

УДК 550.42:551.7

**Rb–Sr СИСТЕМАТИКА И U–Pb ВОЗРАСТ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД
СТАРОРЕЧЕНСКОЙ СВИТЫ,
ВЕНД АНАБАРСКОГО ПОДНЯТИЯ, СЕВЕРНАЯ СИБИРЬ**

**И. М. Горохов¹, И. М. Васильева¹, А. Б. Кузнецов^{1,*}, Н. Г. Ризванова¹,
Г. В. Липенков², Г. В. Константинова¹**

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

²*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург*

**e-mail:antonbor9@mail.ru*

Поступила в редакцию 03.11.2023 г.

После доработки 17.05.2024 г.

Принята к публикации 11.06.2024 г.

Представлены результаты Sr-хемотратиграфического изучения карбонатных пород старореченской и немакит-далдынской свит, слагающих верхнюю часть докембрийского чехла Анабарского поднятия Северной Сибири. Впервые получен Pb–Pb возраст доломитов старореченской свиты – 549 ± 25 млн лет (СКВО = 1.4). Для определения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в карбонатных породах использована усовершенствованная процедура ступенчатого растворения. Методика изучения Rb–Sr систематики включала химическое удаление около трети измельченного образца [фракция L(Rb–Sr)₁] путем предварительного кислотного выщелачивания в 0.2N CH₃COOH и последующее частичное растворение [фракция L(Rb–Sr)₂] оставшейся части образца в CH₃COOH той же концентрации. Pb–Pb изотопная систематика доломитов изучалась путем шести-девятиступенчатого растворения в 0.5N HBr. Химические процедуры привели к удалению эпигенетического карбонатного материала, что улучшило качество Sr-хемотратиграфической и U–Pb изотопно-геохронологической информации. Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененном карбонатном материале [фракция L(Rb–Sr)₂] доломитов старореченской свиты составляют 0.70822–0.70836, в известняках немакит-далдынской свиты – 0.70854–0.70856. Pb–Pb возраст раннего диагенеза доломитов старореченской свиты (549 ± 25 млн лет) вычислен по фракциям [L(U–Pb)₂–L(U–Pb)_n], где *n* для разных образцов варьировало в интервале от 6 до 9. Эпигенетические карбонатные

фракции $L(U-Pb)_1$ характеризуются значением Pb–Pb возраста 360 ± 190 млн лет (СКВО = 0.8). Полученные результаты доказывают, что доломиты старореченской свиты Анабарского поднятия относятся к позднему венду (поздний эдиакарий), позволяя уверенно коррелировать их с карбонатными породами верхней части юдомской серии Учуро-Майского района и включать названный стратон в юдомский комплекс Сибири.

Ключевые слова: Сибирская платформа, венд, доломиты, ступенчатое растворение, Sr-хемостратиграфия, Pb–Pb возраст

ВВЕДЕНИЕ

В представленной статье венд Анабарского поднятия рассматривается в трактовке, принятой в Общей шкале докембрия России (Хоментовский, 1975, 1985, 2008; Стратиграфия..., 2005). Венд на Анабарском поднятии включает преимущественно доломитовую старореченскую и преимущественно известняково-доломитовую немакит-далдынскую (манькайскую) свиты (Савицкий и др., 1959, 1968; Комар, 1966; Злобин, 1968; Голованов, 1970; Кутейникова и др., 1973; Хоментовский и др., 1982).

Старореченская свита Анабарского поднятия наряду с юдомской серией Учуро-Майского района Восточной Сибири принадлежит к числу опорных стратиграфических подразделений верхнего докембрия, сыгравших ведущую роль в выделении юдомия, представляющего венд на Сибирской платформе (Журавлева, Комар, 1962; Комар, 1966; Семихатов и др., 1970; Хоментовский, 1975). Преимущественно карбонатный юдомский комплекс был выделен на том основании, что снизу ему предшествует глубокий размыв и несогласное залегание на различных комплексах от архея до позднего рифея, а сверху он перекрывается пестроцветными отложениями первой фаунистической зоны томмотского яруса нижнего кембрия (Журавлева, Комар, 1962; Злобин, Голованов, 1970; Шишкин, 1974; Хоментовский, Карлова, 2002). Такой выбор типа юдомского комплекса, естественно, породил вопрос о корреляции старореченской свиты с разрезом юдомской серии (Хоментовский, 1975, 1985; Шенфиль, 1991). Первые C-изотопные хемостратиграфические данные для старореченской и усть-юдомской свит показали похожие тренды вариации $\delta^{13}C$ (Magaritz et al., 1986; Knoll et al., 1995; Kaufman et al., 1996; Семихатов и др., 2004), что предполагало обоснованность корреляции этих подразделений. Фрагментарная Sr-изотопная информация для карбонатных пород старореченской свиты содержится в работах (Покровский, Виноградов, 1991; Горохов и др., 2018). В первой, опубликованной три десятка лет назад, к сожалению, отсутствуют сведения о местах отбора образцов и их геохимические характеристики, а большие количества Rb требуют значительных поправок при вычислении

первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Покровский, Виноградов, 1991). Во второй статье (Горохов и др., 2018) были изучены образцы только из пограничного горизонта старореченской и юсмастакской свит, при этом часть образцов оказалась отобрана из эрозионных карманов и характеризовала кровлю рифея.

Опубликованные в 1960-е годы K–Ar датировки старореченских минералогически не изученных глауконитов (605 и 655 млн лет) ныне вряд ли могут приниматься в расчет, так как датированные минералы содержали только 2.42 и 4.75% калия (Геохронология..., 1968), что значительно ниже нормативных требований для этого геохронометра (Odin, Dodson, 1982; Горохов и др., 1995; Зайцева и др., 2008, 2016, 2017). Более позднее исследование Rb–Sr систематики глинистых субфракций (Горохов и др., 2010) привело к заключению, что в аргиллитах средней части старореченской свиты в коренном выходе на р. Котуйкан иллит формировался на протяжении двух временных интервалов: около 560 и 390–415 млн лет назад. Предполагалось, что возраст первой генерации, равный ~560 млн лет, близок ко времени отложения старореченских осадков (Горохов и др., 2010). Этот вывод не противоречил биостратиграфическим данным, полученным как для пород Анабарского поднятия, так и для вендских отложений других регионов Сибири, но бесспорно нуждался в подтверждении.

На сегодня корреляция вендских свит Сибири затрудняется отсутствием надежных изотопно-геохронологических и Sr-хемотратиграфических данных, позволяющих оценить возраст старореченской свиты. Между тем от принимаемой корреляции двух опорных разрезов юдомского комплекса Сибирской платформы во многом зависит интерпретация вендской истории огромной территории от восточного склона Анабарского поднятия до Туруханского, Енисейского, Оленекского и Хараулахского поднятий, где вскрыты аналоги старореченской свиты (Хоментовский, 1985; Шенфиль, 1991; Кочнев и др., 2021).

Главная цель настоящей статьи – Sr-хемотратиграфическое и U–Pb изотопно-геохронологическое изучение карбонатных пород старореченской свиты и оценка возможности ее уверенной корреляции с карбонатными породами юдомской серии Учуро-Майского района Сибири. Для немакит-далдынской свиты представлены Sr-хемотратиграфические данные, полученные по новой методике ступенчатого растворения. При изложении материала мы используем название “немакит-далдынская” свита, поскольку изученные карбонатные отложения именно так обозначены на картах (ГК1000/3, ГГС50) западного склона Анабарского поднятия, более того, стратотип манькайской свиты находится на восточном склоне этого поднятия. Проблемы взаимоотношения переходных горизонтов венда и кембрия, их границы, а также проблема соотношения объемов венда и

кембрия в Общей стратиграфической шкале и Международной хроностратиграфической шкале здесь не рассматриваются.

ГЕОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Анабарское поднятие – это крупное сводовое поднятие кристаллических пород фундамента Сибирской платформы. Оно является крупнейшей положительной структурой в северной части Анабаро-Оленекской антеклизы (рис. 1). В центре поднятия обнажены метаморфизованные архейские и нижнепротерозойские породы (Гусев и др., 2020; Ножкин и др., 2022; Скублов и др., 2024), которые на периферии с угловым несогласием и длительным перерывом перекрыты верхнепротерозойско-фанерозойским платформенным чехлом с несколькими структурными ярусами, разделенными региональными перерывами. На южном склоне Анабарского поднятия архей-нижнепротерозойские породы фундамента перекрываются сульфатно-карбонатными отложениями венда и кембрия, а в других частях – грубообломочными терригенными и карбонатными отложениями рифея (Савицкий и др., 1959; Комар, 1966; Злобин, 1968; Голованов, 1970; Хоментовский, Трофимов, 1980).

Одна из наиболее представительных последовательностей рифейских и венд-кембрийских отложений обнажается вдоль северо-западного склона Анабаро-Оленекской антеклизы в бассейнах рек Котуйкан, Котуй и Маймечя. В нижнерифейских базальных горизонтах указанной последовательности выделяют две контрастные по составу и условиям формирования серии – нижнюю терригенную мукунскую и вышележащую преимущественно карбонатную билляхскую, различные горизонты которой трансгрессивно и местами с угловым несогласием перекрываются породами старореченской свиты (Комар, 1966; Злобин, 1968; Голованов, 1970; Хоментовский и др., 1982; Шпунт и др., 1982; Петров, 2011, 2014; Зайцева и др., 2016).

Рис. 1. Положение Анабарского массива в пределах Сибирской платформы (а), схема его геологического строения (б) и положение района работ в бассейне р. Котуйкан (в).

Старореченская свита (V_{1-2st}) выделена Вл. А. Комаром (Комар, 1966). Стратотип свиты располагается на р. Старая, притоке р. Бол. Куонамка, на восточном склоне Анабарского массива. Отложения свиты в Западном Прианабарье не выдержанны по составу и мощности, повсеместно с несогласием залегают на размытой поверхности пород юсмастахской свиты нижнего рифея и со следами локальных размывов перекрываются карбонатными и тонкозернистыми силикокластическими отложениями немакит-далдынской (позднее – манькайская) свиты, которая рассматривается в качестве переходного венд-

кембрийского стратона в Общей стратиграфической шкале (Стратиграфия..., 1959; Хоментовский и др., 1982; Хоментовский, 2008; Региональная..., 2021). Старореченские отложения представлены серыми, зеленовато-серыми и коричневатого-серыми доломитами и их глинистыми, битуминозными и строматолитовыми разновидностями с прослоями алевритистых, песчаных и кремнистых доломитов, песчаников, в основании – с прослоями песчаных доломитовых конгломератов и доломитовых гравийно-песчаных брекчий. В средней части разреза нередко присутствуют гипсоносные доломиты. В долине среднего течения р. Котуй находится наиболее полный разрез свиты (мощность 250–300 м), в котором по литологическим особенностям выделены три толщи (Юон, 1978): нижняя строматолитовая, средняя гипсоносная и верхняя битуминозная.

На западном склоне Анабарского поднятия в долине приустьевой части р. Котуйкан, где проводилось опробование для настоящей работы, гипсоносные отложения в составе старореченской свиты практически отсутствуют, ее мощность не превышает 60 м; по литологическим особенностям, по присутствию различных типов строматолитовых построек, микробиалитов в этом районе свита разделяется на две подсвиты (Хоментовский и др., 1982). Нижняя подсвита начинается с пласта плитчатых или онколитовых доломитов, к подошве и кровле которого приурочены линзовидные скопления терригенного материала, и залегает с разрывом и угловым несогласием на юस्ताхской свите. Выше преобладают строматолитовые и микрофитолитовые доломиты, реже встречаются тонкозернистые глинистые доломиты. Отложения базальных слоев верхней подсвиты представлены строматолитовыми биогермами. Выше подсвита характеризуется ритмичным чередованием светлоокрашенных строматолитовых доломитов и глинистых доломитов.

В стратиграфических схемах Сибири старореченская свита входит в состав тирского горизонта венда, выделенного как региональное литостратиграфическое подразделение Сибирской платформы, объединяющее отложения смешанного (терригенно-карбонатного, ангидрит-карбонатного и терригенного) состава, залегающие, в частности, на рифейских осадочных толщах (Стратиграфия..., 2005). Горизонт тирского горизонта помимо Анабарского района известен также на Оленекском поднятии, в Игаро-Норильском районе, на севере Енисейского кряжа, в Бирюсинском и Иркутском Присяянье и в Прибайкалье (Мельников, 2018; Кочнев и др., 2018, 2021). Главной особенностью осадочных толщ, относимых к тирскому горизонту, является резкое преобладание морских мелководных и континентальных обстановок осадконакопления, связанное с общим воздыманием части Сибирской платформы в позднем венде около 565–560 млн лет назад, что привело к отступлению береговой линии моря, проградации континентальных обстановок на платформу и к образованию серии обширных мелководных бассейнов лагунного типа, часто

с аномальной (как повышенной, так и пониженной) соленостью (Воробьева, Петров, 2014; Мельников, 2018).

Первоначально в отложениях старореченской свиты были выделены пластовые и желваковые строматолиты *Stratifera Korol.*, *Paniscollenia Korol.*, которые характерны для юдомского комплекса и развиты в равной мере как в нижней, так и в верхней частях ее опорных разрезов (Юон, 1978). Именно эти комплексы строматолитов были использованы для сопоставления старореченской свиты с усть-юдомской свитой Учуро-Майского района Сибирской платформы (Журавлева, Комар, 1962; Комар, 1966). Позднее биостратиграфическая характеристика тирского горизонта была дополнена находками остатков эдиакарского типа в хатыспытской свите Оленекского поднятия (Федонкин, 1985; Воданюк, 1989; Grazhdankin et al., 2008), включающими обширный комплекс бесскелетных организмов, в том числе фрондоморфные и рангеоморфные остатки; палеопасцихниды и различные дисковидные отпечатки, часть из которых представляет собой отпечатки микробиальных колоний (Стратиграфия..., 2005). Известняки хатыспытской свиты содержат комплекс крупных, иногда сложно устроенных органостенных (углеродистых компрессий) макроостатков (Grazhdankin et al., 2008), а также древнейшие ихнофоссилии *Nenoxites curvus* (Rogov et al., 2012).

В основании старореченской свиты в разрезе по р. Котуйкан наблюдается угловое несогласие и развитие карманов размыва глубиной до нескольких метров (Комар, 1966; Злобин, Голованов, 1970). Несогласное взаимоотношение старореченской свиты с подстилающими доломитами рифея имело принципиальное значение при ее выделении из состава билляхской серии (Хоментовский и др., 1982).

Немакит-далдынская свита (V_2 – C_{1nd}) выделена В.Е. Савицким (Стратиграфия..., 1959; Савицкий и др., 1968; Егорова, Савицкий, 1969), первоначально в качестве немакит-далдынского горизонта, отложения которого сопоставляются с отложениями манькайской свиты Восточного Прианабарья (Кутейникова и др., 1973; Хоментовский, 1985). За стратотип свиты принят разрез по р. Нямакит-Далдын, но наиболее изучен и подробно описан в литературе ее гипостратотип, расположенный на площади опробования настоящей работы – в Западном Прианабарье, на левом берегу р. Котуйкан, в 3.5 км выше устья (Шишкин, 1974; Хоментовский, 1985).

