

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 551.72:550.42

ИЗОТОПНАЯ ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ И U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-МУЙСКОЙ ГЛЫБЫ

И.А. Вишневецкая^{1, 2, 4}, Е.Ф. Летникова¹, Н.А. Каныгина³, А.И. Прошенкин¹,
Н.Г. Солошенко⁴, Е.В. Ветров¹, В.Ю. Киселева¹

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

³ Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер, 7, Россия

⁴ Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, Россия

Проведено U-Pb датирование детритовых цирконов песчаников мамаканской свиты и получены геохимические и изотопные характеристики карбонатных отложений янгудской свиты венд-кембрийского чехла Северо-Муйского континентального блока. Установлено, что источниками сноса терригенного материала являлись только неопротерозойские (630—915 млн лет) породы Северо-Муйской глыбы. Показано, что в наименее измененных карбонатных породах янгудской свиты отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьирует в интервале 0.70814—0.70879, значение $\delta^{13}\text{C}$ изменяется от -0.4 до +1.9 ‰. Сопоставление полученных изотопных характеристик с таковыми в карбонатных породах типовых разрезов венда—кембрия показало, что карбонатные отложения янгудской свиты накапливались в раннем кембрии около 520 млн лет назад. Седиментация отложений мамаканской и янгудской свит происходила в венде—раннем кембрии в локальном осадочном бассейне при отсутствии тектонической активности в пределах Северо-Муйской глыбы. При этом поступление обломочного материала, образующегося при разрушении пород фундамента и чехла Сибирской платформы, в бассейн не происходило.

Пассивная континентальная окраина, изотопная хемотратиграфия, U-Pb датирование обломочных цирконов, источники сноса, реконструкции, Сибирская платформа.

ISOTOPE STRATIGRAPHY AND U-Pb DATING OF DETRITAL ZIRCONS
FROM THE VENDIAN-CAMBRIAN DEPOSITS OF THE NORTH MUYA BLOCK

I.A. Vishnevskaya, E.F. Letnikova, N.A. Kanygina, A.I. Proshenkin,
N.G. Soloshenko, E.V. Vetrov, and V.Yu. Kiseleva

U-Pb dating of detrital zircons from the sandstones of the Mamakan Formation has been made. Geochemical and isotope parameters of the carbonate deposits of the Yanguda Formation in the Vendian-Cambrian cover of the North Muya continental block have been estimated. It has been established that only the Neoproterozoic (630–915 Ma) rocks of the North Muya block were the provenances of terrigenous material. In the least altered carbonate rocks of the Yanguda Formation, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio is within 0.70814–0.70879 and $\delta^{13}\text{C}$ varies from -0.4 to +1.9‰. Comparison of the evaluated isotope parameters with those of carbonate rocks of typical Vendian-Cambrian sections shows that the carbonate deposits of the Yanguda Formation accumulated in the Early Cambrian, about 520 Ma. Sedimentation of the Mamakan and Yanguda Formations took place in the local sedimentary basin in the Vendian-Early Cambrian, in the absence of tectonic activity within the North Muya block. Detrital material that formed during the destruction of the rocks of the Siberian Platform basement and cover was not supplied into the basin.

Passive continental margin, isotope chemostratigraphy, U-Pb dating of detrital zircons, provenances, reconstructions, Siberian Platform

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) выделяют крупные тектонические единицы — микроконтиненты. Изучение отложений их осадочных чехлов позволяет реконструировать этапы развития этих структур [Летникова и др., 2016, 2017]. Изотопно-геохимические характеристики и

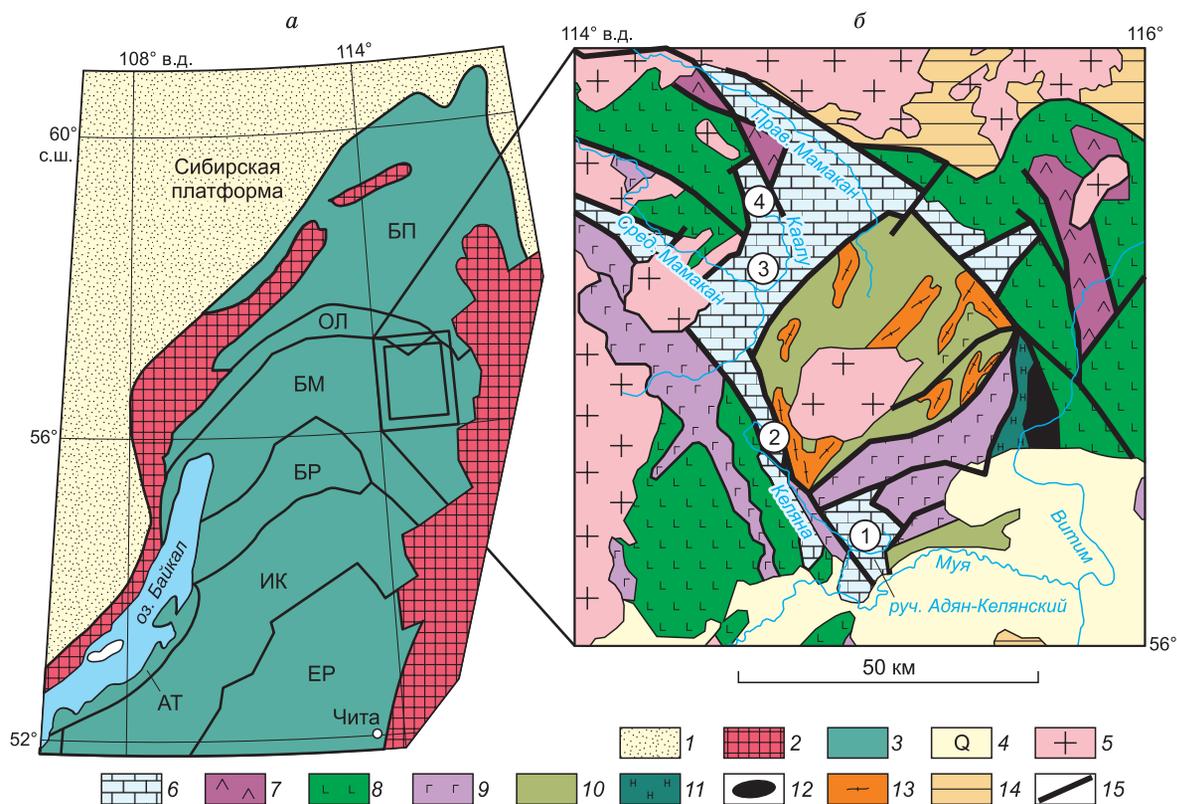


Рис. 1. Тектоническое районирование Восточного Забайкалья (по данным [Зорин и др., 2009] с упрощениями) (а) и геологическая схема Анамакит-Муйского междуречья Витимского плоскогорья (по данным [Зорин и др., 2009] с упрощениями) (б).

Цифры в кружках — места отбора проб: 1 — стратотипический разрез янгудской свиты по руч. Адян-Келянский, 2 — разрез мамаканской и янгудской свит по руч. Золотой; 3 — основание разреза янгудской свиты по р. Каалу в 2 км от слияния с р. Келяня, 4 — средняя часть разреза янгудской свиты в верховье р. Каалу. 1 — осадочный чехол Сибирской платформы; 2 — выходы фундамента Сибирской платформы; 3 — структурные единицы Саяно-Байкальской складчатой области: БП — Байкало-Патомская зона, ОЛ — Олоkitская подзона, БМ — Байкало-Муйский пояс, БР — Баргузинский блок, ИК — Икатский блок, ЕР — Еравнинская зона, АТ — Ангинско-Таланчанская зона; 4 — четвертичные отложения; 5 — позднепалеозойские интрузии; 6 — терригенно-карбонатный комплекс; 7 — падринский вулканоплутонический комплекс; 8 — позднерифейские гипабиссальные и вулканогенные образования; 9 — усть-келянский вулканогенный (базальт-риолитовый) комплекс; 10 — джалтукская толща кристаллических сланцев, амфиболитов и гнейсов; 11 — надпорожная вулканогенно-осадочная и шаманская карбонатно-сланцевая толщи; 12 — парамский комплекс гипербазитов; 13 — илеирский комплекс синметаморфических гранитогнейсов; 14 — смежные структуры Байкало-Муйского пояса; 15 — тектонические швы с различной кинематической составляющей.

данные U-Pb датирования детритовых цирконов терригенных пород дают возможность восстановить состав и возраст пород питающих провинций и основные этапы тектономагматической активизации в их пределах. На основе данных Sr- и C-изотопной стратиграфии можно оценить временной интервал накопления шельфовых карбонатных отложений и установить этап стабилизации этих структур.

Одной из активно обсуждаемых тектонических единиц Центрально-Азиатского складчатого пояса является Северо-Муйская глыба (рис. 1). Одни исследователи относят ее к раннекембрийскому континентальному блоку [Грудинин и др., 2002], в том числе претерпевшему ремобилизацию в неопротерозое [Ярмолюк и др., 2012; Shatsky et al., 2015]. Однако существует противоположная точка зрения на происхождение Северо-Муйской глыбы. Считается, что глыба представляет собой комплекс неопротерозойских островодужных образований, которые впоследствии были перекрыты венд-кембрийскими шельфовыми отложениями [Зорин и др., 2009]. В пользу этого утверждения указывают также результаты исследования, где установлено, что источниками сноса неопротерозойских тулуинской и усть-келянской свит Анамакит-Муйской зоны Байкало-Муйского складчатого пояса послужили породы островодужных магматических ассоциаций не древнее 1 млрд лет [Дмитриева и др., 2013].

При реконструкции завершающего этапа эволюции Северо-Муйской глыбы как самостоятельной единицы были изучены породы шельфовых венд-кембрийских отложений мамаканской и янгудской свит. Методом C- и Sr-изотопной стратиграфии для карбонатных пород янгудской свиты был установ-

лен временной интервал формирования этих отложений. U-Pb датирование обломочных цирконов из песчаников мамаканской свиты позволило определить возраст пород источников сноса.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Северо-Муйская глыба входит в состав Анамакит-Муйской зоны Байкало-Муйского пояса, имеет гетерогенное строение, в ее пределах выделяются комплексы пород с возрастом от архея до раннего палеозоя [Салоп, 1964]. Раннедокембрийские породы достоверно в ее строении не установлены, на их присутствие указывают Sm-Nd изотопные данные неопротерозойских гранитоидов и риолитов. Модельный возраст этих пород варьирует от 2.1 до 2.9 млрд лет при ϵ_{Nd} от -10.4 до -17.6 [Рыцк и др., 2011]. Предполагается, что неопротерозойские вулканогенно-осадочные образования парамской серии трансгрессивно залегают на архейских и протерозойских породах и отделены от последних крупным перерывом и структурно-метаморфическим несогласием. В объеме свиты выделены риолиты с возрастом 824 ± 2 млн лет [Рыцк и др., 2001]. На юге Северо-Муйской глыбы породы парамской серии перекрываются метавулканитами усть-келянской свиты. При этом установлено, что протолитом пород последних служили породы океанических дуг без вклада древнекорового материала [Дмитриева и др., 2013]. Синметаморфические гнейсограниты илеирского комплекса (784 ± 6 и 786 ± 9 млн лет [Рыцк и др., 2001]) фиксируют этап метаморфизма и деформации, которым в том числе были подвергнуты плагиограниты муйского комплекса (812 ± 19 млн лет [Рыцк и др., 2011]). Выше усть-келянской толщи с резким угловым и метаморфическим несогласием залегают вулканогенно-осадочные образования тулуинской толщи, представленные метаморфизованными конгломератами, песчаниками, алевролитами, полевошпат-кварц-серицитовыми сланцами, переслаивающимися с туфами и кислыми эффузивами. Степень преобразования пород тулуинской толщи не превышает начальной ступени зеленосланцевого метаморфизма [Салоп, 1964], что указывает на их накопление после метаморфических событий на рубеже 780 млн лет. В пределах Анамакит-Муйской зоны Байкало-Муйского пояса были выделены тела неопротерозойских эклогитов [Шацкий и др., 2014]. Их возраст определен как вендский в 653 ± 21 млн лет. В продолжение этих исследований проведено датирование цирконов из эклогитов и вмещающих их гнейсов и установлено присутствие мезоархейской коры в строении Анамакит-Муйской зоны Байкало-Муйского пояса [Shatsky et al., 2015]. Эти данные и результаты Sm-Nd изотопных исследований неопротерозойских гранитоидов и риолитов в пределах Северо-Муйской глыбы позволяют относить этот террейн к древним континентальным блокам.

