

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ И КОРРЕЛЯЦИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД АРАОШЕЙСКОЙ СВИТЫ, ТУНКИНСКИЕ ГОЛЬЦЫ, ВОСТОЧНЫЙ САЯН

Ситкина Д. Р., Кузнецов А. Б., Константинова Г. В., Турченко Т. Л.

Аннотация

Представлены результаты Pb-Pb геохронологического и Sr-, C- хемотратиграфического изучения известняков и доломитов араошейской свиты Тункинских гольцов Восточного Саяна. Значение $\delta^{13}\text{C}$ в известняках варьирует от -0.6 до 2.3‰ PDB, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ лежит в пределах 0.70851-0.70864, Pb-Pb возраст известняков равен 521 ± 21 млн лет (СКВО = 0.9). Значение $\delta^{13}\text{C}$ в доломитах меняется от -3.9 до 0.5‰ PDB, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70844-0.70882, Pb-Pb возраст доломитов равен 417 ± 8 млн лет (СКВО = 2.5). U-Pb изотопная система доломитов была нарушена в ходе геологической эволюции региона, что привело к омоложению их Pb-Pb возраста в раннем девоне. Полученные Sr-хемотратиграфические и Pb -Pb данные показывают, что известняки араошейской свиты накапливались в раннем кембрии. Это позволяет надежно доказать принадлежность известняков араошейской свиты к венд-кембрийскому осадочному чехлу Тувино-Монгольского массива.

Ключевые слова:

осадочные карбонатные породы, Pb-Pb возраст, изотопная хемотратиграфия, араошейская свита, Тувино-Монгольский массив

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ И КОРРЕЛЯЦИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД АРАОШЕЙСКОЙ СВИТЫ, ТУНКИНСКИЕ ГОЛЬЦЫ, ВОСТОЧНЫЙ САЯН

Д.Р. Ситкина, А.Б. Кузнецов, Г.В. Константинова, Т.Л. Турченко

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

АННОТАЦИЯ

Представлены результаты Pb-Pb геохронологического и Sr-, C-хемостратиграфического изучения известняков и доломитов араошейской свиты Тункинских гольцов Восточного Саяна. Значение $\delta^{13}\text{C}$ в известняках варьирует от -0.6 до 2.3‰ PDB, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ лежит в пределах 0.70851-0.70864, Pb-Pb возраст известняков равен 521 ± 21 млн лет (СКВО = 0.9). Значение $\delta^{13}\text{C}$ в доломитах меняется от -3.9 до 0.5‰ PDB, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70844-0.70882, Pb-Pb возраст доломитов равен 417 ± 8 млн лет (СКВО = 2.5). U-Pb изотопная система доломитов была нарушена в ходе геологической эволюции региона, что привело к омоложению их Pb-Pb возраста в раннем девоне. Полученные Sr-хемостратиграфические и Pb-Pb данные показывают, что известняки араошейской свиты накапливались в раннем кембрии. Это позволяет надежно доказать принадлежность известняков араошейской свиты к венд-кембрийскому осадочному чехлу Тувино-Монгольского массива.

Ключевые слова: осадочные карбонатные породы, Pb-Pb возраст, изотопная хемостратиграфия, араошейская свита, Тувино-Монгольский массив.

ВВЕДЕНИЕ

Тункинские гольцы - небольшая горная гряда в долине р. Иркут в юго-восточной части Восточного Саяна. Она имеет сложное тектоническое строение, а в ее составе широко распространены докембрийские и раннепалеозойские карбонатные и терригенные породы. Геологические исследования этих пород имеют многолетнюю историю, в ходе которых были выделены многочисленные стратиграфические подразделения и предложено несколько стратиграфических схем [Арсентьев, Волколаков, 1964б; Рощектаев и др., 1983; Беличенко и Боос, 1984; Боос, 1991]. Несмотря на длительное изучение осадочных пород в этом регионе, существуют разные точки зрения на строение конкретных разрезов, характер их стратиграфических

контактов, тектоническую природу и возраст (Беличенко и др., 2002; Кузьмичев, 2004; Государственная..., 2011; Школьник и др., 2014, 2020; Летникова и др., 2017).

В настоящее время, предполагается, что карбонатные породы в Тункинских гольцах являются частью венд-кембрийского осадочного чехла Тувино-Монгольского массива [Беличенко и др., 1986; Боос, 1991; Беличенко и др., 2003], который находится западнее Тункинских гольцов и является крупным тектоническим сегментом в системе каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса. Тувино-Монгольский массив представляет собой составной террейн, на архейские гранито-гнейсы Гарганской глыбы надвинуты рифейские вулканогенный-осадочные комплексы пород активной континентальной окраины массива (сархойская, окинская, дзабханская) и океанической коры (дунжугурский, зуноспинский и шишхидский комплексы). На породах фундамента массива несогласно залегают карбонатные породы чехла венд-кембрийского возраста. Наличие древнего фундамента и шельфового карбонатного чехла с бокситами и фосфоритами является отличительной чертой Тувино-Монгольского массива от соседних террейнов [Покровский и др., 1999; Кузьмичев, 2004; Летникова и др., 2017; Кузнецов и др., 2018].

Большая часть территории Тункинских гольцов характеризуется сложным покровно-надвиговым строением. Карбонатные породы здесь относятся к краевой части Тувино-Монгольского массива и представляют собой автохтон, на который надвинуты породы Тункинского террейна [Боос, 1991; Беличенко и др., 2002; Школьник и др., 2009, 2013; Жимулев и др., 2011; Резницкий и др., 2015]. Рассмотренная в данной работе араошейская свита представляет собой протяженную карбонатную толщу, венчающую разрез автохтонного комплекса и оказавшуюся на поверхности в результате глубокой эрозии [Боос, 1991]. Карбонаты араошейской свиты со всех сторон ограничены зонами разрывных нарушений, поэтому нормальные стратиграфические контакты свиты не обнаружены. В них также не были обнаружены находки руководящей фауны. Эти факторы характерны для многих карбонатных комплексов в складчатых областях, что в значительной мере осложняет их геохронологическое изучение. Однако определить возраст карбонатных пород араошейской свиты, а также уточнить историю тектонической эволюции северо-западного фрагмента Тувино-Монгольского массива возможно, используя методы прямого Pb-Pb датирования и C- и Sr-изотопной хемотратиграфии. Эти методы уже были успешно применены для датирования и корреляции карбонатных пород в различных структурах Алтае-Саянской складчатой области: Тувино-Монгольского массива [Покровский и др., 1999; Ситкина и

др., 2017; Кузнецов и др., 2018], Дзабханского массива [Овчинникова и др., 2012], Батеневского кряжа [Кузнецов и др., 2008; Летникова и др., 2011б; Овчинникова и др., 2011], а также и позднедокембрийских карбонатных отложений окраины Сибирской платформы [Семихатов и др., 2003, 2004; Kuznetsov et al., 2013; Кузнецов и др., 2019; Кочнев и др., 2019].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Тункинские гольцы расположены в пределах юго-восточной части Восточного Саяна и протягиваются на 160 км с запада на восток от левого берега р. Иркут, вблизи ее поворота с севера на юго-восток до границы Бурятии и Иркутской области. С севера гольцы ограничены Китайским разломом, а с юга Тункинской впадиной. Тункинский террейн является частью складчатого обрамления Сибирской платформы и входит в состав северо-восточного сегмента Центрально-Азиатского подвижного пояса.