Рассматриваемые в этой статье отложения на р. Котуйкан относятся к немакит-далдынской свите, которая фигурирует на картах ГК1000/3 (Государственная..., 2016). Однако в ряде работ отложения именуется манькайской свитой (Хоментовский др., 1982; Хоментовский, 2008; Knoll et al., 1995; Kaufman et al., 1996 и др.). Такое замещение возникло в результате того, что карбонатные породы этого уровня на восточном склоне Анабарского

поднятия были выделены как манькайская свита. Позднее название “немакит-далдынский” было отнесено к рангу регионального горизонта, а название “манькайская” применительно к свите распространилось на оба склона (Хоментовский, 2008). В современной стратиграфической номенклатуре на территории Сибирской платформы немакит-далдынские отложения следует относить к даниловскому горизонту (Стратиграфия..., 2005; Мельников, 2018), в котором преобладают карбонатные отложения, представленные преимущественно известняками и доломитами с прослоями алевролитов и аргиллитов. Этот горизонт характеризуется трансгрессивной нижней границей, значительным расширением области седиментации, преобладанием эпиконтинентального, мелководного преимущественно карбонатного осадконакопления, часто при условиях повышенной солености (Мельников, 2018).

Немакит-далдынская свита Анабарского массива и большая верхняя часть усть-юдомской свиты юдомской серии в бассейне р. Алдан вблизи устья р. Учур содержат сукцессию мелкораквинных ископаемых (SSF), типичную для двух фаунистических зон (*Anabarites trisulcatus* и *Purella antiqua*), выделенных в терминальной части верхнего венда (Khomentovsky, 1986; Хоментовский, Карлова, 1991, 2002, 2005; Khomentovsky, Karlova, 1993; Гражданкин, Маслов, 2015; Xiao et al., 2016). Кроме того, на этом же стратиграфическом уровне в манькайской свите Западного Прианабарья найдены ископаемые следы жизнедеятельности (ихнофоссилии) (Хоментовский, 1985) ассоциации *Treptichnus pedum*, что позволяет сопоставлять этот уровень с основанием фортунского яруса Международной хроностратиграфической шкалы. В стратиграфической же шкале вендской системы Восточно-Европейской платформы этот уровень коррелируется с ровенским горизонтом (Соколов, 1997). Таким образом, по фаунистическим данным немакит-далдынская свита Анабарского массива и большая верхняя часть усть-юдомской свиты р. Алдан принадлежат немакит-далдынскому ярусу. Следовательно, старореченская свита Анабарского массива, предшествующая немакит-далдынской свите, и нижняя пачка усть-юдомской свиты, которая развита вблизи устья р. Учур, занимают одинаковое стратиграфическое положение в последовательности юдомских отложений.

В настоящей работе для получения новой изотопно-хемостратиграфической и геохронологической информации использовалась коллекция карбонатных пород старореченской и немакит-далдынской свит, собранная сотрудниками ВСЕГЕИ (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург) при проведении полевых работ в рамках создания комплектов Государственных геологических карт третьего поколения (ГГК100/3) масштаба 1 : 1 000 000 номенклатурных листов R-48 и Q-48 (Государственная..., 2016).

МЕСТА ОТБОРА И ОБЩАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБРАЗЦОВ

Отложения старореченской свиты на рассматриваемой территории обнажаются на водоразделах рек Кыллах и Верхний Тогой, в долине р. Котуйкан и ее притоков Нижний Тогой и Кокор. Они имеют мощность около 60 м. Площадь опробования в долине р. Котуйкан довольно значительная, и точки отбора образцов карбонатных пород порой отделены друг от друга расстояниями, достигающими нескольких километров (рис. 2). Изученные образцы взяты непосредственно вблизи границы юсмастахской (ее верхней подсвиты) и старореченской свит на левом берегу р. Котуйкан, в 750 м вверх по течению от устья р. Кокор (рис. 3). Средняя часть старореченской свиты опробована в двух разрезах: в долине р. Верхний Тогой в 3.5 км выше ее устья и на левом берегу р. Котуйкан в 4.5 км вниз по ее течению от устья р. Верхний Тогой (рис. 3). Кроме того, коллекция включает немакитдалдынскую свиту, карбонатные породы которой отобраны в притоке р. Сона-Юрях в 4.9 км выше ее устья (рис. 3). Образцы были отобраны на удалении от ассоциированных песчано-глинистых толщ, магматических пород, прорывающих даек и силлов, а также вне зон тектонических нарушений. В связи с тем, что по литологическим характеристикам отложения карбонатных свит во многом похожи друг на друга, а также из-за значительного предстарореченского размыва, который привел к образованию глубоких эрозионных карманов в рифейских отложениях, стратиграфическая принадлежность некоторых образцов будет скорректирована на основе Sr-изотопных данных, представленных в этой работе.

Рис. 2. Места отбора изученных образцов карбонатных пород в долине р. Котуйкан.

Рис. 3. Стратиграфическая колонка рифей-вендского разреза чехла Анабарского поднятия положение образцов в изученных разрезах.

Образцы карбонатных пород старореченской свиты представлены в основном массивными и тонкослоистыми доломитами с различной структурой: мелкокристаллической, строматолитовой, псевдооолитовой и комковатой. Округлые комочки (размером 0.1–1.5 мм) и овальные сгустки (0.5–2.5 мм) сложены криптокристаллическим агрегатом и образуют плотные скопления (рис. 4а, 4б, 4д, 4е). Небольшие (0.2–0.4 мм) оолиты с концентрическим строением и сгустково-комковатые микростяжения часто инкрустированы призматическими кристаллами, формирующими крустификационные каймы, пространство между ними выполнено мелкозернистым агрегатом доломита, образующим цемент базального, порового и крустификационного типа (рис. 4а, 4б, 4е). Аллохемы (комки, сгустки, оолиты) и

фрагменты строматолитовых построек сцементированы доломикроспаритом, сложенным гипидиоморфными, идиоморфными ромбовидными кристаллами (рис. 4б). Редкие строматолитовые постройки сложены тонкокристаллическим доломитом и содержат примесь иллита (рис. 4г). Обломочный материал представлен кварцем, криптокристаллическими агрегатами халцедоновидного кварца (обломки диагенетических кремней из юсмастахской свиты) и частицами иллита. В некоторых образцах присутствует рассеянное органическое вещество, приуроченное к стилолитовым швам.

Рис. 4. Микрофотографии доломитов старореченской свиты.

Образцы карбонатных пород немакит-далдынской свиты в основной части разреза представлены известковистыми доломитами, а в кровле – известняками. Преобладают тонкослоистые породы с микрокристаллической, тонкополосчатой, пятнистой и реже сгустково-комковатой (до 0.2 мм) структурой (рис. 5). В цементе присутствуют идиоморфные ромбоздрические кристаллы доломита (до 0.04 мм) и кальцит предположительно двух генераций, различающихся по размеру (от 0.01 до 0.08 мм). Пелоидные известняки состоят из многочисленных овальных и округлых сгустков (размером до 0.08–0.12 мм), которые сцементированы мелкокристаллическим кальцитом и реже доломитом (рис. 5в). Тонкослоистые известняки содержат фрагменты микробных построек (рис. 5б). Реже встречаются комковато-обломочные известняки, содержащие переотложенные *in situ* аллохемы микрита размером до 1–2 мм (рис. 5г). В карбонатах наблюдаются стилолитовые швы, заполненные глинистыми минералами. Среди терригенной примеси присутствует обломочный кварц (до 0.02 мм), реже зерна полевых шпатов, примесь глинистых минералов и слюд (рис. 5а).

Рис. 5. Микрофотографии карбонатных пород немакит-далдынской свиты.

МЕТОДИКА

Содержания Са и Mg в карбонатной составляющей доломитов и известняков определяли в химической лаборатории МЕХАНОБР-АНАЛИТ (Санкт-Петербург). Содержания Mn, Fe и Sr в карбонатной составляющей этих же 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).

Для изучения Rb–Sr систематики карбонатных пород применялась методика ступенчатого растворения, позволяющая получать геохимическую и изотопную информацию

о карбонатном материале, образованном (или преобразованном) в различные периоды его геологической истории.

При исследовании Rb–Sr систематики измельченные образцы обрабатывали 0.2N CH_3COOH в объемах, вычисленных таким образом, чтобы последовательно растворить около одной трети [фракция L(Rb–Sr)_1] и затем еще одну треть [фракция L(Rb–Sr)_2] карбонатного материала (Li et al., 2011; Горохов и др., 2018, 2022). Rb и Sr, извлеченные в ходе этих двух ступеней растворения, очищали на колонках с ионообменной смолой Dowex AG50W \times 8 (200–400 меш) и 2.5N HCl в качестве элюента. Изотопный состав Sr и содержания Rb и Sr определяли в аликвотных частях фракций L(Rb–Sr)_1 и L(Rb–Sr)_2 . 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 измеряли 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 \sim 0.3 нг, а для Sr \sim 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 ($2\sigma_{\text{ср}}$, $n = 18$).

Методика изучения U–Pb систематики карбонатных пород, примененная в настоящей работе, была недавно опубликована и включает два варианта, в одном из которых (Горохов и др., 2019) в качестве материала для исследования используются валовые карбонатные составляющие пород [BCC – bulk carbonate constituents], а в другом (Горохов и др., 2022, 2023; Васильева и др., 2022) – карбонатные фракции этих пород [L(U–Pb)_n – leachates], полученные методом ступенчатого растворения в 0.5N HBr.

В первом варианте методики измельченные образцы предварительно были промыты 0.01N HBr для удаления поверхностных загрязнений. Затем образцы обрабатывали 0.5N HBr при комнатной температуре до полного растворения карбонатного материала и анализировали полученные растворы. Во втором варианте исследовали U–Pb систематику фракций, полученных многоступенчатым растворением карбонатной составляющей пород в 0.5N HBr. При этом к порошкообразным навескам (около 1 г) изучаемых образцов последовательно добавляли по 3–10 мл 0.5N HBr (в зависимости от предполагавшегося количества фракций ступенчатого растворения в конкретном образце) при комнатной

температуре. Каждая порция бромистоводородной кислоты предназначалась для растворения от 4 до 20% карбонатного материала. Для образцов 2059/2 и 5061/1 проводилось шестиступенчатое последовательное растворение: добавление 5–10 мл 0.5N HBr переводило в раствор 7–20% карбонатного вещества. При анализе образца 2053/2 было применено семиступенчатое растворение: к пробе добавлялось 3–10 мл 0.5N HBr, и в раствор переходило 5–16% карбонатной компоненты в каждой фракции. Для образца 2059/2, кроме шестиступенчатого растворения [которое обозначено как 2059/2(A)], было проведено девятиступенчатое растворение [2059/2(B)]. В этом случае к образцу добавлялись последовательно 3–10 мл 0.5N HBr, растворявших 4–20% карбоната. Процедуру ступенчатого растворения, приводившую к получению растворенных фракций $L(U-Pb)_n$, заканчивали по достижению полного перехода карбонатной составляющей образца в раствор.

Варианты методики ступенчатого растворения, использованные для изучения Rb–Sr и U–Pb (Pb–Pb) систематики карбонатных пород старореченской свиты, заметно различались. 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-девять для Pb–Pb систематики (Горохов и др., 2022). Это объяснялось, с одной стороны, стремлением использовать собственный опыт предшествующих исследований, а с другой стороны, соображениями, связанными с требованиями к химической чистоте применяемых реактивов и определяемыми содержаниями исследуемых элементов (изотопов) в холостых опытах.

Оба варианта методики изучения U–Pb систематики пород предусматривали определение содержаний U и Pb и изотопного состава Pb в полученных растворах (Овчинникова и др., 1998, 2000, 2012; Каурова и др., 2010). Каждый раствор делили на две аликвоты, одна из которых предназначалась для измерения изотопного состава Pb, а другая – для определения содержаний U и Pb с использованием смешанного индикатора $^{235}U + ^{208}Pb$. Для выделения U использовали экстракционную смолу UTEVA SPEC, а для выделения Pb (как в ВСС, так и во фракциях ступенчатого растворения) – анионообменную смолу Bio-Rad 1 × 8 (100–200 меш) в 0.5N HBr (Manhes et al., 1978; Овчинникова и др., 1998, 2012).

Изотопные составы U и Pb измеряли на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме. 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 0.005 нг, а для Pb 0.08 нг. Обработку первичных изотопных данных проводили с

использованием программы (Мельников, 2010), а вычисление параметров изохрон – с использованием программы ISOPLOT (Ludwig, 2003). Погрешности вычисленных значений возраста всюду в этой статье даны на уровне $\pm 2\sigma$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Химический состав карбонатных пород

Результаты химического анализа изученных карбонатных пород старореченской и немакит-далдынской свит представлены в табл. 1.

Таблица 1.

Большая часть старореченской свиты сложена доломитами (Mg/Ca 0.59–0.61), а в верхней части свиты появляются доломиты с незначительной примесью кальцита (Mg/Ca 0.48–0.55). Доля некарбонатной составляющей (нерастворимой в 10%-ной HCl) в нижней части свиты варьирует от 3 до 38%, в средней части понижается до 3–12%. Рентгенофазовый анализ показал, что некарбонатная примесь сложена преимущественно кварцем, а также гидрослюдой и полевыми шпатами. Содержания Mn и Fe в карбонатной составляющей доломитов варьируют в широких пределах от 62 до 363 мкг/г и от 590 до 4550 мкг/г соответственно. Содержание Sr в доломитах старореченской свиты очень низкое (12–40 мкг/г), но увеличивается до 59–114 мкг/г при появлении примеси кальцита.

Вышележащая немакит-далдынская свита сложена преимущественно известковистыми доломитами и доломитовыми известняками. Количество кальцита в этой свите значимо увеличивается вверх по разрезу, при этом отношение Mg/Ca в образцах понижается от 0.48 до 0.10. Кровля свиты включает чистые известняки (Mg/Ca 0.10). Доля некарбонатной составляющей (кварц, полевые шпаты и слюда) в известковистых доломитах по всему разрезу устойчиво высокая 10–23%, но понижается до 6–7% в известняках кровли. Содержания Mn и Fe в известняково-доломитовых разностях варьируют в пределах 132–294 и 1890–9230 мкг/г соответственно. Повышенное содержание Mn и Fe в карбонатной составляющей, видимо, связано с повышенной терригенной примесью в карбонатных породах. Известняки в кровле немакит-далдынской свиты содержат наиболее низкие концентрации Mn и Fe, соответственно 60–68 и 315–385 мкг/г. Содержание Sr в известняково-доломитовых породах варьирует от 113 до 168 мкг/г, а в чистых известняках повышается до 160–233 мкг/г.

Отношения Mn/Sr и Fe/Sr только в двух известняках немакит-далдынской свиты невелики и составляют соответственно 0.3–0.4 и 1.7–2.0, что близко к пороговым величинам Mn/Sr и Fe/Sr (соответственно ≤ 0.2 и ≤ 5), свойственным неизменным морским известнякам, пригодным для использования в Sr-изотопных хемотратиграфических исследованиях (Кузнецов и др., 2014, 2019).

