

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ИСТОЧНИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ КЕМБРИЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД МЕЛЬГИНСКОГО ПРОГИБА (БУРЕЙНСКИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ МАССИВ)

© 2019 г. Р. О. Овчинников^{а,*}, А. А. Сорокин^{а,**}, В. П. Ковач^б, А. Б. Котов^{б,***}

^аИнститут геологии и природопользования ДВО РАН

Россия, 675000 Благовещенск, пер. Рёлочный, 1

^бИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН

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

e-mail: *roman11021992@mail.ru; **sorokin@ascnet.ru; ***abkotov-spb@mail.ru

Поступила в редакцию 26.12.2017 г.

После доработки 29.05.2018 г.

Принята к публикации 21.06.2018 г.

В результате проведенных исследований получены первые данные о геохимических особенностях кембрийских осадочных комплексов Мельгинского прогиба Буреинского континентального массива, а также возрастах детритовых цирконов из них. Установлено, что среди обломочных цирконов в песчаниках чергиленской и аллинской свит Мельгинского прогиба преобладают цирконы позднерифейского (пики на кривой вероятности 0.78, 0.82, 0.94, 1.04 млрд лет) и раннерифейского (пики на кривой вероятности 1.38, 1.45, 1.64 млрд лет) возрастов. Единичные зерна имеют среднерифейские, раннепротерозойские и позднеархейские возрасты. Можно предполагать, что источниками позднерифейских цирконов в песчаниках чергиленской и аллинской свит являются магматические породы габбро-гранитоидной (940–933 млн лет) и гранит-лейкогранитной (804–789 млн лет) ассоциаций, выявленных в строении Буреинского континентального массива. Мы не можем предположить, какие именно образования являлись источником среднерифейских и более древних детритовых цирконов в кембрийских осадках Буреинского континентального массива, поскольку до сих пор в его строении не установлено комплексов древнее позднего рифея. Наиболее вероятной геодинамической обстановкой накопления кембрийских терригенных отложений Мельгинского прогиба является обстановка активной континентальной окраины, что согласуется с проявлением раннекембрийского гранитоидного магматизма.

Ключевые слова: Буреинский континентальный массив, Центрально-Азиатский пояс, Мельгинский прогиб, чергиленская свита, аллинская свита, детритовые цирконы, U-Th-Pb геохронология, поздний протерозой

DOI: 10.31857/S0016-7525645503-519

ВВЕДЕНИЕ

Центрально-Азиатский складчатый пояс является одной из главнейших и, одновременно, наиболее сложно построенных тектонических структур Евразии. Основные черты строения этого крупнейшего подвижного пояса Земли определяются сочетанием многочисленных континентальных массивов (микроконтинентов) и разделяющих их разновозрастных складчатых поясов, зажатых между Северо-Азиатским кратоном с одной стороны, Сино-Корейским и Таримским кратонами с другой (Зонешайн и др.,

1990; Моссаковский и др., 1993; Парфенов и др., 2003; Sengor, Natal'in, 1996; Zhao et al., 1994, 1996, 2012; Ханчук, 2006; Li, 2006; Zhou et al., 2010; Zhou, Wilde, 2013; Kroner, 2015).

Полученные к настоящему времени данные позволили предложить различные тектонические модели эволюции восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (например, Zhou et al., 2010, 2011a, 2011b; Tang et al., 2013; Zhou, Wilde, 2013; Wilde, 2015; Kroner et al., 2015, 2017). В то же время существующие модели остаются неполными без решения во-

проса о происхождении Буреинского континентального массива, который относится к числу наиболее крупных континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1). Решение указанного во-

проса невозможно без получения информации о возрасте и тектонических и магматических событий в истории Буреинского массива, и в первую очередь это относится к наиболее древним событиям.

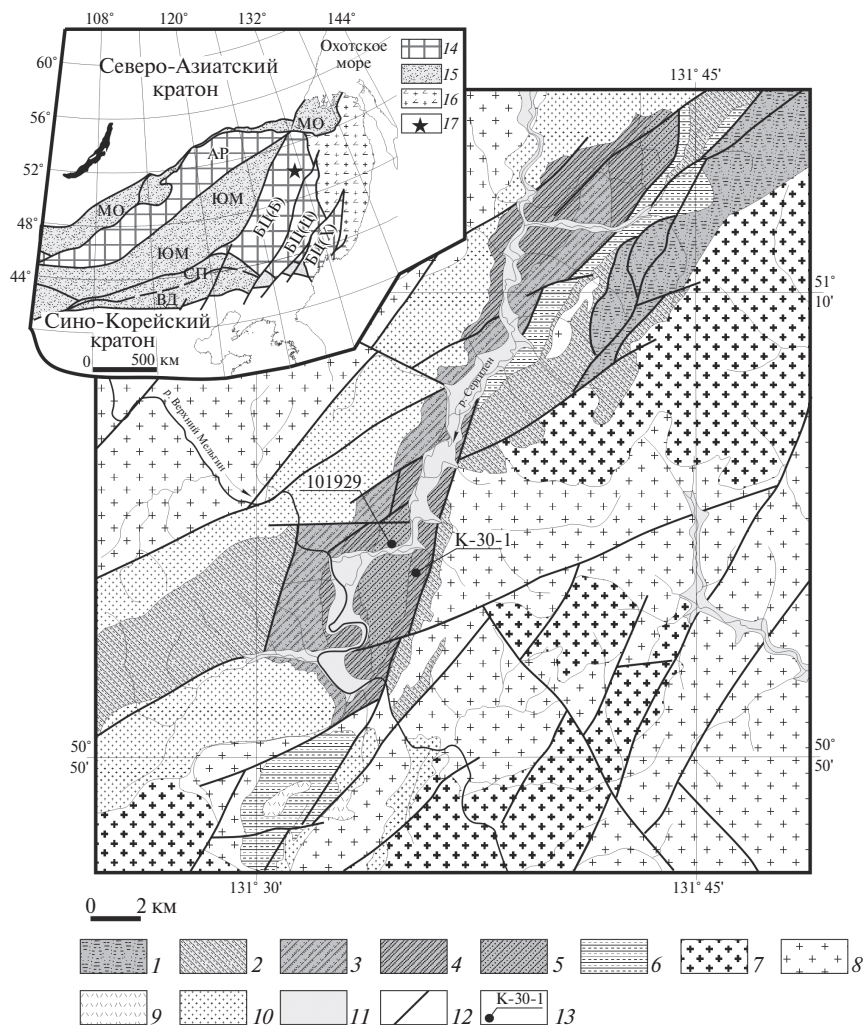


Рис. 1. Схематическая геологическая карта фрагмента Буреинского континентального массива (бассейн р. Верхний Мельгин). Составлена по (Амелин, 2016) с упрощениями авторов.

1 – сланцы слюдястые, часто углеродистые с пластами кварцитов и мраморов условно средне-верхнерифейской нятыгранской свиты; 2 – метапесчаники, метаалевролиты, филлиты условно верхнерифейской туранской серии; 3–5 – терригенно-карбонатные отложения Мельгинского прогиба: 3 – известняки, иногда мраморизованные, доломитизированные вендской мельгинской свиты, 4 – углисто-глинистые, известково-глинистые, серицит-кремнистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки нижнекембрийской чергиленской свиты, 5 – песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов нижнекембрийской аллинской свиты; 6 – туфы кислого состава, риолиты и их лавобрекчии условно нижнекаменноугольной амганской свиты; 7 – гранитоиды условно раннепалеозойских кивилийского и суларинского комплексов; 8 – гранитоиды условно позднепалеозойского тырмобуреинского комплекса; 9 – риолиты, трахириолиты средне-позднетриасового таловского комплекса; 10 – гранитоиды поздне-триасового–раннеюрского харинского комплекса; 11 – кайнозойские рыхлые отложения; 12 – разломы; 13 – места отбора образцов для геохронологических исследований и их номера.

На врезке показано положение исследуемого объекта в структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса [тектоническая основа по (Парфенов и др., 2003)]: 14 – континентальные массивы (супертеррейны): АР – Аргунский, БЦ – Буряя-Цзямусинский (БЦ(Б) – Буреинский террейн, БЦ(Ц) – Цзямусинский террейн, БЦ(Х) – Ханкайский террейн); 15 – палеозойские-раннемезозойские складчатые пояса: ЮМ – Южно-Монгольско-Хинганский, СЛ – Солонкерский, ВД – Вундурмиао, МО – Монголо-Охотский; 16 – позднеюрско-раннемиоловые орогенные пояса; 17 – положение объекта исследования.

Согласно существующим представлениям (Красный, Пен Юньбяо, 1999; Ханчук, 2006; Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др., 2007; Сержников, Волкова, 2007, и др.), фундамент Буреинского континентального массива сложен раннедокембрийскими метаморфическими комплексами, хотя это до сих пор не подкреплено фактическим материалом. Более того, полученные к настоящему времени немногочисленные геохронологические данные (Сорокин и др., 2016; 2017; Овчинников и др., 2018) свидетельствуют о том, что в составе условно раннедокембрийских метаморфических комплексов Буреинского массива совмещены образования не древнее рифейского возраста. Следует отметить, что аналогичные результаты получены и для метаморфических комплексов других континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Котов и др., 2009 а,б,в; 2013; Ханчук и др., 2010; Сальникова и др., 2012, 2013; Wu et al., 2011; Zhou et al., 2011а,б; Tang et al., 2013; Zhou, Wilde, 2013).

