

УДК 550.93:551.7:552.54

ИЗОТОПНЫЕ СОСТАВЫ Sr И Pb В ДОЛОМИТАХ НИЖНЕРИФЕЙСКОЙ БИЛЛЯХСКОЙ СЕРИИ АНАБАРСКОГО ПОДНЯТИЯ: МЕТОД СТУПЕНЧАТОГО РАСТВОРЕНИЯ В ХЕМОСТРАТИГРАФИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ

© 2022 г. И. М. Горохов¹ *, А. Б. Кузнецов¹, И. М. Васильева¹, Г. В. Константинова¹,
Е. О. Дубинина², Г. В. Липенков³, Н. Г. Ризванова¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
Российской академии наук, Москва, Россия

³Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: igorokhov@inbox.ru

Поступила в редакцию 06.12.2021 г.

После доработки 12.01.2022 г.

Принята к публикации 30.01.2022 г.

Представлены новые оценки возраста и результаты хемотратиграфического изучения доломитов билляхской серии (котуйканской и юсмастакской свит), слагающей верхнюю часть рифейского разреза Анабарского поднятия Северной Сибири. Для определения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в доломитах впервые использован метод ступенчатого растворения. Методика изучения Rb–Sr систематики включала химическое удаление около трети измельченного образца (фракция L1) путем предварительного кислотного выщелачивания в 0.2N CH_3COOH и последующее частичное растворение (фракция L2) оставшейся части образца в CH_3COOH той же концентрации. Pb–Pb изотопная систематика доломитов изучалась путем шестиступенчатого растворения в 0.5N HBr. Эти процедуры привели к удалению вторичного карбонатного материала, что серьезно улучшило качество Sr–хемотратиграфической и изотопно-геохронологической информации. Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененном карбонатном материале (фракция L2) доломитов билляхской серии составляют: в котуйканской свите – 0.70502 ± 0.00029 , в нижней подсвите юсмастакской свиты – 0.70519 ± 0.00026 и в верхней подсвите юсмастакской свиты – 0.70511 ± 0.00018 . Pb–Pb возраст раннего диагенеза доломитов котуйканской и юсмастакской свит (1519 ± 18 млн лет при СКВО = 1.8) вычислен по фракциям L3–L6. Вторичные карбонатные фракции L1–L2 характеризуются значением Pb–Pb возраста 1466 ± 54 млн лет при СКВО = 0.6. Величины $\delta^{13}\text{C}$ в доломитах котуйканской свиты варьируют от -1 до -0.4‰ , а в доломитах юсмастакской свиты от -0.4 до $+0.8\text{‰}$ (в нижней подсвите от -0.1 до $+0.4\text{‰}$, в верхней – от -0.4 до $+0.8\text{‰}$). Сопоставление этих вариаций, как и вариаций первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в доломитах котуйканской свиты и нижне- и верхнеюсмастакской подсвит (соответственно 0.70460 – 0.70499 , 0.70450 – 0.70525 и 0.70462 – 0.70523), не позволяет различить указанные подразделения на основе хемотратиграфических характеристик.

Ключевые слова: Сибирская платформа, Анабарское поднятие, нижний рифей, доломиты, U–Pb, Rb–Sr и C–O изотопная систематика, ступенчатое растворение

DOI: 10.31857/S0869592X22040044

ВВЕДЕНИЕ

В современной мегаструктуре северной части Сибирской платформы особое место занимает Анабаро-Оленекская антеклиза, в центре которой расположен крупный выход пород кристаллического фундамента – Анабарское поднятие (рис. 1). По периферии Анабарского поднятия метаморфизованные архейские и нижнепротерозойские породы с угловым несогласием перекры-

ты верхнепротерозойско-палеозойским осадочным чехлом, сложенным преимущественно карбонатными породами билляхской серии.

Интенсивное биостратиграфическое изучение рифейских отложений Анабарского поднятия в течение второй половины двадцатого столетия (Комар, 1966; Злобин, 1968; Злобин, Голованов, 1970; Шпунт и др., 1982; Вейс, Воробьева, 1992; Вейс и др., 2001; Sergeev et al., 1995; Сергеев и др., 2007) сделало анабарский разрез одним из опор-

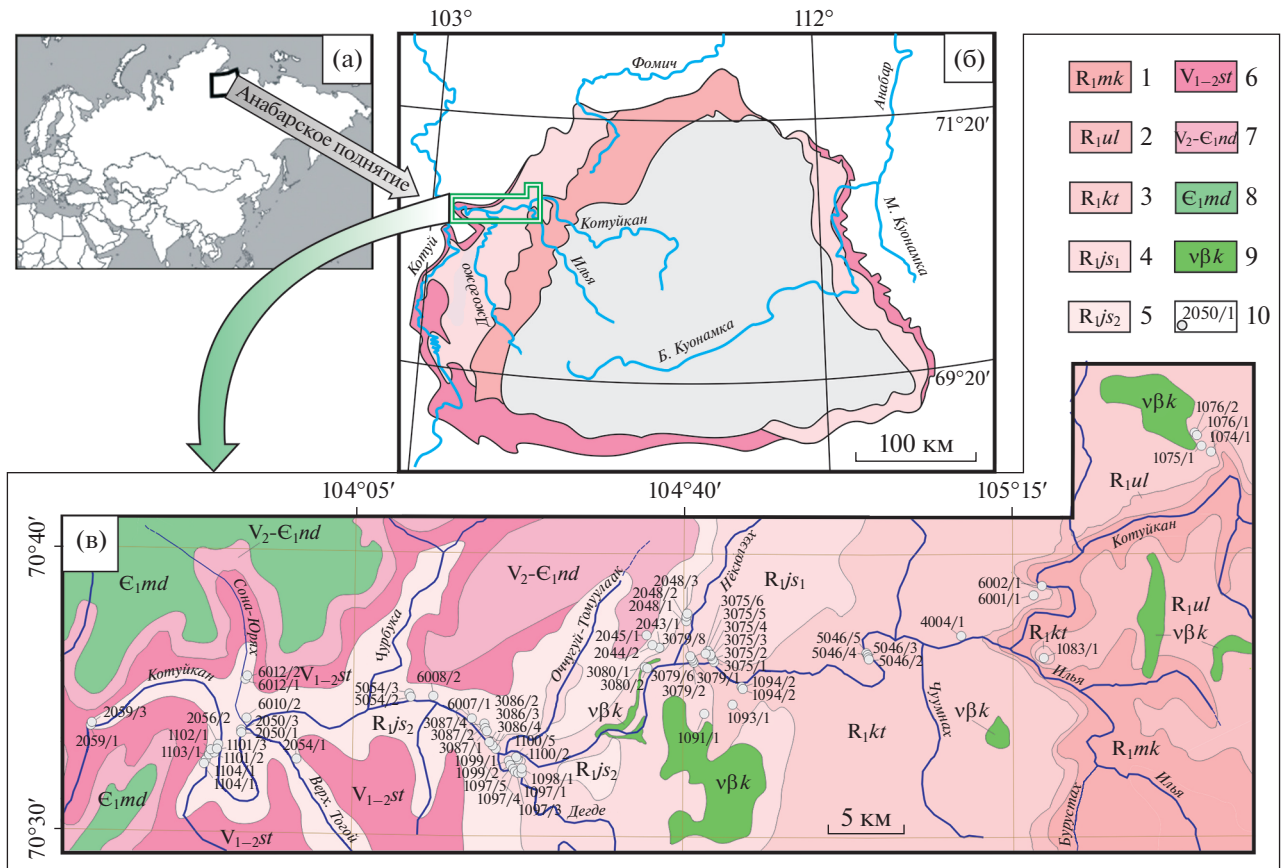


Рис. 1. Анабарский массив: (а) — положение массива в пределах Евразии; (б) — схема геологического строения массива; (в) — геологическая схема бассейна р. Котуйкан на западном склоне массива и места отбора изученных образцов доломитов билляхской серии.
 1 — мукунская серия; 2–8 — свиты: 2 — усть-ильинская, 3 — котуйканская, 4, 5 — юस्ताхская (4 — нижняя подсвита, 5 — верхняя подсвита), 6 — старореченская, 7 — немакит-далдынская, 8 — медвежинская; 9 — котуйканский комплекс габбро-долеритов; 10 — номера образцов.

ных для верхнего докембрия и позволило предположить существование в составе билляхской серии трех эратем рифея — нижнего, среднего и верхнего. В рифейских отложениях поднятия была выделена ассоциация органостенных микрофоссилий и реликты эукариот, которые представляют особый “анабарский” тип микробиот, позднее переименованный в “котуйканский” (Sergeev, 2009; Vorob’eva et al., 2015). Однако низкая разрешающая способность докембрийской биостратиграфии не позволяет провести здесь сколько-нибудь детальные интра- и интеррегиональные корреляции (Зайцева и др., 2016).

Изотопно-геохронологическая информация о возрасте докембрийских осадочных последовательностей может быть получена на основе прорывающих магматических пород и обломочных цирконов из переслаивающихся терригенных отложений. Однако эти способы дают лишь верхнее и нижнее ограничения возраста, иногда в очень широких пределах. Поэтому особое значение в

хроностратиграфии и хемотратиграфии докембрия приобретают возрасты и характеристики, полученные U–Pb (Pb–Pb), Rb–Sr и C–O изотопными методами по осадочным минералам (главным образом по карбонатам), которые при определенных условиях дают прямую информацию о времени формирования осадочного подразделения. В результате многочисленных хемотратиграфических работ последних трех десятилетий, выполненных на нескольких континентах (Asmerom et al., 1991; Derry et al., 1992; Горохов и др., 1995; Shields, 1999, 2002; Shields, Veizer, 2002; Walter et al., 2000; Семихатов и др., 2002, 2009; Ray et al., 2003; Yoshioka et al., 2003; Galindo et al., 2004; Кузнецов и др., 2006, 2014, 2018; Kuznetsov et al., 2010; Valladares et al., 2006; Misi et al., 2007; Halverson et al., 2007; Nogueira et al., 2007; Sawaki et al., 2010; Sial et al., 2010; Chen et al., 2021), действенность метода Sr-изотопной хемотратиграфии для оценки возраста отложения протерозойских карбонатных осадков в настоящее время может

считаться безусловно доказанной. Также и современный уровень U–Pb и Pb–Pb методов датирования открывает неплохую возможность определения возраста неметаморфизованных карбонатных осадочных пород (Jahn, Cuvellier, 1994; Smith et al., 1994; Babinski et al., 1995, 1999, 2007; Овчинникова и др., 1995, 1998, 2000, 2001, 2012; Семихатов и др., 2003; Ray et al., 2003; Кузнецов и др., 2003а, 2005, 2008; Kuznetsov et al., 2013, 2017; Sarangi et al., 2004; Rasbury, Cole, 2009; Каурова и др., 2010; Romero et al., 2013; Parrish et al., 2019; Mueller et al., 2020). Однако получение изотопно-хемостратиграфической и геохронологической информации в реальной геологической практике нередко сталкивается с трудностями, вызванными недостаточной устойчивостью изотопных систем в карбонатных породах к различного рода постседиментационным преобразованиям. Поэтому пригодность карбонатного материала для изотопно-хемостратиграфических и геохронологических построений полностью зависит от его геохимической сохранности и методов исследования.

При изучении Rb–Sr и U–Pb систем в карбонатных породах крайне важно быть уверенным в том, что информация, полученная по валовым пробам, не вызвана позднедиагенетическими изменениями или загрязнением некарбонатными материалами. Ограничение контаминации по любому из указанных сценариев требует соблюдения нескольких общих правил пробоподготовки.

Предварительная оценка сохранности образцов может осуществляться при помощи петрографического и катодоллюминесцентного изучения, но в случае мелкозернистых карбонатов эти процедуры, как правило, полезны лишь для выявления явно измененных образцов. Поэтому отбраковка образцов, состав которых изменен в результате реакций со вторичными неморскими флюидами, проводится с помощью геохимических критериев — величин Mn/Sr, Fe/Sr, Mg/Ca и $\delta^{18}\text{O}$ (Kaufman et al., 1993; Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 1997, 2003б, 2014; Семихатов и др., 2002; Thomas et al., 2004; Halverson et al., 2007), пороговые значения которых, однако, твердо установлены только для неметаморфизованных известняков.

В задачи химической подготовки образцов перед изотопным анализом входит (1) обогащение анализируемых препаратов первичным карбонатным материалом за счет удаления позднедиагенетических (эпигенетических) карбонатных фаз, образованных в поверхностных слоях карбонатных зерен, и (2) предохранение этих препаратов от загрязнения как адсорбированными и слабосвязанными (преимущественно на поверхности и в межслоевых пространствах глинистых минералов) катионами Rb, Sr, U и Pb, так и потенциально частично растворимым веществом других некарбонатных примесей. При этом предлагались различные ме-

тоды селективного растворения, в том числе с использованием растворов ацетата аммония (Kupcz, Land, 1991; Горохов и др., 1995; Овчинникова и др., 1995; Montañez et al., 1996; Halverson et al., 2007; Macdonald et al., 2013), хлорида аммония (Ohde, Elderfield, 1992), соляной (Babinski et al., 2007) и бромистоводородной (Romero et al., 2013) кислот, а также буферированных смесей, включающих слабые кислоты (Shields, 1999).

Однако более эффективным способом выявления влияния диагенетических изменений и сохранения “первичных” изотопных меток является ступенчатое растворение карбонатов (McArthur et al., 1993; Овчинникова и др., 1998, 2000, 2001, 2012; Bailey et al., 2000; Ray et al., 2003; Кузнецов и др., 2003а, 2005, 2008; Kuznetsov et al., 2013; Li et al., 2011, Liu et al., 2013; Paula-Santos et al., 2017; Горохов и др., 2018; Bellefroid et al., 2018; Verdel et al., 2018). Эта процедура основана на предпосылке, что адсорбированные ионы и некоторые постседиментационные фазы удаляются на ранних стадиях выщелачивания, оставляя карбонатный материал, который, растворяясь на последующих стадиях, позволяет зарегистрировать первичную геохимическую информацию. При этом, если на разных ступенях используется кислота одного и того же химического состава и концентрации, остающийся нерастворенным карбонатный материал поддерживает сохранение высокого значения pH, минимизируя, таким образом, растворение загрязняющих некарбонатных примесей (McArthur et al., 1993). Следует отметить, что значительный прогресс в использовании докембрийских карбонатных пород в качестве геохронометра был достигнут именно благодаря методу ступенчатого растворения. Важным обстоятельством, повышающим эффективность U–Pb геохронологических исследований при применении этой методики, является первичная неоднородность химического состава карбонатных пород (Babinsky et al., 1999), часто в микромасштабе (Овчинникова и др., 2000, 2001, 2012), вследствие которой последовательные ступени растворения обеспечивают достаточный диапазон U/Pb отношений на изохронных диаграммах. Количество ступеней растворения, используемых разными авторами, варьирует в широком диапазоне (от 2 до 15) и зависит от задач исследования и технических возможностей лабораторий.

Сложность, но одновременно и привлекательность применения методов изотопной геохронологии и хемостратиграфии для изучения верхнепротерозойских карбонатных отложений чехла Анабарского поднятия определяется тем, что основную массу последних представляют доломиты. Хотя изучение доломитов имеет почти двухсотлетнюю историю, механизмы формирования древних доломитов до сих пор еще не полностью очерчены (Morrow, 1982а, 1982b, 1999; Hardie,

1987; Braithwaite, 1991; Machel, 2004). Различные модели были предложены для объяснения доломитизации, происходившей почти одновременно с седиментацией или в условиях неглубокого захоронения, в том числе доломитизации в условиях себхи (Hsu, Schneider, 1973), доломитизации в зонах просачивания и обратного оттока флюидов (Adams, Rhodes, 1960; Liu et al., 2017), доломитизации в зонах смешивания морских и метеорных флюидов (Badiozamani, 1973) и органогенной/метаногенной доломитизации (Baker, Kastner, 1981; Liu et al., 2017). В последнее время значительное внимание привлекли также доломитизация в ходе захоронения и гидротермальная доломитизация (Feng et al., 2017; Peng et al., 2018; Ngia et al., 2019) из-за того, что эти механизмы убедительно объясняют широкое распространение глубинных доломитов (Machel, Mountjoy, 1986; Gregg, Shelton, 1990; Warren, 2000; Chen et al., 2004; Davies, Smith, 2006; Azomani et al., 2013).

Поскольку доломиты часто являются продуктами многостадийной доломитизации (Guo et al., 2016; Kırmacı et al., 2018; Li et al., 2020), иногда доломитизации (Schoenherr et al., 2018; Makhloufi, Samankassou, 2019; Hajri, Abdallah, 2020) и, таким образом, в своей геологической истории претерпевали сложный диагенез/эпигенез, существуют значительные трудности в определении источников и природы доломитизирующих флюидов (Gregg, Shelton, 1990; Al-Aasm, Packard, 2000; Jiang et al., 2019; Mueller et al., 2020). Геохимические подходы к получению надежных хемотратиграфических и изотопно-геохронологических характеристик исходного осадочного материала для этих пород до сих пор не найдены. Поэтому крайне важно разработать методы подготовки образцов, способные выделять для изотопных измерений первичные или, по крайней мере, наименее измененные карбонатные фракции, и, таким образом, минимизировать позднедиагенетическую (эпигенетическую) переработку первичных меток осадконакопления. Методика ступенчатого растворения кажется весьма перспективной для поиска таких подходов. Во всяком случае, первые успешные попытки определения возраста докембрийских доломитов (Овчинникова и др., 2000, 2007) в значительной мере опирались на эту процедуру.

Доломиты Анабарского поднятия, занимающие на рассматриваемой территории значительное место как по горизонтали, так и по вертикали, являются удобным объектом для такого рода исследований. Цель работы состояла (1) в изучении Rb—Sr и U—Pb (Pb—Pb) систематики доломитов чехла Анабарского поднятия с применением новых методов ступенчатого растворения образцов; (2) в получении и рассмотрении C-, O- и Sr-изотопных характеристик доломитов как источников информации о среде, условиях и времени их образования с оценкой возможности примене-

ния этих характеристик в хемотратиграфических построениях; (3) в уточнении возраста доломитов; (4) в последующем контроле и уточнении стратиграфического положения исследованных осадочных последовательностей. Объектами исследования были доломиты билляхской серии (котуйканской и юсмастахской свит).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Анабарское поднятие расположено в северной части Сибирской платформы. Центральную его часть слагают высокометаморфизованные архейские и нижнепротерозойские породы фундамента платформы (Розен и др., 2000; Гусев и др., 2020). Магматизм и структурно-метаморфические преобразования, приведшие к формированию главных структурных элементов фундамента, были результатом палеопротерозойских коллизионных событий (Смелов и др., 2012). Породы фундамента перекрыты верхнепротерозойско-палеозойским осадочным чехлом. Наиболее представительная последовательность верхнепротерозойских отложений вскрыта вдоль северо-западного склона поднятия в бассейнах рек Котуйкан, Котуй, Амбардах и Маймеча, где эти отложения залегают с резким угловым несогласием и местами с корой выветривания на породах фундамента (рис. 1). Базальные горизонты указанной последовательности расчленяются на две контрастные по составу и условиям формирования серии — нижнюю терригенную мукунскую (мощность 600–650 м) и вышележащую преимущественно карбонатную билляхскую (мощность 900–1100 м) (Стратиграфия..., 1959; Комар, 1966; Злобин, Голованов, 1970; Шпунт и др., 1982). Отложения мукунской серии представлены песчаниками аллювиального, эолового и озерного генезиса (Петров, 2011, 2014). Билляхская серия, основная часть которой сложена доломитами, содержит также габбро-долеритовые силлы и дайки котуйканского комплекса и трансгрессивно (местами с небольшим несогласием) перекрывается терригенно-карбонатной старореченской свитой (мощность 80–180 м) венда (Злобин, 1968). Все эти толщи очень полого (3° – 7°) погружаются к западу и рассечены мелкими разломами (Комар, 1966; Злобин, Голованов, 1970).