Rb–Sr данные карбонатных пород

Результаты Rb–Sr анализа карбонатных пород представлены в табл. 2. Доли карбонатного материала, переходившего в раствор на первой и второй ступенях [во фракциях L(Rb–Sr)₁ и L(Rb–Sr)₂] обработки 0.2N CH₃COOH, для всех изученных образцов приблизительно одинаковы: 28–38 и 27–42% соответственно. Близки друг к другу и содержания Sr в этих фракциях. Однако содержания Rb во фракции L(Rb–Sr)₁ для подавляющего большинства образцов значительно превышают его содержания во фракции L(Rb–Sr)₂. В соответствии с этим и измеренные отношения Rb/Sr во фракциях L(Rb–Sr)₁, как правило, много больше этих отношений во фракциях L(Rb–Sr)₂. Этот эффект, уже не в первый раз достигаемый методом ступенчатого растворения, является несомненным доказательством различия геохимической истории карбонатного материала, растворяющегося на разных этапах кислотной обработки карбонатных пород, и позволяет ниже в качестве хемотратиграфического параметра рассматривать отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr только во фракциях L(Rb–Sr)₂ (Горохов и др., 2018, 2022, 2023).

Таблица 2.

Значения измеренных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в главной карбонатной фракции L(Rb–Sr)₂ образцов старореченской свиты заслуживают отдельного внимания. Метод Sr-изотопной хемотратиграфии (SIS) и имеющиеся знания об отношении ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в докембрийском океане позволяют разделить все изученные карбонатные породы на три группы: 1) эпигенетически измененные породы, 2) породы довендского возраста, не принадлежащие к старореченской свите, и 3) вероятно, вендские породы. Наиболее разнообразными оказываются доломиты, отобранные вблизи несогласия старореченской и юсмастахской свит в разрезе р. Кокор.

Измеренное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr во фракциях L(Rb–Sr)₂ в трех образцах (обр. 2059/4, 2059/5, 2059/6) мелкокристаллических доломитов с высокой долей терригенной примеси (15–38%) из верхней части разреза р. Кокор лежит в интервале 0.70974–0.71716. Такие высокие значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr с очевидностью свидетельствуют о столь серьезных изменениях

вещества этих доломитов в ходе эпигенеза, что следы первичного карбонатного материала с незатронутыми Rb–Sr системами в них не удалось обнаружить даже с применением метода ступенчатого растворения. Поэтому образцы 2059/4, 2059/5 и 2059/6, несомненно, следует считать непригодными как для хеостратиграфических построений, так и для определения изотопного возраста.

Вторая группа представлена двумя образцами (обр. 2059/1 и 2059/3) из нижней части разреза р. Кокор с аномально низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ – 0.70521–0.70629. Поскольку эти значения существенно ниже отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в поздневендском (0.7080–0.7085) и даже ранневендском (0.7067–0.7073) океанах (Кузнецов и др., 2014; Melezhik et al., 2015), можно заключить, что эти два образца, похоже, не принадлежат старореченской свите. Объяснением этому служит тот факт, что опробование проводилось в узких каньонах, где расположен контакт близких по внешнему облику и составу доломитов старореченской свиты и кровли рифейской юсмастакской свиты (рис. 2). Об эрозионных карманах в кровле юсмастакской свиты указывали ранее (Комар, 1966; Злобин, Голованов, 1970; Хоментовский др., 1982). Более того, недавно следы глубокого эрозионного вреза были обнаружены авторами при картировании контакта юсмастакской и старореченской свит в разрезе на р. Нижний Тогой и Sr-изотопного изучения образцов из этого разреза (Горохов и др., 2018). Несмотря на то что пачка массивных доломитов гипсометрически находилась в поле доломитов старореченской свиты, по своим Sr-изотопным характеристикам они принадлежали рифейской юсмастакской свите (Горохов и др., 2018). Таким образом, одним из результатов проведенных исследований является уточнение стратиграфической привязки образцов, отобранных из разрозненных разрезов, для которых корреляция затруднена из-за литологической схожести доломитов юсмастакской и старореченской свит.

Доломиты третьей группы старореченской свиты на основании совпадения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ с отношениями в поздневендском океане (0.7080–0.7085; Кузнецов и др., 2014) позволяют предполагать их вендский возраст. В эту группу попадают образцы с низкой долей терригенной примеси кварца (3–12%) и сохранившие отчетливые следы первично-осадочных текстур: строматолитовый доломит из разреза р. Кокор (обр. 2059/2, рис. 4г) с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракции $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2 = 0.70844$, а также образцы оолитового (обр. 2053/1 рис. 4а, 4б) и сгустково-комковатого доломита (обр. 2053/2, рис. 4в) из средней части свиты с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракции $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ 0.70826–0.70834. С таким же основанием можно говорить о вендском возрасте сгустково-комковатого доломита (обр. 5061/1, рис. 4е) и комковатого известковистого доломита (обр. 5060/1) из верхней части свиты. Измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ этих образцов равны соответственно 0.70844 и 0.70863.

В немакит-далдынской свите измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ известковистых доломитов с высокой (16–23%) долей терригенной примеси (обр. 6016/1, 6016/2 и 6016/4) заключены в пределах 0.70889–0.70906. Этот интервал вариаций, вероятно, указывает на небольшие, но заметные эпигенетические изменения Rb–Sr систем, которые подвергают сомнению возможность использования этих образцов для целей Sr-изотопной хемотратиграфии и определения изотопного возраста. Эти изменения в некоторой степени коррелируют с более высокими содержаниями Mg в указанных образцах. В то же время величины измеренных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ остальных образцов этой свиты, которые отличаются низкой долей доломитовой составляющей (обр. 6016/3, 6016/5 и 6016/6) и терригенной примесью менее 11%, заметно ниже (0.70862–0.70868), чем в известковистых доломитах. Наиболее низкие величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ принадлежат образцам известняков (обр. 6017/1 и 6018/2) из кровли свиты: 0.70856–0.70860. Учитывая геохимические параметры известняков ($\text{Mn}/\text{Sr} = 0.3\text{--}0.4$ и $\text{Fe}/\text{Sr} = 1.7\text{--}2.0$), эти образцы могут считаться наилучшими для оценки изотопного состава Sr в океане на границе венд–кембрий.

Однако самый важный результат изучения Rb–Sr систематики карбонатных пород в долине р. Котуйкан с помощью метода ступенчатого растворения заключается в том, что представлены убедительные доказательства того, что карбонатный материал ранних ступеней растворения явно отличается по своей геохимической истории от материала поздних ступеней (рис. 6). Измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_1$ наименее измененных доломитов колеблются от 0.70869 до 0.70912, тогда как интервал во фракциях $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ тех же образцов составляет 0.70826–0.70863.

Рис. 6. Вариации измеренных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях ступенчатого растворения карбонатных пород из разрезов старореченской свиты (реки В. Тогой, Кокор, Котуйкан) и немакит-далдынской свиты (р. Сона-Юрях).

U–Pb систематика и возраст доломитов старореченской свиты

Результаты U–Pb анализа валовых карбонатных составляющих пород представлены в табл. 3. Целью этих анализов было продолжение поиска среди образцов тех из них, которые сформировались в венде и наилучшим образом сохранили свои U–Pb изотопные системы со времени своего формирования (раннего диагенеза).

Таблица 3.

Рисунок 7 представляет данные табл. 3 в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Фигуративные точки образцов старореченской свиты на этом рисунке аппроксимируются прямой линией, от которой отклоняются две точки. Одна точка доломита обр. 2059/6 лежит значительно выше прямой линии, а точка обр. 2053/1 – чуть ниже аппроксимирующей линии. Как и следовало ожидать, значительная эпигенетическая перекристаллизация доломита обр. 2059/6 проявилась как в Rb–Sr систематике (см. предыдущий раздел), так и в U–Pb систематике. Образец 2053/1 содержит повышенное количество кристаллического (0.04–0.08 мм) идиоморфного (ромбовидного) доломита, формирующего крустификационные каймы (рис. 4а). Исключение этих двух образцов из расчета приводит к значению возраста старореченских доломитов 525 ± 37 млн лет, СКВО = 0.96 (T_1 , рис. 6). Образцы немакит-далдынских карбонатных пород содержат малорадиоогенный свинец, поэтому вычисление возраста по ним затруднительно. Однако фигуративные точки образцов немакит-далдынской свиты лежат очень близко к изохроне старореченской свиты. Точки всех изученных из вендской части разреза образцов образуют линейную зависимость с возрастом 497 ± 98 млн лет, СКВО = 2.4 (T_2 , рис. 6). Несмотря на высокую погрешность, вычисленный возраст моложе, чем у подстилающих доломитов старореченской свиты.

Рис. 7. График в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для валовых карбонатных составляющих изученных образцов.

Изотопный состав первичного свинца карбонатных пород старореченской и немакит-далдынской свит близок: $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 17.86 \pm 0.01$ и $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 15.57 \pm 0.01$ для старореченской свиты и $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 17.99 \pm 0.02$ и $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 15.59 \pm 0.01$ для немакит-далдынской свиты. Рассчитанные в терминах модели Стейси и Крамерса величины $\mu_2 = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, при которых развивался первичный Pb карбонатов старореченской и немакит-далдынской свит, составляют 9.71 ± 0.02 и 9.77 ± 0.07 соответственно. В пределах ошибок значения μ_2 одинаковы, что указывает на однотипный состав пород в области размыва. Вычисленные значения μ_2 близки к таковому для среднекорового свинца. Значения μ_2 для вендских свит Анабарского поднятия совпадают с μ_2 в поздневендских известняках усть-юдомской свиты Учуро-Майского региона – 9.72 (Семихатов и др., 2003), но отличаются от значений этого параметра для ранневендских свит Сибири, которые формировались до известного эдикарского С-изотопного события Шурам-Вонока: для баракунской свиты Патомского поднятия и чернореченской свиты Игарского поднятия, а также для улунтуйской свиты Прибайкалья (9.5–9.6; Kuznetsov et al., 2013; Rud'ko et al., 2021; Kochnev et al., 2022).

Для того чтобы продолжить расшифровку изотопной информации, заключенной в полученных Pb–Pb данных, и достичь намеченной цели, т.е. определить возраст карбонатных пород старореченской свиты, следует попытаться (уменьшив объем сделанной выборки) найти среди фигуративных точек на рис. 6 те, которые представляют когенетичные образцы, после чего применить для их анализа метод многоступенчатого растворения (Горохов и др., 2022, 2023). Поэтому из числа образцов, в которых ранее анализировался изотопный состав Pb валовых карбонатных составляющих, были выбраны три образца доломита (обр. 2053/2, 2059/2 и 5061/1). Выбор этих образцов для получения финального результата базировался на следующих основаниях: 1) три перечисленных образца содержат минимальные количества некарбонатной примеси (3–7%, см. табл. 1); 2) *только* в этих трех образцах отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2$ лежит в интервале 0.70834–0.70844 (табл. 2). Образец 5060/1, в котором проявлена перекристаллизация доломитового цемента и аллохем с образованием крупнокристаллических кальцит-доломитовых агрегатов (рис. 4д) и с повышенным значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_2 - 0.70863$ (табл. 2), был исключен из дальнейшего анализа.

Аналитические U–Pb данные для фракций многоступенчатого растворения трех образцов представлены в табл. 4. В этой таблице и на графиках зависимости изотопного отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от доли растворенного карбонатного вещества (рис. 8), где показаны результаты ступенчатого растворения доломитов старореченской свиты в 0.5N HBr, прежде всего, обращает на себя внимание тот факт, что ни в одном образце общее содержание свинца в проанализированных фракциях не балансируется с ранее определенными содержаниями свинца в валовых карбонатных составляющих. Неоднородность вещества карбонатных пород по отношению к содержаниям и изотопному составу свинца неоднократно отмечалась в литературе (Moorbath et al., 1987; Овчинникова и др., 1995, 1998, 2000, 2012; Frei et al., 1997; Vabinski et al., 1999; Кузнецов и др., 2003; Каурова и др., 2010).

Таблица 4.

Рис. 8. Вариации отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в карбонатных фракциях доломитов старореченской свиты в зависимости от доли растворенного вещества.

Можно полагать, что неоднородность отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в карбонатном материале последовательных фракций $[\text{L}(\text{U}-\text{Pb})_n]$ изученных образцов, растворенных в бромистоводородной кислоте одной и той же концентрации, по крайней мере отчасти, вызвана одним или несколькими процессами: (1) элементарным фракционированием при

открытии U–Pb системы карбонатов в процессе выщелачивания; (2) влиянием процессов на поверхностях минеральных зерен (например, реадсорбции Pb), которые могут быть существенными из-за низких концентраций Pb в карбонатном материале доломитов и специфики методики ступенчатого растворения, приводящего к возникновению практически нейтральной среды на исходе каждой ступени растворения; (3) различием растворимости карбонатных фаз в пределах поверхностных слоев минеральных зерен одного и того же образца из-за различия их химического состава (возникшего, например, в ходе процесса дедоломитизации) и (4) зональностью этих зерен (в направлении от поверхности к их внутренним частям) в результате постседиментационного контакта карбонатных пород с варьирующими по составу эпигенетическими флюидами.

Как бы то ни было, в первых $[L(U-Pb)_1]$ фракциях, которые представляют изотопный состав Pb в ~15% карбонатной составляющей изученных образцов, отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ ниже, а $^{238}U/^{204}Pb$ выше тех, которые наблюдаются в более поздних фракциях. Далее, во фракциях $L(U-Pb)_2-L(U-Pb)_3$ отношение $^{206}Pb/^{204}Pb$ растет, но во фракции $L(U-Pb)_4$ на уровне растворения 40–55% карбонатного материала доломитов для образцов 2053/2 и 2059/2 падает до минимального. Самые радиогенные отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ характерны для последних ступеней растворения. Несколько выбивается из этой картины образец 2053/2, в котором $^{206}Pb/^{204}Pb$ растет, начиная со второй ступени, и немного уменьшается только на последней $L(U-Pb)_6$ ступени растворения.

Другая обращающая на себя внимание особенность поведения U–Pb систем в ходе ступенчатого растворения – скачкообразное увеличение содержания Pb во фракциях последних ступеней растворения. В частности, в ходе анализа доломита обр. 2059/2 было обнаружено, что в ~75% его карбонатного вещества, растворенного в начальных четырех фракциях $L(U-Pb)_1-L(U-Pb)_4$, содержится очень малая доля (~10%) от общего количества Pb в указанном образце, тогда как две последние фракции $L(U-Pb)_5$ и $L(U-Pb)_6$, заключающие лишь ~25% карбонатного вещества, содержат ~90% Pb. Поэтому процедура ступенчатого растворения для этого образца была повторена с тем, чтобы увеличить количество ступеней растворения на поздних его стадиях и тем самым дополнить количество фигуративных точек (и соответственно уменьшить погрешность анализа) на изохронной диаграмме. Рисунок 8в показывает, что задуманный эффект был достигнут. Однако этот рисунок является также свидетельством микронеоднородности вещества карбонатных пород, что не позволяет получать воспроизводимые результаты концентраций и изотопных составов Pb в параллельных анализах для одной и той же ступени.