Докембрийские образования перекрыты практически неметаморфизованными терригенно-карбонатными отложениями венда—кембрия, представленными породами мухтунной, мамаканской и янгудской свит. Последние два подразделения были изучены в разрезах, обнаженных во врезках водотоков р. Каалу, ручьев Адян-Келянский, Адян-Парамский и Золотой в пределах Северо-Муйской глыбы.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Породы мамаканской свиты лежат с резким угловым несогласием на осадочно-вулканогенных отложениях мухтунной свиты. В основании мамаканской свиты прослеживается выдержанный горизонт конгломератов с хорошо окатанной галькой в песчаном матриксе базального типа (рис. 2). Преобладают крупные обломки белого кварца при подчиненном количестве литокластов вулканических и метаморфических пород. Выше по разрезу с уменьшением размера зернистости терригенных пород мамаканской свиты увеличивается доля обломков кварцевого состава, и лишь в верхней части разреза отмечен кварц-биотит-полевошпатовый мелкозернистый песчаник (рис. 3, а). Для песчаников отмечена косая слоистость при преобладании массивной текстуры (см. рис. 3, б). Мощность свиты составляет 40 м. Все отложения мамаканской свиты весьма слабо метаморфизованы, что выражено в появлении небольшого количества новообразований серицита в глинисто-песчаном цементе песчаников и конгломератов и перекристаллизации отдельных участков кварцевого цемента. В верхнем горизонте полимиктовых песчаников (левый борт руч. Золотой, $56^{\circ}37'50.6''$ с.ш., $114^{\circ}37'46.0''$ в.д.) была отобрана проба для проведения U-Pb датирования обломочных цирконов. В верхней части разреза породы мамаканской свиты постепенно переходят в карбонатные отложения янгудской свиты.

Янгудская свита сложена в основном светлыми, серыми и темно-серыми доломитами и известняками (см. рис. 2). В основании свиты проявлена линзовидно-полосчатая слоистость с мощностью каждого слоя 5—10 м (до 20 м). Доля терригенного материала в отложениях этой свиты невелика, наибольшие его содержания приурочены к основанию свиты и концентрируются в первых метрах желтых мергелей. Выше по разрезу залегает монотонная пачка брекчированных доломитов (см. рис. 3, з). Выделяются горизонты калькаренитов и кальцрудитов. В значительном количестве распространены горизонты строматолитов, пологоволнистых микробиальных матов (см. рис. 3, д) и онколитов (см. рис. 3, е), разви-

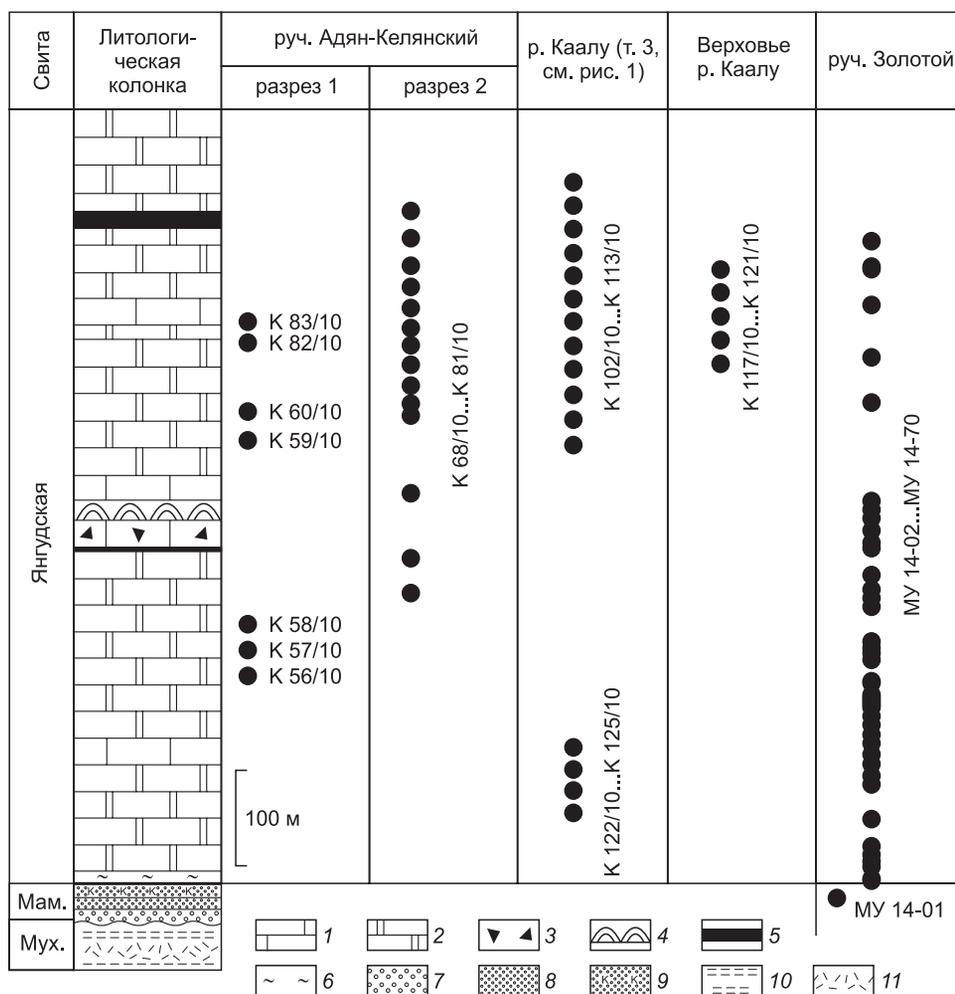


Рис. 2. Строение венд-кембрийских отложений Муйского блока и схема отбора образцов по разрезам на изотопные исследования.

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — брекчированные разности; 4 — строматолиты; 5 — горизонт буро-красных мергелистых доломитов; 6 — желтые мергели; 7 — гравелиты; 8 — песчаники; 9 — песчаники с фрагментами кварца; 10 — сланцы; 11 — метаморфизованные эффузивы.

тие двух последних ограничивалось уровнем моря в мелководной зоне, о чем также свидетельствуют трещины усыхания. В средней части разреза преобладают темно-серые до черных известняки с сильным запахом сероводорода. В верхней части разреза маркирующим горизонтом можно считать пачку строматолитов и перекрывающих их буро-красных мергелистых доломитов. Эта последовательность была отмечена при полевых исследованиях как по руч. Адян-Келянский, так и по р. Каалу в нескольких разрезах верхней части янгудской свиты, что в дальнейшем позволило нам сопоставить эти удаленные разрезы при хемостратиграфических исследованиях. Ранее в разрезе свиты были обнаружены органические остатки нижнего до среднего кембрия: *Bulaiaspis vologdini* Lerm., *B. prima* Lerm., *Erbia* aff. *granulosa* Lerm., *Chandrograulos minussensis* Lerm., *Namanonia* sp., *Kootiniella slatkowskii* Lerm., *K. edesteini* Lerm., *Bathyuriscellus firmus* Ogieńko, *Kootenia* sp., *Jangudaspis convexus* Ogieńko, *Chakaskia minusensis* Polet, *Bedlichina* sp. (алданский и ленский ярусы) и *Tonkinella sibirica* N. Tchern., *Peronopsis fallax* (Linrs), *Oryctocephalus* sp., *Corynexochus ciborum* Ogieńko, *Aojia insignis* Ogieńko, *A. cetra* Ogieńko, *Proasaphiscus affluens* (Resser), *Olenoides* aff. *convexus* Lerm., *Ptychoparia cochibei* Walcott (амгинский ярус) [Язмир и др., 1975]. Общая мощность изученного разреза свиты составляет 850 м. Следует отметить отсутствие в разрезе этой свиты терригенных прослоев, пирокластического или вулканомиктового материала. Таким образом, строение пород янгудской свиты указывает на их накопление в мелководных тепловодных нормально-соленых обстановках при пассивном тектоническом режиме. Отложения янгудской свиты представляют заключительный этап осадконакопления в пределах Северо-Муйской глыбы.

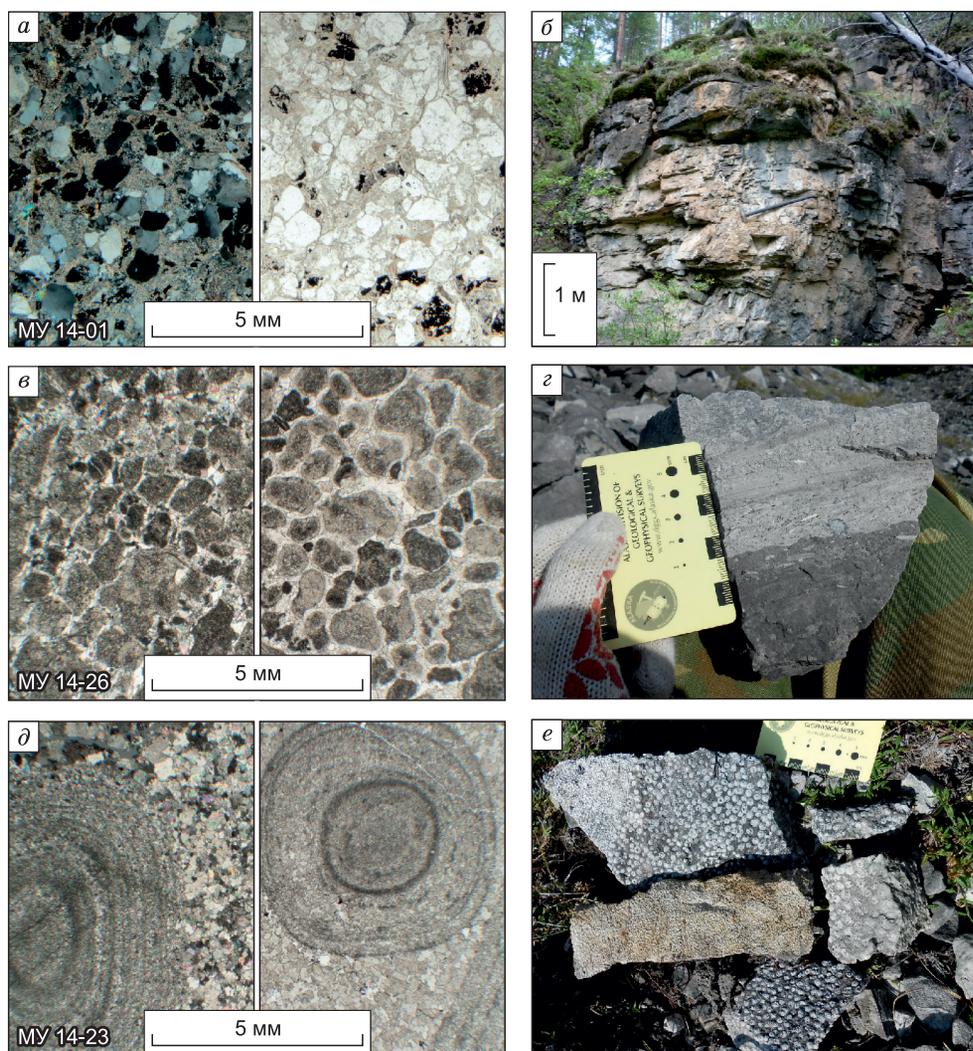


Рис. 3. Венд-кембрийские породы Муйского блока из разреза по руч. Золотой.

а — шлиф полимиктового песчаника мамаканской свиты с преобладающими обломками кварца (правая часть изображения в проходящем свете, левая — николи \times); *б* — верхняя часть массивных песчаников мамаканской свиты; *в* — шлиф микробильных матов янгудской свиты (правая часть изображения в проходящем свете, левая — николи \times); *г* — внутрiformационная брекчия в нижней части янгудской свиты; *д* — онколиты янгудской свиты (правая часть изображения в проходящем свете, левая — николи \times); *е* — образцы онколитов разного размера.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выделение цирконов для U-Pb датирования и изучение их внутреннего строения проводилось в Центре коллективного пользования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск). Внутреннее строение цирконов было изучено по катодоллюминесцентным изображениям, полученным на растровом электронном сканирующем микроскопе с системой катодоллюминесцирования JEOL JSM 6510LV. U-Pb изотопное датирование цирконов выполнено методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно связанной плазме Nu Instruments ICP-MS, соединенном с системой Resonetics RESolution M-50-HR Excimer Laser Ablation System, в Аналитическом центре Отдела наук о Земле Университета Гонконга (Гонконг, Китай). В качестве внешнего стандарта для U-Pb датирования был использован циркон 91500 и GJ. Детали методики описаны в [Xia et al., 2011]. Измеренные величины обработаны с помощью программ «ICPMSDataCal» [Liu et al., 2010] и «Isoplot/Ex v.3» [Ludwig, 2003]. Погрешности единичных анализов (отношения и возраст) приведены на уровне $\pm 1\sigma$. Все обсуждаемые далее изотопные датировки обломочных цирконов основаны на данных по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. При интерпретации использованы конкордантные (более 90 %) значения для 91 зерна.

Изучение изотопного состава карбонатных пород предваряет комплекс, позволяющий выявить породы, подвергшиеся минимальному вторичному изменению. С помощью петрографического изучения можно удалить из дальнейшего исследования породы, для которых визуально отмечены признаки вторичных постседиментационных изменений — жил, зон перекристаллизации, ожелезнения. Далее образцы, прошедшие петрографический контроль, подвергались частичному растворению, в ходе которого в изучаемый далее раствор уходит только карбонатная часть породы. Подробнее методика изложена в работе [Вишневецкая, Летникова, 2013]. Нерастворимый остаток представлял собой аломосиликатную составляющую пород, где его минеральный состав определялся методом рентгенофазового анализа на порошковом дифрактометре ДРОН-3 (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск). Измерение содержаний Fe, Mg, Mn, Ca, Sr в полученной карбонатной вытяжке выполнялось методом атомно-абсорбционной спектроскопии на приборе Thermo Scientific SOLAAR AA Spectrometer (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск). Распределение основных петрогенных и примесных элементов в минеральных фазах изучаемых карбонатных породах изучалось в полированных пластинках при помощи растрового сканирующего электронного микроскопа с энергодисперсионной системой химического анализа MIRA 3LMU (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск).