Билляхская серия объединяет три свиты (снизу вверх) — усть-ильинскую, котуйканскую и юсмастахскую (рис. 2). Последняя расчленяется на два подразделения (подсвиты), иногда понимаемые как самостоятельные свиты (Злобин, Голованов, 1970; Серебряков, 1975; Государственная..., 2016).

Усть-ильинская свита (55–65 м), согласно залегающая на мукунских терригенных породах, представляет собой маломощную терригенно-карбонатную толщу. В нижней части она сложена песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями гравелитов и аргиллитов, а в верхней —

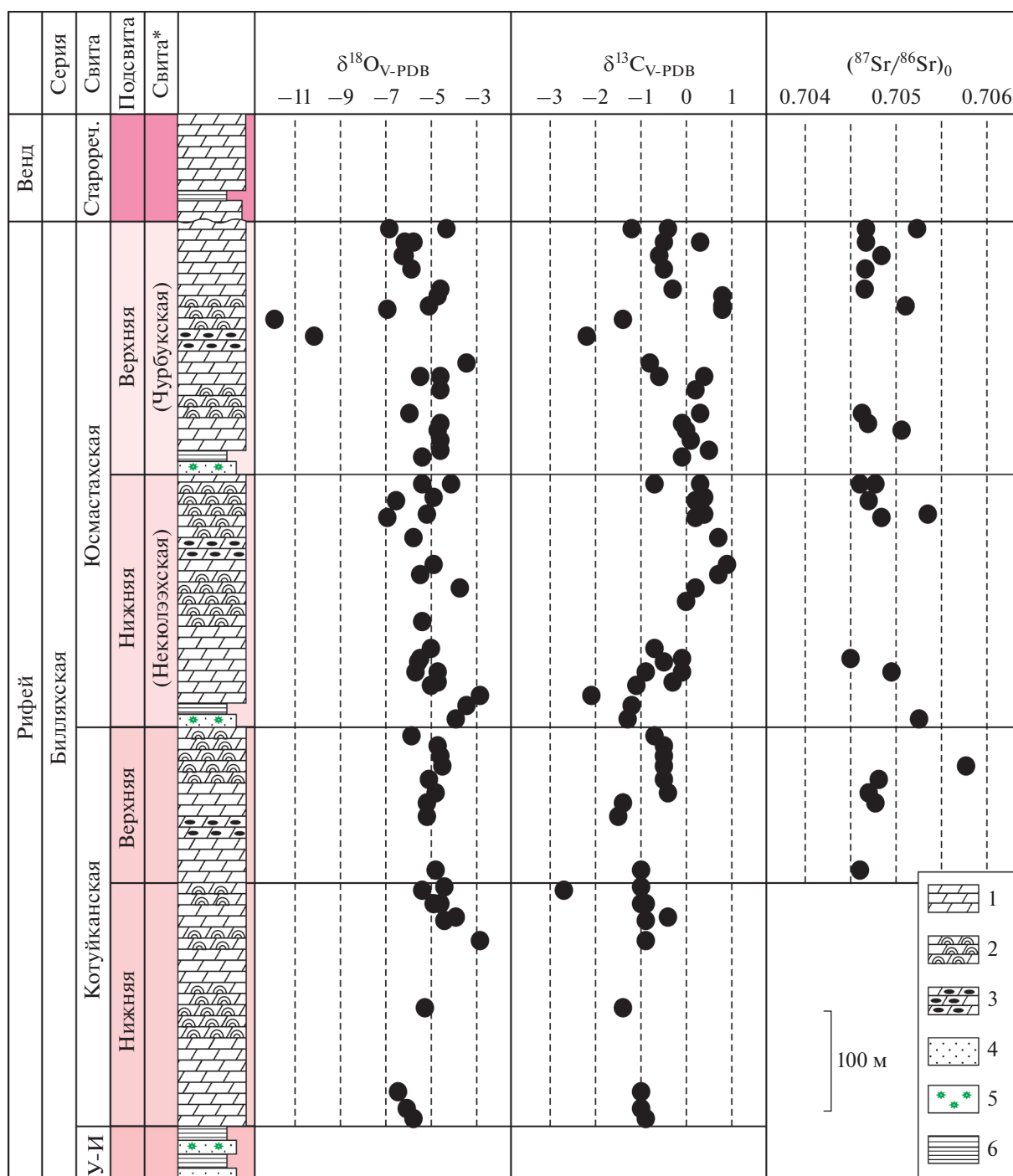


Рис. 2. Строение разреза билляхской серии и вариации значений $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в доломитах. 1 – доломиты, 2 – строматолитовые карбонаты, 3 – доломиты с кремнями, 4 – песчаники, 5 – линзы с глауконитом, 6 – аргиллиты. * В комплексе Государственной геологической карты листа R-48 (Государственная..., 2016) неколкоэская и чурбукская свиты соответствуют нижней и верхней подсвитам юсмастахской свиты. Сокращения: У-И – усть-ильинская, Старореч. – старореченская.

ритмично чередующимися темно-серыми до черных аргиллитами и полевошпат-кварцевыми алевролитами с прослоями известково-доломитовых алевролитов и доломитов. Количество последних растет вверх по разрезу. В аргиллитах отчетливо

выражена горизонтальная слоистость, подчеркнутая распределением слюды, глинистого материала, тонко распыленного органического вещества и рудных минералов. В различных частях разреза свиты встречается глауконит.

Котуйканская свита (250–320 м) связана постепенными переходами с подстилающими отложениями усть-ильинской свиты и представлена довольно однообразной толщей светло-серых, главным образом строматолитовых доломитов. Снизу эта толща сложена чередующимися пестроцветными строматолитовыми доломитами и хемогенно-глинистыми и глинисто-алевритистыми доломитами с прослоями темно-серых доломитовых мергелей, доломитовых брекчий, алеврито-глинистых пород и алевролитов. В верхней части она включает меньше терригенного материала и представлена светло-серыми грубоплитчатыми и массивными строматолитовыми доломитами, которые заключают прослои темно-серых аргиллитов, а у кровли содержат пласты тонкослоистых доломитовых мергелей.

Юсмастахская свита (650–830 м) залегает со следами размыва на верхнекотуйканских отложениях и расчленяется на две подсвиты. Эти подсвиты различаются по составу пород, характеру их переслаивания, набору строматолитов и микрофоссилий и также разделены поверхностью размыва (Злобин, 1968; Шпунт и др., 1982).

Разрез нижней подсвиты юсмастахской свиты (200–230 м) начинается с небольшой пачки кварцевых и полевошпат-кварцевых бурых песчаников, которые чередуются с редкими прослоями глинистых доломитов и мергелей. Вышележащая, главная по объему часть нижней подсвиты представлена переслаиванием строматолитовых, оолитовых, обломочных и микритовых доломитов, доломитовых мергелей, а иногда и аргиллитов. Завершает разрез нижней подсвиты толща плитчатых и массивных темноокрашенных, главным образом строматолитовых доломитов, содержащих тонкие прослои оолитовых доломитов, линзы плоскогалечных конгломерато-брекчий и зеленовато-серых глинистых доломитов. Вблизи кровли подсвиты залегают прослои алевритисто-песчаных доломитов.

Верхняя подсвита юсмастахской свиты (450–500 м) отличается от нижней появлением мелких (мощностью 2–4 м) трансгрессивных ритмов и несколько большей долей строматолитовых доломитов. В основании подсвиты обособляется 8–10-метровый пакет чередования обломочных и микробильно-слоистых доломитов с голубоватыми доломитистыми аргиллитами, глауконитовыми алевролитами и редкими песчаниками. Эта подсвита разделяется на две толщи, нижняя из которых представлена голубовато- и коричневатосерыми окремненными доломитами с прослоями строматолитовых разностей и более редких мергелей. В верхней толще преобладают темно-серые и розовато-серые строматолитовые доломиты и подчиненные им тонкие прослои доломитовых мергелей, а иногда и алевролитов.

Наличие трансгрессивных ритмов и упомянутый выше незначительный перерыв в осадконакоплении послужили причиной для разделения юсмастахской свиты на две самостоятельные свиты – неюльяхскую и чурбукскую (Злобин, 1968; Государственная..., 2016). Эти свиты по стратиграфическому объему совпадают с нижней и верхней подсвитами юсмастахской свиты, поэтому в настоящей работе мы рассматриваем юсмастахскую свиту в ее традиционном объеме (Комар, 1966; Sergeev et al., 1995; Сергеев и др., 2007; Зайцева и др., 2016).

Процессы магматизма, метаморфизма и образования главных структурных элементов фундамента Анабарского поднятия завершились 1.76–1.96 млрд. лет назад (Степанюк, 1974, 1991; Бибикова и др., 1988; Розен и др., 2000; Смелов и др., 2012; Глуховский и др., 2015; Paquette et al., 2017). Максимальный возрастной предел отложений чехла Анабарского поднятия определяется U–Pb возрастом обломочных цирконов в базальных горизонтах мукунских песчаников – 1681 ± 28 млн лет (Худолей и др., 2007; Khudoley et al., 2015).

U–Pb возрасты бадделитов из долеритовых силлов котуйканского комплекса Куонамской магматической провинции (Ernst et al., 2000) в породах билляхской серии оцениваются как 1498–1502 млн лет (Эрнст и др., 2016), но положение некоторых силлов в разрезе серии еще недостаточно хорошо установлено и требует уточнения. Для глауконитов усть-ильинской свиты, подстилающей котуйканские отложения, Rb–Sr и K–Ar методами получены возрасты соответственно 1483 ± 10 и 1459 ± 20 млн лет, интерпретированные как время раннего диагенеза усть-ильинских осадков (Горохов и др., 1991; Gorokhov et al., 1991). Недавно по результатам Pb–Pb анализа валовой карбонатной составляющей образцов возраст раннего диагенеза 1513 ± 35 млн лет был установлен и для вышележащих доломитов котуйканской и юсмастахской свит (Горохов и др., 2019). Более поздние события в истории осадочного материала билляхской серии отражены Rb–Sr и K–Ar датировками (соответственно 1401 ± 10 и 1417 ± 44 млн лет) Al-глауконита из нижней подсвиты юсмастахской свиты (Зайцева и др., 2016) и Rb–Sr датировками размерных субфракций аутигенного иллита из прослоев аргиллитов в доломитах усть-ильинской (1405–1415 млн лет; Горохов и др., 1997) и юсмастахской (1000–1280 млн лет; Горохов и др., 2001) свит. Таким образом, возраст отложения карбонатных осадков билляхской серии с учетом результатов, полученных различными методами, и погрешностей определения, вероятно, составляет около 1500 млн лет. Оценка возраста диагенеза погребения старореченской свиты, которая несогласно залегает на породах билляхской серии, произведена на основании Rb–Sr анализа (~560 млн лет) тонкозернистой субфракции иллита, выделенной из

аргиллитов верхней части этой свиты (Горохов и др., 2010).

Начиная с позднего протерозоя, отложения чехла Анабарского поднятия не вовлекались в зоны складчатости и не были деформированы тектоническими процессами. XRD-изучение тонкозернистых фракций аргиллитов усть-ильинской и юсмастаской свит с размером частиц от 2–5 до <0.1 мкм показало (Gorokhov et al., 1991; Горохов и др., 1991, 1997, 2001), что индекс кристалличности (I_k – ширина 10 Å-пика на его полувысоте) содержащегося в них иллита значительно превышает величину 0.42°, которая обычно принимается в качестве пограничной между зонами диагенеза и анхиметаморфизма (Kubler, 1990). Отсюда следует, что породы билляхской серии не испытали в своей геологической истории значительных термальных воздействий. О том же говорит светло-желтая, желтая и спорадически проявленная оранжево-желтая окраска органостенных микрофоссилий из пород усть-ильинской свиты, позволяющая предполагать (Gorokhov et al., 1991), что температура этих пород никогда не превышала 60–70°C (Hayes et al., 1983). Из-за положения северного края Сибирской платформы в высоких широтах процессы химического выветривания здесь почти не проявлены. Таким образом, совокупность геологических, геохимических и географических факторов способствовала сохранению этого объекта для изотопно-геохронологических и хемотратиграфических исследований.

Предназначенные для изучения 67 образцов карбонатных пород котуйканской и юсмастаской свит были взяты в долине р. Котуйкан (рис. 1 и 2). В юсмастаской свите особое внимание уделялось отдельному изучению образцов верхней и нижней подсвит в связи с многолетними дискуссиями об их принадлежности к различным эратемам рифея. Все образцы представляли собой доломиты. Некоторые предварительные результаты изучения были недавно опубликованы (Горохов и др., 2018, 2019).

МЕТОДИКА

Для исследований отбирался материал с бесспорными литологическими, палеонтологическими и изотопными ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$) доказательствами морского генезиса и отсутствием деструкции первичных структур осадочных пород. Все изучаемые образцы доломитов отбирали в удалении от ассоциированных песчано-глинистых толщ, магматических пород, прорывающих даек и силлов, а также вне тектонических зон и кор выветривания.

Содержания Са и Mg в доломитах определяли в химической лаборатории МЕХАНОБР-АНАЛИТ (Санкт-Петербург). Содержания Mn, Fe и Sr

в карбонатной составляющей этих пород после растворения в 10%-ной HCl определяли методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-OES) на спектрометре Optima 4300 (Perkin Elmer, США).

Изотопный состав кислорода и углерода был определен во всех 67 исследованных образцах. Изотопный анализ С и О выполнен методом GF IRMS на масс-спектрометре Delta V+ с использованием опции GasBenchII. Разложение образцов карбонатных пород проведено в ортофосфорной кислоте при 70°C. Погрешности определения величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ составляли ± 0.1 и $\pm 0.2\%$ (2 σ) соответственно. Величины $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ выражены относительно международного стандарта V-PDB.

Для изучения Rb–Sr и U–Pb (Pb–Pb) систематики доломитов были выбраны образцы с наименьшим содержанием некарбонатной примеси: 8 образцов из котуйканской свиты и 22 образца из юсмастаской свиты (8 из нижнеюсмастаской и 14 из верхнеюсмастаской подсвит). Применялись различные варианты методики ступенчатого растворения, позволяющие получать геохимическую и изотопную информацию о карбонатном материале, образованном (или преобразованном) в различные периоды геологической истории билляхской серии. Различия касались как химического состава применявшихся растворителей (уксусной кислоты при изучении Rb–Sr систематики и бромистоводородной кислоты при изучении Pb–Pb систематики), так и количества ступеней растворения (две для Rb–Sr и шесть для Pb–Pb систематики). Это объяснялось, с одной стороны, стремлением использовать собственный опыт предшествующих исследований, а с другой стороны, сообщениями, связанными с требованиями к химической чистоте применяемых реактивов и определяемыми содержаниями исследуемых элементов (изотопов) в холостых опытах.

При изучении Rb–Sr систематики измельченные образцы доломитов обрабатывали 0.2 N CH_3COOH в объемах, вычисленных таким образом, чтобы последовательно растворить около одной трети (фракция L1) и затем еще одну треть (фракция L2) карбонатного материала (Li et al., 2011; Горохов и др., 2018). Rb и Sr, извлеченные в ходе этих двух ступеней растворения, очищали на колонках с ионообменной смолой Dowex AG50W×8 (200–400 меш) и 2.5 N HCl в качестве элюента. Изотопный состав Sr и содержания Rb и Sr определяли в аликвотных частях фракций L1 и L2. Использовался масс-спектрометрический метод изотопного разбавления с применением смешанного индикатора $^{87}\text{Rb} + ^{84}\text{Sr}$. Таким образом, для каждого изученного образца выполнялись химическое выделение и изотопный анализ двух Rb–

содержащих и четырех Sr-содержащих фракций. Изотопные составы Rb и Sr измерялись в статическом режиме на многоколлекторных масс-спектрометрах Finnigan MAT 261 и Triton TI соответственно.

Уровень лабораторных загрязнений, определявшийся холостыми опытами, для Sr в процедуре, включавшей только измерение его изотопного состава, не превышал 0.5 нг. При определении концентраций методом изотопного разбавления уровень лабораторных загрязнений был выше и составлял для Rb ~0.3 нг, а для Sr ~3 нг. Средние значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартных образцах NIST SRM 987 и USGS EN-1, нормализованные к $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$, составляли в период работы соответственно 0.710324 ± 8 ($2\sigma_{\text{ср}}, n = 39$) и 0.709239 ± 6 ($2\sigma_{\text{ср}}, n = 18$).

При исследовании U–Pb систематики доломитов использовали фракции, полученные ступенчатым растворением карбонатного материала. Образцы последовательно обрабатывали при комнатной температуре шестью порциями 0.5 N HBr, каждая из которых предназначалась для растворения 15–20% карбонатного материала. Процедуру ступенчатого растворения, приводившую к получению растворенных фракций (L1–L6 – leachates), заканчивали по достижению полного перехода карбонатной составляющей образца в раствор. Оба варианта методики предусматривали определение содержаний U и Pb и изотопного состава Pb в полученных растворах (Frei et al., 1997; Овчинникова и др., 1998, 2000, 2012; Каурова и др., 2010). Каждый раствор делили на две аликваты, одна из которых предназначалась для измерения изотопного состава Pb, а другая – для определения содержаний U и Pb с использованием смешанного индикатора $^{235}\text{U} + ^{208}\text{Pb}$. Разложение нерастворимого в HBr некарбонатного остатка (фракции IR – insoluble residue) проводили смесью HF + HNO₃ в автоклаве при $T = 220^\circ\text{C}$. Для выделения U использовали экстракционную смолу UTEVA SPEC, а для выделения Pb – ионообменную смолу Bio-Rad 1 × 8 (100–200 меш) в 0.5 N HBr (Manhes et al., 1978; Овчинникова и др., 1998, 2012).

Изотопный состав U и Pb измеряли на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI. Измеренные изотопные отношения Pb были исправлены на коэффициент фракционирования, установленный путем многократного измерения изотопного состава Pb в стандарте NIST SRM 982 и равный 0.13% на единицу массы. Уровень лабораторных загрязнений, определявшийся холостыми опытами, не превышал для U 0.01 нг, а для Pb 0.1 нг. Обработку первичных изотопных данных проводили с использованием программы (Мельников, 2010), а вычисление параметров изохрон – с использованием программы ISOPLOT (Ludwig,

1999). Погрешности вычисленных значений возраста даны на уровне $\pm 2\sigma$.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Химический состав карбонатных пород

Результаты химического анализа карбонатных пород билляхской серии приведены в табл. 1. Все изученные образцы представляют собой доломиты.

