.* 2011. V. 19(4) P. 831–849.
- Jiang L., Planavsky N., Zhao M., et al. Authigenic origin for a massive negative carbon isotope excursion // *Geology*. 2019. V. 47. P. 115–118.
- Kah L.C., Lyons T.W., Chesley J.T. Geochemistry of a 1.2 Ga carbonate-evaporite succession, northern Baffin and Bylot Islands: implications for Mesoproterozoic marine evolution // *Precambrian Res.* 2001. V. 111. P. 203–234.
- Kaufman A.J., Knoll A.H. Neoproterozoic variations in the carbon isotopic composition of seawater: Stratigraphic and geochemical implication // *Precambrian. Res.* 1995. V. 73. № 1–4. P. 27–49.
- Kaufman A.J., Knoll A.H., Narbonne G.M. Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic earth history // *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 1997. V. 94. P. 6600–6605.
- Kaufman A.J., Corsetti F.A., Varni M.A. The effect of rising atmospheric oxygen on carbon and sulfur isotope anomalies in the Neoproterozoic Johnnie Formation, Death Valley, USA // *Chem. Geol.* 2007. V. 237. P. 47–63.
- Knauth L.P., Kennedy M.J. The late Precambrian greening of the Earth // *Nature*. 2009. V. 460. P. 728–732.
- Laakso T.A., Schrag D.P. The role of authigenic carbonate in Neoproterozoic carbon isotope excursions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2020. V. 549. P. 116534.
- Le Guerroue E., Allen P.A., Cozzi A. et al. 50 Myr recovery from the largest negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion in the Ediacaran ocean // *Terra Nova*. 2006. V. 18(2). P. 147–153.
- Li C., Hardisty D.S., Luo G., Huang J. et al. Uncovering the spatial heterogeneity of Ediacaran carbon cycling // *Geobiology*. 2017. V. 15. P. 211–224.
- Macdonald F.A., Strauss J.V., Sperling E.A. et al. The stratigraphic relationship between the Shuram carbon isotope excursion, the oxygenation of Neoproterozoic oceans, and the first appearance of the Ediacara biota and bilaterian trace fossils in northwestern Canada // *Chem. Geology*. 2013. V. 362. P. 250–272.
- Magaritz M., Bar R., Baud A., Holser W.T. The carbon- isotope shift at the Permian/Triassic boundary in the southern Alps is gradual // *Nature*. 1988. V. 331. P. 337–339.
- McKirdy D.M., Burgess J.M., Lemon N.M. et al. A chemostratigraphic overview of the late Cryogenian interglacial sequence in the Adelaide Fold-Thrust Belt, South Australia // *Precambrian Res.* 2001. V. 106. P. 149–186.
- McFadden K.A., Huang, J., Chu, X., et al. Pulsed oxidation and biological evolution in the Ediacaran Doushantuo Formation // *PNAS*. 2008. V. 105(9). P. 3197–3202.
- Meffre S., Large R.R., Scott R. et al. Age and pyrite Pb-isotope composition of the giant Sukhoy Log sediment-hosted gold deposit, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2008. V. 72. P. 2377–2391.
- Melezhik V.A., Fallick A.E., Pokrovsky B.G. Enigmatic nature of thick sedimentary carbonates depleted in ^{13}C beyond the canonical mantle value: the challenges to our understanding of the terrestrial carbon cycle // *Precambrian Res.* 2005. V. 137. P. 131–165.
- Melezhik V.A., Roberts D., Fallick A.E. et al. Geochemical preservation potential of high-grade calcite marble versus dolomite marble: implication for isotope chemostratigraphy // *Chem. Geol.* 2005. V. 216. P. 203–224.
- Melezhik V.A., Pokrovsky B.G., Fallick A.E. et al. Constraints on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of Late Ediacaran seawater: insight from Siberian high-Sr limestones // *J. Geol. Soc.* 2009. V. 166. P. 183–191.
- Melezhik V.A., Roberts D., Fallick A.E. et al. The Shuram–Wonoka event recorded in a high-grade metamorphic terrane: insight from the Scandinavian Caledonides // *Geol. Mag.* 2008. V. 145(2). P. 161–172.
- Minguez D., Kodama K.P., Hillhouse J.W. Paleomagnetic and cyclostratigraphic constraints on the synchronicity and duration of the Shuram carbon isotope excursion, Johnnie Formation, Death Valley Region, CA // *Precambrian Res.* 2015. V. 266. P. 395–408.
- Minguez D., Kodama K.P. Rock magnetic chronostratigraphy of the Shu-ram carbon isotope excursion: Wonoka Formation, Australia // *Geology*. 2017. V. 45(6). P. 567–570.
- Narbonne G.M., Kaufman A.J., Knoll A.H. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the Windermere Supergroup, northwestern Canada: implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1994. V. 106. P. 1281–1292.
- Narbonne G.M., Xiao S., Shields G.A. The Ediacaran Period // *The Geologic Time Scale* / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Boston, USA: Elsevier, 2012. Ch. 18. P. 413–435.
- Rothman D.H., Hayes J.M. Summons R.E. Dynamics of the Neoproterozoic carbon cycle // *PNAS*. 2003. V. 100. P. 8124–8129.
- Rooney A.D., Cantine M.D., Bergmann K.D. et al. Calibrating the coevolution of Ediacaran life and environment // *PNAS*. 2020. V. 117(29). P. 16824–16830.
- Schrag D.P., Higgins J.A., Macdonald F.A., Johnston D.T. Authigenic Carbonate and the History of the Global Carbon Cycle // *Science*. 2013. V. 339. P. 540–543.
- Sawaki Y., Ohno T., Tahata, et al. The Ediacaran radiogenic Sr isotope excursion in the Doushantuo Formation in the Three Gorges area, South China // *Precambrian Res.* 2010. V. 176(1–4), P. 46–64.
- Schmid S. Neoproterozoic evaporites and their role in carbon isotope chemostratigraphy (Amadeus Basin, Australia) // *Precambrian Res.* 2017. V. 290. P. 16–31.
- The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project. V. 1. Of Reading the Archive of Earth's Oxygenation /

Ed.-in-Chief V.A. Melezhik. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2012. 490 p.

Valley J.W. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks // *Rev. Mineral. Geochem.* 1986. V. 16. P. 445–490.

Walter M.R., Veevers J.J., Calver C.R. et al. Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in sea-water, and some interpretative models // *Precambrian Res.* 2000. V. 100. P. 371–433.

Williams G.E., Schmidt P.W. Shuram–Wonoka carbon isotope excursion: Ediacaran revolution in the world ocean's meridional overturning circulation // *Geosci. Front.* 2018. V. 9(2). P. 391–402.

Xiao S., Yuan X., Kaufman A.J., Bao H., Wang H. Neoproterozoic diamictites and stable carbon isotope chemostratigraphy of the Qurugtagh series, NW China // *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs.* 2001. V. 33. P. A-144.

Xiao S., Narbonne G.M., Zhou C., Laflamme M., Grazhdankin D.V., Moczydlowska-Vida M., Cui H. Towards an Ediacaran Time Scale: Problems, Protocols, and Prospects // *Episodes.* December 2016.

Zachos J., Pagani M., Sloan L. et al. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present // *Science.* 2001. V. 292(5517). P. 686–693.

Zhu B., Becker H., Jiang S.-Y et al. Re–Os geochronology of black shales from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, Yangtze platform, South China // *Precambrian Res.* 2013a. V. 225. P. 67–76.

Zhou C., Xiao S. Ediacaran $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy of South China // *Chem. Geol.* 2007. V. 89. P. 89–108.

Zhu M., Zhang J., Yang A. Integrated Ediacaran (Sinian) chronostratigraphy of South China // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 2007. V. 254. № 1–2. P. 7–61.

C-, O- and Sr-Isotope Geochemistry of the Vendian Shuram-Vonoka Anomaly and Associated Metasedimentary Rocks in the Inner Part of the Patom Upland (Central Siberia)

B. G. Pokrovsky¹, *, M. I. Bujakaite¹, A. A. Kolesnikova¹, O. L. Petrov¹, M. S. Khlebnikov¹

¹*Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

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

The Imnyakh Formation in the East of Mama-Bodaibo synclinorium (inner zone of the Patom Upland) has a thickness of 1500–1800 m and consists of crystalline limestones (marbles) and carbonate shales (metamorphic marls). The isotopic composition of carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{average}} = -9.0 \pm 0.4\text{‰}$) and strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70810\text{--}0.70845$) of these deposits is completely identical to the unmetamorphosed limestones of the Zhuya Group (outer zone) and the Torgo Formation (adjacent part of the Siberian Platform), which are comparable with the global the Ediacaran C-isotope event named the Shuram–Wonoka. The present-day strontium contents in the marbles of the Imnyakh Formation are as high (up to 6290 $\mu\text{g/g}$) as in the limestones of the Zhuya Group of the deepest parts of the Patom Paleobasin. Thus, we can talk about, on the one hand, a weak metamorphic influence on the strontium content. On the other hand, metamorphic processes, however, led to the removal of a heavy oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}_{\text{average}} = 17.2 \pm 1\text{‰}$), depleting its isotopic composition by 3–4‰ relative to unmetamorphic limestones. Wide variations in the values of $\delta^{13}\text{C}$ (–4.0...7‰) and $\delta^{18}\text{O}$ (15.2...23.4‰) are characteristic of carbonates of pre-Imnyakh black carbonate-bearing shales and deep black crystalline limestones of the Khomolkho and Ugakhan formations and indicate strong postsedimentary alterations. Nevertheless, their Early Vendian (Early Ediacaran) age is confirmed by such features as position in the section, abnormally high $\delta^{13}\text{C}$ values, and the minimum value $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70753$, established in a sample with a strontium content of 11700 $\mu\text{g/g}$. Although the isotope systems of carbonates of the Sogdiondon and Vitims formations ($\delta^{13}\text{C}$: –14.2...–3.7‰, $\delta^{18}\text{O}$: 12.2...13.4‰, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.71120...0.71337), occurring at the base of the Neoproterozoic sequence on the Zhuya River, they underwent even stronger modification, it is possible that the $\delta^{13}\text{C}$ values in these formations were initially negative. Crystalline limestones and carbonate shales of the metamorphosed analogs of the Zhuya Group from the mouth of the Mama River (West of synclinorium) in terms of the isotopic composition of carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{average}} = -9.5 \pm 0.7\text{‰}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}_{\text{average}} = 17.3 \pm 1.8\text{‰}$) are close to the Imnyakh Formation. The current problems of correlation, age, duration, and origin of the largest in geological history negative C-isotope anomaly are discussed.

Keywords: C-, O- and Sr-isotope geochemistry, chemostratigraphy, Vendian, Ediacaran, Shuram–Vonoka event, Central Siberia.

УДК 551

МИНЕРАЛОГО-КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ И Rb–Sr ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ ТЕРРИГЕННЫХ ГЛОБУЛЯРНЫХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ МААСТАХСКОЙ СВИТЫ (НИЖНИЙ ВЕНД, ОЛЕНЕКСКОЕ ПОДНЯТИЕ)

© 2021 г. Т. А. Ивановская^{a, *}, Т. С. Зайцева^b, Б. Б. Звягина^a, Б. А. Сахаров^a,
Б. Б. Кочнев^c, Г. В. Константинова^b, О. В. Доржиева^d, Е. В. Покровская^a

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

^bИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН,
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

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

^cНовосибирский государственный университет,
ул. Пирогова, 2, Новосибирск, 630090 Россия

^dИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

*e-mail: tat.ivanovskaya2012@yandex.ru

Поступила в редакцию 18.12.2020 г.

После доработки 05.03.2021 г.

Принята к публикации 26.04.2021 г.

В работе впервые рассматриваются минералогические, структурно-кристаллохимические и изотопно-геохронологические особенности двух образцов глобулярных слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда (ГСС), отобранных из терригенных пород в двух разрезах нижней подсвиты маастахской свиты нижнего венда (рр. Хорбусуонка и Улахан-Сололи, северо-западный склон Оленекского поднятия). Методом моделирования дифракционных картин в обоих образцах были определены: содержание разбухающих слоев (9, 10%), типы разбухающих слоев (сметитовые и вермикулитоподобные) и их соотношение в трехкомпонентной смешанослойной структуре, параметр $c \sin \beta$ (9.98 Å) слюистых слоев, фактор ближнего порядка, характеризующий характер чередования слоев ($R = 2, 3$). Значения параметра элементарной ячейки b (9.027, 9.039 Å) соответствуют Al–Fe диоктаэдрическим слоистым силикатам, которые представлены Fe-иллитами (степень алюминиевости 0.71 и 0.82, содержание K_2O – 7.77 и 8.40%). Rb–Sr датирование маастахских ГСС впервые проведено в сочетании с расчетом теоретической картины распределения катионов в их структурах, результаты расчетов сопоставлены (с помощью программы “Optima”, дополненной “Irmes”) с данными мессбауэровской и ИК-спектроскопии. Полученные Rb–Sr датировки (Хорбусуонка и Улахан-Сололи: $1033, 913 \pm 12$ млн лет соответственно) “удревнены” по отношению к возрасту маастахской свиты венда ($\sim 640 \pm 5$ млн лет), что указывает на терригенное происхождение изученных зерен. Показано, что возраст ГСС из маастахской свиты близок возрасту сходным по составу аутигенным минеральным образованиям из среднерифейских нижнехайпахских отложений, изученных ранее (1172 ± 18 и 1112 ± 24 млн лет). Возраст образцов из маастахской свиты характеризуется меньшими значениями, что могло быть обусловлено начальным катионным разупорядочением в структуре ГСС и частичной потерей радиогенных изотопов в процессе перемыва и переотложения зерен Fe-иллита в осадки маастахской свиты, а возможно, и при катагенетических изменениях.

Ключевые слова: терригенные глобулярные слоистые силикаты, Fe-иллит, Rb–Sr изотопный возраст, мессбауэровская и инфракрасная спектроскопия, маастахская свита, Оленекское поднятие.

DOI: 10.31857/S0024497X21050037

Глобулярные слоистые силикаты (ГСС) глауконит-иллитового ряда из отложений верхнего протерозоя Оленекского поднятия изучались авторами ранее, обобщенные структурно-кристаллохимические и изотопно-геохронологические данные приведены в работах [Ивановская и др.,

2012, Зайцева и др., 2017, 2018]. Были исследованы образцы из сыгынахтахской свиты нижнего рифея, а также из глауконитсодержащих пород среднего рифея – арымасской, дебенгдинской и нижней части хайпахской свит. Их изотопный возраст, полученный по аутигенным разновидно-

стям глобуль (образованным *in situ*), может быть как стратиграфически значимым [Зайцева и др., 2017], так и “омоложенным”, что связано с интенсивными вторичными изменениями глауконит-иллитовых минералов на разных стадиях литогенеза [Зайцева и др., 2018]. Аллотигенные зерна глауконит-иллитового ряда, которые претерпели перемыв в мелководно-морских условиях, изучались только в терригенно-карбонатных породах нижнего кембрия Оленекского поднятия – в верхней части кессюсинской серии и в основании эркекетской свиты [Ивановская и др., 2019]. По ним получены “омоложенные” датировки. Среди представительной коллекции рифейских образцов глобулярных слоистых силикатов (ГСС) глауконит-иллитового состава (около 100 образцов, коллекция Т.А. Ивановской и Т.С. Зайцевой), отобранных из разрезов Оленекского и Анабарского поднятий, Учуро-Майского региона, Южного Урала и п-ва Средний, терригенные зерна слоистых силикатов, переотложенные из древних отложений, характеризующиеся “удревненным” изотопным возрастом, не отмечались. Впервые подобные зерна встречены авторами в двух образцах терригенных пород в нижней подсвите маастахской свиты нижнего венда Оленекского поднятия. Минералогическим, структурно-кристаллохимическим и изотопно-геохронологическим характеристикам этих двух образцов, представленных минералами глауконит-иллитового ряда, посвящена настоящая работа.

“Удревненные” Rb–Sr и K–Ar возрасты наблюдались преимущественно в мезо-кайнозойских отложениях, где их появление связывают с наследованием радиогенных ^{87}Sr и ^{40}Ar от минералов-предшественников. В этом случае не происходила полная перекристаллизация минералов-предшественников (“глауконитизация”), сопровождающаяся увеличением содержания K_2O в структуре минерала до 6.5–8% и изгнанием унаследованных радиогенных элементов. Кроме того, “завышенные” возрасты образцов объясняют присутствием переотложенных (терригенных) зерен глауконита, в разной степени сохранивших свои изотопные системы [Рубинштейн, 1959; Фирсов, Сухорукова, 1968; Николаева, 1977, 1986; Odin, Dodson, 1982; Clauer et al., 1992].

Важнейшей особенностью тонкодисперсных низкозарядных K-диоктаэдрических слюистых минералов (слоевой заряд $\approx 0.6\text{--}0.85$ на формульную единицу (ф.е.) при расчете на анионный состав $\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) и, в частности, их Fe-содержащих разновидностей является широкое разнообразие изоморфных замещений катионов в октаэдрических сетках 2 : 1 слоев. В настоящей работе используется обобщенная классификация этих минералов, в которой учитываются как рекомендации номенклатурных комитетов IMA и AIPEA

[Rieder et al., 1998; Guggenheim et al., 2006], так и дополнения и расширения, основанные на многолетних исследованиях представительной коллекции образцов из отложений от нижнего рифея до нижнего кембрия включительно, а также анализа литературных данных [Коссовская, Дриц, 1971; Дриц, Коссовская, 1991; Дриц и др., 2013; Ивановская и др., 2012, 2015; Zviagina et al., 2017; Зайцева и др., 2019, 2020]. В соответствии с этой классификацией, среди низкозарядных K-диоктаэдрических слюид выделяются два изоморфных ряда, которые включают разновидности, соответственно, с низким (≤ 0.3 ф.е.) и повышенным (> 0.3 ф.е.) содержанием катионов Fe. Первый ряд представлен разновидностями от иллитов с низким содержанием катионов Fe и Mg до алюмоселадонитов через иллиты с повышенным содержанием катионов Mg. Среди Mg-богатых иллитов встречаются разновидности с суммарным содержанием катионов Fe ~ 0.3 ф.е. Эти железосодержащие разновидности одновременно принадлежат и ко второму композиционному ряду – изоморфной серии Fe-содержащих K-диоктаэдрических слюид, которые подразделяются на четыре группы по степени алюминиевости ($K_{\text{Al}} = {}^{\text{VI}}\text{Al}/({}^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+} + {}^{\text{VI}}\text{Al})$): 1) иллиты, в том числе собственно Fe-содержащие Mg-богатые иллиты ($K_{\text{Al}} > 0.8$) и Fe-иллиты ($0.6 < K_{\text{Al}} \leq 0.8$); 2) Al-глаукониты ($0.5 \leq K_{\text{Al}} \leq 0.6$); 3) глаукониты ($K_{\text{Al}} < 0.5$) и 4) селадониты ($K_{\text{Al}} < 0.2$). Последние относятся к истинным слюдам (заряд слоя выше 0.85). Использование данной классификации позволяет преодолеть ограничения, заложенные в номенклатуре IMA и AIPEA.

Необходимо также отметить, что при распознавании генетических разновидностей зерен глауконит-иллитового ряда – аутигенных, аллотигенных (перемытых и сгруженных на месте и/или перемещенных из соседних зон палеобассейна) и терригенных (переотложенных из более древних отложений) – авторы настоящей работы придерживаются классификации И.В. Николаевой [1977], в которой аутигенные разности рассматриваются с позиций раннедиагенетического образования слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда. Отметим также, что поскольку для зеленых глобуль традиционно используется термин “глауконит”, то при общем описании мы будем использовать термин глауконитсодержащие породы.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Рифейские отложения Оленекского поднятия (солоолийская серия) с резким угловым несогласием налегают на различные горизонты нижнепротерозойских образований и, в свою очередь, со структурным несогласием перекрываются отложениями хорбусуонской серии. В солоолий-

ской серии осорхатайтинская, сыгынахтахская и кютингдинская свиты относятся к нижнему рифею; арымасская, дебенгдинская свиты и нижняя часть хайпахской свиты включены в состав среднего рифея, а верхняя часть хайпахской свиты — в состав верхнего рифея [Комар, 1966; Семихатов, Серебряков, 1983; Зайцева и др., 2017 и др.], тогда как все три свиты хорбусуонской серии (маастахская, хатыспытская и туркутская) отнесены к венду (юдомиию). На породах хорбусуонской серии с размывом залегают отложения кессюинской серии (свиты), в верхней части которой по палеонтологическим данным проводится граница венда и кембрия [Хоментовский, 1985; Соколов, 2013 и др.].

Разрез вендских отложений Оленекского поднятия имеет достаточно сложное строение. Отчетливо выраженная нижняя граница венда обусловлена крупным предвендским перерывом в осадконакоплении, когда почти вся территория Сибирской платформы испытала воздымание, и осадконакопление, за исключением ряда прогибов по краям платформы, прекратилось. В юдомское (вендское) время уже начался плитный этап развития платформы с формированием сплошного чехла. На Сибирской платформе неметаморфизованный рифейский, а местами ранневендский чехол залегает практически горизонтально [Якшин, 1987; Короновский, Якушева, 1991; Мельников и др., 2005 и др.].

Наиболее древние отложения венда в Оленекском разрезе представлены маастахской свитой, впервые выделенной в работе [Журавлев, Сороков, 1954]. Отложения свиты залегают с размывом, а нередко и с угловым несогласием на подстилающих толщах солоолийской серии, и по мере приближения к своду Оленекского поднятия последовательно перекрывают все более древние горизонты рифея от хайпахской до арымасской свит. В основании свиты практически повсеместно прослеживаются гравийные конгломераты, лишь в верховьях р. Хорбусуонки они замещаются пачкой коричневато-зеленых тонкослоистых песчанистых аргиллитов [Журавлев, Сороков, 1954]. В наиболее полных разрезах в верхнем течении р. Хорбусуонки свита подразделяется на две подсвиты — нижнюю, терригенную и верхнюю, карбонатную, и характеризуется резкой изменчивостью мощности. Это объясняется выклиниванием нижней части подсвиты в северо-западном направлении и предхатыспытским размывом ее верхней части. Мощность нижней части свиты уменьшается с запада на восток: от 20–30 м в бассейне р. Хорбусуонка до 2–3 м в среднем течении р. Улахан-Солооли [Комар, 1966; Геологическая ..., 1983; Шпунт и др., 1979; Якшин, Воданюк, 1986; Якшин, 1987 и др.]. В наиболее северных разрезах на р. Хорбусуонке (5–8 км выше устья руч. Хайпах) терригенные породы полностью выклинива-

ются, и на известняках хайпахской свиты залегают доломиты верхней подсвиты маастахской свиты.

Нижняя подсвита маастахской свиты представлена косослоистыми гравийными конгломератами, кварцевыми гравелитами и песчаниками (от грубо- до среднезернистых), с прослоями редких алевролитов и алевритистых аргиллитов. Алевролиты и аргиллиты коричневато-зеленые, зеленые, красновато-коричневые. Песчаники желтовато-серые светлые, красновато- и зеленоватобурые рыхлые и плотные, обычно косослоистые. Маастахская свита имеет ярко выраженный трансгрессивный характер, однако распространена на ограниченной территории и имеет сравнительно незначительную мощность. Маломощность ее связана, возможно, с запаздыванием ранневендской трансгрессии на севере Сибирской платформы, а ограниченность географического распространения маастахских пород — с локальностью этой трансгрессии и/или с глубоким предхатыспытским размывом [Геологическая ..., 1983; Якшин, 1987 и др.].

На нескольких стратиграфических уровнях терригенные породы нижней подсвиты маастахской свиты содержат небольшие количества зеленых зерен глауконит-иллитового ряда, которые, как будет показано далее, имеют терригенное происхождение. До настоящего времени реконструкции фациальной обстановки образования терригенных отложений нижней подсвиты маастахской свиты не проводилось, но отмечалось, что накопление этих отложений происходило в мелководном морском бассейне [Сметанникова и др., 2013 и др.].

Верхняя подсвита маастахской свиты, мощность которой может достигать 40 м, представлена желтовато-серыми, кремевыми и светло-серыми мелкозернистыми волнисто-слоистыми, в нижней части оолитовыми и интракластовыми доломитами с конкрециями светлых и темных кремней. Породы содержат плохо сохранившиеся фрагменты матообразующих цианобактерий и накапливались в обстановках протяженной мелководной карбонатной платформы [Knoll et al., 1995].

Имеющиеся данные о возрасте маастахской свиты относятся к ее верхней карбонатной подсвите. Доломиты этого стратиграфического уровня имеют умеренно-положительные значения $\delta^{13}\text{C}$, лежащие в интервале 2.3...6.5‰ V-PDB, тогда как минимальное значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0.7082 [Knoll et al., 1995; Vishnevskaya et al., 2017]. Минимальные возрасты обломочных цирконов из песчаников в кровле маастахской свиты составляют около 600 млн лет, что в совокупности с хемотратиграфическими данными позволяет достаточно условно оценить ее возраст как ранневендский (570–600 млн лет)

[Vishnevskaya et al., 2017]. Общая мощность маастахской свиты на северном склоне Оленекского поднятия достигает 65–75 м.

Первый разрез, откуда были изучены ГСС маастахской свиты, был опробован в ходе совместных работ Т.А. Ивановской с аэрогеологами А.Г. Кацем и З.Б. Флоровой в 1987–1989 гг. (Космоаэрогеологическая экспедиция № 3) и находится на правом борту долины р. Улахан-Сололи, в 400 м юг–юго-восточнее высоты 312.0 м (70°56'10" с.ш. 124°39'15" в.д.) (рис. 1, точка 1). Нижняя подсвита маастахской свиты представлена здесь горизонтом серых кварцевых гравелитов с прослоями песчаников, мощностью около 2 м, из которых отобран образец 557. Второй разрез нижней подсвиты маастахской свиты, мощностью 25 м, расположен в верхнем течении р. Хорбусуонки, на левом ее берегу, в 3 км ниже устья руч. Хатыспыт (70°56'50" с.ш. 124°01'40" в.д.) (см. рис. 1, т. 2). Из этого разреза, в 8 м выше подошвы маастахской свиты, Б.Б. Кочневым взят образец K16-020 из слоя (5 см) рыхлых светло-зеленых глинистых песчаных алевролитов, залегающего среди пестроцветных (красноватых, бурых, серых) гравелитов и песчаников.

На рис. 1 представлены точки отбора образцов на геологической карте-схеме нижнекембрийских, вендских и рифейских отложений Оленекского поднятия (по [Якшин, 1987; Шенфиль, 1991] с изменениями).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Методика выделения мономинеральных фракций ГСС. Выделение зерен включало дробление проб, рассеивание, промывку, высушивание при комнатной температуре и разделение размерных фракций на электромагнитных сепараторах. Деление размерных фракций (0.4–0.315, 0.315–0.2, 0.2–0.16 и 0.16–0.1 мм) на плотностные в интервале плотности от 2.4 до 2.9 г/см³ (с шагом 0.05 г/см³) проводилось для обр. 557, а в обр. K16-020 – для зерен размером 0.2–0.1 мм. На заключительном этапе проводилась ультразвуковая обработка зерен и окончательное отделение их от сростков иглой под бинокулярным микроскопом.

Рентгеновская дифракция. Рентгеновские дифракционные картины образцов были получены с помощью дифрактометра D8 Advance фирмы Bruker (CuK_α излучение). Дифракционные картины регистрировались в интервале углов от 3.0° до 49.5° 2θ для ориентированных и от 16.0° до 64.0° 2θ для неориентированных порошковых препаратов. Интенсивности измерялись дискретно с шагом 0.02° θ и экспозицией 40 с.

Химический анализ. Полный силикатный анализ обр. 557 проводился классическим химическим методом (аналитик К.А. Степанова, Хи-

мическая лаборатория, ГИН РАН). Исследование микроструктуры зерен из этого образца в полированных шлифах, в отдельных сколах зерен и в участках вмещающей породы, а также полуколичественный анализ катионного состава зерен и окружающих их минералов осуществлялись с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) CamScan MV-2300, снабженного энергодисперсионной приставкой INCA-200 (Oxford-Instrument). Микроанализ проводился в точке размером 1 мкм². Погрешность измерений соответствует четвертой категории точности по требованиям Научного Совета по Аналитическим методам (ГИН РАН).

Микроструктура и состав зерен обр. K16-020 по их профилям были изучены при помощи СЭМ JEOL JSM 6510LA с энергодисперсионным спектрометром JEOL JED-2200. Разрешающая способность анализатора 6 мкм. Предел обнаружения определяемых элементов – 0.1%. Точность определения ±1% (ИГГД РАН).

Мессбауэровская спектроскопия. С помощью мессбауэровской спектроскопии оценивалось химическое и структурное состояние железа в 2 : 1 слоистых силикатах глауконит-иллитового ряда (обр. 557, K16-020). Мессбауэровские спектры были получены в ИГГД РАН при комнатной температуре на мессбауэровском спектрометре SM1201. Аппаратурная ширина линии в спектре эталонного α-Fe составляла 0.23 ± 0.01 мм/с. Угол между нормалью к образующей конуса и направлением к источнику гамма-излучения составлял 54.7° и позволял исключить асимметрию дублетов квадрупольного расщепления, связанную с ориентацией образца [Ericsson, Wäppling, 1976]. Плотность поглотителя по природному железу не превышала 5 мг/см². Качество разложения спектра оценивалось при помощи критерия Пирсона (χ²).