В региональном тектоническом плане Тункинские гольцы характеризуется сложной структурой и состоят из трех структурно-вещественных комплексов. Автохтон, представленный карбонатными отложениями чехла Тувино-Монгольского массива; аллохтон, сложенный метаморфизованными хемогенно-терригенно-вулканогенными породами Тункинского террейна (уртагольская и толтинская свиты) [Беличенко и др., 2002; Школьник и др., 2013; Резницкий и др., 2015]; и неоавтохтон сложенный грубообломочной коллизионной молассой сагансайрской свиты [Боос, 1991; Беличенко и др., 2003]. Формирование этой структуры связывают с раннекаледонским орогенезом, продолжавшимся в интервале 450-490 млн лет [Vladimirov et al., 1999; Кузьмичев, 2000; Ярмолюк и др., 2003], результатом которого стало присоединение Тувино-Монгольского массива и окружающих его тектонических блоков к Сибирской платформе. Породы автохтона и аллохтона совместно испытали полифациальный метаморфизм, степень которого возрастает с севера на юг, от зеленосланцевой фации до среднетемпературной амфиболитовой [Резницкий и др., 2013].

Предполагается, что фрагменты осадочного чехла Тувино-Монгольского массива в Тункинских гольцах представлены верхнешумакской, горлыкской и арашейской свитами [Боос, 1991; Летникова, Гелетий, 2005; Школьник и др., 2020]. Верхнешумакская свита сложена терригенными, существенно песчано-сланцевыми толщами, которые несогласно перекрывают породы фундамента массива. U-Pb датирование детритовых цирконов, выделенных из песчаников [Школьник и др., 2014]

определило нижнюю возрастную границу этой свиты как 676 ± 4 млн лет. Выше по разрезу согласно залегают карбонатные породы горлыкской свиты, представленные главным образом доломитами, в которых описаны редкие и проблематичные находки венд-раннекембрийской фауны [Рощектаев и др., 1983; Бабин, 2006]. Самые молодые зерна детритовых цирконов из сланцев горлыкской свиты предполагают, что она моложе 790 млн лет [Школьник и др., 2020]. Араошейская свита сложена преимущественно известняками и доломитами, верхний и нижний контакт свиты тектонический, однако предполагается, что в разрезе осадочного чехла она надстраивает карбонатные отложения горлыкской свиты [Боос, 1991].

Разрез араошейской свиты в долинах рек Ара-Ошей и Жалга условно делится на две части (рис. 2). Нижняя представлена пачкой средне- и тонкоплитчатых доломитов светло-серого цвета и имеет мощность около 500-600 м. Среди доломитов встречаются прослой и линзы кварца, а также кварцевые конкреции диаметром до 4-5 см. На доломитах залегают пачка (около 200 м) углеродистых известняков темно-серого или черного цвета. Особенностью этих известняков является резкий сероводородный запах при раскалывании. Верхняя часть разреза араошейской свиты описана по береговым обнажениям в долине р. Жалга [Боос, 1991]. Этот разрез наращивает предыдущий с предположительным разрывом в 300-400 м. В нижней его части вскрыты серые и темно-серые мелкокристаллические известняки с массивной текстурой, мощность которых около 100 м. Далее по разрезу залегают светло-серые и серые слоистые кальцит-доломитовые породы, с линзовидными стяжениями кремней и редкими прослоями существенно доломитового состава, общей мощностью около 350 м. Выше разрез араошейской свиты слагают горизонты известняков. Среди них выделяются светло-серые мелкокристаллические известняки с массивной текстурой, мощностью около 100 м и серые и темно-серые неравномерно кристаллические известняки с волнисто-слоистой или пятнистой текстурой, мощностью около 200 м. Заканчивает разрез горизонт светло-серых и белых кальцитовых крупнокристаллических брекчированных мраморов, с тонкой вкрапленностью рудных минералов и углистого вещества, общей мощностью 250-300 м. Таким образом, общая мощность араошейской свиты составляет около 2000 м. Карбонатные породы на некоторых участках и вблизи разломных зон метаморфизованы и превращены в мраморы.

Араошейская свита впервые была описана В.Г. Беличенко и Р.Г. Боосом в 1984 году [Беличенко, Боос, 1984], но ее возраст пока точно не определен. В работе Бооса [Боос, 1991] описана единственная находка хитинозои *Lagenochitina ex gr. Sphaerica*

Collinson et Schwalb, характерная для отложений силура и девона. Ранее другими исследователями карбонатные породы этой свиты относились к монгошинской или иркутской свите позднего протерозоя [Геологическая..., 1968; Арсентьев, Волколаков, 1964б], опорные разрезы которых находятся в обрамлении Гарганской глыбы на северо-востоке Тувино-Монгольского массива. На современной государственной геологической карте масштаба 1:1000000 [Государственная..., 2011] в бассейне р. Ара-Ошей описаны терригенные отложения барунгольской свиты ордовикского возраста (см. рис. 1). Названная карта не только противоречит результатам геолого-съёмочных работ [Беличенко, Боос, 1984; Боос, 1991], но и не соответствует действительности, так как отложения в долине р. Ара-Ошей представлены преимущественно карбонатными породами.

Для определения возраста и корреляции карбонатных пород в данной работе использовались методы С- и Sr-изотопной хемотратиграфии и U-Pb (Pb-Pb) изотопного датирования. Для настоящего исследования было отобрано 33 образца в верховьях р. Ара-Ошей (N 51.9772, E 101.5984) и ее правого притока р. Жалга (N 51.9624, E 101.5354), где обнажается нижняя часть араошейской свиты (рис. 1).

АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА

Изученная коллекция содержит 16 образцов доломитов и 17 образцов известняков, отобранных из нижней части араошейской свиты (рис. 2).

Применение С- и Sr-хемотратиграфического и U-Pb (Pb-Pb) геохронологического методов при изучении осадочных карбонатных пород предполагает предварительное исследование пород для выделения образцов пригодных по своим петрографическим, минералогическим и геохимическим характеристикам для изучения изотопных систем [Овчинникова и др., 2001, 2011, 2012; Семихатов и др., 2004; Каурова и др., 2010; Кузнецов и др., 2014]. Такой детальный предварительный выбор образцов связана с тем, что после осаждения карбонатные породы в ходе своей геологической жизни способны подвергаться вторичным преобразованиям в результате тектонических деформаций, взаимодействия с поверхностными и подземными водами, а также с низкотемпературными эпигенетическими (метаморфическими) флюидами, изотопный и химический состав которых существенно отличается от такового в осадочных карбонатных породах. Соответственно такие постседиментационные преобразования карбонатов затрудняют получение качественной хемотратиграфической и геохронологической информации. Однако даже в условиях

метаморфизма зеленосланцевой и амфиболитовой фаций карбонатные породы способны сохранять первичную C- и Sr-хемостратиграфическую и U-Pb (Pb-Pb) геохронологическую информацию [Овчинникова и др., 2007; Горохов и др., 2016, 2021; Кузнецов и др., 2021].

Геохимическая оценка вторичных изменений карбонатных пород, в частности известняков, основывается на определении содержаний Mn, Fe и Sr. Как правило, в ходе эпигенетических преобразований известняки обедняются Sr и обогащаются Mn и Fe, поэтому степень вторичных изменений можно оценить по поведению этих элементов. В качестве геохимических критериев сохранности изотопных систем обычно используются следующие значения: $Mn/Sr \leq 0.2$, $Fe/Sr \leq 5$ [Семихатов и др., 2004; Каурова и др., 2010; Горохов и др., 2016, 2021; Кузнецов и др., 2018, 2021]. Для доломитов пока не обнаружены подобные геохимические критерии, поэтому в нашей работе мы использовали такие же элементные отношения, что и для известняков.

Пробоподготовка образцов карбонатных пород для измерения концентраций необходимых элементов проводилась в лаборатории ИГГД РАН. Навеска образца растворялась в 0.5N HNO₃ в течение 30 минут, после чего раствор отфильтровывался для отделения нерастворимого остатка. Полученный раствор разбавлялся в 10 раз 0.1N HNO₃. Измерение концентраций Mn, Fe, Sr проводилось на атомно-эмиссионном спектрометре Shimadzu ICPE-9000 (ресурсный центр МАСВ СПбГУ).