С чем связано такое высокое содержание свинца в конечных фракциях ступенчатого растворения доломитов, пока неясно. Поскольку осадочные доломиты включают некоторую

долю силикокластической примеси, теоретически возможна контаминация последних фракций ступенчатого растворения свинцом из нерастворимого в кислотах остатка. Однако единственный анализ изотопного состава Pb в нерастворимом в 0.5N HBr остатке обр. 2059/2 (табл. 4) показал, что отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в этом остатке, равное 20.392, гораздо ниже тех, которые наблюдаются в последних карбонатных фракциях ступенчатого растворения обр. 2059/2А и 2059/2В (соответственно 27.759 и 29.597). Поэтому контаминацию последних фракций ступенчатого растворения радиогенным свинцом силикокластической примеси мы считаем маловероятной.

Тем не менее важно, что основные количества высокоррадиогенного Pb в старореченских доломитах содержатся во фракциях с низкими отношениями $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, получаемых после растворения около 15% или более карбонатного вещества. Мы полагаем, что эти фракции включают “наименее измененный” карбонатный материал и могут использоваться для изохронных построений в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и для вычисления Pb–Pb возраста.

На рисунке 9 точки, отвечающие фракциям ступенчатого растворения доломитов старореченской свиты (обр. 2053/2, 2059/2 и 5061/1), начиная с L(U–Pb)₂ и далее, представлены в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Все 24 точки указанных фракций располагаются вдоль прямой линии, наклон которой соответствует возрасту 567 ± 30 млн лет (при СКВО = 1.3). Как уже упоминалось выше, доля фракции L(U–Pb)₁ в изученных доломитах очень небольшая (в среднем 15%). Кроме того, анализ рис. 8 показывает, что отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ во фракции L(U–Pb)₁ лишь в одном образце 5061/1 отклоняется от последующих фракций. Это предполагает, что фракции ВСС также сохранили первичный изотопный состав свинца доломита. Учитывая небольшую долю фракции L(U–Pb)₁, мы использовали фракции ВСС соответствующих образцов в расчете для уменьшения статистической ошибки. Итоговый расчет дал значение 549 ± 25 млн лет (СКВО = 1.4). Это значение принимается в качестве оценки возраста раннего диагенеза доломитов старореченской свиты. В пределах погрешности оно согласуется с Pb–Pb возрастом 553 ± 23 млн лет, известным для известняков и доломитов юдомской серии Учуро-Майского района (Семихатов и др., 2003). Полученный возраст старореченской свиты несколько моложе, чем опубликованные значения для карбонатных пород, занимающих более низкие горизонты венда и эдиакария: для улунтуйской свиты байкальской серии (560 ± 30 млн лет; Kuznetsov et al., 2013), баракунской свиты дальнотайгинской серии Патомского поднятия (581 ± 16 и 575 ± 20 млн лет; Rud'ko et al., 2021), а также моложе LA-ICP-MS U–Pb возраста 565 ± 6 млн лет для эдиакарских доломитов формации Деньджин, Южный Китай (Xiong et al., 2023).

Рис. 9. Pb–Pb изохрона для карбонатных фракций $L(U-Pb)_2-L(U-Pb)_n$ ступенчатого растворения доломитов старореченской свиты.

В то же время значение Pb–Pb изотопного возраста для ранних ступеней растворения [по 4 точкам фракций $L(U-Pb)_1$] составляет 360 ± 190 млн лет (при СКВО = 0.8) (рис. 10). Таким образом, карбонатный материал ранних ступеней растворения отличается от материала поздних ступеней и по своей U–Pb изотопной систематике, подчеркивая различие их геохимической истории. Следует отметить, что возраст эпигенетического карбонатного материала старореченской свиты согласуется с возрастом эпигенетических генераций иллита 390–415 млн лет (Rb–Sr метод; Горохов и др., 2010).

Рис. 10. Pb–Pb изохрона для поверхностных (эпигенетических) фракций $L(U-Pb)_1$ ступенчатого растворения доломитов старореченской свиты.

Стратиграфическое значение полученных результатов

Несмотря на сложную диагенетическую историю формирования доломитов, зарегистрировано много случаев, в которых доломиты способны сохранять первичные Sr- и S-изотопные характеристики среды осадконакопления (Kaufman et al., 1996; Горохов и др., 1998, 2019, 2022, 2023; Семихатов и др., 2004, 2009; Melezhik et al., 2005, 2015; Кузнецов и др., 2021) и геохронологическую информацию (Babinski et al., 1999; Овчинникова и др., 2000, 2007).

После введения поправки на накопившийся в доломитах старореченской свиты радиогенный ^{87}Sr , первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $L(\text{Rb-Sr})_2$ составляют 0.70822–0.70834. Эти результаты согласуются с ранее полученными для этих пород данными Б.Г. Покровского и В.И. Виноградова (0.70815–0.70868; Покровский, Виноградов, 1991), а также с величинами, которые характеризуют “лучшие” известняки нижней части усть-юдомской свиты на востоке Учуро-Майского района (0.70829–0.70844; Семихатов и др., 2003), и позволяют уверенно коррелировать эти карбонатные породы друг с другом. Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях $L(\text{Rb-Sr})_2$ наименее измененных известняков немакит-далдынской свиты оставляют 0.70854–0.70856. Учитывая положение этих образцов в кровле немакит-далдынской свиты, можно утверждать, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане на границе докембрий–кембрий достигло своего максимума.

Полученные в настоящей работе изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ согласуются с интервалом этих отношений в эдиакарских известняках групп Витвлей и Нама, Южная

Намибия (Kaufman et al., 1993), формаций Блюфлауэр и Шипбед надсерии Уиндермир, северо-запад Канады (Kaufman et al., 1993), формаций Вонока, Южная Австралия (Calver, 2000) и Деньджин, Южный Китай (Sawaki et al., 2010). Важно, что все значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, полученные в нашей работе для старореченской свиты, вписываются и в довольно узкий диапазон вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7080–0.7085) в поздневендском океане (Kaufman et al., 1993; Кузнецов и др., 2014).

Стратиграфическое изменение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, зафиксированное в позднеэдиакарских разрезах, и в том числе в доломитах старореченской свиты, можно сравнить с резким повышением значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кайнозойской морской воде, которое коррелируется с альпийско-гималайским орогенезом (Richter et al., 1992). Это подтверждает аналогичную связь между повышением уровня $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в неопротерозойской морской воде, поднятием и выветриванием панафриканских орогенов, или, точнее, с так называемым орогенезом Куунга в Восточной Гондване (Семихатов и др., 2002; Meert, 2003). Во всяком случае, надежно установлено, что отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ превысило 0.7080 где-то в раннем или среднем эдиакарии и оставалось высоким (0.7080–0.7089) в кембрийских карбонатных породах.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ в верхней подсвите старореченской свиты образуют возрастающий тренд от -4.3 и -3.4% PDB до -2.8% и -2.7% PDB вблизи ее кровли непосредственно ниже основания отложений немакит-далдынского яруса (Kaufman et al., 1996). Важно, что аналогичный тренд (от -4.5% до $-2.4\text{...}-0.5\%$ PDB) установлен и в верхней части усть-юдомской свиты в пачке, подстилающей отложения немакит-далдынского яруса в Учуро-Майском районе (Magaritz et al., 1986). Сопоставление этих отрицательных экскурсов $\delta^{13}\text{C}$ является ключевым моментом в обосновании C-изотопной хеостратиграфической корреляции донемакит-далдынских отложений вендских разрезов Анабарского и Учуро-Майского районов Восточной Сибири (Brasier et al., 1993, 1994; Knoll et al., 1995; Kaufman et al., 1996; Kouchinsky et al., 2007; Горохов и др., 2010). Из этого следует, что по C-изотопным данным верхние пачки старореченской свиты коррелируются с усть-юдомской свитой. При всех возможных недостатках изложенной C-хеостратиграфической корреляции, по значениям $\delta^{13}\text{C}$ карбонатные породы верхних горизонтов старореченской свиты четко отличаются не только от карбонатных пород нижневендской аимской свиты с низкими отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (от -8.3 до -6.6% PDB), но и от немакит-далдынских отложений, которым свойственны мало изменчивые, близкие к нулю величины $\delta^{13}\text{C}$ (Brasier et al., 1993, 1994; Семихатов и др., 2004). Таким образом, C- и Sr-хеостратиграфические данные позволяют отнести старореченскую свиту к верхнему венду – к тирскому горизонту в российской стратиграфической шкале (Хоментовский, 2008; Мельников, 2018) или к

терминальным горизонтам эдиакария в международной шкале (Knoll et al., 1995; Kaufman et al., 1996; Хоментовский, 2008; Кочнев и др., 2018, 2021).

Интересным является тот факт, что недавно в средней части старореченской свиты были обнаружены микроостатки грибоподобных организмов *Vendomyces Burzin* (Воробьева, Петров, 2014), которые распространены в котлинском горизонте верхнего венда (550–545 млн лет назад) на Восточно-Европейской платформе (Бурзин, 1993).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты изучения Rb–Sr и U–Pb изотопной систематики доломитов старореченской свиты Анабарского поднятия (первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в диапазоне 0.70826–0.70834 и Pb–Pb возраст 549 ± 25 млн лет) позволяют считать, что эти доломиты сформировались в позднем венде (позднем эдиакарии). Sr-хемотратиграфические и геохронологические данные позволяют уверенно коррелировать карбонатные породы старореченской свиты с известняками и доломитами юдомской серии Учуро-Майского района Сибири, что подтверждает их объединение в общий юдомский комплекс.

Наряду с этим, самым главными выводами следует считать методическую часть работы. Новая информация об условиях и времени образования доломитов получена при помощи усовершенствованных методик изучения их Rb–Sr и U–Pb систематики, включавших ступенчатое растворение. В методике Rb–Sr изучения предварительное выщелачивание раствором ацетата аммония, использовавшееся в целом ряде предыдущих исследований (Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 1997, 2003, 2019), заменено химическим удалением значительной части образца и последующим частичным растворением оставшейся части с помощью уксусной кислоты (Li et al., 2011; Горохов и др., 2018, 2022). Фракция, полученная на первой ступени растворения, вероятно, представляет поверхностные слои карбонатных зерен, в той или иной мере подвергшиеся эпигенетическим изменениям, тогда как состав фракций второй ступени растворения в значительной степени характеризует первичный карбонатный материал, свойственный среде формирования доломитов.

В первых фракциях ступенчатого растворения доломитов в бромистоводородной кислоте, которые представляют изотопный состав Pb в 8–12% 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 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 для вычисления Pb–Pb возраста.

Однако проблемы количества и соотношения объемов ступеней растворения еще не получили определенного решения. В частности, это касается массовой доли карбонатного материала, которая признается измененной в ходе эпигенеза и должна быть отброшена при получении окончательного результата. При изучении Rb–Sr систематики и двухступенчатом растворении такое соотношение однозначно определяет выбор и тем самым качество и пригодность материала для дальнейших исследований. При изучении U–Pb систематики, из-за микронеоднородности карбонатного материала, добавляется возможность уточнения значения Pb–Pb возраста за счет увеличения количества ступеней растворения. Это позволяет увеличить количество когенетических точек на изохроне и тем самым уменьшить погрешность определения возраста. В настоящей работе при изучении Rb–Sr и U–Pb систематики доломитов авторы для того, чтобы увеличить количество точек на изохронном графике, в известной степени произвольно считали измененным соответственно 28–31 и 8–12% карбонатного материала (см. табл. 2 и 4). Выравнивание этих долей привело бы к изменению вычисленного возраста на несколько миллионов лет, что кажется не слишком существенным, учитывая довольно большую погрешность его определения.

Благодарности. Авторы благодарны П.Ю. Петрову и Б.Б. Кочневу за тщательный анализ материала и ценные замечания, которые значительно улучшили рукопись. Авторы благодарят Т.Л. Турченко за определение минерального состава некарбонатной составляющей в изученных образцах и А.Ю. Крамчанинова за помощь при проведении масс-спектрометрических измерений. Авторы благодарны также А.И. Харламовой за участие в обобщении данных полевых наблюдений и за подготовку части графических материалов.

Источники финансирования. Эта работа поддержана Российским научным фондом (проект РНФ № 23-27-00420).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бурзин М.Б. Древнейший хитридиомицет (*Mycota, Chytridiomycetes incertae sedis*) из верхнего венда Восточно-Европейской платформы // Фауна и экосистемы геологического прошлого. М.: Наука, 1993. С. 21–33.

Васильева И.М., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Ризванова Н.Г. Применение метода ступенчатого растворения для уточнения Pb–Pb возраста карбонатов камовской серии Байкитской антеклизы // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов. VIII Российская конференция по изотопной геохронологии СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2022. С. 30–32.

Воданюк С.А. Остатки бесскелетных Metazoa из хатыспытской свиты венда Оленекского поднятия // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Актуальные вопросы стратиграфии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 61–75.

Воробьева Н.Г., Петров П.Ю. Род *Vendomycetes* Burzin и фациально-экологическая специфика старореченской микробиоты позднего венда Анабарского поднятия Сибири и ее стратиграфических аналогов // Палеонтол. журн. 2014. № 6. С. 80–92.

Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968. 332 с.

Голованов Н.П. Строматолиты верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия // Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.: НИИГА, 1970. С. 60–88.

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. 3–33.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мележик В.А., Константинова Г.В., Мельников Н.Н. Изотопный состав стронция в верхнеятулийских доломитах туломозерской свиты, Юго-Восточная Карелия // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 4. С. 533–536.

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. АН. 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.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Константинова Г.В., Дубинина Е.О., Липенков Г.В., Ризванова Н.Г. Изотопные составы Sr и Pb в доломитах нижнерифейской билляхской серии Анабарского поднятия: метод ступенчатого растворения в хемотратиграфии и геохронологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 4. С. 22–51.

<https://doi.org/10.31857/S0869592X22040044>

Горохов И.М., Васильева И.М., Кузнецов А.Б., Ризванова Н.Г., Константинова Г.В. Метод ступенчатого растворения в изучении изотопной хемотратиграфии и геохронологии рифейских пород Байкитского поднятия // *Геохимия*. 2023. Т. 68. № 7. С. 669–686.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилуйская. Лист R-48 – Хатанга. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 293 с.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Место венда в Международной стратиграфической шкале // *Геология и геофизика*. 2015. Т. 56. № 4. С. 703–717.

Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Ларионов А.Н., Скублов С.Г. Реликты эоархейской континентальной коры Анабарского щита, Сибирский кратон // *Петрология*. 2020. Т. 28. С. 115–138.

Егорова Л. И., Савицкий В. Е. Стратиграфия и биофации кембрия Сибирской платформы (Западное Прианабарье). М.: Недра, 1969. 408 с. (Тр. СНИИГГиМС. Вып. 43).

Журавлева З.А., Комар Вл.А. К стратиграфии рифея (синия) Анабарского массива // *Докл. АН СССР*. 1962. Т. 144. № 1. С. 197–200.

Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Мельников Н.Н., Аракелянц М.М., Яковлева О.В. Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный возраст (Rb–Sr, K–Ar) верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2008. Т. 16. № 3. С. 3–25.

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. V. 24. № 6. С. 3–29.

<https://doi.org/10.7868/S0869592X16050069>

Зайцева Т.С., Горохов И.М., Семихатов М.А., Ивановская Т.А., Кузнецов А.Б., Доржиева О.В. Rb–Sr и K–Ar возраст глобулярных слоистых силикатов и биостратиграфия рифейских отложений Оленекского поднятия, Северная Сибирь // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2017. Т. 25. № 6. С. 3–29.