ИК-спектроскопия. Инфракрасные спектры поглощения обр. 557 и K16-020 были получены на ИК Фурье-спектрометре VERTEX 80v фирмы Bruker, оснащенном детектором DTGS и KBr-светоделителем (ГИН РАН). Для каждого образца проводилось 256 сканирований в средней области (4000–400 см⁻¹) в условиях вакуумной откачки с разрешением 4 см⁻¹. Предварительно истертый и спрессованный в виде таблетки с KBr образец прогревался в стеклянном бюксе с CaCl₂ в течение суток при температуре 105°C. Обработка результатов была проведена при помощи программы OPUS 7.0. Коррекция базовой линии производилась в интерактивном режиме методом рассеивания Rubberband (количество итераций – 5 и 10, соответственно, для образцов 557 и K16-020). Разложение и фиттинг области валентных колебаний ОН-групп спектров проводились с помощью программы GalacticPeakSolve™. Качество разложения оценивалось с помощью функции

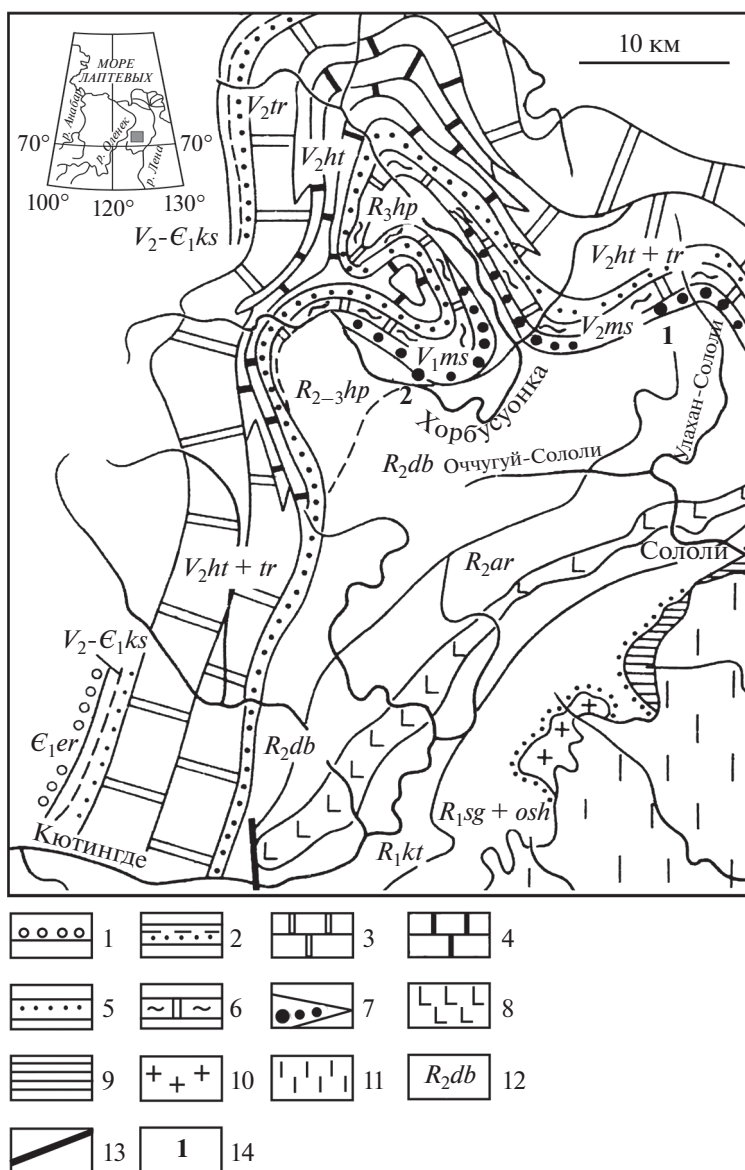


Рис. 1. Географическое положение района работ и геологическая карта-схема нижнекембрийских, вендских и рифейских отложений Оленекского поднятия со снятыми дизъюнктивными нарушениями [Якшин, 1987; Шенфильд, 1991], с дополнениями по [Зайцева и др., 2017].

Точки отбора образцов: **1** – обр. 557 (р. Улахан-Сололи), **2** – обр. К16-020 (р. Хорбусуонка).

1 – базальные конгломераты еркекетской свиты (E_{1er}); 2 – терригенно-карбонатные породы кессюсинской свиты; 3 – доломиты туркутской свиты, 4 – черные известняки и сланцы хатыспытской свиты, 5 – базальный горизонт хатыспытской свиты; 6 – доломиты с кремнями маастахской свиты; 7 – базальный горизонт маастахской свиты; 8 – силлы диабазов; 9 – отложения нижнепротерозойской экейтской свиты; 10 – дорифейские гранитоиды; 11 – пермские и четвертичные отложения; 12 – индексы свит: $R_{1sg} + osh$ – нижний рифей, сыгынахтахская и осорхатахская свиты; R_2 – средний рифей: ag – арымасская, db – дебэнгдинская свиты, и R_{2-3} – hp – (нижняя и верхняя подсвиты) хайпахской свиты; V_{1ms} – нижний венд, маастахская свита; $V_{2ht} + tr$ – верхний венд, хатыспытская и туркутская свиты, V_2-E_{1ks} – верхний венд–нижний кембрий, кессюсинская свита, E_{1er} – нижний кембрий, еркекетская свита; 13 – тектонические нарушения.

минимизации χ^2 , коэффициента корреляции R^2 , по величине остаточной среднеквадратичной ошибки (Local residual RMS error), а также по степени соответствия катионного состава образца, рассчитанного из ИК-данных, его кристаллохимической формуле.

Изотопная геохронометрия. При изучении $Rb-Sr$ систематики навески монофракций ГСС разлагали в смеси концентрированных HCl и HNO_3 при температуре $100^\circ C$ в течение трех суток. Образцы предварительно обрабатывали $1 N HCl$ для удаления Sr , адсорбированного на поверхности

зерен глауконита и/или входящего в состав аутигенных не силикатных минералов. Содержание Rb и Sr в вытяжке (L), остатке от выщелачивания (R) и в образце, не подвергавшемся выщелачиванию (W), определяли методом изотопного разбавления со смешанным индикатором ^{87}Rb – ^{84}Sr . Из этих же данных вычисляли отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Измерение изотопного состава Rb проводили на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 261, а изотопного состава Sr — на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI (ИГГД РАН). Среднее значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в изотопном стандарте NIST SRM-987 в ходе работы составляло 0.710281 ± 0.000005 ($2\sigma_{\text{ср}}$, $n = 26$). Аналитическая погрешность определения отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в минералах оценивалась равной $\pm 1\%$ (2σ), а отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ как $\pm 0.1\%$ (2σ). Воспроизводимость и правильность методики проведения исследований контролировались анализом стандартного полевого шпата NIST 70a. Среднее содержание Rb и Sr и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этом образце в процессе работы составляли соответственно 523 и 65.5 мкг/г и 1.20075. Параметры изохрон рассчитывались полиномиальным методом наименьших квадратов [McIntyre et al., 1966]. Погрешности определения Rb–Sr возраста приведены на уровне двух стандартных отклонений (2σ).

Сопоставление теоретических картин распределения катионов в октаэдрической сетке ГСС с данными инфракрасной и мессбауэровской спектроскопии. Методология реконструкции двумерного катионного распределения в октаэдрической сетке диоктаэдрических 2 : 1 слоистых силикатов базируется на представлениях Л.Г. Дайняк с соавторами [Dainyak, Drits, 1987; Dainyak et al., 2009, 2013]. Процесс реконструкции двумерного распределения октаэдрических катионов выполнен в рамках программы “Optima” [Зайцева и др., 2016, 2017], дополненной новым программным блоком “Irmes”. Этот подход основан на концепции формирования и преобразования ГСС [Odin, Dodson, 1982; Clauer et al., 1992; Горохов и др., 1995] и детально изложен в статье Т.С. Зайцевой с соавторами [2016]. Коротко суть его сводится к тому, что в обычных ситуациях для структуры “зрелого” аутигенного ГСС характерен доменно-упорядоченный характер распределения катионов. Изотопный возраст такого минерала соответствует времени раннего диагенеза вмещающих осадков. Воздействие же вторичных процессов может приводить к преобразованию структуры ГСС, потере радиогенных элементов и “омоложению” полученных изотопных датировок.

В рамках программы “Optima” рассматривались две модели: неупорядоченного распределения октаэдрических катионов (Модель 1), свойственного до-глауконитовой стадии существования

глинистой матрицы, и “доменно-упорядоченного” распределения (Модель 2), характерного для “зрелых” ГСС на завершающем этапе глауконитизации. Кроме того, в рамках новой программы “Irmes” выполнен расчет теоретических картин распределения октаэдрических катионов по данным ИК-спектроскопии, дающей информацию о составе и количестве пар катион–ОН-катион в области валентных колебаний ОН-групп (3700 – 3500 см $^{-1}$). Полученные модели сравнивались с моделями, полученными в программе “Optima”; наиболее близкое их совпадение являлось главным условием для выбора картины катионного распределения. Такой выбор оптимального варианта структуры ГСС позволял связать полученное значение изотопного возраста с конкретным геологическим (геохимическим) событием, вызвавшим структурное преобразование минерала.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Краткая характеристика пород

Изученные глауконитсодержащие терригенные породы нижней подсвиты маастахской свиты представлены гравелитами и крупно-среднезернистыми песчаниками в разрезе на р. Улахан-Сололи (обр. 557) и глинистыми песчанистыми алевролитами в разрезе на р. Хорбусуонка (обр. K16-020), расположенном в 23 км западнее первого разреза (см. рис. 1). Микроскопические исследования пород (в полированных шлифах) проводились только для обр. 557. Для образцов 557 и K16-020 с помощью рентгенографического метода также изучались отдельные минералы и глинистые фракции, выделенные из вмещающих пород.

Образец 557. Песчаники и гравелиты (обр. 557) светло-желтоватые и серые, массивные и косо-слоистые, прослоями сильно выветрелые и иногда ожелезненные. По составу породы кварцевые и полевошпат-кварцевые, участками глинистые, с зернами слоистых силикатов зеленого цвета (1–5%), с многочисленными бесцветными чешуйками мусковита (до 0.4 мм), выделениями лейкоксена, анатаза, органического вещества (ОВ), гидроксидов Fe буровато-желтого цвета и др. Зерна кварца и К-полевых шпатов часто трещиноватые и несут следы коррозии (рис. 2, 3). Акцессорные минералы представлены рутилом, цирконом, монацитом, турмалином, амфиболами и др.

В породах интенсивно развиты процессы конформации, микролитолитизации и инкорпорации; преобладает конформно-регенерационный кварцевый и полевошпат-кварцевый цемент, реже поровое пространство заполнено глинистыми минералами или слюдисто-кварцевым агрегатом, а также гематитом и гетитом (см. рис. 3).

Образец K16-020. Глинистые глауконитсодержащие светло-зеленые песчанистые алевролиты

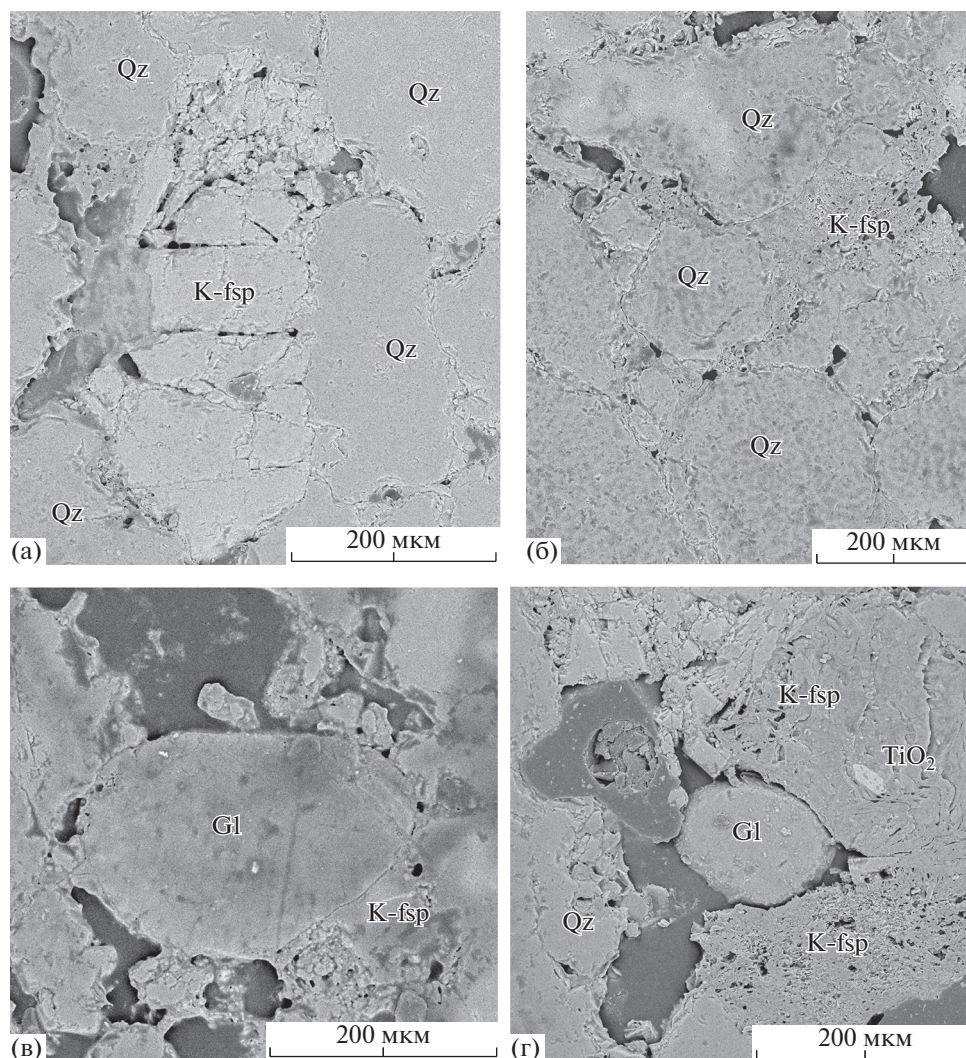


Рис. 2. Микрофотографии песчаников нижней подсвиты маастахской свиты в СЭМ (обр. 557): а, б — зерна кварца и полевого шпата разной степени выветривания, в, г — участки песчаников с глобулами слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда.

Сокращения — кварц (Qz), К-полевые шпаты (K-fsp), глобулярные слоистые силикаты (Gl), рутил (TiO_2). Темные участки — органическое вещество (OB).

(обр. K16-020) по составу кварцевые с примесью полевых шпатов, с зелеными зернами слоистых силикатов (до 5%), многочисленными бесцветными чешуйками мусковита (до 0.4 мм) и титанистыми образованиями лейкоксенового типа. Акцессорные минералы такие же, как в обр. 557.

Рентгеновские исследования глинистых фракций обр. 557 (<0.6 мкм, <1 мкм) и обр. K16-020 (<5 мкм) показали следующее. В образцах на дифрактограммах ориентированных препаратов в воздушно-сухом, насыщенном этиленгликолем и прогретом при 550°C состояниях наблюдается серия базальных отражений, позволяющая судить о преобладании слюдяного минерала с малым количеством разбухающих слоев. В качестве незна-

чительной примеси в образцах отмечаются каолинит, кварц, полевые шпаты и ярозит. На дифрактограммах, полученных от неориентированных препаратов образцов, значения $d(060) \sim 1.500 \text{ \AA}$ (параметр элементарной ячейки $b = 9.000 \text{ \AA}$), что соответствует диоктаэдрическому слюдяному минералу Al-состава.

Структура и минеральный состав маастахских терригенных пород указывают на вторичные преобразования, в целом характерные для зоны глубинного катагенеза. Об этом свидетельствуют мозаичные (конформно-регенерационные) и фестончатые структуры; новообразованные кварц и полевые шпаты, нередко образующие регенерационные каемки; часто встречающиеся скопле-

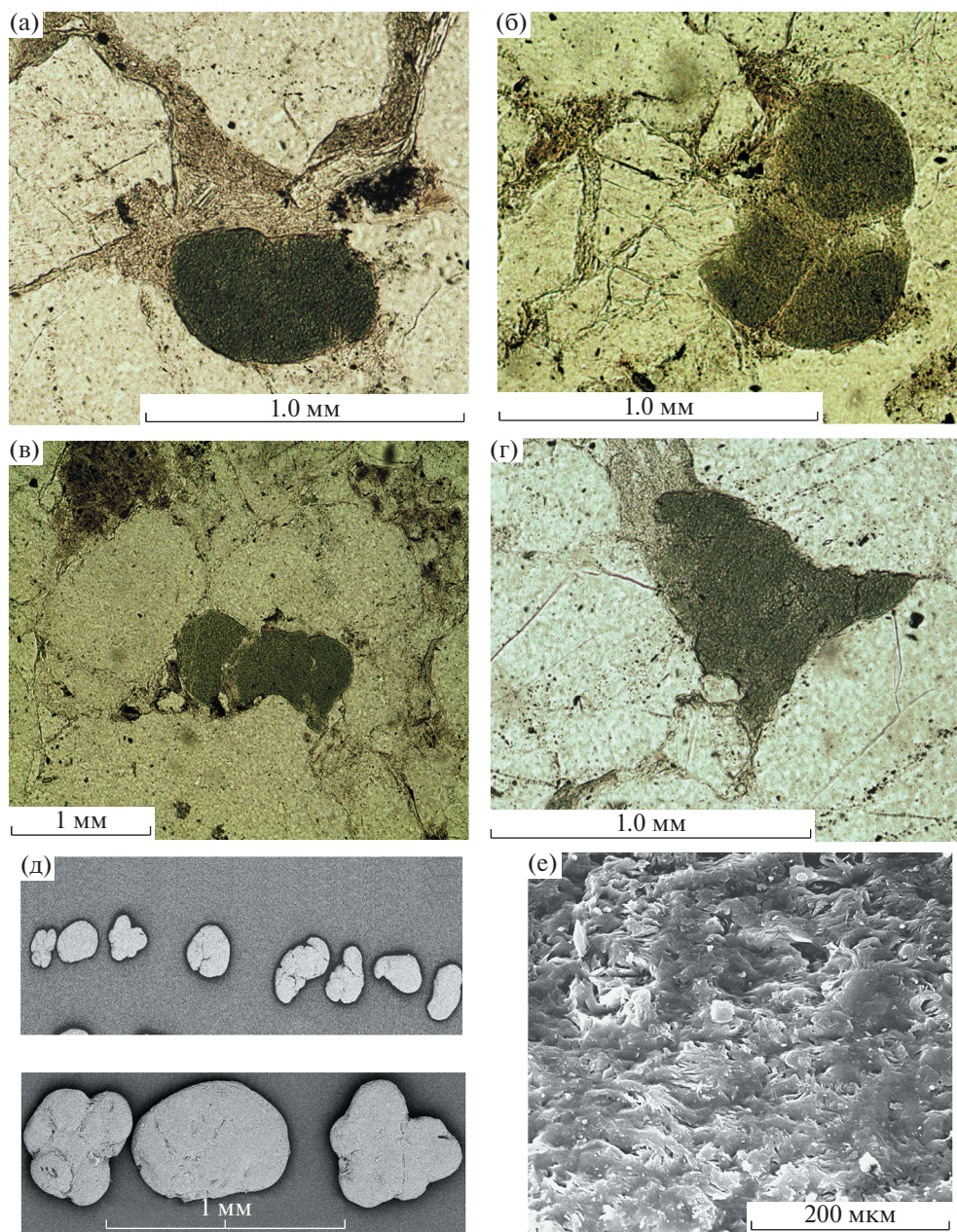


Рис. 3. Макро- и микроскопические особенности зерен слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда обр. 557. а–г — фотографии петрографических шлифов: а, б — зерна, практически сохранившие глобулярную форму, в — зерно, слабо деформированное, г — цементная масса, образованная при давлении более плотных соседних зерен на глобули в процессе гравитационного уплотнения породы; д, е — микрофотографии в СЭМ: д — внешний вид глобуль, е — микроструктура внешней поверхности одной из глобуль.

ния лейкоксена и др. Глинистые минералы представлены диоктаэдрическими слюистыми минералами Al-состава.

При поднятии территории в процессе регрессивного катагенеза и в гипергенезе произошло частичное замещение тонкодисперсного слюисто-кварцевого цемента каолинитом, гематитом, гетитом, а в отдельных участках — частичная дезинтеграция пород.

Минералогическая характеристика зерен ГСС

В обр. 557 размер зерен колеблется от 0.4 до 0.1 мм, но преобладает размерная фракция 0.315–0.2 мм, которая делилась на плотностные фракции. В этой размерной фракции присутствуют, в основном, зерна плотностью 2.6–2.65 (40%) и 2.65–2.7 (45%) г/см³, а в подчиненном количестве — плотностью 2.7–2.75 (15%) г/см³, которые анализировались совместно. Таким образом, в обр. 557

Таблица 1. Рентгеноструктурные характеристики изученных образцов нижней подсвиты маастахской свиты

№ обр.	Размер зерен, мм	Плотность зерен, г/см ³	Состояние образца	Разбухающие слои				Слюдистые слои, $c\sin\beta$, Å	R	$d(060)$, Å	Параметр b , Å	$c\cos\beta/a$,
				сметитовые		вермикулитовые						
				h , Å	%	h , Å	%					
557	0.315—0.2	2.6—2.75	возд. -сух.	12.5	5	14.4	4	9.98	3	1.5065	9.039	—0.390
			эт. -гл.	16.85	6	14.0	3					
K16-020	0.2—0.1	2.6—2.7	возд. -сух.	12.5	5	14.2	3	9.98	2	1.5045	9.027	—0.390
				15.1	2							
			эт. -гл.	16.75	7	14.0	3					

Примечание. Образцы в воздушно-сухом (возд.-сух.) и насыщенном этиленгликолем (эт.-гл.) состояниях; h – высота разбухающих слоев, R – фактор ближнего порядка.

детально исследовались зерна размером 0.315–0.2 мм, плотностью 2.6–2.75 г/см³. Цвет изученных зерен зеленый разной интенсивности, форма неправильная (полуугловатая, угловатая и др.), нередко деформированная окружающими более плотными зернами кварца и К-полевых шпатов, а также глобулярная (округлая, овальная, почковидная, мозговидная и др.) (см. рис. 2в, г, 3а–д).

В обр. K16-020 преобладают зерна размером 0.2–0.1 мм, плотностью 2.6–2.7 г/см³ светло- и темно-зеленого цвета, разной формы (округлой, овальной, угловатой и др.); именно эти зерна изучались в работе.

Изученная с помощью СЭМ внутренняя структура зерен является характерной для ГСС глауконит-иллитового состава и образована плавно изгибающимися, по-разному ориентированными микрокристаллами размером 1–3 мкм (см. рис. 3е).

Рентгенографические данные ГСС

Особенности дифракционных картин от ориентированных препаратов. Дифрактограммы, полученные от природных и насыщенных этиленгликолем препаратов обр. 557 и K16-020, являются типичными для слюдистых минералов с небольшим количеством разбухающих межслоев (рис. 4). На дифрактограммах природных образцов регистрируется нецелочисленная серия отражений с $d = 10.33$ и 10.35 для первого базального рефлекса, которые смещаются в сторону больших углов 2θ при насыщении препаратов этиленгликолем до значений $d = 10.01$ и 9.938 соответственно. Моделирование экспериментальных дифракционных картин [Sakharov et al., 1999] показало, что в смешанослойной структуре ГСС обр. 557 и K16-020 слюдистые и разбухающие слои (сметитовые и вермикулитоподобные, или высокозарядные сметитовые) чередуются в соотношении

ях 0.91 : 0.09 и 0.90 : 0.10 с максимально возможной степенью порядка при факторе ближнего порядка R , равном 3 и 2 соответственно [Дриц, Сахаров, 1976; Sakharov, Lanson, 2013]. Высоты и концентрации сметитовых и вермикулитоподобных слоев для воздушно-сухого и насыщенного этиленгликолем препаратов приведены в табл. 1.

Особенности порошковых дифрактограмм. Для обоих образцов, приготовленных из зерен слоистых силикатов, характерны четкие и интенсивные рефлекссы 11/1, 20/ (рис. 5), что свидетельствует о высокой степени структурной упорядоченности слюдистых минералов, содержащих небольшое число дефектов упаковки. Это позволяет определить параметры структуры минерала, b и $c\cos\beta/a$, используя значения $c\sin\beta$, установленные для слюдистых слоев при моделировании дифрактограмм ориентированных образцов, и величины $d(060)$, $d(\bar{1}12)$ и $d(112)$, с учетом, что $a = b/\sqrt{3}$ (см. табл. 1) [Дриц и др., 1993].

Кристаллохимические особенности ГСС

Общие кристаллохимические формулы были рассчитаны по данным полного силикатного анализа (обр. 557) и по усредненным результатам полуколичественного микронзондового анализа (обр. K16-020), с учетом данных термического анализа, позволившего рассчитать содержание воды в структуре минералов (табл. 2, 3). При этом принималось во внимание соотношение $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, полученное методом мессбауэровской спектроскопии. Катионные составы образцов приводятся в расчете на анионный каркас $\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ (см. табл. 3, анализы 1, 2).

В обобщенной классификации, как отмечалось выше, низкозарядные Fe-содержащие К-диоктаэдрические слюды подразделяются на три группы по степени алюминиевости $K_{\text{Al}} = {}^{\text{VI}}\text{Al}/({}^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+} + {}^{\text{VI}}\text{Al})$: иллиты (в том числе соб-

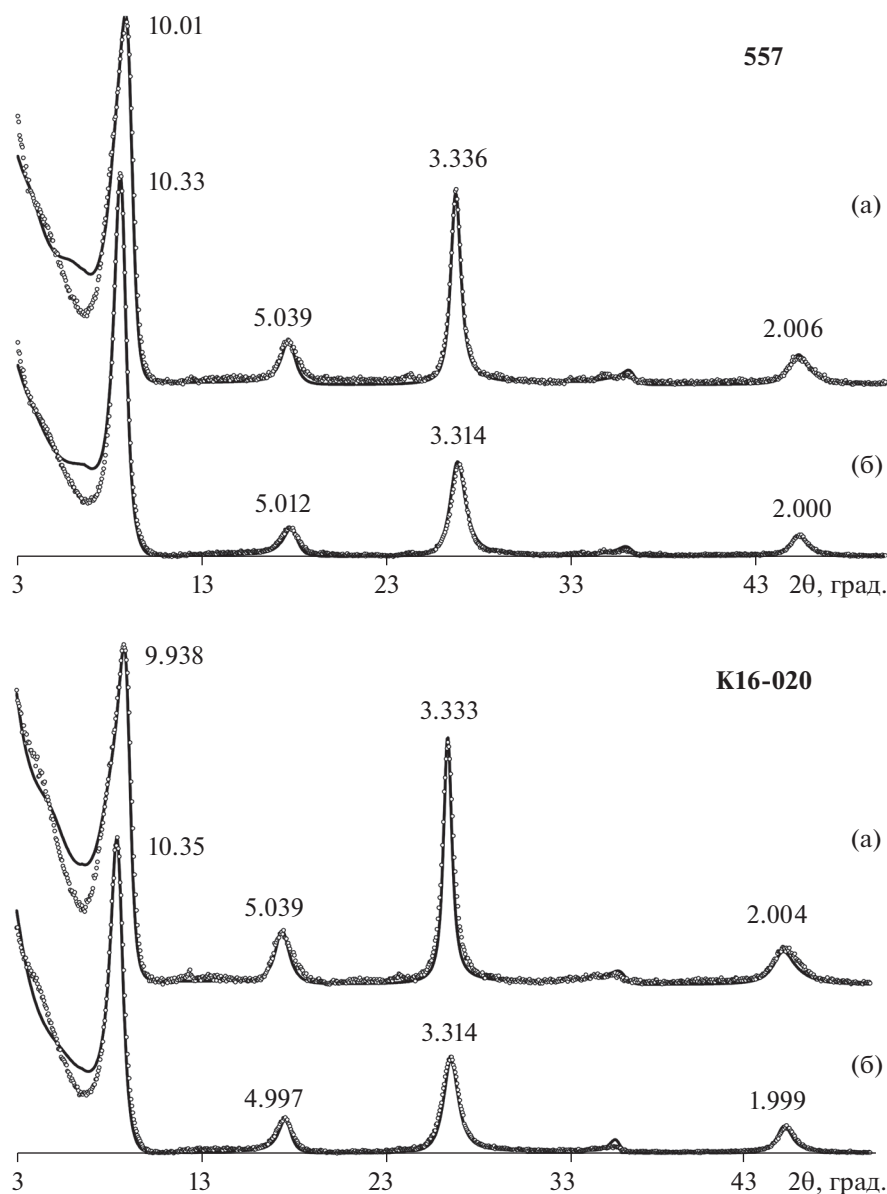


Рис. 4. Дифрактограммы образцов 557 и K16-020, полученные для ориентированных препаратов ГСС (кружки) в воздушно-сухом (а) и насыщенном этиленгликолем (б) состояниях, и их сравнение с дифракционными картинками (сплошные линии), рассчитанными для моделей смешанослойных структур Fe-иллит–сметит, параметры которых даны в табл. 1.

ственно Fe-содержащие Mg-богатые иллиты ($K_{Al} > 0.8$), Fe-иллиты ($0.6 < K_{Al} \leq 0.8$), Al-глаукониты ($0.5 \leq K_{Al} \leq 0.6$) и глаукониты ($K_{Al} < 0.5$). В работе Б.Б. Звягиной с соавторами [2017] показано, что каждая из этих групп характеризуется конкретной комбинацией диапазонов колебания параметров элементарной ячейки b , $c \sin \beta$, $c \cos \beta / a$ и, помимо K_{Al} , дополнительными параметрами катионного состава — суммарным содержанием катионов Al (Al_{total}) и Fe (Fe_{total}), а также специфическими ИК-спектроскопическими особенностями.

В обоих образцах отмечается относительно высокое содержание межслоевых катионов K (ф.е.), характерное для низкозарядных слюдистых минералов — 0.71 (обр. 557) и 0.74 (обр. K16-020). Содержание тетраэдрических катионов в образцах является близким, так же, как и содержание катионов ^{VI}Mg (см. табл. 3, ан. 1, 2).