Измерение изотопного состава C и O в карбонатах проводили на масс-спектрометре DELTA V Advantage с системой подготовки и ввода проб GasBench II. Разложение порошка карбонатной породы проводили в ортофосфорной кислоте в течение 72 часов. Значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ даны в промилле относительно стандарта V-PDB. При калибровке использованы международные стандарты NBS-18, NBS-19 и KH-2. Ошибка определения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ составляет $\pm 0.2\%$ (1σ).

Изучение Rb-Sr изотопной систематики включало предварительную обработку навески образца (около 50 мг) в 1N HCl при комнатной температуре в течение часа для известняков и в течение суток при температуре 60°C для доломитов. Полученный раствор центрифугировался для отделения нерастворимого остатка. Выделение Sr для определения его изотопного состава проводилось в 2.5N растворе HCl ионообменным методом с катионитом Dowex AG50Wx8 (200–400 меш) и 2.5N HCl в качестве элюента [Горохов и др., 2016]. Изотопный состав Sr измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI с Re-лентами ионного источника. Средние значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в стандартных образцах NIST SRM 987 и EN-1, нормализованные к отношению $^{86}Sr/^{88}Sr =$

0.1194, составляли в период работы соответственно 0.71031 ± 0.00001 ($2\sigma_{\text{средн.}}$, $n=20$) и 0.70924 ± 0.00001 ($2\sigma_{\text{средн.}}$, $n=19$).

Химическая обработка образцов для исследования U-Pb системы проводилась при комнатной температуре в растворе соляной кислоты. Предварительно навеска около 200 мг растворялась в 0.03N HCl, что позволило удалить от 1 до 5% поверхностных загрязнений и вторичных карбонатных фаз. Далее растворение продолжалось в 1N HCl до полного перехода в раствор карбонатной составляющей навески. Доля нерастворимого в 1N HCl силикатного остатка составила от 1 до 6%. Также для нескольких образцов известняков использовалось ступенчатое выщелачивание, которое включало последовательное растворение карбонатной составляющей навески в 1N HCl в три стадии. В результате было получено по три фракции для каждого изученного образца, каждая из которой содержала от 25 до 35% карбонатного вещества. Метод ступенчатого растворения хорошо зарекомендовал себя при изучении U-Pb систем древних карбонатных пород [Овчинникова и др., 2000, 2007, 2011, 2012; Семихатов и др., 2003; Каурова и др., 2010; Kuznetsov et al., 2013; Ситкина и др., 2017]. Выделение Pb проводилось с использованием хроматографические колонки с анионообменной смолой Bio-Rad 1 x 8 (100-200 меш) в 0.5N растворе HBr с HCl_{конц} в качестве элюента [Овчинникова и др., 2000, 2012]. Для определения содержания Pb применялся метод изотопного разбавления, с использованием смешанного индикатора $^{235}\text{U} - ^{208}\text{Pb}$.

Изотопный состав Pb в образцах карбонатов измерен на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI (ИГГД РАН) с Re-лентами ионного источника в режиме одновременной регистрации ионных токов всех изотопов. Измеренные изотопные отношения Pb исправлены на коэффициент фракционирования, установленный путем многократного определения изотопного состава Pb в стандарте NIST SRM-982 и равный 0.13% на единицу массы. Уровень лабораторных загрязнений при выделении Pb, определявшийся холостыми опытами, составлял 0.15 нг соответственно. При вычислении коэффициентов изохрон воспроизводимость отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ принимали равной 0.09 и 0.11% соответственно. При расчете возраста параметры изохрон вычислялись с использованием программы IsoplotR [Vermeesch, 2018].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Для петрографического исследования из всей коллекции образцов были выбраны наиболее представительные литологические типы. Особое внимание уделялось

взаимоотношению первичных и вторичных карбонатных генераций, наличию в породах первичных седиментационных текстур, отсутствию прожилков и трещин. В изучаемой коллекции образцы представлены преимущественно средне- и крупнозернистыми известняками (рис. 3а) и доломитами (рис. 3в) с массивной текстурой. Имеющиеся литологические признаки (тонкая полосчатость, иногда косая слоистость, наличие кремнистых стяжений) предполагают, что исходные осадки отлагались в мелководных условиях. Кроме того, было изучено несколько образцов доломитовых и кальцитовых мелкозернистых мраморов. В породах, как правило, отсутствуют признаки тектонической деформации, однако для некоторых зерен характерны полисинтетические двойники. Силикатная составляющая представлена единичными зернами кварца и слюды. В известняках часто встречается примесь тонко рассеянного углеродистого вещества (рис. 3б). В нескольких образцах смешанного кальцит-доломитового состава и в крупнозернистых прожилках в доломитах был обнаружен нехарактерный для хомогенных карбонатных пород минерал – амфибол (рис. 3г).

Минеральный состав карбонатных пород араошейской свиты определялся методом рентгеновской дифрактометрии. Анализируемые образцы представлены в основном чистыми кальцитами или чистыми доломитами, близкими к стехиометрическим. Смешанные известковистые и доломитистые разновидности, которые были описаны ранее для араошейской свиты (Летникова, Гелетий, 2005), отсутствуют на изученной площади. Лишь один образец имеет смешанный состав, где 45% доломита, 55% кальцита и <1% амфибола из группы тремолита. В известняках некарбонатная примесь (<1%) представлена слюдой и кварцем. В доломитах небольшая силикатная составляющая представлена преимущественно единичными зернами кварца и амфибола. Присутствие в карбонатных породах крупных (до 2-5 мм) идиоморфных кристаллов тремолита свидетельствует о том, что исходные породы подверглись метаморфизму среднетемпературной амфиболитовой фации низких давлений [Кузнецов и др., 2021].

Геохимическое исследование известняков араошейской свиты показало, что они содержат мало Mg (0.1-1.4%) и небольшое количество терригенной примеси (1.5-5%). Содержание Mn, Fe и Sr в образцах 13-278, 127-536 и 970-2647 мкг/г соответственно. Доломиты этой же свиты также содержат мало терригенной примеси (1-2%), а содержание Mn, Fe и Sr в них 14-26, 259-571, 88-157 мкг/г, соответственно. Полученные нами содержания Mn и Sr в известняках и доломитах близки к концентрациям Mn (60-130 г/т) и Sr (180-1388 г/т), определенных ранее в карбонатных породах араошейской

свиты из мелководных и глубоководных микрофаций (Летникова, Гелетий, 2005). Большинство известняков и несколько образцов доломитов араошейской свиты удовлетворяют геохимическим критериям, описанным выше, и оказались пригодными для получения геохронологической информации.

Значение $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах араошейской свиты варьирует от -3.9 до 2.3‰ PDB, при этом пониженные значения от -3.9 до 0.5‰ PDB характерны для доломитов, лежащих по разрезу выше известняков. В известняках значение $\delta^{13}\text{C}$ поднимается от -0.6 до 2.3‰ PDB. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в известняках меняется от -11.2 до -4.5‰ PDB, а в доломитах от -12.9 до -5.2 ‰ PDB. Образцы известняков и доломитов не обнаруживают зависимости $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$, и большинство образцов удовлетворяет критериям сохранности С-изотопных систем докембрийских и раннепалеозойских карбонатов [Derry et al., 1994; Kouchinsky et al., 2001; Семихатов и др. 2004; Maloof et al., 2005].