На данный момент известно о существовании по крайней мере двух этапов проявления позднерифейского магматизма – 940–933 и 804–789 млн лет в истории становления Буреинского континентального массива (Сорокин и др., 2016; 2017), информация же о более древних магматических событиях отсутствует.

Значительный объем информации для реконструкции истории (в том числе ранних ее этапов) формирования континентальных массивов несут в себе осадочные серии. В этом плане в данной статье обсуждаются результаты геохимических, Sm-Nd изотопно-геохимических и U-Th-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований кембрийских терригенных отложений, выполняющих Мельгинский прогиб в северной части Буреинского континентального массива (рис. 1).

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ БУРЕЙНСКОГО КONTИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА

Буреинский континентальный массив (рис. 1) относится к числу наиболее крупных континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и обычно рассматривается как составная часть Буреинско-Цзямусинского супертеррейна (Парфенов и др., 2003).

Наиболее древними образованиями Буреинского континентального массива считаются метаморфические породы амурской серии, а также

магматические породы амурского и древнебуреинского комплексов, традиционно относимые к архею (Мартынюк и др., 1990; Красный, Пен Юньбяо, 1999; Геодинамика ..., 2006; Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др., 2007; Сержников, Волкова, 2007, и др.). Однако, как показали результаты U-Pb геохронологических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований (Котов и др., 2009 а,б; Сальникова и др., 2013), протолиты метаморфических пород имеют позднепротерозойский и/или палеозойский возраст, а наложенные на них структурно-метаморфические преобразования – палеозойский и мезозойский возраст.

К нижнепротерозойским (Мартынюк и др., 1990; Петрук, Волкова, 2006; Ханчук, 2006; Забродин и др., 2007; Амелин, 2017, и др.) или средневерхнерифейским (Амелин, 2017) образованиям Буреинского континентального массива в схемах расчленения и корреляции геологических комплексов относят слюдястые, часто углеродистые сланцы с пластами кварцитов и мраморов нятыгранской свиты. К позднему рифею условно относятся интрузии габброидов и гранитоидов нятыгранского комплекса (Амелин, 2017).

Условно позднепротерозойские образования Буреинского континентального массива (Зубков, Васькин, 1984; Решения ..., 1994; Красный, Пэн Юньбяо, 1999; Ханчук, 2006; Забродин и др., 2007; Сержников, Волкова, 2007, и др.) представлены преимущественно терригенными, терригенно-карбонатными и вулканическими отложениями, слагающими многочисленные, но незначительные по размерам тектонические блоки в различных частях массива. Однако достоверных данных, свидетельствующих об их возрасте, нет. В то же время установлен раннепалеозойский возраст для целой серии “реперных” геологических комплексов, которые ранее относили к позднему докембрию, в том числе для метариолитов (Сорокин и др., 2011б) и метапесчаников туранской серии (Сорокин и др., 2014).

Исключением являются вендские и нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения, содержащие микрофитолиты и археоциаты (мельгинская, чергиленская и аллинская свиты), представленные в центральной части Буреинского континентального массива в пределах Мельгинского прогиба (или трога) (Зубков, Васькин, 1984; Решения..., 1994; Красный, Пэн Юньбяо, 1999; Ханчук, 2006; Забродин и др., 2007, и др.). Здесь же встречаются блоки с фрагментами девонских терригенных и каменно-

угольных вулканогенно-терригенных комплексов (Зубков, Васькин, 1984; Амелин, 2016).

Большую часть Буреинского континентального массива занимают ранне- и позднепалеозойские, а также раннемезозойские гранитоиды (рис. 1). При этом критерии отнесения гранитоидов к тому или иному комплексу, а также вопросы их возраста остаются предметом постоянных дискуссий. К наиболее ранним в схемах корреляции магматических комплексов относятся гранитоиды кивилийского и суларинского комплексов (Зубков, Васькин, 1984; Мартынюк и др., 1990; Геодинамика ..., 2006; Амелин, 2016).

Для порфиробластических роговообманково-биотитовых гранитов кивилийского комплекса приводятся определения возраста от раннего кембрия (Амелин, 2016) до раннего ордовика (Сорокин и др., 2011а), тогда как для биотитовых гнейсовидных гранитов суларинского массива одноименного комплекса установлен раннепермский (285 ± 1 млн лет) возраст (Сорокин, Кудряшов, 2012).

Наибольшим распространением в пределах Буреинского континентального массива пользуются преимущественно известково-щелочные гранитоиды, относимые (Зубков, Васькин, 1984; Мартынюк, 1990; Петрук, Волкова, 2006; Сережников, Волкова, 2007; Забродин и др., 2007, и др.) к позднепалеозойскому габбро-диорит-гранодиорит-гранитному тырмо-буреинскому комплексу (рис. 1). В то же время установлено, что целая серия петротипических массивов этого комплекса имеет не позднепалеозойский, а раннемезозойский возраст – 218–185 млн лет (Сорокин и др., 2010). В этом же диапазоне находятся оценки возраста, полученные для щелочных и субщелочных гранитоидов алтахтинского и харинского комплексов, а также вулканитов таловского комплекса (Сорокин, Кудряшов, 2013; Sorokin et al., 2016). Наиболее молодые образования Буреинского континентального массива представлены позднемезозойскими терригенными толщами и вулканическими и вулканоплутоническими комплексами (Зубков, Васькин, 1984; Ханчук, 2006; Забродин и др., 2007; Сережников, Волкова, 2007).

Таким образом, Буреинский континентальный массив представляет собой сложно построенную структуру, состоящую из разновозрастных и различных по составу геологических комплексов. При этом на данный момент наименее исследованными из них являются те, которым условно приписывается докембрийский

возраст. Эта неопределенность создает существенные трудности как в понимании истории формирования Буреинского массива в частности, так и истории развития восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектами наших исследований являлись кембрийские терригенные породы (чергиленская и аллинская свиты), которые вместе с вендскими отложениями (мельгинская свита) образуют единую осадочную последовательность и участвуют в строении Мельгинского прогиба в центральной части Буреинского массива (рис. 1). Предполагается (Зубков, Васькин, 1984; Петрук, Волкова, 2006; Сережников, Волкова, 2007; Амелин, 2016), что подстилающими образованиями являются условно рифейские породы «туранской серии», хотя контакты пород Мельгинского прогиба с последними повсеместно тектонические (рис. 1).

Мельгинская свита мощностью до 800 м сложена известняками, иногда мраморизованными, доломитизированными с пластами доломитов и прослоями песчаников, филлитовидных сланцев, алевролитов, аргиллитов и фосфоритов. В бассейне р. Нижний Мельгин в известняках свиты обнаружены ископаемые остатки, позволяющие относить отложения к венду (Петрук, Волкова, 2006). Чергиленская свита мощностью до 700 м представлена углито-глинистыми, известково-глинистыми, серицит-кремнистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, известняками. В основании свиты отмечаются конгломераты или гравелиты. По одним данным, чергиленская свита залегает на мельгинской свите согласно, по другим – с размывом (Петрук, Волкова, 2006). В средней части разреза присутствует мощный горизонт известняков с археоциатами и водорослями. Комплекс фауны свидетельствует о нижнекембрийском возрасте отложений (Решения..., 1994; Петрук, Волкова, 2006). Аллинская свита мощностью до 600 м сложена существенно песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов, линзами известняков с раннекембрийскими археоциатами (Петрук, Волкова, 2006).

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Основой данной работы являлась коллекция из 12 образцов, представляющая чергиленскую

и аллинскую свиты. Во всех образцах проведено определение содержаний основных породообразующих оксидов и малых элементов, для четырех образцов выполнены Sm-Nd изотопно-геохимические исследования. Из двух образцов (по одному из каждой свиты) были выделены детритовые цирконы, для которых проведены U-Th-Pb геохронологические (LA-ICP-MS) исследования.

Определение содержаний главных и малых элементов в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом (главные элементы, Zr) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S и методом ICP-MS (Ga, Rb, Sr, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Th, U, Nb, Ta, Cu, Zn, Co, Ni, Sc, V, Cr, Pb) в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск) на масс-спектрометре Elan 6100 DRC. Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа осуществлялась путем их сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при $T=1050-1100^{\circ}\text{C}$. Величины интенсивности аналитических линий в ходе анализа корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Вскрытие образцов для определения содержаний малых элементов методом ICP-MS проводилось путем кислотного разложения. Для калибровки чувствительности масс-спектрометра использовались стандартные растворы, включающие все анализируемые элементы. Относительная погрешность определения содержаний главных и малых элементов составила 3–10%.

Sm-Nd изотопные исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511115$ в Nd стандарте JNdi-1 (Tanaka et al., 2000). Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512108 ± 7 ($n=10$). Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$ (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd(DM)}}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по

(Jacobsen, Wasserburg, 1984) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$) и деплетированной мантии (DM) по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.21365$).