В доломитах котуйканской свиты карбонатная составляющая содержит 67–627 мкг/г Mn и 980–7760 мкг/г Fe, в нижней подсвите юсмастакской свиты – 44–1080 мкг/г Mn и 520–10700 мкг/г Fe, в верхней – 36–2860 мкг/г Mn и 520–15300 мкг/г Fe. Отношение Mn/Sr варьирует в доломитах котуйканской свиты в пределах 2.8–21.3, в доломитах нижней и верхней подсвит юсмастакской свиты – соответственно в пределах 2.6–38.6 и 1.3–119. Отношение Fe/Sr в перечисленных породах колеблется соответственно в диапазонах 53–286, 30–391 и 24–638. Обнаруженные содержания Mn, Fe и Sr в доломитах котуйканской и юсмастакской свит типичны для рифейских осадочных доломитов Сибирской платформы (Горохов и др., 1995; Семихатов и др., 2002, 2004; Хабаров и др., 2002).

Отбраковка образцов с сомнительными хемостратиграфическими характеристиками

Как уже упоминалось, геохимические критерии пригодности образцов для использования их в Sr-хемостратиграфических и U–Pb геохронологических построениях в отношении доломитов не выработаны. Поэтому в предлагаемой работе сомнительными для таких построений считались лишь те образцы, химические и/или изотопные характеристики которых в тех или иных стратиграфических подразделениях резко выделялись из общего ряда.

Изотопные составы кислорода и углерода. Изотопные составы кислорода и углерода представлены в табл. 1. Величины $\delta^{18}\text{O}$ в изученных образцах билляхской серии варьируют в интервале от –6.9 до –2.9‰, за исключением двух образцов верхней подсвиты юсмастакской свиты (обр. 6008/2 и 2056/2), в которых они составляют соответственно –10.1 и –11.9‰. Эти заметно выпадающие из общей совокупности значения $\delta^{18}\text{O}$ сопровождаются значительным повышением в упомянутых образцах содержаний Mn и Fe, свидетельствуют, по видимому, о вторичных изменениях и позволяют исключить образцы из дальнейшего рассмотрения. В результате интервалы вариаций $\delta^{18}\text{O}$ в доломитах различных стратиграфических единиц билляхской серии оказываются весьма сходными: в котуйканской свите этот интервал составляет от –6.5 до –2.9‰, в нижней подсвите юсмастакской

Таблица 1. Химический и С–О изотопный состав доломитов билляхской серии

| Номер образца | Н.О., % | Ca, % | Mg, % | Mn, мкг/г | Fe, мкг/г | Sr, мкг/г | Mg/Ca | Mn/Sr | Fe/Sr | $\delta^{13}\text{C}$ V-PDB | $\delta^{18}\text{O}$ V-PDB |
|--------------------------------------|---------|-------|-------|-----------|-----------|-----------|-------|-------|-------|-----------------------------|-----------------------------|
| Котуйканская свита | | | | | | | | | | | |
| 1074/1 | 8 | 21.5 | 13.1 | 488 | 5180 | 23 | 0.61 | 21.2 | 225 | –1.0* | –6.1* |
| 1075/1 | 21 | 21.7 | 12.9 | 162 | 2100 | 28 | 0.59 | 5.8 | 75 | –0.4 | –3.9 |
| 1076/1 | 16 | 21.9 | 13.0 | 302 | 3640 | 32 | 0.59 | 9.4 | 114 | –0.9 | –4.6 |
| 1076/2 | 3 | 22.7 | 12.1 | 67 | 1260 | 24 | 0.53 | 2.8 | 53 | –2.7 | –5.4 |
| | | | | | | | | | | –3.0* | –5.6* |
| 1083/1 | 8 | 20.6 | 11.6 | 503 | 5950 | 29 | 0.56 | 17.3 | 205 | –0.9 | –5.8 |
| 1093/1 | 2 | 21.8 | 12.6 | 93 | 980 | 17 | 0.58 | 5.5 | 58 | –0.4* | –4.8* |
| 1094/1 | 1 | 21.7 | 13.0 | 209 | 1470 | 11 | 0.60 | 19.0 | 134 | –1.5 | –5.5 |
| 1094/2 | 1 | 21.8 | 13.0 | 193 | 1820 | 16 | 0.60 | 12.1 | 114 | –1.4 | –5.2 |
| 3075/1 | 2 | 22.0 | 12.6 | 178 | 1960 | 14 | 0.57 | 12.7 | 140 | –0.5 | –5.1 |
| 3075/2 | 3 | 22.0 | 12.6 | 116 | 1260 | 18 | 0.57 | 6.4 | 70 | –0.5 | –4.5 |
| | | | | | | | | | | –0.6* | –4.7* |
| 3075/3 | 2 | 21.3 | 12.6 | 186 | 2380 | 11 | 0.59 | 16.9 | 216 | –0.5 | –4.6 |
| 3075/4 | 25 | 21.5 | 12.8 | 155 | 2030 | 17 | 0.60 | 9.1 | 119 | –0.5 | –4.7 |
| 3075/5 | 2 | 21.5 | 12.4 | 255 | 3430 | 12 | 0.58 | 21.3 | 286 | –0.7 | –5.9 |
| 3075/6 | 3 | 21.2 | 12.9 | 178 | 2660 | 13 | 0.61 | 13.7 | 205 | –0.6 | –5.4 |
| 4004/1 | 14 | 22.0 | 12.6 | 425 | 5530 | 22 | 0.57 | 19.3 | 251 | –1.4 | –5.3 |
| 5046/2 | 16 | 21.0 | 12.2 | 216 | 6430 | 25 | 0.58 | 8.6 | 257 | –0.9 | –4.4 |
| 5046/3 | 35 | 21.5 | 12.8 | 255 | 7760 | 34 | 0.60 | 7.5 | 228 | –1.0 | –4.9 |
| 5046/4 | 17 | 21.7 | 12.6 | 193 | 5600 | 27 | 0.58 | 7.1 | 207 | –1.0 | –4.4 |
| 5046/5 | <1 | 21.2 | 12.2 | 193 | 2380 | 14 | 0.58 | 13.8 | 170 | –1.0 | –4.8 |
| 6001/1 | 14 | 21.8 | 12.0 | 201 | 4270 | 18 | 0.55 | 11.2 | 237 | –0.9 | –2.9 |
| 6002/1 | 9 | 21.5 | 12.4 | 627 | 6370 | 33 | 0.58 | 19.0 | 193 | –1.0* | –6.5* |
| Юсмастахская свита (нижняя подсвита) | | | | | | | | | | | |
| 1091/1 | 10 | 21.5 | 12.7 | 147 | 1540 | 43 | 0.59 | 3.4 | 36 | –0.7 | –5.0 |
| 1097/1 | 29 | 21.3 | 12.2 | 186 | 6090 | 19 | 0.57 | 9.8 | 321 | 0.0 | –5.4 |
| 1097/3 | 12 | 20.4 | 11.9 | 147 | 4410 | 21 | 0.58 | 7.0 | 210 | 0.2 | –3.7 |
| 1097/4 | 23 | 21.4 | 12.3 | 71 | 2170 | 12 | 0.57 | 5.9 | 181 | 0.7 | –5.5 |
| 1097/5 | 17 | 21.5 | 13.0 | 69 | 1680 | 17 | 0.60 | 4.1 | 99 | 0.9 | –4.9 |
| 1098/1 | 3 | 21.7 | 13.0 | 65 | 980 | 12 | 0.60 | 5.4 | 82 | 0.7 | –5.8 |
| 1099/1 | 5 | 21.5 | 12.5 | 44 | 520 | 17 | 0.58 | 2.6 | 30 | 0.4* | –5.2* |
| 1099/2 | 6 | 21.2 | 12.4 | 49 | 660 | 15 | 0.58 | 3.3 | 44 | 0.3 | –5.7 |
| | | | | | | | | | | 0.3* | –6.6* |
| 2048/1 | 22 | 18.0 | 10.4 | 70 | 770 | 20 | 0.58 | 3.5 | 39 | –0.3 | –4.7 |
| 2048/2 | 7 | 20.7 | 12.4 | 64 | 1050 | 20 | 0.60 | 3.2 | 53 | –0.1 | –4.7 |
| 2048/3 | 3 | 21.5 | 13.0 | 59 | 690 | 16 | 0.60 | 3.7 | 43 | –0.1* | –5.5* |
| 3079/1 | 3 | 21.4 | 12.9 | 208 | 5880 | 16 | 0.60 | 13.0 | 368 | –1.3 | –3.9 |
| 3079/2 | 13 | 21.4 | 12.7 | 425 | 7900 | 23 | 0.59 | 18.5 | 343 | –1.2 | –3.5 |
| 3079/6 | 23 | 20.4 | 12.3 | 332 | 6780 | 25 | 0.60 | 13.3 | 271 | –2.1 | –2.9 |
| 3079/8 | 16 | 20.5 | 12.6 | 224 | 6640 | 17 | 0.61 | 13.2 | 391 | –1.1 | –5.0 |
| 3080/1 | 1 | 21.9 | 13.5 | 178 | 2100 | 10 | 0.62 | 17.8 | 210 | –0.9 | –5.7 |
| | | | | | | | | | | –0.8* | –6.1* |
| 3080/2 | 4 | 20.4 | 12.8 | 124 | 1750 | 15 | 0.63 | 8.3 | 117 | –0.5* | –5.6* |

Таблица 1. Окончание

| Номер образца | Н.О., % | Ca, % | Mg, % | Mn, мкг/г | Fe, мкг/г | Sr, мкг/г | Mg/Ca | Mn/Sr | Fe/Sr | $\delta^{13}\text{C}$ V-PDB | $\delta^{18}\text{O}$ V-PDB |
|---------------------------------------|---------|-------|-------|-----------|-----------|-----------|-------|-------|-------|-----------------------------|-----------------------------|
| 3086/2 | 5 | 21.5 | 13.4 | 66 | 840 | 11 | 0.62 | 6.1 | 76 | 0.2 | -6.9 |
| 3086/3 | 2 | 21.6 | 13.4 | 70 | 570 | 14 | 0.62 | 5.0 | 41 | 0.2* | -6.6* |
| 3086/4 | 4 | 21.7 | 13.3 | 1080 | 10700 | 28 | 0.61 | 38.6 | 382 | -0.7 | -4.1 |
| 6007/1 | 7 | 21.7 | 12.6 | 56 | 980 | 18 | 0.58 | 3.1 | 54 | 0.4 | -4.9 |
| Юсмастахская свита (верхняя подсвита) | | | | | | | | | | | |
| 1100/2 | 4 | 21.4 | 12.8 | 124 | 2100 | 17 | 0.60 | 7.3 | 124 | 0.4 | -5.5 |
| 1100/5 | 1 | 22.1 | 12.8 | 41 | 770 | 32 | 0.58 | 1.3 | 24 | -0.8 | -3.5 |
| 1101/2 | 1 | 22.2 | 12.8 | 85 | 1610 | 15 | 0.58 | 5.7 | 107 | -0.5 | -5.8 |
| | | | | | | | | | | -1.0* | -6.6* |
| 1101/3 | 9 | 20.6 | 12.1 | 85 | 1400 | 17 | 0.59 | 5.0 | 82 | -0.7 | -6.4 |
| | | | | | | | | | | -0.6* | -6.9* |
| 1102/1 | 5 | 21.5 | 12.4 | 85 | 1820 | 12 | 0.58 | 7.1 | 152 | -1.2 | -6.8 |
| 1103/1 | 1 | 22.0 | 12.7 | 93 | 1540 | 13 | 0.58 | 7.2 | 119 | -0.6 | -6.3 |
| 1104/1 | 3 | 21.9 | 12.6 | 108 | 1610 | 17 | 0.58 | 6.4 | 95 | -0.5* | -5.9* |
| 1104/2 | 11 | 19.7 | 11.7 | 186 | 3010 | 23 | 0.59 | 8.1 | 31 | -0.1 | -5.8 |
| 2043/1 | 4 | 22.1 | 12.8 | 36 | 520 | 15 | 0.58 | 2.4 | 35 | 0.8 | -5.1 |
| | | | | | | | | | | 0.7* | -5.8* |
| 2044/2 | 2 | 21.8 | 12.9 | 116 | 910 | 20 | 0.59 | 5.8 | 45 | -0.3 | -4.6 |
| 2050/1 | 2 | 22.1 | 13.2 | 93 | 1120 | 19 | 0.60 | 4.9 | 59 | 0.5 | -4.6 |
| 2050/3 | 10 | 21.8 | 13.1 | 93 | 1260 | 22 | 0.60 | 4.2 | 57 | 0.1 | -4.6 |
| 2054/1 | 8 | 21.3 | 12.7 | 162 | 1750 | 10 | 0.60 | 16.2 | 175 | 0.3 | -6.2 |
| 2056/2 | 9 | 21.8 | 13.1 | 2860 | 15300 | 24 | 0.60 | 119.0 | 638 | -1.4 | -11.9 |
| 2059/1 | 9 | 20.6 | 12.5 | 85 | 2520 | 12 | 0.61 | 7.1 | 210 | -0.6 | -6.2 |
| 2059/3 | 15 | 19.0 | 11.2 | 62 | 1610 | 20 | 0.59 | 3.1 | 81 | -0.4 | -4.3 |
| 3087/1 | 4 | 20.3 | 13.0 | 139 | 1330 | 12 | 0.61 | 11.6 | 111 | -0.1 | -5.7 |
| 3087/2 | 1 | 21.9 | 13.6 | 65 | 1050 | 22 | 0.62 | 3.0 | 48 | 0.0 | -4.7 |
| | | | | | | | | | | -0.1* | -5.4* |
| 3087/4 | 1 | 22.1 | 13.6 | 72 | 770 | 18 | 0.62 | 4.0 | 43 | 0.3* | -6.0* |
| 5054/2 | 10 | 20.3 | 12.0 | 101 | 910 | 19 | 0.59 | 5.3 | 48 | 0.2 | -4.6 |
| 5054/3 | 4 | 21.2 | 12.8 | 74 | 1330 | 22 | 0.60 | 3.4 | 60 | -0.6 | -4.6 |
| 6008/2 | 2 | 21.6 | 12.6 | 433 | 2380 | 16 | 0.58 | 27.0 | 149 | -2.2 | -10.1 |
| 6010/2 | 1 | 21.9 | 13.2 | 62 | 770 | 28 | 0.60 | 2.2 | 28 | -0.1 | -4.6 |
| 6012/1 | 29 | 21.2 | 11.7 | 147 | 1680 | 19 | 0.55 | 7.7 | 88 | 0.8 | -6.9 |
| 6012/2 | <1 | 21.7 | 12.8 | 76 | 840 | 18 | 0.59 | 4.2 | 47 | 0.8 | -4.7 |
| | | | | | | | | | | 0.8* | -5.6* |

Примечание. Н.О. – остаток, не растворимый в 10%-ной HCl. Звездочкой (*) помечены результаты изотопных C–O анализов, выполненных Э.М. Прасоловым в Центре изотопных исследований Геологического института им. А.П. Карпинского (Санкт-Петербург). Курсивом выделены образцы, данные для которых исключены из рассмотрения при хемотратиграфических построениях.

свиты – от -6.9 до -2.9‰, а в верхней подсвите – от -6.9 до -3.5‰.

Величины $\delta^{13}\text{C}$ колеблются в доломитах котуйканской свиты от -3.0 до -0.4‰, в доломитах нижней подсвиты юсмастахской свиты от -0.9 до

+0.4‰ и в доломитах верхней подсвиты от -1.2 до +0.8‰. В этом ряду результаты параллельных анализов $\delta^{13}\text{C}$ в обр. 1076/2 котуйканской свиты (-2.7 и -3.0‰, выполненные в двух различных лабораториях) значительно выбиваются из общей совокупности. Другим заметным отличием

обр. 1076/2 от прочих проанализированных билляхских доломитов является самое низкое среди них отношение Mg/Ca, которое позволяет предполагать, что понижение значения $\delta^{13}\text{C}$ здесь было вызвано постседиментационной частичной дедоломитизацией. Это весьма вероятно, так как обр. 1076/2 взят в 40 м от крупной интрузии габбро-долеритов, и порода даже на макроуровне интенсивно изменена. В ходе литолого-петрографического изучения в этом образце установлены контактово-метасоматические преобразования, выраженные в формировании вторичного кальцита и перекристаллизации доломита (рис. 3а, 3б). Если исключить этот образец из общей совокупности, самое низкое значение $\delta^{13}\text{C}$ в доломитах котуйканской свиты становится равным -1.4% . В итоге весь диапазон вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в доломитах билляхской серии сужается до значений от -2.2 до $+0.9\%$.

Rb—Sr данные. Результаты Rb—Sr анализа карбонатных пород представлены в табл. 2. Сразу же отметим, что в ряду изученных доломитов билляхской серии два образца (обр. 1083/1 котуйканской свиты и обр. 2059/1 верхней подсвиты юсмастахской свиты), близкие друг к другу по своим Rb—Sr характеристикам, резко отличаются в этом от всех других образцов. Оба доломита выделяются самыми высокими измеренными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракции L1 (соответственно 0.71028 и 0.71087), большим содержанием Rb, особенно в материале фракции L1, и значительной долей некарбонатной примеси (8–9%, табл. 1). Кроме того, литолого-петрографическое изучение показало, что основная масса обр. 1083/1 образована тонкокриптокристаллическим кальцитовым и доломитовым веществом, которым сложены сгустковые и комковатые образования, и мелкодисперсным глинистым материалом (рис. 3в, 3г). В связи с этим возможность использования упомянутых образцов для получения хеостратиграфических характеристик представляемых ими свит кажется сомнительной, и мы в дальнейшем предпочли воздержаться от их совместного рассмотрения с остальными образцами билляхской свиты. То же относится к упомянутым выше обр. 1076/2 котуйканской свиты, забракованному по причине его вероятной постседиментационной дедоломитизации, и к обр. 6008/2 и 2056/2 верхней подсвиты юсмастахской свиты с низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$. В обр. 2056/2 мелкокристаллический доломит за-

мещения, согласно результатам литолого-петрографического изучения, был подвержен частичному окварцеванию. Вторичный кварц локализован в одном из участков шлифа и прорастает участки между кристаллами доломита, которые имеют корродированные контуры (рис. 3д, 3е). Этот доломит, как и тонко-мелкокристаллический доломит (обр. 6008/2), нарушен также двумя генерациями жилок, выполненных доломитом и кварцем. Результаты для отбракованных образцов во всех таблицах помечены курсивом.