Разложение наименее измененных образцов карбонатных пород для исследования изотопного состава стронция происходило согласно методу селективного растворения, описанному в работах [Li et al., 2011; Вишневецкая, Летникова, 2013]. Измерения содержаний Rb и Sr проводились методом изотопного разбавления с применением индикаторов ^{85}Rb и ^{84}Sr , для определения изотопных составов использовался термоионизационный масс-спектрометр МИ 1201АТ (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск). Изотопные отношения стронция измеряли на масс-спектрометрах TritonPlus (Thermo Fisher Scientific, Центр коллективного пользования «Геоаналитик» УрО РАН, г. Екатеринбург) и Finnigan-262 (Центр коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН, г. Иркутск) с мультиколлекторной системой регистрации. Для оценки инструментальной стабильности применяли международный стандарт NIST SRM987. За период работы с объектами исследования среднее измеренное значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в SRM987 составило 0.710257 ± 18 (2σ , $n = 8$, TritonPlus) и 0.710254 ± 17 (2σ , $n = 5$, Finnigan-262), что хорошо согласуется с опорным значением 0.710240 ± 20 . Ошибка внутри опыта была не более 0.000015 (2σ). Фракционирование масс корректировали путем нормализации по экспоненциальному закону по отношению $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.3752$. Для получения первичного значения все изотопные отношения Sr были пересчитаны на возраст 520 млн лет. Для анализа изотопного состава кислорода и углерода в карбонатном веществе использовался приборный комплекс, состоящий из масс-спектрометра Finnigan MAT-253 и линии пробоподготовки Gas Bench II (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск). Измерение изотопного состава С и О происходило методом проточной масс-спектрометрии в постоянном потоке гелия. Точность измерений контролировалась по международному стандарту NBS19 ($\delta^{13}\text{C} = +1.9$ ‰, $\delta^{18}\text{O} = +28.6$ ‰) и составляла 0.1 ‰ для $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ значений. Все значения приводятся в промилле (‰), $\delta^{13}\text{C}$ относительно стандарта PDB, $\delta^{18}\text{O}$ относительно стандарта SMOW.

U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЕСЧАНИКОВ МАМАКАНСКОЙ СВИТЫ

Изучение U-Pb изотопных характеристик обломочных цирконов, выделенных из терригенных пород, позволяет определить возраст пород питающих провинций и на основе анализа разновозрастных популяций цирконов проследить основные этапы тектономагматической активизации в пределах питающих провинций — источников поступления обломочного материала в бассейн седиментации мамаканской свиты.

Обломочные цирконы, выделенные из пробы полимиктового песчаника верхней части мамаканской свиты (МУ 14-01), представлены преимущественно прозрачными или слабоокрашенными светло-коричневыми зёрнами, с сохранившимися в той или иной мере удлиненно-призматическими очертаниями. При изучении в катодолюминесцентном излучении их внутреннего строения для большинства зёрен отмечена хорошо выраженная осцилляторная зональность, указывающая на их магматическую природу (рис. 4). Для некоторых зёрен характерно наличие незональных участков или криволинейных извилистых зон, что может быть признаком их метаморфической переработки. Все детритовые цирконы имеют неопротерозойский возраст, конкордатные значения варьируют в диапазоне возрастов от 915 до 630 млн лет (табл. 1). Доминирующей является популяция цирконов с возрастными 800—780 млн лет. Среди этих цирконов преобладают субидиоморфные кристаллы, бесцветные прозрачные или светло-коричневые зёрна призматической формы. Минимальный возраст цирконов из песчаников мамаканской свиты составляет 630 млн лет (два зёрна: 629 ± 6 и 631 ± 5 млн лет). Распределение возраста изученных цирконов имеет дискретный характер (см. рис. 4). Наибольшая магматическая активность протекала в пределах питающей провинции в интервале 770—850 млн лет, пик активности приходится на интервал 780—800 млн лет с максимумом значений на 786 млн лет (более 50 зёрен). Особенности внутреннего

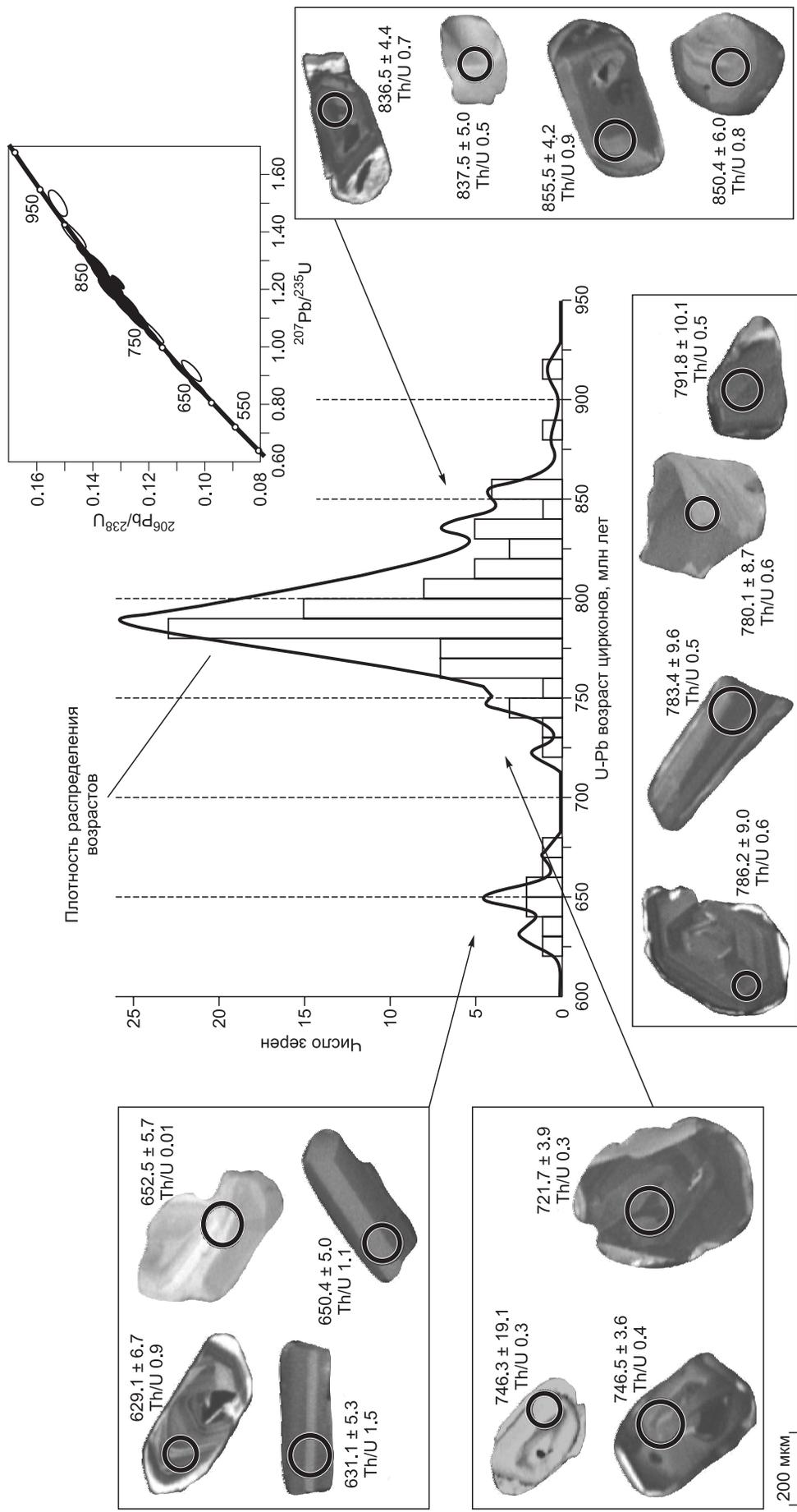


Рис. 4. Катодолуминесцентные изображения, U-Pb изотопный возраст (млн лет) и гистограмма U-Pb изотопных возрастов, вычисленных по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, обломочных цирконов из песчаника маманской свиты (обр. МУ-14-01 в количестве 91 зерна).

Построение графиков выполнено в программе MS-Excel с помощью макроса Isoplot [Ludwig, 2003] для свободного использования и размещенного на сайте http://www.bgc.org/isoplot_etc/isoplot.html.

Таблица 1. Результаты U/Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из песчаников мамаканской свиты