В обр. 557 катионный состав ($^{VI}Al = 1.20$; $Al_{total} = 1.66$; $Fe^{3+} = 0.49$; $Fe_{total} \sim 0.6$ ф.е.; $K_{Al} = 0.71$) и параметры элементарной ячейки ($b = 9.039 \text{ \AA}$, $c \sin \beta = 9.98 \text{ \AA}$, $c \cos \beta / a = -0.390$) почти по всем

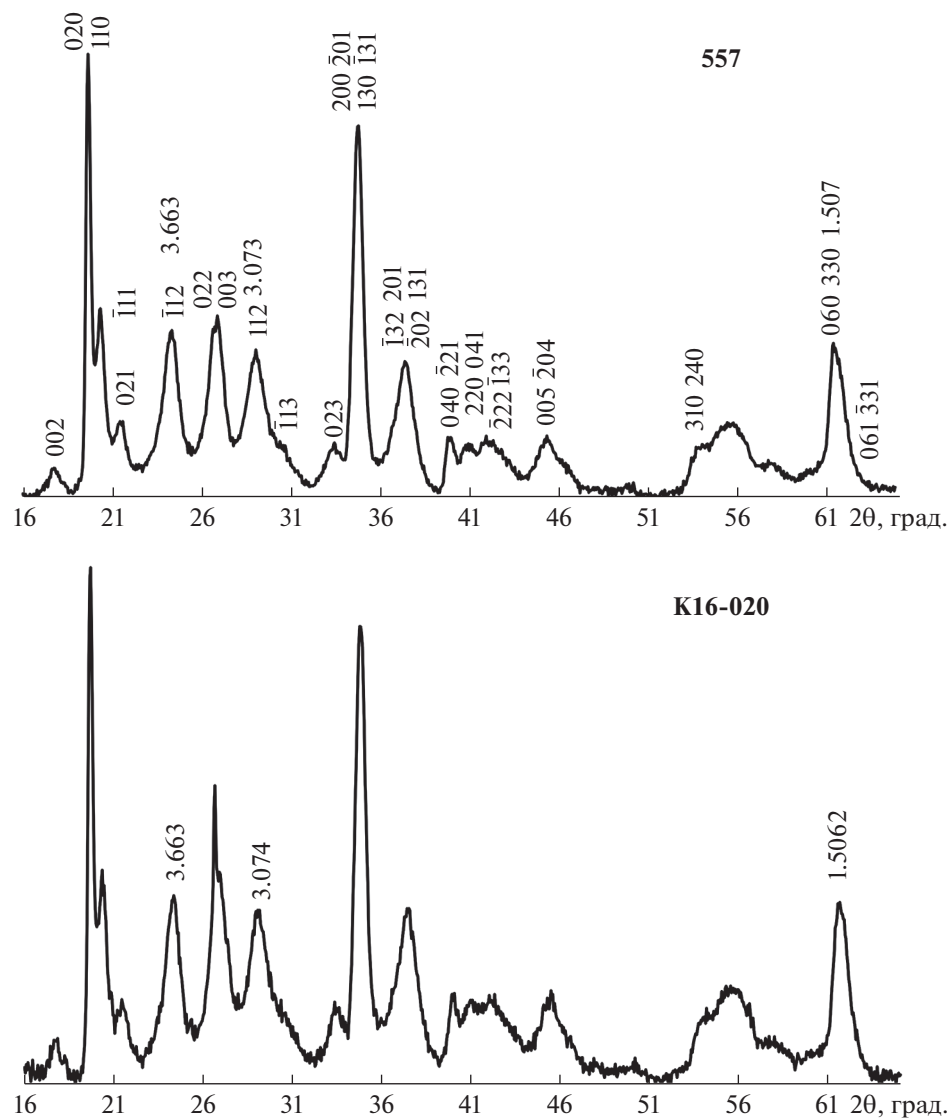


Рис. 5. Дифрактограммы образцов 557 и K16-020, полученные для неориентированных препаратов ГСС.

параметрам соответствуют Fe-иллитам [Zviagina et al., 2017].

В обр. K16-020 изученный минерал характеризуется более высоким содержанием ^{VI}Al (1.41, $Al_{total} = 1.88$ ф.е.) и более низким – Fe^{3+} (0.31,

$Fe_{total} \sim 0.4$ ф.е.). Величины K_{Al} (0.82) и Fe_{total} являются пограничными между Fe-иллитами и собственно иллитами, в то время как наблюдаемое значение Al_{total} более характерно для иллитов. Параметры элементарной ячейки $b = 9.027 \text{ \AA}$ и

Таблица 2. Химический состав изученных образцов нижней подсвиты маастахской свиты, Оленекское поднятие (мас. %)

№ обр.	Размер зерен, мм	Плотность зерен, г/см ³	Оксиды								Σ
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
557	0.315–0.2	2.6–2.75	49.59	19.72	9.81	1.42	1.87	—	0.28	7.77	90.46
K16-020	0.2–0.1	2.6–2.7	51.01	23.14	5.87	1.43	1.86	0.15	0.04	8.40	91.90

Примечание. Содержание воды в обр. 557, по данным полного силикатного анализа, составляет 9.57%; в обр. K16-020, по данным термического анализа – 8.1%. Результаты анализов приведены с уточнением соотношения двух- и трехвалентного железа по данным мессбауэровской спектроскопии.

Таблица 3. Кристаллохимические формулы глобулярных слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда (ф.е.) из докембрийских отложений Оленекского поднятия

№ пп	№ обр.	Размер зерен, мм	Плотность зерен, г/см ³	Катионы										VIAl / (VIAl + VIFe ³⁺)	Заряды			Fe ²⁺ /Fe ³⁺
				тетраэдри- ческие		октаэдрические					межслоевые				тетраэдрические	октаэдрические	межслоевые	
				Si	Al	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Σ _{окт}	K	Na	Ca					
Нижний венд, нижняя подсвита маастахской свиты																		
1	557*	0.315—0.2	2.6—2.75	3.54	0.46	1.20	0.49	0.12	0.20	2.01	0.71	0.04	Нет	0.71	15.54	5.71	0.75	0.24
2	K16-020*	0.2—0.1	2.6—2.7	3.53	0.47	1.41	0.31	0.08	0.19	1.99	0.74	0.01	0.01	0.82	15.53	5.70	0.77	0.27
Средний рифей, нижняя подсвита хайпахской свиты																		
3	576	0.4—0.2	2.6—2.7	3.56	0.44	1.26	0.38	0.14	0.28	2.06	0.63	0.01	0.01	0.77	15.56	5.76	0.66	0.37
4	575*	0.4—0.2	2.65—2.7	3.70	0.30	1.09	0.50	0.21	0.23	2.03	0.64	0.01	Нет	0.69	15.70	5.65	0.65	0.41
5	577/6*	0.4—0.2	2.6—2.7	3.63	0.37	1.06	0.42	0.24	0.33	2.07	0.65	0.05	0.05	0.72	15.63	5.58	0.80	0.58
6	577/2	0.4—0.2	2.45—2.5	3.69	0.31	1.03	0.51	0.18	0.29	2.01	0.65	0.02	0.04	0.67	15.69	5.56	0.75	0.35
7	552	0.63—0.2	2.6—2.7	3.59	0.41	1.22	0.41	0.14	0.25	2.02	0.65	0.04	0.02	0.75	15.59	5.67	0.73	0.34
8	552a	0.63—0.2	2.5—2.65	3.69	0.31	1.15	0.41	0.18	0.26	2.00	0.66	0.04	0.02	0.74	15.69	5.56	0.74	0.44

Примечание. K_{Al} – степень алюминиевости $V^{VI}Al/(V^{VI}Fe^{3+} + V^{VI}Al)$. * – выделены анализы с уточненным соотношением двух и трехвалентного железа по данным мессбауэровской спектроскопии. Формулы 3–8 взяты из работы [Ивановская и др., 2012].

$c \sin \beta = 9.98 \text{ \AA}$ типичны как для Fe-иллитов, так и для собственно иллитов. Как и в случае обр. 557, величина $|\cos \beta/a| = 0.390$ повышена и более характерна для собственно иллитов, однако диагностическое значение этого параметра здесь не столь велико, как в случае селадонитов и алюиноселадонитов [Zviagina et al., 2017]. Таким образом, можно заключить, что, по катионному составу и параметрам элементарной ячейки, обр. K16-020 является пограничным между собственно иллитами и Fe-иллитами (далее в работе обр. K16-020 мы относим к Fe-иллиту).

Следует подчеркнуть, что любая, даже самая подробная классификация является отчасти условной, так как всегда основывается на ограниченном массиве экспериментальных данных. Более того, промежуточное положение образца ГСС в классификации слюистых минералов может быть связано с высокой степенью его кристаллохимической гетерогенности, проявляющейся на микро- и нано-уровнях, когда глобулы представляют собой физическую смесь индивидуальных слюистых разновидностей в широком диапазоне составов [Дриц и др., 2013].

ИК-спектроскопия ГСС

Профиль и положения полос поглощения в средней области ИК-спектров изученных образцов (рис. 6) типичны для Fe-иллитов и отражают гетерогенность их катионного состава. Наиболее информативными с диагностической точки зре-

ния являются области деформационных и валентных колебаний Si–O ($600\text{--}400$ и $\sim 1200\text{--}850 \text{ см}^{-1}$) и область валентных колебаний OH-групп ($3700\text{--}3500 \text{ см}^{-1}$) [Zviagina et al., 2017, 2020]. Спектры обр. 557 и обр. K16-020 в области деформационных и валентных колебаний Si–O практически совпадают по профилю и положению полос, что согласуется с почти идентичным катионным составом их тетраэдрических сеток и близким составом октаэдрических катионов. В области деформационных колебаний Si–O ($600\text{--}400 \text{ см}^{-1}$) отмечаются три полосы поглощения, характерные для Fe-содержащих K-диоктаэдрических слюистых минералов с относительно высоким содержанием катионов Al: Si–O (433 см^{-1}), Si–O–Si (473 см^{-1}) и Si–O–Al^{VI} (522 см^{-1}). Положения этих полос хорошо согласуются со значениями, приведенными в работах [Zviagina et al., 2017, 2020], для K-диоктаэдрических слюд с $K_{Al} \geq 0.6$ ($434\text{--}440$, $469\text{--}471$ и $514\text{--}526 \text{ см}^{-1}$ соответственно). В области валентных колебаний Si–O в спектрах обоих образцов наблюдается интенсивная полоса при 1020 см^{-1} и плечо при 1080 см^{-1} , что соответствует колебаниям $\nu(\text{SiO})$ и $\nu(\text{SiO}_{\text{apical}})$ в Fe-содержащих K-диоктаэдрических слюдах ($987\text{--}1017$ и $1070\text{--}1100 \text{ см}^{-1}$ соответственно) [Zviagina et al., 2017, 2020].

Область валентных колебаний OH-групп является результатом наложения индивидуальных полос поглощения, которые соответствуют OH-группам, связанным с различными типами пар

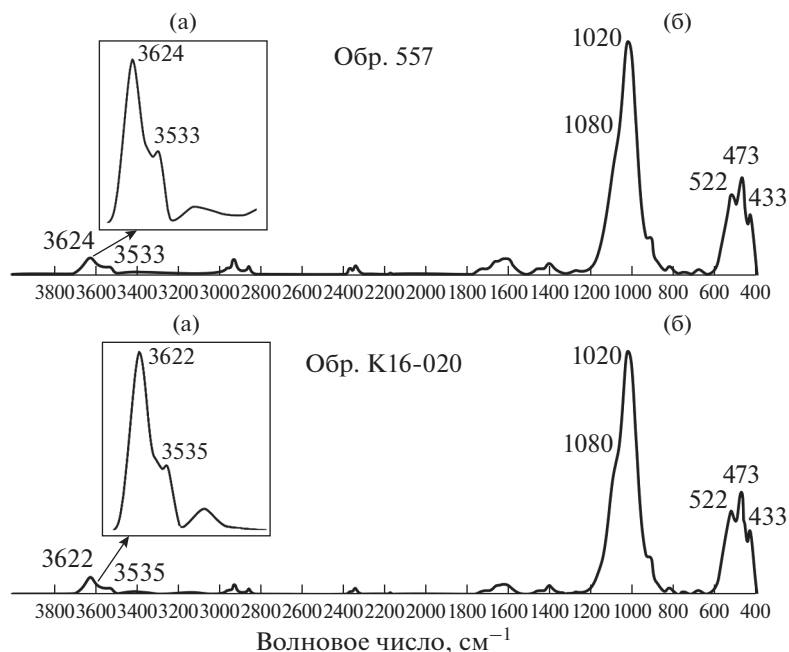


Рис. 6. ИК-спектры обр. 557 и K16-020 в средней области: области валентных колебаний OH-групп (а) и деформационных и валентных колебаний Si—O (б).

октаэдрических катионов [Besson, Drits, 1997a, б; Zviagina et al., 2020]. Спектры обр. 557 и K16-020 в этой области близки как по профилю, так и по положениям полос, типичным для Fe-иллитов. В обоих спектрах наблюдаются две широкие полосы поглощения при 3533–3535 и 3622–3624 см^{-1} , причем вторая из них, которая включает колебания OH-групп, связанных с катионами Al и Mg, значительно интенсивнее первой, которая относится к колебаниям, связанным с катионами Fe. В спектре обр. 557 полоса, включающая колебания, связанные с катионами Fe, более интенсивна по сравнению с соответствующей полосой в спектре обр. K16-020, что обусловлено относительно более высоким содержанием катионов Fe в обр. 557.

Следует подчеркнуть, что профиль и распределение интенсивностей в области валентных колебаний OH-групп спектра обр. K16-020, который по составу ($K_{\text{Al}} = 0.82$) является пограничным между собственно иллитами ($K_{\text{Al}} > 0.8$) и Fe-иллитами ($0.6 \leq K_{\text{Al}} \leq 0.8$), типичны для Fe-иллитов и резко отличаются от наблюдаемых в иллитах (широкая полоса с максимумом при 3607–3630 см^{-1} [Zviagina et al., 2017, 2020]).

Разложение ИК-спектров обр. 557 и K16-020 в области валентных колебаний OH-групп и сопоставление индивидуальных полос поглощения проведено в соответствии с методологией, изложенной в работах [Besson, Drits, 1997a, б; Zviagina et al., 2017, 2020]. Критерием корректности разло-

жения являлось максимально близкое соответствие катионного состава образца, рассчитанного из ИК-данных, его кристаллохимической формуле, а также значения соответствующих статистических параметров (табл. 4, 5). Относительно высокие значения χ^2 связаны, по-видимому, с меньшей точностью аппроксимации профиля полосы поглощения молекул абсорбированной воды, что не отражается на степени соответствия катионного состава.

Наиболее интенсивная полоса с максимумом при 3622 см^{-1} в спектре обр. 557 является результатом наложения полос поглощения AlOHMg и AlOHAl (рис. 7). Менее интенсивная полоса при 3533 см^{-1} в спектре обр. 557 представляет собой суперпозицию полос поглощения $\text{Fe}^{2+}\text{OHFe}^{3+}$ и $\text{Fe}^{3+}\text{OHFe}^{3+}$. Слабо выраженное плечо при $\sim 3667 \text{ см}^{-1}$ определяет полоса поглощения AlOHFe^{3+} , а также перекрывающиеся полосы $\text{Fe}^{3+}\text{OHMg}$ и AlOHFe^{2+} (см. рис. 7а, табл. 4). Общее число и положения индивидуальных полос поглощения в спектре обр. K16-020 близки к наблюдаемым в спектре обр. 557 (см. рис. 7б, табл. 4), однако отмечаются и определенные различия. В спектре обр. K16-020 отсутствует полоса $\text{Mg}^{2+}\text{OHFe}^{3+}$. Более высокая относительная интегральная интенсивность полос поглощения AlOHAl и, особенно, полосы при 3622 см^{-1} в спектре обр. K16-020 отражают более высокое содержание катионов Al в этом образце по сравнению с обр. 557. Несмотря на это, полоса AlOHMg в

Таблица 4. Положения ($\nu(\text{OH})$, см^{-1}) и относительные интегральные интенсивности (A) индивидуальных полос поглощения в области валентных колебаний ОН-групп в ИК-спектрах обр. 557 и К16-020

Полоса поглощения	$\nu(\text{OH})^*$	Обр. 557		Обр. К16-020	
		$\nu(\text{OH})$	A	$\nu(\text{OH})$	A
$\text{Fe}^{2+}\text{OHFe}^{3+}$	3521 ± 6	3516	0.029	3515	0.032
$\text{Fe}^{3+}\text{OHFe}^{3+}$	3533 ± 3	3533	0.144	3535	0.120
$\text{Mg}^{2+}\text{OHFe}^{3+}$	3561 ± 5	3556	0.018	—	—
AlOHFe^{2+}	3563 ± 3	3556	0.054	3559	0.061
AlOHFe^{3+}	3576 ± 3	3579	0/115	3579	0.124
AlOHMg^{2+}	3605 ± 5	3605	0.217	3602	0.146
AlOHAl	3621 ± 6	3625	0.198	3622	0.282
AlOHAl	3641 ± 5	3643	0.134	3641	0.120
AlOHAl	3661 ± 5	3660	0.075	3658	0.103
AlOHAl (пуг.)	3675 ± 5	3680	0.015	3672	0.013
R^2	—	0.999		0.999	
$RMS\ error$	—	4.7×10^{-5}		4.4×10^{-5}	
χ^2	—	8.38		8.48	

Примечание. * Значения волновых чисел для индивидуальных полос поглощения катион–ОН-катион [Zviagina et al., 2020].

Таблица 5. Сравнение содержания октаэдрических катионов (ф.е.) в 2 : 1 слоях ГСС маастахской свиты, рассчитанного разными методами

№ обр.	Вид анализа	Содержание октаэдрических катионов			
		Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mg
557	1	1.20	0.49	0.12	0.20
	2	1.23	0.45	0.08	0.23
К16-020	1	1.41	0.31	0.08	0.19
	2	1.37	0.40	0.09	0.15

Примечание. 1 — данные кристаллохимической формулы, 2 — данные ИК-спектроскопии.

спектре обр. 557 более интенсивна, чем в спектре обр. К16-020, что может свидетельствовать о тенденции к более высокой степени упорядоченности в распределении катионов Al и Mg в структуре обр. 557.

Распределение интенсивностей индивидуальных полос поглощения в спектрах изученных образцов позволяет сделать некоторые выводы об особенностях распределения октаэдрических катионов в их структурах. В обоих образцах катионное распределение не является полностью неупорядоченным, так как в их спектрах не выявлены полосы поглощения, соответствующие конфигурациям $\text{Fe}^{2+}\text{OHFe}^{2+}$ и MgOHFe^{2+} . На рис. 8а, б сравниваются экспериментальные значения относительных интегральных интенсивностей полос катион–ОН-катион, соответствующие относительным содержаниям пар катионов данного типа, со значениями, которые наблюдались бы

при полностью случайном катионном распределении. Эти данные показывают, что в обеих структурах отмечается тенденция к сегрегации катионов Fe^{3+} по отношению к катионам Al, так как содержания конфигураций $\text{Fe}^{3+}\text{OHFe}^{3+}$ и AlOHFe^{3+} , соответственно, выше и ниже значений для неупорядоченного катионного распределения. С другой стороны, в структуре обр. К16-020 катионное распределение ближе к случайному, по сравнению с обр. 557, в структуре которого отмечается тенденция к упорядочению катионов Al и Mg, а также более выраженная сегрегация катионов Fe^{3+} и Al (см. рис. 8).

Мессбауэровская спектроскопия ГСС

Величина отношения $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, необходимая при расчетах кристаллохимических формул ГСС,

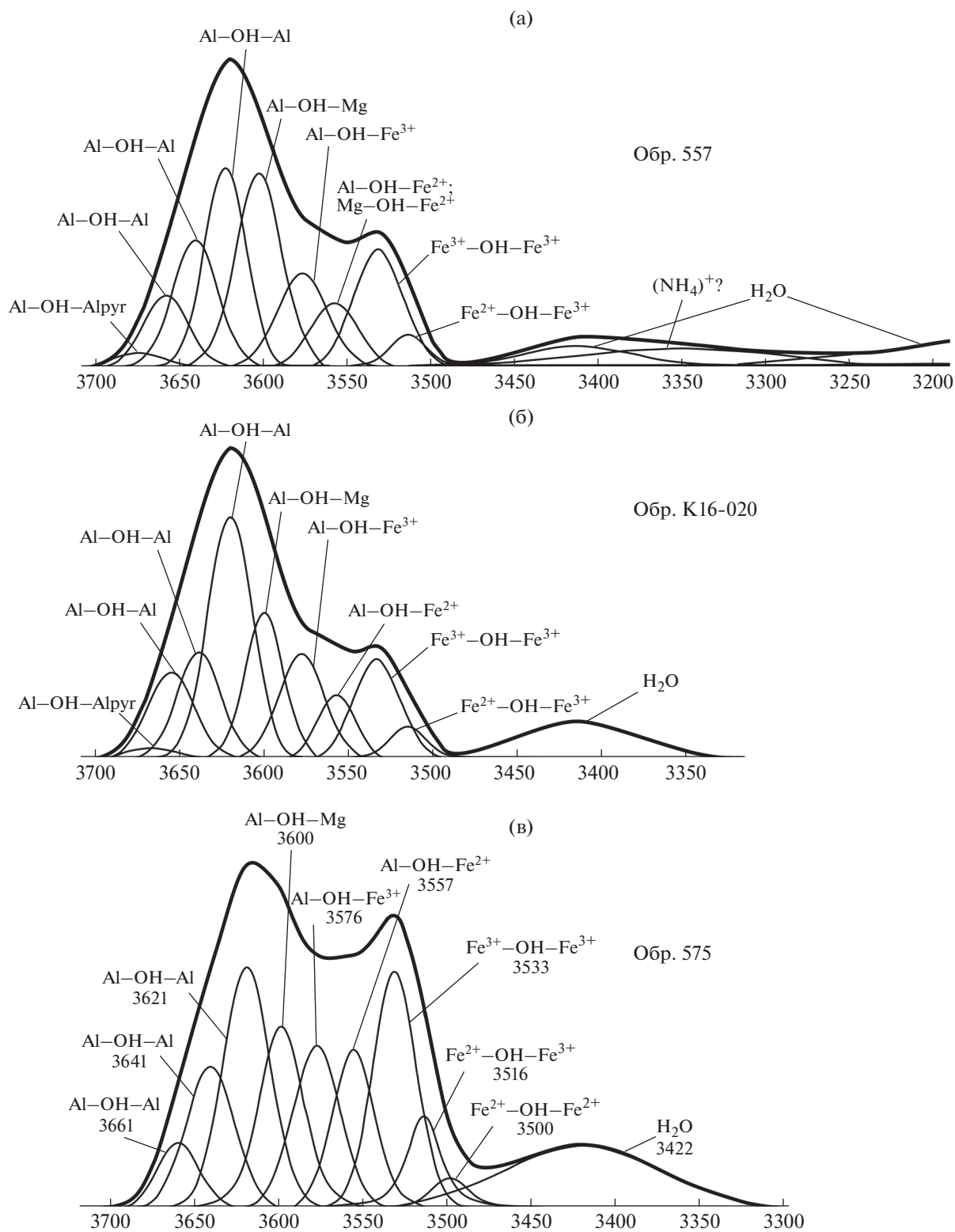


Рис. 7. Результаты разложения ИК-спектров ГСС из нижней подсвиты маастахской свиты нижнего венда (а, б) и нижней подсвиты хайпахской свиты среднего рифея (в) в области валентных колебаний ОН-групп: обр. 557 (а), K16-020 (б) и обр. 575 (в).

определялась методом мессбауэровской спектроскопии. Линии гамма-резонансного поглощения в мессбауэровских спектрах изучаемых ГСС раскладывались на пять дублетов квадрупольного расщепления от ионов Fe^{3+} (3 дублета) и Fe^{2+} (2 дублета) (табл. 6). Полученные отношения $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ в маастахских ГСС варьируют в пределах 0.25–0.27.

Теоретическое моделирование структуры ГСС

При расчете теоретических картин распределения октаэдрических катионов в структуре маастахских ГСС с помощью программы “Optima” [Зайцева и др., 2016], дополненной новым программным блоком “Irmes”, рассматривались две модели: 1) неупорядоченного распределения октаэдрических катионов, свойственного до-глауконитовой стадии существования глинистой матрицы, и 2) “доменно-упорядоченного” распределения, отражающего стадию формирования “зрелого” ГСС на завершающем этапе глауконитизации. Для обр. 557 и обр. K16-020 установлен “доменно-упорядоченный” характер распределения октаэдрических катионов (Модель 2), поскольку значение параметра R (мера соответствия модельного мессбауэровского спектра экспериментальному) для Модели 2, по сравнению с другими моделями, оказалось минимальным и изменялось в пределах 5.9–9.8 (рис. 9). Важно, подчеркнуть, что отклонение этого параметра от единицы может указывать на начальную стадию разупорядочения распределения катионов в структуре маастахских ГСС, возникшего под воздействием вторичных процессов. Эти результаты хорошо согласуются с данными ИК-спектроскопии о том, что в структурах обр. 557 и обр. K16-020 отмечается тенденция к сегрегации и упорядочению катионов Fe^{3+} по отношению к катионам Al.

Rb–Sr систематика ГСС

Rb–Sr изохронный возраст ГСС, вычисленный для обр. K16-020 по трем фракциям (W – образец, не подвергавшийся лабораторному выщелачиванию; R – остаток от выщелачивания в 1 N растворе HCl и L – кислотная вытяжка в 1 N растворе HCl), составил 913 ± 12 млн лет (СКВО = 0.8) при первичном отношении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7073 \pm \pm 0.0003$ (рис. 10). Положение фигуративной точки обр. 557 выше изохроны (см. рис. 10) указывает на несколько более древний возраст (1031–1033 млн лет, табл. 7). Полученное значение первичного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ для обр. K16-020 согласуется с величиной этого отношения в морской воде позднего рифея [Кузнецов и др., 2014], тогда как первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах маастахской свиты составляет

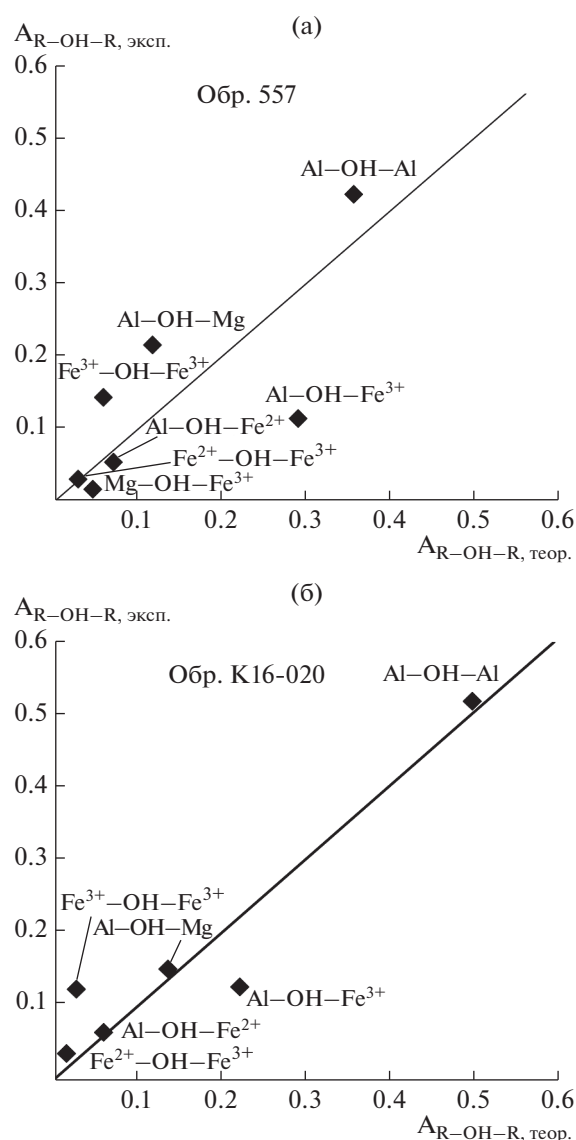


Рис. 8. Сравнение экспериментальных значений относительных интегральных интенсивностей полос катион–ОН-катион, соответствующих относительным содержаниям пар катионов данного типа, со значениями, которые наблюдались бы при полностью случайном катионном распределении: а – обр. 557, б – обр. K16-020.

0.7082 и характерно для морской воды венда [Vishnevskaya et al., 2017], а в известняках хайпахской свиты это значение ближе к $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде среднего рифея – 0.70499 [Зайцева и др., 2017]. Изохронный возраст обр. K16-020, а также модельные возрасты обр. K16-020 и обр. 557, рассчитанные с учетом $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде как рифея, так и венда (0.705 и 0.708 соответственно, см. табл. 7), варьируют в пределах 913–1030 млн лет и, в любом варианте расчета, “удревнены” по отношению к стратиграфическому положению маастахской свиты венда, возраст

Таблица 6. Параметры мессбауровских спектров ГСС маастахской свиты

Дублеты квадрупольного расщепления	Г, мм/с	IS, мм/с	QS, мм/с	S, %	Fe ²⁺ /Fe ³⁺
Обр. 557					
Fe ³⁺ (1)	0.420	0.375	0.304	49	0.25
Fe ³⁺ (2)	0.348	0.376	0.529	10	
Fe ³⁺ (3)	0.468	0.477	1.041	21	
Fe ²⁺ (4)	0.654	1.013	1.840	10	
Fe ²⁺ (5)	0.346	1.132	2.728	10	
Обр. K16-020					
Fe ³⁺ (1)	0.404	0.354	0.369	37	0.27
Fe ³⁺ (2)	0.514	0.405	0.478	36	
Fe ³⁺ (3)	0.401	0.453	1.044	6	
Fe ²⁺ (4)	0.639	1.015	1.922	11	
Fe ²⁺ (5)	0.314	1.157	2.768	10	

Примечание. Г — полуширина линии поглощения; IS — химический сдвиг относительно α -Fe; QS — величина квадрупольного расщепления; S — интегральная интенсивность дублетов разложения.

Таблица 7. Rb—Sr аналитические данные для ГСС маастахской свиты

Номер образца	Размер зерен, мм	Плотность зерен, г/см ³	Препарат	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Модельный возраст*, млн лет	
								0.705	0.708
557	0.315–0.2	2.6–2.75	W	260	9.64	87.84	2.0032	1033	1031
K16-020	0.2–0.1	2.6–2.7	W	261	26.4	29.02	1.0898	928	921
			R	252	18.8	40.02	1.2228		
			L	8.11	6.76	3.001	0.7464		

Примечание. W — исходные минеральные фракции, не подвергавшиеся лабораторному выщелачиванию; L — ацетатная вытяжка в 1 N растворе ацетата аммония; R — остаток от выщелачивания. * Модельный возраст приведен в расчете на первичные отношения в морской воде рифея и венда (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ = 0.705 и 0.708 [Кузнецов и др., 2014].