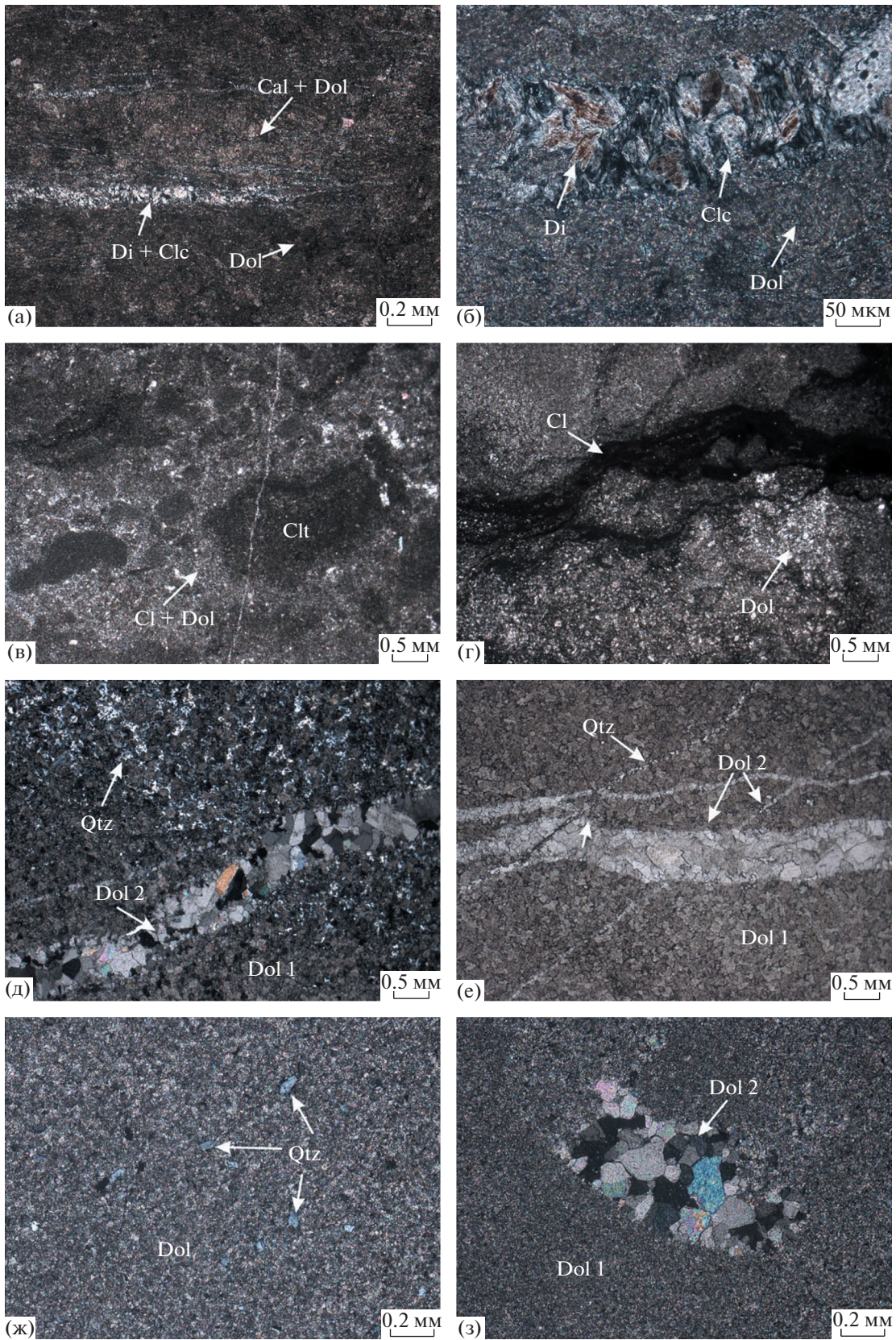
С учетом проведенной отбраковки, доли карбонатного материала, переходившего в раствор на первой и второй ступенях (фракциях L1 и L2) обработки 0.2 N CH_3COOH , для всех изученных образцов приблизительно одинаковы: 24–42 и 23–42% соответственно (табл. 2). Не наблюдается и существенных различий содержания Sr во фракциях L1 и L2 для индивидуальных образцов (для подавляющего большинства доломитов эти различия не превышают 25%), причем какая-либо систематическая разница в пользу одной из фракций также отсутствует.

В то же время содержания Rb во фракциях первой ступени растворения (L1) во всех доломитах, за исключением обр. 3087/2 юсмастахской свиты, значительно превышают его содержания во фракциях второй ступени (L2). То же можно сказать и об отношении Rb/Sr, которое для всех без исключения индивидуальных образцов во фракциях L1 много выше, чем во фракциях L2.

Переходя к результатам, полученным для индивидуальных стратиграфических подразделений, отметим, что после исключения отбракованных образцов 1076/2 и 1083/1 среднее значение измеренного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в материале первой ступени растворения (фракция L1) для оставшихся 6 образцов доломитов котуйканской свиты составляет 0.70635 ± 0.00094 (здесь и далее погрешности приведены на уровне двух стандартных отклонений — $2\sigma_{\text{сред}}$). В материале, растворяющемся на второй ступени (фракция L2), это значение (0.70526 \pm 0.00036) меньше и имеет заметно меньшую погрешность. Для 8 доломитов нижней подсвиты юсмастахской свиты среднее значение измеренного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракции L1 равно 0.70673 ± 0.00094 , а во фракции L2 — 0.70519 ± 0.00026 . В 13 доломитах верхней подсвиты юсмастахской свиты (при исключении отбракованного обр. 2059/1) среднее изме-

Рис. 3. Образцы карбонатных пород котуйканской свиты (а–г) и верхней подсвиты юсмастахской свиты (д–з), подвергшиеся вторичным преобразованиям.

(а, б): обр. 1076/2 — доломит с прожилками клинохлор-пироксеновых агрегатов и новообразованным кальцитом (?) (а — ув. $\times 5$; б — ув. $\times 20$, ник. скрещены); (в, г): обр. 1083/1 — доломит водорослевый, известковый, глинистый; (д, е): обр. 2056/2 — доломит замещения, частично окварцованный с двумя генерациями жилок (ув. $\times 1.6$; в–д — ник. скрещены; е — ник. параллельны); (ж): обр. 2059/1 — доломит алевритистый; (з) — агрегат доломита среди микро-тонкозернистой основной массы (ув. $\times 5$; ник. скрещены). Di — диопсид; Clc — клинохлор; Cal — кальцит; Dol — доломит; Dol 1 / Dol 2 — доломиты разных генераций; Cl — глинистое вещество; Qtz — кварц; Clt — сгусток.



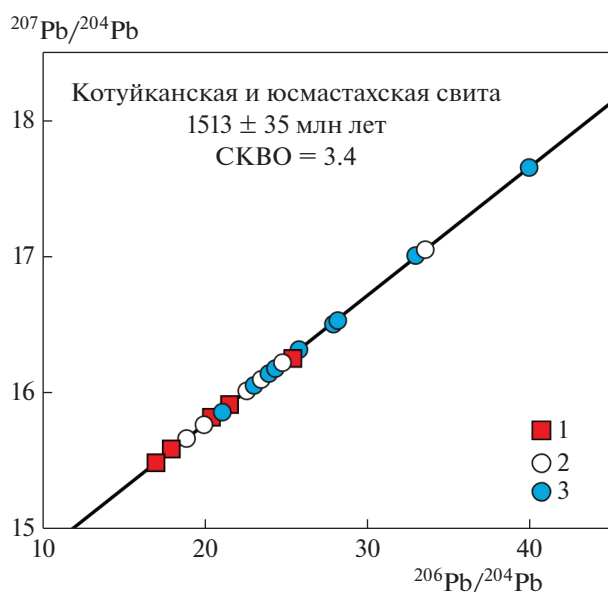


Рис. 4. Изохрона для доломитов билляхской серии в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, построенная по результатам анализа валовой карбонатной составляющей образцов (Горохов и др., 2019). 1 – котуйканская свита, 2 – нижняя подсвита юсмастаской свиты, 3 – верхняя подсвита юсмастаской свиты.

ренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в материале первой степени растворения (L1) составляет 0.70600 ± 0.00036 , во второй (L2) – 0.70509 ± 0.00016 .

U–Pb данные. Концентрации U и Pb и изотопный состав Pb ранее были определены в валовой карбонатной составляющей (ВСС – bulk carbonate constituent) 18 образцов доломитов (в 5 образцах котуйканской свиты и 13 образцах юсмастаской свиты; см. табл. 3 в статье Горохов и др., 2019). На графике в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 4) 18 фигуративных точек, представляющих доломиты котуйканской свиты и нижней и верхней подсвит юсмастаской свиты, располагаются вдоль прямой линии, наклон которой отвечает возрасту 1513 ± 35 млн лет при СКВО = 3.4 (Горохов и др., 2019).

В настоящей работе для каждого из этих стратиграфических подразделений (котуйканской свиты и нижней и верхней подсвит юсмастаской свиты) анализировался один из вышеупомянутых образцов с применением методики ступенчатого растворения, причем в этих образцах наряду с карбонатными фракциями анализировались и остатки, нерастворимые в 0.5 N HBr (табл. 3).

На рис. 5, где показаны результаты ступенчатого растворения доломитов билляхской серии в 0.5N HBr, прежде всего, обращает на себя внимание неоднородность отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в карбонатном материале образцов, растворяющемся в

последовательных порциях бромистоводородной кислоты одной и той же концентрации. Очевидно, это вызвано различием растворимости карбонатных фаз в пределах поверхностных слоев одного и того же образца из-за различия их химического состава (возникшего, например, в ходе процесса дедоломитизации) и/или зональностью минеральных зерен (в направлении от поверхности к их глубинным частям) в результате постседиментационного контакта карбонатных пород с варьирующими по составу эпигенетическими флюидами. Иногда эта неоднородность в пределах образца столь велика, что содержание и изотопный состав Pb в сумме выделенных фракций (табл. 3) не балансируются с аналогичными параметрами в валовой карбонатной составляющей тех же образцов (см. табл. 3 в статье Горохов и др., 2019). Этот результат, как в случае образцов нижней подсвиты юсмастаской свиты, по-видимому, является следствием ступенчатого растворения и анализа валовой карбонатной составляющей из разных навесок. Однако очень важно, что в первых двух (L1 – leachate-1 и L2 – leachate-2) фракциях, которые представляют изотопный состав Pb в 27–28% карбонатной составляющей изученных образцов, отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ выше, а $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ниже тех, которые наблюдаются в более поздних фракциях. Можно полагать, что содержания U и Pb, как и изотопный состав последнего в этих начальных фракциях, отражают указанные выше постседиментационные изменения. В то же время в последующих (L3–L6) фракциях, характеризующихся относительно высокими значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и низкими $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, изотопный состав Pb, вероятно, отвечает “наименее измененному” карбонатному материалу и может использоваться для изохронных построений в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и вычисления Pb–Pb возраста.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Карбонатные породы как источник хемотратиграфической информации

Карбонатные породы являются важным источником Sr- и C–O хемотратиграфической информации о глобальных и региональных событиях в их геологической истории, так как способны при определенных условиях отражать первичные Rb–Sr и C–O изотопные характеристики среды седиментации. Главным фактором, нарушающим эти характеристики, является воздействие низкотемпературных диа- и эпигенетических флюидов, которые формируются за счет преобразования рассеянного органического вещества и алюмосиликатных минералов, присутствующих в ассоциированных силикокластических и карбонатноглинистых породах. В результате карбонатные породы обогащаются Mn, Fe и радиогенным ^{87}Sr

Таблица 2. Rb–Sr аналитические данные для фракций доломитов билляхской серии, полученных при ступенчатом растворении в 0.2N CH₃COOH

| Номер образца | Растворенная фракция | Доля фракции*, % | Rb**, мкг/г | Sr**, мкг/г | Rb/Sr | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измер. | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первичн.*** |
|--------------------------------------|----------------------|------------------|-------------|-------------|--------|------------------------------------|---|--|
| Котуйканская свита | | | | | | | | |
| 1076/2 | L1 | 28 | 0.126 | 21.0 | 0.0060 | 0.0173 | 0.70607 | 0.70570 |
| | L2 | 38 | 0.040 | 31.9 | 0.0013 | 0.0037 | 0.70556 | 0.70548 |
| 1083/1 | L1 | 32 | 1.49 | 36.0 | 0.0414 | 0.1199 | 0.71028 | 0.70770 |
| | L2 | 41 | 0.969 | 34.2 | 0.0283 | 0.0818 | 0.70853 | 0.70677 |
| 1093/1 | L1 | 24 | 0.314 | 21.6 | 0.0145 | 0.0420 | 0.70560 | 0.70470 |
| | L2 | 24 | 0.182 | 25.0 | 0.0073 | 0.0210 | 0.70505 | 0.70460 |
| 1094/2 | L1 | 32 | 0.103 | 19.0 | 0.0054 | 0.0157 | 0.70582 | 0.70548 |
| | L2 | 41 | 0.078 | 20.0 | 0.0039 | 0.0113 | 0.70501 | 0.70477 |
| 3075/1 | L1 | 27 | 0.292 | 18.9 | 0.0154 | 0.0447 | 0.70767 | 0.70671 |
| | L2 | 26 | 0.192 | 20.5 | 0.0094 | 0.0269 | 0.70539 | 0.70481 |
| 3075/2 | L1 | 32 | 0.180 | 22.0 | 0.0082 | 0.0236 | 0.70788 | 0.70737 |
| | L2 | 35 | 0.092 | 22.3 | 0.0041 | 0.0119 | 0.70603 | 0.70577 |
| 3075/5 | L1 | 33 | 0.105 | 14.1 | 0.0074 | 0.0215 | 0.70602 | 0.70556 |
| | L2 | 37 | 0.075 | 15.6 | 0.0048 | 0.0138 | 0.70529 | 0.70499 |
| 5046/5 | L1 | 31 | 0.143 | 33.1 | 0.0043 | 0.0125 | 0.70512 | 0.70485 |
| | L2 | 41 | 0.021 | 18.2 | 0.0012 | 0.0033 | 0.70477 | 0.70470 |
| Юсмастакская свита, нижняя подсвита | | | | | | | | |
| 1099/1 | L1 | 29 | 0.227 | 25.9 | 0.0088 | 0.0253 | 0.70633 | 0.70579 |
| | L2 | 27 | 0.111 | 25.3 | 0.0044 | 0.0127 | 0.70504 | 0.70477 |
| 1099/2 | L1 | 30 | 0.219 | 20.0 | 0.0110 | 0.0317 | 0.70549 | 0.70481 |
| | L2 | 32 | 0.102 | 18.7 | 0.0055 | 0.0158 | 0.70494 | 0.70460 |
| 2048/3 | L1 | 34 | 0.284 | 19.3 | 0.0147 | 0.0425 | 0.70701 | 0.70609 |
| | L2 | 38 | 0.039 | 20.0 | 0.0020 | 0.0062 | 0.70464 | 0.70450 |
| 3079/1 | L1 | 34 | 0.677 | 21.9 | 0.0309 | 0.0894 | 0.70951 | 0.70759 |
| | L2 | 42 | 0.142 | 21.8 | 0.0065 | 0.0187 | 0.70565 | 0.70525 |
| 3080/1 | L1 | 27 | 0.296 | 16.2 | 0.0183 | 0.0528 | 0.70745 | 0.70631 |
| | L2 | 25 | 0.193 | 19.5 | 0.0099 | 0.0287 | 0.70557 | 0.70495 |
| 3086/2 | L1 | 29 | 0.114 | 14.3 | 0.0080 | 0.0229 | 0.70559 | 0.70510 |
| | L2 | 25 | 0.064 | 17.8 | 0.0036 | 0.0103 | 0.70506 | 0.70484 |
| 3086/3 | L1 | 33 | 0.122 | 16.6 | 0.0073 | 0.0213 | 0.70569 | 0.70523 |
| | L2 | 42 | 0.074 | 14.9 | 0.0050 | 0.0143 | 0.70501 | 0.70470 |
| 3086/4 | L1 | 34 | 0.475 | 35.2 | 0.0135 | 0.0389 | 0.70676 | 0.70592 |
| | L2 | 39 | 0.141 | 32.8 | 0.0043 | 0.0125 | 0.70562 | 0.70535 |
| Юсмастакская свита, верхняя подсвита | | | | | | | | |
| 1100/5 | L1 | 29 | 0.354 | 40.9 | 0.0087 | 0.0249 | 0.70551 | 0.70497 |
| | L2 | 22 | 0.257 | 57.5 | 0.0045 | 0.0129 | 0.70492 | 0.70464 |
| 1101/2 | L1 | 34 | 0.147 | 17.7 | 0.0083 | 0.0239 | 0.70612 | 0.70561 |
| | L2 | 39 | 0.118 | 16.4 | 0.0072 | 0.0207 | 0.70512 | 0.70467 |
| 1102/1 | L1 | 31 | 0.188 | 14.2 | 0.0132 | 0.0384 | 0.70732 | 0.70649 |
| | L2 | 28 | 0.170 | 16.1 | 0.0106 | 0.0305 | 0.70588 | 0.70523 |

Таблица 2. Окончание

| Номер образца | Растворенная фракция | Доля фракции*, % | Rb**, мкг/г | Sr**, мкг/г | Rb/Sr | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измер. | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первичн.*** |
|---------------|----------------------|------------------|-------------|-------------|--------|------------------------------------|---|--|
| 1103/1 | L1 | 33 | 0.111 | 14.6 | 0.0076 | 0.0221 | 0.70596 | 0.70548 |
| | L2 | 31 | 0.069 | 16.7 | 0.0041 | 0.0119 | 0.70510 | 0.70484 |
| 1104/1 | L1 | 32 | 0.131 | 20.5 | 0.0064 | 0.0185 | 0.70562 | 0.70522 |
| | L2 | 36 | 0.082 | 17.1 | 0.0048 | 0.0139 | 0.70496 | 0.70466 |
| 2043/1 | L1 | 30 | 0.080 | 18.3 | 0.0044 | 0.0125 | 0.70607 | 0.70580 |
| | L2 | 24 | 0.028 | 23.3 | 0.0012 | 0.0034 | 0.70517 | 0.70510 |
| 2044/2 | L1 | 29 | 0.269 | 25.8 | 0.0104 | 0.0301 | 0.70568 | 0.70504 |
| | L2 | 40 | 0.104 | 24.3 | 0.0043 | 0.0124 | 0.70492 | 0.70465 |
| 2045/1 | L1 | 29 | 0.122 | 25.6 | 0.0048 | 0.0137 | 0.70514 | 0.70485 |
| | L2 | 31 | 0.057 | 24.6 | 0.0023 | 0.0067 | 0.70482 | 0.70468 |
| 2050/1 | L1 | 32 | 0.130 | 24.0 | 0.0054 | 0.0156 | 0.70617 | 0.70584 |
| | L2 | 41 | 0.079 | 24.5 | 0.0032 | 0.0093 | 0.70497 | 0.70477 |
| 2059/1 | L1 | 32 | 1.51 | 23.3 | 0.0648 | 0.1883 | 0.71087 | 0.70682 |
| | L2 | 40 | 0.438 | 23.1 | 0.0190 | 0.0547 | 0.70629 | 0.70511 |
| 2059/3 | L1 | 32 | 0.869 | 32.4 | 0.0268 | 0.0775 | 0.70725 | 0.70558 |
| | L2 | 42 | 0.277 | 31.7 | 0.0087 | 0.0252 | 0.70521 | 0.70467 |
| 3087/2 | L1 | 28 | 0.184 | 29.4 | 0.0063 | 0.0181 | 0.70562 | 0.70523 |
| | L2 | 23 | 0.199 | 38.6 | 0.0052 | 0.0098 | 0.70527 | 0.70506 |
| 3087/4 | L1 | 33 | 0.229 | 21.8 | 0.0105 | 0.0303 | 0.70550 | 0.70484 |
| | L2 | 38 | 0.089 | 22.3 | 0.0040 | 0.0115 | 0.70487 | 0.70462 |
| 6010/2 | L1 | 30 | 0.372 | 30.4 | 0.0122 | 0.0354 | 0.70606 | 0.70530 |
| | L2 | 29 | 0.119 | 34.3 | 0.0035 | 0.0101 | 0.70491 | 0.70469 |

Примечание. (*) Доля фракции представляет массовую долю твердого вещества, переходящего в раствор на определенном этапе обработки образца карбонатной породы 0.2N уксусной кислотой. (**) Концентрации Rb и Sr вычислены для каждой фракции с учетом ее массовой доли в твердом образце. (***) При вычислении первичных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr возраст карбонатных пород котуйканской и юсмастакской свит предполагался равным 1500 млн лет. Курсивом выделены образцы, данные для которых исключены из рассмотрения при хемостратиграфических построениях.