Выделение цирконов из образцов выполнено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей (аналитики Е.Н. Воропаева, О.Г. Медведева). Далее цирконы совместно со стандартными цирконами (FC, SL и R33) были вмонтированы в шашку, изготовленную из эпоксидной смолы, и приполированы приблизительно до середины зерен. Внутреннее строение зерен циркона исследовалось в режиме BSE (back-scattered electron) с использованием сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N, оснащенного детектором Gatan Chroma CL2. U-Th-Pb геохронологические исследования индивидуальных цирконов выполнены в Геохронологическом центре Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2. Диаметр кратера составлял 20 мкм, глубина – 15 мкм. Калибровка проводилась по стандарту FC [Duluth complex, 1099.3 ± 0.3 млн лет (Paces, Miller, 1993)]. В качестве вторичных стандартов для контроля измерений использовались цирконы SL (Sri Lanka) и R33 (Braintree complex) (Black et al., 2004). Значения возрастов по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для стандарта SL в процессе измерений составили 557 ± 5 и 558 ± 7 млн лет (2σ) соответственно, что хорошо согласуется со значениями, опубликованными в (Gehrel et al., 2008), полученными с использованием ID-TIMS метода. Средние значения возрастов по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для стандарта R33 составили 417 ± 7 и 415 ± 8 млн лет, соответствующие рекомендованным (Black et al., 2004; Mattinson, 2010). Систематические погрешности составляют 0.9% для отношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и 0.8% для отношения $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ (2σ). Поправки на обычный Pb вводились по ^{204}Pb , скорректированному на ^{204}Hg , в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Используются следующие константы распада U и отношения: $^{238}\text{U} = 9.8485 \cdot 10^{-10}$, $^{235}\text{U} = 1.55125 \cdot 10^{-10}$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$. Конкордантные возрасты (Concordia Ages), средние возрасты и диаграммы с конкондией рассчитаны и построены с использованием программы Isoplot v. 4.15 (Ludwig, 2008). При построении гистограмм, кривых относительной вероятности возрастов детритовых цирконов и вычислении их пиков (Gehrels, 2011)

использовались только те оценки возраста, дискордантность которых не превышает 10%.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Среди образцов, представляющих чергиленскую свиту, преобладают полевошпат-кварцевые песчаники светло-серо-желтого цвета с мелко-среднезернистой структурой и массивной текстурой. Обломочный материал размером от 0.10 до 0.50 мм (единичные обломки достигают 0.8 мм), полуугловатой, полуокатанной форм, представлен кварцем (72–84%), плагиоклазом (3–5%) (интенсивно замещаемым серицит-пелитовым агрегатом), калиевым полевым шпатом (~7%). Слюдистые минералы представлены преимущественно мусковитом. Породы также содержат обломки микрокварцитов или кварцевых алевролитов (~5%). Преобладает контактово-поровый тип цемента, но иногда присутствует и базальный, содержание цемента в породе – ~15%. По составу цемент глинисто-гидрослюдистый, железисто-гидрослюдистый, гидрослюдистый.

Среди акцессорных минералов преобладают апатит, циркон, магнетит и ильменит.

Аллинская свита представлена полевошпат-кварцевыми песчаниками темно-серого цвета со средне-крупнозернистой структурой и массивной текстурой. Обломочный материал размером от 0.25 до 0.80 мм (единичные обломки достигают 1.0 мм) представлен полуугловатыми, полуокатанными зернами кварца (62–74%), калиевого полевого шпата (7–11%), плагиоклаза (4–8%) (интенсивно замещаемым серицит-пелитовым агрегатом), обломками карбонатов (~2%). Отдельные чешуйки слюдистых минералов представлены преимущественно мусковитом. Породы содержат обломки микрокварцитов и филлитов (5–6%). Преобладает контактово-поровый гидрослюдистый тип цемента, содержание которого достигает 5–7%. Среди акцессорных минералов преобладают апатит, ортит, циркон, магнетит и ильменит.

Химический состав песчаников чергиленской и аллинской свит Мельгинского прогиба приведен в табл. 1.

Таблица 1. Химический состав представительных образцов осадочных пород чергиленской и аллинской свит Мельгинского прогиба Буреинского континентального массива

Компоненты	К-30-1	К-30-2	К-30-4	К-30-5	К-30-7	101929	101929-1
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	80.26	74.36	82.71	80.72	81.22	76.29	76.53
TiO ₂	0.23	0.26	0.47	0.23	0.20	0.38	0.39
Al ₂ O ₃	6.63	5.88	7.71	5.93	6.10	10.32	10.41
Fe ₂ O ₃ *	2.64	3.19	2.73	2.46	2.42	1.82	1.88
MnO	0.05	0.07	0.04	0.06	0.06	0.03	0.03
MgO	0.25	0.34	0.30	0.33	0.32	1.35	1.30
CaO	2.97	6.26	0.88	3.97	2.95	1.53	1.46
Na ₂ O	0.13	0.14	0.16	0.12	0.16	1.95	1.83
K ₂ O	3.57	2.88	3.76	2.99	3.25	5.04	5.04
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03
ППП	3.42	6.33	2.04	3.69	3.31	2.78	2.53
Сумма	100.13	99.68	100.80	100.48	99.94	100.87	100.85
Ga	5.81	5.74	8.03	4.82	4.91	11.3	11.3
Rb	91	74	99	79	81	128	125
Sr	14.5	22.4	14.4	20.1	17.6	27.4	26.6
Ba	608	501	584	527	584	633	625
La	15.2	16.2	24.7	14.1	12.7	31.4	33.1
Ce	31.1	35.9	52.4	30.0	27.2	58.1	60.5
Pr	3.64	4.31	6.09	3.66	3.20	6.78	6.99
Nd	14.0	17.1	23.0	14.8	12.7	23.5	24.5
Sm	3.23	3.69	4.92	3.10	3.09	4.35	4.67
Eu	0.43	0.50	0.57	0.41	0.40	0.47	0.46
Gd	3.41	3.95	4.72	3.58	3.43	3.92	4.24
Tb	0.58	0.64	0.76	0.57	0.54	0.70	0.70

Таблица 1. Продолжение

Компоненты	К-30-1	К-30-2	К-30-4	К-30-5	К-30-7	101929	101929-1
	1	2	3	4	5	6	7
Dy	3.67	4.01	5.02	3.68	3.71	4.48	4.36
Ho	0.70	0.74	0.98	0.70	0.69	0.92	0.92
Er	2.17	2.26	3.10	2.05	2.17	2.82	2.81
Tm	0.32	0.34	0.48	0.33	0.33	0.47	0.48
Yb	2.20	2.25	3.15	1.96	2.18	2.97	3.08
Lu	0.28	0.30	0.46	0.30	0.30	0.43	0.45
Y	20.5	22.3	29.2	20.8	20.5	26.4	25.9
Nb	4.44	4.90	8.61	4.20	4.35	8.37	8.07
Ta	0.38	0.42	0.73	0.37	0.34	0.77	0.73
Zr	70	92	210	74	66	128	137
Th	9.93	12.5	24.0	9.58	8.50	19.7	21.3
U	2.29	3.09	4.71	2.46	2.02	4.65	4.86
Pb	12.1	16.1	19.7	8.4	12.3	7.18	5.92
Cu	24.0	19.9	24.6	21.5	14.0	31.0	73.7
Zn	58.4	89.9	75.6	66.3	44.6	17.5	12.5
Sc	2.80	3.92	5.53	2.39	2.49	5.50	5.20
V	12.9	14.0	20.9	12.5	11.7	26.1	27.1
Cr	61	59	61	61	64	76	62
Co	2.82	2.46	4.59	2.44	2.14	3.52	3.52
Ni	10.10	8.79	10.50	8.54	7.25	11.60	7.62
CIW	54	34	80	44	52	63	65
CIA	41	29	56	36	40	47	48

Таблица 1. Продолжение

Компоненты	101929-2	101929-4	101929-6	101929-27	101929-30
	8	9	10	11	12
SiO ₂	76.06	76.39	77.32	70.74	76.89
TiO ₂	0.38	0.39	0.38	0.32	0.45
Al ₂ O ₃	10.22	10.59	10.77	9.22	10.14
Fe ₂ O ₃ *	1.94	3.09	2.79	1.66	2.79
MnO	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04
MgO	1.04	0.82	0.69	0.81	0.77
CaO	1.14	1.06	0.78	5.89	1.03
Na ₂ O	1.77	1.86	2.11	1.10	1.98
K ₂ O	4.96	5.10	5.20	4.57	4.78
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.06	0.04	0.06
ППП	2.24	1.68	1.51	5.67	2.05
Сумма	99.18	100.38	100.77	99.97	100.20
Ga	11.1	11.9	11.1	9.9	11.1
Rb	130	131	128	113	122
Sr	25.7	25.4	25.4	24.5	24.2
Ba	644	647	623	544	582
La	32.6	32.7	31.1	28.2	32.7
Ce	60.1	60.7	57.3	51.2	61.3
Pr	6.99	6.98	6.44	5.70	7.00
Nd	23.7	24.3	23.3	20.8	25.6
Sm	4.53	4.59	4.44	3.91	4.85
Eu	0.45	0.48	0.47	0.43	0.52
Gd	4.31	4.05	4.09	3.71	4.39
Tb	0.72	0.68	0.67	0.60	0.74
Dy	4.60	4.47	4.15	3.87	4.76
Ho	0.96	0.93	0.88	0.79	0.99
Er	3.04	2.86	2.77	2.51	3.05

Таблица 1. Окончание

Компоненты	101929-2	101929-4	101929-6	101929-27	101929-30
	8	9	10	11	12
Tm	0.48	0.46	0.44	0.39	0.50
Yb	3.16	3.00	2.98	2.75	3.32
Lu	0.45	0.41	0.43	0.41	0.55
Y	27.7	25.1	25.6	23.5	28.7
Nb	8.08	8.06	7.65	5.63	8.62
Ta	0.78	0.74	0.77	0.60	0.94
Zr	147	136	137	119	193
Th	21.1	20.1	17.9	15.4	25.3
U	4.09	4.26	4.15	3.50	5.80
Pb	11.2	8.91	12.5	15.7	18.2
Cu	39.1	41.8	35.0	15.8	26.1
Zn	15.8	22.0	37.4	27.8	40.6
Sc	4.59	6.14	6.30	4.51	6.12
V	28.3	27.0	28.8	23.7	30.6
Cr	90	46	48	17.7	37
Co	3.46	3.97	4.23	2.80	4.02
Ni	9.7	12.8	14.2	7.5	12.1
CIW	67	68	69	42	66
CIA	50	50	51	34	50

Примечания. 1–5 – песчаники чергиленской свиты; 6–12 – песчаники аллинской свиты.