Для изотопно-геохронологического исследования были выбраны образцы известняков и доломитов из нижней части араошейской свиты. Все выбранные образцы содержали минимальное количество терригенной примеси и удовлетворяли геохимическим критериям для неизмененных карбонатных пород ($\text{Mn}/\text{Sr} \leq 0.2$, $\text{Fe}/\text{Sr} \leq 5$, $\delta^{18}\text{O} \leq 7\text{‰}$ PDB). Изотопный состав Sr в изученных известняках равен 0.70851-0.70864, а в доломитах 0.70844-0.70882. Содержание Pb во всех образцах варьирует от 0.1 до 1.1 мкг/г. Измеренное отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в валовой карбонатной составляющей образцов изменяется в широких пределах от 19.238 до 92.675. Самые высокие значения этого отношения наблюдаются в образцах доломитов (табл. 2). Для ступенчатого растворения было выбрано 6 образцов известняков. В среднем изотопный состав Pb в полученных фракциях не сильно отличается от такового в валовой составляющей, однако в последних фракциях (L3) отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ становится более радиогенным. Pb-Pb изохрона, построенная по валовым фракциям и фракциям ступенчатого растворения известняков, показывает возраст равный 521 ± 21 млн лет, СКВО = 0.9. Вычисленное значение возраста в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ по валовым фракция доломитов равно 417 ± 8 млн лет, СКВО = 2.5 (рис. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученный Pb-Pb возраст известняков араошейской свиты (521 ± 21 млн лет) соответствует раннему кембрию и является первой прямой датировкой осадочных карбонатных отложений в районе Тункинских гольцов Восточного Саяна. Несмотря на

большую погрешность, этот возраст хорошо подкрепляется и другими изотопными данными.

Известняки араошейской свиты, имея безусловные признаки мелководных осадочных карбонатов, отлагались в обстановке открытого шельфа в связи с Мировым океаном. Поэтому полученные Sr- и C-изотопные хемотратиграфические данные могут быть использованы для их глобальной корреляции.

Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измеренное в образцах этих же известняков - около 0.70851-0.70864. Такие же значения наблюдаются в венд-кембрийских морских осадочных карбонатных породах в нескольких возрастных интервалах, в частности в середине венда (590-560 млн лет), в конце венда (около 550 млн лет) и в раннем кембрии (около 520 млн лет) [Derry et al., 1994; Семихатов и др., 2003; Кузнецов и др., 2009, 2014; Halverson et al., 2010] (рис. 6а). Однако в известняках араошейской свиты отсутствуют крупные позитивные и негативные углеродные аномалии, которые были характерны для позднего докембрия [Семихатов и др., 2004; Halverson et al., 2010 и др.]: от середины позднего рифея (середины неопротерозоя) до середины венда (эдиакария). Полученные нами близкие к нулю и слабоположительные значения $\delta^{13}\text{C}$ (-0.6 до +2.3 ‰ PDB) в араошейских карбонатах хорошо согласуются с C-изотопными данными для раннекембрийских карбонатных разрезов Сибирской платформы, Алтае-Саянской складчатой области, Марокко и Китая (рис. 6б). Например, вариации $\delta^{13}\text{C}$ в осадочных известняках томмот-атдабанского яруса в Лено-Алданском районе Сибири лежат в пределах от -1 до +3‰ PDB [Derry et al., 1994], а в археоциатовых известняках атдабан-ботомского яруса Удино-Витимской зоны Забайкалья - от -0.2 до +2.7‰ PDB [Скрипников и др., 2021]. Еще один пример с невысокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (от -2 до +4‰ PDB) - это органогенные известняки эмяксинской свиты Анабарского поднятия, а раннекембрийский возраст которых надежно установлен биостратиграфическим методом [Kouchinsky et al., 2001]. В известняках раннекембрийской сорнинской свиты Батеневского кряжа в Кузнецком Алатау [Pb-Pb возраст, 523 ± 5 млн лет, Овчинникова и др., 2011] значение $\delta^{13}\text{C}$ варьирует от -0.5 до 3.7‰ PDB [Летникова и др., 2011б]. Формация Ли-де-Вин горного хребта Антиатлас в Марокко, сложенная водорослевыми известняками, имеет возраст U-Pb возраст по цирконам из туфовых прослоев 520-523 млн лет, а значения $\delta^{13}\text{C}$ в известняках меняется от -5 до +4‰ PDB [Malooof et al., 2010a]. В известняковых черных сланцах раннекембрийской формации Шуцзинтуо Южного Китая значения $\delta^{13}\text{C}$ лежит в интервале от -2.3 до +2.5 ‰ PDB [Ishikawa et al., 2008]. Возраст формации Шуцзинтуо определен по находкам трилобитов, характерных

для атдабанского яруса нижнего кембрия. Обобщая все полученные Sr - и C-изотопные данные, можно сделать вывод, что время накопления известняков араошейской свиты можно ограничить ранним кембрием, вероятно атдабанским ярусом.

Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в доломитах араошейской свиты не сильно отличается от этого отношения в известняках и варьирует в интервале 0.70844-0.70882, что говорит о принадлежности этих пород к одному стратиграфическому подразделению. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в доломитах в отличие от известняков, в основном, отрицательные до -3.9 ‰ PDB, что не противоречит раннекембрийскому возрасту пород (рис 6а,б). Однако Pb-Pb возраст доломитов (417 ± 8 млн лет) соответствует раннему девону, что существенно моложе возраста вышележащих по разрезу известняков. Объяснить такой результат можно двумя способами, первый предполагает, что последовательность слоев свиты нарушена, второй что доломиты в отличии от известняков подверглись в ходе своей постседиментационной истории вторичным преобразованиям. Вторым вариантом интерпретации оказывается более вероятным, поскольку при изучении литературных данных по разрезам араошейской свиты и при полевом отборе образцов не было выявлено признаков несогласного залегания двух изученных карбонатных пачек. Аргументом к выбору второго варианта служит и наличие кремнистых стяжений и конкреций, а также присутствие многочисленных кальцитовых прожилков, в которых присутствует амфибол. Несмотря на то, что отбор образцов для геохронологического изучения был произведен на основе геохимических критериев сохранности карбонатов, как и говорилось ранее, для доломитов такие критерии пока не определены, поэтому вполне вероятно, что U-Pb изотопная система оказалась в процессе эпигенеза и слабого метаморфизма менее устойчива, чем Rb-Sr и C.

В интервале поздний кембрий - ордовик территория Восточных Саян была подвержена обширному орогенезу, в результате которого Тувино-Монгольский массив, Тункинский террейн и окружающие их тектонические структуры были кратонизированы и вошли в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса [Khain et al., 2003]. Такая геологическая обстановка накладывает жесткие ограничения на накопление в регионе океанических осадочных отложений синколлизийного возраста. Все это также опровергает возможность седиментации доломитов араошейской свиты в раннем девоне. Раннепалеозойская тектоно-магматическая активизация сопровождающаяся обширным полифаціальным метаморфизмом закончилась в середине ордовика около 460-480 млн лет [Кузьмичев, 2004; Резницкий, 2007], однако складчатые дислокации продолжались здесь на протяжении всего палеозоя усложняя

структуру Тункинских гольцов и северной части Тувино-Монгольского массива. Примером таких дислокаций служит орогенная моласса сагансайрской свиты позднедевон-карбонового возраста заполняющая сагансайрский грабен [Бутов, 2001]. В целом, проявление послеордовикской тектоники и магматизма носит в регионе локальный характер и пока трудно предположить какое из таких событий повлияло на преобразование и перестройку U-Pb системы доломитов араошейской свиты.