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. 114 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 154).

Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Кузнецов А.Б., Марусин В.В. С- и Sr-изотопная хеомстратиграфия карбонатных отложений венда–нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 731–755.

Кочнев Б.Б., Кузнецов А.Б., Ситкина Д.Р., Крамчанинов А.Ю. Sr-изотопная хеомстратиграфия и Pb–Pb возраст карбонатных отложений рифея Хараулахского поднятия (северо-восточная окраина Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2021. № 3. С. 466–478.

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. АН. 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. АН. 2003. Т. 391. № 6. С. 794–798.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хеомстратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.

Кузнецов А.Б., Кочнев Б.Б., Васильева И.М., Овчинникова Г.В. Верхний рифей Енисейского кряжа: Sr-хеомстратиграфия и Pb–Pb возраст известняков тунгусикской и широкоинской серий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 46–62.

Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Азимов П.Я., Дубинина Е.О. Sr- и С-хеомстратиграфический потенциал палеопротерозойских осадочных карбонатов в условиях среднетемпературного метаморфизма: мраморы Рускеалы, Карелия // Петрология. 2021. Т. 29. № 2. С. 172–194.

Кутейникова Н.С., Кутейников Е.С., Воронова Л.Г., Миссаржевский В.В. Новые данные по стратиграфии пограничных слоев протерозоя и палеозоя на крыльях Анабарского кристаллического массива // Проблемы палеонтологии и биостратиграфии нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973. С. 215–219.

Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы. (Стратиграфия. История развития). Изд. 2-е. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2018. 177 с.

Мельников Н.Н. Эффективность метода двойного изотопного разбавления при масс-спектрометрическом анализе свинца для геохронологии // *Геохимия*. 2010. № 8. С. 876–886.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Сальникова Е.Б., Лиханов И.И., Савко К.А. Чарнокиты центральной части Анабарского щита: распространение, петрографический состав, возраст и условия формирования // *Геохимия*. 2022. Т. 67. № 8. С. 703–716.

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., Кузнецов А.Б., Мележик В.А., Горохов И.М., Васильева И.М., Гороховский Б.М. Pb–Pb возраст ятулийских карбонатных пород: туломозерская свита юго-восточной Карелии // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2007. Т. 15. № 4. С. 20–33.

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.

Региональная стратиграфическая схема кембрийских отложений Сибирской платформы. Объяснительная записка. Решения Всероссийского стратиграфического

совещания по разработке региональных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Сибири (Новосибирск, 2012). Ред. Сухов С.С., Пегель Т.В., Шабанов Ю.Я. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2021. 59 с.

Савицкий В.Е., Демокидов К.К., Соболевская Р.Ф. и др. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы. Л.: НИИГА, 1959. 212 с.

Савицкий В.Е., Щеглов А.П., Винкман М.К., Гинцингер А.Б., Егорова Л.И. Проблема верхней границы докембрия Средней Сибири // Геология докембрия. М.: Наука, 1968. С. 121–123 (Международ. геол. конгресс, XXIII сессия. Доклады советских геологов. Пробл. 4).

Семихатов М.А., Комар Вл.А., Серебряков С.Н. Юдомский комплекс стратотипической местности. М.: Наука, 1970. 207 с.

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 пост-гренвильском 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. Rb–Rb изохронный возраст и Sr-изотопная характеристика верхнеюдомских карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Восточная Сибирь) // Докл. АН. 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: С-изотопные хемотратиграфические 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 С- изотопные характеристики карбонатных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 17–45.

Скублов С.Г., Гусев Н.И., Салимгараева Л.И., Романова Л.Ю. Редкоэлементный состав дискордантного циркона как отражение флюидного режима палеопротерозойского гранулитового метаморфизма (Хапчанский террейн, Анабарский щит) // Геохимия. 2024. Т. 69. № 8. С. 1–15.

Соколов Б.С. Очерки становления венда. М.: КМК Scientific Press Ltd., 1997. 154 с.

Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы. Ред. Ткаченко Б.В. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 211 с. (Тр. НИИГА. Т. 101).

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Составители Мельников Н.В., Якшин М.С., Шишкин Б.Б. и др. Новосибирск: ГЕО, 2005. 428 с.

Федонкин М.А. Бесскелетная фауна венда: проморфологический анализ // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1. Палеонтология. М.: Наука, 1985. С. 10–69.

Хоментовский В.В. О юдомском комплексе и проблеме венда в Сибири // Аналоги вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975. С. 11–42.

Хоментовский В.В. Венд Сибирской платформы // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. С. 83–61.

Хоментовский В.В. Юдомий Сибири, венд и эдиакарская система международной стратиграфической шкалы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 6. С. 3–21.

Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Новые данные по корреляции венд-кембрийских отложений восточной и переходной фациальных областей Южной Якутии // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее обрамление. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1991. С. 3–40.

Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Граница немакит-далдынского и томмотского ярусов (венд-кембрий) Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 3. С. 13–34.

Хоментовский В.В., Карлова Г.А. Основание томмотского яруса – нижняя граница кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С. 26–40.

Хоментовский В.В., Трофимов В.Р. Венд западного Прианабарья // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия запада Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1980. С. 3–30.

Хоментовский В.В., Диденко А.Н., Пятилетов В.Г. Общие выводы по стратиграфии венда Западного Прианабарья // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 3–20.

Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.

Шишкин Б.Б. Раковинная фауна в немакит-далдынской свите (северо-запад Анабарского поднятия) // Геология и геофизика. 1974. № 4. С. 111–114.

Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамишина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 225 с.

Юон А.А. Старореченская свита и алданский ярус юго-западного склона Анабарской антеклизы // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск: ИГИГ, 1978. С. 88–100.

Babinski M., Van Schmus W.R., Chemale F., Jr. Pb–Pb dating and Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic carbonate rocks from the Sao Francisco basin, Brazil: implications for the mobility of Pb isotopes during tectonism and metamorphism // *Chem. Geol.* 1999. V. 160. № 2. P. 175–199.

Brasier M.D., Khomentovsky V.V., Corfield R.M. Stable isotopic calibration of the earliest skeletal fossil assemblages in eastern Siberia (Precambrian–Cambrian boundary) // *Terra Nova.* 1993. V. 5. № 3. P. 225–232.

Brasier M.D., Rozanov A.Yu., Zhuravlev A.Yu., Cornfield R.M., Derry L.A. A carbon isotope reference scale for the Lower Cambrian Series in Siberia: report of IGCP Project 303 // *Geol. Mag.* 1994. V. 131. № 6. P. 767–783.

Calver C. Isotope stratigraphy of the Ediacaran (Neoproterozoic III) of the Adelaide Rift Complex, Australia, and the overprint of water column stratification // *Precambrian Res.* 2000. V. 100. № 1–3. P. 121–150.

Frei R., Villa I.M., Nagler Th.F., Kramers J.D., Przybylowicz 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.

Grazhdankin D.V., Baltasar U., Nagovitsin K.E., Kochnev B.B. Carbonate-hosted Avalon-type fossils in arctic Siberia // *Geology.* 2008. V. 36. № 10. P. 803–806.

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. P. 409–430.

Kaufman A.J., Knoll A.H., Semikhatov M.A., Grotzinger J.P., Jacobsen S.B., Adams W. Integrated chronostratigraphy of Proterozoic–Cambrian boundary beds in the western Anabar region, northern Siberia // *Geol. Mag.* 1996. V. 133. № 5. P. 509–533.

Khomentovsky V.V. The Vendian System of Siberia and a standart stratigraphic scale // *Geol. Mag.* 1986. V. 123. № 3. P. 333–348.

Khomentovsky V.V., Karlova G.A. Biostratigraphy of the Vendian-Cambrian beds and the lower Cambrian boundary in Siberia // *Geol. Mag.* 1993. V. 130. № 1. P. 29–45.

Knoll A.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A., Grotzinger J.P., Adams W. Sizing up the sub-Tommothien unconformity in Siberia // *Geology.* 1995. V. 23. № 12. P. 1139–1143.

Kochnev B.B., Khudoley A.K., Priyatkina N.S., Dufrane S.A., Pokrovsky B.G., Kolesnikova A.A., Kuznetsov A.B., Kaurova O.K., Marusin V.V. Neoproterozoic evolution of the northwestern margin of the Siberian Platform // *Precambrian Res.* 2022. V. 382. P. 106877.

<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106877>

Kouchinsky A.V., Bengston S., Pavlov V., Runnegar B., Torssander P., Young E., Ziegler K. Carbon isotope stratigraphy of the Precambrian-Cambrian Sukharikha River Section, northwestern Siberian platform // *Geol. Mag.* 2007. V. 144. № 4. P. 609–618.

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.

<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.06.00>

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.

Ludwig K.R., User's Manual for Isoplot/Ex, ver. 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronol. Center. Spec. Publ. 2003. V. 4.

Magaritz M., Holzer V.T., Kirschvink J.L. Carbon isotope events across the Precambrian/Cambrian boundary on the Siberian Platform // *Nature.* 1986. V. 320. № 6059. P. 258–259.

Manhes G., Minster J.E., Allègre C.J. Comparative uranium-thorium-lead and rubidium-strontium study of the Severin amphoterite: consequences for Early Solar System chronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 39. № 1. P. 14–24.

Meert J.G. A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana // *Tectonophysics.* 2003. V. 362. P. 1–40.

Melezhik V.A., Roberts D., Fallick A.E., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B. Geochemical preservation potential of high-grade calcite marble versus dolomite marble: implication for isotope chemostratigraphy // *Chem. Geol.* 2005. V. 216. № 3/4. P. 203–224.

Melezhik V.A., Ihlen P.M., Kuznetsov A.B., Gjelle S., Solli A., Gorokhov I.M., Fallick A.E., Sandstad J.S., Bjerkgård T. Pre-Sturtian (800–730 Ma) depositional age of carbonates in sedimentary sequences hosting stratiform iron ores in the Uppermost Allochthon of the Norwegian Caledonides: a chemostratigraphic approach // *Precambrian Res.* 2015. V. 261. P. 272–299.

Moorbath S., Taylor P.N., Orpen J.L., Treloar P., Wilson J.F. First direct radiometric dating of Archaean stromatolitic limestone // *Nature.* 1987. V. 326. № 6116. P. 865–867.

Odin G.S., Dodson M.H. Zero isotopic age of glauconites // Numerical Dating in Stratigraphy. Ed. Odin G.S. Chichester: Wiley, 1982. P. 277–305.

Richter F.M., Rowley D.B., DePaolo D.J. Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. V. 109. P. 11–23.

Rogov V., Marusin V., Bykova N., Goy Yu., Nagovitsin K., Kochnev B., Karlova G., Grazhdankin D. The oldest evidence of bioturbation on Earth // Geology. 2012. V. 40. P. 395–398.

Rud'ko S.V., Petrov P. Yu., Kuznetsov A.B., Sitkina D.R., Kaurova O.K. Pb–Pb dating of the Dal'nyaya Taiga group in the Ura Uplift of Southern Siberia: implications for correlation of C-isotopic and biotic events in the Ediacaran // Precambrian Res. 2021. V. 362. P. 106285. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106285>

Sawaki Y., Ohno T., Tahata M., Komiya T., Hirata T., Maruyama S., Windley B.F., Han J., Shu D., Li Y. The Ediacaran radiogenic Sr isotope excursion in the Doushantuo Formation in the Three Gorges area, South China // Precambrian Res. 2010. V. 176. № 1/4. P. 46–64.

Xiao S., Narbonne G.M., Zhou C., Laflamme M., Grazhdankin D.V., Moczydlowska-Vidal M., Cui H. Towards an Ediacaran Time Scale: Problems, Protocols, and Prospects // Episodes. 2016. V. 39. № 4. P. 540–555.

Xiong S.F., Jiang S.Y., Zhao J.X., Niu P.P., Ma Y., Bai X.Y. Dating Precambrian sedimentary carbonate strata by *in situ* U–Pb isotopes of dolomite // Precambrian Res. 2023. V. 393. 107088.

Рецензенты Б.Б. Кочнев, П.Ю. Петров, А.Б. Котов

ПОДПИСИ К РИСУНКАМ

Рис. 1. Положение Анабарского массива в пределах Сибирской платформы (а), схема его геологического строения (б) и положение района работ в бассейне р. Котуйкан (в).

1 – архей-нижнепротерозойский фундамент; 2 – рифейские терригенные отложения (мукунская серия); 3 – рифейские карбонатные отложения (билляхская серия); 4 – вендские и венд-кембрийские отложения (старореченская, немакит-далдынская и манькайская свиты).

Рис. 2. Места отбора изученных образцов карбонатных пород в долине р. Котуйкан.

1 – интрузивные образования катангского комплекса; 2–5 – стратифицированные отложения: 2 – нерасчлененные кембрийские отложения (медвежинская, кугдаюряхская, улахан-арымасская, урюнгтасская и далбыхская свиты); 3 – немакит-далдынская свита; 4 – старореченская свита; 5 – юсмастахская свита; 6 – точки геологических наблюдений; 7 – геологические границы: а – согласные и несогласные между разновозрастными подразделениями; б – разломы.

Рис. 3. Стратиграфическая колонка рифей-вендского разреза чехла Анабарского поднятия и положение образцов в изученных разрезах.

1 – доломиты; 2 – строматолитовые доломиты; 3 – доломиты с линзами кремней; 4 – гравелиты и конгломерато-брекчии; 5 – известняки; 6 – доломитистые известняки и известковистые доломиты. (*) Немакит-далдынская свита = маныкайская свита.

Рис. 4. Микрофотографии доломитов старореченской свиты.

(а) – обр. 2053/1, оолитовый сгустково-комковатый глинистый доломит; ув. $\times 1.6$, ник. параллельны; (б) – обр. 2053/1, оолиты и комки в глинистом доломите; ув. $\times 5$, ник. скрещены; (в) – обр. 2053/2, псевдооолитово-комковатый кварцсодержащий доломит; ув. $\times 5$, ник. параллельны; (г) – обр. 2059/2, строматолитовый доломит; ув. $\times 1.6$, ник. параллельны; (д) – обр. 5060/1, комковатый кальцитизированный известковистый доломит; ув. $\times 1.6$, ник. параллельны; (е) – обр. 5061/1, сгустково-комковатый кварцсодержащий доломит. ув. $\times 5$, ник. параллельны. Dol. – доломит; Dol 1/Dol 2 – доломиты первой и второй седиментационных генераций; Qtz – кварц; Cl – глинистое вещество; Cal – кальцит; Clm – комок; Clt – сгусток; Ool – оолит; Str – строматолит.

Рис. 5. Микрофотографии карбонатных пород немакит-далдынской свиты.

(а) – обр. 6016/2, тонкокристаллический доломит известковый, с примесью обломочного кварца; (б) – обр. 6016/4, микрокристаллический слоистый известковый доломит с глинистой примесью; (в) – обр. 6017/1, сгустково-комковатый (пелоидный) известняк с микит-микроспаритовым цементом; (г) – обр. 6018/2, комковато-обломочный известняк. Рис. 5а – ув. $\times 10$, ник. скрещены; рис. 5б–5г – ув. $\times 2.5$, ник. скрещены. Dol – доломит, Qtz – кварц, Cal – кальцит, Clm – комок, Clt – сгусток.