которой оценивается в пределах 570–600 млн лет [Vishnevskaya et al., 2017].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Генетические особенности ГСС

В докембрийском осадочном бассейне Оленекского поднятия формированию вендских отложений предшествовал длительный перерыв в осадконакоплении и глубокий размыв рифейских толщ. Как видно на карте (см. рис. 1), нижнемаастахские терригенные породы залегают на среднерифейских отложениях арымасской и дебенгдинской свит, а также на и средне-верхнерифейской хайпахской свите.

Rb—Sr датировки, полученные по двум образцам ГСС из нижней подсвиты маастахской свиты из разрезов на реках Хорбусуонка (обр. K16-020) и Улахан-Сололи (обр. 557), равны 913 ± 12 и ~ 1030 млн лет соответственно (см. табл. 7). Эти

датировки “удревнены”, то есть не отвечают возрастным значениям, принятым ранее для нижней границы венда $\sim 650 \pm 5$ млн лет [Дополнения ..., 2000; Семихатов и др., 2015; Зайцева и др., 2019 и др.].

Переотложение зерен из рифейских глауконитсодержащих пород в терригенные маастахские отложения произошло во время маастахской трансгрессии после длительного предвендского перерыва в осадконакоплении. На востоке изученного района (см. рис. 1), где хайпахские отложения размыты, зерна слоистых силикатов, по видимому, могли попасть в маастахские породы при размыве глауконитсодержащих песчаников и алевролитов нижней подсвиты хайпахской свиты, в то время как западнее, где были изучены шесть образцов Fe-иллита, глауконитсодержащие отложения сохранялись [Ивановская и др., 2012].

На вероятность переотложения ГСС непосредственно из нижней подсвиты хайпахской

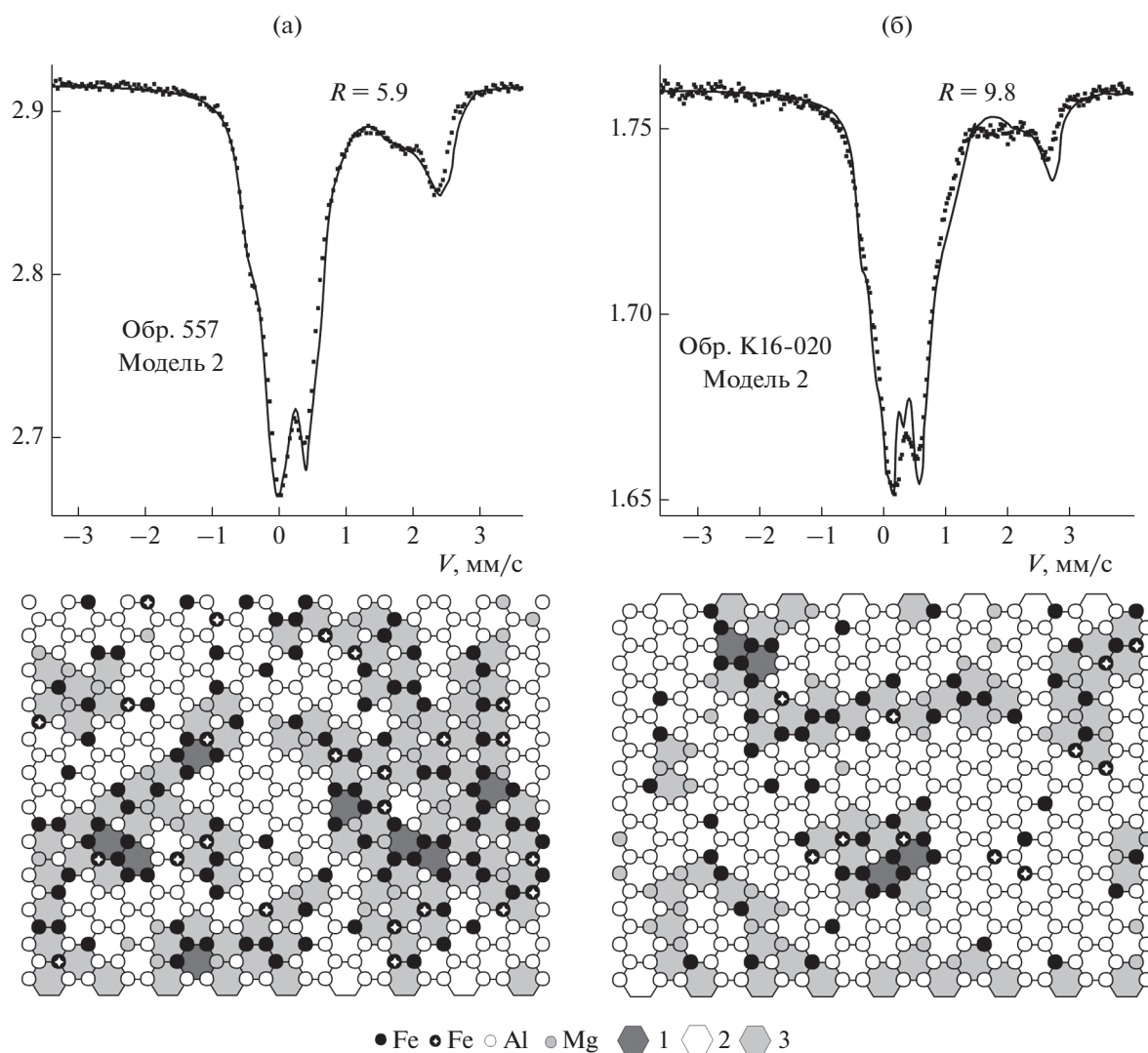


Рис. 9. Сопоставление модельного (сплошная линия) и экспериментального (точки) мессбауэровских спектров ГСС маастахской свиты и фрагменты октаэдрической сетки в структуре ГСС, полученные в результате моделирования упорядоченного распределения катионов для обр. 557 (а) и для обр. К16-020 (б).

1 — домены, образующиеся в результате сегрегации преимущественно Fe^{3+} ; 2 — домены, образующиеся в результате сегрегации преимущественно Al^{3+} ; 3 — домены, в которых нет преобладания какого-либо катиона.

свиты может указывать достаточно хорошая сохранность маастахских зерен (незначительное ожелезнение только отдельных разностей), наряду с неправильной (обломочной) и глобулярной формой, присутствие достаточно крупных зерен (до 0.4 мм) вместе с мелкими, а также сходная окраска с глобулями некоторых хайпахских образцов. Как известно, глобули (зерна овальной, почковидной, округлой формы) преобладают среди аутигенных образований и могут составлять значительную часть аллотигенных зерен, но важно отметить, что глобули могут нередко присутствовать и среди терригенных разновидностей зерен, если их перенос происходил в морской воде и на незначительные расстояния [Николаева, 1977].

Сравнительные структурно-кристаллохимические и изотопные характеристики рифейских (хайпахских) и вендских (маастахских) ГСС

Изученные маастахские образцы ГСС относятся к Fe-иллитам ($K_{\text{Al}} = 0.71, 0.82$). В нижней подсвите хайпахской свиты ранее были изучены шесть образцов ГСС, отобранных на четырех стратиграфических уровнях в двух разрезах на р. Хорбусуонке [Ивановская и др., 2012]. Их кристаллохимические формулы приведены в табл. 3 (анализы 3–8). По степени алюминиевости они также отвечают Fe-иллитам ($K_{\text{Al}} = 0.67–0.77$). Обр. К16-020 из маастахской свиты по составу более алюминиевый, он относится к пограничной области иллит/Fe-иллит ($K_{\text{Al}} = 0.82$).

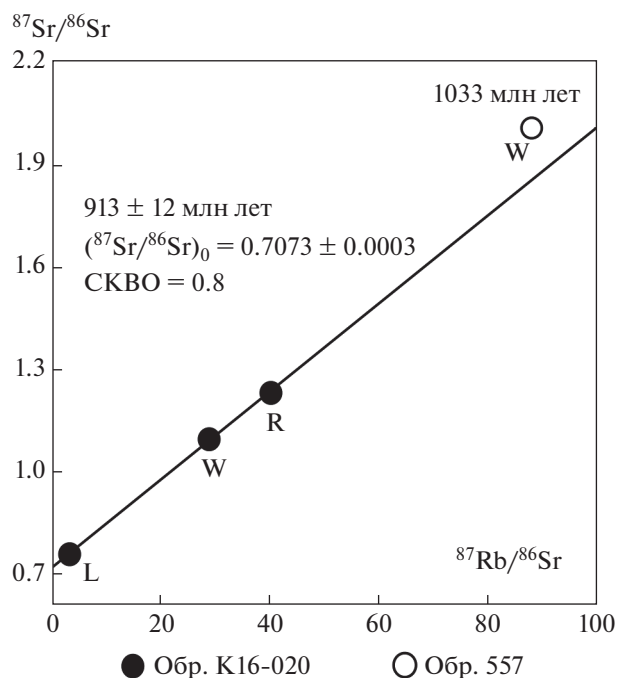


Рис. 10. Rb–Sr диаграмма ГСС маастахской свиты (обр. К16-020) и положение обр. 557 относительно изохроны (сплошная линия). W – образец, не подвергавшийся лабораторному выщелачиванию; R – остаток от выщелачивания в 1 N растворе HCl; L – кислотная вытяжка в 1 N растворе HCl.

Хайпахские образцы, для которых не проводились прецизионные дифракционные исследования, представлены смешанослойными (слюда-сметит) образованиями (15–20% разбухающих слоев), фактор ближнего порядка $R \geq 1$ [Ивановская и др., 2012], в отличие от двух маастахских, у которых степень смешанослойности меньше и составляет 9 и 10%, а фактор ближнего порядка соответственно $R = 2$ и $R = 3$. Параметр b , определенный по рентгеновским и электронографическим данным для образцов из нижней подсвиты хайпахской свиты, колеблется от 9.02 до 9.04 Å [Ивановская и др., 2012, табл. 1] и является близким параметру b в ГСС маастахских образцов (см. табл. 1).

Очевидно, что сравнение носит достаточно условный характер. Однако при сравнении физических свойств зерен (размер, форма, цвет) всех ранее изученных образцов глауконит-иллитового состава из отложений нижнего и среднего рифея (осорхатинская, арымасская, дебегдинская и хайпахская свиты Оленекского поднятия) только особенности хайпахских Fe-иллитов в целом наиболее близки маастахским ГСС.

ИК-спектроскопические особенности хайпахских Fe-иллитов ранее изучались только в обр. 575 [Зайцева и др., 2017], состав которого, рассчитанный по ИК данным, так же, как и в маастахских

образцах, соответствует кристаллохимической формуле Fe-иллита (см. табл. 3, ан. 4). Для ИК-спектров маастахских и хайпахских образцов (рис. 7) характерны интенсивные полосы поглощения AlOHAl , AlOHMg , однако маастахские образцы отличаются пониженной интенсивностью полосы $\text{Fe}^{2+}\text{OHFe}^{3+}$, что объясняется более низким общим содержанием катионов железа в структуре минерала, которые под воздействием вторичных процессов частично могли быть вынесены из структуры минерала. В структуре ГСС обр. 557 и обр. К16-020 установлен “доменно-упорядоченный” характер распределения октаэдрических катионов, который характерен и для обр. 575 из хайпахской свиты [Зайцева и др., 2017].

Как отмечалось, изотопные Rb–Sr возрасты маастахских ГСС варьируют в пределах 913–1030 млн лет (см. табл. 7) и “удревнены” по отношению к возрасту маастахской свиты венда (570–600 млн лет). Полученные нами датировки наиболее близки к стратиграфически значимым Rb–Sr и K–Ar возрастам (1172 ± 18 и 1112 ± 24 млн лет соответственно) аутигенных ГСС из нижележащей хайпахской свиты. Изотопные системы перераспределенных зерен глауконит-иллитовых минералов могут частично или полностью сохранять свои первичные изотопные системы [Николаева, 1977]. В нашем исследовании возраст изученных маастахских образцов имеет меньшие значения, по сравнению с возрастом хайпахских ГСС, что, как показали расчеты распределения октаэдрических катионов в структуре минерала, возможно, связано с частичной потерей радиогенных элементов при начальном катионном разупорядочении структуры ГСС в ходе вторичных преобразований.

Если говорить о вторичных изменениях, которые отмечаются обычно при длительном перемыве зерен (потеря калия, увеличение количества разбухающих слоев в структуре смешанослойных образований, окисление железа и др. [Фирсов, Сухорукова, 1968; Николаева, 1977 и др.]), то маастахские образцы характеризуются высоким содержанием катионов K (0.71, 0.74 ф.е.), достаточно низким содержанием разбухающих слоев (9, 10%), высокой степенью совершенства структуры и др. Это подтверждает вывод авторов о происхождении терригенных зерен Fe-иллита из нижней подсвиты хайпахской свиты и их захоронении после перемыва и незначительного переноса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Терригенные глобулярные слоистые силикаты впервые изучены в отложениях нижней подсвиты маастахской свиты (нижний венд, разрезы по прр. Хорбусуонка и Улахан-Сололи, северо-западный склон Оленекского поднятия). Изученные ГСС представлены смешанослойными образова-

ниями (9 и 10% разбухающих смектитовых и вермикулитоподобных слоев), с высоким содержанием K_2O (7.77 и 8.40%), характерных для “зрелых” ГСС, и являются Fe-иллитами с разной степенью алюминиевности ($K_{Al} = {}^{VI}Al/({}^{VI}Fe^{3+} + {}^{VI}Al)$), составляющей 0.71 и 0.82.

Впервые Rb–Sr датирование маастахских ГСС проведено в сочетании с расчетами теоретической картины распределения катионов в их структуре и сопоставлением результатов расчета с данными мессбауэровской и ИК-спектроскопии с помощью программы “Optima” [Зайцева и др., 2016], дополненной новым программным блоком “Irmes”. Этот подход основан на предположении о том, что формирование и преобразование изотопных систем в ГСС синхронны с эволюцией кристаллической структуры минерала на различных этапах геологической и геохимической истории осадочных толщ.

На терригенное происхождение изученных зерен Fe-иллитов указывает изохронный возраст обр. K16-020, а также модельные возрасты обоих образцов маастахских ГСС, которые варьируют в пределах 913–1030 млн лет. По отношению к стратиграфическому положению маастахской свиты венда (570–600 млн лет) они “удревнены”.

Изученные ГСС попали в вендские маастахские отложения в результате размыва рифейских хайпахских глауконитсодержащих пород на востоке северо-западного склона Оленекского поднятия, в то время как на юге изученного района хайпахские отложения сохранились, ГСС из нижней подсвиты изучались ранее [Ивановская и др., 2012]. Глобулы Fe-иллита из нижнехайпахских отложений отчасти сходны по минералогическим (макро- и микроскопическим), структурно-кристаллохимическим особенностям (состав, $c\sin\beta$ слюдистых слоев, параметры b) и близки по изотопным характеристикам к ГСС из маастахской свиты.

На примере изученных глобулярных слоистых силикатов из пород маастахской свиты, как и ранее в работах И.В. Николаевой [1977, 1986], показано, что основное значение при распознавании терригенных ГСС протерозойского возраста имеют результаты изотопного анализа, а также комплекс геолого-литологических, минералогических и структурно-кристаллохимических данных, помогающий установить первичное залегание зерен глауконит-иллитового состава, степень их перемыва, дальность переноса, проявление вторичных изменений на макро- и микроуровне, включая тонкую структуру минералов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках тем Государственных заданий ГИН РАН (№ 0135-2019-0043, № 0135-2019-

0068), ИГГД РАН, ИГЕМ РАН, ИНГГ СО РАН (проект ФНИ № 0331-2019-0002), а также при поддержке проектов РФФИ (№ 17-05-00418, № 19-05-00886).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1000000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист R-(50)-52. Тикси. Л.: Министерство геологии СССР, ВСЕГЕИ, 1983. 135 с.

Горохов И.М., Яковлева О.В., Семихатов М.А., Ивановская Т.А. Rb–Sr и K–Ar возраст и мессбауэровские спектры глобулярных слоистых силикатов глауконитового ряда: дебенгдинская свита среднего рифея Оленекского поднятия, Северная Сибирь // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 6. С. 615–631.

Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 465. М.: Наука, 1991. 177 с.

Дриц В.А., Каменева М.Ю., Сахаров Б.А. и др. Проблемы определения реальной структуры глауконитов и родственных тонкозернистых филлосиликатов. Новосибирск: Наука, 1993. 200 с.

Дриц В.А., Сахаров Б.А., Ивановская Т.А., Покровская Е.В. Микроуровень кристаллохимической гетерогенности докембрийских глобулярных диоктаэдрических слюдистых минералов // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 6. С. 552–580.

Дополнения к Стратиграфическому кодексу России / Под ред. А.И. Жамойды. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.

Журавлев В.С., Сороков Д.С. Литолого-стратиграфическое подразделение кембрийских отложений Оленекского сводового поднятия // Сборник статей по геологии Арктики. Труды научно-исследовательского института геологии Арктики. Вып. 3. Л., М.: Водотрансиздат, 1954. С. 27–48.

Зайцева Т.С., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. Изотопная геохронология и биостратиграфия рифейских отложений Анабарского массива, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 3–29.

Зайцева Т.С., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др. Rb–Sr и K–Ar возраст глобулярных слоистых силикатов и биостратиграфия рифейских отложений Оленекского поднятия (Северная Сибирь) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. № 6. С. 3–29.

Зайцева Т.С., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др. “Омоложденные” глобулярные слоистые силикаты в рифейских отложениях Оленекского поднятия Северной Сибири: кристаллохимическая идентификация и геологическое значение Rb–Sr и K–Ar датировок // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 5S. С. 3–26.

Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горожанин В.М. и др. Основание венда на Южном Урале: Rb–Sr возраст глауконитов бакеевской свиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 82–96.

Зайцева Т.С., Ивановская Т.А., Сахаров Б.А., Звягина Б.Б., Доржиева О.В. Структурно-кристаллохимические особенности и Rb–Sr возраст глобулярного глауконита усть-ильинской свиты (нижний рифей, Анабарское

- поднятия) // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 6. С. 549–568.
- Ивановская Т.А., Зайцева Т.С., Звягина Б.Б., Сахаров Б.Б. Структурно-кристаллохимические особенности глобулярных слоистых силикатов глауконит-иллитового состава (поздний протерозой, Северная Сибирь) // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 6. С. 562–584.
- Ивановская Т.А., Звягина Б.Б., Сахаров Б.А. и др. Глобулярные слоистые силикаты глауконит-иллитового состава в отложениях верхнего протерозоя и нижнего кембрия // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 6. С. 510–537.
- Ивановская Т.А., Гептнер А.Р., Савичев А.Т. и др. Глауконит в терригенно-карбонатных отложениях нижнего кембрия (Северная Сибирь, Оленекское поднятие) // Литология и полез. ископаемые. 2019. № 4. С. 295–317.
- Комар Вл. А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 122 с.
- Короновский Н.В., Якушева А.Ф. Основы геологии. М.: Высшая школа, 1991. 416 с.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюистых минералов осадочных пород // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. 320 с.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хеомстратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.
- Мельников Н.В., Якишин М.С., Шишкин Б.Б. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Академическое издательство “Гео”, 2005. 428 с.
- Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321 с.
- Николаева И.В. Использование глауконита в геохронологии (калий-аргоновая система). Новосибирск: Наука, 1986. 47 с.
- Рубинштейн М.М., Чикваидзе Б.Г., Хуцаидзе А.Л., Гельман О.Я. К использованию глауконита для определения абсолютного возраста осадочных пород аргоновым методом // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 12. С. 77–83.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифей и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 16–27.
- Сметанникова Л.И., Гриненко Ю.А., Маланин А.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилуйская. Лист R-51 — Джарджан. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 397 с.
- Соколов Б.С. Вендская система в общей стратиграфической шкале России // Приложение к сборнику статей конференции “Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства”. М.: ГИН РАН, 2013. 48 с.
- Фирсов Л.В., Сухорукова С.С. О “четвертичном” глауконите мелового возраста в низовье Енисея // Докл. АН СССР. 1968. Т. 183. № 4. С. 914–917.
- Хоментовский В. В. Венд Сибирской платформы // Вендская система. Т. 2. М.: Наука, 1985. С. 83–161.
- Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы // Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.
- Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. и др. Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 195 с.
- Якишин М.С., Воданюк С.А. Хорбусунская серия бассейна р. Хорбусунки (Оленекское поднятие) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Стратиграфия. Палеонтология. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 21–32.
- Якишин М.С. Венд Оленекского поднятия // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее южное складчатое обрамление. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 18–30.
- Besson G., Drits V.A. Refined relationships between chemical composition of dioctahedral fine-dispersed mica minerals and their infrared spectra in the OH stretching region. Part I. Identification of the stretching bands // Clay Clay Miner. 1997a. V. 45. P. 158–169.
- Besson G., Drits V.A. Refined relationship between chemical composition of dioctahedral fine-dispersed mica minerals and their infrared spectra in the OH stretching region. Part II. The main factors affecting OH vibration and quantitative analysis // Clay Clay Miner. 1997b. V. 45. P. 170–183.
- Clauer N., Keppens E., Stille P. Sr isotopic constraints on the process of glauconitization // Geology. 1992. V. 20. № 2. P. 133–136.
- Dainyak L.G., Drits V.A. Interpretation of the Mössbauer spectra of nontronite, celadonite, and glauconite // Clay Clay Miner. 1987. V. 35. P. 363–372.
- Dainyak L.G., Rusakov V.S., Sukhorukov I.A. et al. An improved model for the interpretation of Mössbauer spectra of dioctahedral 2 : 1 trans-vacant Fe-rich micas: refinement of parameters // Eur. J. Mineral. 2009. V. 21. P. 995–1008.
- Dainyak L.G., Rusakov V.S., Sukhorukov I.A., Drits V.A. Octahedral distribution in glauconites from Southern Urals by combination of crystal-chemical model and quasi-continuous model-independent quadrupole splitting distributions (QSD) fitted to their Mössbauer spectra // Eur. J. Mineral. 2013. V. 25. P. 405–414.
- Ericsson T., Wäppling R. Texture effects in 3/2–1/2 Mössbauer spectra // J. Phys. Colloq. 1976. V. 37. № C6. P. 719–723.
- Guggenheim S., Adams J.M., Bain D.C. et al. Summary of recommendations of Nomenclature Committees relevant to clay mineralogy: report of the Association Internationale Pour L’etude des Argiles (AIPEA) Nomenclature Committee for 2006 // Clay Clay Miner. 2006. V. 54. P. 761–772.
- Knoll A.N., Grotzinger J.P., Kaufman A.J., Kolosov P. Integrated approaches to terminal Proterozoic stratigraphy: an example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia // Precambrian Res. 1995. V. 73. P. 251–270.
- McIntyre G.A., Brooks C., Compston W., Turek A. The statistical assessment of Rb–Sr isochrones // J. Geophys. Res. 1966. V. 71. P. 54–59.
- Odin G.S., Dodson M.H. Zero isotopic age of glauconites // Numerical Dating in Stratigraphy. Chichester: Wiley et Sons, 1982. P. 277–305.

Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Y. et al. Nomenclature of the micas // Can. Mineral. 1998. V. 36. P. 41–48.

Sakharov B.A., Lindgreen H., Salyn A.L., Drits V.A. Determination of illite-smectite structures using multispecimen X-ray diffraction profile fitting // Clay Clay Miner. 1999. V. 47. P. 555–566.

Sakharov B.A., Lanson B. X-ray identification of mixed-layer structures // Handbook of Clay Science. Part B. Techniques and Applications. Chapter 2.3 (Modeling of Diffraction Effects) / Eds F. Bergaya, G. Lagaly. Amsterdam: Elsevier, 2013. P. 51–135.

Vishnevskaya I.A., Letnikova E.F., Vetrova N.I. et al. Chemostratigraphy and detrital zircon geochronology of the

Neoproterozoic Khorbusuonka Group, Olenek Uplift, Northeastern Siberian platform // Gondwana Res. 2017. V. 51. P. 255–271.

Zviagina B.B., Drits V.A., Sakharov B.A. et al. Crystal-chemical regularities and identification criteria in Fe-bearing, K-dioctahedral 1M micas from X-ray diffraction and infrared spectroscopy data // Clay Clay Miner. 2017. V. 65. P. 234–251.

Zviagina B.B., Drits V.A., Dorzhieva O.V. Distinguishing features and identification criteria for K-dioctahedral 1M micas (illite-aluminoceladonite and illite-glaucanite-celadonite series) from middle-infrared spectroscopy data // Minerals. 2020. V. 10. 153. P. 1–27.

Mineralogical, Crystal-Chemical and Rb–Sr Isotope Data of Terrigenous Globular Phyllosilicates of the Maastakh Formation (Lower Vendian, Olenek Uplift)

T. A. Ivanovskaya^{1,*}, T. S. Zaitseva², B. B. Zviagina¹, B. A. Sakharov¹, B. B. Kochnev³,
G. V. Konstantinova², O. V. Dorzhieva⁴, E. V. Pokrovskaya¹

¹Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

²Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, nab. Makarova, 2, St. Petersburg, 199034 Russia

³Department of Stratigraphy and Sedimentology, Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of SB RAS, prosp. Akad. Koptyuga, 3, Novosibirsk, 630090 Russia

⁴Department of Geology and Geophysics, Novosibirsk State University, Pirogova str., 1, Novosibirsk, 630090 Russia

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia

*e-mail: tat.ivanovskaya2012@yandex.ru

For the first time, mineralogical, structural, crystal-chemical and isotope-geochronological data were obtained for two samples of globular phyllosilicates of the glauconite-illite series (GPS) collected from terrigenous rocks in two sections of the lower part of the Lower Vendian Maastakh Formation (the rivers Khorbusuonka and Ulakhan-Sololi, north western slope of the Olenek Uplift). Simulation of experimental X-ray diffraction patterns for both samples in the air-dried and ethylene glycol solvated states was used to determine the expandable layer contents (9, 10%), the types of expandable layers (smectite- and vermiculite-like), their ratios in a three-component interstratified structure, the $c\sin\beta$ parameter (9.98 Å) of mica layers and the short-range order factor describing the alternation of different layer types ($R = 2, 3$). The values of the unit-cell b parameter (9.027, 9.039 Å) correspond to dioctahedral Al, Fe-bearing micaceous minerals. The mica components in the studied mixed-layer minerals are shown to be represented by Fe-illites ($K_{Al} = {}^{VI}Al/({}^{VI}Fe^{3+} + {}^{VI}Al) = 0.71, 0.82$) with K_2O contents = 7.77 and 8.40%. The Rb–Sr dating of the Maastakh GPS was, for the first time, carried out in combination with the calculation of theoretical patterns in the cation distribution in the mineral structure and comparison of the calculation results with Mössbauer and IR spectroscopy data the computer program “Optima”, supplemented by a new program block “Irmes”. The Rb–Sr data obtained for two Fe-illites (the rivers Khorbusuonka and Ulakhan-Sololi: $1033, 913 \pm 12$ Ma, respectively) are “older” in relation to the age of the Vendian Maastakh Formation, since the accepted lower Vendian boundary is $\sim 640 \pm 5$ Ma years [and others]. The “older” dates indicate the terrigenous origin of the studied grains. The GPS from the Lower Khaipakh deposits studied earlier were shown to be similar in mineralogical features and in isotopic data to terrigenous grains from the Maastakh Formation. The Rb–Sr and K–Ar ages (1172 ± 18 and 1112 ± 24 Ma, respectively), corresponding to their stratigraphic position, were obtained from the Middle Riphean authigenic Khaipakh GPS. The age of the studied GSS samples from the Maastakh Formation has a lower value ($1033–913$ Ma) than that of the Lower Khaipakh GPS, which is apparently due to the initial cationic disordering in the structure of the GPS and partial loss of radiogenic elements during secondary alterations of terrigenous grains (rewashing and redeposition of Fe-illite grains in the sediments of the Maastakh Formation, and probably during catagenetic changes in the Maastakh rocks).

Keywords: Terrigenous globular phyllosilicates, Fe-illite, Rb–Sr age, Mössbauer and IR spectroscopy, Maastakh Formation, Olenek Uplift.

УДК 551.87:552.513.29(479.25)

СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЛКОВОДНЫХ КАРБОНАТОВ НИЖНЕГО ЭОЦЕНА ЮЖНОЙ АРМЕНИИ

© 2021 г. П. А. Фокин^а, *, Е. Ю. Закревская^б, Л. Г. Саакян^с, Т. Е. Григорян^с

^аГеологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова,
Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

^бГосударственный геологический музей им. В.И. Вернадского,
ул. Моховая, 11, стр. 2, Москва, 125009 Россия

^сИнститут геологических наук НАН Армянской Республики,
просп. Маршала Баграмяна, 24, Ереван, 0019 Армения

*e-mail: fokinpav@rambler.ru

Поступила в редакцию 21.09.2020 г.

После доработки 21.11.2020 г.

Принята к публикации 17.02.2021 г.