Образец	Изотопное отношение						Степень конкор- дант- ности, %	Изотопный возраст						
	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±σ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		±σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
МУ 14-01-1	1.170	0.014	0.1297	0.0016	1.0161	0.0654	0.0001	99	787	6.5	786	9.0	787	3.7
МУ 14-01-2	0.858	0.009	0.1025	0.0011	1.0470	0.0607	0.0001	99	629	5.0	629	6.7	629	0.9
МУ 14-01-1.1	1.160	0.021	0.1290	0.0023	1.0204	0.0653	0.0002	99	782	9.6	782	13.3	783	0.9
МУ 14-01-2.1	1.283	0.010	0.1385	0.0008	0.7089	0.0671	0.0002	99	838	4.5	836	4.4	839	10
МУ 14-01-3	1.167	0.014	0.1286	0.0015	0.9652	0.0658	0.0002	99	785	6.7	780	8.7	800	5.6
МУ 14-01-4	1.209	0.014	0.1330	0.0015	0.9830	0.0659	0.0002	99	805	6.4	805	8.6	806	7.4
МУ 14-01-5	1.087	0.029	0.1227	0.0033	1.0123	0.0642	0.0002	99	747	14.2	746	19.1	750	12
МУ 14-01-6	1.284	0.010	0.1387	0.0009	0.8205	0.0670	0.0004	99	839	4.4	837	5.0	839	11
МУ 14-01-7	1.211	0.011	0.1331	0.0012	1.0349	0.0660	0.0002	99	806	4.9	806	6.9	809	8.5
МУ 14-01-8	1.169	0.013	0.1302	0.0015	1.0251	0.0652	0.0001	99	786	6.0	789	8.3	789	3.7
МУ 14-01-9	1.098	0.012	0.1238	0.0014	1.0274	0.0643	0.0001	99	752	5.9	752	8.1	754	1.9
МУ 14-01-10	1.139	0.011	0.1272	0.0013	1.0032	0.0649	0.0001	99	772	5.3	772	7.2	772	3.7
МУ 14-01-12	1.208	0.010	0.1329	0.0011	0.9979	0.0659	0.0002	99	804	4.4	804	6.0	806	5.6
МУ 14-01-13	1.162	0.012	0.1292	0.0014	1.0130	0.0652	0.0001	99	783	5.8	783	7.9	783	0.9
МУ 14-01-14	1.169	0.015	0.1299	0.0016	0.9951	0.0653	0.0001	99	786	7.0	787	9.4	783	0.9
МУ 14-01-15	1.185	0.014	0.1311	0.0016	1.0638	0.0656	0.0001	99	794	6.3	794	9.1	794	3.7
МУ 14-01-16	1.499	0.019	0.1524	0.0013	0.6836	0.0709	0.0004	98	930	7.6	915	7.3	967	11
МУ 14-01-17	1.388	0.018	0.1465	0.0017	0.9014	0.0686	0.0003	99	884	7.8	882	9.8	887	9.3
МУ 14-01-18	1.175	0.017	0.1303	0.0020	1.0475	0.0655	0.0001	99	789	8.0	789	11.4	791	4.8
МУ 14-01-20	1.225	0.007	0.1310	0.0007	0.9480	0.0678	0.0002	97	812	3.2	794	4.1	861	4.5
МУ 14-01-21	1.317	0.010	0.1411	0.0011	1.0155	0.0677	0.0002	99	853	4.3	851	6.1	861	12
МУ 14-01-22	1.185	0.013	0.1311	0.0014	1.0321	0.0656	0.0001	99	794	5.8	794	8.2	794	4.8
МУ 14-01-24	1.276	0.012	0.1383	0.0013	0.9953	0.0669	0.0002	99	835	5.3	835	7.3	835	5.6
МУ 14-01-25	1.292	0.016	0.1392	0.0015	0.8927	0.0672	0.0003	99	842	6.9	840	8.5	843	7.4
МУ 14-01-26	0.897	0.005	0.1060	0.0006	0.9442	0.0613	0.0002	99	650	2.8	649	3.4	650	0.2
МУ 14-01-27	0.862	0.007	0.1028	0.0009	1.0279	0.0608	0.0001	99	631	4.0	631	5.3	632	3.7
МУ 14-01-28	1.145	0.013	0.1277	0.0016	1.0545	0.0651	0.0001	99	775	6.3	775	9.0	777	4.8
МУ 14-01-29	1.166	0.011	0.1294	0.0013	1.0307	0.0653	0.0001	99	785	5.2	785	7.2	785	3.7
МУ 14-01-30	1.185	0.014	0.1311	0.0016	1.0377	0.0656	0.0001	99	794	6.4	794	9.0	794	3.7
МУ 14-01-31	1.195	0.011	0.1318	0.0012	0.9843	0.0657	0.0001	99	798	5.3	798	7.1	798	203
МУ 14-01-32	0.897	0.007	0.1062	0.0009	1.0305	0.0613	0.0001	99	650	3.8	650	5.0	650	5.6
МУ 14-01-33	1.209	0.012	0.1331	0.0014	1.0671	0.0660	0.0002	99	805	5.7	805	8.2	806	6.6
МУ 14-01-34	1.036	0.005	0.1185	0.0007	1.0958	0.0634	0.0001	99	722	2.7	722	3.9	724	5.6
МУ 14-01-35	1.320	0.014	0.1418	0.0015	1.0289	0.0676	0.0001	99	855	6.0	855	8.6	855	5.6
МУ 14-01-36	1.182	0.014	0.1307	0.0015	0.9860	0.0655	0.0001	99	792	6.5	792	8.7	791	3.7
МУ 14-01-37	1.243	0.014	0.1350	0.0015	0.9549	0.0665	0.0002	99	820	6.5	816	8.5	822	5.6
МУ 14-01-38	1.204	0.011	0.1326	0.0013	1.0402	0.0659	0.0002	99	802	5.3	803	7.4	1200	5.6
МУ 14-01-39	1.234	0.012	0.1344	0.0014	1.0863	0.0663	0.0003	99	816	5.5	813	8.1	817	12
МУ 14-01-40	1.140	0.013	0.1274	0.0016	1.0837	0.0650	0.0001	99	773	6.2	773	9.1	776	8.3
МУ 14-01-41	1.126	0.013	0.1262	0.0015	1.0593	0.0647	0.0001	99	766	6.1	766	8.7	765	2.9
МУ 14-01-42	1.219	0.011	0.1335	0.0011	0.9162	0.0661	0.0002	99	809	5.2	808	6.4	809	192
МУ 14-01-43	0.901	0.008	0.1065	0.0010	1.0196	0.0614	0.0002	99	652	4.4	653	5.7	654	2.8
МУ 14-01-44	1.244	0.007	0.1339	0.0008	0.9909	0.0674	0.0002	98	821	3.4	810	4.5	850	6.3
МУ 14-01-45	1.161	0.012	0.1294	0.0014	1.0580	0.0651	0.0002	99	782	5.5	784	7.8	789	5.6
МУ 14-01-46	1.206	0.016	0.1329	0.0018	1.0632	0.0659	0.0001	99	803	7.2	804	10.5	804	5.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
МУ 14-01-47	1.144	0.013	0.1277	0.0015	1.0526	0.0650	0.0001	99	774	6.2	775	8.8	776	8.3
МУ 14-01-48	1.285	0.009	0.1385	0.0009	0.9570	0.0673	0.0002	99	839	3.9	836	5.1	856	5.6
МУ 14-01-49	1.181	0.013	0.1307	0.0015	1.0566	0.0656	0.0001	99	792	5.9	792	8.4	794	3.7
МУ 14-01-50	1.160	0.013	0.1290	0.0016	1.0558	0.0652	0.0002	99	782	6.3	782	9.0	783	7.4
МУ 14-01-51	1.178	0.016	0.1305	0.0018	1.0030	0.0655	0.0001	99	790	7.6	791	10.4	791	2.6
МУ 14-01-52	1.077	0.010	0.1224	0.0012	1.0462	0.0638	0.0001	99	742	5.0	744	7.1	744	3.7
МУ 14-01-53	1.140	0.015	0.1273	0.0017	1.0223	0.0650	0.0001	99	773	6.9	772	9.5	774	1.9
МУ 14-01-54	1.168	0.009	0.1302	0.0011	1.0218	0.0651	0.0001	99	786	4.4	789	6.1	789	3.7
МУ 14-01-55	1.226	0.009	0.1344	0.0011	1.1272	0.0662	0.0001	99	813	4.0	813	6.2	813	3.7
МУ 14-01-56	1.265	0.009	0.1376	0.0012	1.2186	0.0668	0.0002	99	830	4.2	831	7.0	831	5.6
МУ 14-01-57	1.310	0.012	0.1410	0.0011	0.8446	0.0673	0.0002	99	850	5.1	850	6.0	856	7.4
МУ 14-01-58	1.184	0.016	0.1309	0.0018	1.0182	0.0656	0.0001	99	793	7.4	793	10.3	794	3.7
МУ 14-01-60	1.132	0.012	0.1266	0.0014	1.0724	0.0649	0.0001	99	769	5.6	768	8.1	772	3.7
МУ 14-01-61	1.175	0.012	0.1303	0.0015	1.0673	0.0655	0.0001	99	789	5.8	790	8.4	791	4.8
МУ 14-01-62	1.252	0.007	0.1363	0.0008	0.9833	0.0666	0.0001	99	824	3.4	824	4.5	833	3.7
МУ 14-01-63	1.132	0.011	0.1267	0.0013	1.0575	0.0649	0.0001	99	769	5.3	769	7.5	769	2.9
МУ 14-01-64	0.917	0.015	0.1046	0.0015	0.8551	0.0637	0.0010	97	661	8.0	642	8.6	731	33
МУ 14-01-65	1.162	0.012	0.1290	0.0014	1.1078	0.0653	0.0001	99	783	5.4	782	8.1	783	0.9
МУ 14-01-66	1.163	0.015	0.1292	0.0017	1.0193	0.0653	0.0002	99	783	6.9	783	9.6	783	0.2
МУ 14-01-67	1.174	0.016	0.1307	0.0018	1.0139	0.0651	0.0001	99	788	7.3	792	10.1	789	3.7
МУ 14-01-69	1.315	0.007	0.1419	0.0007	0.9490	0.0673	0.0003	99	852	3.2	855	4.2	856	10.3
МУ 14-01-70	1.179	0.013	0.1300	0.0016	1.0608	0.0659	0.0001	99	791	6.3	788	9.0	1200	4.5
МУ 14-01-71	1.087	0.005	0.1228	0.0006	1.0059	0.0642	0.0001	99	747	2.7	746	3.6	748	1.9
МУ 14-01-73	1.122	0.013	0.1258	0.0016	1.0634	0.0647	0.0001	99	764	6.3	764	9.0	765	3.7
МУ 14-01-74	1.139	0.009	0.1272	0.0011	1.0350	0.0649	0.0001	99	772	4.3	772	6.0	772	3.7
МУ 14-01-75	1.190	0.012	0.1315	0.0013	1.0126	0.0657	0.0002	99	796	5.3	796	7.3	794	205
МУ 14-01-76	1.184	0.012	0.1310	0.0013	1.0497	0.0656	0.0001	99	793	5.4	794	7.7	794	3.7
МУ 14-01-77	1.176	0.018	0.1298	0.0020	0.9732	0.0656	0.0002	99	789	8.6	787	11.3	794	206
МУ 14-01-78	1.225	0.022	0.1342	0.0024	1.0284	0.0663	0.0002	99	812	9.8	812	13.8	815	5.6
МУ 14-01-79	1.165	0.027	0.1299	0.0031	1.0291	0.0652	0.0002	99	784	12.8	787	17.8	789	3.7
МУ 14-01-80	1.161	0.016	0.1292	0.0019	1.0490	0.0653	0.0001	99	782	7.5	783	10.6	783	0.9
МУ 14-01-81	1.180	0.013	0.1300	0.0014	0.9603	0.0658	0.0001	99	791	6.2	788	8.0	798	4.5
МУ 14-01-82	1.171	0.011	0.1298	0.0012	1.0274	0.0654	0.0001	99	787	5.0	787	7.0	787	5.6
МУ 14-01-83	1.248	0.009	0.1360	0.0009	0.9789	0.0665	0.0002	99	822	4.0	822	5.3	822	5.6
МУ 14-01-84	1.164	0.012	0.1298	0.0014	1.0507	0.0651	0.0001	99	784	5.6	787	8.0	777	3.7
МУ 14-01-85	0.937	0.008	0.1097	0.0010	1.0507	0.0620	0.0003	99	671	4.1	671	5.6	676	9.3
МУ 14-01-86	1.193	0.017	0.1318	0.0019	1.0167	0.0657	0.0002	99	797	7.7	798	10.7	798	7.4
МУ 14-01-87	1.122	0.013	0.1263	0.0016	1.0638	0.0645	0.0001	99	764	6.2	766	8.9	759	2.8
МУ 14-01-88	1.256	0.020	0.1368	0.0022	1.0161	0.0667	0.0002	99	826	9.1	826	12.6	828	7.4
МУ 14-01-89	1.198	0.022	0.1321	0.0024	1.0174	0.0658	0.0002	99	800	10.0	800	13.9	1200	5.6
МУ 14-01-90	1.168	0.012	0.1301	0.0013	1.0027	0.0651	0.0001	99	786	5.7	788	7.7	789	4.8
МУ 14-01-91	1.187	0.014	0.1311	0.0016	0.9921	0.0656	0.0001	99	794	6.6	794	8.8	794	4.5
МУ 14-01-92	1.235	0.009	0.1350	0.0008	0.8126	0.0663	0.0002	99	816	3.9	816	4.4	817	5.6
МУ 14-01-93	1.123	0.015	0.1259	0.0016	0.9798	0.0647	0.0002	99	765	7.0	764	9.3	765	4.8
МУ 14-01-94	1.114	0.015	0.1252	0.0018	1.0404	0.0645	0.0001	99	760	7.2	761	10.1	761	2.0
МУ 14-01-95	1.146	0.011	0.1278	0.0013	1.0633	0.0651	0.0001	99	776	5.2	775	7.4	789	4.8
МУ 14-01-96	1.162	0.011	0.1292	0.0014	1.0724	0.0653	0.0001	99	783	5.3	783	7.7	783	0.9

Примечание. Rho — коэффициент корреляции эллипсов ошибок.

Таблица 2.

