

УДК 551

БАССЕЙН БЕЛТ (СКАЛИСТЫЕ ГОРЫ): СОСТАВ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЕГО ЗАПОЛНЕНИЯ

© 2022 г. А. В. Маслов*

Геологический институт РАН,
Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: amas2004@mail.ru

Поступила в редакцию 13.02.2021 г.

После доработки 10.05.2021 г.

Принята к публикации 25.02.2022 г.

В статье дан обзор представлений о формировании осадочных последовательностей одного из классических разрезов верхнего докембрия Скалистых гор Северной Америки — надсерии Белт-Перселл. На основании анализа данных о валовом химическом составе аргиллитов [Gonzalez-Alvarez, 2005; Gonzalez-Alvarez, Kerrich, 2010], показано, что источниками подавляющей части тонкозернистой алюмосиликокластики, выполняющей бассейн Белт, являлись комплексы пород с неархейскими геохимическими характеристиками. Установлено также, что почти на всем протяжении времени формирования осадочного выполнения бассейна Белт, тонкая алюмосиликокластика транспортировалась в него крупными речными артериями, сходными с современными реками категории 1 (реки, характеризующиеся сложно построенными водосборами с площадью >100 тыс. км²) и категории 2 (реки, дренирующие различные/осадочные образования) [Bayon et al., 2015]. Это подтверждает представления об особенностях формировании осадочных последовательностей надсерии Белт-Перселл, полученные как традиционными геологическими методами, так и при анализе данных об U—Pb-изотопных возрастах обломочных цирконов и монацитов, присутствующих в песчаниках ее различных литостратиграфических подразделений.

Ключевые слова: бассейн Белт, надсерия Белт-Перселл, обстановки осадконакопления, аргиллиты, литогеохимия.

DOI: 10.31857/S0024497X2204005X

Классический разрез верхнего докембрия Северной Америки — надсерия Белт — известен в центральной части Скалистых гор на северо-западе США (территория западной Монтаны, Айдахо и восток шт. Вашингтона) [Price, 1964; Harrison, 1972]. В Канаде (Альберта и юго-восток Британской Колумбии) ей соответствует надсерия Перселл [Pratt, 1994]. Это позволяет многим авторам именовать данное крупное литостратиграфическое подразделение надсерией Белт-Перселл (Belt-Purcell Supergroup). Сопоставление обстановок формирования осадочных последовательностей надсерии Белт-Перселл и таких полных разрезов верхнего докембрия Северной Евразии, как Южноуральский (стратотип рифея), Учуро-Майский (гипостратотип рифея) и Енисейского кряжа, еще ждет своего времени.

Настоящая же работа нацелена на решение двух задач. Первая из них — это попытка выяснить на основе данных о содержании редкоземельных элементов (РЗЭ) и Th в аргиллитах надсерии Белт-Перселл [González-Álvarez, 2005; Gonzalez-Alvarez, Kerrich, 2010] и наших разрабо-

ток [Маслов и др., 2017; Маслов, Шевченко, 2019], какие типы рек являлись поставщиками тонкой алюмосиликокластики в бассейн Белт. Ранее такие исследования были проведены для отложений рифея Южного Урала [Маслов, 2019] и Юдомо-Майского региона [Маслов, Подковыров, 2021в], венда севера и востока Восточно-Европейской платформы [Маслов, 2020; Маслов, Подковыров, 2021а] и ряда других объектов. Для бассейна Белт это особенно интересно в связи с тем, что многие специалисты считают выполняющие его толщи отложениями одной или нескольких крупных речных систем/дельт [Price, 1964; Harrison, 1972; McMechan, 1981; Chandler, 2000; Price, Sears, 2000; Ross, Villeneuve, 2003 и др.]. При этом громадный объем алюмосиликокластики, слагающий бассейн, формировался в обстановках низкого рельефа, а размеры палеоводосборов могли быть сопоставимы с размерами среднего континента [Sears et al., 2004]. Вторая задача — попытаться верифицировать на основе геохимических характеристик аргиллитов надсерии Белт-Перселл возраст комплексов пород на окружавших

бассейн Белт водосборах. В последние 20–25 лет для этого, как и почти везде, используются данные о возрастах обломочных цирконов и ряда других минералов (см. ниже).

БАСЕЙН БЕЛТ И НАДСЕРИЯ БЕЛТ-ПЕРСЕЛЛ: ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ И ПРЕДСТАВИТЕЛЬНЫЕ РАЗРЕЗЫ

Формирование бассейна Белт началось на фоне пассивного рифтогенеза [Chandler, 2000; Price, Sears, 2000; Poage et al., 2000; Lydon, 2000; Höy et al., 2000; Graham et al., 2012], сопровождавшего распад суперконтинента Коламбия/Нуна [Zhao et al., 2004; Lonn et al., 2021]. Согласно представлениям, приведенным в работе [Lydon, 2010], бассейн Белт был сформирован в дистальной части форланда орогена кордильерского типа (эту точку зрения разделяют не все; ряд авторов считают бассейн Белт интракратонным), располагавшегося на южной континентальной окраине Лаврентии; на северо-западе он, возможно, открывался в сторону океана [Lonn et al., 2021 и ссылки там]. Лаврентия также являлась и основным источником слагающей бассейн Белт кластики [Link et al., 2007; Lydon, 2010], однако в западную его часть обломочный материал поступал с “западного континента”, сложенного магматическими породами с возрастом от 1640 до 1490 млн лет, отсутствующими или редкими в Северной Америке [van Schmus et al., 1993; Ross, Villeneuve, 2003]. Некоторые авторы рассматривают бассейн Белт как пулл-апарт структуру, сформированную в результате косоугольной коллизии Лаврентии и “западного континента” [Ross, Villeneuve, 2003].

Максимальная мощность отложений надсерии Белт-Перселл (~22000 м) характерна для западной части бассейна [Ross, 1963; Harrison, 1972; Whipple et al., 1984; Yoos et al., 1991; Lydon, 2000]. Площадь выходов отложений надсерии Белт-Перселл на дневную поверхность составляет ~200 тысяч км² [Horodyski, 1993; Lydon, 2007]. Надсерия Белт-Перселл сложена преимущественно глинистыми сланцами и алевролитами. Эти тонкозернистые алюмосиликокластические фации обычно именуется аргиллитами [Harrison, 1972; McMechan, 1981; Whipple et al., 1984; Winston, 1990]. По представлениям Ю. Шибера [Schieber, 1989а, б, 1990], бассейн Белт является примером бассейна с преимущественным накоплением глинистых осадков. При этом обстановки их накопления варьировали от илистых равнин до глубоководных котловин. Подчиненную роль в разрезах надсерии Белт-Перселл играют песчаники – субаркозы, сублитарениты и кварцевые арениты. В средней части надсерии известна одна, а в ряде районов – две карбонатные толщи [Ross, 1963 и

др.]. Степень метаморфизма пород варьирует от низов зеленосланцевой фации в горах Литтл-Белт до силлиманит-мусковитовой субфации вблизи батолита Айдахо [Horodyski, 1993].

В 1970–1980 гг. считалось, что по радиологическим и палеонтологическим данным отложения надсерии Белт-Перселл соотносятся с верхами нижнего и средним рифеем российской стратиграфической шкалы (~1450...900, ~1450...1300 или ~1450...1250 млн лет) [Семихатов, 1974; Стратотип ..., 1983]. В настоящее время длительность формирования отложений всей надсерии оценивается не более чем в 75 млн лет (1469 ± 3...1468 ± 2...1457 ± 2...1401 ± 6 млн лет) [Anderson, Davis, 1995; Sears et al., 1998; Evans et al., 2000].

Наиболее полное описание надсерии Белт-Перселл на русском языке приведено М.А. Семихатовым [1974] (в соответствии с этой работой здесь даются названия большинства формаций). Однако мы далее в основном опираемся на описание строения, состава и интерпретации обстановок накопления отложений, приведенные в публикациях [González-Álvarez, 2005; González-Álvarez et al., 2006; González-Álvarez, Kerrich, 2010, 2012], так как именно из них заимствованы аналитические данные о валовом химическом составе аргиллитов.

Надсерия Белт-Перселл включает четыре крупных литостратиграфических подразделения: 1) Нижний Белт (Lower Belt); 2) серия Равалли (Ravalli); 3) Средний Белт (Middle Belt)/серия Пиган (Pigan); 4) серия Мизула (Missoula) [Harrison, 1972; Семихатов, 1974; Whipple et al., 1984; Winston, 1989; и др.]. Нижний Белт представлен на западе бассейна глубоководными турбидитовыми отложениями формаций Олдридж (Aldridge) и Причард (Prichard) (мощность до ~12 км, скорость осадконакопления >500 м/млн лет [Lydon, 2007]), сменяющимися к востоку мелководно-морскими (?), приливно-отливными и дельтовыми фациями формаций Вотертон (Waterton) и Эльтин (Altyn) [McMechan, 1981; Höy, 1993; Whipple et al., 1984; Lydon, 2000]. На юго-востоке, в пределах т.н. “залива Хелена” (Helena embayment), их эквивалентами являются карбонатные и терригенные отложения формаций Чеймберлин (Chamberlain), Ньюланд (Newland) и Грейсон (Greyson), а также песчаники и конгломераты формации Лахуд (LaHood) [McNannis, 1963; Schieber, 1989б; Chandler, 2000; Lonn et al., 2021]. Верхи Нижнего Белта сложены мелководными отложениями, которые постепенно переходят в перекрывающие их толщи серии Равалли [Whipple et al., 1997].

Серия Равалли представляет крупный регрессивный цикл, завершающий турбидитовую последовательность Нижнего Белта и имеющий

признаки формирования отложений в мелководных и переходных к субаэральным обстановках [McMechan, 1981; Winston, 1986, 1990]. На генезис отложений серии Равалли есть несколько точек зрения. Они рассматриваются как осадки много-русловых речных систем/аллювиальных конусов выноса, проградировавших через илистые равнины [Harrison, 1972; Winston, 1986, 1990]. В публикации [McMechan, 1981] эти отложения считаются в основном приливно-отливными. В работе [Hrubar, 1973] обосновывается тезис о формировании отложений серии Равалли в выдвигавшихся на юг подводных конусах выноса.

Породы серии Равалли постепенно сменяются карбонатными отложениями Среднего Белта/серии Пиган. Поскольку в них широко развиты терригенно-карбонатные циклы (как следствие чередования влажного и сухого климата?), эти отложения обычно считаются озерными [Winston, 1986; Winston, Lyons, 1997]. Однако в работах [Wallace, 1997; Pratt, 2001] они рассматриваются как субприливные. Присутствие в разрезах Среднего Белта оолитовых разностей пород, карбонатных брекчий и построек строматолитов указывает на мелководный/банковый характер осадконакопления на восточной границе бассейна. Для его западных районов предполагается несколько бо́льшая глубина, однако, на ряде уровней и здесь наблюдаются отложения илистых равнин.

Перед началом накопления отложений серии Мизула произошло, по-видимому, значительное изменение конфигурации седиментационного бассейна. Осадочные последовательности этой части надсерии Белт-Перселл представлены сложным комплексом аллювиально-дельтовых и мелководно-морских отложений [Winston, 1973, 1978, 1986, 1989; McMechan, 1981; Whipple et al., 1997; Chandler, 2000 и др.].