Стоит отметить, что поле распространения араошейских карбонатов прорывают гранитоиды урикского комплекса, петротипическим для него считается Мунку-Сардыкский массив, возраст которого 481 ± 2 млн лет [Резницкий и др., 2007]. Сами урикские интрузии не датированы, но учитывая, что они контактируют с породами араошейской свиты (южнее площади отбора образцов) и на смежной территории перекрыты породами сагансайрской свиты логично предположить, что возраст их кристаллизации моложе раннего ордовика и, вероятно, именно они явились катализатором, запустившим процесс преобразования пород нижней части араошейской свиты. Подтверждение этого предположения будет возможно после геохронологического изучения уриксских гранитоидов. Что касается находки палеозойской фауны [Боос, 1991], то подобные палеонтологические остатки обнаружены во многих карбонатных комплексах чехла Тувино-Монгольского массива и пока вопрос о их происхождении остается спорным [Хоментовский, 1985; Кузьмичев, 2004], в нашем случае единственный образец хитинозой вряд ли можно считать представительным чтобы решать вопрос о возрасте протяженного карбонатного разреза араошейской свиты.

Касаясь корреляции араошейской свиты и ее положения в региональной стратиграфической схеме, следует сказать, что на территории Тункинских гольцов есть и другие карбонатные отложения схожие по своему составу и возрасту с известняками араошейской свиты. Такими, например, являются карбонатные породы горлыкской свиты. Они распространены в долинах рек Шумак и Горлык-Гол что в радиусе 20 км на север и северо-восток от араошейского блока. Отложения горлыкской свиты представлены известняками и доломитами с преобладанием последних. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах этой свиты отобранных по реке Шумак 0.7074-0.7076, Pb-Pb возраст равен 610 ± 45 млн лет (СКВО = 3.5), а в долине реки Горлык-Гол были обнаружены и описаны органические остатки [Рощектаев и др., 1983; Бабин, 2006] характерные для венд-кембрийского периода. В опорном разрезе боксонской серии отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах меняется вверх по разрезу от 0.7071-0.7085 в основании

(забитская свита, [Кузнецов и др., 2010]) до 0.7083-0.7087 в верхней части серии (табинзуртинская, хужиртайская, нюргатинская свиты). Кривая вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в нижней части боксонской серии, в основном, находится в области отрицательных значений от -2.9 до -0.1‰ PDB с отклонениями в положительную сторону до +0.3 и +4.9‰ PDB, а в верхней части серии значения $\delta^{13}\text{C}$ лежат в интервале от -3.5 до +0.2‰ PDB [Покровский и др., 1999]. Pb-Pb возраст забитских карбонатов нижней части боксонской серии равен 620 ± 50 млн лет [Кузнецов др., 2018]. Таким образом карбонатные породы горлыкской свиты Тункинского террейна по своим Sr-изотопным характеристикам близки к отложениям нижней (забитской) части боксонской серии, а отложения араошейской свиты сопоставимы с верхней частью (табинзуртинская, хужиртайская, нюргатинская свиты) серии (рис. 7). Похожий вывод о корреляции араошейской свиты и верхней части боксонской серии, был предложен ранее на основе изучения микроэлементов в карбонатных породах (Летникова, Гелетий, 2005). Предполагая, что породы араошейской свиты надстраивают разрез горлыкской свиты [Боос, 1991] можно сделать вывод о том, что обе свиты являются полными аналогами боксонской серии и являются частью венд-кембрийского осадочного чехла Тувино-Монгольского массива (рис. 7), которые в результате тектонической эволюции региона оказались на удалении от современных границ массива.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное изотопно-геохронологическое исследование позволило получить возраст для карбонатных пород араошейской свиты. Pb-Pb возраст известняков араошейской свиты равен 521 ± 21 млн лет (СКВО = 0.9), что доказывает их накопление в раннем кембрии. Pb-Pb возраст доломитов араошейской свиты равен 417 ± 8 млн лет (СКВО = 2.5), что предполагает нарушение их U-Pb систем в раннем девоне. Полученные C- и Sr-хемотратиграфические характеристики араошейских карбонатов практически не оставляют сомнений в том, что карбонатные отложения имели кембрийский возраст и коррелируются с верхней частью боксонской серии. Таким образом, араошейская свита Тункинских гольцов является частью венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского массива.

Восстанавливая историю геологического развития изученных отложений, можно предположить, что в венде-раннем кембрии карбонаты араошейской и горлыкской свиты Тункинских гольцов, накапливались в северо-восточной части Тувино-Монгольского массива (в современных координатах). На остальных частях массива в

это время накапливались мелководные карбонатные отложения боксонской и хубсугульской серий. Закрытие осадочного бассейна, вероятно завершилось в среднем кембрии, а в раннем ордовике венд-кембрийские осадочные породы уже были прорваны гранитоидами. В ходе раннекаледонских тектонических событий породы Тувино-Монгольского массива и Тункинского террейна были существенно деформированы и частично метаморфизованы, что спровоцировало перестройку U-Pb изотопной системы доломитов араошейской свиты и как следствие омоложению их возраста.

Авторы благодарны Е.Ф. Летниковой и С.И. Дрилю за их конструктивные замечания, улучшившие работу.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ [проект № 19-05-00986], темы НИР [FMUW-2021-0003].

ЛИТЕРАТУРА

Арсентьев В. П., Волколаков Ф. К. Протерозойские образования Восточного Саяна. Геология СССР, М.: Недра, 1964, т. 35, ч. 1, с. 69-87.

Бабин Г. А. Легенда Алтае-Саянской серии листов для Госгеолкарты масштаба 1:1000000 (третье издание). Новокузнецк, 2006.

Беличенко В.Г., Боос Р.Г. Проблемы стратиграфии докембрия и раннего палеозоя восточной части Восточного Саяна и прилегающих районов Хамар-Дабана. Проблема возраста геологических образований Восточной Сибири, итоги и дальнейшие направления исследований с целью подготовки к изданию Геолкарты-50 // Иркутск, 1984, с. 15-20.

Беличенко В.Г., Бутов Ю.П., Боос Р.Г., Постников А.А., Скляр Е.В. Структурно-формационное районирование палеозой юго-восточной части Саяна // Эндогенные процессы и оруденение в Забайкалье: Сб. статей, Улан-Удэ, 1986, с. 59-68.

Беличенко В. Г., Резницкий Л. З., Гелетий Н. К., Бараш И. Г. Тувино-Монгольский массив и его восточное обрамление // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков (Матер. Всероссийской научной конф.) // Иркутск, 2002, с. 19-21.

Беличенко В. Г., Резницкий Л. З., Гелетий Н. К., Бараш И. Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика, 2003, № 6, с. 554-565.

Боос Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1991, 144 с.

Бутов Ю.П., Минина О.Р., Неберихина Л.М., Трегуб Т.Ф., Катюха Ю.П. Сагансайрская свита — эталон позднепалеозойско-мезозойской молассы Бурятского Восточного Саяна // Вестн. Воронеж. ун-та, Геология, 2001, № 12, с. 87-101.

Вишневская И.А., Летникова Е.Ф. Хемостратиграфия венд-кембрийских карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Геология и геофизика, 2013, Т, 54, № 6, с. 741-763.

Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Лист М-47-VI. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. Сост. А. Л. Самбург, ред. В. П. Арсентьев. – М.: Недра, 1968, 52 с.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Сачава А.В., Турченко Т.Л. Изотопный состав стронция в карбонатных породах

риффея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1995, т. 3, № 1, с. 3-33.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Ножкин А.Д., Азимов П.Я., Каурова О. К. Изотопный состав Pb, Sr, O и C в метакарбонатных породах дербинской свиты (Восточный Саян): хеомстратиграфическое и геохронологическое значение // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2016, т. 24, № 1, с. 3-22.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Азимов П.Я., Дубинина Е.О., Васильева И.М., Ризванова Н.Г. Sr- и C-изотопная хеомстратиграфия метакарбонатных пород палеопротерозойской сортавальской серии, Фенноскандинавский щит, Северное Приладожье // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2021, т. 29, № 2, с. 3-22.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 [третье поколение]. Алдано-Забайкальская серия. Лист М-48. Улан-Удэ. Объяснительная записка, – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009.