Химическая и изотопная характеристики пород янгудской свиты

Образец	Доля карбонатного материала, %	Содержание, мкг/г				Mg/Ca	Fe/Sr	Mn/Sr	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, ‰	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измеренное	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ первичное
		Mn	Fe	Sr	Rb									
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
руч. Адян-Келянский, разрез 1														
К 56/10	94.4	140	420	90	—	0.570	4.7	1.56	—	—	—	—	—	—
К 57/10	94.2	100	240	104	0.051	0.566	3.4	1.43	—	—	0.00143	0.708414	0.000012	0.708403
К58/10	99.5	220	270	96	0.035	0.562	3.9	3.10	1.3	24.2	0.00105	0.708363	0.000013	0.708355
К59/10	99.5	80	110	94	0.042	0.559	2.2	1.60	0.6	28.1	0.00129	0.708577	0.000016	0.708567
К60/10	99.0	150	80	60	—	0.617	1.33	2.50	0.4	27.7	—	—	—	—
К82/10	70.3	40	420	560	—	0.005	0.75	0.07	-0.1	21.7	—	—	—	—
К83/10	92.2	30	270	240	0.114	0.014	1.35	0.15	0.2	22.4	0.00137	0.708190	0.000010	0.708180
руч. Адян-Келянский, разрез 2														
К68/10	99.4	20	300	179	0.029	0.429	2.3	0.15	0.2	22.7	0.00047	0.708548	0.000025	0.708544
К69/10	98.6	20	170	117	0.050	0.455	1.70	0.20	0.6	26.4	0.00123	0.708562	0.000017	0.708552
К70/10	96.4	20	160	291	0.070	0.510	1.23	0.15	0.4	26.7	0.00070	0.708661	0.000030	0.708656
К71/10	91.7	20	250	90	—	0.539	2.8	0.22	0.9	27.6	—	—	—	—
К72/10	99.4	20	400	90	—	0.517	4.4	0.22	1.2	22.2	—	—	—	—
К73/10	99.0	70	410	120	—	0.597	3.4	0.58	—	—	—	—	—	—
К76/10	98.5	50	200	96	0.044	0.497	2.5	0.63	1.9	27.6	0.00134	0.708588	0.000016	0.708578
К 77/10	96.5	80	1120	70	—	0.540	16	1.14	—	—	—	—	—	—
К78/10	96.2	50	980	100	—	0.520	10	0.50	0.8	26.7	—	—	—	—
К79/10	98.5	40	390	74	0.035	0.610	4.9	0.50	1.6	27.5	0.00138	0.708453	0.000014	0.708442
К 80/10	97.4	20	130	3564	0.310	0.014	0.05	0.007	—	—	0.00025	0.708290	0.000020	0.708288
К 81/10	91.1	110	760	126	0.119	0.538	8	1.20	—	—	0.00273	0.708577	0.000011	0.708556
р. Каалу, вблизи устья (т. 3 см. рис. 1)														
К102/10	98.7	30	120	80	—	0.410	1.50	0.38	-0.4	24.1	—	—	—	—
К103/10	99.7	20	60	140	0.043	0.368	0.60	0.20	—	—	0.00090	0.708553	0.000073	0.708546
К105/10	98.2	20	90	209	0.065	0.209	0.60	0.13	0.3	26.1	0.00090	0.708739	0.000015	0.708732
К106/10	97.7	40	110	110	—	0.336	1.00	0.36	0.7	25.8	—	—	—	—
К107/10	99.8	20	50	268	0.033	0.119	0.29	0.12	—	—	0.00036	0.708791	0.000010	0.708788
К108/10	99.4	40	120	70	—	0.452	1.71	0.57	—	—	—	—	—	—
К109/10	99.8	30	110	70	—	0.312	1.57	0.43	—	—	—	—	—	—
К110/10	98.8	30	80	1453	0.059	0.340	0.89	0.33	0.3	26.0	0.00012	0.708521	0.000010	0.708520
К111/10	98.4	30	70	70	—	0.417	1.00	0.43	0.4	25.9	—	—	—	—
К112/10	98.4	20	70	192	0.206	0.194	0.54	0.15	0.1	25.7	0.00311	0.708657	0.000009	0.708629
К113/10	98.8	30	50	223	0.040	0.166	0.31	0.19	0.1	25.9	0.00051	0.708558	0.000014	0.708554
К122/10	94.0	260	1010	95	0.039	0.600	14	4	—	—	0.00119	0.708244	0.000016	0.708235
К123/10	99.2	180	680	96	0.022	0.004	9	2.3	0.5	18	0.00067	0.708186	0.000009	0.708181
К124/10	89.5	320	25500	90	—	0.582	283	4	—	—	—	—	—	—
К125/10	98.7	240	830	84	0.031	0.573	14	4	—	—	0.00107	0.708145	0.000014	0.708137
Верховье р. Каалу (т. 4, см. рис. 1)														
К117/10	98.3	20	210	100	—	0.219	2.1	0.20	-0.4	25.7	—	—	—	—
К118/10	98.6	20	100	196	0.051	0.168	0.77	0.15	-0.3	25.4	0.00076	0.708626	0.000017	0.708620
К 119/10	98.9	20	140	110	—	0.185	1.27	0.18	—	—	—	—	—	—
К 120/10	98.6	20	140	195	0.056	0.171	1.08	0.15	—	—	0.00084	0.708623	0.000037	0.708616
К 121/10	96.8	20	190	309	0.111	0.044	0.95	0.10	—	—	0.00104	0.708794	0.000012	0.708786
руч. Золотой (т. 2, см. рис. 1)														
МУ 14-02	55.5	1550	22500	90	—	0.351	250	17	—	—	—	—	—	—
МУ 14-03	91.7	1180	4620	60	—	0.443	77	20	—	—	—	—	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
МУ 14-04	72.7	260	1000	80	—	0.337	13	3.3	—	—	—	—	—	—
МУ 14-05	99.5	90	280	87.0	0.028	0.401	3.1	1.00	—	—	0.00094	0.708273	0.000007	0.708266
МУ 14-06	99.8	260	420	80	—	0.451	5	3.3	—	—	—	—	—	—
МУ 14-07	99.0	100	230	108	0.043	0.450	1.92	0.83	—	—	0.00116	0.708185	0.000017	0.708176
МУ 14-08	40.7	270	670	790	—	0.228	0.85	0.34	—	—	—	—	—	—
МУ 14-09	99.6	140	290	70	—	0.482	4.1	2.0	—	—	—	—	—	—
МУ 14-10	99.9	180	500	60	—	0.475	8	3.0	—	—	—	—	—	—
МУ 14-11	99.4	100	390	86	0.215	0.468	4.3	1.11	—	—	0.00727	0.708434	0.000015	0.708380
МУ 14-12	99.0	190	280	70	—	0.488	4.0	2.7	—	—	—	—	—	—
МУ 14-13	98.2	90	180	70.4	0.082	0.509	2.3	1.13	—	—	0.00338	0.708403	0.000007	0.708378
МУ 14-14	99.4	70	210	60.7	0.045	0.481	3.5	1.17	—	—	0.00213	0.708571	0.000013	0.708555
МУ 14-15	91.4	230	2370	80	—	0.488	30	2.9	—	—	—	—	—	—
МУ 14-17	99.6	310	480	60	—	0.518	8	5	—	—	—	—	—	—
МУ 14-18	99.9	640	900	210	—	0.481	4.3	3.0	—	—	—	—	—	—
МУ 14-19	99.9	520	880	60	—	0.508	15	9	—	—	—	—	—	—
МУ 14-20	96.5	180	380	100	—	0.476	3.8	1.80	—	—	—	—	—	—
МУ 14-21	98.2	60	150	75.8	0.094	0.514	1.88	0.75	—	—	0.00357	0.708417	0.000003	0.708391
МУ 14-22	99.9	70	170	60	—	0.530	2.8	1.17	—	—	—	—	—	—
МУ 14-23	92.6	30	300	70	—	0.457	4.3	0.43	—	—	—	—	—	—
МУ 14-24	99.3	60	250	61.0	0.036	0.515	3.8	0.92	—	—	0.00172	0.708420	0.000010	0.708407
МУ 14-25	81.1	25	370	80	—	0.515	4.6	0.31	—	—	—	—	—	—
МУ 14-26	99.5	60	270	58.0	0.033	0.477	4.5	1.00	—	—	0.00162	0.708475	0.000012	0.708463
МУ 14-27	98.2	10	35	67.2	0.040	0.485	0.53	0.14	—	—	0.00173	0.708496	0.000008	0.708483
МУ 14-28	65.3	40	910	330	—	0.441	2.8	0.12	—	—	—	—	—	—
МУ 14-29	28.7	70	1440	420	—	0.506	3.4	0.17	—	—	—	—	—	—
МУ 14-30	98.0	50	240	57.6	0.257	0.510	4.0	0.83	—	—	0.01288	0.708608	0.000013	0.708513
МУ 14-31	94.7	40	360	273	0.025	0.496	1.89	0.21	—	—	0.00027	0.708538	0.000010	0.708536
МУ 14-32	96.7	50	600	100	—	0.485	6	0.50	—	—	—	—	—	—
МУ 14-33	97.5	140	420	148	0.044	0.426	2.8	0.93	—	—	0.00086	0.708543	0.000012	0.708537
МУ 14-34	99.2	100	370	80	—	0.453	4.6	1.25	—	—	—	—	—	—
МУ 14-35	99.0	160	130	179	0.078	0.299	0.72	0.89	—	—	0.00127	0.708635	0.000020	0.708626
МУ 14-37	99.8	80	210	95.0	0.069	0.466	2.6	1.00	—	—	0.00210	0.708619	0.000011	0.708603
МУ 14-38	99.7	100	230	93.9	0.055	0.501	2.6	1.11	—	—	0.00168	0.708547	0.000010	0.708535
МУ 14-39	99.6	120	150	128	0.045	0.436	1.25	1.00	—	—	0.00101	0.708629	0.000016	0.708621
МУ 14-40	99.3	200	120	80	—	0.476	1.50	2.5	—	—	—	—	—	—
МУ 14-41	99.7	230	180	73.6	0.393	0.465	2.3	2.9	—	—	0.01546	0.708551	0.000005	0.708436
МУ 14-42	99.4	65	100	132	0.049	0.420	1.02	0.67	—	—	0.00107	0.708610	0.000008	0.708602
МУ 14-43	99.9	25	50	255	0.053	0.084	0.23	0.12	—	—	0.00061	0.708768	0.000008	0.708764
МУ 14-44	99.9	60	45	78.0	0.055	0.394	0.59	0.72	—	—	0.00204	0.708629	0.000015	0.708614
МУ 14-45	99.9	85	50	75.0	0.270	0.442	0.58	1.02	—	—	0.01049	0.708621	0.000027	0.708543
МУ 14-46	99.9	75	55	8	—	0.371	7	9	—	—	—	—	—	—
МУ 14-47	99.9	45	55	80	—	0.410	0.70	0.59	—	—	—	—	—	—
МУ 14-64	81.7	150	1110	60	—	0.511	19	2.5	—	—	—	—	—	—
МУ 14-66	99.5	200	690	80	—	0.497	9	2.5	—	—	—	—	—	—
МУ 14-67	99.7	400	1260	50	—	0.563	24	8	—	—	—	—	—	—
МУ 14-68	87.8	350	1350	70	—	0.547	20	5	—	—	—	—	—	—
МУ 14-69	99.8	100	270	90	—	0.507	3.0	1.10	—	—	—	—	—	—
МУ 14-70	89.5	40	750	180	—	0.547	4.2	0.23	—	—	—	—	—	—

Примечание. Полужирным шрифтом выделены образцы, содержание Sr которых измерено методом изотопного разбавления. Прочерк — не определено.

строения цирконов популяции с возрастом в интервале 630—650 млн лет свидетельствуют о этапе метаморфических преобразований пород питающих провинций.

Sr- и C-ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ЯНГУДСКОЙ СВИТЫ

Метод изотопной (Sr, C) хемотратиграфии карбонатных пород основан на изучении вариаций изотопного состава стронция и углерода в воде палеоокеанов. Его широко применяют для проведения межрегиональных корреляций и корректного установления положения осадочных комплексов, не имеющих палеонтологических и геохронологических данных, в стратиграфической последовательности. При этом доказано, что в определенный момент времени отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанической воде и в водах соединенных с океаном бассейнов во всем мире одинаково [Banner, 2004]. В процессе диагенеза и дальнейшем преобразовании карбонатного осадка может происходить перераспределение первично-захваченного стронция, а также обеднение тяжелыми изотопами С и О под воздействием диагенетических и эндогенных растворов. Изучение структурно-текстурных особенностей как при полевых исследованиях, так и в ходе анализа под петрографическим и сканирующим электронным микроскопами позволяет выявить наименее измененные образцы пород.

По результатам химических исследований можно сделать вывод, что коллекция проанализированных проб янгудской свиты достаточно однородна по составу и представлена в основном доломитами (табл. 2) ($\text{Mg}/\text{Ca} > 0.5$), с редкими прослоями известковистых доломитов ($0.3 < \text{Mg}/\text{Ca} < 0.5$) и глинистых разностей (количество карбонатного вещества не более 70 %). Некарбонатная фракция по данным рентгенофазового анализа представлена в основном кварцем и в меньшей части минералами группы иллит-сметкита, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, в следовых количествах присутствует слюда и хлорит. Содержание Fe в карбонатной составляющей варьирует в широком диапазоне от 40 до 4260 мкг/г (рис. 5, а), при этом количество Fe повышается более 300 мкг/г только в трети образцов, а в среднем находится на уровне 350—400 мкг/г. Mn ведет себя подобно Fe, и это проявляется в прямой зависимости их содержаний друг от друга. Количество Mn варьирует от 10 до 1180 мкг/г, при этом содержание выше 100 мкг/г отмечено только в третьей части образцов, в среднем количество Mn находится на уровне 110—120 мкг/г. Снизу вверх по разрезу зависимости распределения Fe и Mn не замечено. В отличие от Fe и Mn содержание Sr варьирует в диапазоне от 50 до 210 мкг/г, лишь в одном образце (К 80/10) из известнякового прослоя обнаружены его высокие концентрации 2800 мкг/г. Значение $\delta^{13}\text{C}$ изменяется от -0.4 до $+1.9$ ‰, в среднем составляет $+0.5$ ‰ (см. рис. 5, б; табл. 2). Изотопный состав углерода в основании разреза, изученный в образцах, отобранных по береговым выходам левого притока р. Каалу, равен 0.5 ‰ и к кровле разреза снижается до 0.1 ‰. Минимальное значение в карбонатных породах этого обнажения -0.4 ‰, а максимальное $+0.7$ ‰. Плавное понижение значения $\delta^{13}\text{C}$ наблюдается также для образцов пород янгудской свиты из обнажения в верхнем течении руч. Адян-Келянский (К 68/10...К 79/10). Здесь значение $\delta^{13}\text{C}$ снижается с $+1.6$ ‰ у подошвы свиты до $+0.2$ ‰ в прикровленной ее части. Однако это понижение осложнено небольшими экскурсами максимум в 0.4 ‰ как в положительную, так и в отрицательную области. Эта же тенденция прослеживается в разрезе, опробованном в верхней части руч. Адян-Келянский (образцы К 58/10...К 60/10, К 82/10, К 83/10): уменьшение значения $\delta^{13}\text{C}$ от $+1.3$ до $+0.2$ ‰, с единственным экскурсом до -0.1 ‰ в прикровленной части.

Считается [Derry et al., 1994; Bartley et al., 1998; Семихатов и др., 1998; Veizer et al., 1999; Xiao et al., 2004; Li et al., 2013], что отношение Mn/Sr и корреляции между значениями $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ и отношениями Mn/Sr могут быть использованы для того, чтобы отличать диагенетически преобразованные образцы карбонатных пород, накопившиеся в условиях открытого моря, от неизмененных. Отношение Mn/Sr в карбонатах янгудской свиты по всем изученным разрезам варьирует от 0.007 до 3.0. В некоторых образцах, в том числе в первых метрах основания свиты, где терригенная составляющая находится на уровне 7—15 %, это отношение вырастает до 5—8 (20). Достоверность изотопных данных, полученных для пород с высокой долей алюмосиликатного материала и степенью обогащения «привнесенным» стронцием, не доказана, поэтому они не будут рассматриваться в дальнейших исследованиях изотопного состава стронция. Корреляции между значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, с одной стороны, и отношения Mn/Sr, с другой, — как для янгудской свиты в целом, так и по каждому разрезу — не наблюдается, что говорит в пользу незначительной степени постседиментационных преобразований (см. рис. 5, б, в). Еще одной критериальной парой является значение $\delta^{18}\text{O}$ —отношение Mg/Ca. Для пород янгудской свиты также не отмечено зависимости между этими параметрами (см. рис. 5, г), изотопный состав кислорода доломитов ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.3—0.6$) не отличается от такого в известняках и известковистых доломитах ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.014—0.16$). После рассмотрения вышечисленных соотношений, диаграмм и многих других ковариаций было установлено, что не отмечается зависимости их содержаний Ca, Mg, Fe, Sr, Mn (см. рис. 5, д, е) и их отношений, с одной стороны, и изотопного состава углерода, кислорода, доли терригенной примеси, с другой.