Представления о направлениях сноса кластики и ее источниках для отложений надсерии Белт-Перселл различаются, так же, как и фациально-палеогеографические реконструкции, и будут рассмотрены далее. Важно, однако, отметить, что использование многомерного масштабирования (multidimensional scaling, MDS) позволяет видеть [Parker, Winston, 2017], что осадочное выполнение бассейна Белт, за исключением его самых северных районов, весьма гетерогенно по возрастным популяциям обломочных цирконов. В то время как осадочные последовательности прослеживаются на значительные расстояния внутри бассейна, пространственные популяции обломочных цирконов меняются быстрее, чем в современных крупных реках. Это предполагает, в соответствии с представлениями [Vermeesch, 2013; Satkoski et al., 2013 и др.], быстрое и постоян-

ное добавление материала из проксимальных источников. Использование данных из работы [Satkoski et al., 2013] позволило С. Паркеру и Д. Уинстону [Parker, Winston, 2017] сделать вывод о том, что бассейн Белт не обладал водосборным бассейном, размер которого был сопоставим с размером среднего континента. В итоге, с учетом того, что обломочные цирконы с возрастом 1.80–1.65 млрд лет характерны для значительной части осадочного выполнения бассейна Белт [Link et al., 2016], авторы пришли к выводу, что южный источник материала располагался не далее 150–550 км.

В публикации [González-Álvarez, Kerrich, 2012] показано, что среднее значение одного из наиболее известных климатических индикаторов – индекса химического изменения (CIA, [Nesbitt, Young, 1982]) – составляет для аргиллитов надсерии Белт-Перселл 72 ± 6 . С учетом низких концентраций Sr, Ca и Na в аргиллитах при высоких значениях Rb/Sr, это указывает на формирование осадочного выполнения бассейна за счет продуктов размыва водосборов, интенсивно выветривавшихся в условиях жаркого влажного, с периодами аридизации, климата. В отложениях надсерии Белт-Перселл значения CIA сопоставимы с теми, что характерны для осадков современных речных систем, дренирующих области гумидного умеренного и тропического климата (реки Ориноко, Нил, Амазонка и др.). При этом аргиллиты формаций Аппекуни (Appekunny) и Гриннел (Grinnell), в которых CIA $\sim 80 \pm 5$, формировались, вероятно, в периоды интенсивного выветривания, характерного для обстановок современного гумидного тропического климата (осадки рек Парана, Меконг и др.).

Представительные разрезы надсерии Белт-Перселл известны в окрестностях национального парка Уотертон-Глейшер (Waterton-Glacier National Park, Монтана и Альберта), на хр. Уайтфиш (Whitefish Range, Западная Монтана–Северное Айдахо), а также в горах Перселл (Purcell Mountains, Британская Колумбия) [Ross, 1963; Семихатов, 1974; Gonzalez-Alvarez, 2005; Lonn et al., 2021] (рис. 1). В “заливе Хелена” и на востоке Центрального Айдахо надсерия Белт-Перселл сложена иными фациями и, соответственно, там картируются другие литостратиграфические единицы. На востоке шт. Вашингтон в северо-западной части бассейна с различными уровнями надсерии Белт-Перселл ранее сопоставлялись формация Буффало Хемп (Buffalo Hamp) и серия Дир Трейл (Deer Trail) [Miller, Whipple, 1989 и др.], однако, в работах [Ross et al., 1992; Vox et al., 2020] показано, что слагающие их образования моложе надсерии Белт-Перселл.

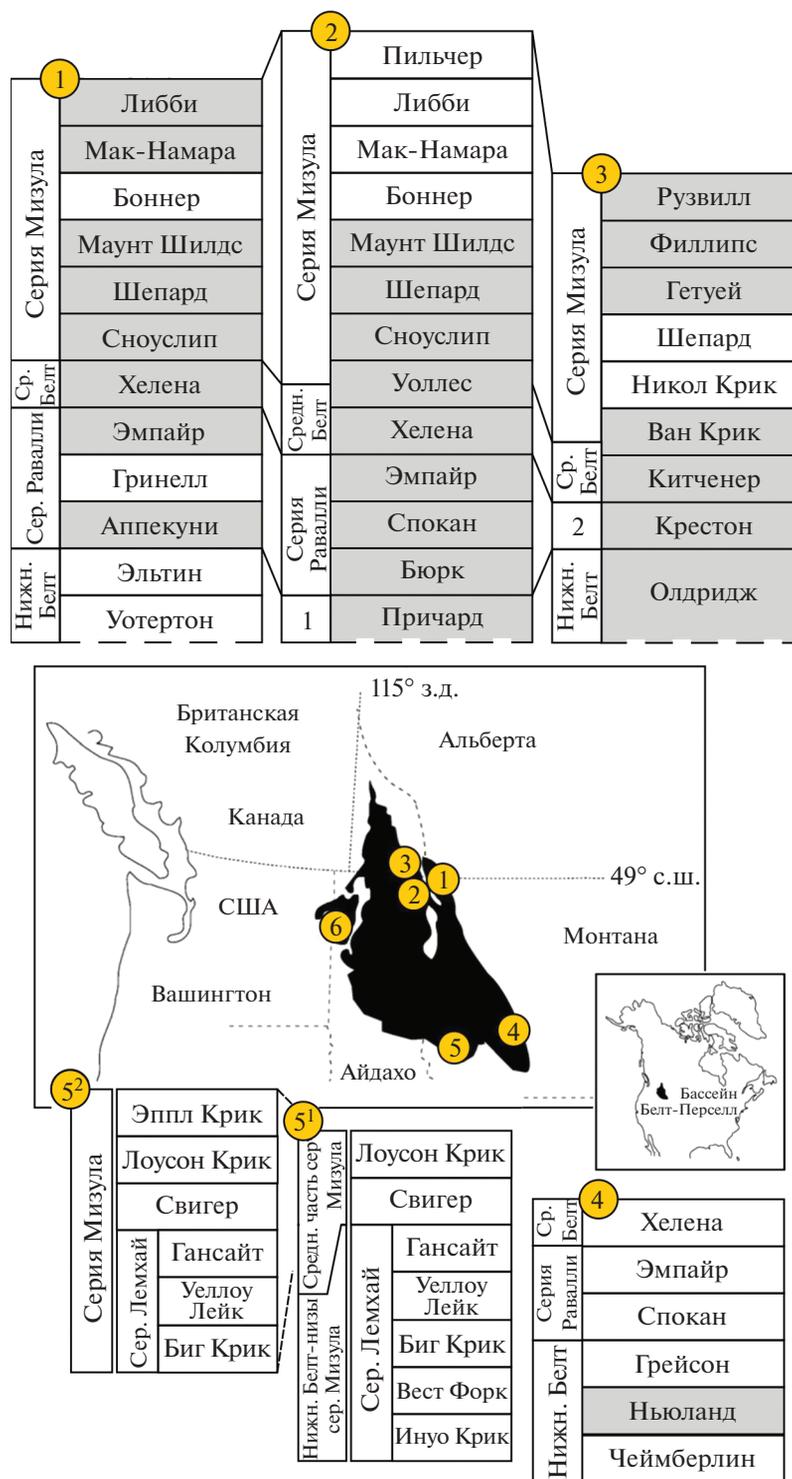


Рис. 1. Обзорные схемы и строение представительных разрезов надсерии Белт-Перселл и ее эквивалентов в разных частях бассейна Белт, по [Winston et al., 1999; Gonzalez-Alvarez, 2005; González-Álvarez et al., 2006; Burmester et al., 2016; Lonn et al., 2021]. Серым фоном показаны интервалы, для аргиллитов которых имеются данные по валовому химическому составу.

1 – национальный парк Уотертон-Глейшер; 2 – Хребет Уайтфиш; 3 – горы Перселл; 4 – “залив Хелена”; 5¹ – суббассейн Лемхай, по [Winston et al., 1999]; 5² – то же, по [Burmester et al., 2016; Lonn, 2017]; 6 – восток шт. Вашингтон. Цифры в колонках 2 и 3: 1 – Нижний Белт, 2 – серия Равалли. Ср. Белт – Средний Белт.

Национальный парк Уотертон-Глейшер

Нижний Белт здесь объединяет формации Уотертон и Эльтин¹, к серии Равалли относятся формации Аппекуни, Гриннел и Эмпайр. Формация Хелена (Helena) принадлежит к Среднему Белту, а формации Сноуслип (Snowslip), Шепард (Shepard), Маунт Шилдс (Mount Shields), Боннер, Мак-Намара (McNamara) и Либби – к серии Мизула [Gonzalez-Alvarez, 2005].

Нижний Белт. Сложен преимущественно доломитами со строматолитами (формация Уотертон, мощность ~160 м), песчанистыми доломитами и доломитистыми известняками со строматолитами, среди которых присутствуют аргиллиты и песчаники (формация Эльтин, до 375 м). Характерные текстурные особенности пород – бугорчатая, волнистая, перекрестная и линзовидная слоистость, трещины усыхания и знаки ряби волнения. По данным [Chandler, 2000; Gonzalez-Alvarez, 2005], накопление отложений формации Уотертон происходило в суб- и супраприливных обстановках. Отложения формации Эльтин рассматриваются как приливно-отливные или озерные [Hill, Mountjoy, 1984; Winston, 1989; Schieber, 1989b; Whipple et al., 1997; Chandler, 2000 и др.]. Наблюдающиеся в разрезах названного подразделения микроразломы, фрагменты строматолитовых построек и конволютная микрослоистость могут указывать на воздействие на процессы осадконакопления сейсмических явлений [Pratt, 1994 и др.].

Серия Равалли. Объединяет аргиллиты с редкими прослоями песчаников (формации Аппекуни и Гриннел, мощность соответственно до 700 м и ~800 м); в разрезах формации Эмпайр (~360 м) в основном присутствуют аргиллиты, алевролиты и песчаники. Для пород формаций Аппекуни и Гриннел свойственны параллельная, бугорчатая, неправильная и пологая косая слоистость, брекчии, состоящие из обломков аргиллитов (далее – глинистые брекчии), трещины синерезиса, текстуры отжима флюидов, а также утоняющиеся вверх по разрезу циклиты (fining-upward couplets). В породах формации Эмпайр можно видеть также перекрестную косую слоистость и знаки ряби. Формирование отложений формации Аппекуни происходило в обстановках аллювиальных шлейфов, плайевых и паводковых равнин или же в приливно-отливных и субприливных зонах [McMechan, 1981; Whipple et al., 1984; Winston, 1990]. Отсутствие в породах косоволнистой и волнистой слоистости, трещин усыхания и ряда других признаков позволило авторам публикаций [Cressmann, 1989; Horodyski, 1993] считать, что формирование отложений нижней части фор-

мации Аппекуни происходило за счет выпадения тонкой взвеси из суспензий ниже или вблизи уровня штормового волнения. Отложения формации Гриннел накапливались либо на плайевых и паводковых равнинах, либо в приливно-отливных и субприливных обстановках [McMechan, 1981; Whipple et al., 1984; Winston, 1990 и др.]. По представлениям [Kuhn, 1987], формирование отложений формации Гриннел происходило в основном в обстановках аллювиальных шлейфов на фоне сильных паводков, распространявшихся с юго-востока и несших крупный песок, и с юго-запада, транспортировавших тонкий песок, алевролит и пелит. Напротив, авторы работы [Pratt, Ponce, 2019] считают, что отложения формации Гриннел могут быть мелководно-морскими. Приливно-отливный генезис предполагается для отложений формации Эмпайр [Chandler, 2000 и др.].