и обедняются ¹³C и ¹⁸O относительно содержания этих компонентов в первичных карбонатных осадках (Drever, 1982; Veizer, 1983; Chaudhuri, Clauer, 1993; Knoll et al., 1995; Горохов, 1996; Сочава и др., 1996). Кроме того, заметный вклад в изменение изотопного состава углерода, кислорода и стронция вносят метеорные и глубинные воды, которые также отличаются по изотопному составу от морской воды и проникают в карбонатные породы во время поднятия территорий. В результате в доломитах формируются генерации карбонатов с собственными изотопно-геохимическими характеристиками, смещенными в сторону тех, что существовали в эпигенетических флюидах. При оценке степени сохранности первоначальных значений ^δ¹³C в карбонатных породах обычно используются геохимические критерии: величины отноше-

ний Mn/Sr, Fe/Sr, наличие или отсутствие ковариаций между Mn/Sr и ^δ¹³C, Fe/Sr и ^δ¹³C, а также между Mn/Sr и ^δ¹⁸O. Однако критерии сохранности Rb—Sr и тем более U—Pb систем для доломитов пока не найдены.

C-изотопная хемостратиграфия

Вариации значений ^δ¹⁸O и ^δ¹³C в изученном разрезе билляхской серии показаны на рис. 2. Высокое содержание углерода в доломитах в сочетании с низкой концентрацией этого элемента в эпигенетических растворах способствует сохранению первоначального значения ^δ¹³C в этих карбонатных породах. Однако взаимодействие карбонатных пород с метеорными и глубинными во-

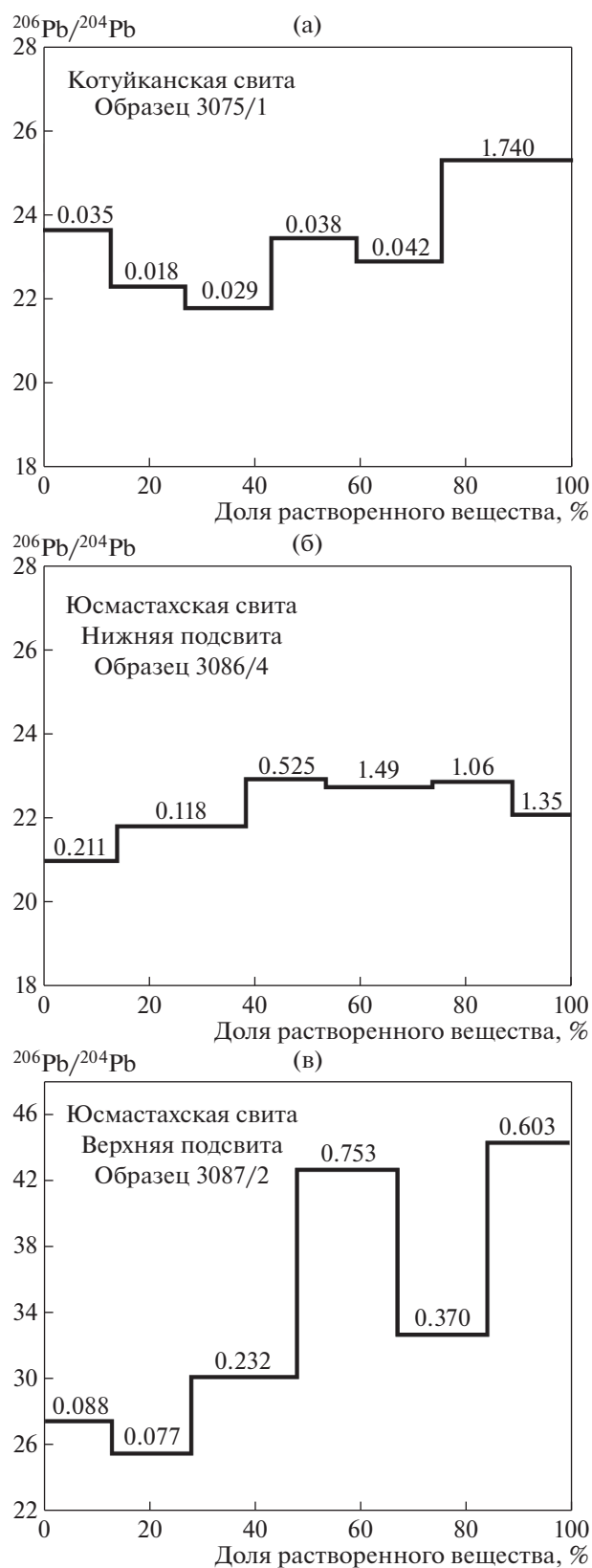
Таблица 3. U–Pb аналитические данные для фракций доломитов билляхской серии, полученных при ступенчатом растворении в 0.5N HBr

| Фракция | Доля фракции*, % | U**, мкг/г | Pb**, мкг/г | ²³⁸ U/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb | ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb |
|--|------------------|-----------------|-----------------|-------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|
| Котуйканская свита, обр. 3075/2 | | | | | | | |
| L1 | 13 | 0.154 | 0.0352 | 294 | 23.608 | 16.101 | 37.324 |
| L2 | 14 | 0.0272 | 0.0183 | 99.0 | 22.291 | 15.975 | 37.677 |
| L3 | 16 | 0.0305 | 0.0293 | 69.0 | 21.782 | 15.911 | 37.573 |
| L4 | 16 | 0.0319 | 0.038 | 56.4 | 23.413 | 16.070 | 37.342 |
| L5 | 16 | 0.0494 | 0.0425 | 79.7 | 22.864 | 16.027 | 39.445 |
| L6 | 24 | – | 0.421 | – | 25.238 | 16.245 | 36.919 |
| IR | 0.1 | 11.5 (0.035) | 18.9 (0.057) | 43.0 | 27.541 | 16.473 | 36.907 |
| Юсмастакская свита (нижняя подсвита), обр. 3086/4 | | | | | | | |
| L1 | 14 | 0.105 | 0.211 | 32.8 | 20.979 | 15.864 | 38.780 |
| L2 | 24 | 0.485 | 0.118 | 27.6 | 21.786 | 15.946 | 39.098 |
| L3 | 15 | 0.133 | 0.525 | 17.50 | 22.917 | 16.048 | 39.581 |
| L4 | 20 | 0.306 | 1.49 | 14.04 | 22.725 | 16.022 | 39.473 |
| L5 | 15 | 0.223 | 1.06 | 14.39 | 22.840 | 16.036 | 39.475 |
| L6 | 10 | 0.222 | 1.35 | 11.11 | 22.070 | 15.963 | 39.044 |
| IR | 1 | 6.03 (0.217) | 20.2 (0.439) | 19.04 | 19.549 | 15.751 | 37.396 |
| Юсмастакская свита (верхняя подсвита), обр. 3087/2 | | | | | | | |
| L1 | 13 | 0.191 | 0.0880 | 154.0 | 27.413 | 16.459 | 37.771 |
| L2 | 15 | 0.116 | 0.0770 | 105.0 | 25.447 | 16.274 | 37.732 |
| L3 | 17 | 0.193 | 0.232 | 61.8 | 30.107 | 16.711 | 37.757 |
| L4 | 15 | 0.832 | 0.753 | 95.1 | 42.624 | 17.885 | 38.431 |
| L5 | 12 | 0.247 | 0.370 | 50.8 | 32.682 | 16.957 | 37.738 |
| L6 | 12 | 0.624 | 0.603 | 90.7 | 44.240 | 18.062 | 38.324 |
| IR | 0.2 | 1.68 (0.004) | 25.3 (0.065) | 4.10 | 18.291 | 15.579 | 36.518 |

Примечание. (*) Доля фракции представляет массовую долю твердого вещества, переходящего в раствор на определенной степени обработки образца карбонатной породы 0.5N HBr. IR (insoluble residue) – остаток, не растворимый в 0.5N HBr. (**) Содержания U и Pb представляют концентрации этих элементов во фракциях, рассчитанные на массу растворенного вещества в каждой из фракций. Содержания U и Pb в нерастворимом остатке – IR без скобок также рассчитаны по отношению к массе оставшегося нерастворенным остатка, в скобках – по отношению к общей навеске карбонатной породы, предназначенной для ступенчатого растворения.

дами все же способно приводить к понижению величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$. В качестве одного из критериев сохранности *первичных С-изотопных систем* докембрийских карбонатов используется отношение Mn/Sr, пороговые значения которого для доломитов у разных авторов варьируют от Mn/Sr < 10 (Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995) до Mn/Sr < 6 (Семихатов и др., 2004, 2009; Кузнецов и др., 2006). Кроме того, важно, что для сходных изменений изотопных составов соотношение вода/порода в случае углерода должно быть на 2–3 порядка выше, чем в случае кислорода. Поэтому изотопные отношения кислорода рассматриваются как чувстви-

тельный индикатор постседиментационных преобразований (Veizer, 1983). Показано, что диапазон вариаций $\delta^{18}\text{O}$ в неизменных (“лучших”) морских карбонатах верхнего протерозоя составляет $-6.5 \pm 2.5\text{‰}$ (Veizer, Hoefs, 1976; Ray et al., 2003), а в эпигенетически измененных карбонатных породах опускается ниже -10‰ (Kaufman et al., 1993; Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995). Диагностика воздействия постседиментационных процессов на С-изотопные отношения проводится по наличию корреляции между $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ на соответствующих диаграммах, построенных для отдельных толщ, однако для изученных пород ко-



туйканской и юсмастакской свит ясных корреляционных связей между значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ не наблюдается.

Учитывая изложенное, в настоящей работе при выборе образцов доломитов, пригодных для реконструкции изотопного состава углерода в протерозойской морской воде, отдавалось предпочтение тем из них, которые не несут внешних признаков вторичных изменений, содержат низкую долю силикокластической примеси, характеризуются отношением $\text{Mn}/\text{Sr} < 6$, значениями $\delta^{18}\text{O} \geq -10\text{‰}$ и достаточно удалены от поверхностей размыва. Значения $\delta^{18}\text{O}$ (-6.9‰ ... -2.9‰) во всех неотбракованных образцах котуйканской и юсмастакской свит превышают пороговую величину -10‰ (табл. 1). Относительно высокие величины $\delta^{18}\text{O}$ вполне объяснимы изотопным фракционированием при доломитизации и лучшей сохранностью кислородной изотопной системы в доломитах (Veizer, Hoefs, 1976; Land, 1980, 1992; Покровский, Герцев, 1993; Knoll et al., 1995; Сочава и др., 1996). Однако критерию $\text{Mn}/\text{Sr} < 6$ соответствуют (с учетом отбракованных образцов) в котуйканской свите лишь 1 образец из 6, а в юсмастакской – 9 из 19 (в нижней подсвите – 4 из 8, в верхней – 5 из 11). Соответственно валидные значения $\delta^{13}\text{C}$ составляют: в доломитах котуйканской свиты -0.7‰ , в доломитах юсмастакской свиты от -0.4 до $+0.8\text{‰}$ (в нижней подсвите от -0.1 до $+0.4\text{‰}$, в верхней – от -0.4 до $+0.8\text{‰}$). Таким образом, весь диапазон колебаний $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах билляхской серии ограничен значениями от -0.7 до $+0.8\text{‰}$. Согласно современным представлениям об эволюции С-изотопного состава в позднедокембрийском (рифейском) океане, переход от значений $\delta^{13}\text{C}$, близких к нулевым, к варьирующим от -2.0 до $+3.0\text{‰}$ происходил в отложениях с возрастом около 1300 млн лет или моложе (Derry et al., 1992; Knoll et al., 1995; Kaufman, 1997; Kah et al., 1999; Bartley et al., 2001). Следовательно, судя по С-изотопным данным, подавляющая часть доломитов билляхской серии отлагалась ранее, чем 1300 млн лет назад.

Sr-изотопная хемостратиграфия

Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных фракциях L1 и L2 котуйканских доломитов, вычисленные в предположении, что возраст этих пород равен 1500 млн лет, для наименее изменен-

← **Рис. 5.** Вариации отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в карбонатных фракциях доломитов билляхской серии в зависимости от доли растворенного вещества.

(а) – котуйканская свита, (б) – нижняя подсвита юсмастакской свиты, (в) – верхняя подсвита юсмастакской свиты. Цифрами для каждой фракции приведены содержания Pb в мкг/г.

ных образцов колеблются соответственно в интервалах 0.70470–0.70737 (среднее 0.70582 ± 0.00104) и 0.70460–0.70577 (среднее 0.70493 ± 0.00042). При таком же предположении о возрасте доломитов юсмастакской свиты, первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях L1 и L2 для нижней подсвиты колеблются соответственно в диапазонах 0.70481–0.70759 (среднее 0.70586 ± 0.00062) и 0.70450–0.70535 (среднее 0.70487 ± 0.00022), а для верхней подсвиты – в диапазонах 0.70484–0.70649 (среднее 0.70540 ± 0.00029) и 0.70462–0.70523 (среднее 0.70481 ± 0.00013).

Различия первичных отношений для индивидуальных образцов в парах L1–L2 составляют в котуйканской свите от 0.00010 до 0.00160, в нижнеюсмастакской подсвите от 0.00021 до 0.00234 и верхнеюсмастакской подсвите от 0.00017 до 0.00126, причем во всех случаях эти первичные отношения в материале второй ступени (L2) растворения меньше по абсолютной величине и показывают заметно меньший разброс, чем соответствующие значения для первой ступени (L1) (табл. 2). Этот факт является несомненным доказательством различия геохимической истории карбонатного материала, растворяющегося на разных ступенях кислотной обработки образцов. О том же свидетельствуют содержания Rb и отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, которые для всех образцов во фракциях L1 больше, чем во фракциях L2. Таким образом, диапазон значений первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в неизменном карбонатном материале билляхских доломитов составляет 0.70450–0.70577. Этот интервал еще сужается до 0.70450–0.70525, если из общей совокупности 28 доломитов билляхской серии удалить данные для 2 образцов (обр. 3075/2 – котуйканская свита и обр. 3086/4 – нижняя подсвита юсмастакской свиты), в которых значения первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ кажутся сравнительно завышенными и составляют соответственно 0.70577 и 0.70535.

Эволюция изотопного состава Sr в полученных ступенчатым растворением фракциях L1 и L2 всех изученных образцов карбонатных пород котуйканской и юсмастакской свит может быть показана с помощью аналогичных диаграмм, различающихся только временем формирования пород, первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и содержаниями Rb и Sr в их карбонатном материале. Из типичной диаграммы, показанной на рис. 6, следует, что исходный карбонатный материал протерозойских пород билляхской серии возникал во время T (несколько различающееся для каждой из изученных свит, если принимать в расчет их стратиграфическое положение) с первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равным R_{L2}^0 . Изотопный состав Sr в этом материале эволюционировал вдоль прямой линии с наклоном, определяемым отношением $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{L2}$ до точки R_{L2} (сегодняшнего измерен-

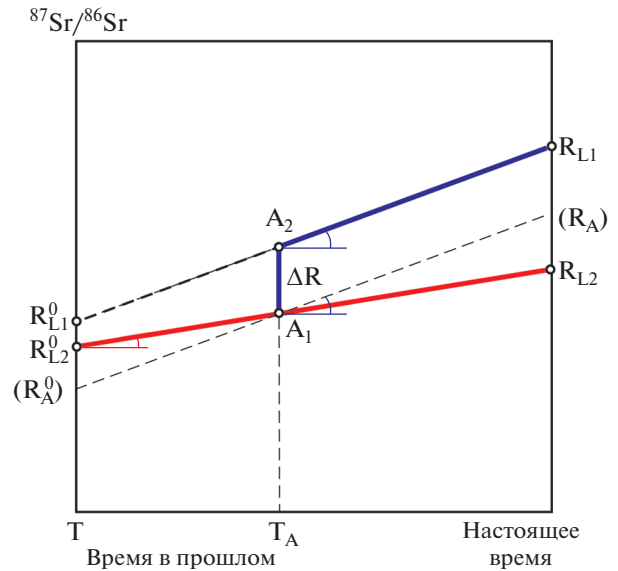
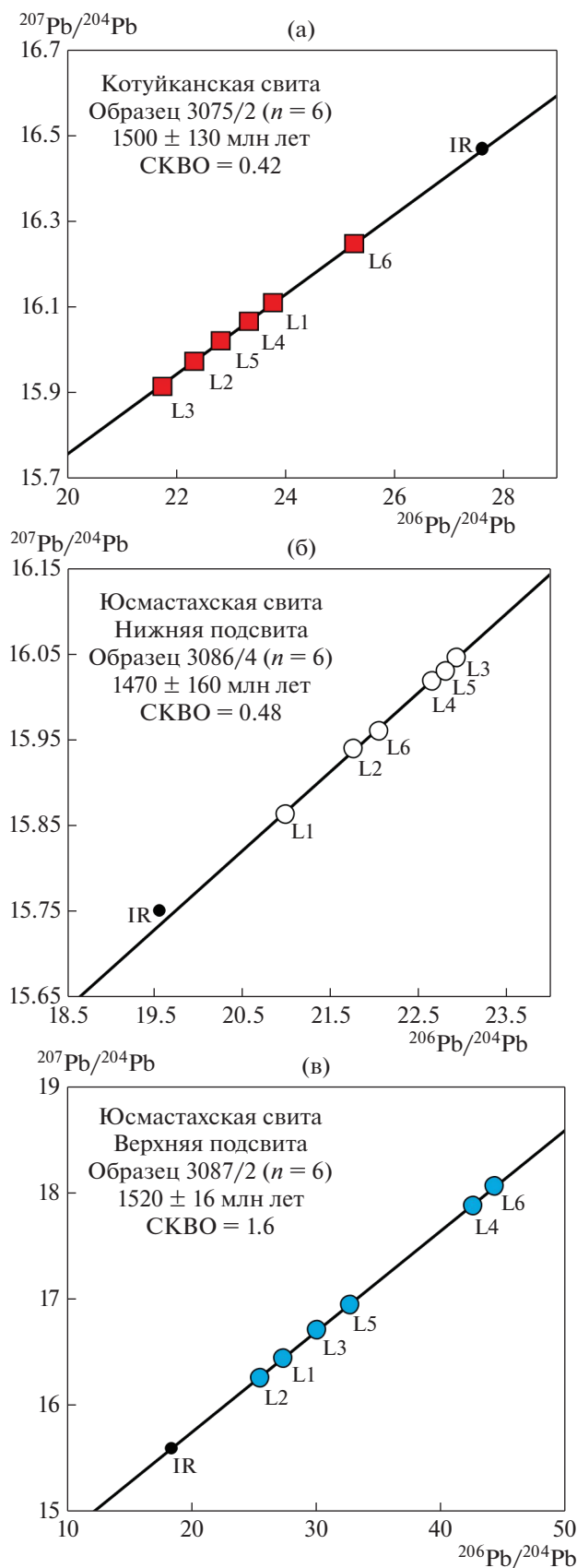


Рис. 6. Эволюция отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в полученных ступенчатым растворением фракциях L1 и L2 образцов доломитов билляхской серии.