Государственная геологическая карта (третье поколение) масштаба 1:1000000. Серия Алтае-Саянская. Лист М-47. Кунгуртуг. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011.

Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Глорие С., Й. де Граве, Фидлер М.А., Измер А. Соотношение ордовикских и каменноугольно-пермских коллизионных событий в юго-восточной части Тункинских гольцов Восточного Саяна (юго-западное обрамление Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 12, с. 2075-2086

Каурова О. К., Овчинникова Г. В., Горохов И. М. U-Th-Pb систематика докембрийских карбонатных пород: определение возраста формирования и преобразования карбонатных осадков // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010, т. 18, № 3, с. 27-44.

Кочнев Б.Б., Кузнецов А.Б., Покровский Б.Г., Ситкина Д.Р., Смирнова З.Б. С- и Sr-изотопная хеомстратиграфия и Pb-Pb возраст карбонатных отложений Вороговской серии (неопротерозой), северо-запад Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2019, т. 27, № 5, с. 97-112.

Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф., Терлеев А.А., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. Sr изотопная хеомстратиграфия карбонатных отложений енисейской серии, хребет Азыртал восточного склона Кузнецкого Алатау // ДАН, 2009, т. 424, № 4, 510-516.

Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Константинова Г.В., Кутявин Э.П., Гелетий Н.К. Sr хеомстратиграфия карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Д АН, 2010, т. 432, № 3, с. 350-355.

Кузнецов А. Б., Семихатов М. А., Горохов И. М. Возможности стронциевой изотопной хемотратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя [рифей и венда] // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2014, т. 22, № 6, с. 3-25.

Кузнецов А. Б., Васильева И. М., Ситкина Д. Р., Смирнова З. Б., Каурова О. К. Возраст карбонатных пород и фосфоритов в чехле Тувино-Монгольского микроконтинента // ДАН, 2018, т. 479, №1, с. 44-48.

Кузнецов А.Б., Кочнев Б.Б., Васильева И.М., Овчинникова Г.В. Верхний рифей Енисейского кряжа: Sr-хемотратиграфия и Pb-Pb возраст известняков тунгусикской и широкинской серий // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2019, т. 27, № 5, с. 46-62.

Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Азимов П.Я., Дубинина Е.О. Sr- и C-хемотратиграфический потенциал палеопротерозойских осадочных карбонатов в условиях среднетемпературного метаморфизма: мрамора Рускеалы, Карелия // Петрология, 2021, т. 29, № 2, с. 172-194.

Кузьмичев А.Б. Тектоническое значение палеозойского гранитного магматизма в байкалидах тувино-монгольского массива // Геотектоника, 2000, № 6, с. 76.

Кузьмичев А. Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.

Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. Карбонатные отложения венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Литология и полезные ископаемые, 2005, № 2, с. 192-204.

Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Терлеев А.А., Вишневская И.А., Константинова Г.В. Геохимические и изотопные [Sr, C, O] характеристики венд-кембрийских карбонатных отложений хр. Азыр-Тал (Кузнецкий Алатау): хемотратиграфия и обстановки седиментогенеза // Геология и геофизика, 2011б, т. 52, № 10, с. 1466-1487.

Летникова Е. Ф., Школьник С. И., Летников Ф. А., Караковский Е. А., Костицын Б. А., Вишневская И. А., Резницкий Л. З., Иванов Ал. Вл., Прошенкин А. И. Основные этапы тектоно-магматической активности Тувино-Монгольского микроконтинента в докембрии: данные U–Pb датирования цирконов // ДАН, 2017, т. 474, № 5, с. 599-604.

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. Геологическая 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. Геологическая корреляция, 2007, т. 15, № 4, с. 20-33.

Овчинникова Г. В., Кузнецов А. Б., Горохов И. М., Летникова Е. Ф., Каурова О.К. Pb-Pb возраст и Sr-хемостратиграфия известняков сорнинской свиты, хребет Азыр-Тал Кузнецкого Алатау // ДАН, 2011, т. 437, № 2, с. 220-223.

Овчинникова Г. В., Кузнецов А. Б., Васильева И. М., Горохов И. М., Летникова Е.Ф. U-Pb возраст и Sr-изотопная характеристика надтиллитовых известняков неопротерозойской цаганоломской свиты, бассейн р. Дзабхан, Западная Монголия // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2012, т. 20, № 6, с. 28-40.

Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф., Самыгин С.Г. Изотопная стратиграфия боксонской серии, венд - кембрий Восточного Саяна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999, т. 7, № 3, с. 23-41.

Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Бараш И.Г., Беличенко В.Г., Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Ковач В.П. Верхняя возрастная граница аккреции террейнов северо-западной части восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2007, т. 414, № 4, с. 79-83.

Резницкий Л.З., Травин А.В., Беличенко В.Г., Школьник С.И., Бараш И.Г., Летникова Е.Ф. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст полифациального метаморфизма осадочно-вулканогенных толщ Тункинских гольцов (Восточный Саян) // ДАН, 2013, № 6, с. 684-688.

Резницкий Л. З., Демонтёрова Е. И., Бараш И. Г., Ц.-Х. Хунг, С.-Л. Чунг. Нижний возрастной предел и источники метатерригенных пород аллохтона Тункинских гольцов (Восточный Саян) // ДАН, 2015, т. 461, № 6, с. 691-695.

Роцектаев П. А., Катюха Ю. П., Рогачев А. М. Основные черты стратиграфии юго-восточной части Восточного Саяна // Стратиграфия позднего докембрия и палеозоя Средней Сибири, Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983, с. 19-43.

Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Каурова О.К., Петров П.Ю. Pb-Pb изохронный возраст и Sr-изотопная характеристика верхне-юдомских карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Восточная Сибирь)

// ДАН, 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 хемостратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004, т. 12, № 5, с. 3-28.

Ситкина Д.Р., Кузнецов А.Б., Смирнова З.Б. Возраст карбонатных пород агарингольской свиты (Северная Монголия): возможности Pb-Pb датирования // Вестник Санкт-Петербургского университета, Науки о Земле, 2017, т. 62, № 2, с. 192-208.

Скрипников М.С., Кузнецов А.Б., Ветлужских Л.И., Каурова О.К. Видовое разнообразие археоциат и Sr-хемостратиграфия нижнего кембрия Удино-Витимской и Байкало-Муйской зон // Доклады РАН. 2021. Т. № . С. в печати.

Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М.: Научный мир, 2002, 175 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989, 590 с.

Хоментовский В.В. О вмыве мелких окаменелостей в древние толщи и связанных с ними проблемах стратиграфии // Геология и геофизика, 1985, № 1, с. 6-12.

Школьник С.И., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Бараш И.Г. Геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая типизация метавулканитов Тункинского террейна (Байкало-Хубсугульский регион) // Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 9, с. 1013-1024.

Школьник С.И., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Высокомагнезиальные пикрит-базальтовые ассоциации Тункинского террейна (Байкал-Хубсугульский регион) как индикатор спрединга окраинного бассейна // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 2, с. 203-218.

Школьник С. И., Летникова Е. Ф., Беличенко В.Г., Прошенкин А. И., Geng Н., Вещева С. В., Левин А. В. U-Pb датирование методом LA-ISP-MS детритовых цирконов из метатерригенных отложений венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента (Тункинские Гольцы, Восточный Саян) // ДАН, 2014, т. 454, № 4, с. 1-4.

Школьник С.И., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Аносова М.О. Источники сноса вендских высокоглинземистых пород Тункинских гольцов, Восточный Саян: результаты изотопных, геохимических и минералогических исследований // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2020, т.28, № 3, с. 27-47.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид центрально-азиатского складчатого пояса // ДАН, 2003, т. 389, № 3, с. 354-359.