Источниками кластики для песчаников формации Аппекуни выступали, по всей видимости, палеопротерозойские террейны, сложенные комплексами пород с возрастом ~1800–1600 млн лет (Пенокиан (Penokian), Явапай (Yavapai) и Мазатцаль (Mazatzal)), расположенные к востоку и югу от бассейна Белт. Цирконы с возрастом ~1600–1500 млн лет могут быть результатом размыва пород комплекса Прист Ривер (Priest River), расположенного к западу от бассейна Белт, или поступать из “неизвестного западного источника”. Какую-то роль при этом играли и архейские комплексы пород кратона Вайоминг [Ross, Villeneuve, 2003].

Датирование обломочных монацитов, присутствующих в песчаниках формаций Аппекуни и Гриннел и аргиллитах первой из них, показало, что источниками обломочного материала являлись преимущественно комплексы пород палеопротерозойского возраста (террейны Явапай и Мазатцаль, а также область Великих равнин Лаврентии) [González-Álvarez et al., 2006]. Редкие зерна монацита с возрастом >2.50 млрд лет могли поступать за счет размыва архейских террейнов, располагавшихся юго-восточнее и юго-западнее бассейна Белт. По данным авторов работы [González-Álvarez et al., 2006], геохимические особенности аргиллитов указывают на формирование их за счет эрозии преимущественно постархейских породных ассоциаций.

Средний Белт. Формация Хелена (мощность до 750 м) сложена известковистыми аргиллитами, ооидными грейнстоунами, алевролитами и песчанистыми доломитами. В породах присутствуют слепки кристаллов галита и гипса; широко развиты molar tooth текстуры, горизонтальная слоистость и строматолитовые постройки. Накопление отложений происходило в обстановках среднего шельфа или озерных [Winston, Lyons, 1997; Whipple et al., 1984; Grotzinger, 1986; Pratt, 2001].

¹ В публикациях [Winston, Link, 1993; Lonn et al., 2021] разрез Нижнего Белта начинается с формации Эльтин.

Серия Мизула. Объединяет известковистые алевролиты, аргиллиты и оолитовые песчаники (формация Сноуслип², 300 м), доломиты, алевролиты и аргиллиты, а также строматолитовые известняки (формация Шепард, 470 м), алевролиты, аргиллиты, тонкозернистые песчаники и доломиты (формация Маунт Шилдс, до 800 м). Залегающие выше по разрезу формации Боннер (Bonner) (~250 м) и Мак-Намара (~60 м) сложены песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и известковистыми алевролитами, среди которых можно видеть глинистые брекчии. Завершает разрез надсерии Белт-Перселл в окрестностях национального парка Уотертон-Глейшер формация Либби (Libby) (до 950 м), в состав которой входят в основном песчанистые и алевролитовые аргиллиты.

Для пород серии Мизула типичными текстурами являются параллельная, волнистая и неправильная слоистость, знаки ряби волнения, интервалы глинистых брекчий и трещины синерезиса. Встречаются оолитовые текстуры, строматолитовые постройки и слепки с эвапоритовых минералов. В породах формации Боннер широко распространены косая слоистость ряби и крупномасштабные промоины/слепки русел.

Считается, что формирование отложений формации Сноуслип происходило в приливно-отливных или субаэральных обстановках [Nogodyski, 1983; Whipple et al., 1984; Winston, 1986; Chandler, 2000]. “Утоняющиеся вверх циклы” в средней части формации Сноуслип интерпретируются как результат покровных паводков на аллювиальных равнинах. Накопление отложений формации Шепард происходило, вероятно, в обстановках илистых или мелководно-морских равнин [Whipple et al., 1984; Winston, 1986; Chandler, 2000]. Формация Маунт Шилдс объединяет, по мнению авторов публикации [Slover, Winston, 1986], паводковые отложения аллювиальных или плайевых равнин. В разветвленных речных системах/аллювиальных шлейфах накапливались отложения формаций Боннер [Whipple et al., 1984, 1997 и др.] и Мак-Намара [Whipple et al., 1984; Winston, 1989]. Формация Либби сложена близбереговыми бассейновыми осадками или отложениями аллювиальных шлейфов [Whipple et al., 1984, 1997].

Песчаники формаций Маунт Шилдс и Мак-Намара становятся более тонкозернистыми в северо-западном и северо-восточном направлениях. Это позволяет предполагать снос кластики с юга [Frost, Winston, 1987]. Авторы публикации [Jones et al., 2015] пришли к выводу о преимущественном поступлении во время формирования отложений серии Мизула обломочных цирконов

² Среди пород данного уровня залегают Лавы Перселл.

за счет размыва метаосадочных пород террейна Явапаи на востоке Калифорнии. Не исключен и привнос кластики из центральной Австралии, где распространены комплексы пород с возрастными ~1590 млн лет [Samacho et al., 2002]. Однако предположение о том, что террейны Явапаи и Мазатцаль являлись основными источниками обломочного материала приводит к допущению о переносе кластики на расстояние более 1000 км по пологому педименту, что в реальности довольно проблематично [Parker, Winston, 2017].

Хребет Уайтфиш

На хр. Уайтфиш Нижний Белт представлен формацией Причард, серия Равалли объединяет, по представлениям [Gonzalez-Alvarez, 2005], формации Бюрк (Burke), Спокан (Spokane) и Эмпайр (Empire). К Среднему Белту относится формация Хелена. Серия Мизула включает здесь формации Уоллес (Wallace)³, Сноуслип, Шепард, Маунт Шилдс, Боннер, Мак-Намара и Либби.

Нижний Белт. Мощности формации Причард, сложенной аргиллитами, алевролитами и, в подчиненном количестве, песчаниками, достигает 1500 м. Некоторые исследователи выделяют в разрезах формации несколько пачек. Текстуры пород свидетельствуют об отложении исходных осадков турбидитными потоками в глубоководных, более или менее изолированных обстановках⁴. Только для верхней части формации, где в отложениях широко распространены знаки ряби, трещины усыхания, глинистые брекчии и отпечатки капель дождя, предполагается мелководный генезис [Whipple et al., 1997; Winston, 1989; Chandler, 2000]. В работе [Cressman, 1985] накопление отложений формации Причард связывается с действием крупной речной системы.

Песчаники формации Причард характеризуются преобладанием обломочных цирконов с возрастом 1906–1489 млн лет (возраст большинства кристаллов – 1670–1540 млн лет) [Ross, Villeneuve, 2003]. Цирконы такого возраста не типичны для “Северо-Американского источника”. Полевошпатовые песчаники пачек С и Е содержат обломочные цирконы с возрастом 1820–1440 млн лет [Lewis et al., 2010]; почти 40% из них отвечают “Северо-Американской магматической паузе” (“North American magmatic gap”).

В соответствии с представлениями [Gonzalez-Alvarez, 2005], серия Равалли на хр. Уайтфиш объединяет формации Бюрк (300 м), Спокан (до 1100 м) и Эмпайр (300 м). В разрезах формаций этой се-

³ Авторы работ [Winston, Link, 1993; Lonn et al., 2021] относят формацию Уоллес к Среднему Белту.

⁴ Считается, тем не менее, что иногда этот бассейн сообщался с открытым океаном [Winston, Link, 1993; Anderson, Davis, 1995; Lyons et al., 2000 и др.].

рии преобладают аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников. Типичными текстурами в них являются тонкая горизонтальная, неправильная и пологая косая слоистость, глинистые брекчии, знаки ряби и, в разрезах формации Эмпайр – перекрестная косая слоистость.

По данным Дж. Маук [Mauck, 1983], исследовавшего разрезы формации Бюрк в резервации Флатхед (Flathead), данное литостратиграфическое подразделение включает две толщи. Нижняя толща состоит из алевролитов, накапливавшихся вблизи базиса волнения в обстановках продельты. Верхняя содержит умеренно или хорошо отсортированные кварцевые песчаники (отложения приустьевых баров распределительных каналов) с прослоями алевролитов и пачки частого чередования аргиллитов, песчаников и алевролитов с текстурами, указывающими на их накопление в приливных обстановках. Авторы работ [Whipple et al., 1984; Winston, 1990; Chandler, 2000] считают, что формация Бюрк представлена отложениями аллювиальных конусов выноса, плайевых и паводковых равнин или приливно-отливными и субприливными осадками. Примерно такой же генезис имеют отложения формации Спокан [Whipple et al., 1984; Winston, 1990; Chandler, 2000]. Отложения формации Эмпайр накапливались в субприливных обстановках [Whipple et al., 1984; Chandler, 2000].

В работах [Winston, Link, 1993; Harrison, Cressman, 1993; Lonn et al., 2021] между формациями Бюрк и Хелена также выделяются формации Реветт (Revett) и Сент-Реджис (St. Regis). Первая объединяет три толщи, из них нижняя и верхняя сложены преимущественно песчаниками, а средняя представлена песчаниками, алевролитами и глинистыми породами [Harrison, Cressman, 1993]. Песчаники нижней толщи характеризуются косой и горизонтальной слоистостью, иногда в них наблюдаются слоистость ряби и знаки нагрузки. Слои песчаников включают прослои красных или зеленых аргиллитов или алевролитов с трещинами усыхания, знаками ряби и интервалами глинистых брекчий. Типичные текстуры пород средней толщи – трещины усыхания, глинистые брекчии, знаки ряби, текстуры отжима воды, тонкая горизонтальная слоистость. Песчаники верхней толщи характеризуются волнистой и косой слоистостью, а также слоистостью мигрирующей ряби и русловыми промоинами. Анализ обстановок осадконакопления формации Реветт позволил выделить литофации плайевого, антидюнного и покровнопесчаного осадочных комплексов [Winston, 2016]. Считается, что источник обломочного материала для песчаников формации Реветт располагался к западу от бассейна Белт [Winston, Sears, 2013 и др.]. Формация Сент-Реджис представлена пачками чередования пестроцветных аргиллитов и алевролитов, для которых

характерны волнистая и прерывистая слоистость, трещины усыхания, знаки ряби, интервалы глинистых брекчий, а также текстуры отжима воды [Harrison, Cressman, 1993].

Средний Белт. Формация Хелена (до 400 м) объединяет известковистые аргиллиты, грейнстоуны, глинистые, алевролитистые и песчанистые доломиты. Типичными для пород этой формации являются molar tooth текстуры, горизонтальная слоистость и строматолитовые постройки. Считается, что накопление отложений происходило в пределах среднего шельфа морского бассейна или в озерных водоемах [Whipple et al., 1984; Winston, Lyons, 1997; Pratt, 2001]. Стратиграфический объем формации Хелена понимается по-разному; но чаще всего данный термин используется применительно к геологическому телу с определенными литологическими признаками. В западной части бассейна Белт формация Хелена почти полностью замещается формацией Уоллес.