T – время возникновения исходного карбонатного материала доломитов билляхской серии; T_A – время эпигенетического нарушения Rb–Sr систем для (предположительно внешних поверхностей) зерен доломитов; R_{L1} и R_{L2} – сегодняшние измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях L1 и L2 доломитов соответственно; R_{L1}^0 – первичное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, вычисленное из сегодняшних экспериментальных данных для фракции L1 доломитов; R_{L2}^0 – реальное первичное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в карбонатном материале доломитов; ΔR – величина изменения изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в материале доломитов, вызванного привнесом радиогенного ^{87}Sr в ходе эпигенетического воздействия во время T_A .

ного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракции L2). Во время T_A для части исходного материала эволюция была нарушена в точке A_1 эпигенетическим геохимическим процессом. Этот геохимический процесс привнес в исходный карбонатный материал некоторое количество Rb и образовал (вероятно, главным образом во внешних слоях карбонатных зерен) фракцию L1. Соответствующее повышение отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ выразилось в увеличении наклона эволюционной прямой. Если бы геохимические изменения на этапе T_A ограничились только изменением этого параметра, дальнейшая эволюция изотопного состава Sr в карбонатном материале фракции L1 происходила бы вдоль прямой с увеличенным наклоном $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{L1}$, исходящей из точки A_1 . В таком случае эволюция фракции L1 закончилась бы сегодня в точке R_A , а



кажущееся первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, вычисленное для этой фракции и равное (R_A^0), было бы *ниже* первичного отношения R_{L2}^0 . Однако экспериментально полученные первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (R_{L1}^0 на рис. 6) для фракций L1 всех без исключения образцов карбонатных пород билляхской серии *выше* значений R_{L2}^0 . Поэтому кажется очевидным, что эпигенетический геохимический процесс во время T_A , приведший к образованию фракции L1, обусловил не только изменение отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, но и привнес в карбонатный материал некоторого количества радиогенного ^{87}Sr . Это увеличивало отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракции L1 и сдвигало точку A_1 на величину ΔR , т.е. перемещало состав этой фракции в точку A_2 . Дальнейшая эволюция отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракции L1 происходила вдоль прямой с увеличенным наклоном ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$) $_{L1}$ от точки A_2 до сегодняшнего измеренного значения R_{L1} . Вычисленное первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракции L1 (R_{L1}^0) при этом, как и в реальности, оказывается *выше*, чем R_{L2}^0 .

Отсюда, в частности, следует вывод, имеющий важное методологическое значение: при хемотратиграфических исследованиях введение поправок на содержание Rb, основанных на предположении о неизменности химического состава доломитов с момента их образования, в общем случае не является корректной процедурой и требует дополнительного обоснования. В применении к опубликованному ранее для доломитов билляхской серии Rb–Sr данным (Покровский, Виноградов, 1991) это означает, что высокие содержания Rb в этих породах заставляют проявлять осторожность при интерпретации вычисленных для них первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Pb–Pb геохронология

На основании данных ступенчатого растворения, для каждого из изученных таким образом образцов может быть получена геохронологическая информация. Соответствующие данные для доломитов котуйканской свиты приведены на рис. 7а. Все фигуративные точки L1–L6, отвечающие раз-

←
Рис. 7. Диаграммы $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для стратиграфических подразделений билляхской серии, построенные по карбонатным фракциям, полученным методом ступенчатого растворения. (а) – котуйканская свита, (б) – нижняя подсвита юсмастакской свиты, (в) – верхняя подсвита юсмастакской свиты. IR – нерастворимый остаток. Условные обозначения стратиграфических подразделений см. на рис. 4.

личным ступеням растворения карбонатной составляющей обр. 3075/2, в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ располагаются вдоль прямой линии, наклон которой соответствует возрасту 1500 ± 130 млн лет при СКВО = 0.42. Заметим, что на эту прямую ложится и точка нерастворимого остатка обр. 3075/2 (массовая доля которого от общей навески образца составляла лишь 0.1%), причем данные для этого остатка не участвовали в вычислении параметров прямой.

Близкая картина наблюдается и для результатов ступенчатого растворения обр. 3086/4 нижней подсвиты юсмастакской свиты (рис. 7б), где также все фигуративные точки L1–L6, отвечающие различным ступеням растворения карбонатной составляющей обр. 3086/4, в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ располагаются вдоль прямой линии, наклон которой соответствует возрасту 1470 ± 160 млн лет при СКВО = 0.48. Эта картина отличается от показанной на рис. 7а лишь тем, что точка нерастворимого остатка (массовая доля которого составляет 1% от общей навески образца) здесь значительно отклоняется от изохроны, определяющей возраст карбонатной составляющей изученного образца.

Фигуративные точки фракций, отвечающие всем изученным ступеням растворения (L1–L6) обр. 3087/2 верхней подсвиты юсмастакской свиты (рис. 7в), так же как и в рассмотренных выше случаях, образуют изохрону с возрастом 1520 ± 16 млн лет (СКВО = 1.6). Точка нерастворимого остатка (массовая доля которого составляет 0.2% от взятой навески) здесь, как и для образца 3075/2 котуйканской свиты, лежит на изохроне.

Объяснить различное поведение некарбонатной составляющей по отношению к карбонатному материалу трех исследованных стратиграфических подразделений различием их минерального состава не удалось. По результатам изучения с помощью сканирующего электронного микроскопа и рентгеновского фазового анализа нерастворимые в 0.5N HBr остатки котуйканской и обеих подсвит юсмастакской свиты состояли из кварца, калиевого полевого шпата, небольшого количества слюды и отдельных зерен оксидов железа, возможно магнетита и/или гематита, и качественно не отличались друг от друга. Остается предполагать, что различие поведения некарбонатного материала в изученных доломитах могло быть связано с различной степенью его дисперсности, которая в ходе диагенеза способствовала изотопному уравниванию этого материала с карбонатной составляющей в породах котуйканской свиты и верхней подсвиты юсмастакской свиты, но препятствовала этому процессу в нижней подсвите юсмастакской свиты.

Что касается карбонатной составляющей доломитов, изученных методом ступенчатого растворения, то из полученных Pb–Pb данных следует, что этот материал во всех подразделениях билляхской серии имеет одинаковые или близкие друг к другу возрасты. Однако с учетом результатов для этих подразделений, особенно полученных Rb–Sr методом, следует все же допустить, что поверхностные слои карбонатных зерен, массовая доля которых в изученных образцах составляет около 30%, претерпели в ходе геологической истории некоторые изменения своего химического и изотопного состава, повлиявшие на их U–Pb систематику. Это подтверждается и вариациями отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, которое в первых (L1 и L2) фракциях ступенчатого растворения доломитов котуйканской свиты и обеих подсвит юсмастакской свиты значительно превышает это отношение в более поздних (L3–L6) фракциях. Поэтому кажется более корректным для окончательного вычисления Pb–Pb возраста доломитов билляхской серии использовать материалы ступенчатого растворения всех трех изученных образцов, начиная с фракций L3. При этом обычный в используемой методике отказ от включения в такие вычисления последних перед нерастворимым остатком карбонатных фракций (Овчинникова и др., 2012) здесь должен действовать только в отношении фракции L6 обр. 3086/4 нижней подсвиты юсмастакской свиты. Для остальных двух образцов (3075/2 и 3087/2) фигуративные точки нерастворимых остатков лежат на соответствующих изохронах, и возможное взаимодействие 0.5N HBr с материалами этих остатков в ходе ступенчатого растворения не способно привести к искажению вычисленного значения Pb–Pb возраста.

В итоге окончательный результат Pb–Pb датирования доломитов билляхской серии, представленный на рис. 8а, выражается значением 1519 ± 18 млн лет при СКВО = 1.8. В то же время для измененного карбонатного материала, предположительно слагающего поверхностные слои карбонатных зерен и представленного на рис. 8б фракциями L1–L2 ступенчатого растворения, значение Pb–Pb возраста составляет 1466 ± 54 млн лет при СКВО = 0.6. Хотя большая погрешность последнего значения формально не позволяет говорить о времени геохимических изменений, проведенное изучение Rb–Sr и U–Pb систематики доломитов несомненно указывает на различную геохимическую историю поверхностного и глубинного материала карбонатных зерен. Однако недостаточность имеющейся информации не позволяет идентифицировать геологические процессы, приведшие к нарушению замкнутости геохимических систем в поверхностных слоях зерен доломита. Также остается пока неясной и природа флюидной активности, вызывавшей перекристаллизацию и появление новых генераций иллита в тонких аргиллитовых прослоях

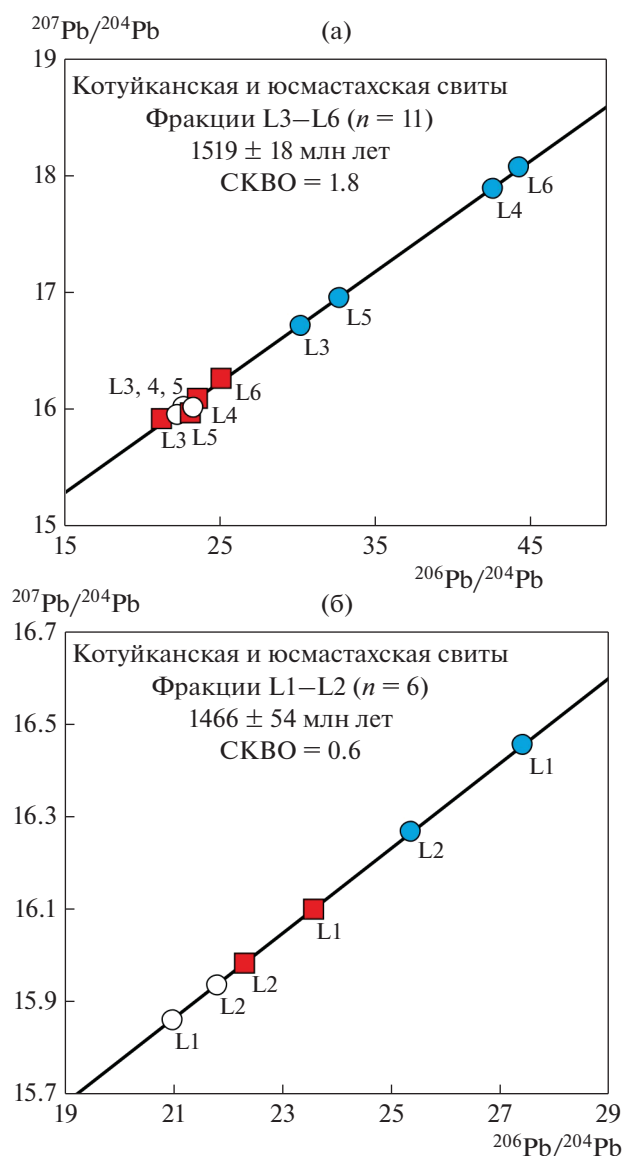


Рис. 8. Диаграммы $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для карбонатных фракций доломитов билляхской серии, полученных методом ступенчатого растворения. (а) – по фракциям L3–L6, (б) – по фракциям L1–L2. Условные обозначения стратиграфических подразделений см. на рис. 4.

всех свит билляхской серии (Горохов и др., 1997, 2001).

Значение возраста 1519 ± 18 млн лет, полученное методом ступенчатого растворения, в пределах аналитической погрешности согласуется с недавно опубликованной для этих пород Pb–Pb датировкой по валовым пробам (1513 ± 35 млн лет; Горохов и др., 2019), но, в отличие от последней, относится к наименее измененному (предположительно “первичному”) карбонатному веществу доломитов, учитывая доказанное существование в изученных породах некоторого количества ма-

териала с искаженными хемотратиграфическими и геохронологическими характеристиками.

Сравнение хемотратиграфических и геохронологических характеристик анабарских отложений с аналогичными характеристиками близких по возрасту карбонатных пород в других районах мира

Полученные изотопно-геохронологические и C- и Sr-хемотратиграфические характеристики доломитов билляхской серии можно сравнить с соответствующими величинами в карбонатных породах, находящихся в едином возрастном диапазоне с котуйканской и юсмастакской свитами.

Терригенно-доломитовая кютингдинская свита Оленекского поднятия Северной Сибири в верхней части рассечена силлом, который содержит бадделеит с U–Pb возрастом 1473 ± 24 млн лет (Wingate et al., 2009). Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образце доломита из этой свиты, который включает <1% силикокластической примеси и имеет отношение Mn/Sr 6.6, составляет 0.70465 (Горохов и др., 1995).

Мощная (от 0.6 до 4.5 км) преимущественно доломитовая камовская серия Байкитской антеклизы представляет глубокопогруженный карбонатный чехол в юго-западной части Сибирской платформы. В отложениях камовской серии обнаружены микрофитолиты и акантоморфные акритархи *Tarpania plana*, которые, однако, могут рассматриваться лишь как указания на ее ранне-среднерифейский возраст (Наговицин и др., 2010). Проведенное недавно Pb–Pb датирование карбонатных пород камовской серии по валовым пробам (Горохов и др., 2021) показало, что их возраст составляет 1490–1510 млн лет, а Rb–Sr датирование глауконитов долгоктинской свиты (Зайцева и др., 2019) отразило этап диагенетической перекристаллизации осадков нижней части камовской серии около 1340 млн лет назад. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в доломитах камовской серии варьируют преимущественно в пределах от -0.5 до $+1.5\text{‰}$ (Хабаров и др., 2002), а первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – от 0.7049 до 0.7053.

Бурзянская серия, стратотип нижнего рифея на Южном Урале, включает две согласно залегающие карбонатсодержащие свиты – саткинскую и бакальскую. Pb–Pb возрасты известняков названных свит равны 1550 ± 30 и 1430 ± 30 млн лет соответственно (Кузнецов и др., 2003а, 2005, 2008). U–Pb возраст цирконов из габброидов (1389 ± 28 млн лет; Ронкин и др., 2007) и гранитов рапакиви (1386 ± 5 млн лет; Пучков и др., 2013), прорывающих саткинские карбонаты, а также U–Pb возраст бадделеита из диабазов Главной дайки, рвущей отложения бакальской свиты (1385 ± 1.4 млн лет; Пучков и др., 2013), ограничивают

минимальный возрастной предел карбонатных пород бурзянской серии. Интервалы вариаций $\delta^{13}\text{C}$ (от -0.7 до 0.0%) и отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (от 0.70460 до 0.70494) в карбонатах саткинской и бакальской свит (Семихатов и др., 2009) совпадают с интервалом вариаций этих параметров в доломитах билляхской серии.

Надсерия Белт (Скалистые горы Северной Америки) содержит в базальных и терминальных горизонтах синседиментационные силлы с U–Pb возрастом цирконов 1468 ± 3 и 1401 ± 6 млн лет (Sears et al., 1998; Ross, Villeneuve, 2003). Значения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах формаций Хелена и Сайх надсерии Белт колеблются от -0.8 до $+2.5\%$ (Hall, Veizer, 1996), приближаясь к диапазону в доломитах юмастахской свиты. В той же надсерии в двух образцах известняков из формации Ньюленд с относительно низкими отношениями Mn/Sr (0.27 и 0.40) значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляют 0.70484 и 0.70514 (Hall, Veizer, 1996).

Таким образом, приведенные данные определяют соответствие полученных в настоящей работе хеостратиграфических характеристик (значений $\delta^{13}\text{C}$ от -0.7 до $+0.8\%$ и отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в интервале 0.70450 – 0.70525) для доломитов билляхской серии этим величинам (соответственно от -1.8 до $+2.5\%$ и 0.70460 – 0.70494) в близких по возрасту карбонатных осадках, отложенных 1550 – 1470 млн лет назад.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новая информация об условиях и времени образования билляхских доломитов получена при помощи усовершенствованных методик изучения их Rb–Sr и U–Pb систематики, включавших ступенчатое растворение. В Rb–Sr методике предварительное выщелачивание раствором ацетата аммония, использовавшееся нами в целом ряде предыдущих исследований (Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 1997, 2003б, 2006, 2008), заменено химическим удалением значительной части образца и последующим частичным растворением оставшейся части с помощью уксусной кислоты (Li et al., 2011; Горохов и др., 2018). Образцы карбонатных пород при этом обрабатывались разбавленным раствором уксусной кислоты в объемах, вычисленных таким образом, чтобы последовательно растворить около одной трети и затем еще одну треть измельченного в порошок материала. Фракция, полученная на первой ступени растворения, вероятно, представляет поверхностные слои карбонатных зерен, в той или иной мере подвергшиеся эпигенетическим изменениям, тогда как состав фракции второй ступени растворения в значительной степени характеризует первичный карбонатный материал, свойственный среде формирования доломитов.

Эпигенетические геохимические процессы приводили к привносу в билляхские доломиты (по-видимому, во внешние слои карбонатных зерен) Rb и изменению в них отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Помимо этого, в ходе эпигенеза в карбонатный материал доломитов добавлялось некоторое количество радиогенного ^{87}Sr . Вычисленные значения первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во всех образцах доломитов билляхской серии для фракций второй ступени растворения меньше по абсолютной величине и показывают заметно меньший разброс, чем соответствующие значения для первой ступени. Этот факт является несомненным доказательством различия геохимической истории карбонатного материала, растворяющегося на разных ступенях кислотной обработки образцов. Таким образом, выполненная работа подтвердила целесообразность и перспективность применения описанной методики для изучения Rb–Sr систематики доломитов.

В первых двух фракциях ступенчатого растворения доломитов в бромистоводородной кислоте, которые представляют изотопный состав Pb в одной трети карбонатного материала изученных образцов, отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ существенно выше, а $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ниже тех, которые наблюдаются в более поздних фракциях. Можно полагать, что изотопный состав Pb в этих начальных фракциях отражает указанные выше эпигенетические изменения, тогда как в последующих фракциях, характеризующихся относительно низкими значениями $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и высокими значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, он отвечает “наименее измененному” карбонатному материалу и может использоваться для изохронных построений в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и вычисления Pb–Pb возраста.