Содержания главных элементов приведены в мас.%, малых элементов – в мкг/г. $Fe_2O_3^*$ – общее железо в форме Fe_2O_3 .

$CIW = 100 \cdot Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)$ (Harnois, 1988), $CIA = (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)) \cdot 100$ (Nessbit, Young, 1982; Visser, Young, 1990).

На классификационных диаграммах $lg(SiO_2/Al_2O_3) - lg(Na_2O/K_2O)$ (Петтиджон и др., 1976), $lg(SiO_2/Al_2O_3) - lg(Fe_2O_3/K_2O)$ (Herron, 1988) фигуративные точки составов терригенных пород исследуемых толщ располагаются в поле литаренитов и аркозов (рис. 2 а,б).

Распределение редкоземельных элементов в песчаниках чергиленской и аллинской свит имеет умеренно дифференцированный характер ($[La/Yb]_n = 3.95 - 7.40$) при отчетливой отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.30 - 0.39$) (рис. 3 а,б). На спайдер-диаграмме (рис. 4 а,б) мы можем видеть, что породы чергиленской и аллин-

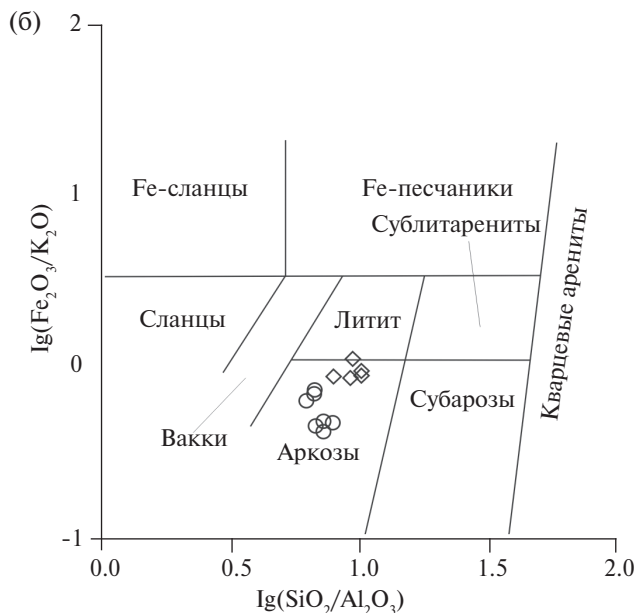
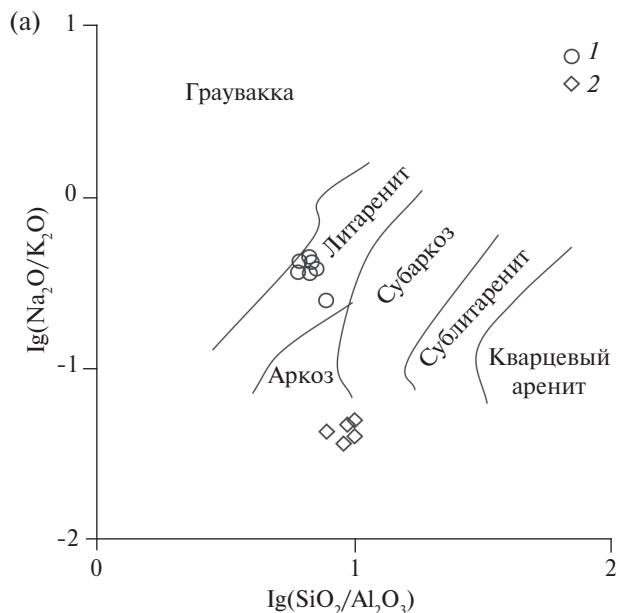


Рис. 2. Диаграммы $lg(SiO_2/Al_2O_3) - lg(Na_2O - K_2O)$ (Петтиджон и др., 1976) (а), $lg(SiO_2/Al_2O_3) - lg(Fe_2O_3 - K_2O)$ (Herron, 1988) (б) для терригенных пород аллинской и чергиленской свит Мельгинского прогиба.

1 – песчаники аллинской свиты; 2 – песчаники чергиленской свиты.

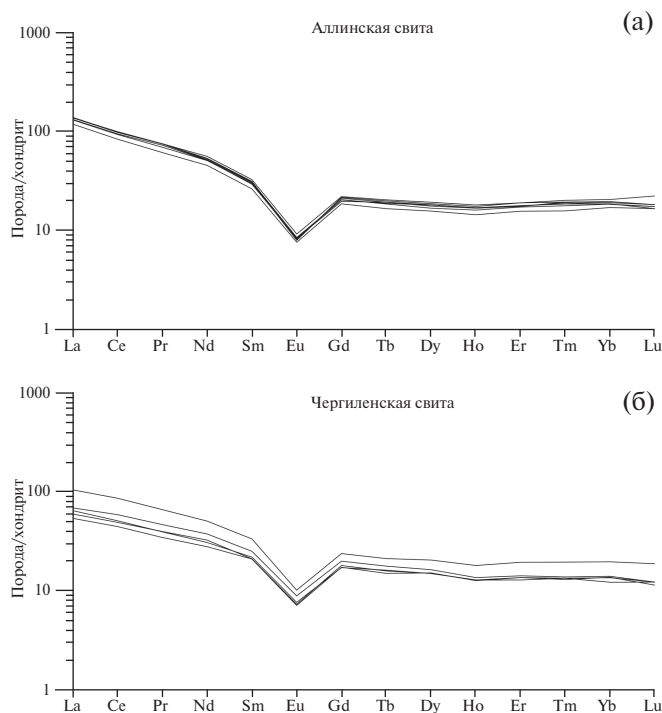


Рис. 3. Графики распределения редкоземельных элементов в терригенных породах аллинской (а) и чергиленской (б) свит Мельгинского прогиба. Использован состав хондрита по (McDonough, Sun 1995).

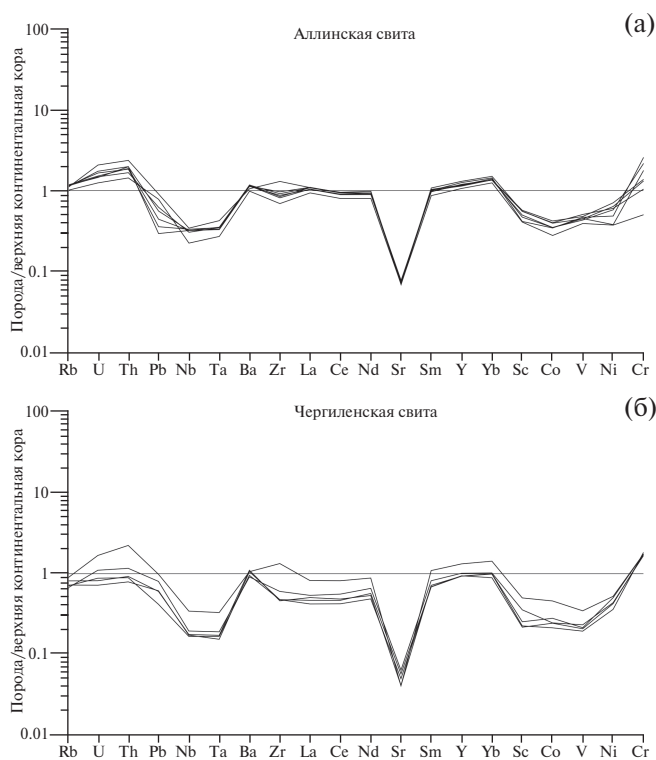


Рис. 4. Графики распределения литофильных элементов в терригенных породах аллинской (а) и чергиленской (б) свит Мельгинского прогиба. Использован состав верхней континентальной коры по (Taylor, McLennan, 1985).

ской свит имеют дефицит Nb, Ta и особенно Sr, по сравнению с составом верхней континентальной коры. Кроме того, следует обратить внимание на то, что исследуемые породы деплетированы в отношении Sc, Co, V, Ni. Это обстоятельство в совокупности с относительно низкими концентрациями CaO, MgO и, наоборот, высокими SiO₂, Th может указывать на то, что основным источником кластического материала для кембрийских песчаников чергиленской и аллинской свит Буреинского массива являлись породы кислого состава (рис. 5 а,б,в).