Серия Мизула. Объединяет известковистые и доломитистые аргиллиты, а также алевролитистые и песчанистые доломиты (формация Уоллес, 350 м), аргиллиты, алевролиты, песчаники и известняки (формация Сноуслип, ~600 м), тонкозернистые полевошпатовые, известковистые и глинистые песчаники, алевролиты и аргиллиты, доломитистые аргиллиты и глинистые доломиты (формация Шепард, до 220 м). Выше залегают породы формации Маунт Шилдс (800 м) – алевролиты, аргиллиты, тонкозернистые песчаники и доломиты, сменяющиеся примерно 250-метровой последовательностью песчаников (формация Боннер), известковистых песчаников и доломитистых алевролитов (формация Мак-Намара, 1200 м). Завершается серия Мизула здесь формацией Либби (до 950 м), объединяющей песчаные и алевролитистые аргиллиты. В Западной Монтане и Северном Айдахо выше формации Либби залегают породы формации Пильчер (Pilcher) – светлые кварцевые песчаники с прослоями доломитов и аргиллитов [Winston, Link, 1993; Gardner, 2008].

Характерными текстурными особенностями отложений серии Мизула являются строматолитовые постройки, горизонты развития оолитов, горизонтальная полосчатость/слоистость и эрозионные текстуры (формация Уоллес). В окрестностях Кер-д'Аллен в породах этой формации наблюдаются трещины усыхания, знаки ряби и неясная слоистость. Для перекрывающих образований (формация Сноуслип) характерны волнистая и неправильная слоистость, знаки ряби. В разрезах формации Шепард присутствуют строматолитовые биогермы, горизонты оолитов и онколитов, знаки ряби, глинистые брекчии и molar tooth текстуры. В отличие от подстилающих образований, здесь заметно меньше трещин усыхания и других текстур мелководного и “сверх-

мелководного” генезиса. Местами можно видеть маломощные регрессивные циклы, которые начинаются доломитистыми песчаниками и венчаются глинистыми и песчанистыми доломитами [Horodyski, 1983]. В отложениях формации Маунт Шилдс вновь появляются оолитовые горизонты и строматолитовые постройки, а для пород формации Боннер типичны слоистость знаков ряби и крупные русловые промоины.

Все это дает основания считать, что отложения формации Уоллес имеют мелководно-морской или озерный генезис [Whipple et al., 1984; Winston, Lyons, 1997; Pratt, 2001]. Накопление исходных осадков формаций Сноуслип и Шепард происходило на илистых (приливно-отливных) равнинах или в мелководных обстановках [Horodyski, 1983; Whipple et al., 1984; Winston, 1986]. Накопление отложений формаций Маунт Шилдс, Боннер и Мак-Намара шло преимущественно в обстановках аллювиальных шлейфов и на плайевых равнинах [Whipple et al., 1984; Slower, Winston, 1986; Winston, 1986, 1989 и др.]. Формация Либби объединяет близбереговые/прибрежно-морские и субаэральные отложения, возможно также накопившиеся в обстановках аллювиальных шлейфов [Whipple et al., 1984, 1997]. Некоторые авторы [Ross, Villeneuve, 2003] рассматривают ее как аналог формаций Мак-Намара и Гарнет Рейндж (Garnet Range).

В публикации [Grotzinger, 1986] показано, что зернистость обломочных пород формации Уоллес увеличивается на северо-запад, соответственно снос кластики в бассейн во время их накопления происходил с северо-запада на юго-восток. В породах этой формации доминируют обломочные цирконы с возрастными 1.75–1.55 млрд лет; есть здесь и зерна, соответствующие “Северо-Американской магматической паузе” [Ross, Villeneuve, 2003].

Горы Перселл

В горах Перселл к Нижнему Белту относится формация Олдридж; серия Равалли представлена формацией Крестон (Creston); Среднему Белту принадлежат формация Китченер (Kitchener) и нижняя часть формации Ван Крик (Van Creek). Серия Мизула объединяет верхнюю часть формации Ван Крик и вышележащие формации Никол Крик (Nicol Creek), Шепард, Гетуэй (Gateway), Филлипс (Phillips) и Рузвилл (Roosville) [Gonzalez-Alvarez, 2005].

Нижний Белт. Мощность отложений формации Олдридж, сложенной в основном глинистыми кварцитами, алевролитами и песчаниками, достигает 4200 м. В ее разрезах выделяется три толщи. Нижняя объединяет тонкозернистые тонкослоистые песчаники, глинистые их разности и

алевролиты – отложения дистальных зон областей турбидитонакопления [Aitken, McMechan, 1992]. Средняя толща представлена тонко-, горизонтальнослоистыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами с волнистой и косоволнистой слоистостью и полосчатыми черными глинистыми сланцами. Общий облик отложений предполагает их формирование в более проксимальных условиях по сравнению с подстилающими образованиями. Верхняя толща сложена темными доломитами и алевролитами. Вверх по разрезу доля последних возрастает, в них появляются трещины синерезиса и текстуры усыхания, заполнения промоин и другие признаки мелководных отложений. Формировались отложения верхней толщи, по-видимому, в мелководно-морских и приливных обстановках [McMechan, 1981; Lyons et al., 2000; Chandler, 2000].

Породы формации Олдридж содержат обломочные цирконы позднеархейского (2654–2584 млн лет) и раннепротерозойского (2204, 2064–2037 и 1876–1744 млн лет) возраста, попавшие в область седиментации, вероятно, вследствие размыва т.н. “Северо-Американского источника” (кратон Вайоминг, тектоническая зона Грейт Фоллс (Great Falls), террейны Альберты) [Villeneuve et al., 1993]. Это предполагает поступление кластики вдоль южного или восточного флангов бассейна Белт и перемещение ее на север, тогда как песчаные отложения формации Причард сформированы за счет материала, транспортировавшегося с запада на север–северо-восток [Ross, Villeneuve, 2003].

Серия Равалли. Формация Крестон (900–2300 м) представлена пестроцветными алевролитами и аргиллитами с подчиненными прослоями песчаников и глинистых брекчий. Породы характеризуются присутствием знаков ряби и трещин усыхания. В составе формации выделяются три толщи [Aitken, McMechan, 1992]. Нижняя и верхняя сложены многократно повторяющимися алевролит-аргиллитовыми “парами слоев”, образующими пачки и пакеты полого- и линзовидно-волнистого переслаивания. Для верхних частей обеих толщ типичны трещины усыхания и знаки ряби (наиболее широко эти текстуры развиты в западных разрезах). К востоку от Желоба Скалистых гор в составе формации появляются песчаники с би- или тримодальной косой слоистостью. Накопление отложений средней и верхней частей формации Крестон происходило в основном в приливно-отливных обстановках, а нижней части – в периодически устанавливавшихся мелководно-морских [McMechan, 1981; Chandler, 2000].

Популяции обломочных цирконов в песчаниках формаций Крестон и Гринелл (восточные фланги бассейна Белт) и формации Реветт (западные фланги бассейна Белт) различаются [Ross

et al., 1992; Ross, Villeneuve, 2003]. Последние содержат преимущественно зерна циркона, возраст которых (1610–1490 млн лет) не типичен для Северной Америки. Такие цирконы в песчаниках восточного фланга бассейна Белт отсутствуют; преобладающими в них являются цирконы древнее 1750 млн лет, т.е. заимствованные из “Северо-Американского/Восточно-Лаврентийского источника”.

Средний Белт. Формация Китченер (1500 м) представлена известковистыми и доломитистыми алевролитами и аргиллитами, алевритистыми доломитами, аргиллитами, алевролитами и подчиненными ими песчаниками. Породы характеризуются текстурами восходящей ряби, линзовидной и градиционной слоистостью, а также трещинами усыхания. Предполагается, что они являются отложениями шельфа [McMechan, 1981].

Формация Ван Крик (до 420 м) сложена аргиллитами, алевролитами и доломитистыми их разновидностями⁵. Для пород характерны бимодальная косая слоистость, текстуры мигрирующей ряби, усыхания и трещины синерезиса. Отложения накапливались в приливно-отливных обстановках, в т. ч. илистых равнин [McMechan, 1981; Chandler, 2000].

Серия Мизула. Это подразделение объединяет доломитистые алевролиты и аргиллиты, туфы, вулканомиктовые песчаники и потоки базальтов, андезибазальтов и андезитов (формация Никол Крик, 750 м), доломиты, песчаники, алевролиты, доломитистые алевролиты и аргиллиты (формации Шепард и Гетуэй, 115 м и 1350 м). В разрезах формации Филлипс (150 м) можно видеть красновато-серые аргиллиты, алевролиты и тонкозернистые песчаники, а формация Рузвилл (до 1350 м) представлена аргиллитами, доломитистыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Породы характеризуются разнообразными текстурными особенностями. Это трещины усыхания, тонкая горизонтальная и косая слоистость, слоистость мигрирующей ряби, отпечатки кристаллов соли, строматолитовые постройки, оолиты и знаки ряби. Все сказанное позволяет считать, что накопление отложений серии Мизула в рассматриваемом районе происходило в широком спектре обстановок, среди которых паводковые и приливно-отливные, мелководно-морские и гиперсоленые лагунные [Price, 1964; McMechan, 1981; Aitken, McMechan, 1992; Chandler, 2000].

Обломочные цирконы в песчаниках формации Шепард имеют возраст в основном от ~1850 до ~1500 млн лет. Терригенные породы формации Гетуэй содержат кристаллы с возрастными от ~1900 до 1450–1400 млн лет. В песчаниках восточных

разрезов формации Рузвилл присутствуют обломочные цирконы с возрастными от 1800 до 1375 млн лет, тогда как в западных ее разрезах преобладают цирконы с возрастом 1625–1500 млн лет [Gardner, 2008].

“Залив Хелена”

В юго-восточной части бассейна Белт, именуемой во многих публикациях “заливом Хелена”, к Нижнему Белту принадлежат породы формаций Чеймберлин, Ньюланд и Грейсон. Серия Равалли объединяет формации Спокан и Эмпайр. Выше залегает формация Хелена [Winston, Link, 1993; Adam et al., 2016; Lonon et al., 2021], состав и текстурные особенности пород которой сходны с теми, что развиты в основной части бассейна Белт.

Нижний Белт. Формация Чеймберлин (~460–950 м) сложена волнисто- или тонкослоистыми черными сланцами, а также алевролитами с прослоями песчаников, для которых характерна тонкая слоистость ряби и малоамплитудные текстуры размыва [Winston, Link, 1993; Anderson, 2017; Lonon et al., 2021]. Черные сланцы иногда содержат трещины синерезиса или усыхания. Накопление отложений происходило в низкоэнергетических обстановках [Adam, 2014]. Отложения нижней части формации формировались, возможно, на илистых равнинах [Godlewski, Zieg, 1984; Adam et al., 2016].