Рис. 6. Вариации измеренных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях ступенчатого растворения карбонатных пород из разрезов старореченской свиты (реки В. Тогой, Кокор, Котуйкан) и немакит-далдынской свиты (р. Сона-Юрях).

1 – эпигенетические фракции $\text{L}(\text{Rb}-\text{Sr})_1$; 2 – фракции, обогащенные первичным карбонатным материалом; 3 – морская вода раннего рифея (Кузнецов и др., 2014); 4 – морская вода позднего венда (Кузнецов и др., 2014).

Рис. 7. График в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для валовых карбонатных составляющих изученных образцов.

T_1 – возраст, вычисленный для неизменных доломитов старореченской свиты; T_2 – возраст образцов старореченской и немакит-далдынской свит. Условные обозначения: 1, 2 – старореченская свита: 1 – неизменные доломиты; 2 – измененные доломиты; 3, 4 – немакит-далдынская свита: 3 – доломитистые и доломитовые известняки, 4 – известняки.

Рис. 8. Вариации отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в карбонатных фракциях доломитов старореченской свиты в зависимости от доли растворенного вещества.

Горизонтальная линия отмечает отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, определенное в валовой карбонатной составляющей образца. Цифрами для каждой фракции показаны содержания Pb в мкг/г. Для обр. 2059/2 выполнены две серии анализов из разных навесок, показанные разным цветом: зеленым (серия 2059/2А) и черным (серия 2059/2В).

Рис. 9. Pb–Pb изохрона для карбонатных фракций $\text{L(U–Pb)}_2\text{–L(U–Pb)}_n$ ступенчатого растворения доломитов старореченской свиты.

Круги – фракции из табл. 4, квадраты – ВСС фракции образцов 2053/2, 2059/2 и 5061/1.

Рис. 10. Pb–Pb изохрона для поверхностных (эпигенетических) фракций L(U–Pb)_1 ступенчатого растворения доломитов старореченской свиты.

Обозначения фракций: AL1 – фракция L(U–Pb)_1 обр. 2059/2А; BL1 – фракция L(U–Pb)_1 обр. 2059/2В; CL1 – фракция L(U–Pb)_1 обр. 2053/2; DL1 – фракция L(U–Pb)_1 обр. 5061/1.

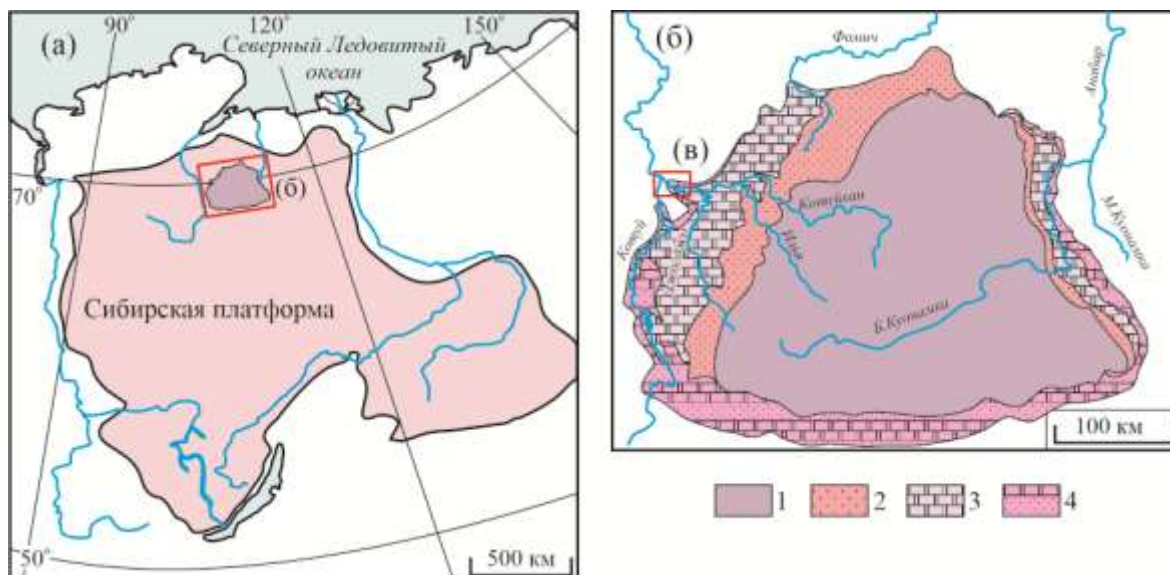


Рис. 1. Положение Анабарского массива в пределах Сибирской платформы (а), схема его геологического строения (б) и положение района работ в бассейне р. Котуйкан (в).

1 – архей-нижнепротерозойский фундамент; 2 – рифейские терригенные отложения (мукунская серия); 3 – рифейские карбонатные отложения (билляхская серия); 4 – вендские и венд-кембрийские отложения (старореченская, немакит-далдынская и манькайская свиты).

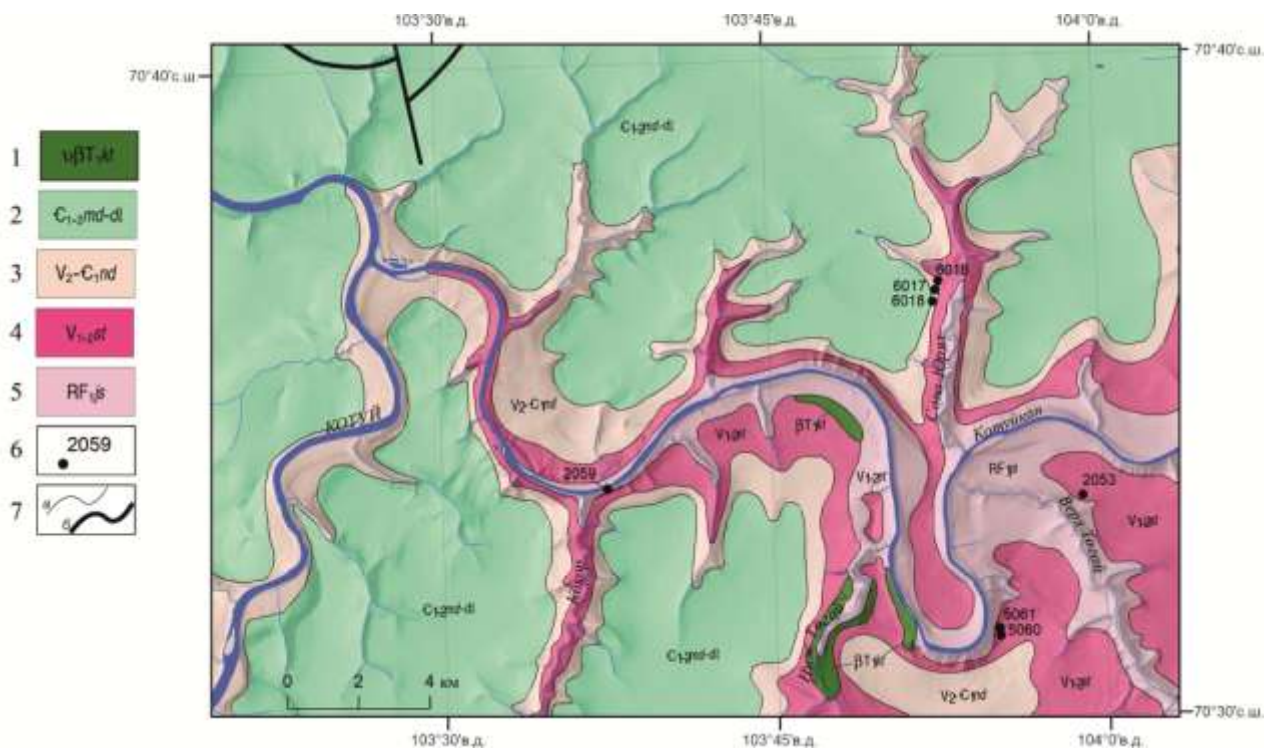


Рис. 2. Места отбора изученных образцов карбонатных пород в долине р. Котуйкан.

1 – интрузивные образования катангского комплекса; 2–5 – стратифицированные отложения: 2 – нерасчлененные кембрийские отложения (медвежинская, кугдаюряхская, улахан-арымасская, урюнгтасская и далбыхская свиты); 3 – немакит-далдынская свита; 4 – старореченская свита; 5 – юсмастахская свита; 6 – точки геологических наблюдений; 7 – геологические границы: а – согласные и несогласные между разновозрастными подразделениями; б – разломы.

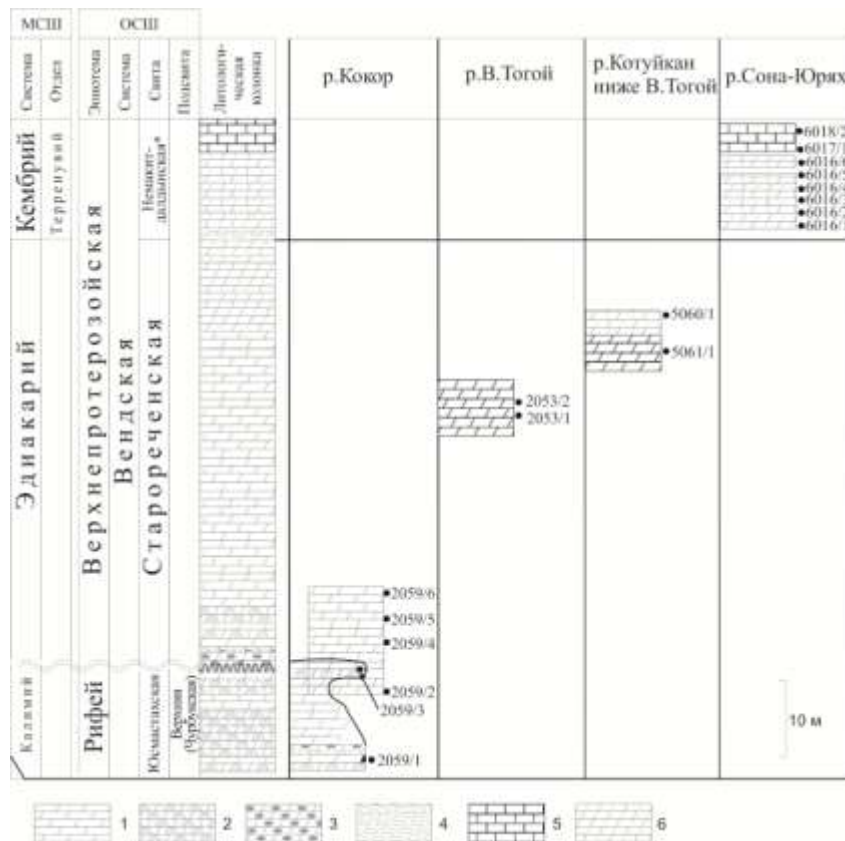


Рис. 3. Стратиграфическая колонка рифей-вендского разреза чехла Анабарского поднятия и положение образцов в изученных разрезах.

1 – доломиты; 2 – строматолитовые доломиты; 3 – доломиты с линзами кремней; 4 – гравелиты и конгломерато-брекчии; 5 – известняки; 6 – доломитистые известняки и известковистые доломиты. (*) Немакит-далдынская свита = манькайская свита.

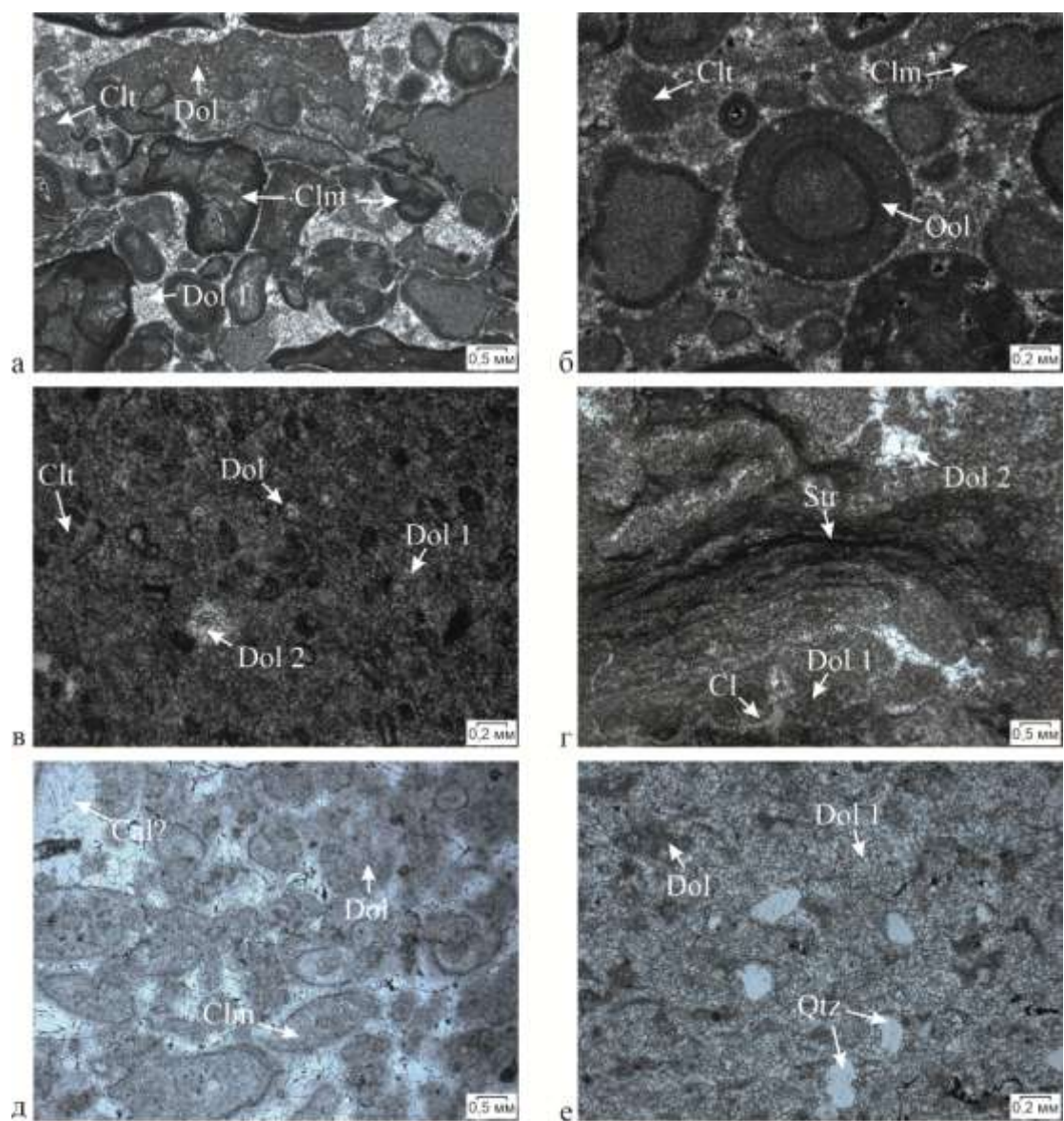


Рис 4

Рис. 4. Микрофотографии доломитов старореченской свиты.