Химические индексы выветривания CIW, CIA в песчаниках аллинской свиты существенно выше, чем в песчаниках чергиленской свиты (табл. 1). Это свидетельствует о том, что первые сформировались за счет пород, в большей степени преобразованных процессами химического выветривания. Некоторая вариативность величин указанных индексов обусловлена присутствием в образцах карбонатов.

Переходя к тектоническим дискриминантным диаграммам, можно отметить, что составы песчаников чергиленской и аллинской свит характеризуются низкими содержаниями TiO₂ и низкими величинами Fe₂O₃*+MgO, что делает их схожими с осадочными породами активных континентальных окраин (рис. 6а). На фоне низких значений Fe₂O₃*+MgO песчаники чергиленской свиты отличаются минимальными величинами Al₂O₃/SiO₂, что характерно для осадков пассивных континентальных окраин, тогда как песчаники аллинской свиты в большей степени близки к осадкам активной континентальной окраины (рис. 6б). Если принять во внимание концентрации микроэлементов, в частности легких редкоземельных элементов, Th, Zr, Sc, Co, то можно прийти к выводу о том, что составы песчаников чергиленской и аллинской свит в большей степени отвечают осадкам, образованным в обстановке активной континентальной окраины (рис. 6 в-е).

Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований песчаников чергиленской и аллинской свит представлены в табл. 2 и на рис. 7. Для песчаников чергиленской свиты характерны более высокие отношения ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd (0.1343–0.1376), чем для песчаников аллинской свиты (0.1131–0.1143), и несколько более древние Nd модельные возрасты ($t_{Nd(DM)} = 2.1$ млрд лет), чем для песчаников аллинской свиты (1.8–1.7 млрд лет), при близких величинах $\epsilon_{Nd(0.54)}$ (от -6.3 до -6.9) и значениях двустадийных Nd модельных возрастов ($t_{Nd(C)} = 1.8$ млрд лет).

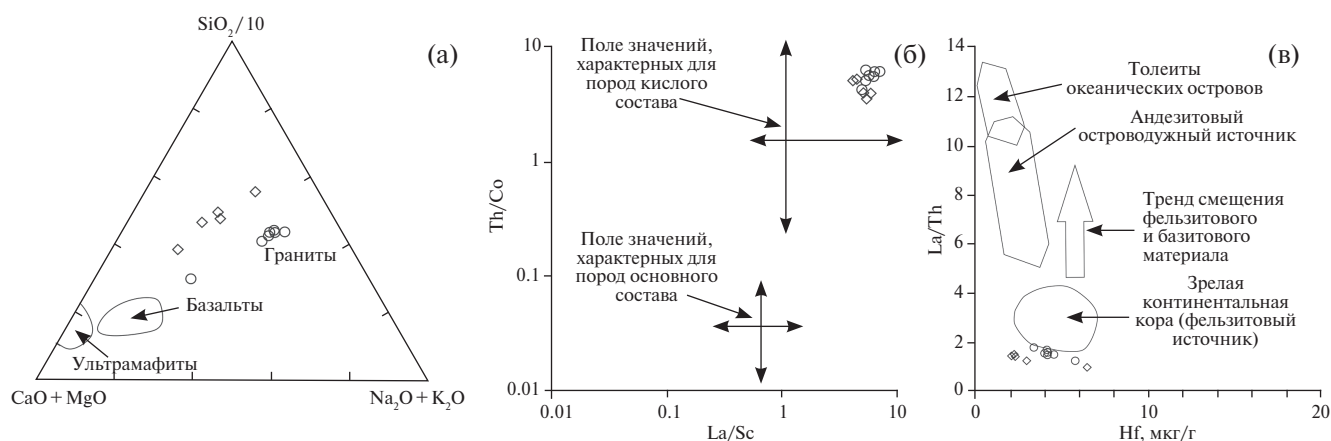


Рис. 5. Диаграммы CaO+MgO–SiO₂/10 – Na₂O+K₂O (Taylor, McLennan, 1985) (а), La/Sc – Th/Co (Cullers, 2002) (б), Hf – La/Th (Gu, 1994; Nath, et al., 2000) (в) для терригенных пород аллинской и чергиленской свит Мельгинского прогиба.

Условные обозначения на рис. 2.

Таблица 2. Результаты изотопно-геохимических Sm-Nd исследований кембрийских песчаников чергиленской и аллинской свит Мельгинского прогиба Буреинского континентального массива

Образец	Порода	Свита	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (±2σ)	ε _{Nd(0)}	ε _{Nd(t)}	t _{Nd(DM)}	t _{Nd(C)}
К-30-1	Песчаник	Чергиленская	3.62	15.89	0.1376	0.512088±2	-10.7	-6.7	2120	1825
К-30-5	Песчаник	Чергиленская	3.68	16.57	0.1343	0.512066±2	-11.2	-6.9	2074	1842
101929	Песчаник	Аллинская	5.39	28.80	0.1131	0.512020±3	-12.1	-6.3	1709	1795
101929-1	Песчаник	Аллинская	4.72	25.00	0.1143	0.511997±3	-12.5	-6.8	1765	1839

Примечания. Величины ошибок (2σ) определения отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd соответствуют последним значащим цифрам после точки.

На диаграмме “ε_{Nd} – возраст” (рис. 7) фигуративные точки изотопных составов Nd песчаников чергиленской и аллинской свит находятся в поле изотопной эволюции Nd позднерифейских (940–933 млн лет) амфибол-биотитовых гнейсо-гранитов, которые имеют сходные с песчаниками Nd модельные возрасты [1.8–1.7 млрд лет; (Сорокин и др., 2017)]. В то же время Nd изотопные характеристики рассматриваемых песчаников значимо отличаются от таковых для гранитоидов возрастом 804–789 млн лет с t_{Nd(DM)} = 1.6–1.4 млрд лет (Сорокин и др., 2017) и метагабброидов возрастом ~932 млн лет (Сорокин и др., 2017) (рис. 7).

РЕЗУЛЬТАТЫ U-TH-PB ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

U-Th-Pb геохронологические (LA-ICP-MS) исследования выполнены для цирконов, выделенных из кембрийских песчаников чергиленской и аллинской свит. Места отбора образцов

для геохронологических исследований показаны на рис. 1.

Зерна циркона из песчаников обеих свит имеют размер от 120 до 20 мкм. Они, как правило, окатаны или полукатаны. Для их внутреннего строения характерна осцилляторная зональность. В подавляющем большинстве зерен U/Th отношение варьирует в интервале 0.6–0.3, что может свидетельствовать об их первично магматическом происхождении (Whitehouse et al., 1999).

Для 119 детритовых цирконов из кварц-полевошпатового песчаника чергиленской свиты (обр. К-30-1) получено 117 конкордантных и субконкордантных оценок возраста. Они находятся преимущественно в интервале от 817 до 2025 млн лет с пиками возрастов на кривой вероятности около 0.82, 0.93, 1.03, 1.10, 1.18, 1.21, 1.28, 1.38, 1.45, 1.63 и 1.88 млрд лет (рис. 8а). Отдельные цирконы имеют конкордантные позднеархейские (2.8–2.6 млрд лет) возрасты, еще для одного зерна циркона получен раннеархейский возраст 3599 ± 8 млн лет. Преобладающими в исследованной выборке являются цирконы верхнерифейского возраста.