Известно значение нуммулитовых фаций для восстановления мелководных обстановок и палеогеографии эоцена. Нуммулитовые известняки, широко распространенные в отложениях нижнего эоцена Армении — пограничной области Тетиса и Северного Перитетиса, до сих пор слабо изучены. Целью данной работы являлось комплексное исследование нижнеэоценовых отложений типового разреза Урцадзор Араратского района Армении: детализация стратиграфического расчленения по крупным бентосным фораминиферам (КБФ), восстановление условий осадконакопления методом фациального анализа и тектонических обстановок возникновения и развития бассейна в раннем—среднем эоцене — методами изучения трещиноватости пород и формационного анализа. Впервые в отложениях севанской и котуцкой свит установлены ипрские зоны SBZ9—10 и SBZ10—11 стандартной шкалы Тетиса, что является вкладом в разработку современной стратиграфической шкалы Армении. Реконструкция обстановок накопления методом микрофациального анализа проведена для карбонатных отложений нижнего эоцена Армении впервые. В ипрских отложениях разреза Урцадзор установлено 9 типов микрофаций, дана их седиментологическая интерпретация, прослежено изменение палеобиоценозов, представленных в значительной мере нуммулитами, ортофрагмнидами и багрянными водорослями. Выявлена трансгрессивная последовательность микрофациальных типов от литорали до нижней—средней частей среднего рампа. Сопоставление с близлежащими разрезами Шагап и Ланджар позволило оценить фациальную изменчивость отложений и направление распространения трансгрессии. Ипрские палеобиоценозы КБФ Южной Армении на родовом и видовом уровне имеют сходство с перитетическими комплексами КБФ и отличаются от тетических отсутствием фораминифер с фарфоровидной стенкой (альвеолинид и соритид). Отличием комплекса ипрской палеобиоты Южной Армении от палеобиоты Северной Армении и Северного Перитетиса является обилие багряных водорослей. Обширная трансгрессия в позднем ипре имела результатом широкое распространение КБФ в мелководных олиготрофных бассейнах, а различия их гидрологии привели к различию их биоценозов. Изучение трещиноватости в нуммулитовых известняках, залеченной глиноземистыми продуктами карстования, показало, что она возникла на рубеже раннего и среднего эоцена, в условиях северо-восточного — до субширотного растяжения, на стадии воздымания южного плечевого поднятия зарождавшегося среднеэоценового Ширак-Севан-Мегринского рифта. Рифтогенезу предшествовали раннеэоценовый спад тектонической активности и распространение на территории Южной Армении обширного бассейна карбонатонакопления, с чертами развития, типичными для предрифтовых впадин.

Ключевые слова: нуммулитовые известняки, ранний эоцен, микрофации, карбонатный рампа, трещиноватость, рифтогенез, Тетис, Перитетис, Южная Армения.

DOI: 10.31857/S0024497X21040030

В эоценовых отложениях Альпийско-Гималайского складчатого пояса широко распространены нуммулитовые известняки — характерные мелководные отложения эоценовой эпохи. Их накопление происходило в пределах обширных

шельфовых морей южной и северной окраины Тетиса и срединных массивов Гондванского происхождения. Эти отложения образуют ловушки углеводородов во многих регионах Средиземноморья и Ближнего Востока, что привлекает к ним

интерес исследователей [Gebhardt et al., 2013; Nebelsik et al., 2005; Papazzoni, Trevisani, 2006; Sahy et al., 2008; Zakrevskaya et al., 2009; Лыгина и др., 2010; Lygina et al., 2015; Toker et al., 2012; Hadi et al., 2016; Hadi et al., 2019; Gupta, Kumar, 2019]. Отложения с остатками крупных бентосных фораминифер (КБФ) широко распространены и в палеогеновых отложениях Армении, однако до сих пор они были в основном объектом стратиграфических исследований [Габриелян, 1964; Птухян, 1979, Григорян, 1986; Крашенинников и др., 1985; Cotton et al., 2017; Zakrevskaya et al., 2020], а особенности их формирования оставались вне рассмотрения. Основное внимание уделялось терригенным отложениям палеоцена и эоцена, их составу и литолого-фациальному районированию [Габриелян, 1964; Сатиян, Степанян, 1966], а также рифогенным известнякам верхнего эоцена–олигоцена Араксинского бассейна и района Шагапа [Садоян, Асланян, 1981].

В 2015–2018 гг. авторы статьи проводили изучение палеогена Шагапской синклинали. Первые результаты литологических исследований среднего–верхнего эоцена и нижнего олигоцена изложены в трех публикациях [Закревская и др., 2016; Sahakyan et al., 2017a; Sahakyan et al., 2020].

В последнее десятилетие были разработаны модели геодинамической эволюции Кавказского и соседних регионов [Sosson et al., 2010; Nikishin et al., 2011; Adamia et al., 2011, Sahakyan et al., 2017b], в которых в самых общих чертах рассматривались палеогеновые бассейны региона. При этом в основных работах раннеэоценовые отложения описывались как вулканиты [Rolland et al., 2009] или молассы [Sosson et al., 2010]. Цель данной работы заключалась в комплексном изучении карбонатной толщи нижнего эоцена, широко распространенной на юге и севере Армении, но при этом литологически и биостратиграфически слабоизученной. Проведенное исследование позволило уточнить геодинамические модели и выявило некоторые особенности развития Южно-Армянского бассейна. Это важно для палеогеографии и палеоэкологии палеогенового периода, поскольку территория Армении является связующим звеном между “европейской” и “азиатской” частями Тетического пояса – палеогеографическими областями Северного Перитетиса и собственно Тетиса. Изучение подобных экотонных зон необходимо для целей биостратиграфической корреляции и уточнения критериев выделения биогеографических областей.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

По разрезу карбонатной толщи нижнего эоцена (около 9 м) образцы отбирались послойно, с учетом изменчивости структуры пород (с шагом 25–40 см); в смежных стратиграфических подраз-

делениях – реже. Всего из известняков было отобрано 27 образцов. Прочность пород и высокая степень их уплотнения сделали невозможной механическую сепарацию фораминифер, поэтому их изучение и определение проводилось в шлифах. Шлифы для изучения пород изготавливались перпендикулярно напластованию. Описание структурных типов известняков проводилось по классификации Данхэма [Dunham, 1962], модифицированной Е.Ф. Эмбри и Дж.Е. Кловеном [Embry, Clovan, 1971]. Микрофагии выделялись в соответствии с работой [Flügel, 2004], на основании доминирующих структурно-текстурных признаков пород, с учетом типов биокластов. Для удобства сравнения микрофациальных типов по составу карбонатных зерен, визуально определенные в шлифах процентные содержания остатков основных форм фауны по палеткам [Flügel, 2004] были нормализованы к общему содержанию биокластов в породе.

При диагностике нуммулитид и ортофрагминид использовались классификации Г. Шауба [Schaub, 1981] и Г. Лешша [Less, 1987], для других таксонов – классификация А.Р. Леблика и Э. Тэппен [Loeblich, Tappan, 1989]. Зоны по КБФ (SBZ зоны) приняты по [Serra-Kiel et al., 1998] с учетом изменений в биостратиграфии ортофрагминид [Zakrevskaya et al., 2011].

Для анализа тектонических обстановок возникновения трещиноватости проводилась процедура восстановления первичной ориентировки трещин, сформировавшихся при первоначальном горизонтальном залегании слоев, с применением стереографической сетки Г. Вульфа [Вульф, 1909]. Особенности смещений по трещинам изучались в ориентированных шлифах, сделанных вдоль и поперек напластования пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Территория Южной Армении лежит в пределах крупного блока с позднедокембрийским фундаментом перигондванского происхождения [Милановский, 1991; Агамалян и др., 2012], перекрытого палеозойско-мезозойским чехлом. В середине позднего мела [Rolland et al., 2009] в результате закрытия северного Неотетиса Южно-Армянский блок был приключен к южной окраине Евразийского континента, образовав Армянскую складчатую зону [Sosson et al., 2010; Агамалян и др., 2012]. В эоцене в области Малого Кавказа в условиях задугового растяжения сформировалась система рифтов [Topuz et al., 2011; Nikishin et al., 2011; Nikishin et al., 2015; Sahakyan et al., 2017b]. Один из этих рифтов возник на территории Армении – Ширак-Севан-Мегринский (Севанско-Ордубадский) [Короновский и др., 1997; Габриелян и др., 1996; Агамалян и др., 2012] – и частично унаследовал ориентировку сутурного шва Неоте-

тиса; его развитие в значительной мере определяло особенности осадконакопления.

Морской бассейн на территории Южной Армении в эоцене—олигоцене занимал рифтовую впадину и частично распространялся в пределы ее южного плеча (рис. 1а). В палеогене Южная Армения входила в состав северотетического региона, но от Северного Перитетиса она отделялась поднятиями — островной сушей Сомхето-Карабахской зоны и областями мелководья Закавказских массивов, поэтому находилась под преобладающим воздействием более теплых водных масс Тетиса. Эта особенность определила более широкое распространение тепловодных карбонатов в палеогене Южной Армении, по сравнению с более северными фаціальными зонами [Григорян, 1986].

ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕГО ЭОЦЕНА РАЗРЕЗА УРЦАДЗОР

Разрез Урцадзор располагается на северном крыле крупной асимметричной Шагапской синклинали Ереванско-Вединского синклинория (см. рис. 1б, рис. 2). Детально описанная в статье часть разреза вскрывается в 1.9 км севернее с. Урцадзор (прежнее название Чиманкенд) (39°56.945' N и 44°49.525' E). Нижнеэоценовые отложения здесь представлены верхней частью котуцкой (палеоцен—нижний эоцен) свиты и севанской свитой (рис. 3, 4).

Самую верхнюю часть котуцкой свиты, с небольшим размывом залегающую на слоистых сортированных известковистых песчаниках и алевролитах, образует пачка (4—10 м) параллельнослоистых, разнотекстурных полимиктовых известковистых песчаников, с примесью гравия и гальки. В двух обнажениях песчаников, располагающихся в 200 м к западу и в 1 км к востоку (в долине р. Хосров) от изученного разреза, присутствуют линзы крепких литотамниевых известняков мощностью 0.5—3 м. В более мягких песчаниках, залегающих над этими известняками, впервые выделены раковины крупных фораминифер верхов нижнего ипра. Песчаники полностью биотурбированы, но различимы только самые поздние, редкие норы *Skolithos*. Севанская свита с незначительным скрытым перерывом залегает на разнотекстурных песчаниках котуцкой свиты и представлена пачкой крепких нуммулитовых известняков мощностью 9—20 м, редко более (см. рис. 3, 4). Эта пачка образует хорошо выраженный маркирующий горизонт, который при пологом залегании бронирует квестообразные поверхности (см. рис. 2б). Известняки с размывом перекрываются вулканомиктовыми отложениями арпинской свиты лютетского возраста [Крашенинников и др., 1985]. Залегание слоев: азимут падения ЮЮВ — 170°, угол падения — 45°.

Преимущественно известняковый состав севанская свита сохраняет и на южном крыле Шагапской синклинали, где ее мощность изменяется от 18 до 35—70(?) м. Здесь она залегает на частично перекристаллизованных пермских известняках и образует широкую квесту с углами падения до 20°—25°. В районе поселков Ланджар, Шагап и монастыря Сурб-Карапет (см. рис. 1б, 3) свита плохо обнажена на пологих склонах или труднодоступна в обрывах ущелий, поэтому изучена менее детально. Для этих разрезов характерно присутствие базальной пачки конгломератов или гравелитистых песчаников, а также переслаивание нуммулитовых, полибиокластовых и песчаных известняков; в районе монастыря Сурб-Карапет в разрезе присутствуют прослои и линзы известняковых брекчий и известняков с многочисленными, плохо окатанными обломками пермских карбонатов.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Биостратиграфия нижнего эоцена по крупным фораминиферам

Котуцкая свита. По данным В.А. Крашенинникова и др. [1985], возраст верхов котуцкой свиты, подстилающей нуммулитовые известняки севанской свиты, определен на основании находок наннопланктона верхнеипрской зоны *Discoaster lodoensis* (соответствующей стандартной зоне NP13) в породах (вероятно, алевролитах) самой верхней ее части. Нами в 2—3 м ниже подошвы нуммулитовых известняков впервые найдены редкие раковины *Orbitoclypeus schopeni suvlukayensis* Less, подвида, характерного для интервала, включающего верхи нижнего—низы верхнего ипра, согласно двухчленному делению этого яруса, или мелководные зоны SBZ9 (верхи)—SBZ10, установленные по крупным фораминиферам [Zakrevskaya et al., 2011]. Эти зоны в Тетической шкале сопоставляются с зонами NP11 (верхи)—NP12 [Speijer et al., 2020, p. 1107] или с зоной NP12 по наннопланктону [Vandenberghe et al., 2012, p. 858]. Найти наннопланктон в песчаных породах верхов котуцкой свиты нам не удалось. В песчаниках многочисленны остатки мшанок, желвачки литотамний, мелкие бентосные фораминиферы (текстулярииды). В 3.2 м ниже подошвы севанской свиты найден нижеипрский нуммулит *N. aff. solitarius* de la Harpe (в единственном экземпляре).

Севанская свита. Нуммулиты свиты обладают неполным числом оборотов (1—2 оборота) и представлены только мегасферической генерацией, что затрудняет точное видовое определение. Ранее в севанской свите этого разреза А.Е. Птухьян определил *Nummulites aff. planulatus*, *N. globulus*, *Discocyclina douvillei* [Крашенинников и др., 1985].

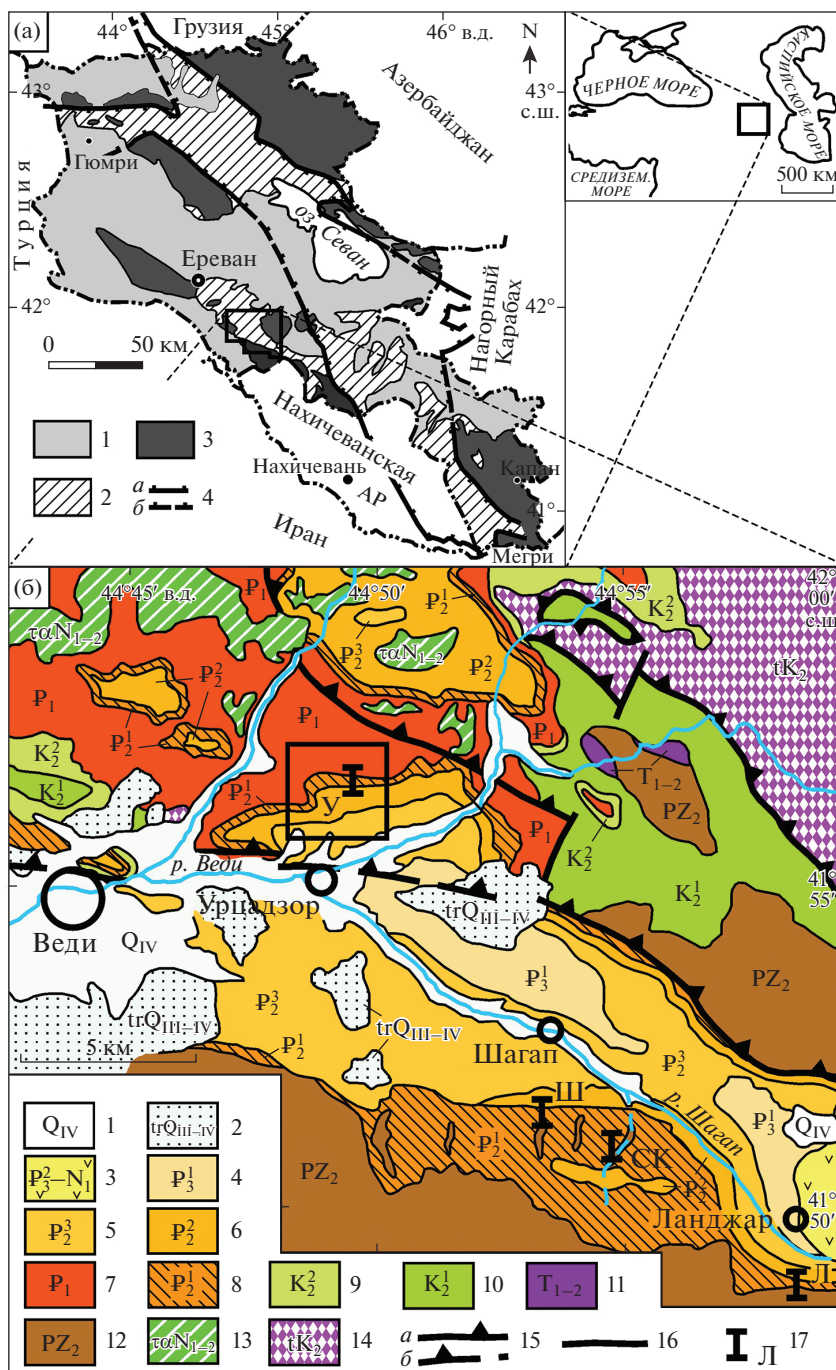


Рис. 1. Геологическое положение разреза Урцадзор.

а – схема распространения палеогеновых отложений на территории Армении (по [Агамалян и др., 2012] с изменениями): 1 – неоген-четвертичные отложения; 2 – палеогеновые образования; 3 – допалеогеновые отложения; 4 – бортовые разломы палеогенового Ширак-Севан-Мегринского рифта (а – достоверные, б – предполагаемые); б – геологическая карта района Шаганской синклинали (по [Cotton et al., 2017] с изменениями): 1 – голоцен – аллювиальные отложения; 2 – верхний неоплейстоцен – голоцен – травертины; 3 – верхний олигоцен – нижний миоцен – субщелочные андезиты, трахиты; 4 – нижний олигоцен – глины, песчаники, мергели, органогенные известняки; 5 – верхний эоцен – мергели, песчаники, алевролиты, глины, известняки; 6 – средний эоцен – туфопесчаники, песчаники, алевролиты, глины; 7 – нижний эоцен – известняки, конгломераты, песчаники; 8 – палеоцен – нижний эоцен – песчаники, конгломераты, алевролиты; 9 – верхний мел, верхняя часть (кампан – маастрихт) – известняки; 10 – верхний мел, нижняя часть (сеноман – коньяк) – известняки; 11 – нижний – средний триас – известняки, аргиллиты; 12 – верхний палеозой (девон – пермь) – песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки; 13 – позднемiocен – раннеплиоценовые субвулканические и эффузивные трахиандезиты; 14 – тектонический меланж Вединской офиолитовой зоны (ультрамафиты, габброиды, базальтоиды, радиолариты, олистостромы); 15 – надвиги (а – достоверные, б – предполагаемые); 16 – прочие разломы; 17 – местоположение разрезов нижнего эоцена (СК – монастырь Сурб-Карапет, Л – Ланджар, У – Урцадзор, Ш – Шаган). Прямоугольником показана площадь отдешифрированного космического снимка (см. рис. 2а).

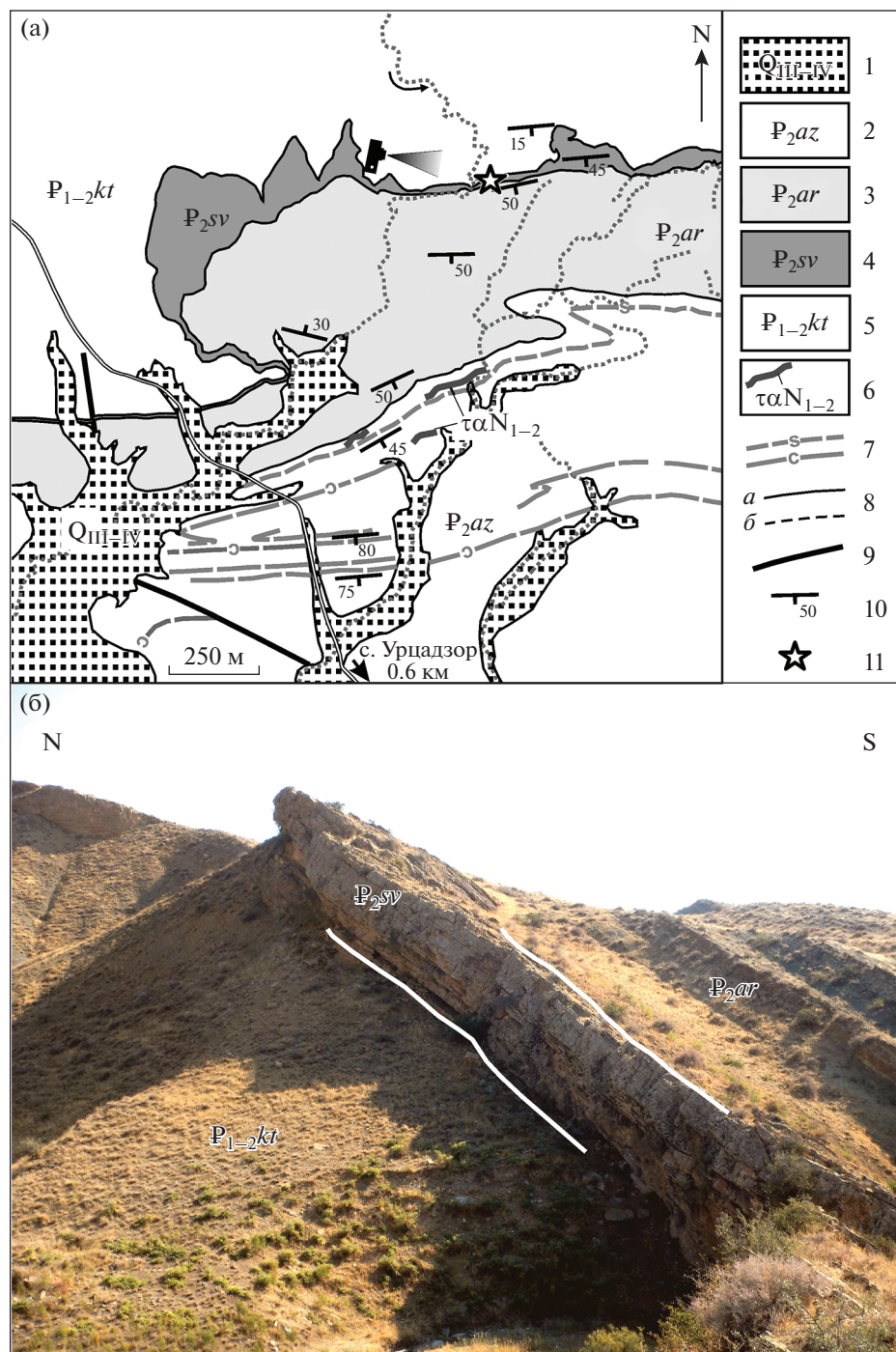


Рис. 2. Геологическое строение района исследований и фото обнажения Урцадзор.

а – схема дешифрирования космического снимка района разреза Урцадзор: 1 – верхний плейстоцен: голоценовые отложения; 2 – азатекская свита (средний–верхний эоцен): песчаники, алевролиты, глины, мергели, известняки; 3 – арпинская свита (средний эоцен): туфопесчаники, песчаники, алевролиты, глины; 4 – севанская свита (нижний эоцен): известняки; 5 – котуцкая свита (палеоцен–нижний эоцен): песчаники, алевролиты, конгломераты; 6 – плиоценовые силлы трахиандезитов; 7 – маркирующие горизонты песчаников (s) и известняков (с); 8 – границы свит (а – достоверные, б – предполагаемые); 9 – разрывные нарушения; 10 – элементы наклонного залегания слоев; 11 – местоположение изученного разреза нижнеэоценовых отложений; б – фото обнажения нижнеэоценовой севанской свиты в разрезе Урцадзор.

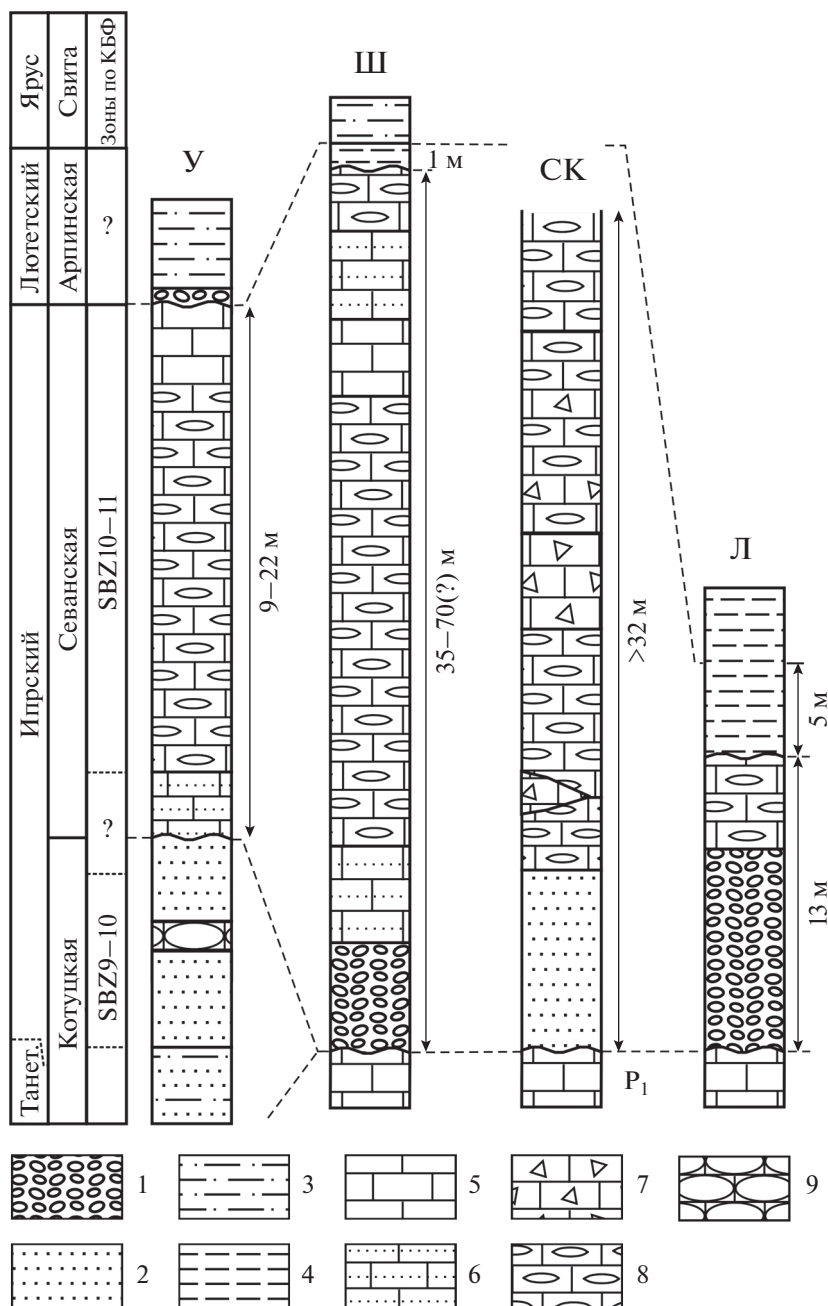


Рис. 3. Схематические литологические колонки опорных разрезов саванской свиты: У – Урцазор, Ш – Шагап, СК – Сурб-Карапет, Л – Ланджар. Местоположение разрезов см. на рис. 16.

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – глинистые алевролиты; 4 – известковистые глины; 5 – полибиокластовые известняки; 6 – песчаные известняки; 7 – экстракластовые брекчиевые известняки; 8 – нуммулитовые известняки; 9 – водорослевые известняки.

Нами, по единичным экваториальным сечениям, здесь были определены *Nummulites* aff. *planulatus* (Lamarck.) (A), *N. rotularius* Deshayes (A), *Assilina karreri* (Penecke), *Ass. cf. escheri* (Hottinger), *Orbitoclypeus schopeni crimensis* Less (рис. 5). Исключительно по осевым сечениям определены *N. aff. irregularis* Deshayes, *Discocyclusa dispansa* (Sowerby) ssp. indet., *D. cf. furoni* Samanta. Кроме нуммулитид

и ортофрагминид в известняках определены редкие ацервулиниды (*Sphaerogypsina globula* (Reiss)) и планорбулиниды (Planorbulinidae), а также мелкие роталииды, текстулярииды, аномалиниды и другие мелкие бентосные фораминиферы. Кроме бентосных, в известняках также встречаются планктонные фораминиферы, мшанки, многочисленные кораллиновые водоросли. По нумму-

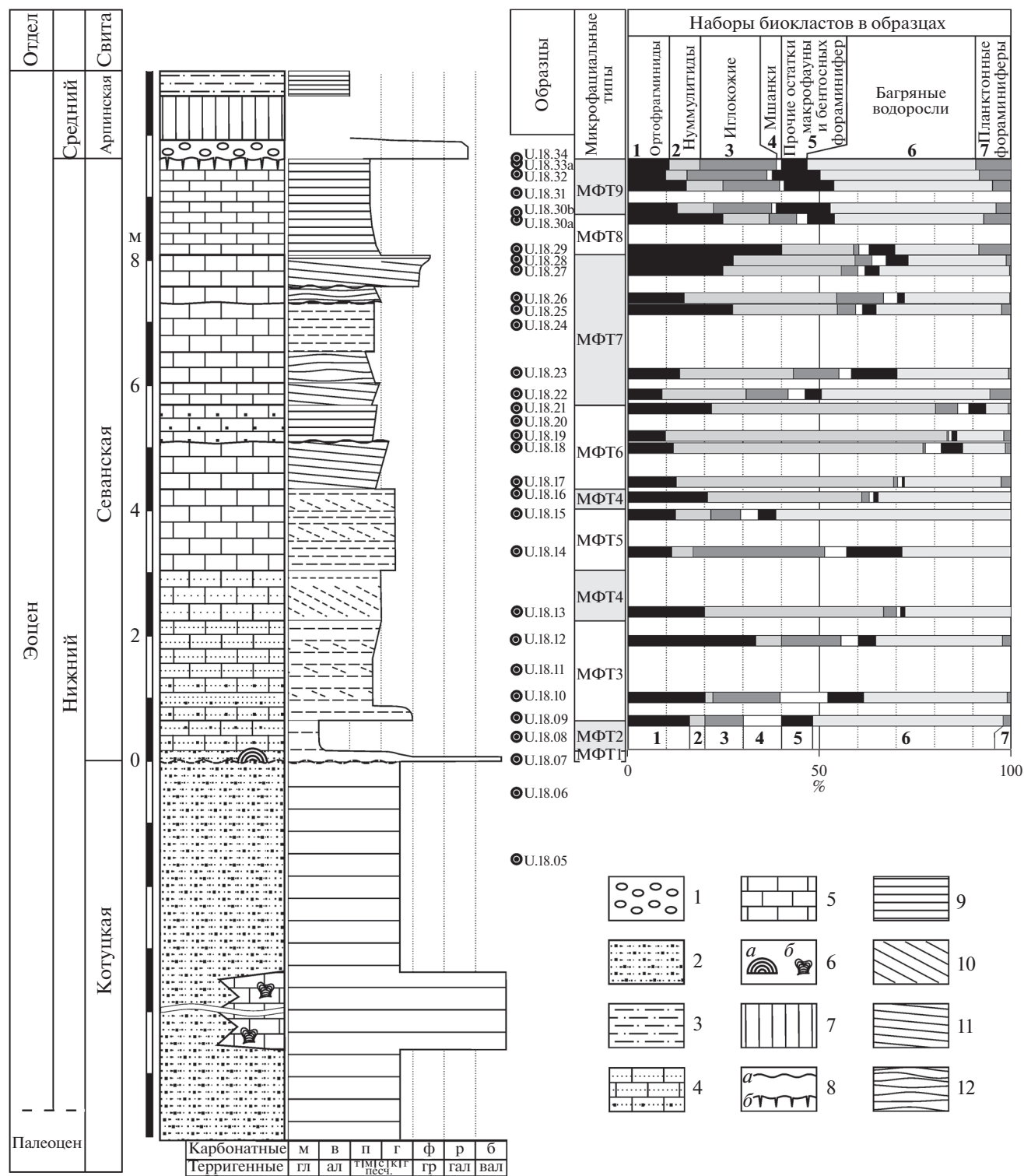


Рис. 4. Седиментологический разрез и микрофациальные типы известняков севанской свиты. 1–5 – состав отложений: 1 – конгломераты, 2 – разнозернистые песчаники, 3 – вулканомиктовые алевролиты, 4 – песчаные известняки, 5 – известняки, 6 – водоросли (а – строматолиты, б – багряные водоросли), 7 – не обнажено; 8 – поверхности размывов (а) и карстования (б); 9–12 – типы слоистости известняков: 9 – параллельнослоистые, 10 – косослоистые, 11 – полого-косослоистые, 12 – волнистослоистые. Слабо выраженные текстуры и поверхности в разрезе изображены пунктиром.