(а) – обр. 2053/1, оолитовый сгустково-комковатый глинистый доломит; ув. $\times 1.6$, ник. параллельны; (б) – обр. 2053/1, оолиты и комки в глинистом доломите; ув. $\times 5$, ник. скрещены; (в) – обр. 2053/2, псевдооолитово-комковатый кварцсодержащий доломит; ув. $\times 5$, ник. параллельны; (г) – обр. 2059/2, строматолитовый доломит; ув. $\times 1.6$, ник. параллельны; (д) – обр. 5060/1, комковатый кальцитизированный известковистый доломит; ув. $\times 1.6$, ник. параллельны; (е) – обр. 5061/1, сгустково-комковатый кварцсодержащий доломит. ув. $\times 5$, ник. параллельны. Dol. – доломит; Dol 1/Dol 2 – доломиты первой и второй седиментационных генераций; Qtz – кварц; Cl – глинистое вещество; Cal – кальцит; Clm – комок; Clt – сгусток; Ool – оолит; Str – строматолит.

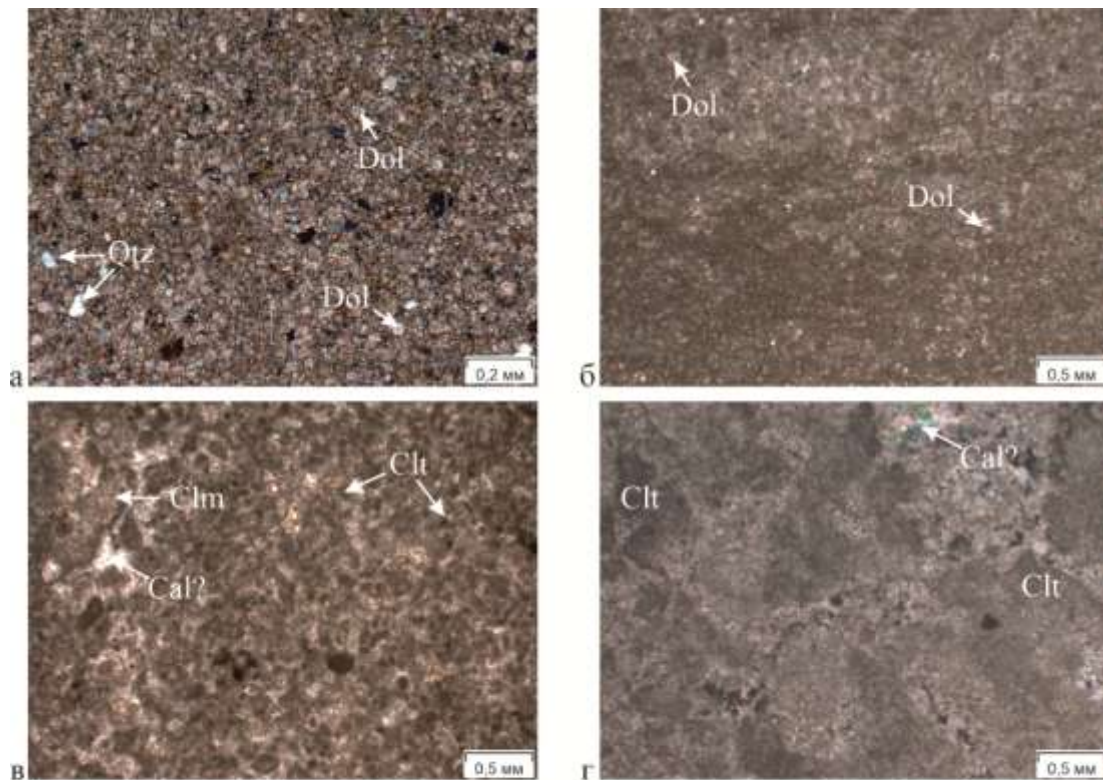


Рис 5

Рис. 5. Микрофотографии карбонатных пород немакиит-далдынской свиты.

(а) – обр. 6016/2, тонкокристаллический доломит известковый, с примесью обломочного кварца; (б) – обр. 6016/4, микрокристаллический слоистый известковый доломит с глинистой примесью; (в) – обр. 6017/1, сгустково-комковатый (пелоидный) известняк с микит-микроспаритовым цементом; (г) – обр. 6018/2, комковато-обломочный известняк. Рис. 5а – ув. $\times 10$, ник. скрещены; рис. 5б–5г – ув. $\times 2,5$, ник. скрещены. Dol – доломит, Qtz – кварц, Cal – кальцит, Cln – комок, Clt – сгусток.

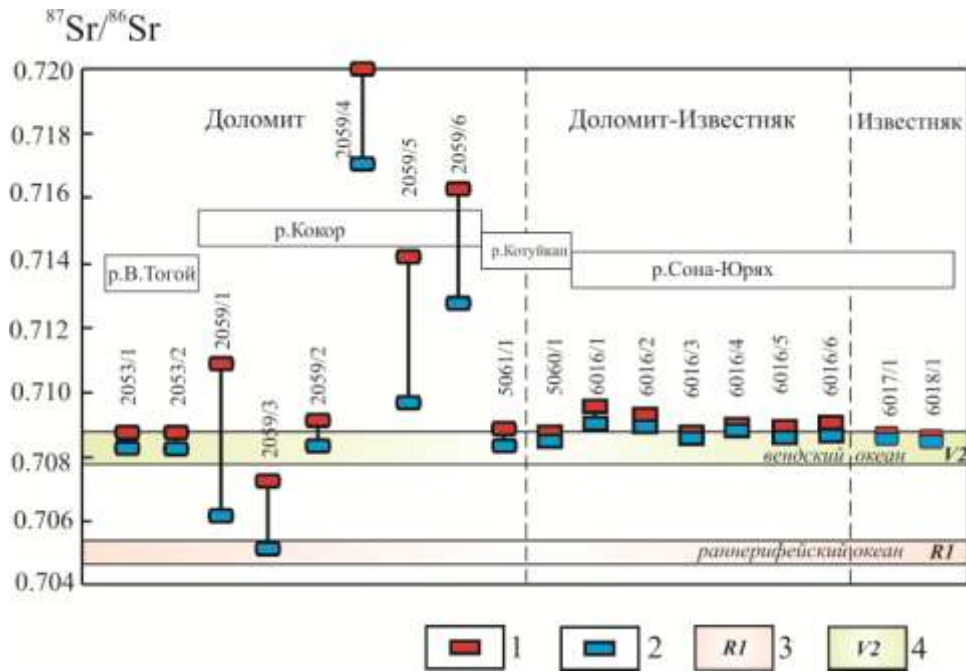


Рис. 6. Вариации измеренных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во фракциях ступенчатого растворения карбонатных пород из разрезов старореченской свиты (реки В. Тогой, Кокор, Котуйкан) и немакит-далдынской свиты (р. Сона-Юрях).

1 – эпигенетические фракции $L(\text{Rb}-\text{Sr})_1$; 2 – фракции, обогащенные первичным карбонатным материалом; 3 – морская вода раннего рифея (Кузнецов и др., 2014); 4 – морская вода позднего венда (Кузнецов и др., 2014).

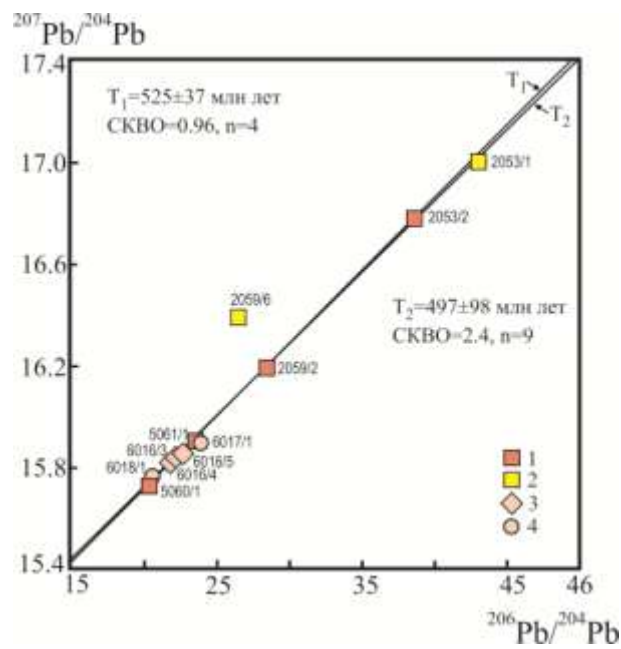


Рис. 7. График в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для валовых карбонатных составляющих изученных образцов.

T_1 – возраст, вычисленный для неизмененных доломитов старореченской свиты; T_2 – возраст образцов старореченской и немакит-далдынской свит. Условные обозначения: 1, 2 – старореченская свита: 1 – неизмененные доломиты; 2 – измененные доломиты; 3, 4 – немакит-далдынская свита: 3 – доломитистые и доломитовые известняки, 4 – известняки.

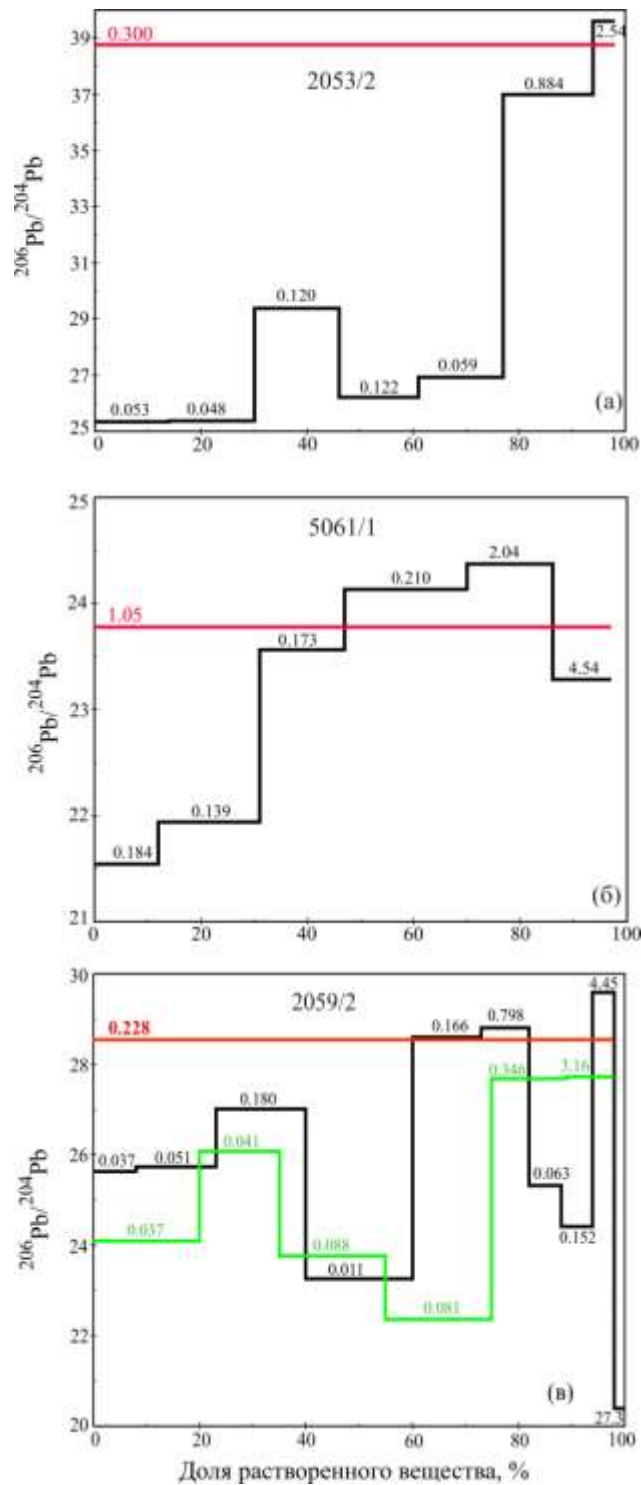


Рис. 8. Вариации отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в карбонатных фракциях доломитов старореченской свиты в зависимости от доли растворенного вещества.

Горизонтальная линия отмечает отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, определенное в валовой карбонатной составляющей образца. Цифрами для каждой фракции показаны содержания Pb в мкг/г. Для обр. 2059/2 выполнены две серии анализов из разных навесок, показанные разным цветом: зеленым (серия 2059/2А) и черным (серия 2059/2В).

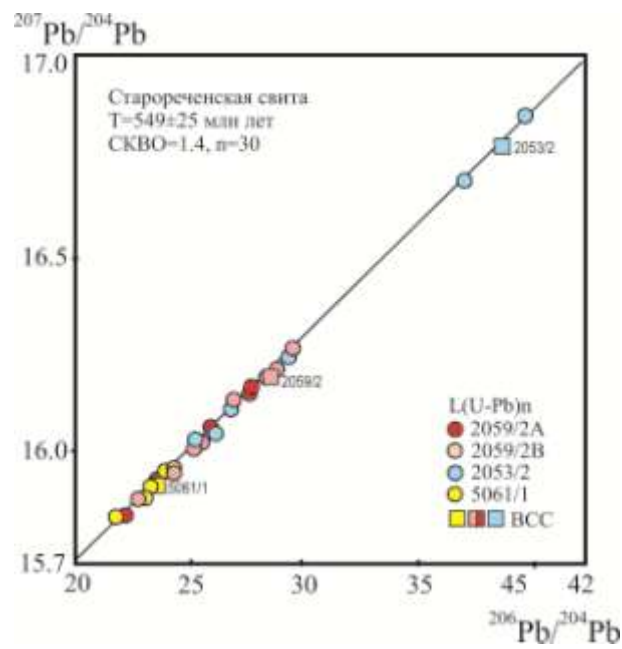


Рис. 9. Pb–Pb изохрона для карбонатных фракций $L(U-Pb)_2-L(U-Pb)_n$ ступенчатого растворения доломитов старореченской свиты.

Круги – фракции из табл. 4, квадраты – BCC фракции образцов 2053/2, 2059/2 и 5061/1.

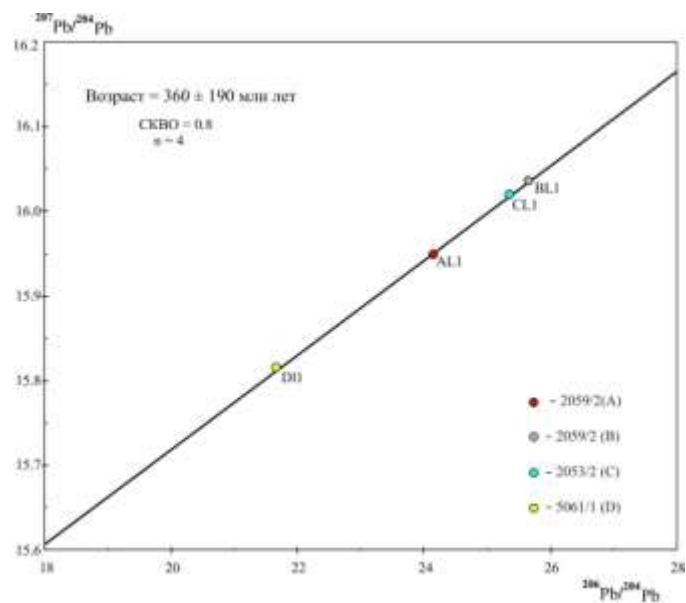


Рис. 10. Pb–Pb изохрона для поверхностных (эпигенетических) фракций $L(\text{U–Pb})_1$ ступенчатого растворения доломитов старороченской свиты.