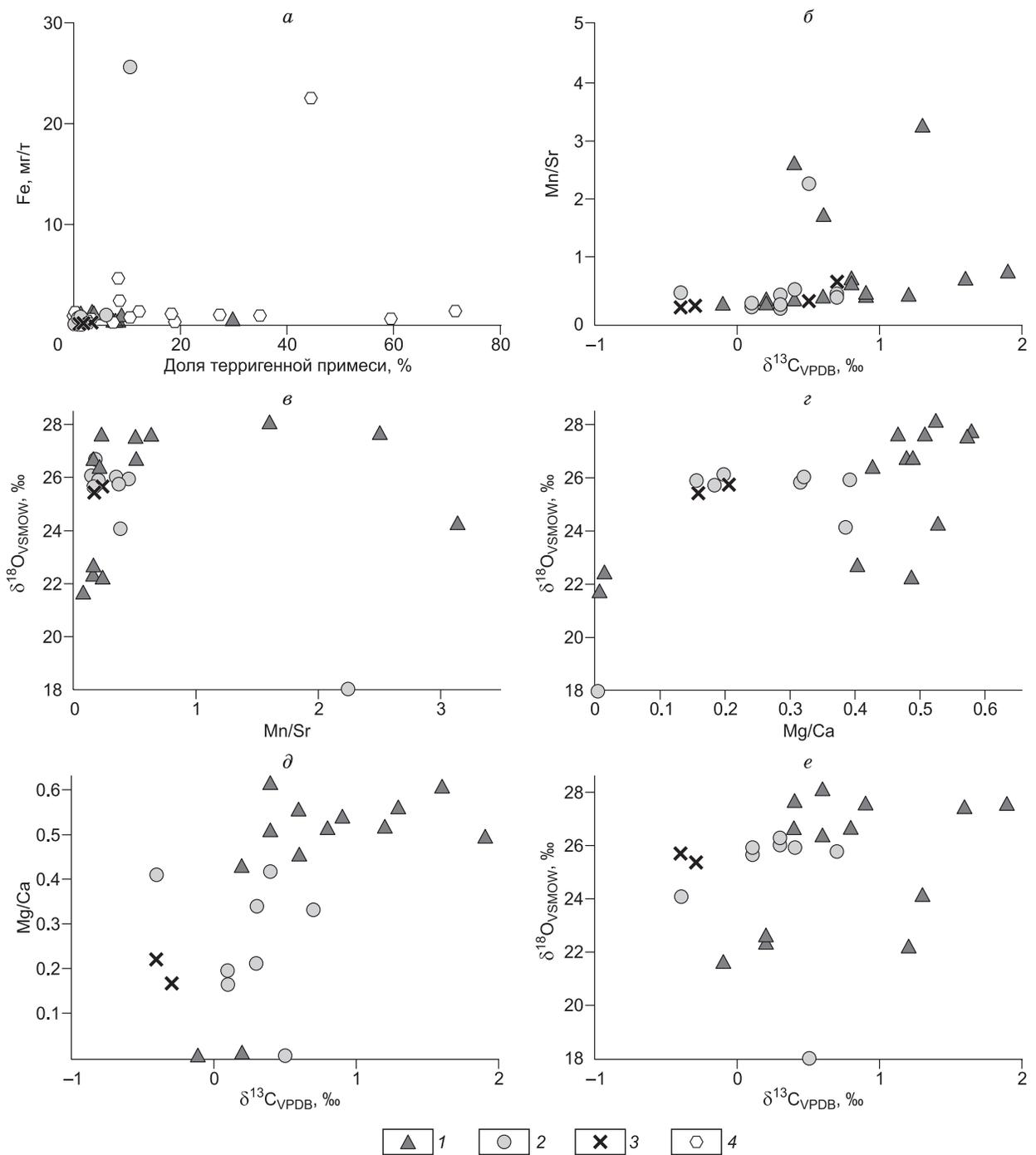


Рис. 5. Графики зависимости значений $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ друг от друга и от отношений Mn/Sr и Mg/Ca, а также доли терригенной примеси от содержания Fe для пород янгудской свиты.

Разрезы: 1 — по руч. Адян-Келянский, 2 — по р. Каалу, 3 — в верховьях р. Каалу, 4 — по руч. Золотой.

Изучение карбонатных пород янгудской свиты при помощи сканирующего микроскопа показало, что в основном породы сложены плотным доломитом. В редких случаях отмечены поры и трещины, где доломит образует ромбоэдрические кристаллы, а также ассоциирует с гетитом и другими оксидами и гидроксидами железа. В известняке из тонких прослоев, кроме кальцита и небольшой доли доломита, присутствуют в подчиненном количестве барит и флюорит, которые содержат примесь (0.4—1.1 мас. %) стронция. Ассоциация барит—флюорит—кальцит вкупе с трещинами усыхания, обнаруженными при полевых работах, свидетельствует об ее накоплении в наиболее мелководных обстановках. При

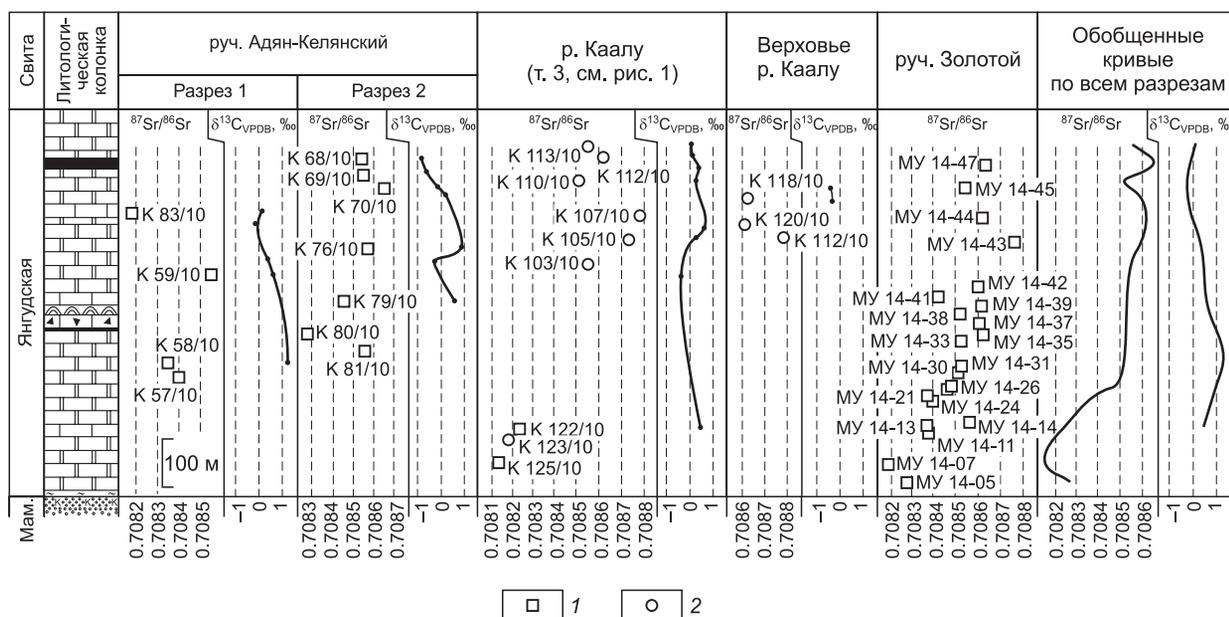


Рис. 6. Вариации изотопного состава Sr и C в карбонатных породах янгудской свиты по изученным разрезам.

1, 2 — отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, полученное для наименее измененных пород: 1 — доломитов, 2 — известняков. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

этом неизмененные химический и изотопный составы ($\delta^{13}\text{C} = +0.2\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = +22.4\text{‰}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70856\text{—}0.70860$) таких образцов говорят в пользу достаточного притока морской воды в бассейн седиментации.

Изотопный состав стронция изучался в четырех удаленных разрезах (см. рис. 6, табл. 2). Основание свиты представлено в разрезе по левому притоку р. Каалу и по руч. Золотой, где наблюдается постепенный переход от терригенных пород мамаканской свиты через переходные разности к карбонатным отложениям янгудской свиты. Для них характерны самые низкие значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70814\text{—}0.70824$. Выше по разрезу происходит рост этого значения до 0.70879, причем это прослеживается и в двух других разрезах: по руч. Адыан-Келянский и руч. Каалу. Достигнув наибольшего значения, изотопный состав стронция понижаясь варьирует от 0.70852 до 0.70866. Таким образом, прослеживается тенденция увеличения значений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.70814 до 0.70879, снижаясь в верхней части разреза.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Терригенные отложения мамаканской свиты представлены крупнообломочными породами и песчаниками. Обломки хорошо окатаны, равномерно-зернистые и представлены в основном фрагментами кварца (см. рис. 3, e), что говорит о зрелости осадка. Эти структурные особенности указывают на длительную транспортировку обломочного материала в пассивных тектонических обстановках при устойчивом воздымании суши и значительной площади водосборной области. Таким образом, аксессуарные цирконы из этих отложений будут отражать возраст пород источников сноса с большой территории в пределах тектонического блока, где происходило осадконакопление терригенных пород мамаканской свиты.

Распределение U-Pb изотопного возраста обломочных цирконов из песчаников мамаканской свиты от 915 до 630 млн лет, с монопиком на 800—780 млн лет (рис. 7), подобно таковому в гнейсогранитах илеирского комплекса в пределах Северо-Муйской глыбы с возрастом 786 млн лет [Рыцк и др., 2001]. Менее выражены источники сноса с возрастом 807—816 млн лет (8 зерен), что в пределах ошибки сопоставимо с гранитами муйского комплекса (815 млн лет [Рыцк и др., 2011]). Популяция цирконов с возрастом 822—837 млн лет (10 зерен) могла поступать в осадок в результате разрушения дацитов и риолитов усть-келянской (буромская свита), кедровской и дельтукской серий Анамакит-Муйской зоны, возраст которых определен в интервале 825—830 млн лет [Рыцк и др., 2011]. Магматических или метаморфических комплексов древнее 830 млн лет в пределах Северо-Муйской глыбы не выявлено, но в неопротерозойских осадочных комплексах этого тектонического блока также присутствуют детритовые

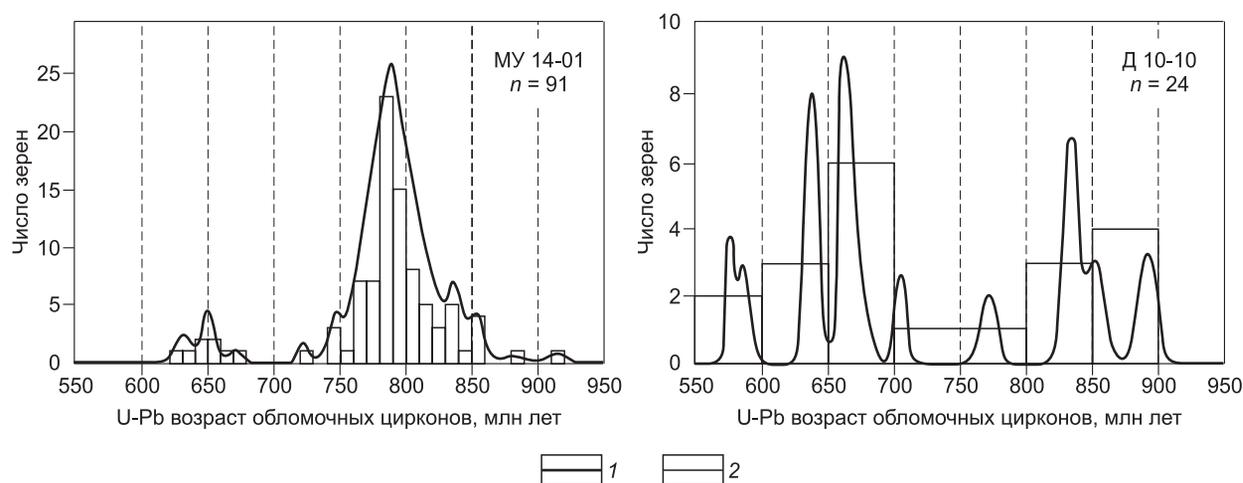


Рис. 7. Сопоставление гистограмм и графиков плотности вероятности для возрастов детритных цирконов из песчаников мамаканской свиты (пр. МУ 14-01) и полевошпат-кварц-серицитового сланца тулуинской толщи (пр. Д 10-10) (с использованием данных [Дмитриева и др., 2013]).

1 — плотность распределения; 2 — гистограмма U-Pb изотопных возрастов.

цирконы возрастом 850—900 млн лет [Рыцк и др., 2011; Дмитриева и др., 2013; Shatsky et al., 2015], как и в песчаниках мамаканской свиты. Это свидетельствует о существовании в пределах блока источников сноса, образованных в данном временном интервале, но в настоящий момент или эродированных, или не выведенных на дневную поверхность.