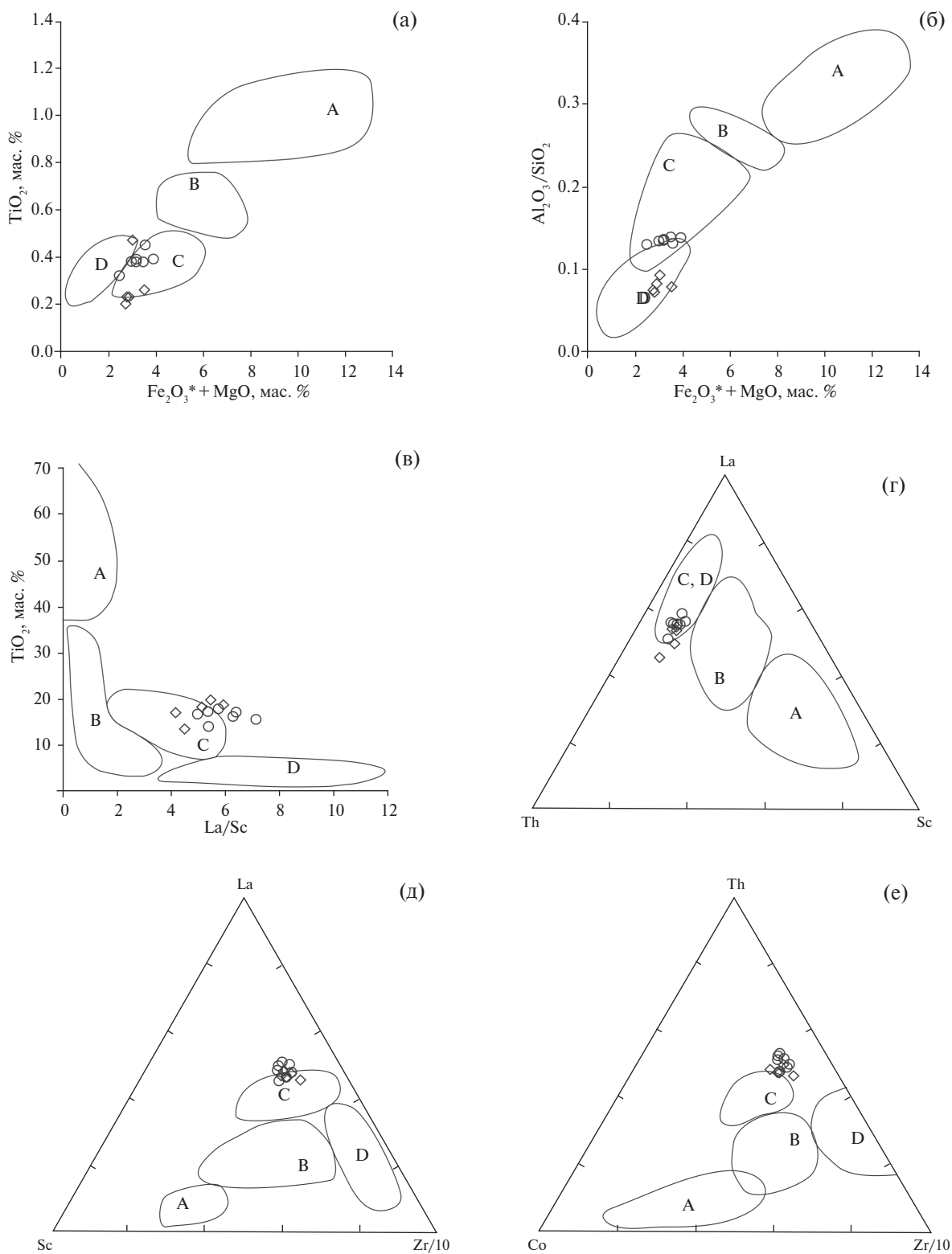


Рис. 6. Диаграммы $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})-\text{TiO}_2$ (Bhatia, 1983) (а), $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (Bhatia, 1983) (б), $\text{La}/\text{Sc} - \text{Ti}/\text{Zr}$ (Bhatia, 1983) (в), $\text{Th}-\text{La}-\text{Sc}$ (Bhatia, Crook, 1986) (г), $\text{Sc}-\text{Th}-\text{Zr}/10$ (Bhatia, Crook, 1986) (д), $\text{Co}-\text{Th}-\text{Zr}/10$ (Bhatia, Crook, 1986) (е) для терригенных пород аллинской и чергиленской свит Мельгинского прогиба. Поля, характеризующие песчаники из различных тектонических обстановок: А – океанические островные дуги; В – островные дуги на континентальном основании; С – активные континентальные окраины; D – пассивные континентальные окраины. Условные обозначения на рис. 2.

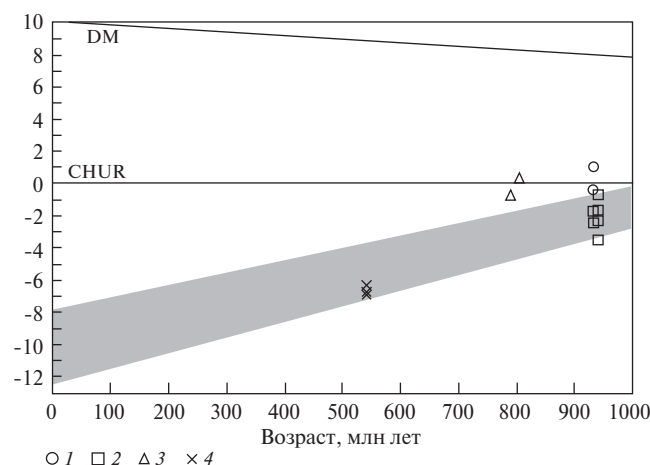


Рис. 7. Диаграмма “ ϵ_{Nd} – Возраст” для песчаников чергиленской и аллинской свит Мельгинского прогиба и неопротерозойских интрузивных пород Буреинского континентального массива.

1 – метагаббро с возрастом ~932 млн лет; 2 – амфибол-биотитовые гнейсо-граниты возрастом 940–933 млн лет; 3 – лейкограниты и гастингсит-лепидомелановые граниты возрастом 804–789 млн лет; 4 – песчаники чергиленской и аллинской свит.

Серым цветом показано поле изотопной эволюции Nd амфибол-биотитовых гнейсо-гранитов возрастом 940–933 млн лет.

Для интрузивных пород использованы данные из (Сорокин и др., 2017), для песчаников чергиленской и аллинской свит – из табл. 2.

Для 112 зерен детритовых цирконов из кварц-полевошпатового песчаника (обр. 101921) аллинской свиты получено 96 конкордантных и субконкордантных оценок возраста. Значения возрастов находятся главным образом в интервалах 773–1055, 1139–1349, 1449–1483 и 1638–1672 млн лет с пиками возрастов на кривой вероятности около 0.78, 0.90, 0.94, 1.14, 1.20, 1.23, 1.25, 1.35, 1.46 и 1.64 млрд лет (рис. 8б). Отдельные цирконы имеют раннепротерозойские (2.0–1.8 млрд лет) и позднерархейские (2686 ± 15 млн лет) возрасты.

Сравнение полученных геохронологических данных для цирконов из песчаников чергиленской и аллинской свит в программе Overlap-Similarity (Gehrels, 2011) показывает, что степень перекрытия возрастов составляет 0.73, а степень сходства – 0.74, что свидетельствует о близких или одинаковых возрастах источников сноса песчаников.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные геохронологические, геохимические и Nd изотопные данные для песчаников чергиленской и аллинской свит Мельгинского

прогиба Буреинского континентального массива позволяют в первом приближении оценить тектонические условия их накопления, а также возраст и характер источников кластического материала.

Результаты выполненных U-Th-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований детритовых цирконов из песчаников чергиленской и аллинской свит позволяют выделить пики возрастов на кривой вероятности около 0.78, 0.82, 0.94, 1.04, 1.10, 1.14, 1.18, 1.20, 1.25, 1.28, 1.34, 1.38, 1.45, 1.64, 1.78, 1.87 и 2.01 млрд лет (рис. 8в).

Наиболее многочисленная группа представлена цирконами позднерифейского возраста (пики 0.78, 0.82, 0.94, 1.04 млрд лет). К настоящему времени установлено, что в строении Буреинского массива принимают участие породы габбро-гранитной (940–933 млн лет) и гранит-лейкогранитной (804–789 млн лет) ассоциаций (Сорокин и др., 2016, 2017). Вероятно, такие или подобные комплексы пород и являлись источниками цирконов соответствующего возраста в кембрийских песчаниках. С этим согласуются высокие содержания SiO_2 , Th, легких РЗЭ и относительно низкие содержания CaO, MgO, Co, V, Ni, Sc (рис. 4, 5) в кембрийских осадочных породах, свидетельствующие о преимущественно “гранитоидном” источнике кластического материала.

Вторая по значимости популяция представлена цирконами раннерифейского возраста (пики 1.38, 1.45, 1.64 млрд лет). Однако на сегодняшний день в строении Буреинского континентального массива комплексов древнее позднего рифея не установлено. В этой связи мы не можем предположить, какие именно образования являлись источником этих и более древних детритовых цирконов в кембрийских осадках рассматриваемого массива.

Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований (рис. 7) в совокупности с геохронологическими данными показывают, что источником сноса для кембрийских осадков Мельгинского прогиба могли являться рифейские магматические комплексы, возникшие за счет переработки предположительно раннепротерозойских образований. Примечательно, что фигуративные точки изотопного состава Nd кембрийских песчаников Мельгинского прогиба находятся в поле изотопной эволюции Nd позднерифейских (940–933 млн лет) гранитоидов (рис. 7) и имеют близкие значения Nd-модельных возрастов.

Обратившись к тектонической интерпретации, в первую очередь следует напомнить, что исследованные нами кембрийские терригенные породы (чергиленская и аллинская свиты) подстилаются вендскими карбонатными отложениями (мельгинская свита) и все вместе

участвуют в выполнении Мельгинского прогиба. Нижняя в этом разрезе мельгинская свита практически полностью сложена мощными известняками, что, на наш взгляд, является отражением седиментации в обстановке пассивной континентальной окраины. В отличие от нее кембрийские чергиленская и аллинская свиты сложены грубозернистыми осадками. При этом геохимические особенности песчаников чергиленской и аллинской свит указывают на то, что наиболее вероятной геодинамической обстановкой их накопления является обстановка активной континентальной окраины. Кроме того, на обстановку активной континентальной окраины указывают раннекембрийские (517 ± 3 млн лет) гранитоиды, установленные в строении Буреинского континентального массива (Амелин, 2017).