Обозначения фракций: AL1 – фракция $L(\text{U–Pb})_1$ обр. 2059/2А; BL1 – фракция $L(\text{U–Pb})_1$ обр. 2059/2В; CL1 – фракция $L(\text{U–Pb})_1$ обр. 2053/2; DL1 – фракция $L(\text{U–Pb})_1$ обр. 5061/1.

Таблица 1. Химический состав карбонатных пород старореченской и немакит-далдынской свит

Номер образца	Порода	НС, %	Mg, %	Ca, %	Mn, мкг/г	Fe, мкг/г	Sr, мкг/г	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	Минералогический состав остатка, нерастворимого в 10%-ной HCl ***
Старореченская свита											
Долина р. Верхний Тогой											
2053/1	Д	12	12.5	21.2	79	590	38	0.59	10.0	68	
2053/2	Д	3	13.1	22.0	363	2380	22	0.60	16.5	108	
Левый берег р. Котуйкан вблизи устья р. Кокор											
2059/1	Д	9	12.5	20.6	85	2520	12	0.61	7.1	210	
2059/2	Д	3	12.9	21.5	325	2240	24	0.60	13.5	93	Q
2059/3	Д	15	11.2	19.0	62	1610	20	0.59	3.1	81	
2059/4	Д	24	12.2	20.7	85	4550	19	0.59	4.5	239	Q
2059/5	Д	38	12.3	20.8	74	2380	16	0.59	4.6	149	Q
2059/6	Д	15	12.5	20.8	85	2240	15	0.60	5.7	149	Q, Fsp, (Mc)
Левый берег р. Котуйкан ниже устья р. Верхний Тогой											
5060/1	ДИ	5	11.6	24.4	247	1470	114	0.48	2.2	13	
5061/1	Д	7	12.2	22.0	309	4270	59	0.55	5.2	72	
Немакит-далдынская свита											
Р. Сона-Юрях											
6016/1	ДИ	16	11.6	24.2	294	9230	113	0.48	2.6	82	Q, (Fsp, Mc)
6016/2	ДИ	23	9.08	25.9	232	5180	121	0.35	1.9	43	Q, (Fsp, Mc)
6016/3	ИД	11	3.75	30.8	163	2240	138	0.12	1.2	16	Q, (Fsp, Mc)
6016/4	ДИ	18	6.73	23.9	225	5110	127	0.28	1.8	40	Q, (Fsp, Mc)
6016/5	ИД	10	3.12	32.6	132	1890	168	0.10	0.8	11	Q, (Fsp)
6016/6	ДИ	10	8.83	24.0	225	4900	108	0.37	2.1	45	Q
6017/1	И	6	0.27	39.2	60	315	161	0.01	0.4	2.0	Q
6018/2	И	7	0.30	37.6	68	385	233	0.01	0.3	1.7	Q

Примечание. Д – доломит; ДИ – доломит известковый; ИД – известняк доломитовый; И – известняк; НС – некарбонатная составляющая; Q – кварц, Fsp – полевошпатовый, Mc – слюда, в скобках указаны минералы в следовых концентрациях.

Таблица 2. Rb–Sr аналитические данные для карбонатных пород старореченской и немакит-далдынской свит

Номер образ-ца	Растворенная фракция	Доля фракции*, %	Rb**, мкг/г	Sr**, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измер.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ перв. T = 550 млн лет	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ перв. T = 1510 млн лет
Старореченская свита								
Долина р. Верхний Тогой								
2053/1	L(Rb–Sr) ₁	32.4	0.115	42.8	0.0078	0.70869	0.70863	-
	L(Rb–Sr) ₂	37.6	0.072	45.3	0.0046	0.70826	0.70822	-
2053/2	L(Rb–Sr) ₁	28.0	0.227	45.4	0.0145	0.70874	0.70862	-
	L(Rb–Sr) ₂	41.2	0.124	37.3	0.0096	0.70834	0.70826	-
Левый берег р. Котуйкан вблизи устья р. Кокор								
2059/1	L(Rb–Sr) ₁	32.3	1.51	23.3	0.1883	0.71087	-	0.70679
	L(Rb–Sr) ₂	40.0	0.438	23.1	0.0547	0.70629	-	0.70510
2059/2	L(Rb–Sr) ₁	28.8	0.346	44.4	0.0226	0.70912	0.70894	-
	L(Rb–Sr) ₂	27.4	0.234	46.2	0.0146	0.70844	0.70832	-
2059/3	L(Rb–Sr) ₁	32.1	0.869	32.4	0.0775	0.70725	-	0.70557
	L(Rb–Sr) ₂	41.9	0.277	31.7	0.0252	0.70521	-	0.70466
2059/4	L(Rb–Sr) ₁	34.5	3.16	27.3	0.3345	0.72007	0.71740	-
	L(Rb–Sr) ₂	31.1	4.24	28.2	0.4345	0.71716	0.71369	-
2059/5	L(Rb–Sr) ₁	30.4	2.60	31.6	0.2376	0.71418	0.71228	-
	L(Rb–Sr) ₂	27.3	1.67	29.0	0.1665	0.70974	0.70841	-
2059/6	L(Rb–Sr) ₁	29.6	3.60	25.3	0.4119	0.71637	0.71308	-
	L(Rb–Sr) ₂	38.3	1.83	26.2	0.2022	0.71278	0.71117	-
Левый берег р. Котуйкан ниже устья р. Верхний Тогой								
5060/1	L(Rb–Sr) ₁	35.5	0.137	152	0.0026	0.70872	0.70870	-
	L(Rb–Sr) ₂	41.6	0.102	141	0.0021	0.70863	0.70861	-
5061/1	L(Rb–Sr) ₁	31.3	0.207	60.0	0.0100	0.70885	0.70877	-
	L(Rb–Sr) ₂	33.1	0.162	30.7	0.0123	0.70844	0.70834	-
Немакит-далдынская свита								
Р. Сона-Юрях								
6016/1	L(Rb–Sr) ₁	36.8	1.04	132	0.0227	0.70954	0.70936	-
	L(Rb–Sr) ₂	35.3	0.585	139	0.0122	0.70906	0.70896	-

6016/2	L(Rb–Sr) ₁	36.4	1.46	144	0.0293	0.70934	0.70911	-
	L(Rb–Sr) ₂	35.0	0.769	121	0.0184	0.70901	0.70886	-
6016/3	L(Rb–Sr) ₁	37.6	0.510	164	0.0088	0.70881	0.70874	-
	L(Rb–Sr) ₂	31.5	0.390	191	0.0059	0.70862	0.70857	-
6016/4	L(Rb–Sr) ₁	35.1	1.32	182	0.0209	0.70903	0.70886	-
	L(Rb–Sr) ₂	39.6	0.390	142	0.0078	0.70889	0.70883	-
6016/5	L(Rb–Sr) ₁	37.6	1.33	202	0.0190	0.70885	0.70870	-
	L(Rb–Sr) ₂	41.0	0.400	206	0.0056	0.70862	0.70858	-
6016/6	L(Rb–Sr) ₁	36.8	0.667	118	0.0163	0.70896	0.70883	-
	L(Rb–Sr) ₂	35.4	0.399	129	0.0089	0.70868	0.70861	-
6017/1	L(Rb–Sr) ₁	37.6	0.411	169	0.0071	0.70862	0.70856	-
	L(Rb–Sr) ₂	40.1	0.037	197	0.0042	0.70860	0.70857	-
6018/2	L(Rb–Sr) ₁	38.4	0.603	280	0.0062	0.70860	0.70855	-
	L(Rb–Sr) ₂	34.3	0.238	329	0.0021	0.70856	0.70854	-

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.

Таблица 3. U–Pb аналитические данные для валовых карбонатных составляющих образцов старореченской и немакит-далдынской свит

Номер образца	Порода	U, мкг/г	Pb, мкг/г	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Старореченская свита							
Долина р. Верхний Тогой							
2053/1	Д	0.990	0.323	262	43.150	17.002	37.982
2053/2	Д	0.794	0.300	218	38.768	16.784	38.854
Левый берег р. Котуйкан вблизи устья р. Кокор							
2059/2	Д	0.366	0.228	116	28.585	16.192	38.254
2059/6	Д	0.297	0.696	33.3	26.508	16.375	46.646
Левый берег р. Котуйкан ниже устья р. Верхний Тогой							
5060/1	ИД	0.204	0.547	24.5	20.529	15.733	38.715
5061/1	Д	0.744	1.05	49.5	23.778	15.908	40.489
Немакит-далдынская свита							
Р. Сона-Юрях							
6016/3	ДИ	0.279	0.475	40.1	22.206	15.842	39.926
6016/4	ДИ	0.549	1.01	37.1	22.048	15.825	39.968
6016/5	ДИ	0.119	0.064	128	22.819	15.865	40.196
6017/1	И	-	0.052	-	23.993	15.901	38.411
6018/2	И	-	1.410	-	20.706	15.773	38.324

Примечание. Д – доломит, ДИ – доломитистый известняк, ИД – известковистый доломит.

Таблица 4. U–Pb аналитические данные для фракций доломитов старореченской свиты, полученных при ступенчатом растворении в 0.5N HBr

Фракция	Доля фракции, %	U, мкг/г	Pb, мкг/г	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Обр. 2053/2							
ВСС	98	0.794	0.300	218	38.768	16.776	38.854
L(U–Pb) ₁	14	0.456	0.053	596	25.334	16.022	38.481
L(U–Pb) ₂	16	0.211	0.048	307	25.377	16.027	38.410
L(U–Pb) ₃	16	0.188	0.120	115	29.380	16.242	38.616
L(U–Pb) ₄	15	0.201	0.122	116	26.211	16.049	38.303
L(U–Pb) ₅	16	0.243	0.059	293	26.916	16.107	38.369
L(U–Pb) ₆	17	2.28	0.884	208	36.985	16.692	38.792
L(U–Pb) ₇	4	4.57	2.55	149	39.610	16.860	38.960
Обр. 2059/2А							
ВСС	95	0.366	0.228	117	28.585	16.192	38.254
L(U–Pb) ₁	20	0.237	0.037	442	24.119	15.946	38.122
L(U–Pb) ₂	15	0.048	0.041	81.6	26.106	16.056	38.224
L(U–Pb) ₃	20	0.072	0.088	55.8	23.787	15.922	38.070
L(U–Pb) ₄	20	0.112	0.081	92.7	22.397	15.829	37.925
L(U–Pb) ₅	14	0.579	0.346	19.9	27.718	16.158	38.218
L(U–Pb) ₆	9	3.44	3.16	78.2	27.759	16.145	38.170
Обр. 2059/2В							
ВСС	95	0.366	0.228	117	28.585	16.192	38.254
L(U–Pb) ₁	8	0.435	0.037	830	25.619	16.037	38.171
L(U–Pb) ₂	15	0.067	0.051	91.1	25.721	16.025	38.188
L(U–Pb) ₃	17	0.158	0.180	62.6	27.014	16.122	38.324
L(U–Pb) ₄	20	0.051	0.011	316	23.249	15.879	38.097
L(U–Pb) ₅	13	1.12	0.166	192	28.595	16.189	38.232
L(U–Pb) ₆	9	2.69	0.798	136	28.797	16.204	38.236
L(U–Pb) ₇	6	0.289	0.063	320	25.320	16.008	38.136
L(U–Pb) ₈	6	0.292	0.152	132	24.418	15.943	37.995
L(U–Pb) ₉	4	4.40	4.45	72.6	29.597	16.265	38.297
НРО	2	10.4	27.3	24.6	20.392	15.716	37.809

		(0.172)	(0.453)				
Обр. 5061/1							
BCC	96	0.744	1.05	49.5	23.778	15.908	40.489
L(U-Pb) ₁	12	0.108	0.184	39.5	21.542	15.818	39.975
L(U-Pb) ₂	19	0.012	0.139	5.86	21.941	15.826	39.824
L(U-Pb) ₃	16	0.047	0.173	19.3	23.568	15.908	40.715
L(U-Pb) ₄	23	0.093	0.240	31.4	24.130	15.945	40.679
L(U-Pb) ₅	16	2.00	2.04	69.1	24.377	15.948	40.710
L(U-Pb) ₆	11	2.65	4.54	40.5	23.284	15.881	40.357

Примечание. Доля фракции представляет собой массовую долю твердого карбонатного вещества, перешедшего в раствор на определенной ступени растворения в 0.5N HBr. НРО – остаток, нерастворимый в 0.5N HBr. Содержания U и Pb представляют концентрации этих элементов во фракциях, рассчитанные на массу растворенного вещества в каждой фракций. Содержание U и Pb в нерастворимом остатке без скобок рассчитано на массу оставшегося нерастворенным остатка, в скобках – по отношению к общей навеске карбоната.

Rb–Sr Systematics and U–Pb Age of Carbonate Rocks of the Staraya Rechka Formation, the Vendian of the Anabar Uplift, Northern Siberia

I. M. Gorokhov^a, I. M. Vasil'eva^a, A. B. Kuznetsov^{a, #},

N. G. Rizvanova^a, G. V. Lipenkov^b, and G. V. Konstantinova^a

^a *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences,
St. Petersburg, 199034 Russia*

^b *Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, 199106 Russia*

[#] *e-mail: antonbor9@mail.ru*

The results of Sr-chemostratigraphic study of carbonates of the Staraya Rechka and Nemakit-Daldyn formations which make up the upper part of the Precambrian cover of the Anabar Uplift in Northern Siberia are presented. A Pb–Pb age of the Staraya Rechka Formation dolostone has been obtained (549 ± 25 Ma, MSWD = 1.4) for the first time. An improved stepwise dissolution procedure was used 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 carbonate rocks. The methodology for studying the Rb–Sr systematics included the chemical removal of about a third of the crushed sample [fraction L(Rb–Sr)₁] by preliminary acid leaching in 0.2N CH₃COOH and subsequent partial dissolution [fraction L(Rb–Sr)₂] of the remaining part of the sample in CH₃COOH of the same concentration. The Pb–Pb isotopic systematics of dolostones was studied by six to nine-step dissolution in 0.5N HBr. Chemical procedures resulted in the removal of secondary epigenetic carbonate material, which improved the quality of Sr-chemostratigraphic and U–Pb geochronological information. The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in the least altered carbonate material [fraction L(Rb–Sr)₂] of the Staraya Rechka Formation dolostone are 0.70822–0.70836, and in the Nemakit-Daldyn Formation limestone, 0.70854–0.70856. The Pb–Pb age of early diagenesis of dolostones of the Staraya Rechka Formation (549 ± 25 Ma) was calculated from fractions [L(U–Pb)₂–L(U–Pb)_n], where *n* for different samples varied in the range from 6 to 9. Epigenetic carbonate fractions L(U–Pb)₁ are characterized by a Pb–Pb age of 360 ± 190 Ma (MSWD = 0.8). The obtained results prove that the Staraya Rechka Formation of the Anabar Uplift belong to the Late Vendian (Late Ediacaran), allowing them to be confidently correlated with the carbonate rocks of the upper part of the Yudoma Group of the Uchur-Maya region and to include the named strata into a single Yudoma Complex of Siberia.

Keywords: Siberian platform, Vendian, dolostones, stepwise dissolution, Sr-chemostratigraphy, Pb–Pb age