У популяции цирконов с возрастом 630—650 млн лет (6 зерен) нет четкой внутренней структуры, но, возможно, она имеет метаморфическую природу. Это суждение хорошо согласуется с выводами, полученными в работах [Щацкий и др., 2014; Shatsky et al., 2015] при изучении генезиса вендских эклогитов с возрастом 653 ± 21 млн лет в пределах Северо-Муйской глыбы. Изотопные данные из этих работ свидетельствуют о позднепротерозойских метаморфических событиях в Байкало-Муйском поясе, маркируемых в том числе этим эклогит-гнейсовым комплексом.

Популяция цирконов позволяет ограничить верхнюю возрастную границу седиментации этих отложений. На основе этих данных можно утверждать, что породы мамаканской свиты накопились не древнее 630 млн лет в вендском осадочном бассейне в пределах стабильного блока при его устойчивом воздымании.

Цирконы с возрастом древнее 915 млн лет в изученных песчаниках мамаканской свиты не обнаружены. При этом в позднекембрийских и палеозойских осадочных последовательностях чехла юга Сибирской платформы представительными, нередко преобладающими, являются популяции цирконов на рубеже 1.8 млрд лет и древнее, вплоть до палеоархея (рис. 8). Породы фундамента Сибирской платформы — один из основных источников поступления обломочного, в том числе рециклированного, материала в осадочные бассейны ее шельфа [Летникова и др., 2013; Glorie et al., 2014]. Учитывая, что в зоне шельфа идут активные процессы перемешивания осадочного материала, поступающего в прибрежную зону бассейна в результате различных гипергенных процессов, не существует механизмов, позволяющих аккумулировать цирконы лишь неопротерозойских источников, а протерозойские и архейские терять при транспортировке в различные зоны шельфа столь крупного континента. Отсутствие цирконов древнее 900 млн лет при многообразии неопротерозойской популяции в песчаниках мамаканской свиты указывает на отсутствие среди пород питающих провинций магматических и/или метаморфических комплексов архея и протерозоя. Таким образом, седиментация отложений мамаканской свиты происходила в палеоокеане на значительном расстоянии от осадочных бассейнов шельфа Сибирской платформы. К такому же выводу в своих исследованиях приходят В.В. Ярмолюк с соавторами [2012] при изучении Sm-Nd изотопных характеристик разновозрастных пород складчатых областей Центральной Азии, в том числе Анамакит-Муйской зоны.

Исследование изотопных свойств наименее измененных карбонатных пород янгудской свиты, отражающих характеристику морской воды времени седиментации, показало, что изотопный состав углерода снизу вверх по разрезу уменьшается в целом от +1.9 до -0.4 ‰, а отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ увеличивается с 0.70814 до 0.70879. За последнее десятилетие накопился обширный материал по изотопным характеристикам карбонатных отложений различных временных промежутков, в том числе и конца

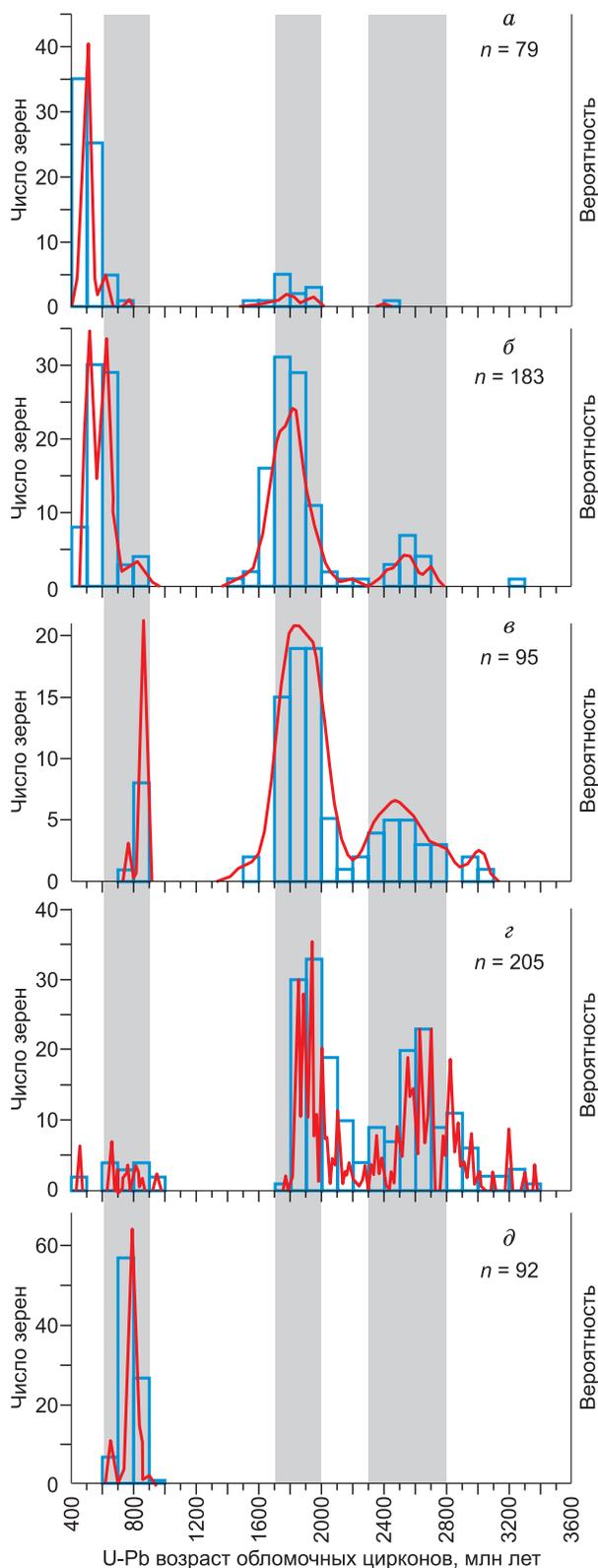


Рис. 8. Распределение возрастов детритовых цирконов в терригенных отложениях венда—палеозоя юга Сибирской платформы и мамаканской свиты Северо-Муйской глыбы.

a — девонские песчаники павловской свиты Бирюсинского Присяянья [Glorie et al., 2014]; *б* — силурийские песчаники бадарановской свиты Бирюсинского Присяянья [Glorie et al., 2014]; *в* — кембрийские песчаники усть-тагульской свиты Бирюсинского Присяянья (данные авторов); *г* — вендские песчаники юга Сибирской платформы (байкальская и оселковская серии [Летникова и др., 2013], большепатомская серия [Чумаков и др., 2011]); *д* — вендские песчаники мамаканской свиты Северо-Муйской глыбы (данная статья).

протерозоя—начала палеозоя. Изотопный состав стронция на уровне 0.7081—0.7085 типичен для воды очень широкого временного интервала от 630 до 510 млн лет [McArthur et al., 2001; Melezhik et al., 2001, 2002; Halverson et al., 2007]. Находки в разрезе свиты кембрийских трилобитов позволяют значительно сузить время формирования свиты до нижнего—среднего кембрия (541(535)—510 млн лет). Для обоснования международной стратиграфической схемы работы проводили в рамках проекта IGCP 591, в ходе которого была построена обобщенная схема изменения изотопного состава стронция и углерода воды кембрийского океана [Saltzman, Thomas, 2012; Babcock et al., 2015]. Изотопные характеристики янгудской свиты согласуются с таковыми для карбонатных пород, накапливающихся в интервале 541—515 млн лет назад (рис. 9). Данные по изотопному составу углерода карбонатных пород янгудской свиты сокращают этот временной промежуток до интервала 535—521 млн лет, что согласуется с находками органических остатков алданского и ленского ярусов [Язмир и др., 1975].

Для детализации времени накопления карбонатных отложений янгудской свиты было проведено сопоставление кривых вариаций изотопного состава стронция и углерода, полученных для пород этой свиты, с кембрийскими разрезами, имеющими палеонтологическую и геохронологическую привязку. Одним из наиболее изученных считается неопротерозой-кембрийский разрез Шиаотан (Xiaotan) платформы Янцзы (Южный Китай). Кембрийская часть этого разреза представлена породами свит (снизу вверх) Зуджиакуинг, Шиянтоу и Йаншан (Zhujiacquing, Shiyantou и Yu'anshan) (см. рис. 9). Первая из них самая мощная и сложена карбонатными породами, остальные — в основном пес-

чаниками с прослоями доломитов. Кембрийский возраст подтвержден как палеонтологическим методом, так и U-Pb датированием цирконов разными методами, выделенных из бентонитовых туфов в дублирующем разрезе Мейшусун (Meishucun), и определен в интервале 535—540 млн лет [Jenkins et al., 2002; Brooks et al., 2006; Compston et al., 2008; Sawaki et al., 2008; Zhu et al., 2009]. Изотопный состав стронция наименее измененных карбонатных отложений двух верхних пачек свиты Зуджиакуинг варьирует в интервале 0.7082—0.7084 с экскурсами в большие значения, значение $\delta^{13}\text{C}$ изменяется в широком промежутке от -10.4 до $+1.05$ ‰ в нижней пачке Зонгуикун и от -0.9 до $+7.3$ ‰ в верхней пачке Дахаи

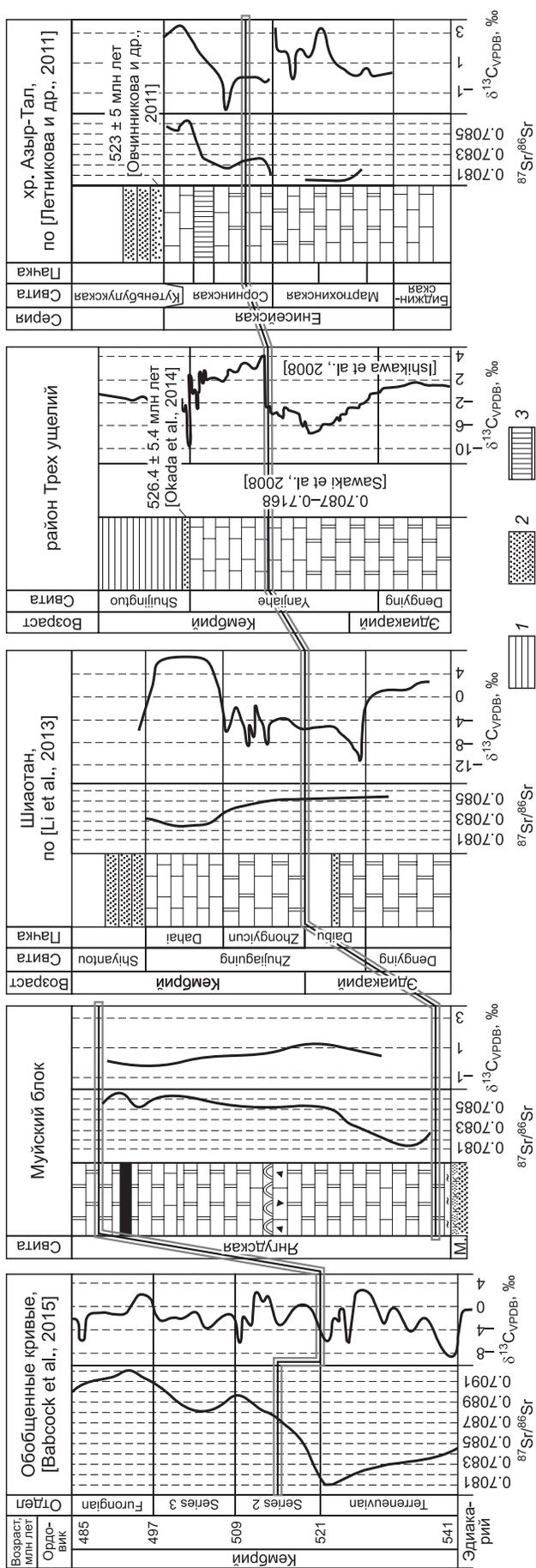


Рис. 9. Sr- и C-изотопные хемотратиграфические корреляции и возрастные характеристики венд-кембрийских разрезов Муйского блока, Южного Китая [Sawaki et al., 2008; Ishikawa et al., 2008; Li et al., 2013], Батеневского кряжа [Летникова и др., 2011] и сопоставление с обобщенными кривыми вариаций в кембрийском океане.

1 — известковые черные сланцы; 2 — гравелисты и песчаники; 3 — баритносная пачка. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

(Dahai) [Li et al., 2013]. Как можно заметить, при схожести стронциевых изотопных характеристик данные по изотопному составу углерода значительно отличаются.

Возрастным аналогом свиты Зуджиакунг считаются породы свиты Янжиай (Yanjiaie) района Трех ущелий (Three Gorge area) Южного Китая. Разрез свиты представлен в нижней части доломитами, которые сменяются известняками и чередуются с прослоями черных сланцев (см. рис. 9). Карбонатные породы этого подразделения несколько изменены или обогащены детритовым материалом, и полученные для них стронциевые изотопные характеристики ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7087\text{—}0.7168$ [Sawaki et al., 2008]) не отражают состав океанической воды в раннем кембрии. Однако эти изменения, как считают авторы, не сместили изотопный состав углерода и кислорода [Ishikawa et al., 2008; Sawaki et al., 2008]. В нижней части разреза значение $\delta^{13}\text{C}$ снижается от +0.5 до -6.7 ‰, а затем повышается до +4.2 ‰. В прикровленной части величина $\delta^{13}\text{C}$ снижается до нуля и ниже, достигая значения -9.2 ‰. Плавное снижение некоторыми excursionами как в отрицательную, так и в положительную области во второй половине разреза свиты Янжиай хорошо сопоставимо с таковым, наблюдаемым для доломитов янгудской свиты. Из туфов, перекрывающих породы свиты Янжиай, были выделены цирконы, и методом Nano-SIMS U-Pb был получен возраст их образования 526.4 ± 5.4 млн лет [Okada et al., 2014].