литоидам и ортофрагминидам известняки могут быть отнесены к зоне SBZ10—низам зоны SBZ11 (см. рис. 3). В международной шкале эти зоны относятся обычно к верхнему ипрю и сопоставляются с зоной NP12—низами зоны NP13 по наннопланктону [Vandenbergh et al., 2012, p. 858, fig. 28.1].

Микрофауны

В строении севанской свиты по особенностям структуры и количественным соотношениям биокластов выделяются несколько микрофациальных типов (МФТ), сменяющих друг друга по вертикали (см. рис. 4).

МФТ1. Песчаник разнозернистый известковистый. Образует базальный слой (около 30 см) севанской свиты и аналогичен по строению и составу силикокластических зерен песчаникам верхней пачки котуцкой свиты (рис. 6а). В песчаниках отмечается бимодальное распределение обломков по размерности и составу: зерна гравийно-среднепесчаной размерности (0.3–2.5 мм, редко до 5 мм) характеризуются полимиктовым составом (радиоляриты, кремни, аргиллиты, реже — алевриты, вулканиты средне-основного состава, мраморизованные известняки, кварц), а алевритово-мелкопесчаная фракция (0.03–0.2 мм, около 5%) — резким преобладанием (80–90%) кварца. Песчаники содержат заметное количество (до 10–20%) разнообразных окатанных биокластов, в основном представленных обломками родолитов и корок инкрустирующих багряных водорослей (преимущественно *Lithothamnion*), реже встречаются целые и фрагментированные раковины мелких и крупных бентосных фораминифер, иглокожих и мшанок, единичные остатки планктонных фораминифер (см. рис. 6в). От песчаников котуцкой свиты песчаники базального слоя севанской свиты отличаются появлением в подошве слоя редких полусферических строматолитов высотой 4–5 см (см. рис. 6а–в). Они имеют следы нескольких стадий активизации и приостановки роста, трещины усыхания и брекчирования карбоната, признаки частичного засыпания терригенным материалом в виде зигзагообразной боковой границы постройки (см. рис. 6б).

Интерпретация. Формирование микрофациального типа происходило в результате местного перемива и переотложения материала прикровельной части котуцкой свиты в условиях прибрежного мелководья с умеренно активной гидродинамикой. Появление строматолитов на уровне подошвы севанской свиты фиксирует “скрытый” перерыв между свитами, соответствующий максимуму обмеления бассейна, и начало новой трансгрессии. В зоне литорали происходил рост цианобионтной постройки, неоднократно прерывавшийся то осушением, с образованием трещин усыхания и брекчирования карбоната, то

подтоплением и частичным засыпанием постройки переотложенным терригенным материалом. Окончательное погребение цианобионтной постройки произошло за счет поступления песчаного материала, переотложенного из котуцкой свиты деятельностью волнового прибора наступающего моря.

МФТ2. Силикокластический биотурбированный мадстоун. Образует слой (30 см), залегающий над базальными песчаниками (МФТ1) севанской свиты, и связан с ними постепенным переходом. Текстура неотчетливая параллельно-слоистая, нарушена биотурбацией (рис. 7а). Микритовая составляющая неравномерно преобразована в микроспаритовый и псевдоспаритовый агрегат вблизи обильных мелких ходов инфуны и по периметру мелких (до 2 мм) фенестров неправильной и трубчатой формы. Силикокластический материал (15–20%) такой же, как в песчаниках МФТ1; в некоторых случаях отмечается послойная сортировка песчаных зерен.

Интерпретация. Для литотипа характерна своеобразная смесь обломочного материала и карбонатного микрита, отлагавшихся в условиях с разной гидродинамической активностью, что могло быть связано с частым чередованием активных и тиховодных обстановок. По традиционным представлениям [Tucker, Write, 1990; Reading et al., 1996], фенестральные микритовые карбонаты являются характерными осадками приливно-отливной зоны и имеют в основном микробальное происхождение, однако не исключается и возможность их образования в обстановках подприливной зоны [Tucker, Write, 1990; Flügel, 2004] с вялой гидродинамикой. Силикокластический материал, так же, как и для МФТ1, эпизодически поставлялся из береговой зоны за счет переработки отложений котуцкой свиты. Смешивание карбонатного ила с песчаной, в том числе крупно- и грубозернистой фракцией могло быть результатом биотурбации осадка.

МФТ3. Пакстоун полибиокластово-родофитовый—флоатстоун дискоциклиновый. В нижней части разреза образует пачку (1.8 м) с тонкой параллельной слоистостью (см. рис. 7б, в), в отдельных слоях наблюдается слабо выраженная тонкая косая слоистость. Флоатстоун образует в этой пачке подчиненные прослойки. В строении пород остатки крупных бентосных фораминифер с преобладанием ортофрагминид имеют небольшое значение, однако их доля возрастает до 30% в породах со структурой флоатстоун. Дискоциклины достигают размера 4.6 мм, встречаются как целые раковины (чаще в прослойках со структурой флоатстоун), так и фрагментированные и окатанные. Нуммулитиды, представленные мелкими, до 2–2.8 мм, мегасферическими А-формами, встречаются редко, их раковины имеют повреждения и

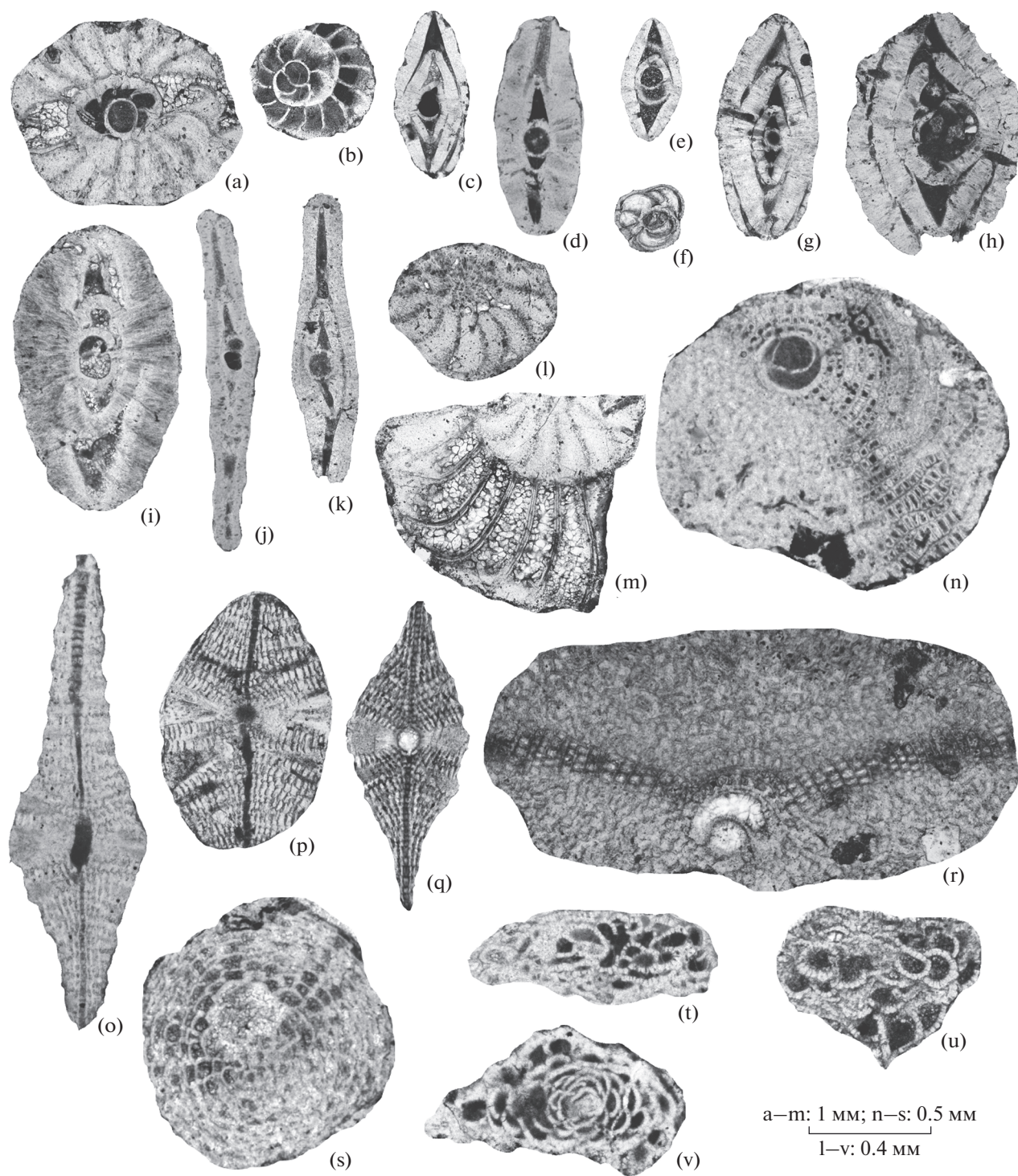


Рис. 5. Микрофотографии крупных фораминифер севанской свиты.

a–f – *Nummulites planulatus* (Lamarck): обр. U.18.15 (a), обр. U.18.18 (b), обр. U.18.19 (c), обр. U.18.16 (d), обр. U.18.23 (e), обр. U.18.27 (f); g – *N. pernotus* Schaub, обр. U.18.33; h – *N. rotularius* Deshayes, обр. U.18.26; i – *N. cf. pavlovici* Schaub, обр. U.18.15e; j, k – *N. praemurchisoni* Nemkov et Barkhatova: обр. U.18.30a (j), обр. U.18.37 (k); l – *Assilina karrereri* (Penecke), обр. U.18.15d; m – *Assilina cf. escheri* (Hottinger), обр. U.18.15d; n – *Orbitoclypeus schopeni crimensis* Less, обр. U.18.15d; o – *Discocyclina cf. furoni* Samanta, обр. U.18.17d; p, q – *Discocyclina dispansa* (Sowerby), обр. U.18.14 (p), обр. U.18.18 (q); r – *D. archiaci archiaci* (Schlumberger), обр. U.18.15; s – *Sphaerogypsina globula* (Reuss), обр. U.18.30a; t–v – *Planorbulinidae* Schwager: обр. U.18.13 (t), обр. U.18.14 (u), обр. U.18.15a (v). a, b, f, l, m, n, r – экваториальные и субэкваториальные сечения; s – срединное (медианное) сечение; t–v – случайные, косые сечения; остальные изображения – осевые сечения; a–g – мегасферическая генерация.

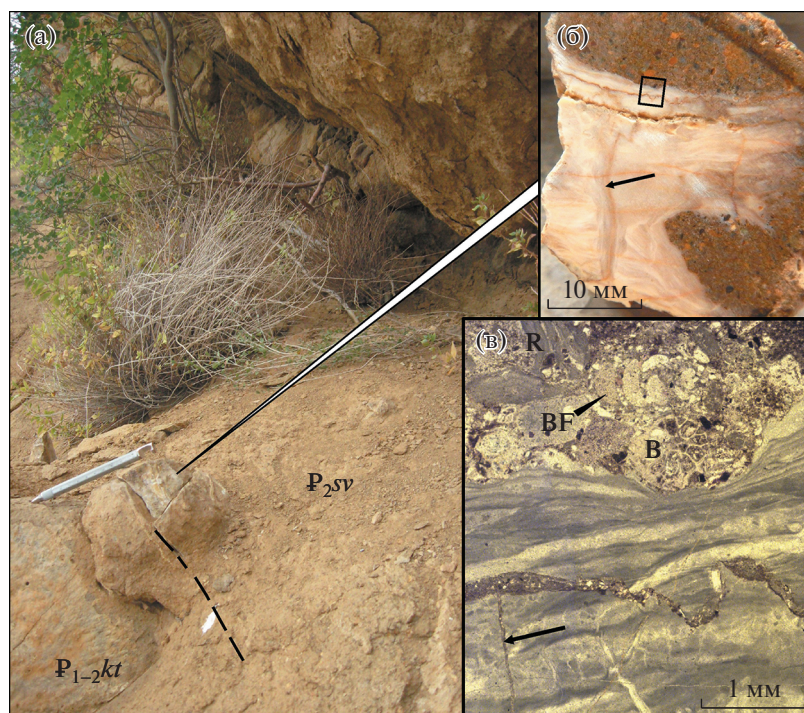


Рис. 6. Строение и состав пород МФТ1 саванской свиты.

а — граница котузкой и саванской свит. На известковистых песчаниках котузкой свиты — линзовидное цианобионтное образование (показано стрелкой); б — срез краевой части строматолита в песчаниках. Видны фазы частичного засыпания и агградации строматолита, залеченная трещина усыхания (стрелка). Прямоугольником показан фрагмент структуры, приведенный на микрофотографии шлифа U.18.07; в — шлиф U.18.07: в цианобионтном карбонате видны линии роста, тонкая трещина усыхания, заполненная терригенным материалом (стрелка); биокласты в песчаниках: В — мшанка, BF — агглютинирующая бентосная фораминифера, R — инкрустирующие багряные водоросли.

следы окатывания. Наиболее многочисленны (30–50%) обломки багряных водорослей, представленных как родолитами, так и стелющимися корковыми формами. От 25 до 40% биокластов образованы остатками бентосных организмов: иглокожих, в основном — игл морских ежей, ветвистых форм мшанок; существенно реже (до 1–2%) — других крупных и мелких бентосных фораминифер, серпулид, обломков раковин двустворок и брахиопод. Среди бентосных фораминифер примечательно отсутствие альвеолинид и милиолид. Регулярно, но в очень небольших количествах (менее 1%) встречаются раковины глобигеринид.

Биокласты преимущественно хорошо окатаны, обломки багряных водорослей часто имеют следы сверлений. В прослойках со структурой флоатстоун остатки дискоциклин характеризуются укладкой, параллельной напластованию, с несоприкасающимися раковинами (*edgewise isolate imbrication* [Aigner, 1985]). Матрикс подобных прослоек представлен мелкообломочным пакстоуном с хорошей сортировкой биокластов и песчаной примеси по размеру. В остальных случаях сортировка раковин КБФ, так же как и карбонатных зерен другого происхождения, прояв-

ляется нерегулярно, их укладка преимущественно хаотическая.

Породы содержат примесь (10–25%) мелкогравийного и песчаного материала, сходного с установленным в МФТ2. Редко (около 1%) встречаются хорошо окатанные экстракласты биокластовых вак- и пакстоунов.

Интерпретация. Хорошая окатанность преобладающей части биокластов и экстракластов в пакстоуне предполагает их предшествующую переработку и длительное нахождение в среде осадконакопления, а распространение косой слоистости, высокая степень дробления фаунистических остатков и присутствие песчано-гравийной примеси в породах свидетельствуют о высокой гидродинамической активности. В то же время, заметное содержание первичного микритового цемента, отсутствующая или слабовыраженная ориентировка биокластов в пакстоуне может быть следствием перемещения материала активными, но кратковременными течениями, при отсутствии дальнейшей переработки поступившего материала. И напротив, в прослойках флоатстоунов, в составе отсортированного мелкозернистого биокластового матрикса раковины диско-

циклин хорошей сохранности, с выраженной параллельной укладкой “*edgewise isolate imbrication*” [Aigner, 1985; Racey, 2001], скорее, находятся *in situ*.

Тонкослоистый и косослойчатый пакстоуны формировались за счет действия периодических течений умеренной силы, а прослойки флоатстоуна фиксируют этапы снижения их активности, когда условия становились благоприятными для заселения дна дискоциклинами с уплощенными раковинами, более характерными для тиховодных и глубоководных обстановок, чем автохтонные скопления нуммулитид [Hottinger, 1983; Kulka, 1985; Buxton, Pedley, 1989; Jorry, 2003].

МФТ4. Пакстоун родофитово-крупнофораминиферовый, косослоистый (см. рис. 7г–е); в верхних частях слоев косая слоистость сменяется весьма тонкой параллельной. Образует два слоя, мощностью 0.8 и 0.35 м, в средней части свиты. До двух третей общего количества биокластов представлены КБФ, с заметным преобладанием мелких (до 2.2 мм) нуммулитид. Дискоциклины в основном фрагментированы, целые раковины очень редки; остатки нуммулитид обычно имеют повреждения, нередко окатанные. Примерно 30% биокластов приходится на остатки багряных водорослей, прочие — иглокожие, мшанки, остальные КБФ, в т.ч. планорбулиниды, мелкие бентосные фораминиферы образуют 5–7% карбонатных зерен. Среди КБФ, так же как в составе МФТ3, отсутствуют альвеолины. Внутри отдельных слойков, формирующих слоистость, карбонатные обломочные зерна имеют среднюю и хорошую сортировку.

Окатанность биокластов неравномерная, встречаются в разной мере абрадированные зерна; остатки иглокожих и обломки раковин нуммулитид часто несут следы цианобионтных сверлений, но кортоидные зерна отсутствуют. Целые раковины нуммулитид встречаются сравнительно часто, однако раковины дискоциклин без повреждений очень редки. Камеры фораминифер и полости сверлений нередко заполнены глауконитом (см. рис. 7г).

В шлифах наблюдается плотная упаковка нуммулитид, в прослойках с параллельной слойчатостью

встречается поперечная укладка (“*perpendicular imbrication*” [Beavington-Penney et al., 2005]) раковин (см. рис. 7е).

Интерпретация. Различная окатанность биокластов, следы сверлений и новообразования глауконита в них и в камерах некоторой части раковин могут объясняться разной, в том числе большой длительностью нахождения карбонатных зерен в системе осадконакопления. Преобладание нуммулитид среди КБФ предполагает поступление их раковин, по крайней мере, отчасти, с нуммулитовой банки. Косые серии, различимые в обнажении (см. рис. 7д), являются признаком участия течений в формировании пачки, но характерная для верхних частей слоев вертикальная укладка нуммулитид может быть связана с переработкой отложений в зоне действия обычных волн, при отсутствии штормовых возмущений [Beavington-Penney et al., 2005].

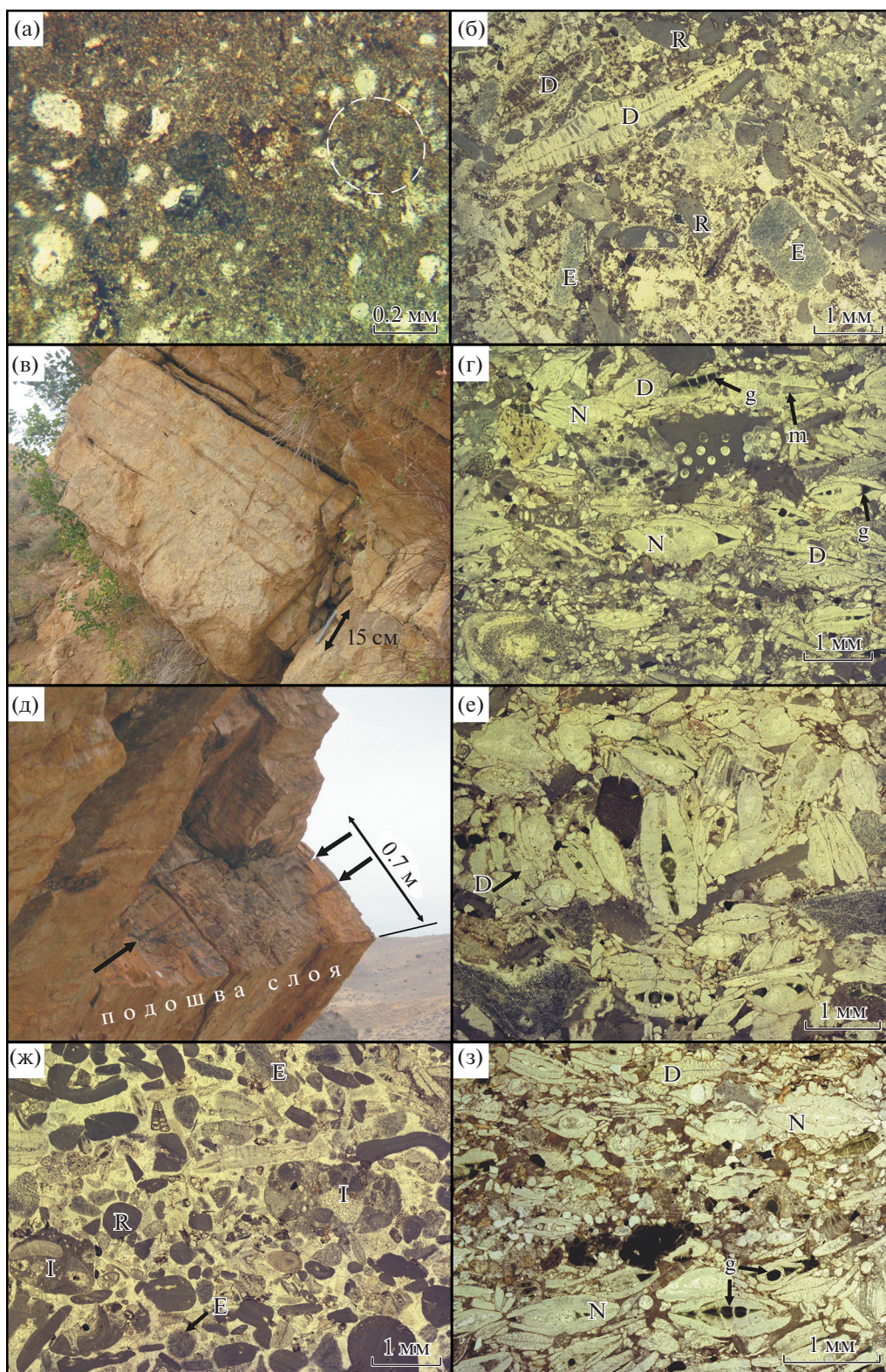
Соседство в разрезе тиховодных отложений с остатками уплощенных дискоциклин (МФТ3) и весьма мелководных осадков с вертикальной укладкой, обусловленной действием волн (МФТ4), можно объяснить условиями внутреннего склона биокластовой отмели, где базис обычных волн располагается неглубоко, а их энергия слабее, чем на внешнем склоне отмели. Формирование косослоистых отложений МФТ4 могло происходить как в зоне штормового заплеска, по аналогии с прибрежными барами [Reading et al., 1996], так и вблизи гребня донной формы в результате деятельности течений.

В периоды между штормами косослоистые отложения частично перерабатывались обычными волнами, а вынесенный их деятельностью мелкий обломочный материал в относительно более глубоководных обстановках, располагавшихся ниже базиса волн, становился субстратом, который заселялся дискоциклинами (МФТ3).

Присутствие скоплений автохтонных дискоциклин является типичным для глубин среднего рампа [Kulka, 1985; Jorry, 2003, 2006]. Появление таких скоплений в области защищенного побережья может быть свидетельством активного водообмена между “лагуной” и открытым бассейном, что характерно, в первую очередь, для обстановок

Рис. 7. Микрофациальные типы пород севанской свиты.

а — МФТ2 — силикокластический мадстоун (шлиф U.18.08): обломочные зерна оконтуривают круглое сечение хода инфауны (белый пунктир); б — МФТ3 — пакстоун полибиокластово-родофитовый — флоатстоун дискоциклиновый (шлиф U.18.10): самые крупные биокласты — раковины дискоциклин (D), окатанные фрагменты багряных водорослей (R) и иглокожих (E); в — тонкая параллельная слоистость в породах МФТ3: г–е — МФТ4 — пакстоун родофитово-крупнофораминиферовый: г — шлиф U.18.13: остатки нуммулитов (N) и дискоциклин (D) имеют повреждения и(или) окатаны, полости раковин часто заполнены глауконитом (g) или микритом (m); д — косая слоистость в МФТ4; е — шлиф U.18.16: фрагмент прослоя (в центральной части фотографии) с поперечной укладкой поврежденных раковин нуммулитид, дискоциклины (D) редки; ж — МФТ5 — полибиокластовый грейнстоун (шлиф U.18.14): среди биокластов преобладают окатанные остатки багряных водорослей (R) и иглокожих (E), обычны нуммулиты (N); встречаются окатанные интракласты (I); з — МФТ6 — пакстоун нуммулитовый (шлиф U.18.19): нуммулитиды (N) имеют разную сохранность, у части раковин полости заполнены глауконитом (g), дискоциклины (D) редки.



рампа. В пользу этого могут свидетельствовать дефицит более мелководных бентосных фораминифер с фарфоровидной раковиной и появление планктонных фораминифер в МФТ3 и МФТ1.

МФТ5. Грейн-пакстоун полибиокластовый, образует слой (1 м) с тонкой параллельной слоистостью, в отдельных прослоях — с косой слоистостью, который залегает на породах МФТ4 и перекрывается ими же.

Представлен тонко переслаивающимися породами со структурами грейн- и пакстоуна. Среди биокластов около 20% представлены остатками КБФ, с преобладанием ортофрагминид; содержание прочих остатков может значительно варьировать. Размер раковин дискоциклин достигает 3–4 мм, нуммулитов — около 2 мм. Список КБФ этой микрофации, наиболее обширен и включает много уплощенных форм: *Nummulites planulatus* (Lamarck), *Assilina karreri* (Penecke), *As. cf. escheri* (Hottinger), *Orbitoclypeus schopeni crimensis* Less, *Discocyclus cf. furoni* Samanta, *D. dispansa* (Sowerby), Planorbulinidae Schwager.

Биокласты обычно хорошо окатаны и сгружены (см. рис. 7ж), небольшая их часть, чаще — обломки багряных водорослей, имеют следы биоабразии. Трубочатые полости цианобионтных сверлений и камеры некоторых фораминифер заполнены глауконитом.

В отдельных прослойках возрастает (до 3–5%) содержание хорошо окатанных интра- и экстраклавов размерностью до 1.3–2 мм.

Цемент развит неравномерно, в отдельных прослойках содержание sparita изменяется от 10–15 до 35%, микрита — от 0 до 15%. При малом количестве цемента часто наблюдаются конформные, стилолитовые контакты зерен.

Силикокластический материал (от 3 до 10–25%) в целом такой же, как в предыдущем МФТ4.

Интерпретация. Характерной особенностью микрофации является значительная роль пород со структурой грейнстоун и невысоким содержанием остатков нуммулитид и ортофрагминид, среди которых встречаются таксоны как с уплощенной, так и с выпуклой раковиной. Высокая степень фрагментации и окатанности биокластов, сортировка карбонатных и песчаных зерен, отсутствие или малая роль микрита в цементирующей массе, хорошо выраженные слоистые текстуры механического переноса обломков и отсутствие биотурбации являются характерными для обстановок с регулярной активностью обычных волн. Такие условия накопления карбонатных песков МФТ5 могли существовать на гребне биокластовой отмели и ее наветренном склоне.

МФТ6. Нуммулитидовый флоат-пакстоун. Этот микрофациальный тип слагает среднюю часть карбонатной толщи нижнего эоцена и образует слои с хорошо выраженной параллельной и

пологой косой слоистостью, с редкими норами *Skolithos*.

Карбонатные зерна в слоях отсортированы по размерности, более 75% составляют целые, реже фрагментированные КБФ, среди которых заметно преобладают остатки мелких нуммулитов (до 2.5–3.2 мм) мегасферической генерации (см. рис. 7з). Ортофрагминиды, а также обломки родофитов образуют от 10 до 20% биокластов. В небольшом количестве встречаются раковины ассилин. В качестве скудной примеси (1–2%) постоянно присутствуют остатки планктонных фораминифер. Биокласты иного происхождения составляют от 2 до 12%. Из нуммулитов наиболее многочисленны *Nummulites planulatus* (Lamarck); из прочих фораминифер определены: *N. cf. pavloveci* Schaub, среди ортофрагминид установлены *Discocyclus dispansa* (Sowerby), *D. cf. furoni* (Samanta).

Подавляющая часть раковин нуммулитов оббита и окатана, мелкие обломки варьируют от плохо окатанных (почти угловатых) до хорошо окатанных. Часто наблюдается однородная плотная укладка раковин, ориентированных по направлению напластованию и соприкасающихся (“linear accumulation” [Racey, 2001]). Глауконит заполняет камеры фораминифер и редкие полости ветвистых трубочатых микробиальных сверлений. Матрикс в флоатстоунах имеет структуру пакстоуна, в котором более половины крупных биокластов представлены раковинами нуммулитид.

Силикокластическая составляющая в породах варьирует от 0 до 10% и представлена в основном тонко- и мелкозернистым песком, существенно (60–70%) кварцевого состава.