ВЫВОДЫ

В результате проведенных исследований получены первые данные о геохимических и Sm-Nd изотопно-геохимических особенностях кембрийских осадочных комплексов Мельгинского прогиба Буреинского континентального массива, а также возрастах детритовых цирконов из них. Эти данные позволяют сделать следующие выводы:

1) среди обломочных цирконов в песчаниках чергиленской и аллинской свит Мельгинского прогиба преобладают цирконы позднерифейского (пики на кривой вероятности 0.78, 0.82, 0.94 млрд лет) и раннерифейского (пики на кривой вероятности 1.38, 1.45, 1.64 млрд лет) возрастов;

2) с большой долей вероятности можно предполагать, что источниками позднерифейских цирконов в песчаниках чергиленской и аллинской свит являются магматические породы габбро-гранитоидной (940–933 млн лет) и гранит-лейкогранитной (804–789 млн лет) ассоциаций, выявленных в строении Буреинского континентального массива;

3) мы не можем предположить, какие именно образования являлись источником среднерифейских и более древних детритовых цирконов в кембрийских осадках Буреинского континентального массива, поскольку на сегодняшний день в его строении не установлено комплексов древнее позднего рифея;

4) геохимические особенности песчаников чергиленской и аллинской свит указывают на то, что наиболее вероятной геодинамической

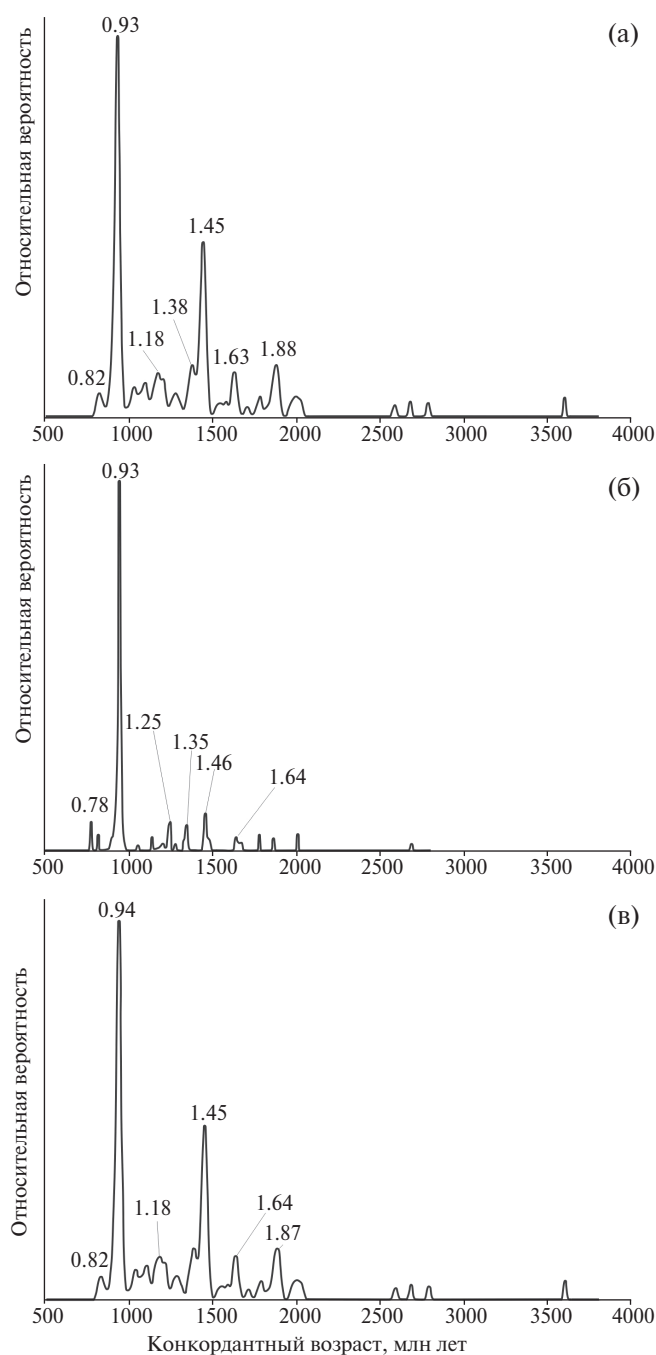


Рис. 8. Кривые относительной вероятности возрастов детритовых цирконов из полевошпат-кварцевого песчаника (обр. К-30-1) чергиленской свиты (а), полевошпат-кварцевого песчаника (обр. 101929) аллинской свиты (б), совмещенного массива данных для песчаников чергиленской и аллинской свит (в). Значения пиков возрастов в млрд лет.

обстановкой их накопления является обстановка активной континентальной окраины, что согласуется с проявлением раннекембрийского гранитоидного магматизма в истории формирования Буреинского континентального массива.

Благодарности

Авторы благодарят сотрудников АО «Дальгеофизика» С.А. Амелина, В.Н. Арапова, Г.В. Роганова за помощь в сборе материалов, персонал аналитических лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (Е.Н. Воробьеву, О.Г. Медведеву, А.И. Палажченко, В.И. Рождествину, Е.С. Сапожнику, Е.В. Ушакову), Института тектоники и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук (Е.М. Голубеву, А.В. Штареву, Л.С. Яковенко), а также Центра LaserChron Университета штата Аризона (США) за проведение аналитических исследований.

Источник финансирования

Минералогические исследования выполнены в соответствии с планом НИР ИГиП ДВО РАН (тема АААА-А16-116051810110-7), геохимические, изотопно-геохимические и геохронологические исследования – при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 17-55-53005).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Амелин С.Ф. (2016) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200000. Серия Дальневосточная. Лист М-52-ХП. Третье поколение. АО «Дальгеофизика».

Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г. (2007) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000. Серия Дальневосточная. Лист N-53. Третье поколение. С-Пб.: ВСЕГЕИ.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. (1990) Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 1. М.: Недра, 327 с.

Зубков В.Ф., Васькин А.Ф. (1984) Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1:500000. Лист М-52-Б. Л.: ВСЕГЕИ.

Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Котова Л.Н., Сорокин А.П., Ларин А.М., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Кургузова А.В. (2009а) Возраст амурской серии Бурей-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопных исследований. *ДАН* **428**(5), 637–640.

Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Великославинский Д.А., Анисимова И.В., Яковлева С.З. (2009б) Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурей-Цзямусинский

супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса). *ДАН* **424**(5), 644–647.

Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Беляков Т.В., Анисимова И.В., Яковлева С.З. (2009в) Мезозойский возраст гранитоидов Бекетского комплекса (Гонжинский блок Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса). *ДАН* **429**(6), 779–783.

Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Сквитина Т.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П. (2013) Структурная эволюция и геодинамическая позиция Гонжинского блока (Верхнее Приамурье). *Геотектоника* **5**, 48–60.

Красный Л.И., Пэн Юньбяо (1999) Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. С-Пб.: ВСЕГЕИ.

Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. (1990) Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: Дальгеология, 215 с.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. (1993) Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования. *Геотектоника* **6**, 3–32.

Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. (2018) Возраст условно раннекембрийских интрузивных комплексов северной части Буреинского континентального массива (Центрально-Азиатский складчатый пояс). *Тихоокеанская геология* **37**(4), 56–70.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бодарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. (2003) Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии. *Тихоокеанская геология* **22**(6), 7–41.

Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р. (2006) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000. Серия Дальневосточная. Лист М-52. Третье поколение. С-Пб.: ВСЕГЕИ.

Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. (1976) Пески и песчаники. М.: Мир, 535 с.

Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (1994) Комплект схем. Хабаровск: ХГГП.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Толмачева Е.В. (2012) О возрасте гонжинской серии (Аргунский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов. *ДАН* **444**(5), 519–522.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.-М., Сорокин А.А., Соро-

- кин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Ли Х.-Я., Толмачева Е.В. (2013) Мезозойский возраст урильской свиты Амурской серии (Малохинганский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов. *ДАН* **453**(4), 416–419.
- Серёжников А.Н., Волкова Ю.Р. (2007) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Третье поколение. Серия Дальневосточная. Лист N-52 (Зея). С-Пб.: ВСЕГЕИ.
- Скляров Е.В. (2001) Интерпретация геохимических данных. М.: Интернет Инжиниринг, 288 с.
- Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосенко А.М. (2010) Гранитоиды тырмо-буреинского комплекса северной части Буреинско-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция. *Геология и геофизика* **51**(5), 717–728.
- Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Гороховский Б.М. (2011а) Раннепалеозойский возраст гранитоидов кивилийского комплекса Буреинского террейна (восточный фланг Центрально-Азиатского складчатого пояса). *ДАН* **440**(3), 392–396.
- Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Смирнова Ю.Н., Кудряшов Н.М. (2011б) Первые данные о возрасте метариолитов туранской серии Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. *ДАН* **439**(3), 370–375.
- Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. (2012) Первые геохронологические свидетельства позднепалеозойского гранитоидного магматизма в строении Буреинского террейна (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса). *ДАН* **447**(5), 541–545.
- Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. (2013) Раннемезозойский магматизм Буреинского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция. *ДАН* **452**(1), 80–86.
- Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Котов А.Б., Ковач В.П. (2014) Возраст и источники терригенных отложений туранской серии Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm-Nd) и геохронологических (U-Pb LA-ICP-MS) исследований. *ДАН* **456**(6), 707–711.
- Сорокин А.А., Овчинников Р.О., Кудряшов Н.М. (2016) Габбро-гранитная ассоциация раннего неопротерозоя в строении Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса: первые геохимические и геохронологические данные. *ДАН* **471**(6), 712–717.
- Сорокин А.А., Овчинников Р.О., Кудряшов Н.М. (2017) Два этапа неопротерозойского магматизма в истории формирования Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст, источники, геодинамические обстановки проявления. *Геология и геофизика* **58**(10), С. 1479–1499.
- Ханчук А.И. (2006) Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Владивосток: Дальнаука, 572 с.
- Ханчук А.И., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Мишкин М.А., Лаврик С.Н. (2010) Первые результаты U-Pb геохронологических исследований пород гранулитового комплекса Ханкайского массива Приморья (метод LA-ICP-MS). *ДАН* **434**(2), 212–215.
- Bhatia M.R. (1983) Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.* **91**(6), 611–627.
- Bhatia M.R., Crook K.A.W. (1986) Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.* **92**, 181–193.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. (2004) Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chem. Geol.* **205**, 15–140.
- Cullers R.L. (2002) Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chem. Geol.* **191**, 305–327.
- Gehrels G. (2011) Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities. *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Wiley-Blackwell*, 47–62.
- Gehrels G.E., Valencia V., Ruiz J. (2008) Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **9**(3), 1–13.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. (1988) Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **87**, 249–265.
- Gu X.X. (1994) Geochemical characteristics of the Triassic Tethys turbidites in northwestern Sichuan, China: implications for provenance and interpretation of the tectonic setting. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **58**, 4615–4631.
- Harnois L. (1988) The CIW index: a new Chemical Index of Weathering. *Sediment. Geol.* **55**, 319–322.
- Herron M.M. (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sediment. Petrol.* **58**, 820–829.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. (1984) Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **67**, 137–150.
- Kroner A. (2015) The Central Asian Orogenic Belt. Geology, evolution, tectonics, and models. *Borntraeger Sci. Publishers. Stuttgart*.