В Центрально-Азиатском складчатом поясе в кембрийское время существовали блоки, где начиная с неопротерозоя происходило накопление карбонатных осадков. В осадочной летописи Батеневского террейна (хр. Азыр-Тал, Россия) позднедокембрий-кембрийский этап отразился в формировании пород енисейской серии. Возраст формирования известняков верхней части сорнинской свиты, завершающей енисейскую серию, был определен методом Pb-Pb изотопно-геохронологического изучения и составляет 523 ± 5 млн лет [Овчинникова и др., 2011]. Отношение

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатах сорнинской свиты растёт от 0.70810 до 0.70852, значение $\delta^{13}\text{C}$ варьирует от -2.6‰ до $+3.7\text{‰}$ [Летникова и др., 2011]. Сопоставление полученных данных указывает на то, что Sr изотопные характеристики янгудских и сорнинских карбонатов аналогичны, а отличие в значениях $\delta^{13}\text{C}$ можно объяснить различной биопродуктивностью в этих бассейнах.

Одним из крупнейших континентальных блоков в пределах Палеоазиатского океана был Дзабханский микроконтинент. Его позднепротерозойско-кембрийский чехол представлен породами двух свит: вендской — цаганоломской и кембрийской — баянгольской. Последняя представлена переслаиванием тонкоплитчатых, массивных известняков, песчаников и алевролитов. Значения изотопного состава стронция известняков варьирует в очень узком интервале: 0.70844—0.70860, величина $\delta^{13}\text{C}$ изменяется в широких пределах от -3.9 до $+5.4\text{‰}$ [Brasier et al., 1996; Vishnevskaya et al., 2015]. Абсолютной возрастной привязки для пород баянгольской свиты нет, однако она коррелируется по биостратиграфическим характеристикам с породами свит Зуджиакунг и Янжияй Южного Китая [Ishikawa et al., 2008; Li et al., 2013]. Возраст последних, как сказано выше, определяется на уровне 520 млн лет. Изотопный состав Sr баянгольской свиты подобен таковому верхней части янгудской свиты, а разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ покрывает полученный для них интервал. Таким образом, можно считать их разновозрастными.

ВЫВОДЫ

Анализ геологических и литологических особенностей вендских и кембрийских осадочных пород Северо-Муйского блока, результатов сопоставления Sr- и C-изотопных данных карбонатных пород янгудской свиты с обобщенной кривой вариаций изотопного состава кембрийской воды палеоокеана и изотопными характеристиками ранее изученных разрезов, имеющих геохронологическую привязку и палеонтологические находки, интерпретация данных U-Pb датирования обломочных цирконов вендских терригенных отложений мамаканской свиты позволяют сделать следующие выводы.

1. Накопление терригенных отложений мамаканской свиты происходило при пассивном тектоническом режиме в осадочном бассейне, где поступление обломочного материала происходило в результате разрушения неопротерозойских магматических, вулканических и метаморфических пород в пределах Северо-Муйского континентального блока. Породы фундамента и чехла Сибирской платформы не участвовали в поставке обломочного материала в его венд-кембрийские бассейны.

2. Породы янгудской свиты накапливались в открытом морском мелководном бассейне в кембрии в ограниченном временном интервале 525—520 млн лет, что не противоречит ранним биостратиграфическим исследованиям.

Все это указывает на седиментацию отложений мамаканской и янгудской свит в венде—нижнем кембрии в пределах шельфа тектонически-пассивного Северо-Муйского континентального блока в палеоокеане на значительном удалении от шельфовых осадочных бассейнов Сибирской платформы.

Авторы искренне признательны Г.А. Докукиной (ИГМ СО РАН) за помощь в подготовке проб и благодарны С.И. Школьник и С.Ю. Скузватову (ИЗК СО РАН) за консультации и обсуждение материалов для статьи.

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ №16-17-10076.

ЛИТЕРАТУРА

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.

Грудинин М.И., Мазукабзов А.М., Демин И.А. Ультрабазит-базитовый магматизм обрамления Муйской глыбы (Средневитимская горная область) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002, т. 77, вып. 4, с. 77—86.

Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Буслов М.М., Прошенкин А.И., Джен Х. Позднекембрийские терригенные породы Анамакит-Муйской зоны Байкало-Муйского пояса: геохимия и данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1491—1507.

Зорин Ю.А., Склярёв Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга—задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее—раннем палеозое // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (3), с. 209—226.

Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А., Терлеев А.А., Константинова Г.В. Геохимические и изотопные (Sr, C, O) характеристики венд-кембрийских карбонатных отложений хр. Азыр-Тал (Кузнецкий Алатау): хемостратиграфия и обстановки седиментогенеза // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (10), с. 1466—1487.

Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Джен Х. Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические и изотопные

(Sr, Sm-Nd) свидетельства и данные U-Pb датирования LA-ICP-MS детритовых цирконов // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1507—1529.

Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Летников Ф.А., Ветрова Н.И., Школьник С.И., Костицын Ю.А., Караковский Е.А., Резницкий Л.З., Каныгина Н.А. Осадочные комплексы чехла Дзабханского микроконтинента: различные бассейны седиментации и источники сноса // ДАН, 2016, т. 470, № 5, с. 570—574.

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

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

Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Переляев В.И., Шалаев В.С. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001, т. 9, № 4, с. 3—15.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника, 2011, № 5, с. 17—51.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М., Недра, 1964, 515 с.

Семихатов М.А., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мельников Н.Н., Подковыров В.Н., Кислова И.В. Изотопный состав Sr в морской воде в начале позднего рифея: известняки лахандинской серии Учуро-Майского региона Сибири // ДАН, 1998, т. 360, № 2, с. 236—240.

Чумаков Н.М., Линнеманн У., Хоффманн М., Покровский Б.Г. Неопротерозойские ледниковые покровы Сибирской платформы: U-Pb LA-ICP-MS датировка обломочных цирконов большепатовской свиты и геотектоническое положение источников сноса // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2011, т. 19, № 6, с. 105—112.

Шацкий В.С., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л., Дриль С.И. Свидетельства неопротерозойской континентальной субдукции в Байкало-Муйском складчатом поясе // ДАН, 2014, т. 459, № 2, с. 228—231.

Язмир М.М., Далматов Б.А., Язмир И.К. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР. Палеозой. М., Недра, 1975, 184 с.

Ярмолук В.В., Ковач В.П., Козаков И.К., Козловский А.М., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю. Механизмы формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника, 2012, № 4, с. 3—27.

Babcock L.E., Peng S.-C., Brett C.E., Zhu M.-Y., Ahlberg P., Bevis M., Robison R.A. Global climate, sea level cycles, and biotic events in the Cambrian Period // *Palaeoworld*, 2015, v. 24, № 1—2, p. 5—15.

Banner J.L. Radiogenic isotopes: systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy // *Earth Sci. Rev.*, 2004, v. 65, p. 141—194.

Bartley J.K., Pope M., Knoll A.H., Semikhatov M.A., Petrov P.Y. A Vendian–Cambrian boundary succession from the northwestern margin of the Siberian Platform: stratigraphy, palaeontology, chemostratigraphy and correlation // *Geol. Mag.*, 1998, v. 135, p. 473—494.

Brasier M.D., Dorjnamjaa D., Lindsay J.F. The Neoproterozoic to early Cambrian in southwest Mongolia: an introduction // *Geol. Mag.*, 1996, v. 133, № 4, p. 365—369.

Brooks B., Crowley J., Bowring S., Cervato C., Jin Y. A new U/Pb date for the basal Meishucun section and implications for the age of the Cambrian explosion // *Amer. Geophys. Union Fall Meeting*, 2006, Abstract, p. 0568.

Compston W., Zhang Z., Cooper J.A., Ma G., Jenkins R.J.F. Further SHRIMP geochronology on the early Cambrian of South China // *Amer. J. Sci.*, 2008, v. 308, p. 399—420.

Derry L.A., Brasier M.D., Corfield R.M., Rozanov A.Yu., Zhuravlev A.Yu. Sr and C isotopes in Lower Cambrian carbonates from the Siberian craton: a paleoenvironmental record during the Cambrian explosion // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, v. 128, p. 671—681.

Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Safonova I.Yu. Detrital zircon provenance of early Palaeozoic sediments at the southwestern margin of the Siberian Craton: Insights from U–Pb geochronology // *J. Asian Earth Sci.*, 2014, v. 82, p. 115—123.

Halverson G.P., Dudás F.Ö., Maloof A.C., Bowring S.A. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater // *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol.*, 2007, v. 256, № 3—4, p. 103—129.

Ishikawa T., Ueno Y., Komiya T., Sawaki Y., Han J., Shu D., Li Y., Maruyama S., 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 Res.*, 2008, v. 14, p. 193—208.

Jenkins R.J.F., Cooper J.A., Compston W. Age and biostratigraphy of Early Cambrian tuffs from SE Australia and southern China // *J. Geol. Soc. London*, 2002, v. 159, p. 645—658.

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, p. 133—144.

Li D., Ling H.-F., Shields-Zhou G.A., Chen X., Cremonese L., Och L., Thirlwall M., Manning C.J. Carbon and strontium isotope evolution of seawater across the Ediacaran–Cambrian transition: Evidence from the Xiaotan section, NE Yunnan, South China // *Precambrian Res.*, 2013, v. 225, p. 128—147.

Liu Y., Gao S., Hu Z., Gao C., Zong K., Wang D. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U–Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths // *J. Petrol.*, 2010, v. 51, p. 537—571.

Ludwig K.R. ISOPLOT 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley, Berkley Geochronology Center, California, 2003.

McArthur M., Howarth R.J., Bailey T.R. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS Version 3: Best fit to the marine Sr-isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age // *J. Geol.*, 2001, v. 109, p. 155—170.

Melezhik V.A., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Fallick A.E. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for ‘blind dating’ // *Terra Nova*, 2001, v. 13, № 1, p. 1—11.

Melezhik V.A., Roberts D., Zwaan K.B., Gorokhov M., Kuznetsov A.B., Fallick A.E., Pokrovsky B.G. Isotopic stratigraphy suggests Neoproterozoic ages and Laurentian ancestry for high-grade marbles from the north-central Norwegian Caledonides // *Geol. Mag.*, 2002, v. 139, № 4, p. 375—393.

Okada Y., Sawaki Y., Komiya T., Hirata T., Takahata N., Sano Y., Han J., Maruyama S. New chronological constraints for Cryogenian to Cambrian rocks in the Three Gorges, Weng’an and Chengjiang areas, South China // *Gondwana Res.*, 2014, v. 25, p. 1027—1044.

Saltzman M.R., Thomas E. Carbon isotope stratigraphy // Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M. Schmitz, G. Ogg, *The Geologic Time Scale*. Elsevier, 2012, <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00011-1>.

Sawaki Y., Ohno T., Fukushi Y., Komiya T., Ishikawa T., Hirata T., Maruyama S. Sr isotope excursion across the Precambrian–Cambrian boundary in the Three Gorges area, South China // *Gondwana Res.*, 2008, v. 14, p. 134—147.

Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A., Skuzovatov S.Yu. Evolution history of the Neoproterozoic eclogite-bearing complex of the Muya dome (Central Asian Orogenic Belt): Constraints from zircon U–Pb age, Hf and whole-rock Nd isotopes // *Precambrian Res.*, 2015, v. 261, p. 1—11.

Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhf J., Carden G.A.F., Diener A., Ebner S., Godderis Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha O.G., Strauss H. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ evolution of Phanerozoic seawater // *Chem. Geol.*, 1999, v. 161, № 1, p. 59—88.

Vishnevskaya I., Letnikova E., Pisareva N., Proshenkin A. Chapter 18 — Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonate deposits of the Tuva–Mongolian and Dzabkhan continental blocks: constraints on the age, glaciation and sedimentation // *Chemostratigraphy: concepts, techniques, and applications* / Ed. Mu. Ramkumar. Amsterdam, Elsevier, 2015, p. 451—487, <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-419968-2.00018-2>.

Xia X.P., Sun M., Geng H.Y., Sun Y.L., Wang Y.J., Zhao G.C. Quasisimultaneous determination of U–Pb and Hf isotope compositions of zircon by excimer laser-ablation multiple-collector ICPMS // *J. Anal. Atom. Spectrom.*, 2011, v. 26, p. 1868—1871.

Xiao S., Bao H., Wang H., Kaufman A.J., Zhou C., Li G., Yuan X., Ling H. The Neoproterozoic Quruqtagh Group in eastern Chinese Tianshan: evidence for a post-Marinoan glaciation // *Precambrian Res.*, 2004, v. 130, № 1–4, p. 1—26.

Zhu R., Li X., Hou X., Pan Y., Wang F., Deng C., He H. SIMS U–Pb zircon age of a tuff layer in the Meishucun section Yunnan, southwest China: constraint on the age of the Precambrian–Cambrian boundary // *Sci. China, Ser. D*, 2009, v. 52, p. 1385—1392.

*Рекомендована к печати 25 апреля 2018 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию 12 декабря 2017 г.,
после доработки — 10 марта 2018 г.*