Интерпретация. Микрофация характеризуется резким преобладанием остатков *Nummulites planulatus* среди биокластов и является, по сравнению с выделенными в разрезе типами пород, наиболее близкой к образованиям нуммулитовой банки, по П. Арни [Arni, 1965]. Нуммулиты представлены исключительно мелкими линзовидными формами генерации А, характерными для мелководных условий [Aigner, 1983, 1985]. Однако при формировании “банки” доминировали процессы механического переотложения и переработки осадка волнами и течениями, с выносом более мелких биокластов и силикокластического материала; об этом свидетельствуют окатанность и послойная сортировка биокластов, плотная параллельная укладка (“linear accumulation”) раковин [Aigner, 1983, 1985; Racey, 2001; Beavington-Penney, 2005], характерная для пород этой микрофации, а также примесь других КБФ. Поступком значительного количества раковин *Nummulites planulatus* могла служить банка, располагавшаяся на небольшом удалении — в пределах внешней зоны внутреннего рампа, откуда мелкие А-формы выносились, смешиваясь с силикокла-

стическим материалом, другими КБФ и карбонатными зернами иного происхождения. Распространенность в породах МФТ6 параллельной и пологой косой слоистости; редкие вертикальные ходы инфауны, характерные для несвязных песчаных субстратов областей постоянной волновой активности, позволяют предполагать, что основным фактором осадконакопления являлись обычные и, вероятно, штормовые волны [Reading et al., 1996].

МФТ7. Пак- и флоатстоун родофитово-крупнофораминиферовый. Микрофациальный тип составляет серию слоев, общей мощностью более 2 м, в верхней половине разреза. В них наблюдаются текстуры умеренно и хорошо выраженной параллельной слоистости, а также пологой косой (рис. 8а) и мелкой волнистой слоистости, которая редко нарушается биотурбацией. На отпрепарированных поверхностях напластования встречаются знаки симметричной волновой ряби (см. рис. 8б). В шлифах наблюдается мелкая косая слойчатость, подчеркнутая однородной наклонной ориентировкой не соприкасающихся остатков нуммулитид и других уплощенных биокластов ("isolated imbrication", [Racey, 2001; Beavington-Penney et al., 2005]).

Крупные бентосные фораминиферы, с некоторым преобладанием нуммулитид над ортофрагминидами, образуют от 30 до 55% биокластов. В небольших количествах встречаются остатки ассилин (*Assilina* s.l.). Размеры нуммулитид редко превышают 2.5 мм, дискоциклин — до 4 мм. Определены нуммулитиды *N. planulatus* (Lamarck), *N. rotularius* Deshayes. Багряные водоросли представлены обломками корок и родолитов, образуют от 27 до 45% биокластов. Прочие формы фауны образуют 10–25% биокластов. Содержание планктонных фораминифер в среднем составляет 1%. Встречаются единичные остатки дактикладовых водорослей. Наиболее крупные карбонатные зерна во флоатстоуне в основном представлены КБФ и обломками багряных водорослей, реже — иглами ежей, обломками мшанок и устриц. В составе комплекса биокластов микрофации отмечается возрастание вверх по разрезу количества остатков КБФ, что наиболее заметно для ортофрагминид.

Карбонатные остатки биоты часто фрагментированы, окатаны, отсортированы по размерности внутри отдельных слойков; часть биокластов несет следы биоэрозии и цианобионтных сверлений, полости иногда заполнены глауконитом или микритом (см. рис. 8в).

Микритовый цемент скудный, большинство зерен имеет конформные, в том числе сутурные контакты.

Силикокластический материал (от 1 до 7–10%) представлен зернами алевроитово-мелкопесчаной

размерности и по составу такой же, как в выше рассмотренных породах.

Интерпретация. По сравнению с МФТ6, среди остатков КБФ возрастает роль ортофрагминид, присутствие которых характерно для условий нижней части фотической зоны среднего и внешнего склона [Arni, 1965; Fermont, 1982; Buxton, Pedley, 1989]. В то же время отложения имеют признаки как сравнительно активной, так и умеренной гидродинамики, такие как: тонкая параллельная и пологая косая слоистость, характерные для осадков зоны действия обычных и штормовых волн [Reading et al., 1996]; косая и волнистая слоистость разного ранга; хорошая послойная сортировка карбонатного и аллотигенного материала, малое содержание первичного микритового цемента, низкая степень биотурбации отложений. Наклонная укладка изолированных биокластов [Racey, 2001; Beavington-Penney et al., 2005] могла быть результатом действия течений умеренной и малой силы, не способных к перемещению крупных биокластов, но обеспечивающих сортировку материала за счет выноса мелких фракций. Наблюдающиеся в породе различия в размерности раковин КБФ (относительно крупных) и более мелких биокластов другого происхождения можно объяснить высокой первичной пористостью (т.е. низкой удельной плотностью) раковин нуммулитид и ортофрагминид, что облегчало их транспорт течениями разного генезиса [Aigner, 1982; Racey, 2001; Jorjy et al., 2006]. Биокластовая компонента представляет собой смесь материала, выносившегося из относительно более мелководных областей: нуммулитовой банки (вид *N. planulatus*) и участков широкого распространения инкрустирующих багряных водорослей внешней части внутреннего склона, а также материала, поступавшего с более мористой стороны, представленного в значительной мере остатками дискоциклин. Таким образом, накопление МФТ7 могло происходить на глубинах, примерно соответствующих базису обычных волн и/или несколько ниже.

МФТ8. Пак-флоатстоун фораминиферово-родофитовый. Вместе с МФТ9 составляет верхнюю тонкослоистую пачку севанской свиты, мощностью менее 2 м (см. рис. 8г). Для отложений характерна параллельная слойчатость, наблюдающаяся как в обнажении, так и в шлифах, в виде чередования слойков, сложенных или в основном сортированным карбонатным детритом, или целыми и слабо поврежденными раковинами КБФ. В них часто наблюдается обратная градиционная сортировка биокластов по размерности. Наблюдаются не крупные, чаще — полого расположенные биотурбационные текстуры, частично нарушающие первичную параллельную ориентировку биокластов.

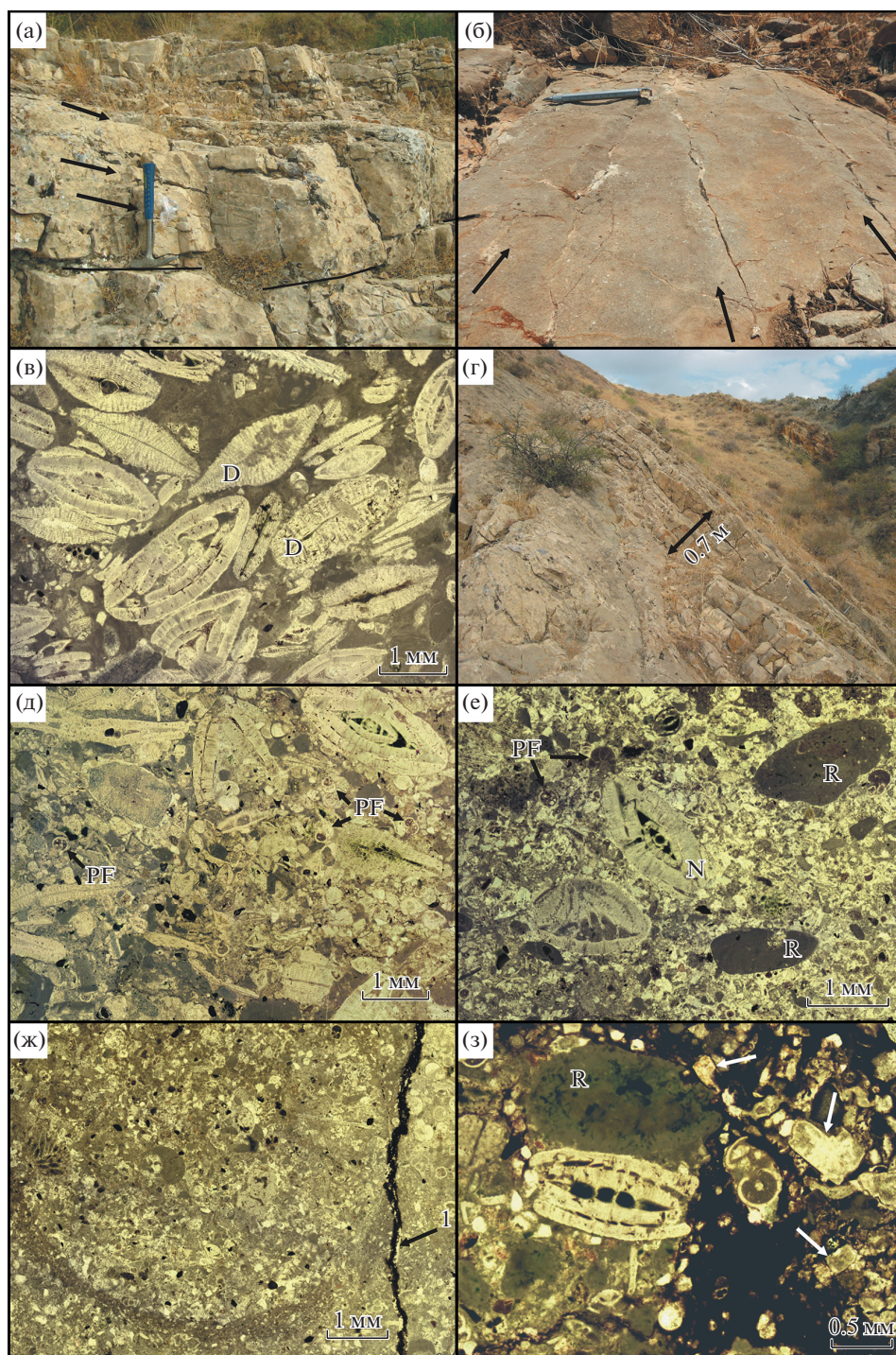


Рис. 8. Микрофациальные типы пород севанской свиты.

а–в – МФТ7 – пак-флоатстоун родофитово-фораминиферовый: а – тонкая пологая косая слоистость в слое известняков: стрелки ориентированы вдоль границ наклонных слоёв, б – знаки волновой ряби: стрелки ориентированы вдоль гребней ряби, в – насыщенный флоатстоун (шлиф U.18.27): нуммулитиды незначительно преобладают; окатанные остатки дискоциклин (D) с полостями сверлений, заполненными микритом и глауконитом; г, д – МФТ8 – пак- и флоатстоун фораминиферово-родофитовый: г – тонкая параллельная слоистость в известняках МФТ8 и МФТ9, д – шлиф U.18.30a: в породах МФТ8 заметно увеличивается количество планктонных фораминифер (PF); е–з – МФТ9 – пакстоун полибиокластово-родофитовый: е – шлиф U.18.33a: камеры в раковинах нуммулитов (N) и полости сверления в остатках багряных водорослей (R) заполнены глауконитом и микритом, присутствуют планктонные фораминиферы (PF), ж – шлиф U.18.33: трещина 1-й группы (справа) в биотубированном пакстоуне; бурая масса второй фазы заполнения трещины корродирует ее стенки и светлый кальцит первой фазы заполнения (1), з – шлиф U.18.34: биокластовый пакстоун (слева) имеет коррозионную границу растворения с бурой глиноземистой массой; в матриксе встречаются кристаллокласты плагиоклаза (белые стрелки).

В этой микрофации остатки КБФ образуют от 40 до 60% карбонатных зерен. Ортофрагминиды преобладают над нуммулитидами, среди последних определен *N. praemurchisoni* Nemkov et Barkhatova, найденный также в МФТ9 (см. рис. 5). Размер раковин — до 3.5 мм. Содержание остатков родофитов — от 20 до 40%, часто встречаются ветвистые формы. Среди биокластов заметно увеличение роли планктонных фораминифер до 3–5% (см. рис. 8д).

Остатки нуммулитов и ассилин обычно повреждены, со следами микросверлений, иногда их полости заполнены глауконитом; иногда наблюдается группировка нуммулитов и дискоциклин по разным слоям. Степень повреждения раковин дискоциклин в среднем меньше, чем у остатков нуммулитид. Фрагменты макрофауны обычно окатаны, часть биокластов имеет признаки биоэризии.

Микритовый цемент распределен неравномерно: в некоторых слоях он образует до 15–20% породы; в слоях с низким содержанием микрита часто наблюдаются сутурные границы зерен. Содержание силикокластического алевритово-мелкопесчаного материала изменяется от 1–2 до 7%.

Интерпретация. Тенденции в изменении строения и состава пород, наметившиеся в МФТ7, получили дальнейшее развитие в МФТ8. Количественное доминирование остатков ортофрагминид над нуммулитидами, в среднем возрастание роли микритового цемента в породе, увеличение доли мелкофрагментированных остатков и более высокую степень биотурбированности отложений можно интерпретировать как признаки их накопления на глубинах, более значительных по сравнению с МФТ7. О том же может свидетельствовать и появление определенных остатков уплощенных раковин *N. praemurchisoni* [Aigner, 1983, 1985]. Соответственно, накопление пород МФТ8 могло происходить уже ниже базиса обычных волн, т.е. в верхней части среднего рампа. Однако зернистая структура породы, сортировка зерен и небольшое количество микрита предполагают относительно высокую гидродинамическую активность среды осадконакопления, связанную с деятельностью штормов и течений.

МФТ9. Пакстоун полибиокластово-родофитовый. Этот микрофациальный тип образует верхнюю часть разреза свиты. Для пород характерна тонкая параллельная слоистость, наблюдающаяся как в обнажении, так и в шлифах в виде чередования слоев с биокластами разной размерности (см. рис. 8е–з). В слоях нередко отмечается как нормальная, так и обратная градиционная слоистость. Градиционное распределение зерен и первичная ориентировка биокластов частично нарушены мелкими ходами инфауны.

В породах самыми многочисленными биокластами (40% и более) являются остатки багряных водорослей. КБФ, с преобладанием ортофрагминид, образуют до 25% карбонатных зерен, при этом раковины нуммулитид и ортофрагминид вполне соизмеримы (1.8–3.5 мм). Возрастает количество (до 25–30%) остатков прочих бентосных фораминифер и макрофауны морских ежей и в меньшей степени — мшанок, серпулид, остракод и др. Постоянно присутствуют (5–10%) остатки планктонных фораминифер (см. рис. 8е, ж).

Биокласты в основном окатанные. Характерна более высокая степень раздробленности раковин КБФ по сравнению с прочими микрофациями. В породах МФТ9 увеличивается содержание микритового цемента, а роль конформных зерновых контактов заметно снижается.

Содержание силикокластического материала изменяется от 1–3 до 7–10% в отдельных слоях и заполнении ходов инфауны, последние в среднем встречаются чаще, чем в породах других микрофаций. Кровля пачки, образованной МФТ9, несет следы перерыва в осадконакоплении (см. рис. 8з).

Интерпретация. Макроскопически породы этой микрофации сходны с породами МФТ8. Соотношение нуммулитид и ортофрагминид в МФТ9 и МФТ8 также является близким, однако сокращение роли КБФ и возрастание количества остатков бентосной макрофауны (см. рис. 4) может свидетельствовать о накоплении пород МФТ9 на более значительной глубине по сравнению с МФТ8. Среди обломков макрофауны наиболее многочисленны фрагменты игл и панцирей морских ежей, породообразующее значение которых характерно для отложений, накапливавшихся в тылу нуммулитовых банок [Aigner, 1983] и на внешнем рампе [Buxton, Pedley, 1989]. В то же время, совокупность признаков: отчетливо выраженная тонкая параллельная слоистость в пакстоунах, биотурбация внутри слоев, отсутствие пород со структурами вак- и мадстоуна, окатанность большинства биокластов предполагает накопление осадков в обстановках с частым воздействием штормовых волн и(или) течений. Таким образом, накопление отложений, вероятнее всего, происходило в обстановках средней и, возможно, нижней частей среднего рампа, выше базиса штормовых волн.

Строение кровли севанской свиты и трещиноватость известняков

В верхней части свиты хорошо заметно, что известняки пронизаны сетью залеченных трещин (рис. 9а): 1) очень частых, тонких волосовидных, субпараллельных (азимут падения: СВ — 10°, угол падения 45°); 2) более редких, но в среднем более

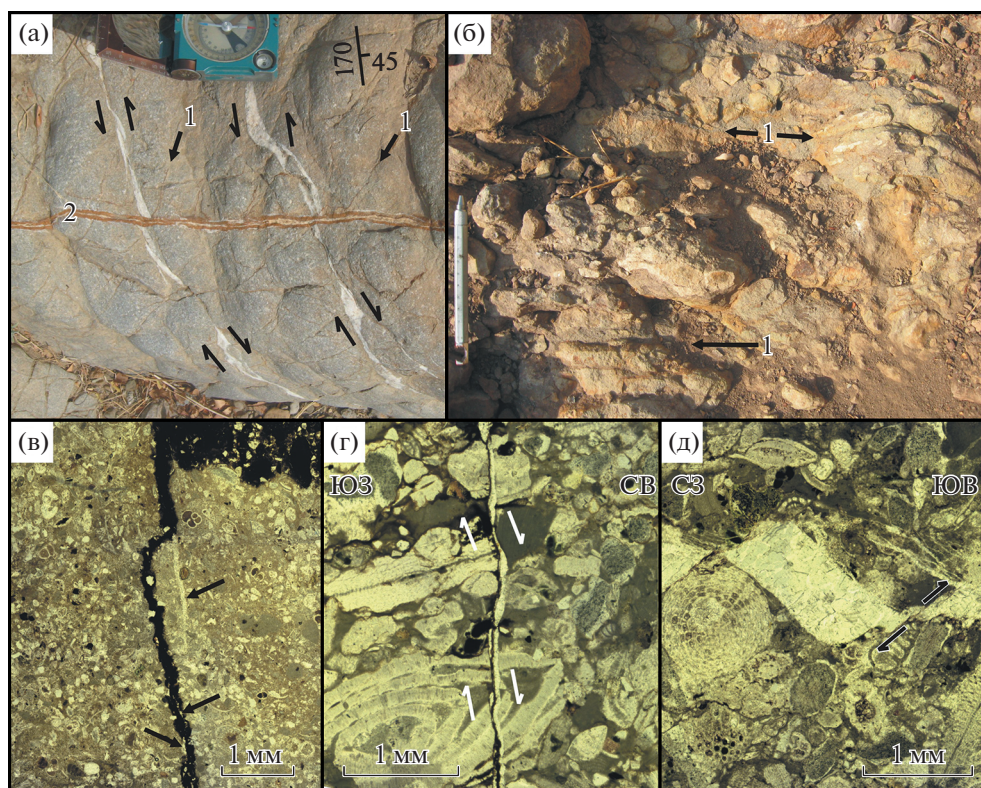


Рис. 9. Тектоническая предсреднеэоценовая трещиноватость в известняках.

а — вид и соотношение секущих (1 и 2, в соответствии с текстом) и послойных трещин, стрелками показано перемещение по послойным трещинам на пологом и крутом участках обнажения; б — кровля “пласта” псевдоконгломератов: заметна ориентировка блоков, ограниченных проработанными карстом трещинами; в — шлиф U.18.33: в трещине 1-й группы кальцит первой стадии заполнения сохранился в виде реликтов и в участках “перескока” трещины (стрелки); г — шлиф U.18.26: трещина 2-й группы: различимы дуплексы раскрытия, стрелки показывают направление смещения; д — шлиф U.18.30: послойные трещины, направление смещения показано стрелками.

широких (раскрытие — от долей миллиметра до 8–10 мм), сравнительно прямолинейных, субмеридионального простирания, от вертикальных до крутопадающих на восток (азимуты простирания: от ССЗ — 355° до ССВ — 10°, угол падения 80°–90°); 3) кулисных отрывов, почти параллельных напластованию.

Первая группа трещин хорошо проявлена в кровле свиты, обеспечивая отдельность известняков, подвергшихся карстованию. Частично скругленные растворением, сохранившие первоначальное положение блоки биокластового пакстоуна, размером 5–12 см, реже до 20 см (см. рис. 9б), сформировали своеобразный “пласт” псевдоконгломератов, мощностью 25–30 см. Псевдоконгломераты сцементированы бурой и лилово-коричневой бокситоподобной, слабоизвестковистой массой (см. рис. 8з), содержащей более мелкие обломки тех же известняков и около 7–10% алевритово-мелкопесчаной примеси, преимущественно кварцевого состава, а также немногочисленные (до 1%) угловатые и плохо окатанные зерна плагиоклаза, размером до 0.55 мм, подвергшегося частичной кальцитизации и сос-

юритизации. На неровной кровле псевдоконгломератов залегают нормальные известняковые конгломераты базального горизонта среднеэоценовой арпинской свиты, сцементированные такой же глиноземистой массой, а выше них залегают вулканомиктовые алевролиты и песчаники.

Ниже “пласта” псевдоконгломератов продукты выветривания заматы в трещины на глубину нескольких метров. В шлифах устанавливается двухфазное заполнение трещин первой группы: 1 — чистый мелкокристаллический кальцит и 2 — бурая железисто-глиноземистая масса, корродирующая и маскирующая кальцит первой фазы заполнения (см. рис. 8ж) и “просачивающаяся” из трещины в ее стенки. Смещение по трещинам первой группы не диагностируется даже в шлифах (см. рис. 9в), изготовленных как поперек слоистости, так и в плоскости напластования.

Вторая группа трещин, как видно в самых широких прожилках, имеет трехстадийное заполнение (см. рис. 9а). Самая поздняя, третья стадия заполнения, образует в трещине центральный прожилок светлого, с буроватым оттенком, каль-

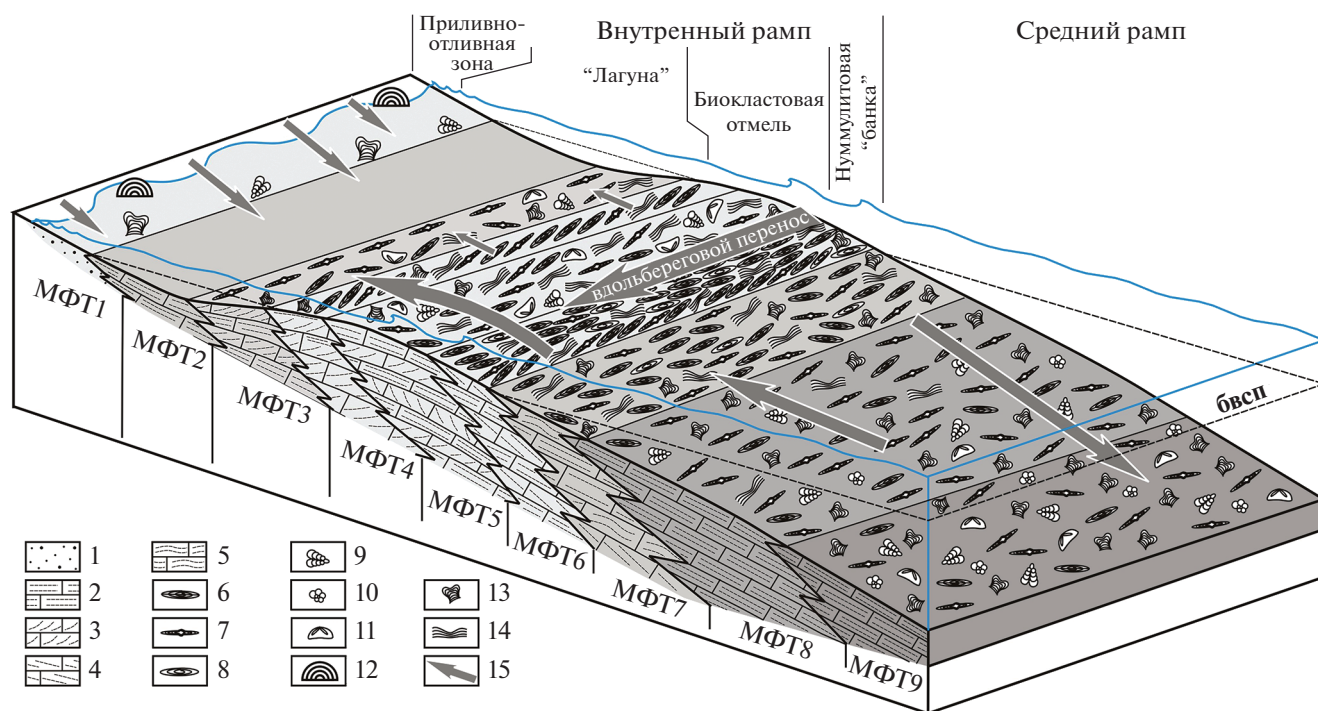


Рис. 10. Распределение фациальных типов в седиментационной модели.

1 — песчаники; 2–5 — известняки: 2 — параллельнослоистые; 3 — косослоистые, 4 — пологокосослоистые, 5 — волнистослоистые; 6–15 — основные типы биокластов: 6 — нуммулиты, 7 — ортофрагминиды, 8 — ассилины, 9 — прочие бентосные фораминиферы, 10 — планктонные фораминиферы, 11 — морские ежи, 12 — строматолиты, 13, 14 — багряные водоросли (13 — родолиты, 14 — корки), 15 — направления переноса биокластов и песчаного материала; бвсп — базис обычных волн.

цита. Его ромбовидные транстензионные дуплексы и смещение послойного кальцитового прожилка соответствуют сбросо-правосдвиговым смещениям.

Вторая стадия заполнения представлена продуктами карстования и компенсирует более 2/3 полного раскрытия трещины. На этой стадии трещина развивалась как отрыв. Изучение заполнения таких прожилков (см. рис. 9г) показывает, что темно-бурая минеральная масса имеет резкие границы с кальцитом первой стадии.

Заполнение первой стадии развития трещин представлено чистым кальцитом, аналогичным заполнению послойных трещин, а также первой фазе заполнения трещин первой группы. Даже в трещинах с широким суммарным раскрытием заполнение первой фазы имеет очень малую толщину. В тонких прожилках (см. рис. 9г) кальцит выполняет раскрытие трещины, на фоне которого видны транстензионные дуплексы, указывающие на сбросовую составляющую смещения. Неравное смещение границ биокластов, пересеченных трещиной, выявляет наличие сдвиговой составляющей.

Послойные трещины третьей группы — это отрывы с одноактным заполнением чистым, белым кальцитом, аналогичным первым фазам заполнения секущих трещин. Трещины отрыва характе-

ризуются линзовидной и ромбовидной формами и кулисным расположением, указывающим на почти горизонтальное смещение верхнего блока в юго-восточном направлении (см. рис. 9а, д).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Седиментационная модель

На основании проанализированных материалов можно восстановить условия формирования раннеэоценовых отложений, вскрывающихся в разрезе Урцадзор. Установленные 9 микрофациальных типов выстраиваются в трансгрессивную последовательность — от отложений литорали (МФТ1) до отложений нижней–средней частей среднего рампа (МФТ9) (рис. 10). Принципиальное отличие предложенной модели от классической модели нуммулитовой банки [Arni, 1965] заключается в обосновании резко преобладающей роли абиогенных факторов осадконакопления над биогенными во время формирования отложений, о чем свидетельствуют хорошо развитые осадочные текстуры, связанные с деятельностью волн и индуцированных ими течений. Для нуммулитовых отложений в целом не характерны слоистые текстуры механического переотложения [Jorjy et al., 2003, 2006; Aigner, 1983], однако в

исследованном разрезе представлены тонкая параллельная, косая, пологая косая и волнистая слоистость, а также среднемасштабная волновая рябь (см. рис. 86).

Основываясь на морфологии раковин КБФ (нуммулитид и ортофрагминид) и по аналогии с современными нуммулитидами сходного морфотипа, можно реконструировать такие параметры бассейна, как глубина и освещенность. При активной гидродинамике, которая подтверждается для изученных микрофаций хорошей сортировкой раковин КБФ с преобладающим размером 2–3 мм, окатанностью биокластов, раздробленностью остатков макрофауны, присутствием окатанных экстраклавов и др. признаками, средняя глубина обитания нуммулитов с выпуклой раковиной в раннем эоцене могла быть 30–50 м, а видов с плоской раковиной, а также оперкулин, живущих на мягких грунтах – 40–90 м [Hottinger, 1983]. Отсутствие раковин агамонтов (микросферической генерации полового поколения – В-формы) также объясняется активной гидродинамикой, при которой половое размножение ограничено. Если в качестве признака параавтохтонного нахождения нуммулитовых накоплений используется повышенное содержание в породе В-форм – за счет выноса за пределы банки макросферических А-форм [Racey, 2001; Papazzoni, Seddighi, 2018], то присутствие в породе только нуммулитов А-форм может быть результатом аккумуляции именно аллохтонного, “отвеянного” материала.

Таким образом, аллохтонное происхождение изученных микрофаций очевидно.

В то же время, резкое преобладание остатков *Nummulites planulatus* при редкости других нуммулитид, в первую очередь – в МФТ6, может быть признаком сравнительно небольшого смешивания при переносе с биокластами других фациальных зон, возможно – из-за близкого расположения биогенной нуммулитовой банки. МФТ6 по глубинности накопления соответствует нижней части зоны воздействия обычных волн – наиболее благоприятных глубин для формирования нуммулитовой банки, как признается многими исследователями [Arni, 1965; Kulka, 1985; Jorjy, 2003, 2006; Hadi et al., 2016], что дает основания предполагать важную роль вдольберегового переноса материала течениями, индуцированными движением обычных волн и, возможно, штормами.

Большое количество карбонатных и силикокластических частиц песчаной размерности должно было сформировать в зоне действия обычных волн нестабильный, подвижный субстрат, неблагоприятный для неподвижного и прикрепленного бентоса, а также морских зеленых водорослей [Flügel, 2004], фрагментированные остатки (*Dasycladaceae*) которых встречены лишь в единичных экземплярах. Зарывающийся

бентос в осадках МФТ3 и МФТ6 оставил вертикальные норы ихнофации *Skolithos*, характерные именно для таких условий.

Специфической чертой изученных отложений является отсутствие в них фораминифер рода *Alveolina* и редкость *Miliolida*, характерных для фаций, развитых в тылу нуммулитовых банок, на эоценовых шельфах Тетиса [Arni, 1965; Hadi et al., 2016, 2019; Kulka, 1985; Papazzoni, Trevisani, 2006; Sahy et al., 2008; Mateu-Vicens et al., 2012]. Поскольку эти фораминиферы характерны для обстановок с ограниченным водообменом, можно предположить две взаимно не противоречащие причины этой особенности севанской свиты в Урцадзоре: 1 – область, отгороженная банкой в пределах внутреннего рампа фактически не была изолированной от прилегающего открытого морского бассейна; 2 – быстрая раннеэоценовая (позднеипрская) трансгрессия, отраженная в последовательной смене микрофациальных типов по разрезу и в редуцированности “лагунных” фаций (МФТ2–МФТ4), не дала достаточного времени для формирования характерного комплекса микрофауны. В пользу первого предположения может свидетельствовать присутствие планктонных фораминифер, хотя и немногочисленных, в МФТ1 и МФТ3.