- Kröner A., Kovach V., Alexeiev D., Wang K.L., Wong J., Degtyarev K., Kozakov I. (2017) No excessive crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: Further evidence from field relationships and isotopic data. *Gondwana Res.* **50**, 135–166.
- Li J.Y. (2006) Permian geodynamic setting of northeast China and adjacent regions: closure of the Paleo-Asian Ocean and subduction of the Paleo-Pacific plate. *J. Asian Earth Sci.* **26**, 207–224.
- Ludwig K. (2008) Isoplot 3.6. *Berkeley Geochronology Center Special Publication* **4**, 1–77.
- Mattinson J. M. (2010) Analysis of the relative decay constants of ^{235}U and ^{238}U by multi-step CA-TIMS measurements of closed-system natural zircon samples. *Chem. Geol.* **275**, 186–198.
- Nath B.N., Kunzendorf H., Plüger W.L. (2000) Influence of provenance, weathering and sedimentary processes on the elemental ratios of the finegrained fraction of the bedload sediments from the Vembanad lake and the adjoining continental shelf, southwest coast of India. *J. Sed. Res.* **70**(5), 1081–1094.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* **299**, 715–717.
- Paces J.B., Miller J.D. (1993) Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the I.1. Ga Midcontinent Rift System. *J. Geophys. Res.* **98**(B8), 13997–14013.
- Renne P.R., Swisher C.C., Deino A.L., Karner D.B., Owens T.L., DePaolo D.J. (1998) Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chem. Geol.* **45**, 117–152.
- Sengor A.M.C., Natal'in B.A. (1996) Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. The Tectonic Evolution of Asia. *Cambridge University Press*, 486–640.
- Sorokin A.A., Kotov A.B., Kudryashov N.M., Kovach V.P. (2016) Early Mesozoic granitoid and rhyolite magmatism of the Bureya Terrane of the Central Asian Orogenic Belt: Age and geodynamic setting. *Lithos* **261**, 181–194.
- Stacey J.S., Kramers I.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* **26**(2), 207–221.
- Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimizu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yanagi T., Nakano T., Fujimaki H., Shinjo R., Asahara Y., Tanimizu M., Dragusanu C. (2000) JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chem. Geol.* **168**, 279–281.
- Tang J., Xu W.L., Wang F., Wang W., Xu M.J., Zhang Y.H. (2013) Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Erguna Massif, NE China: Petrogenesis and implications for the breakup of the Rodinia supercontinent. *Precamb. Res.* **224**, 597–611.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The Continental Crust: Its Composition and Evolution. *Blackwell Scientific Publ., Oxford*.
- Visser J.N.J., Young G.M. (1990) Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogene Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* **81**, 49–57.
- Whitehouse M.J., Kamber B.S., Moorbath S. (1999) Age significance of U-Th-Pb zircon data from Early Archaean rocks of west Greenland - a reassessment based on combined ion-microprobe and imaging studies. *Chem. Geol.* **160**, 201–224.
- Wilde S.A. (2015) Final amalgamation of the Central Asian Orogenic Belt in NE China: Paleo-Asian Ocean closure versus Paleo-Pacific plate subduction — A review of the evidence. *Tectonophysics* **662**, 345–362.
- Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C., Zhang Y.B., Grant M.L., Wilde S.A., Jahn B.M. (2011) Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China. *J. Asian Earth Sci.* **41**, 1–30.
- Zhao X., Coe R.S., Zhou Y., Wu H., Kuang G., Dong, Z., Wang J. (1994) Tertiary paleomagnetism of North and South China: a reappraisal of Late Mesozoic paleomagnetic data from Eurasia: Implications for the Cenozoic tectonic history of Asia. *Tectonophysics* **235**, 181–203.
- Zhao X., Coe R.S., Gilder S.A., Frost G.M. (1996) Paleomagnetic constrains on the paleogeography of China: Implication for Gondwanaland. *Aust. J. of Earth Sci.* **43**, 634–672.
- Zhao X., Xiao W., Hébert R., Wang C. (2012) Plate tectonics of Asia: Geological and geophysical constraints. *Gondwana Res.* **22**(2), 353–359.
- Zhou J.B., Wilde S.A. (2013) The crustal accretion history and tectonic evolution of the NE China segment of the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Res.* **23**, 1356–1377.
- Zhou J.B., Wilde S.A., Zhao G.C., Zhang X.Z., Wang H., Zheng W.S. (2010) Was the easternmost segment of Central Asian Orogenic Belt derived from Gondwana or Siberia: An intriguing dilemma? *J. Geodyn.* **50**, 300–317.
- Zhou J.B., Wilde S.A., Zhang X.Z., Ren S.M., Zheng C.Q. (2011a) Early Paleozoic metamorphic rocks of the Erguna block in the Great Xing'an Range, NE China: Evidence for the timing of magmatic and metamorphic events and their tectonic implications. *Tectonophysics* **499**, 105–117.
- Zhou J.B., Wilde S.A., Zhang X.Z., Zhao G.C., Liu F.L., De-Wu Qiao D.W., Ren S.M., Liu J.H. (2011b) A >1300 km late Pan-African metamorphic belt in NE China: New evidence from the Xing'an block and its tectonic implications. *Tectonophysics* **509**, 280–292.

GEOCHEMICAL FEATURES, SOURCES AND GEODYNAMIC SETTINGS OF ACCUMULATION OF THE CAMBRIAN SEDIMENTARY ROCKS OF THE MEL'GIN TROUGH (BUREYA CONTINENTAL MASSIF)

© 2019 R. O. Ovchinnikov^{a,*}, A. A. Sorokin^{a,**}, V. P. Kovach^b, A. B. Kotov^{b,***}

^a*Institute of Geology and Nature Management, Far East Branch of RAS, Russia, 675000 Blagoveshchensk, Per. Relochnyi, 1*

^b*Institute of the Precambrian Geology and Geochronology, RAS, Russia, 199034 St. Petersburg, Nab. Makarova, 2*

*e-mail: *roman11021992@mail.ru; **sorokin@ascnet.ru; ***abkotov-spb@mail.ru*

Received: 26.12.2017

Received version received: 29.05.2018

Accepted: 21.06.2018

The first data about geochemical features of the Cambrian sedimentary rocks of the Mel'gin trough of the Bureya continental Massif, as well as ages of detrital zircons of them are obtained. It is established, that among the detrital zircons from the sandstones of the Chergilen and Allin formations of the Mel'gin trough zircons with Late Riphean (peaks on relative probability plots – 0.78, 0.82, 0.94, 1.04 Ga) and Early Riphean (peaks on relative probability plots – 1.38, 1.45, 1.64 Ga) ages predominate. The single grains have a Middle Riphean, Early Proterozoic and Late Archean ages. We can suppose, that the sources of Late Riphean detrital zircons from sandstones of the Chergilen and Allin formations are igneous rocks of gabbro-granitoids (940–933 Ma) and granite-leucogranites (804–789 Ma) association, identified in the Bureya continental Massif. We can't assume, what kind of rocks were the source for Middle Riphean and older detrital zircons from the Cambrian sedimentary rocks of the Bureya continental Massif, because in this massif still do not identified complexes older Late Riphean age. The most probable geodynamic conditions of accumulation of the Cambrian deposits of the Mel'gin trough is the conditions of active continental margin, which is corresponding to of Early Cambrian granitoids magmatism.

Keywords: Bureya continental massif, Central Asian Fold belt, Mel'gin trough, Chergilen formation, Allin formation, detrital zircon, U-Th-Pb geochronology, Late Proterozoic

(For citation: Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Kovach V.P., Kotov A.B. Geochemical Features, Sources and Geodynamic Settings of Accumulation of the Cambrian Sedimentary Rocks of the Mel'gin Trough (Bureya Continental Massif). *Geokhimiya*. 2019;64(5):503–519. DOI: 10.31857/S0016-7525645503-519)