Реконструкция C-изотопных характеристик среды седиментации с использованием геохимических критериев пригодности доломитов ($\text{Mn}/\text{Sr} < 6$ и $\delta^{18}\text{O} \geq -10\%$) для хеостратиграфических построений определяет значение $\delta^{13}\text{C}$ в доломитах котуйканской свиты на уровне -0.7% , а интервал вариаций в доломитах юмастахской свиты от -0.4 до $+0.8\%$ (в нижней подсвите от -0.1 до $+0.4\%$, в верхней – от -0.4 до $+0.8\%$). Таким образом, весь диапазон колебаний $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах билляхской серии ограничен значениями от -0.7 до $+0.8\%$.

Полученные при помощи методики ступенчатого растворения первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененном карбонатном материале доломитов билляхской серии составляют: в котуйканской свите – 0.70502 ± 0.00029 , в нижней подсвите юмастахской – 0.70519 ± 0.00026 и в верхней подсвите юмастахской свиты – 0.70511 ± 0.00018 . Сопоставление интервалов вариаций первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (соответственно 0.70460 – 0.70499 ,

0.70450–0.70525 и 0.70462–0.70523) и значений $\delta^{13}\text{C}$ в доломитах котуйканской свиты и ниже- и верхнеюсмастахской подсвит не позволяет различить эти подразделения на основе хемотратиграфических характеристик и указывает на недостаточную обоснованность предположений о различии их возраста.

Pb–Pb анализ фракций ступенчатого растворения для доломитов котуйканской и юсмастахской свит билляхской серии дает прямую изотопно-геохронологическую характеристику осадочных пород рифейского чехла Анабарского поднятия. Pb–Pb возраст, установленный по образцам двух свит, равен 1519 ± 18 млн лет, что в сочетании с опубликованным ранее Rb–Sr возрастом глауконита нижележащей усть-ильинской свиты (1483 ± 10 млн лет; Горохов и др., 1991; Gogokhov et al., 1991) значительно сокращает стратиграфический объем осадочной последовательности, объединяемой под названием “билляхская серия”, и подтверждает ее принадлежность к нижнему рифею (Семихатов и др., 2015; Горохов и др., 2019). Из полученных данных следует, что заложение раннерифейского палеобассейна на Анабарском поднятии произошло в ходе инициализации внутриплитного растяжения Сибирского кратона в начале мезопротерозоя около 1.52 млрд лет назад. Заполнение этого палеобассейна, объединяющего отложения терригенной мукунской и карбонатной билляхской серий, завершилось до внедрения габбро-долеритовых даек и силлов котуйканского комплекса и становления Куонамской магматической провинции (Wingate et al., 2009; Эрнст и др., 2016).

Благодарности. Авторы благодарны Э.М. Правослову (Центр изотопных исследований Геологического института им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург), выполнившему часть измерений изотопного состава С и О в доломитах, А.А. Рясному (Геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург) за помощь в литолого-петрографическом изучении доломитов, а также Т.Л. Турченко и О.Л. Галанкиной (ИГГД РАН) за предоставленные результаты изучения химического и минералогического состава нерастворимой карбонатной составляющей доломитов. Выражаем свою признательность А.Б. Котову и С.И. Школьнику за благоприятные рецензии и полезные предложения, способствовавшие улучшению рукописи.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 18-17-00247-П).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бибикова Е.В., Белов А.Н., Розен О.М. Изотопное датирование метаморфических пород Анабарского щита // Архей Алданского щита и проблемы ранней эволюции Земли. Ред. Марков М.С. М.: Наука, 1988. С. 122–133.

Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии рифея и венда Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 1. С. 114–130.

Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г. Геохронологический и биостратиграфический подходы к реконструкции истории докембрийской биоты: новые находки микрофоссилий в рифее западного склона Анабарского поднятия // Докл. Акад. наук. 2001. Т. 378. № 4. С. 511–517.

Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баянова Т.Б., Баженова Г.Н., Лялина Л.М., Серов П.А. Автономные анортозиты Анабарского щита: возраст, геохимия и механизм образования // Докл. акад. наук. 2015. Т. 464. № 4. С. 457–463.

Горохов И.М. Диагенез карбонатных осадков: геохимия рассеянных элементов и изотопов стронция // Литология и палеогеография. Вып. 4. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского ун-та, 1996. С. 141–164.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Друбецкой Е.Р., Ивановская Т.А., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Ципурский С.И., Яковлева О.В. Rb–Sr и K–Ar возраст осадочных геохронометров нижнего рифея Анабарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 17–32.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Сочава А.В., Турченко Т.Л. 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., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Кутявин Э.П. Rb–Sr систематика пелитовых фракций в нижнерифейских аргиллитах: усть-ильинская свита, Анабарский массив, Северная Сибирь // Литология и полезн. ископаемые. 1997. № 5. С. 530–539.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. Rb–Sr геохронология среднерифейских аргиллитов юсмастахской свиты, Анабарский массив, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 3–24.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Турченко Т.Л., Петров П.Ю., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. Rb–Sr геохронология вендских аргиллитов старореченской свиты (Анабарский массив, Северная Сибирь) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 5. С. 16–27.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Липенков Г.В., Дубинина Е.О., Бигун И.В. Карбонатные породы пограничных рифей-вендских отложений Анабарского поднятия: изотопная ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) систематика и хемотратиграфические следствия // Докл. акад. наук. 2018. Т. 482. № 4. С. 434–438.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Васильева И.М., Ризванова Н.Г., Липенков Г.В., Дубинина Е.О. 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.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Анабаро-Виллюйская. Лист R-48 – Хатанга. Объяс-

- нительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 293 с. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП "ВСЕГЕИ").
- Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Ларионов А.Н., Скублов С.Г. Реликты эоархейской континентальной коры Анабарского щита, Сибирский кратон // Петрология. 2020. Т. 28. № 2. С. 115–138.
- Зайцева Т.С., Семихатов М.А., Горохов И.М., Сергеев В.Н., Кузнецов А.Б., Ивановская Т.А., Мельников Н.Н., Константинова Г.В. Изотопная геохронология и биостратиграфия рифейских отложений Анабарского массива, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 3–29.
- Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Иванова Н.А., Масленников М.А., Пустыльников В.В., Турченко Т.Л., Наговицин К.Е. Rb–Sr возраст рифейских глауконитов камовской серии, Байкитская антеклиза Сибирской платформы // Докл. Акад. наук. 2019. Т. 488. № 1. С. 52–57.
- Злобин М.Н. О расчленении билляхской серии синийского комплекса // Ученые записки НИИГА. Региональная геология. 1968. Вып. 13. С. 135–143.
- Злобин М.Н., Голованов Н.П. Стратиграфический очерк верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.: НИИГА, 1970. С. 6–20.
- Каурова О.К., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. U–Th–Pb систематика докембрийских карбонатных пород: определение возраста формирования и преобразования карбонатных осадков // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 3. С. 27–44.
- Комар Вл.А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 148 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 154).
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Семихатов М.А., Мельников Н.Н., Козлов В.И. Изотопный состав стронция в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Докл. Акад. наук. 1997. Т. 353. № 2. С. 249–254.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Маслов А.В. Sr–изотопная характеристика и Pb–Pb возраст известняков бакальской свиты (типовой разрез нижнего рифея, Южный Урал) // Докл. Акад. наук. 2003а. Т. 391. № 6. С. 794–798.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003б. Т. 11. № 5. С. 3–39.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Крупенин М.Т., Горохов И.М., Маслов А.В., Каурова О.К., Эльмис Р. Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr–изотопная характеристика и Pb–Pb возраст // Литология и полезн. ископаемые. 2005. № 3. С. 227–249.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т. Sr– и С–изотопная хемотратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 25–53.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Васильева И.М., Гороховский Б.М., Маслов А.В. Sr изотопная характеристика и Pb–Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16–34.
- 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.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемотратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.
- Мельников Н.Н. Эффективность метода двойного изотопного разбавления при масс-спектрометрическом анализе свинца для геохронологии // Геохимия. 2010. № 8. С. 876–886.
- Наговицин К.Е., Станевич А.М., Корнилова Т.А. Стратиграфическое положение и возраст высокоорганизованных биот с Tarpania в Сибири // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 11. С. 1531–1538.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Беляцкий Б.В., Васильева И.М., Левский Л.К. U–Pb систематика докембрийских карбонатов: рифейская сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири // Литология и полезн. ископаемые. 1995. № 5. С. 525–536.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Гороховский Б.М., Левский Л.К. U–Pb систематика карбонатных пород протерозоя: инзерская свита стратотипа верхнего рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 20–31.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Гороховский Б.М., Левский Л.К. Возможности Pb–Pb датирования карбонатных пород с открытыми U–Pb системами: миньярская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 3–19.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Васильева И.М., Горохов И.М., Каурова О.К., Подковыров В.Н., Гороховский Б.М. Pb–Pb возраст известняков среднерифейской малгинской свиты, Учуро–Майский регион Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 6. С. 3–16.
- Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Летникова Е.Ф., Гороховский Б.М. U–Pb возраст и Sr–изотопная характеристика надтиллитовых известняков неопротерозойской цаганоломской свиты, бассейн р. Дзабхан, Западная Монголия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 28–40.

- Петров П.Ю.* Фациальная характеристика и особенности терригенной седиментации мукунской серии (нижний рифей Анабарского поднятия Сибири) // Литология и полезн. ископаемые. 2011. № 2. С. 185–208.
- Петров П.Ю.* Мукунский бассейн: обстановки, параметры палеосреды и факторы континентальной терригенной седиментации раннего мезопротерозоя (нижний рифей Анабарского поднятия Сибири) // Литология и полезн. ископаемые. 2014. № 1. С. 60–88.
- Покровский Б.Г., Виноградов В.И.* Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245–1250.
- Покровский Б.Г., Герцев Д.О.* Верхнедокембрийские карбонаты с аномально легким изотопным составом углерода (юг Средней Сибири) // Литология и полезн. ископаемые. 1993. № 1. С. 64–80.
- Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Сергеева Н.Д.* Новое в стратиграфии стратотипического разреза рифея // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблемы обустройства. Всероссийская конференция, Москва, 23–25 мая 2013 г. Сборник статей. Отв. ред. Федонкин М.А. М.: ГИН РАН, 2013. С. 70–72.
- Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К., Бибикина Е.В., Злобин В.Л.* Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 163–179.
- Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Казак А.П., Матуков Д.И., Лепихина О.П.* Граница нижнего и среднего рифея на Южном Урале: новые изотопные U–Pb SHRIMP-II ограничения // Докл. Акад. наук. 2007. Т. 415. № 3. С. 370–376.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Константинова Г.В., Мельников Н.Н., Подковыров В.Н., Кутявин Э.П.* Низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гренвильском и постгренвильском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3–46.
- Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Каурова О.К., Петров П.Ю.* Pb–Pb изохронный возраст и Sr-изотопная характеристика верхнеюдомских карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Восточная Сибирь) // Докл. Акад. наук. 2003. Т. 393. № 1. С. 83–87.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н., Бартли Дж., Давыдов Ю.В.* Юдомский комплекс стратотипической местности: C-изотопные хемостратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3–28.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Маслов А.В., Горохов И.М., Овчинникова Г.В.* Стратотип нижнего рифея – бурзянская серия Южного Урала: литостратиграфия, палеонтология, геохронология, Sr- и C-изотопные характеристики карбонатных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 17–45.
- 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.
- Сергеев В.Н., Воробьева Н.Г., Петров П.Ю.* Новые местонахождения рифейских микробитов в билляхской серии Северного Прианбарья (бассейн р. Фомич): к вопросу о биостратиграфии рифея Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 1. С. 3–14.
- Серебряков С.Н.* Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 160 с.
- Смелов А.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Березкин В.И., Кравченко А.А., Добрецов В.Н., Великославинский С.Д., Яковлева С.З.* Возраст и продолжительность формирования билляхской зоны тектонического меланжа, Анабарский щит // Петрология. 2012. Т. 20. № 3. С. 315–330.
- Сочава А.В., Подковыров В.Н., Виноградов Д.П.* Вариации изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных породах венда–нижнего кембрия Уринского антиклинория (юг Сибирской платформы) // Литология и полезн. ископаемые. 1996. № 3. С. 279–289.
- Степанюк Л.М.* Уран-свинцовый возраст гранитов Анабарского щита // Раннедокембрийские образования центральной части Арктики и связанные с ними полезные ископаемые. Л.: НИИГА, 1974. С. 76–83.
- Степанюк Л.М.* Уран-свинцовый возраст микроклиновых гранитов Анабарского щита // Докл. АН УССР. 1991. № 10. С. 127–129.
- Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы. Ред. Ткаченко Б.В. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 211 с. (Труды НИИГА. Т. 101).
- Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П., Вараксина И.В., Сараев С.В.* Вариации уровня моря и изотопного состава карбонатного углерода в рифейском бассейне западной окраины Сибирского кратона (Байкитская антеклиза) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 3. С. 211–239.
- Худолей А.К., Молчанов А.В., Округин А.В., Бережная Н.Г., Матуков Д.И., Сергеев С.А.* Эволюция фундамента севера Сибирской платформы по данным U–Pb датирования обломочных цирконов в песчаниках мукунской серии, Анабарский щит // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XI тектонического совещания. Ред. Карякин Ю.В. М.: ГЕОС, 2007. Т. 2. С. 333–335.
- Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А.* Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 22 с.
- Эрнст Р.Е., Округин А.В., Веселовский Р.В., Камо С.Л., Гамильтон М.А., Павлов В.Э., Седрлунд У., Чемберлейн К.Р., Роджерс К.* Куонамская крупная изверженная провин-

- ция (север Сибири, 1501 млн лет): U–Pb геохронология, геохимия и корреляция с синхронным магматизмом других кратонов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 833–855.
- Adams J.E., Rhodes M.L.* Dolomitization by seepage refluxion // AAPG Bull. 1960. V. 44. № 12. P. 1912–1920.
- Al-Aasm I.S., Packard J.J.* Stabilization of early-formed dolomite: a tale of divergence from two Mississippian dolomites // Sediment. Geol. 2000. V. 131. № 3–4. P. 97–108.
- Asmerom Y., Jacobsen S.B., Knoll A.H., Butterfield N.J., Swett K.* Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: implications for crustal evolution // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. № 10. P. 2883–2894.
- Azomani E., Azmy K., Blamey N., Brand U., Al-Aasm I.* Origin of Lower Ordovician dolomites in eastern Laurentia: controls on porosity and implications from geochemistry // Mar. Petrol. Geol. 2013. V. 40. P. 99–114.
- Babinski M., Chemale F., Jr., Van Schmus W.R.* The Pb/Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil // Precambrian Res. 1995. V. 72. № 3–4. P. 235–245.
- Babinski M., Van Schmus W.R., Chemale F., Jr.* Pb–Pb dating and Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic carbonate rocks from the São Francisco basin, Brazil: implications for the mobility of Pb isotopes during tectonism and metamorphism // Chem. Geol. 1999. V. 160. № 3. P. 175–199.
- Babinski M., Vieira L.C., Trindade R.I.F.* Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambu' Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events // Terra Nova. 2007. V. 19. № 6. P. 401–406.
- Badiozamani K.* The Dorag dolomitization model – application to the middle Ordovician of Wisconsin // J. Sediment. Petrol. 1973. V. 43. № 4. P. 965–984.
- Bailey T.R., McArthur J.M., Prince H., Thirwall M.F.* Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: whole-rock analysis // Chem. Geol. 2000. V. 167. № 3–4. P. 313–319.
- Baker P.A., Kastner M.* Constraints on the formation of sedimentary dolomite // Science. 1981. V. 213. № 4504. P. 214–216.
- Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J., Knoll A.H., Pope M.C., Jacobsen S.B.* Global events across the Mesoproterozoic–Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // Precambrian Res. 2001. V. 111. № 1–4. P. 165–202.
- Bellefroid E.J., Planavsky N.J., Miller N.R., Brand U., Wang C.* Case studies on the utility of sequential carbonate leaching for radiogenic strontium isotope analysis // Chem. Geol. 2018. V. 497. P. 88–99.
- Braithwaite C.J.R.* Dolomites, a review of origins, geometry and textures // Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci. 1991. V. 82. № 2. P. 99–112.
- Chaudhuri S., Clauer N.* Strontium isotope compositions and potassium and rubidium contents of formation waters in sedimentary basins: clues to the origin of the solutes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. № 3. P. 429–437.
- Chen D.Z., Qing H.R., Yang C.* Multistage hydrothermal dolomites in the middle Devonian (Givetian) carbonates from the Guilin area, South China // Sedimentology. 2004. V. 51. № 5. P. 1029–1051.
- Chen X., Zhou Y., Shields G.A.* Progress towards an improved Precambrian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve // Earth-Sci. Rev. 2021. V. 224. Article 103869.
- Davies G.R., Smith L.B.* Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: an overview // AAPG Bull. 2006. V. 90. № 11. P. 1641–1690.
- Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B.* Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. № 3. P. 1317–1329.
- Drever J.I.* The geochemistry of natural water. Cambridge: Prentice Hall, 1982. 388 p.
- Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M.D.* Integrated paleomagnetism and U–Pb geochronology of mafic dikes of the eastern Anabar Shield region, Siberia: implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia // J. Geol. 2000. V. 108. № 3. P. 381–401.
- Feng M., Wu P., Qiang Z., Liu X., Duan Y., Xia M.* Hydrothermal dolomite reservoir in the Precambrian Dengying Formation of central Sichuan Basin, Southwestern China // Mar. Petrol. Geol. 2017. V. 82. P. 206–219.
- Frei R., Villa I.M., Nagler Th.F., Kramers J.D., Przybyłowicz W.J., Prozesky V.M., Hofmann B.A., Kamber B.S.* Single mineral dating by Pb–Pb step-leaching method. Assessing the mechanisms // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. № 2. P. 393–414.
- Galindo C., Casquet C., Rapela C., Pankhurst R.J., Baldo E., Saavedra J.* Sr, C and O isotope geochemistry and stratigraphy of Precambrian and lower Paleozoic carbonate sequences from the Western Sierras Pampeanas of Argentina: tectonic implications // Precambrian Res. 2004. V. 131. № 1–2. P. 55–71.
- Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., Drubetskoy Ye.R., Ivanovskaya T.A., Kutuyavin E.P., Mel'nikov N.N., Turchenko T.L., Tsipurskiy S.I., Yakovleva O.V.* Rb–Sr and K–Ar dating of pelletal and dispersed phyllosilicates of Lower Riphean sedimentary strata of the Anabar Shield // Int. Geol. Rev. 1991. V. 33. № 8. P. 807–821.
- Gregg J.M., Shelton K.L.* Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davis formations (Cambrian), southeastern Missouri // J. Sediment. Petrol. 1990. V. 60. № 4. P. 549–562.
- Guo C., Chen D., Qing H., Dong S., Li G., Wang D., Qian Y., Liu C.* Multiple dolomitization and later hydrothermal alteration on the Upper Cambrian–Lower Ordovician carbonates in the northern Tarim Basin, China // Mar. Petrol. Geol. 2016. V. 72. P. 295–316.
- Hajri H., Abdallah H.* Fluid flow and late diagenesis of fault-infill carbonates in the Aptian dolostones at Jabel Semmama, Kasserine area, western-central Tunisia // Mar. Petrol. Geol. 2020. V. 111. P. 1–20.