Формация Ньюланд (до 1100 м) объединяет горизонтальнослоистые доломитистые сланцы с локально проявленными прослоями, сформированными, по-видимому, обломочными и турбидитными потоками, и пачки известняков. По данным [Andreson, 2017], распределение РЗЭ в породах формации Ньюланд позволяет считать, что источником обломочного материала являлась зрелая верхняя континентальная кора. К таким же выводам ранее пришел и Ю. Шибер [Schieber, 1986, 1989]. Это подтверждается и типичными для глинистых сланцев низкими концентрациями Cr, Co и Ni [Schieber, 1992].

U–Pb-изотопные данные датирования обломочных цирконов из пород формации Ньюланд указывают на формирование отложений как за счет источников с возрастными 3.2–3.0, 2.8–2.61 и 2.61–2.45 млрд лет, так и более молодых, палеопротерозойских (1.98–1.79 млрд лет), комплексов пород. Это позволяет думать, что породы формации Ньюланд сформированы за счет размыва проксимальных источников, таких как метаосадочный террейн Монтаны, магматическая зона Беартуф (Beartooth) и Блок Медисин Хэт (Medicine Hat), и дистальных источников – хребтов Гренит Рейндж (Granite Range) и Винд Ривер (Wind River), гранитогнейсов Литтл Элк (Little Elk) и др. [Andreson, 2017]. Обломочные цирконы с “не-лаврентийскими” возрастными (~2.55 млрд лет) могут происходить из Северного Китая, Индии, Антарктики и Австралии.

⁵ Мы не делим здесь формацию Ван Крик на части, относящиеся к Среднему Белту и серии Мизула.

Формация Грейсон (350–400 м) сложена в основном глинистыми сланцами. Вверх по ее разрезу в них возрастает интенсивность проявления знаков ряби, трещин усыхания и глинистых брекчий, что указывает на обмеление в области осадконакопления [Adam, 2014]. В песчаниках присутствуют обломочные цирконы с позднеархейскими (2968–2920 и 2661–2577 млн лет) и раннепротерозойскими (1899–1733 млн лет) возрастными [Ross, Villeneuve, 2003]. Первые могли поступать в осадок за счет источников, располагавшихся на кратоне Вайоминг, вторые – в результате вероятного размыва комплексов пород тектонической зоны Грейт Фоллс.

Залегающие выше породы формации Спокан (серия Равалли) характеризуются знаками ряби, отпечатками кристаллов соли, трещинами усыхания, и, иногда, отпечатками капель дождя, что указывает на их накопление в мелководных и субаэральных обстановках [Godlewski, Zieg, 1984; Adam, 2014].

В южной части “залива Хелена” в узкой зоне, протягивающейся от хр. Бриджер на востоке до гор Хайленд на западе, вскрываются “грубозернистые фации” надсерии Белт-Перселл (формация Лахуд) [McMannis, 1963]: аркозовые песчаники с линзами конгломератов и прослоями глинистых сланцев, песчаники с прослоями алевритистых глинистых сланцев и редкими валунами. По всему разрезу наблюдаются следы внутриформационных размывов, а текстуры мелководного генезиса отсутствуют. Это позволяет предполагать очень быстрое, без заметной переработки накопление отложений, возможно, в глубоководных обстановках, и транспортировку кластики крупной речной системой с запада или юго-запада [Cressmann, 1985, 1989; Ross, Villeneuve, 2003]. Считается, что морфология южного фланга “залива Хелена” во время формирования отложений формации Лахуд, по крайней мере, частично, контролировалась разломами [McMannis, 1963; Fox, 2017], а осадконакопление происходило в полуизолированных суббассейнах, в чем-то сходных с теми, что характерны для современной Провинции Бассейнов и Хребтов [Mueller et al., 2016].

Более 80% зерен обломочных цирконов, выделенных из песчаников формации Лахуд, имеют ранне- или среднеархейский возраст (~3500–3450 и ~3250 млн лет)⁶ [Ross, Villeneuve, 2003]. Ком-

плексы пород с такими возрастными известны на северо-западе кратона Вайоминг, вблизи от области накопления отложений формации Лахуд. Возраст обломочных цирконов породах формации Лахуд и песчаниках подстилающей формации Нейхарт (Neihart) (некоторые исследователи не включают ее в состав надсерии Белт-Перселл), позволяет прийти к выводу [Guerrero et al., 2016; Mueller et al., 2016], что обломочный материал в отложениях обеих формаций поступал не из единственного источника.

Суббассейн Лемхай

В суббассейне Лемхай (Lemhi), расположенном на юге бассейна Белт обнажены, по [Winston et al., 1999]⁷, породы серии Лемхай – формации Инью Крик (Inyo Creek) и Вест Форк (West Fork), Биг Крик (Big Creek), Уеллоу Лейк (Yellow Lake) и Гансайт (Gunsight), и перекрывающие их образования – формации Свигер (Swauger) и Лоусон Крик (Lawson Creek). Ранее все перечисленные формации считались аналогами основных подразделений надсерии Белт-Перселл (см. рис. 1). Позднее эти взгляды были отчасти пересмотрены [Burmester et al., 2016 и др.; Lonn, 2017]. С учетом данных о возрастах обломочных цирконов в породах серии Лемхай и секущих ее магматических образований, накопление отложений происходило между 1454 ± 9 и 1370 млн лет [Stewart et al., 2010].

Серия Лемхай объединяет тонкозернистые полевошпатовые и полевошпатово-кварцевые песчаники, пакки глинистых пород и интервалы переслаивания тонкозернистых и глинистых песчаников, пакеты чередования алевролитов, глинистых пород и глинистых брекчий. Подчиненную роль в ее разрезах играют известняки и доломиты. Свойственные этим породам текстурно-структурные особенности дают основание считать, что накопление исходных осадков происходило в основном в обстановках аллювиальных шлейфов, плайевых/илистых равнин и эфемерных озер. Авторы работы [Tysdal et al., 2003] считают Кварциты Свигер морскими.

ЛИТОГЕОХИМИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД НАДСЕРИИ БЕЛТ-ПЕРСЕЛЛ: СОСТАВ ПОРОД НА ПАЛЕОВОДОСБОРАХ И ТИПЫ РЕК, ТРАНСПОРТИРОВАВШИХ В БАСЕЙН ТОНКУЮ АЛЮМОСИЛИКОКЛАСТИКУ

В этом разделе суммированы общие сведения о валовом химическом составе аргиллитов надсерии Белт-Перселл, полученные при работе с ана-

⁶ В публикации [Guerrero et al., 2016] показано, что U–Pb-изотопные возрасты обломочных цирконов, выделенных из пород формации Лахуд варьируют от 3.89 до 1.73 млрд лет с максимумами на кривой плотности вероятности ~3.20 (основной) и ~1.80 (дополнительный) млрд лет. Такое распределение предполагает, по крайней мере, два различных источника кластики. Цирконы с древними возрастными поступали в осадок, по-видимому, вследствие размыва комплексов пород севера кратона Вайоминг, а источниками более молодых зерен являлась, возможно, тектоническая зона Грейт Фоллс.

⁷ Реальная геологическая ситуация здесь существенно сложнее, но мы, за неимением места, не будем детально в нее вдаваться.

Рис. 2. Положение фигуративных точек аргиллитов различных литостратиграфических подразделений/формаций надсерии Белт-Перселл на диаграммах $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ (а), $K_2O/Na_2O - SiO_2/Al_2O_3$ (б) и $Zr/Sc - Th/Sc$ (в).

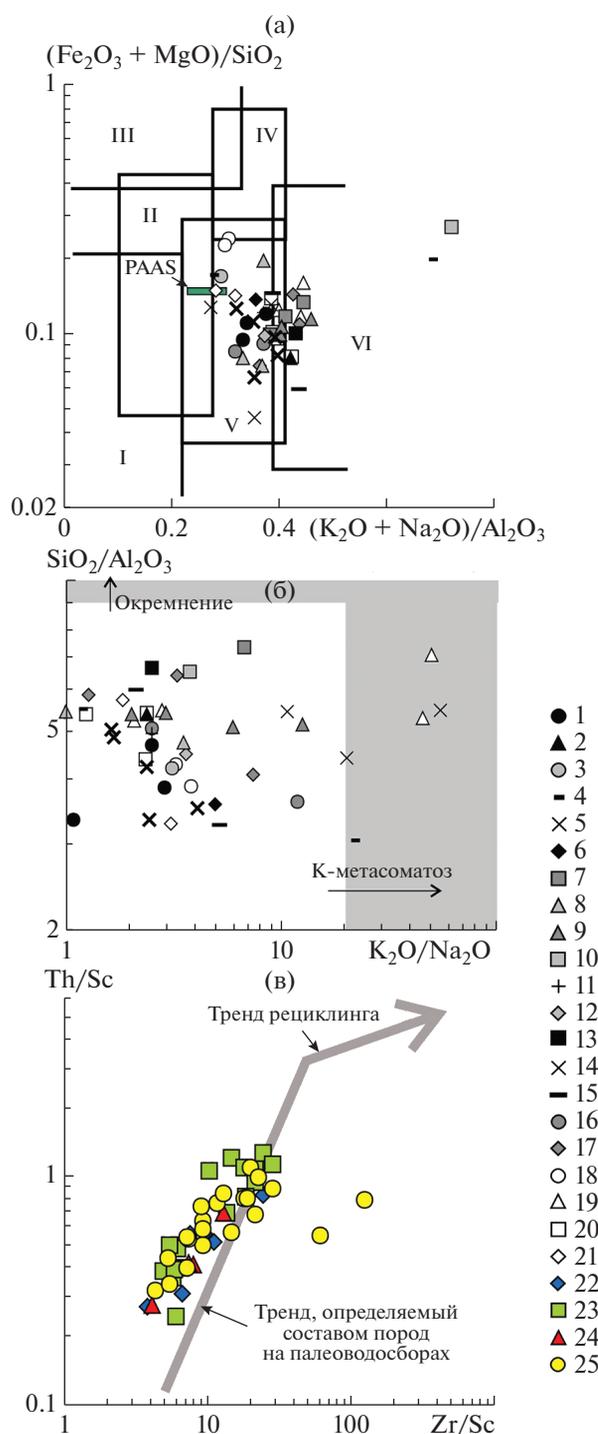
1–21 – формации (1 – Причард; 2 – зона перехода Причард-Бюрк; 3 – Ордридж; 4 – Форт-Стил; 5 – Бюрк; 6 – Спокан; 7 – Эмпайр; 8 – Крестон; 9 – зона перехода Аппекуни-Гриннел; 10 – Китченер; 11 – Уоллес; 12 – Ван Крик; 13 – Хелена; 14 – Гетуэй; 15 – Филипп; 16 – Рузвилл; 17 – Сноуслип; 18 – Шепард; 19 – Маунт Шилдс; 20 – Мак-Намара; 21 – Либби); 22–25 – основные подразделения надсерии (22 – Нижний Белт; 23 – серия Равалли; 24 – Средний Белт; 25 – серия Мизула).

литическими данными (содержание основных породообразующих оксидов и ряда редких и рассеянных элементов), заимствованными из работ [González-Álvarez, 2005; González-Álvarez, Kerich, 2010].