Derry L.A., Brasier M.D., Corfield R.M., Rozanov, A. Y., & Zhuravlev, A. Y. Sr and C isotopes in the Lower Cambrian carbonates from the Siberian craton: a paleoenvironmental record during the “Cambrian explosion” // Earth Planet. Sci. Lett, 1994, v, 128, № 3/4, p. 671–681.

Vermeesch P. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // Geosciences frontiers, 2018, v. 9, p. 1479-1493.

Vladimirov A.G., Gibsher A.S., Izokh A.E., Rudnev S.N. Early paleozoic granitoid batholiths of central asia: abundance, sources, and geodynamic formation conditions // Doklady Earth Sciences, 1999, t. 369 a, c. 1268-1271.

Halverson, G.P., Hurtgen, M.T., Porter, S.M., Collins, A.C. Neoproterozoic–Cambrian biogeochemical evolution. In: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P., Frimmel, H. (Eds.), Neoproterozoic–Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: A Focus on Southwestern Gondwana, Dev. Precambrian Geol, 2010, v. 16, Elsevier, p. 351–356.

Ishikawa, T., Ueno, Y., Komiya, T., Sawaki, Y., Han Jian, Shu Degan, Li Yong, Maruyama, S., and Yoshida, N. Carbon isotope chemostratigraphy of a Precambrian/Cambrian boundary section in the Three Gorge area, South China: Prominent global-scale isotope excursions just before the Cambrian explosion: Gondwana Research, 2008, v. 14, p. 193–208.

Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B., Kroner A., Gibsher A.S., Didenko A.N., Degtyarev K.E., Fedotova A.A. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // Precambrian Research, 2003, v. 122, p. 329–358.

Kouchinsky, A., Bengtson, S., Missarzhevsky, V.V., Pelechaty, S., Torssander, P., Val'kov, A.K. Carbon isotope stratigraphy and the problem of a preTommotian Stage in Siberia: Geological Magazine, 2001, v. 138, p. 387–396.

Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Kaurova O.K., Konstantinova G.V., Letnikova E.F. Age constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from combined Sr isotopes and Pb-Pb dating of carbonates from the Baikal type section, southeastern Siberia // Journal of Asian Earth Sciences, 2013, v. 62, p. 51-66.

Maloof, A.C., Schrag, D.P., Crowley, J.L., Bowring, S.A. An expanded record of Early Cambrian carbon cycling from the Anti-Atlas margin, Morocco: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2005, v. 42, p. 2195–2216.

Maloof, A.C., Ramezani, J., Bowring, S.A., Fike, D.A., Porter, S.M., Mazouad, M. Constraints on Early Cambrian carbon cycling from the duration of the Nemakit-Daldynian–Tommotian boundary $\delta^{13}\text{C}$ shift, Morocco: *Geology*. 2010a. V. 38. P. 623–626.

Pfänder J.A., Kröner A. Tectono-magmatic evolution, age and emplacement of the Agardagh Tes-Chem ophiolite in Tuva, Central Asia: Crustal growth by island arc accretion. In: T. Kusky (Ed.). *Precambrian ophiolites and related rocks*. Elsevier. Amsterdam, 2004, p. 207–221.

Saltzman M.R., Thomas E. Carbon isotope stratigraphy // *The Geologic Time Scale*, v. 1, Elsevier, 2012, p. 207-232.

Рис. 1. А) Упрощенная геологическая карта Тувино-Монгольского массива (ТММ) и Тункинского террейна [по Кузьмичев, 2004]. 1 – рифейский складчатые толщи ТММ; 2 – Китайская зона; 3 – венд-кембрийские карбонатные породы ТММ; 4 – рифейские карбонатные породы; 5 – архейские гранито-гнейсы Гарганской глыбы; 6 – Мунку-Сардыкский массив; 7 – тоналиты Сумсунурского комплекса; 8 – Тункинский террейн; 9 – Хамардабанский террейн; 10 – Тункинская долина. Б) Подробная геологическая карта юго-восточной части Восточного Саяна [по ГК 1:1000000, листы М-47, М-48, N-47, N-48 с дополнениями]. 1 – Китайский комплекс; 2 – хангарульская свита; 3 – Ильчирский комплекс; 4 – ильчирская свита; 5 – безымянная свита; 6 – сархойская серия; 7 – боксонская серия; 8 – горлыкская свита; 9 – Зунмурунский комплекс; 10 – барунгольская свита; 11 – Урикский комплекс; 12 – сагансайрская свита; 13 – нарингольская свита; 14 – четвертичные отложения; 15 – места отбора образцов.

Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка отложений араошейской свиты [по Боос, 1991, с дополнениями] с положением исследованных образцов карбонатных пород. 1 – массивные светло-серые известняки; 2 – углеродистые известняки темно-серого цвета; 3 – светло-серые мрамора с вкраплениями рудного минерала; 4 – светло-серые массивные доломиты с прослоями и стяжениями кремней; 5 – пробы для геохронологического исследования.

Рис. 3. а) Известняк, структура крупнозернистая, текстура массивная, кальцит (Cal), мусковит (Ms). Фотография шлифа S16-5, при введенном анализаторе; б) Известняк, структура крупнозернистая, текстура массивная, кальцит (Cal), тонко рассеянное углеродистое вещество ($C_{орг}$). Фотография шлифа S16-7, без анализатора; в) Доломит, структура среднезернистая, текстура массивная, доломит (Dol), кварц (Qz), мусковит (Ms). Фотография шлифа S16-18, при введенном анализаторе; г) Призматическое зерно амфибола (Amf) в крупнозернистом кальцитовом прожилке. Фотография шлифа S16-25, при введенном анализаторе.

Рис. 4. Соотношения $\delta^{13}C-\delta^{18}O$, $Mg/Ca-\delta^{18}O$, $Mn/Sr-^{87}Sr/^{86}Sr$ и $Fe/Sr-^{87}Sr/^{86}Sr$ для карбонатных осадочных пород араошейской свиты. Желтые – известняки, синие – доломиты.

Рис. 5. График отношений $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$ для карбонатных пород араошейской свиты и вычисленный возраст по 22 образцам известняков и 5 образца доломитов.

Рис. 6. а) Возраст араошейской свиты по данным C и Sr изотопной хемотратиграфии. Пунктирная линия – кривая вариаций изотопного состава Sr по [Кузнецов и др., 2014], серое поле – вариации $\delta^{13}C$ по [Saltzman M.R. and Thomas E., 2012]. Стрелкой выделено возможное положение араошейских карбонатов; б) Подробный фрагмент кривой значений $\delta^{13}C$ для томмотского и атдабанского ярусов нижнего кембрия по Maroof et. al., 2005], синее поле-карбонаты Сибирской платформы [Kirschvink et. al., 1991; Kouchinsky et. al., 2001, 2005, 2007]; серое поле - Марокко [Malooof et. al., 2005, 2010a]; красное поле – Китай [Ishikawa et. al., 2008].

Рис. 7. Сводные стратиграфические колонки араошейской и горлыкской свит [по Боос, 1991], Боксонской серии (стратотип) [по Покровский и др., 1999]. Вариации

изотопного состава Sr и корреляция карбонатных пород арашейской свиты с другими карбонатными формациями Восточного Саяна. 1. Известняки светло-серые; 2. Доломиты; 3. Известняки углеродистые; 4. Мрамора с включениями рудного минерала; 5. Доломиты с прослоями и стяжениями кремней; 6. Строматолиты; 7. Трилобиты и брахиоподы; 8. Доломиты с прослоями алевритистых сланцев; 9. Микрофитолиты; 10. Археоциаты; 11. Кварцевые песчаники;; 12. Конгломераты; 13. Изотопный состав Sr известняков; 14. Изотопный состав Sr доломитов.