- Hall S., Veizer J. Geochemistry of Precambrian carbonates: VII. Belt Supergroup, Montana and Idaho, USA // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. № 4. P. 667–677.
- Halverson G.P., Dudás F.Ö., Maloof A.C., Bowring S.A. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 2007. V. 256. № 3–4. P. 103–129.
- Hardie L.A. Dolomitization: a critical view of some current views // *J. Sediment. Petrol.* 1987. V. 57. № 1. P. 166–183.
- Hayes J.M., Kaplan Y.R., Wedeking K.W. Precambrian organic geochemistry: preservation and record // *Earth's earliest biosphere*. Princeton Univ. Press, 1983. P. 93–134.
- Hsu K.J., Schneider J. Progress report on dolomitization hydrology of Abu Dhabi sabkhas, Arabian Gulf // *The Persian Gulf. Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea*. Ed. Purser B.H. N.Y.: Springer, 1973. P. 409–422.
- Jahn B.-M., Cuvelier H. Pb–Pb and U–Pb geochronology of carbonate rocks: an assessment // *Chem. Geol.* 1994. V. 115. № 1–2. P. 125–151.
- Jiang W., Houb M., Wang C. Strontium isotopic compositions of Cambrian (Upper Miaolingian–Furongian Series) dolomites from south-eastern Sichuan Basin, China: significance of sources of dolomitizing fluids and timing of dolomitization // *Mar. Petrol. Geol.* 2019. V. 109. P. 408–418.
- Kah L.C., Sherman A.G., Narbonne G.M., Knoll A.H., Kaufman A.J. $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada: implications for regional lithostratigraphic correlations // *Can. J. Earth Sci.* 1999. V. 36. № 3. P. 313–332.
- Kaufman A.J. An ice age in the tropics // *Nature*. 1997. V. 386. № 6622. P. 227–228.
- Kaufman A.J., Knoll A.H. Neoproterozoic variations in the carbon isotopic composition of seawater: stratigraphic and geochemical implications // *Precambrian Res.* 1995. V. 73. № 1–4. P. 27–49.
- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: implications for tectonics and paleoclimate // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 120. № 3/4. P. 409–430.
- Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V., Sears J., Prokopenko A., MacLean J., Kazakova G., Malyshev S., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E., Veselovskiy R., Lia A., Chipley D. Proterozoic supercontinental restorations: constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton // *Precambrian Res.* 2015. V. 259. P. 78–94.
- Kırmacı M.Z., Yıldız M., Kandemir R., Eroğlu-Gümrük T. Multistage dolomitization in Late Jurassic–Early Cretaceous platform carbonates (Berdiga Formation), Başoba Yayla (Trabzon), NE Turkey: implications of the generation of magmatic arc on dolomitization // *Mar. Petrol. Geol.* 2018. V. 89. P. 515–529.
- Knoll A.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A. The carbon-isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean succession from Northwestern Siberia (Anabar massif, Turukhansk uplift) // *Am. J. Sci.* 1995. V. 295. № 7. P. 823–850.
- Kubler B. “Crystallinité” de l’illite et mixed-layers: brève révision // *Schweiz. Min. Petrogr. Mitt.* 1990. V. 70. № 1. P. 89–93.
- Kupez J.A., Land L.S. Late-stage dolomitization of the Lower Ordovician Ellenburger Group, West Texas // *J. Sediment. Petrol.* 1991. V. 61. № 4. P. 551–574.
- Kuznetsov A.B., Melezhib V.A., Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Konstantinova G.V., Kutuyavin E.P., Turchenko T.L. Sr isotopic composition of Paleoproterozoic ^{13}C -rich carbonate rocks: the Tulomozero Formation, SE Fennoscandian Shield // *Precambrian Res.* 2010. V. 182. № 4. P. 300–312.
- Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Letnikova E.F., Kaurova O.K., Konstantinova G.V. Age constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from combined Sr isotopes and Pb–Pb dating of carbonates from the Baikal type section, southeastern Siberia // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 62. P. 51–66.
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion // *Precambrian Res.* 2017. V. 298. P. 157–173.
- Land L.S. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art // *Concepts and models of dolomitization*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. 1980. Spec. Publ. 28. P. 87–110.
- Land L.S. The dolomite problem: stable and radiogenic isotope clues // *Lecture Notes in Earth Sciences*. Vol. 43. Isotopic Signatures and Sedimentary Records. Eds. Clauer N., Chaudhuri S. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1992. P. 49–68.
- Li D., Shields-Zhou G.A., Ling H.-F., Thirlwall M. Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: guidelines for the use of bulk carbonate and phosphorite rocks // *Chem. Geol.* 2011. V. 290. № 3–4. P. 133–144.
- Li B., Wang Q., Zhang X. Petrographic and geochemical evidence of the diagenetic environment and fluid source of dolomitization of dolomite: a case study from the Ma5₃ to Ma5₁ submembers of the Ordovician Majiagou Formation, central Yishan Slope, Ordos Basin, China // *Carbonates and Evaporites*. 2020. V. 35. № 2. Article 36.
- Liu C., Wang Z., Raub T.D. Geochemical constraints on the origin of Marinoan cap dolostones from Nuccaleena Formation, South Australia // *Chem. Geol.* 2013. V. 351. P. 95–104.
- Liu J., Jiang Y., Liu X., Yang Z., Hou X., Zhu R., Wen C., Wang F. Genesis of dolomite from Ma5⁵–Ma5¹⁰ submembers of the Ordovician Majiagou Formation, in the Jingxi area in the Ordos Basin // *Acta Geol. Sinica (English Edition)*. 2017. V. 91. № 4. P. 1363–1379.
- Ludwig K.R. Users Manual for Isoplot/Ex. Version 2. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. 1999. № 1a. 47 p.
- Macdonald F.A., Prave A.R., Petterson R., Smith E.F., Pruss S.B., Oates K., Waechter F., Trotsuk D., Fallick A.E. The Laurentian record of Neoproterozoic glaciation, tectonism, and eukaryotic evolution in Death Valley, California // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2013. V. 125. № 7–8. P. 1203–1223.

- Machel H.G.* Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2004. V. 235. P. 7–63.
- Machel H.G., Mountjoy E.W.* Chemistry and environments of dolomitization – a reappraisal // *Earth Sci. Rev.* 1986. V. 23. № 3. P. 175–222.
- Makhloufi Y., Samankassou E.* Geochemical constraints on dolomitization pathways of the Upper Jurassic carbonate rocks in the Geneva Basin (Switzerland and France) // *Swiss J. Geosci.* 2019. V. 112. № 2–3. P. 579–596.
- Manhes G., Minster J.E., Allègre C.J.* Comparative uranium-thorium-lead and rubidium-strontium study of the Severin amphibolite: consequences for Early Solar System chronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 39. № 1. P. 14–24.
- McArthur J.M., Thirlwall M.F., Gale A.S., Kennedy W.J., Burnett J.A., Mathey D., Lord A.R.* Strontium isotope stratigraphy for the Late Cretaceous: a new curve, based on the English Chalk // *High Resolution Stratigraphy*. Eds. Hailwood E., Kid R. *Spec. Publ. Geol. Soc. London.* 1993. V. 70. P. 195–209.
- Misi A., Kaufman A.J., Veizer J., Powis K., Azmy K., Boggiani P.C., Gaucher C., Teixeira J.B.G., Sanches A.L., Iyer S.S.* Chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic successions in South America // *Chem. Geol.* 2007. V. 237. № 1–2. P. 143–167.
- Montañez I.P., Banner J.L., Osleger D.A., Borg L.E., Bosserman P.J.* Integrated Sr isotope variations and sea-level history of Middle to Upper Cambrian platform carbonates: implications for the evolution of Cambrian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ // *Geology.* 1996. V. 24. № 10. P. 917–920.
- Morrow D.W.* Diagenesis 1. Dolomite – Part 1: The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation // *Geosci. Can.* 1982a. V. 9. № 1. P. 5–13.
- Morrow D.W.* Diagenesis 2. Dolomite – Part 2: Dolomitization models and ancient dolostones // *Geosci. Can.* 1982b. V. 9. № 2. P. 95–107.
- Morrow D.W.* Regional subsurface dolomitization: models and constraints // *Geosci. Can.* 1999. V. 25. № 2. P. 57–70.
- Mueller M., Igboke O.A., Walter B., Pederson C.L., Riechelmann S., Richter D.K., Albert R., Gerdes A., Buhl D., Neuser R.D., Bertotti G., Immenhauser A.* Testing the preservation potential of early diagenetic dolomites as geochemical archives // *Sedimentology.* 2020. V. 67. № 2. P. 849–881.
- Ngia N.R., Hu M., Gao D.* Tectonic and geothermal controls on dolomitization and dolomitizing fluid flows in the Cambrian-Lower Ordovician carbonate successions in the western and central Tarim Basin, NW China // *J. Asian Earth Sci.* 2019. V. 172. P. 359–382.
- Nogueira A.C.R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C.A.V., Trindade R.I.F., Fairchild T.R.* Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil // *Chem. Geology.* 2007. V. 237. № 1–2. P. 186–208.
- Ohde S., Elderfield H.* Strontium isotope stratigraphy of Kita-daito-jima Atoll, North Phillipines Sea: implications for Neogene sea level change and tectonic history // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 113. № 4. P. 473–486.
- Paquette J.L., Ionov D.A., Agashev A.M., Gannoun A., Nikolenko E.I.* Age, provenance and Precambrian evolution of the Anabar shield from U–Pb and Lu–Hf isotope data on detrital zircons, and the history of the northern and central Siberian craton // *Precambrian Res.* 2017. V. 301. P. 134–144.
- Parrish J.T., Hyland E.G., Chan M.A., Hasiotis S.T.* Stable and clumped isotopes in desert carbonate spring and lake deposits reveal palaeohydrology: a case study of the Lower Jurassic Navajo Sandstone, south-western USA // *Sedimentology.* 2019. V. 66. № 1. P. 32–52.
- Paula-Santos G.M., Caetano-Filho S., Babinski M., Trindade R.I.F., Guacaneme C.* Tracking connection and restriction of West Gondwana São Francisco Basin through isotope chemostratigraphy // *Gondwana Res.* 2017. V. 42. P. 280–305.
- Peng B., Li Z., Li G., Liu C., Zhu S., Zhang W., Zuo Y., Guo Y., Wei X.* Multiple dolomitization and fluid flow events in the Precambrian Dengying Formation of Sichuan Basin, Southwestern China // *Acta Geol. Sinica (English Edition).* 2018. V. 92. № 1. P. 311–332.
- Rasbury E.T., Cole J.M.* Directly dating geologic events: U–Pb dating of carbonates // *Rev. Geophys.* 2009. V. 47. RG3001.
<https://doi.org/10.1029/2007RG000246>
- Ray J.S., Veizer J., Davis W.J.* C, O, Sr and Pb isotope systematics of carbonate sequences of the Vindhyan Supergroup, India: age, diagenesis, correlations and implications for global events // *Precambrian Res.* 2003. V. 121. № 1–2. P. 103–140.
- Romero J.A.S., Lafon J.M., Nogueira A.C.R., Soares J.L.* Sr isotope geochemistry and Pb–Pb geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil // *Int. Geol. Rev.* 2013. V. 55. № 2. P. 185–203.
- Ross G.M., Villeneuve M.* Provenance of the Mesoproterozoic (1.45 Ga) Belt basin (western North America): another piece in the pre-Rodinia paleogeographic puzzle // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2003. V. 115. № 10. P. 1191–1217.
- Sarangi S., Gopalan K., Kumar S.* Pb–Pb age of earliest mesogascopic, eukaryotic alga bearing Rohtas Formation, Vindhyan Supergroup, India: implications for Precambrian atmospheric oxygen evolution // *Precambrian Res.* 2004. V. 132. № 1–2. P. 107–121.
- Sawaki Y., Kawai T., Shibuya T., Tahata M., Omori S., Komiya T., Yoshida N., Hirata T., Ohno T., Windley B.F., Maruyama S.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ chemostratigraphy of Neoproterozoic Dalradian carbonates below the Port Askaig Glaciogenic Formation, Scotland // *Precambrian Res.* 2010. V. 179. № 1–4. P. 150–164.
- Schoenherr J., Reuning L., Hallenberger M., Lüders V., Lemmens L., Biehl B.C., Lewin A., Leupold M., Wimmers K., Strohmenger C.J.* Dedolomitization: review and case study of uncommon mesogenetic formation conditions // *Earth Sci. Rev.* 2018. V. 185. P. 780–805.
- Sears J.W., Chamberlain K.R., Buckley S.N.* Structural and U–Pb geochronological evidence for 1.47 Ga rifting in the

- Belt basin, western Montana // *Can. J. Earth Sci.* 1998. V. 35. № 4. P. 467–475.
- Sergeev V.N.* The distribution of microfossils assemblages in Proterozoic rocks // *Precambrian Res.* 2009. V. 173. № 1. P. 212–222.
- Sergeev V.N., Knoll A.H., Grotzinger J.P.* Paleobiology of the Mesoproterozoic Billiak Group, Anabar uplift, Northern Siberia // *Paleontol. Soc. Mem.* 1995. V. 39. 37 p.
- Shields G.* Working towards a new stratigraphic calibration scheme for the Neoproterozoic–Cambrian // *Eclogae geol. Helv.* 1999. V. 92. № 2. P. 221–233.
- Shields G., Veizer J.* Precambrian marine carbonate isotope database: version 1.1 // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2002. V. 3. № 6. P. 1–12.
- Sial A.N., Gaucher C., Silva Filho M.A., Ferreira V.P., Pimentel M.M., Lacerda L.D., Silva Filho E.V., Cezario W.C.*, Sr-isotope and Hg chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates of the Sergipano Belt, Northeastern Brazil // *Precambrian Res.* 2010. V. 182. № 4. P. 351–372.
- Smith P.E., Brand U., Farquhar R.M.* U–Pb systematics and alteration trends of Pennsylvanian-aged aragonite and calcite // *Geochem. Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. № 1. P. 313–322.
- Thomas C.W., Graham C.M., Ellam R.B., Fallick A.E.* Chemostratigraphy of Neoproterozoic Dalradian limestones of Scotland and Ireland: constraints on depositional ages and time scales // *J. Geol. Soc. London.* 2004. V. 161. № 2. P. 229–242.
- Valladares M.I., Ugidos J.M., Barba P., Fallick A.E., Ellam R.M.* Oxygen, carbon and strontium isotope records of Ediacaran carbonates in Central Iberia (Spain) // *Precambrian Res.* 2006. V. 147. № 3–4. P. 354–365.
- Veizer J.* Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates // *Carbonates: Mineralogy and Chemistry*. Ed. Reeder R. *Rev. Mineral. (Mineral. Soc. Am.)* 1983. V. 11. № 1. P. 265–299.
- Veizer J., Hoefs J.* The nature of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1976. V. 40. № 11. P. 1387–1395.
- Verdel C., Phelps B., Welsh K.* Rare earth element and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ step-leaching geochemistry of central Australian Neoproterozoic carbonate // *Precambrian Res.* 2018. V. 310. P. 229–242.
- Vorob'eva N.G., Sergeev V.N., Petrov P.Yu.* Kotuikan Formation assemblage: a diverse organic-walled microbiota in the Mesoproterozoic Anabar succession, northern Siberia // *Precambrian Res.* 2015. V. 256. № 1. P. 201–222.
- Walter M.R., Veevers J.J., Calver C.R., Gorjan P., Hill A.C.* Dating the 840–544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models // *Precambrian Res.* 2000. V. 100. № 1–3. P. 371–433.
- Warren J.* Dolomite: occurrence, evolution and economically important association // *Earth Sci. Rev.* 2000. V. 52. № 1–3. P. 1–81.
- Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M.* Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // *Precambrian Res.* 2009. V. 170. № 3–4. P. 256–266.
- Yoshioka H., Asahara Y., Tojo B., Kawakami S.* Systematic variations in C, O, and Sr isotopes and elemental concentrations in Neoproterozoic carbonates in Namibia: implications for a glacial to interglacial transition // *Precambrian Res.* 2003. V. 124. № 1. P. 69–85.

Рецензенты А.Б. Котов, С.И. Школьник

Sr and Pb Isotopic Compositions in Dolostones of the Lower Riphean Billyakh Group, Anabar Uplift: Step-Leaching Technique in Chemostratigraphy and Geochronology

I. M. Gorokhov^{a, #}, A. B. Kuznetsov^a, I. M. Vasilieva^a, G. V. Konstantinova^a,
E. O. Dubinina^b, G. V. Lipenkov^c, and N. G. Rizvanova^a

^a Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

^b Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^c A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia

[#]e-mail: igorokhov@inbox.ru

New age estimates and results of a chemostratigraphic study of dolostones of the Billyakh Group, which combines the Kotuikan and the Yusmastakh formations, are presented. The Billyakh Group forms the upper part of the Riphean section of the Anabar uplift in northern Siberia. The stepwise dissolution technique was used for the first time to determine the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isotopic ratios in the dolostones. The technique for studying Rb–Sr systematics included the chemical removal of about a third of the crushed sample (fraction L1) by preliminary acid leaching in 0.2N CH_3COOH and subsequent partial dissolution (fraction L2) of the remaining part of the sample in CH_3COOH of the same concentration. Pb–Pb isotope systematics of dolostones was studied by six-step dissolution of crushed samples in 0.5N HBr. These procedures led to the removal of secondary carbonate material and greatly improved the quality of Sr-chemostratigraphic and geochronological information. The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in the least altered carbonate

material (fraction L2) of the Billyakh Group dolostones are: 0.70502 ± 0.00029 in the Kotuikan Formation, 0.70519 ± 0.00026 in the lower subformation of the Yusmastakh Formation, and 0.70511 ± 0.00018 in the upper subformation of the Yusmastakh Formation. The Pb–Pb age of early diagenesis of dolomites of the Kotuikan and Yusmastakh formations (1519 ± 18 Ma at MSWD = 1.8) was calculated from results for the L3–L6 carbonate fractions. Secondary carbonate L1–L2 fractions are characterized by a Pb–Pb age of 1466 ± 54 Ma at MSWD = 0.6. The $\delta^{13}\text{C}$ values vary from -1 to -0.4‰ in the dolostones of the Kotuikan Formation, and from -0.4 to $+0.8\text{‰}$ in the dolostones of the Yusmastakh Formation (from -0.1 to $+0.4\text{‰}$ in the lower subformation, and from -0.4 to $+0.8\text{‰}$ in the upper subformation). Comparison of these variations, as well as variations in the initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in the dolostones of the Kotuikan Formation and the Lower and Upper Yusmastakh subformations (0.70460 – 0.70499 , 0.70450 – 0.70525 , and 0.70462 – 0.70523 , respectively), does not make it possible to distinguish these units on the basis of chemostratigraphic characteristics.

Keywords: Siberian Platform, Anabar Uplift, Lower Riphean, dolomites, U–Pb, Rb–Sr, and C–O isotope systematics, stepwise dissolution