На классификационной диаграмме $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^{*8} + MgO)/SiO_2$ [Юдович, Кетрис, 2000] фигуративные точки состава аргиллитов основных подразделений надсерии Белт-Перселл сосредоточены преимущественно в полях V (хлорит-сметит-иллитовые глинистые породы) и VI (иллитовые глинистые породы со значительной примесью дисперсных полевых шпатов). Эти результаты в определенной степени сопоставимы с выводами авторов работы [González-Álvarez et al., 2006], в которой на основании данных о валовом химическом составе аргиллитов формаций Аппекуни и Гриннел было показано, что они сложены в основном кварцем, полевыми шпатами и смектитом. От состава среднего постархейского австралийского сланца (PAAS [Taylor, McLennan, 1985]) исследуемые породы отличаются более высокими величинами $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$ (рис. 2а).

Распределение фигуративных точек аргиллитов на диаграмме $K_2O/Na_2O - SiO_2/Al_2O_3$ [Bolnar et al., 2005] (см. рис. 2б) позволяет сделать принципиально важный вывод об отсутствии заметного влияния процессов К-метасоматоза (в определении [Fedo et al., 1995; Tosca et al., 2010 и др.]), весьма типичного для докембрийских осадочных последовательностей), и процессов окремнения на их валовый химический состав. Это подтверждается и распределением фигуративных точек аргиллитов на диаграмме $Zr/Sc - Th/Sc$ [McLennan et al., 1993], где они сконцентрированы у линии тренда, определяемого составом пород на палеоводосборах (см. рис. 2в); другими словами – аргиллиты, слагающие осадочное выполнение бассейна Белт, являются, по всей видимости, преимущественно породами первого цикла седиментации.

⁸ $Fe_2O_3^*$ – суммарное железо в виде Fe_2O_3 .



Среднее содержание SiO_2 и K_2O в аргиллитах всех основных подразделений надсерии Белт-Перселл вполне сопоставимо с PAAS (рис. 3). Среднее содержание оксидов титана, двухвалентного железа и фосфора, напротив, в аргиллитах всех уровней надсерии более низкое, чем в PAAS. За исключением аргиллитов Нижнего Белта, в тонкозернистых обломочных породах надсерии

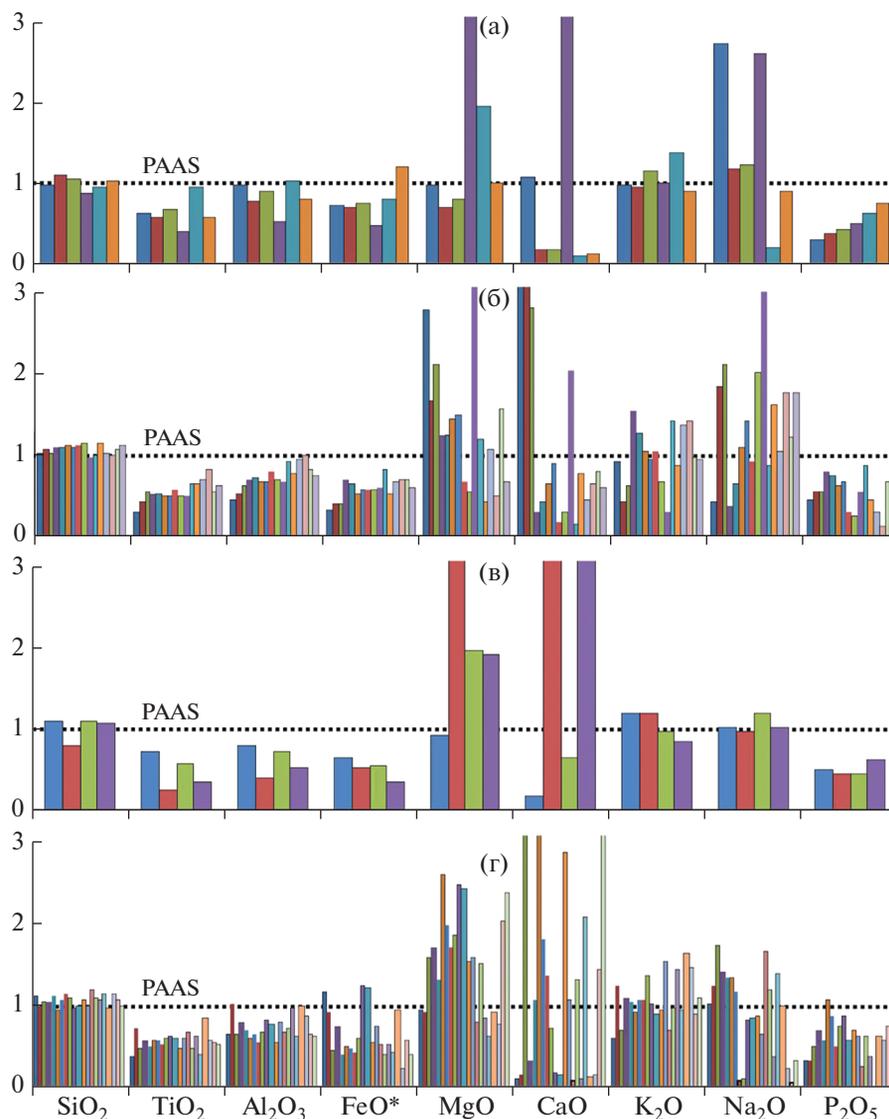


Рис. 3. Нормированное к PAAS содержание основных породообразующих оксидов в аргиллитах основных подразделений надсерии Белт-Перселл. Количество столбиков в ячейке того или иного оксида отвечает количеству проанализированных образцов (см. [Gonzalez-Alvarez, 2005; Gonzalez-Alvarez, Kerrich, 2010]). а – Нижний Белт; б – серия Равалли; в – Средний Белт; г – серия Мизула.

Белт-Перселл среднее содержание Al_2O_3 не достигает PAAS (серия Равалли – 0.74 PAAS, Средний Белт – 0.62 PAAS, серия Мизула – 0.73 PAAS). Тонкозернистые обломочные породы Нижнего Белта и серии Равалли содержат несколько больше Na_2O (соответственно 1.48 и 1.39 PAAS), а в гранулометрически близких к ним породах Среднего Белта и серии Мизула – содержание Na_2O является близким к PAAS или несколько меньшим (1.05 и 0.89 PAAS). Наконец, среднее содержание MgO и CaO в аргиллитах всех основных подразделений надсерии Белт-Перселл в той или

иной степени превышает PAAS. Так, минимальное значение для MgO (аргиллиты серии Равалли) составляет 1.39 PAAS, а максимальное (аргиллиты Среднего Белта) – 2.31 PAAS. То же характерно и для CaO .

Сопоставление с PAAS усредненных содержаний редких и рассеянных элементов в аргиллитах надсерии Белт-Перселл (рис. 4) показывает следующее. Тонкозернистые обломочные породы Нижнего Белта (формации Олдридж, Форт-Стил и Причард) характеризуются вполне сопоставимыми с PAAS величинами содержания Y, Zr,

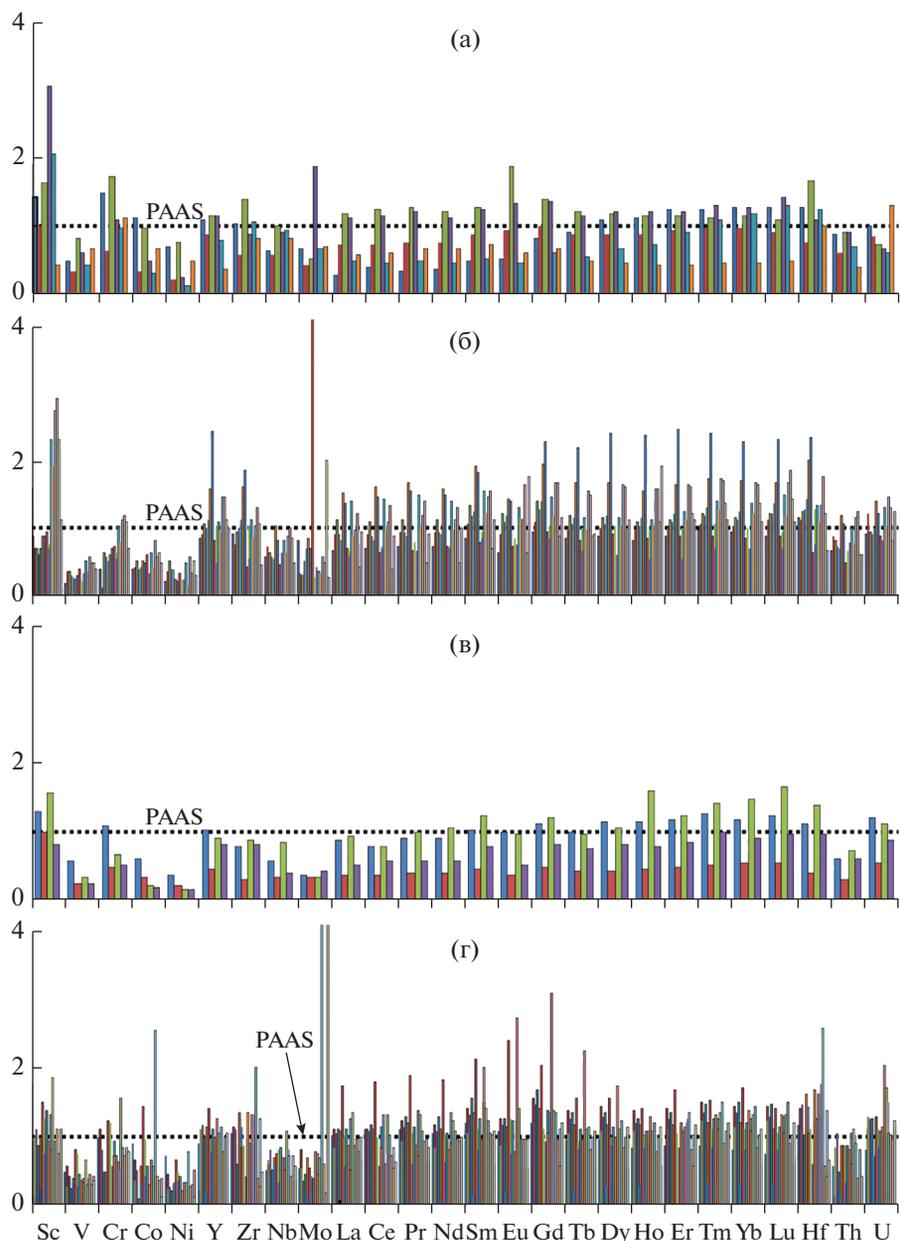


Рис. 4. Нормированное по PAAS содержание редких и рассеянных элементов в аргиллитах основных подразделений надсерии Белт-Перселл. Количество столбиков в ячейке того или иного элемента отвечает количеству проанализированных образцов (см. [Gonzalez-Alvarez, 2005; Gonzalez-Alvarez, Kerrich, 2010]). а – Нижний Белт; б – серия Равалли; в – Средний Белт; г – серия Мизула.