Влияние биокластовой отмели сказывалось в “гашении” энергии штормовых и обычных волн. В результате этого в осевой части прибрежной зоны, защищенной отмелью, ниже базиса волн существовали условия для накопления в осадке бактериального микрита, а дистальная часть склона отмели периодически заселялась дискоциклинами.

Важной чертой раннеэоценового бассейна Южной Армении, отличающей его от бассейнов Северного Тетиса и Северного Перитетиса, являлось обилие багряных водорослей, однако эта особенность нуждается в отдельном исследовании.

Анализируя состав отложений палеоэоцено-раннего эоцена Приараксинского бассейна, А. Садоян [1989] отметил возрастание роли обломочных пород и увеличение их гранулометрической размерности в южном направлении, по мере приближения к области сноса; в этом направлении, вероятно, происходило и развитие раннеипрской трансгрессии. О том же свидетельствует трансгрессивное залегание эоцена на более древних породах: на верхнемеловых в районе с. Арени [Садоян, 1986] и на нижнепермских известняках на южном крыле Шагапской синклинали. Резкая изменчивость мощности севанской свиты, ее фациальная пестрота и локальное развитие в ее составе экстраклавовых известняков с обильными обломками пермских пород (см. рис. 3) позволяют предполагать в ее основании эрозионную поверхность с элементами доэоценового палеорельефа, выработанного в палеозойских поро-

Таблица 1. Предсреднеэоценовая тектоническая трещиноватость в известняках севанской свиты

Группа трещин	Элементы залегания трещин	Восстановленное залегание трещин	Установленный тип смещения
1	Азимут падения ССВ – 10° угол падения – 45°	Азимут простираия ЗСЗ – 274° угол падения – 90°	?
2	Азимут падения В – 90° угол падения – 85°	Азимут падения ВСВ – 84° угол падения – 80°	Сдвига-сброс
Элементы залегания слоистости			
	Азимут падения ЮЮВ – 170° угол падения – 45°		

дах. Установление детальной фациальной зональности нижнеэоценовых известняков требует дополнительного исследования.

*Тектонические события на рубеже
иурского и лютетского веков*

Хотя в региональном масштабе устанавливается трансгрессивное залегание среднеэоценовых отложений на подстилающих породах [Айрапетян, Закревская, 2013], в районе с. Урцадзор элементы залегания нижнего и среднего эоцена не имеют заметных различий. Несогласие в кровле

севанской свиты и в литературе оценивается как незначительное [Крашенинников и др., 1985]. Трещины в известняках, залеченные продуктами выветривания, образовались во время перерыва на рубеже раннего и среднего эоцена, когда залегание слоев было близким к горизонтальному, а последовательность заполнения трещин несет информацию о событиях того времени.

Устранение последующих деформаций слоев приведением их в горизонтальное залегание с помощью стереографической сетки Вульфа позволило восстановить первичное или близкое к нему положение трещин (табл. 1, рис. 11а, б).

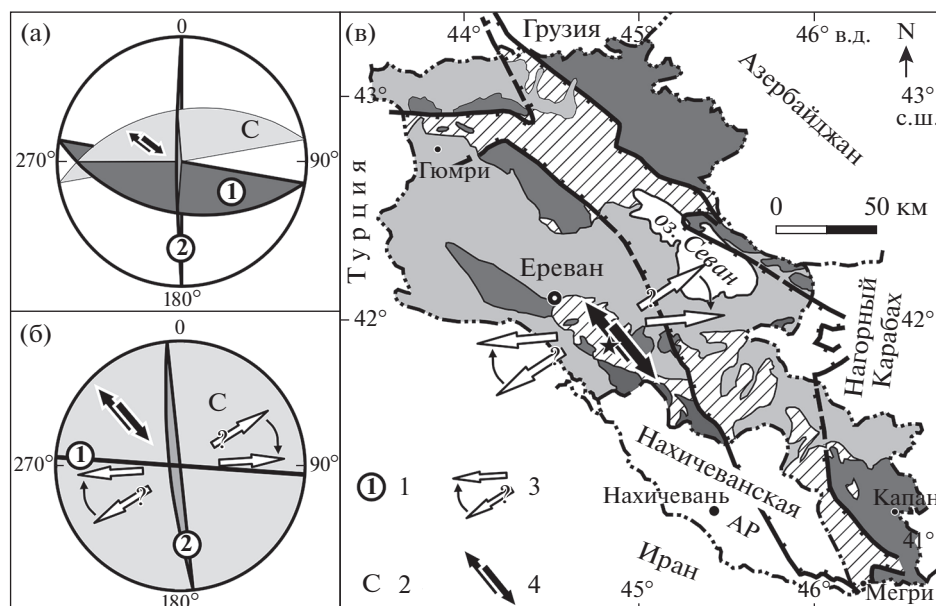


Рис. 11. Ориентировка трещин в известняках (а – замеренная, б – реконструированная на начало среднего эоцена) и условия формирования Ширак-Севан-Мегринского рифта (в).

1 – номер группы трещин; 2 – слоистость и послойные трещины; 3 – направление растяжения и его изменения во времени; 4 – смещения по послойным трещинам. Остальные условные обозначения см. рис. 1.

Трещины имеют высокую степень упорядоченности и несомненно тектоническую природу; первая, карбонатная фаза их залечивания сформирована в начальной стадии тектогенеза — во время поднятия территории, до активизации выветривания. Первично вертикальные трещины З—СЗ простирания первой группы и субвертикальные, с падением на ВСВ — второй группы, на первой стадии развития имели ряд общих черт: плоскостной характер, большую протяженность и очень малую величину раскрытия, что сближает их с кулоновскими сколами. Плоскости трещин образуют острые СЗ и ЮВ углы (80°), что, в соответствии с моделью Кулона—Андерсона, предполагает северо-западное направление сжатия и северо-восточное — растяжения. Такая ориентировка напряжений согласуется с результатами тектодинамического анализа [Avagyan et al., 2010], установившего преимущественно СЗ направление сжатия в палеоцене—миоцене, и в региональном плане удовлетворяет условиям раскрытия Ширак-Севан-Мегринского рифта. Сбросовая компонента смещения по субмеридиональным трещинам осложняет ситуацию и может быть связана с неоднородностью поля напряжений во времени.

Послойные трещины, судя по тому же типу заполнения, формировались синхронно с секущими (см. рис. 9а). Смещение их верхних блоков происходило на юго-восток, вдоль предполагаемой оси главного сжатия — биссектрисы острого угла (80°) между секущими трещинами (см. рис. 11б, в). Это делает вероятным сейсмогенное происхождение послойных трещин, при толчках в северо-западном направлении.

На второй стадии, когда район Урцадзора был выведен выше уровня моря и началось карстование известняков, прекратилось развитие послойных трещин. Раскрытие трещин второй группы происходило активнее, чем субширотных, что допускает доминирование на второй стадии растяжения в восток—северо-восточном направлении. По трещинам первой группы происходило в основном выщелачивание известняков и кальцита первой фазы, с чем связаны расплывчатые контуры их глиноземистого заполнения. Продукты выветривания известняков сформировали матрикс псевдоконгломератов и замыкались в раскрывавшиеся субмеридиональные трещины второй группы, тампонируя их.

При субширотной ориентировке главного растяжения раскрытие Ширак-Севан-Мегринского рифта должно было происходить в транстензионных тектонических обстановках.

Содержащиеся в матриксе псевдоконгломератов кристаллокласты плагиоклазов отсутствуют в обломочной компоненте известняков и не могли быть переотложены из них, они часто не имеют

следов окатывания и, в среднем, крупнее обломочных зерен кварца. Присутствие подобных плагиоклазов свидетельствует о начале этапа вулканической активности, следы которой распространены в вышележащих среднеэоценовых отложениях Армении и соседних регионов [Джрбашян, 1970; Садоян, 1989].

Вспышка среднеэоценового синрифтового магматизма фиксируется на территории Понта [Robinson et al., 1995; Topuz et al., 2011; Görür, Tüysüz, 1997] и Малого Кавказа [Лордкипанидзе, 1980; Габриелян и др., 1996; Короновский и др., 1997; Banks et al., 1997; Nikishin et al., 2015] и маркирует главную стадию формирования многочисленных рифтов этих регионов. Появление области субаэрального перерыва к юго-западу Ширак-Севан-Мегринского рифта можно интерпретировать как воздымание плеча рифта на начальной стадии его зарождения, и ранние стадии формирования трещин в породах севанской свиты отражают тектонические обстановки того времени.

Третья фаза заполнения трещин второй группы, фиксирующая отчетливые сбросо-правосдвиговые смещения блоков, сформировалась позднее, возможно — на позднеальпийской стадии тектогенеза, история ее формирования выходит за рамки данного исследования.

Образование рифта на рубеже раннего и среднего эоцена позволяет взглянуть по-новому на раннеэоценовую историю развития района.

В Южной Армении в составе отложений палеоцена—начала эоцена, мощностью до 1000 м, резко преобладают терригенные породы. Природа бассейна их накопления, осевая часть которого располагалась вдоль позднекиммерийской сутуры [Садоян, 1989], дискуссионна. А.А. Садоян [1989] называет бассейн трогом, но на составленной им литолого-палеогеографической карте Армении палеоцен-раннеэоценового времени схема распределения мощностей отложений лишь отчасти демонстрирует совпадение второстепенного депоцентра погружения (мощность отложений около 300 м) с юго-восточным, Вайоцзор-Мегринским [Агамаян и др., 2012], сегментом рифта. Другими авторами [Sosson et al., 2010] палеоэоценовый бассейн рассматривается как синорогенный прогиб, сформировавшийся в ходе деформаций, проявившихся в конце мела—палеоцене.

Смена в раннем эоцене терригенного осадконакопления карбонатным может быть признаком сокращения выноса в бассейн обломочного материала и(или) значительного расширения области седиментации. Расширение раннеэоценовой области осадконакопления, по сравнению с палеоэоценовой, заметно в трансгрессивном залегании раннеэоценовых карбонатов Армении на допалеогеновых породах. Изменение состава и резкое сокращение мощности (на 1—2 порядка величина

ны) отложений севанской свиты, по сравнению с котуцкой, свидетельствует и об уменьшении скорости погружения осадочного бассейна, площадь которого сильно расширилась. Эти изменения могут интерпретироваться как эпизод снижения тектонической активности накануне среднеэоценовой фазы рифтинга. Таким образом, ряд особенностей: кратковременность (всего несколько миллионов лет) развития, существенно большая площадь, чем у затем возникшего трога, и малая скорость погружения сближают раннеэоценовый бассейн Южной Армении с предрифтовыми впадинами, описанными для палеорифтов древних платформ [Офтендаль, 1981; Бейкер и др., 1981; Neumann et al., 1992].

Влияние тектонического фактора проявилось прежде всего в изменении типа и конфигурации бассейна, но решающую роль в развитии трансгрессии и образовании мелководных раннеэоценовых бассейнов на территории Армении, так же как и в других районах Тетиса и Северного Перитетиса, играло эвстатическое повышение уровня океана во время климатического оптимума в позднем ипре.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По итогам исследований можно сформулировать основные выводы об особенностях седиментационных и тектонических обстановок формирования севанской свиты нижнего эоцена.

1. Последовательность микрофациальных типов, выделенных в строении разреза севанской свиты, отражает трансгрессивную стадию развития раннеэоценового морского бассейна. Накопление отложений, в основном — нуммулитовых известняков, происходило в краевой части мелководного бассейна типа рампа, в условиях волновой и штормовой активности, при локальном преобладании механических процессов переноса и переотложения материала над биогенными факторами осадконакопления. Нуммулитовая банка, поставлявшая остатки нуммулитид в отложения, могла располагаться в близлежащей области внутреннего рампа, пограничной со средним рампом, на внешнем склоне биокластовой отмели.

2. Развитие раннеэоценового бассейна может интерпретироваться как стадия образования мелководной, но обширной по площади предрифтовой впадины, предварившей среднеэоценовую фазу рифтогенеза в истории формирования Ширак-Севан-Мегринского рифта.

3. Образование поверхности субаэрального перерыва в кровле севанской свиты на рубеже раннего и среднего эоцена связано с кратковременным синрифтовым подъемом территории плеча формирующегося Ширак-Севан-Мегринского рифта. Стадийность залечивания тектони-

ческой трещиноватости в известняках фиксирует ориентировки главных напряжений того времени: сопряженных сжатия в северо-западном направлении и растяжения — в северо-восточном, быстро сменявшихся субширотным растяжением. Эти ориентировки напряжений в региональном масштабе были благоприятны для возникновения рифта.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны рецензентам за внимательное прочтение рукописи, конструктивные замечания и поправки.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Комитета по науке Министерства образования, науки, культуры и спорта Республики Армения в рамках совместного проекта № 18-55-05017 Арм_а (П.А. Фокин и Е.Ю. Закревская) и SCS18RF-090 (Л.Г. Саакян и Т.Е. Григорян).

Работа Е.Ю. Закревской проводилась в рамках темы гос. задания ГГМ РАН № 0140-2019-0005, работа П.А. Фокина поддержана грантом РФФИ № 18-05-00495а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агамалян В.А., Саркисян Ш.А., Лорбасян Т.К., Израелян А.Г. Основные тектонические единицы Армении // Ученые записки Ереванского Государственного Университета. Геология и география. 2012. № 1. С. 3–12.
- Айрапетян Ф.А., Закревская Е.Ю. Стратиграфическая шкала палеогена Армении / Ред. М.А. Федонкин. Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. Материалы Всероссийского совещания. М.: ГИН РАН, 2013. С. 324–328.
- Бейкер Б.Х., Кроссли Р., Голс Г.Г. Тектоническая и магматическая эволюция южной части Кенийской рифтовой долины // Континентальные рифты / Под ред. И.Б. Рамберга, Э.-Р. Неймана. М.: Мир, 1981. С. 31–48.
- Вульф Г.В. Способ графического решения задач по космографии и математической географии. Нижний Новгород: Типо-литография Нижегородского Товарищества печатного дела “Н.И. Волков и ко”, 1909. 29 с.
- Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армении. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1964. 298 с.
- Габриелян А.А., Григорян С.М., Саркисян О.А. и др. Позднеэоценово-раннеолигоценовые геологические и биотические события на территории бывшего СССР. Часть I / Ред. М.А. Ахметьев. Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена. М.: ГЕОС, 1996. С. 98–111.
- Григорян С.М. Нуммулиты и орбитойды Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1986. 216 с.
- Джрбасян Р.Т. Палеогеновый вулканизм Севано-Ширакского синклинория // Геология Армянской ССР.

- Т. IV. Петрография. Вулканические породы. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1970. С. 225–256.
- Закревская Е.Ю., Саакян Л.Г., Волошина О.В. Литологическая структура, стратиграфическое положение и номенклатура горизонта Nummulites millesarut палеогена Южной Армении // Материалы 62-й сессии Палеонтологического Общества. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. С. 64–66.
- Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Гушин А.И. и др. Главные события в тектоническом развитии Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 1997. № 4. С. 5–12.
- Крашенинников В.А., Музылев Н.Г., Птухян А.Е. Стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Армении по планктонным фораминиферам, нано-планктону и нуммулитам (I. Опорные разрезы палеогена Армении) // Вопросы микропалеонтологии. Вып. 27. Таксономический, палеоэкологический и биостратиграфический аспекты микропалеонтологических исследований / Отв. ред. В.В. Меннер. М.: Наука, 1985. С. 130–169.
- Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 162 с.
- Лыгина Е.А., Копеевич Л.Ф., Никишин А.М. и др. Ранне-среднеэоценовые отложения Крыма: фациальные особенности и условия накопления // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2010. № 65. С. 343–354.
- Милановский Е.Е. Геология СССР. Т. 3. М.: Изд-во МГУ, 1991. 272 с.
- Офтендаль К. Главные геологические особенности грабена Осло // Континентальные рифты / Под ред. И.Б. Рамберга, Э.-Р. Неймана. М.: Мир, 1981. С. 283–297.
- Птухян А.Е. Распределение нуммулитов в палеогеновых отложениях Еревано-Ордубадской структурно-фациальной зоны // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1979. Вып. 32. № 3. С. 11–19.
- Садоян А.А. Литология палеогена Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1989. 287 с.
- Садоян А.А., Асланян П.М. Палеогеновые ископаемые органогенные постройки бассейна р. Аракс // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1981. Вып. 34. № 4. С. 15–27.
- Сатиан М.А., Степанян Ж.О. О фациях и палеогеографии Еревано-Вединского прогиба в дании–палеоцене // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1966. Вып. 19. № 1–2. С. 34–42.
- Adamia Sh.A., Zakariadze G., Chkhouta T. et al. Geology of the Caucasus: a review // Turk. J. Earth Sci. 2011. V. 20. P. 489–544.
- Aigner T. Facies and origin of Nummulitic buildups: an example from the Gisa Pyramids Plateau (Middle Eocene, Egypt) // Neues Jahrb. Geol. Paläontol. 1983. V. 166(3). P. 347–368.
- Aigner T. Biofabrics as dynamic indicators in Nummulite accumulations // J. Sediment. Res. 1985. V. 55(1). P. 131–134.
- Arni P. L'Évolution des Nummulitinae en tant que facteur de modification des dépôts littoraux // Colloque Internationale Micropaleontologie, Dakar, Mem. BRGM. 1965. V. 32. P. 7–20.
- Avagyan A., Soson M., Karakhanian A. et al. Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions // Spec. Pub. Geol. Soc. London. 2010. V. 340. P. 393–408.
- Banks C.J., Robinson A.G., Williams M.P. Structure and regional tectonics of the Achara-Trialet foldbelt and the adjacent Rioni and Kartli foreland basins, Republic of Georgia // Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas / Ed. A.G. Robinson. AAPG Memoir. 1997. V. 68. P. 331–346.
- Beavington-Penney S.J., Wright V.P., Racey A. Sediment production and dispersal on foraminifera-dominated Early Tertiary ramps: The Eocene El Garia Formation, Tunisia // Sedimentology. 2005. V. 52. P. 537–569.
- Buxton M.W.M., Pedley M.H. A standardised model for Tethyan Tertiary carbonate ramps // J. Geol. Soc. London. 1989. V. 146(5). P. 746–748.
- Cotton L.J., Zakrevskaya E.Y., van der Boon A. et al. Integrated stratigraphy of the Priabonian (upper Eocene) Urtsadzor section, Armenia // Newsl. Stratigr. 2017. V. 50(3). P. 269–295.
- Dunham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of Carbonate Rocks / Ed. W.E. Ham. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa. 1962. P. 108–121.
- Embry A.P., Klovan J.E. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories // Bull. Can. Petrol. Geol. 1971. V. 19. P. 730–781.
- Fermont W.J.J. Discocyclinidae from Ein Avedat (Israel) // Utrecht Micropaleontol. Bulletins. 1982. V. 27. P. 1–173.
- Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. Berlin: Springer-Verlag, 2004. 633 p.
- Gebhardt H., Ćorić S., Darga R. et al. Middle to Late Eocene paleoenvironmental changes in a marine transgressive sequence from the northern Tethyan margin (Adelholzen, Germany) // Austrian J. of Earth Sciences. 2013. V. 106. P. 45–72.
- Görür N., Tüysüz Z. Petroleum geology of the southern continental margin of the Black Sea // Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding areas / Ed. A.G. Robinson. AAPG Memoir. 1997. V. 68. P. 241–254.
- Gupta S., Kumar K. Precursors of the Paleocene–Eocene thermal maximum in the Subathu Group, NW sub-Himalaya, India // J. of Asian Earth Sciences. 2019. V. 169. P. 21–46.
- Hottinger L. Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time // Utrecht Micropaleontol. Bulletins. 1983. V. 30. P. 239–253.
- Hadi M., Mosaddegh H., Abbassi N. Microfacies and biofabric of nummulite accumulations (bank) from the Eocene deposits of Western Alborz (NW Iran) // J. Afr. Earth Sci. 2016. V. 124. P. 216–233.
- Hadi M., Vahidinia M., Hrabovsky Ju. Larger foraminiferal biostratigraphy and microfacies analysis from the Ypresian (Ilerdian–Cuisian) limestones in the Sistan Suture Zone (eastern Iran) // Turk. J. Earth Sci. 2019. V. 28. P. 122–145.
- Jorjy S.J., Davaud E., Caline B. Structurally controlled distribution of nummulite deposits: example of the Ypresian El Garia Formation (Kesra Plateau, Central Tunisia) // J. Petrol. Geol. 2003. V. 23. P. 283–306.

- Jorry S.J., Hasler C.A., Davaud E. Hydrodynamic behaviour of Nummulites: implication for depositional models // *Facies*. 2006. V. 52. P. 221–235.
- Kulka A. Arni sedimentological model in the Tatra Eocene // *Kwartalnik Geologiczny*. 1985. V. 29(1). P. 31–64.
- Less G. Paleontology and stratigraphy of the European Orthophragminae. *Geologica Hungarica Series // Palaeontologica*. 1987. V. 51. P. 1–373.
- Loeblich A.R., Tappan H. Foraminiferal Genera and Their Classification // Van Nostrand Reinhold. N.Y., 1988. P. 977.
- Lygina E.A., Fokin P.A., Kopaevich L.F. et al. Nummulitic facies of the Crimean-Caucasian Region // *Turk. J. Earth Sci.* 2015. V. 24. P. 1–16.
- Mateu-Vicens G., Pomar L., Ferrandez-Canadel C. Nummulitic banks in the upper Lutetian “Buil level”, Ainsa Basin, South Central Pyrenean Zone: The impact of internal waves // *Sedimentology*. 2012. V. 59. P. 527–552.
- Nebelsick J., Rasser M.W., Bassi D. Facies dynamics in Eocene to Oligocene circumalpine carbonates // *Facies*. 2005. V. 51. P. 197–216.
- Nikishin A.M., Okay A., Tuysuz O., Demirel A. et al. The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography // *Mar. Petrol. Geol.* 2015. V. 59. P. 656–670.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Bolotov S.N., Fokin P.A. Late Palaeozoic to Cenozoic Evolution of the Black Sea-Southern Eastern Europe Region: a View from the Russian Platform // *Turk. J. Earth Sci.* 2011. V. 20. P. 571–634.
- Papazzoni C.A., Seddighi M. What, if anything, is a nummulite bank? // *J. Foramin. Res.* V. 48(4). 2018. P. 276–287.
- Papazzoni A., Trevisani E. Facies analysis, palaeoenvironmental reconstruction, and biostratigraphy of the “Pesciara di Bolca” (Verona, northern Italy): An early Eocene Fossil-Lagerstätte // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2006. V. 242. P. 21–35.
- Racey A. A review of Eocene nummulite accumulations: structure, formation and reservoir potential // *J. Sediment. Res.* 2001. V. 24(1). P. 79–100.
- Reading H.G., Collinson G.D., Allen F.A. et al. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* / 3rd edition. Oxford: Blackwell Science Ltd, 1996. 688 p.
- Robinson A.G., Banks C.J., Rutherford M.M., Hirst J.P.P. Stratigraphic and structural development of the Eastern Pontides, Turkey // *J. Geol. Soc. London*. 1995. V. 152. P. 861–872.
- Rolland Y., Billo S., Corsini M. et al. Blueschists of the Amassia-Stepanavan Suture Zone (Armenia): linking Neo-Tethys subduction from E-Turkey to W-Iran // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*. 2009. V. 98(3). P. 533–550.
- Sahakyan L., Avagyan A., Sosson M. et al. Tectonic conditions and evolution of Paleogene sedimentation of Shagap syncline // *Proceedings of the NAS RA: Earth Sciences*. 2017a. V. 70(1). P. 24–35. (in Armenian with English and Russian resume)
- Sahakyan L., Bosch D., Sosson M. et al. Geochemistry of the Eocene magmatic rocks from the Lesser Caucasus area (Armenia): evidence of a subduction geodynamic environment // *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* // *Spec. Pub. Geol. Soc. London*. 2017b. V. 428. P. 73–98.
- Sahakyan L., Grigoryan T., Avagyan A. et al. Upper Eocene–Lower Oligocene Shagap Reef (Armenia): Composition and paleoenvironment // *Proceedings of the NAS RA: Earth Sciences*. 2020. V. 73(1). P. 3–15.
- Sahy D., Săsăran E., Tămaş T. Microfacies analysis of Upper Eocene shallow-water carbonates from the Rodnei Mountains (N Romania) // *Studia Universitatis Babeş-Bolyai Geologia*. 2008. V. 53(2). P. 13–24.
- Schaub H. Nummulites et Assilines de la Tethys Paléogène. Taxonomie, phylogénèse et biostratigraphie // *Schweizer. Paläontol. Abhandl.* 1981. V. 104–106. P. 1–236 + 2 Atlas I–II (in French).
- Serra-Kiel J., Hottinger L., Caus E. et al. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene // *Bull. Soc. Géol. Fr.* 1998. V. 169. P. 281–299.
- Sosson M., Rolland Y., Müller C. et al. Subduction, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights // *Spec. Pub. Geol. Soc. London*. 2010. V. 340. P. 329–352.
- Speijer R.P., Pälke H., Hollis C.J. et al. The geological time scale 2020 // *The Paleogene period* / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam: Elsevier, 2020. P. 1087–1140.
- Toker E., Akkiraz M.S., Yağmurlu F. et al. Sedimentary properties of the Middle–Upper Eocene formations in Çardak, Burdur and İncesu, SW Turkey // *Turk. J. Earth Sci.* 2012. V. 21. P. 335–373.
- Topuz G., Okay A.I., Altherr R. et al. Post-collisional adakite-like magmatism in the Ağvanis Massif and implications for the evolution of the Eocene magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey) // *Lithos*. 2011. V. 125. P. 131–150.
- Tucker M.E., Wright V.P. *Carbonate sedimentology*. Oxford: Blackwell, 1990. 482 p.
- Vandenbergh N., Hilgen F.J., Speijer R.P. The geological time scale 2012 // *The Paleogene Period* / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 855–921.
- Zakrevskaya E., Stupin S., Bugrova E. Biostratigraphy of larger foraminifera in the Eocene (upper Ypresian–lower Bartonian) sequences of the Southern Slope of the Western Caucasus (Russia, NE Black Sea). Correlation with regional and standard planktonic foraminiferal zones // *Geol. Acta*. 2009. V. 7(1–2). P. 259–279.
- Zakrevskaya E., Beniamovsky V., Less G., Báldi-Beke M. Integrated biostratigraphy of Eocene deposits in the Gubs section (Northern Caucasus) with special attention to the Ypresian/Lutetian boundary and to the Peritethyan-Tethyan correlation // *Turk. J. Earth Sci.* 2011. V. 20. P. 753–792.
<https://doi.org/10.3906/yer-1005-4>
- Zakrevskaya E., Less G., Bugrova E. et al. Integrated biostratigraphy and benthic foraminifera of the Middle–Upper Eocene deposits of Urtsadzor section (Southern Armenia) // *Turk. J. Earth Sci.* 2020. V. 29. P. 896–945.
<https://doi.org/10.3906/yer-1912-6>

Composition and Origin Circumstances of Shallow-Marine Lower Eocene Carbonates of Southern Armenia

P. A. Fokin^{1, *}, E. Yu. Zakrevskaya², L. G. Sahakyan³, T. E. Grigoryan³

¹*Geological Faculty of Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991 Russia*

²*Vernadsky State Geological Museum, Mokhovaya str., 11, bld. 2, Moscow, 125009 Russia*

³*Institute of Geologic Sciences of NAS of Armenian Republic, Marshall Bagramyan prosp., 24, Yerevan, 0019 Armenia*

*e-mail: fokinpav@rambler.ru

Nummulitic facies are known to be a good indicator of shallow-water paleoenvironments. Nummulitic limestones are widespread in Lower Eocene of Armenia, the transitional area between Tethys and Peri-Tethys, but they are weakly studied till nowadays. The objective of this work was an integrated study of a typical section Urtsadzor of Ararat region of Armenia which included detalization of stratigraphic junction with larger benthic foraminifers (LBF), restoration of sedimentation circumstances with microfacial analysis and tectonic conditions of origin and evolution of the basin in Early–Middle Eocene with assessment of fractures' systems and analysis of formations. For the first time zones of Lower (SBZ9-10) and Upper (SBZ10-11) Ypresian of the International Standard Chart were determined in the section, and it is an important contribution to development of modern stratigraphic chart of Armenia. Restoration of depositional environments with microfacial analysis technique was held for Lower Eocene carbonate rocks of Armenia for the first time. Nine microfacies were determined and interpreted in Ypresian part of Urtsadzor section; evolution of paleobiocoenoses, formed with nummulites, orthofragmines and red algae mainly, was traced through the section. Succession of microfacies demonstrates transgressional evolution of circumstances, from littoral to lower–middle ramp conditions. Comparison of the section with contiguous ones of Shagap and Landgar allowed to describe facial variability and main direction of transgressional expansion. Ypresian LBF paleobiocoenoses of Southern Armenia are similar to Peritethyan ones and differ from tethyan biocoenoses with absence of porcelaneous foraminifers (alveolinids and soritids). Difference of South Armenian Ypresian paleobiota from complexes of Northern Armenia and Northern Peri-Tethys is abundance of red algae remnants. Wide Late Ypresian transgression resulted in proliferation of LBF in shallow oligotrophic basins and peculiarities of their hydrology caused diversification of their biocoenoses. Studies of jointing systems in nummulitic limestones, healed with aluminous products of carstification demonstrated that jointing was formed at Early to Middle Eocene transition due to northeastern to sublatitudinal tension, at uplift stage of southern rift shoulder of emerging Middle Eocene Shirak-Sevan-Megri rift. Rifting was preceded with Early Eocene tectonic activity decline and expansion of a wide basin with carbonate sedimentation, which development features were similar to pre-rift basins.

Keywords: nummulitic limestones, Early Eocene, microfacies, carbonate ramp, jointing, rifting, Tethys, Peri-Tethys, Southern Armenia.