Табл. 1. Геохимические данные для карбонатных пород араошейской свиты.

Образец	Тип породы	СП, %	Ca%	Mg%	Mn, мкг/г	Fe, мкг/г	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr
S16-1	И	4.2	39.1	2.4	21	146	0.06	0.01	0.04
S16-2	Д	3.0	20.7	12.3	18	188	0.60	0.23	2.46
S16-3	И	7.6	36.0	2.4	89	467	0.07	0.05	0.27
S16-4	И	8.5	36.2	2.1	57	269	0.06	0.03	0.14
S16-5	И	3.1	38.1	1.1	278	209	0.03	0.17	0.13
S16-6	И	3.0	35.9	1.6	290	196	0.04	0.19	0.13
S16-7	И	2.5	40.6	0.1	30	127	0.00	0.03	0.13
S16-8	И	3.6	40.5	1.3	32	251	0.03	0.01	0.09
S16-9	И	4.8	39.7	1.4	44	536	0.03	0.03	0.35
S16-10	И	3.4	38.2	2.3	30	1588	0.06	0.02	1.29
S16-11	И	2.5	40.0	1.0	13	138	0.03	0.01	0.12
S16-12	И	2.9	39.5	1.4	20	462	0.04	0.02	0.39
S16-13	И	1.5	39.5	1.3	18	150	0.03	0.02	0.12
S16-14	Д	2.1	21.1	12.5	26	259	0.59	0.29	2.89
S16-15	Д	1.4	21.1	12.7	14	262	0.60	0.09	1.67
S16-17	Д	1.1	17.0	10.4	14	571	0.61	0.10	3.77
S16-18	Д	1.8	22.6	11.6	23	361	0.51	0.21	3.27
S16-20	Д	1.7	21.1	12.8	21	433	0.61	0.24	4.91
S16-21	Д	2.8	21.3	12.6	19	539	0.60	0.18	5.24
S16-22	Д	1.5	20.9	12.9	66	277	0.61	0.22	0.94
S16-23	Д	6.0	24.7	14.0	57	916	0.57	0.04	0.57
S16-24	И	2.0	40.4	1.1	19	-	0.03	0.00	0.00
S16-25	И/Д	3.8	34.4	5.4	29	497	0.16	0.09	1.59
S16-26	И	2.5	40.7	1.3	36	530	0.03	0.02	0.33
S16-27	Д	2.7	22.2	13.9	23	269	0.63	0.26	3.04
S16-28	Д	5.7	21.8	13.7	27	304	0.63	0.30	3.44
S16-29	Д	0.9	21.9	13.8	28	218	0.63	0.20	1.57
S16-30	И	1.4	41.3	1.0	17	165	0.02	0.05	0.46
S16-31	Д	1.4	21.5	13.8	60	647	0.64	0.41	4.35
S16-32	Д	1.0	21.7	14.1	98	1371	0.65	0.57	7.89
S16-33	Д	2.0	22.2	14.0	90	1199	0.63	1.39	18.53
S16-34	Д	1.1	21.4	13.8	97	1372	0.64	0.57	8.07
S16-35	И	83.9	11.6	0.9	26	295	0.08	0.44	4.98

Примечание. И – известняк; Д – доломит; СП - доля силикокластической примеси

Табл. 2. Содержание Sr и изотопные составы Sr, C, O в карбонатных породах араошейской свиты.

Образец	Тип породы	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\delta^{13}\text{C}$, PDB	$\delta^{18}\text{O}$, PDB
S16-1	И	-	-	0	-9.3
S16-2	Д	76	-	-2.8	-5.3
S16-3	И	1729	-	0	-5.4
S16-4	И	1924	-	0.5	-4.6
S16-5	И	1626	0.70863	0.2	-5.4
S16-6	И	1513	-	0.4	-4.5
S16-7	И	970	0.70859	0.5	-5.1
S16-8	И	2647	0.70857	2.3	-4.9
S16-9	И	1532	0.70864	1.8	-5.1
S16-10	И	1233	0.70857	0.6	-5.0
S16-11	И	1150	0.70851	1.0	-4.7
S16-12	И	1199	0.70862	0.8	-4.7
S16-13	И	1200	0.70861	0.9	-5.3
S16-14	Д	89	0.70844	-0.9	-5.9
S16-15	Д	157	0.70846	-2.1	-6.2
S16-17	Д	151	0.70849	-2.4	-7.0
S16-18	Д	110	0.70853	-	-
S16-20	Д	88	-	-3.1	-5.1
S16-21	Д	103	-	-1.6	-7.6
S16-22	Д	295	-	-2.3	-7.9
S16-23	Д	1594	-	0.5	-12.9
S16-24	И	-	-	-0.3	-11.2
S16-25	И/Д	313	-	-2.4	-5.4
S16-26	И	1589	0.70857	1.8	-5.8
S16-27	Д	88	0.70880	-2.1	-5.9
S16-28	Д	89	-	-2.4	-5.5
S16-29	Д	139	0.70852	-3.1	-5.4
S16-30	И	360	0.70826	-0.6	-7.1
S16-31	Д	149	0.70886	-3.9	-5.9
S16-32	Д	174	0.70886	-2.9	-6.6
S16-33	Д	65	0.70882	0.3	-6.1
S16-34	Д	170	0.70855	-2.0	-5.2
S16-35	И	59	0.70857	1.9	-5.9

Табл. 3. Изотопные данные для карбонатных пород араошейской свиты.

Номер образца	Тип породы	Фракция	Доля нерастворимого остатка, %	Pb, мкг/г	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
S16-5	И	ЕСС	2.6	0.6	27.959	16.119
		L1	35.7		26.143	15.988
		L2	30.9		26.808	16.043
		L3	31.9		30.657	16.274
S16-6	И	L1	35.5		31.050	16.302
		L2	30.6		29.347	16.186
		L3	31.4		33.745	16.425
S16-7	И	ЕСС	4.7	0.1	21.403	15.742
S16-8	И	ЕСС	4.5	0.5	21.344	15.733
S16-9	И	ЕСС	6.5	1.1	19.435	15.637
S16-10	И	L1	36.9		27.179	16.089
		L2	30.2		26.793	16.047
		L3	30.1		29.771	16.196
S16-11	И	ЕСС	1.6	0.4	23.487	15.863
		L1	37.6		23.462	15.872
		L2	34.7		23.256	15.846
		L3	26.9		23.348	15.865
S16-12	И	L1	39.9		25.480	15.984
		L2	32.9		26.549	16.041
		L3	24.3		31.795	16.290
S16-13	И	ЕСС	2.9	0.1	25.560	15.986
		L1	38.2		24.046	15.880
		L2	34.4		23.827	15.884
		L3	26.3		25.226	15.935
S16-14	Д	ЕСС	2.0	0.1	22.015	15.797
S16-15	Д	ЕСС	1.9	0.1	92.675	19.694
S16-17	Д	ЕСС	2.0	0.1	85.334	19.314
S16-18	Д	ЕСС	1.5	0.1	32.544	16.400
S16-26	И	ЕСС	3.2	0.7	19.238	15.614
S16-27	Д	ЕСС	2.7	0.1	48.156	17.278
S16-35(а)	И	-	-	-	30.979	16.258
	А	-	-	-	34.572	16.454
S16-35(б)	И	-	-	-	30.900	16.257
	А	-	-	-	32.746	16.354

Примечание. И – известняк; Д – доломит; А – амфибол; ЕСС – валовая карбонатная составляющая образцов; L1–L3 – карбонатные фракции, полученные ступенчатым растворением в 1 N HCl; прочерк – нет определений.