Sm...Lu, Hf и U (0.85–1.15 PAAS); тогда как для Sc и Cr они выше (>1.15 PAAS), а для V, Co, Ni, Nb, Mo, La...Nd и Th – в той или иной степени ниже (<0.85 PAAS), чем в PAAS. Тонкозернистые обломочные породы серии Равалли (формации Эмпайр, Аппекуни-Гринелл, Крестон, Спокан и Бюрк) показывают несколько иное распределение редких и рассеянных элементов. Так, сопоставимые с PAAS средние концентрации в аргил-

литах характерны для элементов Y, Zr, Mo, La...Nd, Eu и U; повышенные – для Sc (1.32 PAAS), Sm, Gd...Lu (от 1.16 до 1.33 PAAS) и Hf (1.30 PAAS). В тонкозернистых обломочных породах Среднего Белта (формации Ван Крик, Китченер, Уоллес и Хелена) пониженное, по сравнению с PAAS, среднее содержание установлено для V, Cr, Co, Ni, Y, Zr, Nb, Mo, La...Nd, Eu, Tb и Th, т.е. для 15 из 26 рассматриваемых элементов. Среднее со-

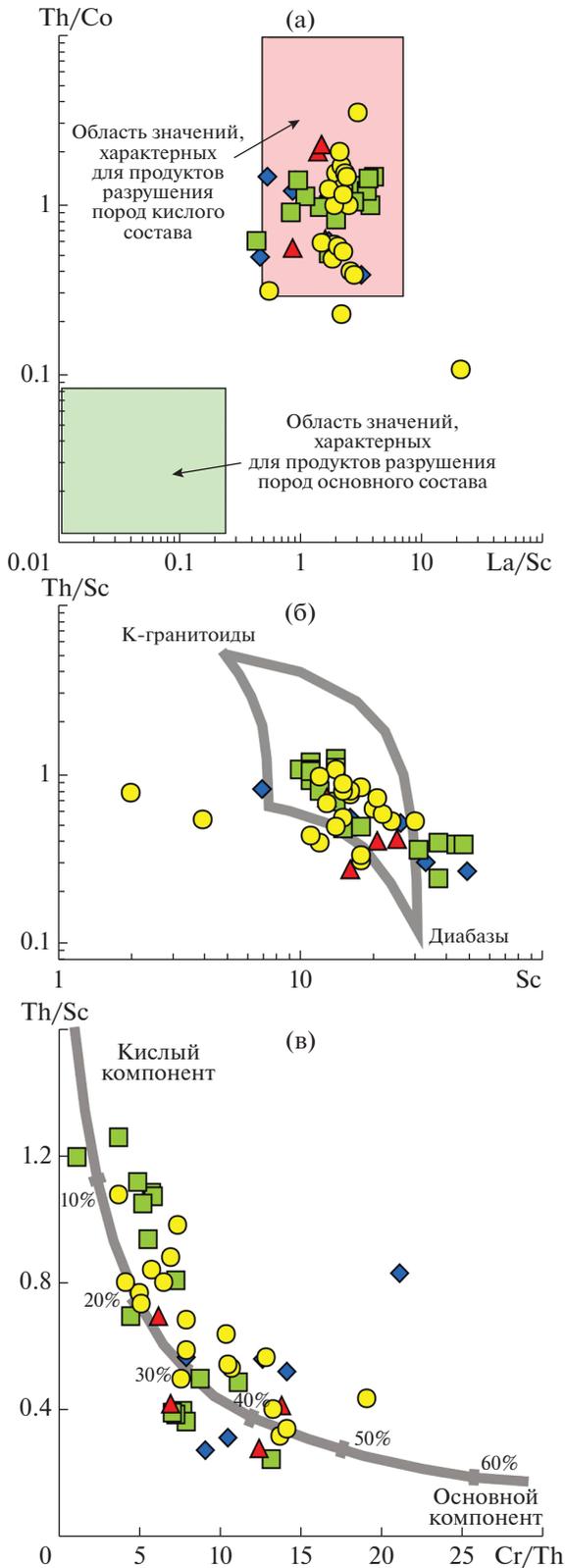


Рис. 5. Распределение фигуративных точек аргиллитов крупных подразделений надсерии Белт-Перселл на диаграммах La/Sc–Th/Co (а), Sc–Th/Sc (б) и Cr/Th–Th/Sc (в). Условные обозначения см. рис. 2.

держание Sm, Gd, Dy...Lu, Hf и U в этих породах является близким к PAAS, и только содержание Sc – несколько выше (1.17 PAAS). Наконец, тонкозернистые обломочные породы серии Мизула (формации Либби, Мак-Намара, Маунт Шилдс, Шепард, Сноуслоп, Рузвилл, Филлипс и Гетуэй) характеризуются вполне сопоставимыми с PAAS величинами содержания Sc, Y, Zr, Mo, La...Nd, Eu, Tb...Er, Yb, Lu и U, тогда как содержание V, Cr, Co, Ni, Nb и Th в них в той или иной степени ниже, а Sm, Gd, Tm и Hf – несколько выше, чем в PAAS.

Если в итоге проанализировать изменения среднего содержания элементов, типичных для основных (V, Sc, Cr, Co, Ni) и кислых (La, Th, U) магматических пород [Интерпретация ..., 2001; Юдович, Кетрис, 2011] по разрезу надсерии Белт-Перселл, то можно отметить, что, с учетом величин стандартных отклонений, каких-либо значимых вариаций не наблюдается. Так, например, для тонкозернистых обломочных пород Нижнего Белта содержание $Sc_{\text{среднее}}$ составляет 25.67 ± 14.47 , для таких же пород серии Равалли – 21.06 ± 13.19 , Среднего Белта – 18.75 ± 5.32 и серии Мизула – 15.71 ± 6.38 г/т. Не принимая во внимание стандартное отклонение, можно видеть, что среднее содержание элементов, типичных для основных магматических пород, в глинистых породах снижается от Нижнего Белта к Среднему: $V_{\text{среднее}}$ – 83.50, 55.25 и 51.75 г/т; $Cr_{\text{среднее}}$ – 128.83, 78.81 и 76 г/т). В то же время для элементов кислой магматической специализации в том же направлении какой-либо определенной тенденции не просматривается ($Th_{\text{среднее}}$ в аргиллитах Нижнего Белта составляет 10.72, серии Равалли – 12.28, Среднего Белта – 8.12 и серии Мизула – 10.07 г/т).

Соотношение параметров La/Sc и Th/Co в аргиллитах основных подразделений надсерии Белт-Перселл позволяет, в соответствии с представлениями [Cullers, 2002], считать, что источниками тонкой алюмосиликокластики для них выступали преимущественно кислые магматические породы или их метаморфизованные аналоги (рис. 5а). При этом в некоторых образцах аргиллитов серии Мизула значения Th/Co несколько меньше тех, что характерны для продуктов разрушения пород кислого состава. Возможно, это свидетельствует и об определенном вкладе в их формирование основных или средних магматических образований. Распределение фигуративных точек состава аргиллитов на диаграмме Sc–Th/Sc [Fedo et al., 1997] дает основание думать, что относительно повышенная доля продуктов разрушения основных магматических пород характерна для тонкозернистых обломочных пород серии

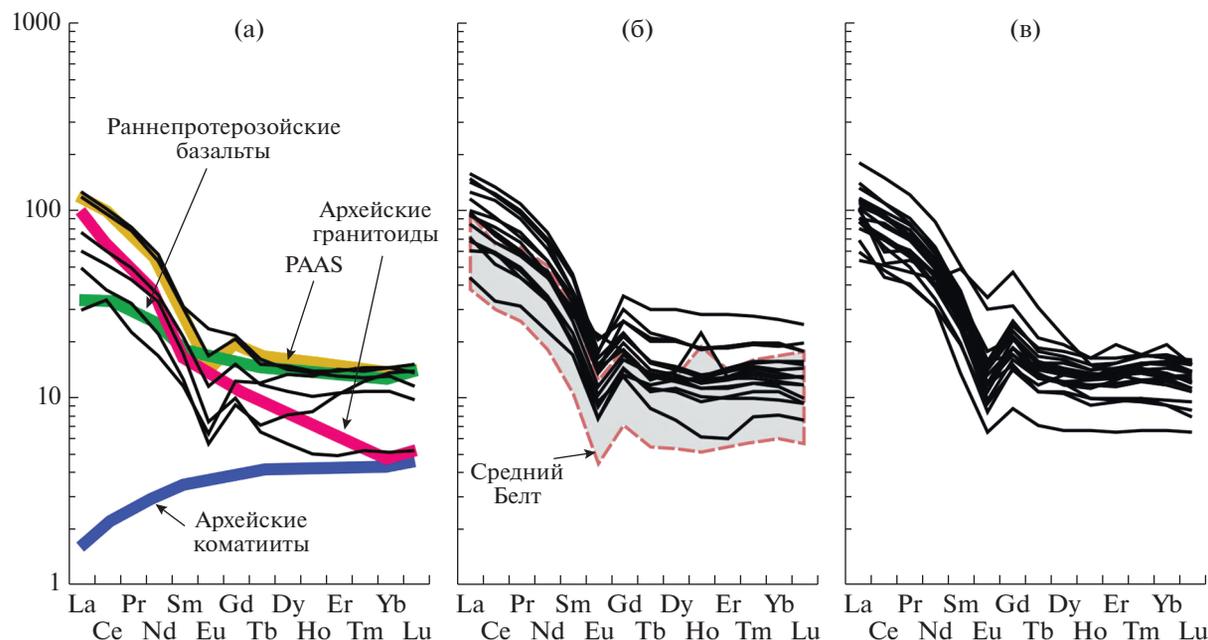


Рис. 6. Нормированные по хондриту спектры распределения РЗЭ в аргиллитах крупных подразделений надсерии Белт-Перселл.

а – Нижний Белт; б – серия Равалли и Средний Белт; в – серия Мизула. Спектры лантаноидов для разных типов магматических образований и PAAS построены по данным [Condie, 1993].

Равалли и Нижнего Белта (см. рис. 5б). На диаграмме $\text{Cr/Th} - \text{Th/Sc}$ (в версии [Bracciali et al., 2007]) видно, что при формировании аргиллитов Нижнего и Среднего Белта доля пород основного состава в областях питания составляла, по-видимому, от 20 до 45% (см. рис. 5в). Во время накопления тонкозернистых обломочных пород серий Равалли и Мизула она варьировала, вероятно, от 10 до 45–50%, но так как из-за ограниченного числа имеющихся аналитических данных мы не рассматриваем здесь распределение фигуративных точек аргиллитов из различных частей бассейна, все приведенные рассуждения следует считать первым приближением к окончательным выводам.

Сумма РЗЭ в аргиллитах Нижнего Белта варьирует от 79.70 до 226.48 г/т. Значение $(\text{La/Yb})_N$ ⁹ изменяется от 2.03 до 11.81 (среднее 7.02 ± 3.66) (рис. 6а), деплетирование тяжелых РЗЭ в большинстве образцов (по данным [González-Álvarez, 2005; González-Álvarez, Kerrich, 2010]) отсутствует. Eu аномалия отрицательная (0.64 ± 0.14) и близка к ее величине в PAAS (0.66 [Taylor, McLennan, 1985]).

⁹ Здесь и далее нормирование выполнено по хондриту [Taylor, McLennan, 1985].

Для аргиллитов серии Равалли существенный разброс $\Sigma\text{РЗЭ}$ (от 91.99 до 297.77 г/т) также является характерным. Параметр $(\text{La/Yb})_{N\text{среднее}}$ в них составляет 6.87 ± 1.59 (минимум – 2.79, максимум – 9.39), что предполагает распространение в областях размыва во время накопления серии Равалли и Нижнего Белта, как кислых, так и основных магматических образований, что подтверждается отсутствием в некоторых образцах отрицательной Eu аномалии, например, $\text{Eu/Eu}^* = 0.99$ в аргиллитах формации Бюрк, образец 3WhUSO составляет 0.57 ± 0.12 , заметное деплетирование ТРЗЭ отсутствует (см. рис. 6б).

Аргиллиты Среднего Белта характеризуются $\Sigma\text{РЗЭ}$ от 70.16 до 173.28 г/т. Средняя величина параметра $(\text{La/Yb})_N$ в них составляет 5.99 ± 0.75 , что меньше, чем в тонкозернистых обломочных породах Нижнего Белта и серии Равалли. Деплетирование ТРЗЭ отсутствует: $(\text{Gd/Yb})_N = 1.19 \pm 0.07$, отрицательная Eu аномалия существенная: 0.52 ± 0.08 (см. рис. 6б).

Наконец, в тонкозернистых обломочных породах серии Мизула установлен разброс $\Sigma\text{РЗЭ}$ от 108.68 до 332.38 г/т. Средние значения $(\text{Gd/Yb})_N$ и Eu/Eu^* в них вполне сопоставимы с рассчитанными для подстилающих отложений, тогда как параметр $(\text{La/Yb})_{N\text{среднее}}$ несколько выше ($7.79 \pm$

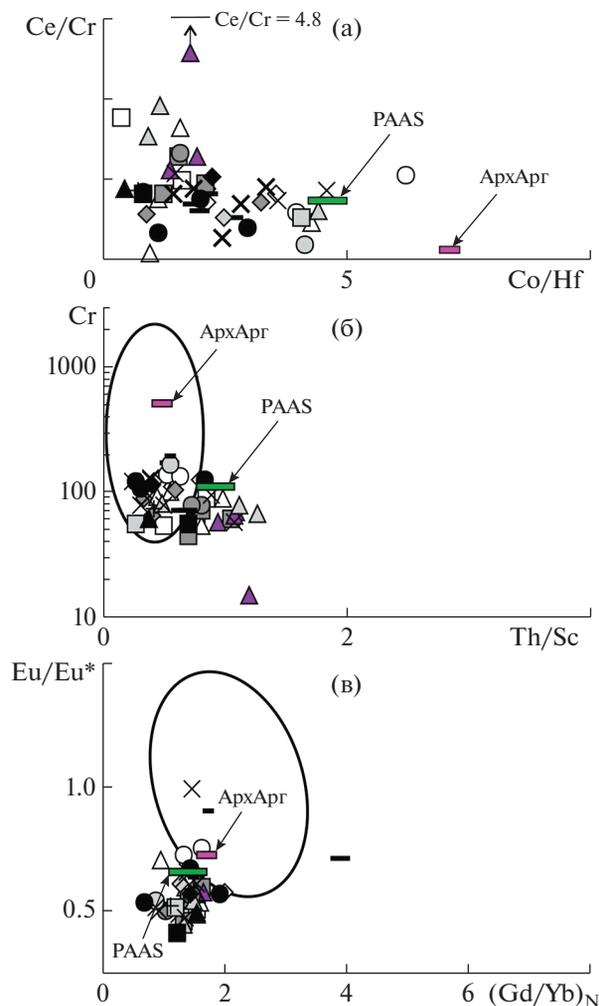


Рис. 7. Распределение фигуративных точек аргиллитов надсерии Белт-Перселл на диаграммах Co/Hf–Ce/Cr (а), Th/Sc–Cr (б) и $(Gd/Yb)_N$ –Eu/Eu* (в). Эллипсом показаны области преобладающей концентрации точек состава архейских метатерригенных пород, по [Маслов, 2007]. Точки состава PAAS и среднего архейского аргиллита (АрхАрг), по [Taylor, McLennan, 1985].

± 1.86 , минимум – 4.40, максимум – 11.50) (см. рис. 6в). Это позволяет предполагать, что во время накопления серии Мизула доля кислых магматических пород на палеоводосборах была несколько выше, чем ранее.

Геохимические особенности тонкозернистых обломочных пород позволяют судить и о возрасте субстратов, продуктами размыва которых они сложены. Так, ранее были намечены поля, в которые группируется большинство фигуративных точек метатерригенных пород из более чем 20 различных архейских комплексов и показано, что в рамках 80–85% доверительного интервала основная масса точек характеризуется значениями

Th/Sc < 0.6–0.7, Ce/Cr < 0.6 и Eu/Eu* > 0.70–0.75 [Маслов, 2007].

В случае аргиллитов надсерии Белт-Перселл практически все точки на диаграмме Co/Hf–Ce/Cr [Dobson et al., 2001] расположены значительно “дальше” от точки с составом среднего архейского аргиллита (по [Condie, 1993]), чем от точки PAAS (рис. 7а). На диаграмме Th/Sc–Cr примерно половина фигуративных точек аргиллитов из выборки попадает в область концентрации точек архейских метатерригенных пород (эллипс на диаграмме), но в целом все тонкозернистые обломочные породы надсерии Белт-Перселл на этом графике тяготеют к PAAS, а не к среднему архейскому аргиллиту (см. рис. 7б).

На диаграмме $(\text{Gd}/\text{Yb})_N\text{-Eu}/\text{Eu}^*$ [Taylor, McLennan, 1985] в области концентрации точек архейских метатерригенных пород присутствуют 3 из 48 фигуративных точек аргиллитов надсерии Белт-Перселл (см. рис. 7в). Это дает основание считать, что значительная часть тонкозернистых обломочных пород, слагающих бассейн Белт, была образована за счет продуктов эрозии постархейских породных ассоциаций, однако при этом не следует забывать, что в работах [González-Álvarez, 2005; González-Álvarez, Kerrich, 2010] представлены аналитические данные для аргиллитов не всех литостратиграфических единиц надсерии Белт-Перселл.

В работе [González-Álvarez, Kerrich, 2012] для характеристики климатов мезопротерозоя привлекались особенности химического состава осадков современных рек, что позволяет использовать подобный подход для реконструкции типов рек, питавших бассейн Белт тонкодисперсной алюмосиликокластикой. Ранее, с использованием данных [Bayon et al., 2015] о Th-R3Э-систематике пелитовых и алевроито-пелитовых осадков приустьевых частей современных рек, дренирующих различные по площади и составу пород водосборы, было показано [Маслов и др., 2017; Маслов, Шевченко, 2019], что на диаграммах $(\text{La}/\text{Yb})_N\text{-Eu}/\text{Eu}^*$ и $(\text{La}/\text{Yb})_N\text{-Th}$ фигуративные точки составов тонкой взвеси современных рек разных категорий¹⁰ образуют как перекрывающиеся, так и обособленные области. Например, поля фигуративных точек донных отложений приустьевых частей рек категорий 1 и 2, располагаются на диаграмме примерно с 60–80%-ным перекрытием. Перекрываются также (на 30–50%) и области точек с составами донных отложений приустьевых участков рек категорий 1, 2 и 3. В то же время области составов донных осадков рек категорий 3 и 4 на перечисленных выше диаграммах не показывают перекрытия.

Докембрийские аллювиальные системы, отложения которых накапливались в отсутствие наземной растительности, обычно считаются сход-

¹⁰Категория 1 – “крупные реки” (world’s major rivers), т.е. реки, характеризующиеся сложно построенными водосборами с площадью >100 тыс. км²; категория 2 – реки, дренирующие различные/осадочные образования (rivers draining “mixed/sedimentary” formations); категория 3 – реки, питающиеся продуктами размыва пород “магматических/метаморфических” террейнов (rivers draining “igneous/metamorphic” terranes). Площадь водосборов таких рек, по данным [Bayon et al., 2015], варьирует от 100 до 95000 км²; категория 4 – реки, дренирующие провинции, сложенные в основном вулканическими породами (rivers draining “volcanic” rocks). Площадь водосборов современных рек такой категории варьирует от менее 100 до 56000 (единственный пример столь крупного водосбора – р. Камчатка) км² [Bayon et al., 2015].

ными по своим физическим характеристикам с более молодыми по возрасту речными системами аридных зон [Schumm, 1968; Corenblit, Steiger, 2009; Gibling et al., 2014; Santos, Owen, 2016 и др.]. В соответствии с представлениями большинства исследователей, такие системы состояли из множества разветвленных и/или переплетающихся, относительно мелководных русел значительной ширины, которые довольно быстро меняли свое положение в пространстве (подробный анализ см. в работе [Маслов, Подковыров, 2021б]). Однако следует иметь в виду, что диаграммы $(\text{La}/\text{Yb})_N\text{-Eu}/\text{Eu}^*$ и $(\text{La}/\text{Yb})_N\text{-Th}$ дают возможность судить только о возможном петрографическом составе водосборов и их размерах, но не о физических параметрах дренировавших их водных артерий.

Примерно треть фигуративных точек аргиллитов надсерии Белт-Перселл на диаграмме $(\text{La}/\text{Yb})_N\text{-Eu}/\text{Eu}^*$ располагается в области перекрытия полей донных осадков приустьевых частей современных рек категорий 1 и 2. Несколько точек попадают в области перекрытия полей осадков рек категорий 1, 2 и 3, а также в поле осадков современных рек категории 4 (рис. 8а). Более половины точек с достаточно низкими значениями $(\text{La}/\text{Yb})_N$ и Eu/Eu^* не попадают ни в одно из классификационных полей. Точки со средними составами тонкозернистых обломочных пород основных литостратиграфических подразделений надсерии Белт-Перселл тяготеют к полю донных осадков приустьевых частей рек категории 2, а фигуративная точка аргиллитов Среднего Белта расположена вне классификационных полей (см. рис. 8б), что, может быть связано с разубоживающим эффектом карбонатной примеси.

На диаграмме $(\text{La}/\text{Yb})_N\text{-Th}$ фигуративные точки аргиллитов надсерии Белт-Перселл в основном сосредоточены в полях составов современных донных осадков приустьевых частей рек категорий 1, 2 и 4 (см. рис. 8в), т.е. могут с определенной долей вероятности рассматриваться как отложения крупных рек и рек, дренирующих осадочные образования, а также рек, питающихся продуктами размыва вулканических провинций. Примерно также распределены на диаграмме фигуративные точки аргиллитов формации Ньюланд (см. рис. 8г), рассчитанные по данным работы [Schieber, 1986]. Распределение точек среднего состава аргиллитов основных подразделений надсерии Белт-Перселл на диаграмме $(\text{La}/\text{Yb})_N\text{-Th}$ повторяет распределение индивидуальных фигуративных точек (см. рис. 8д).

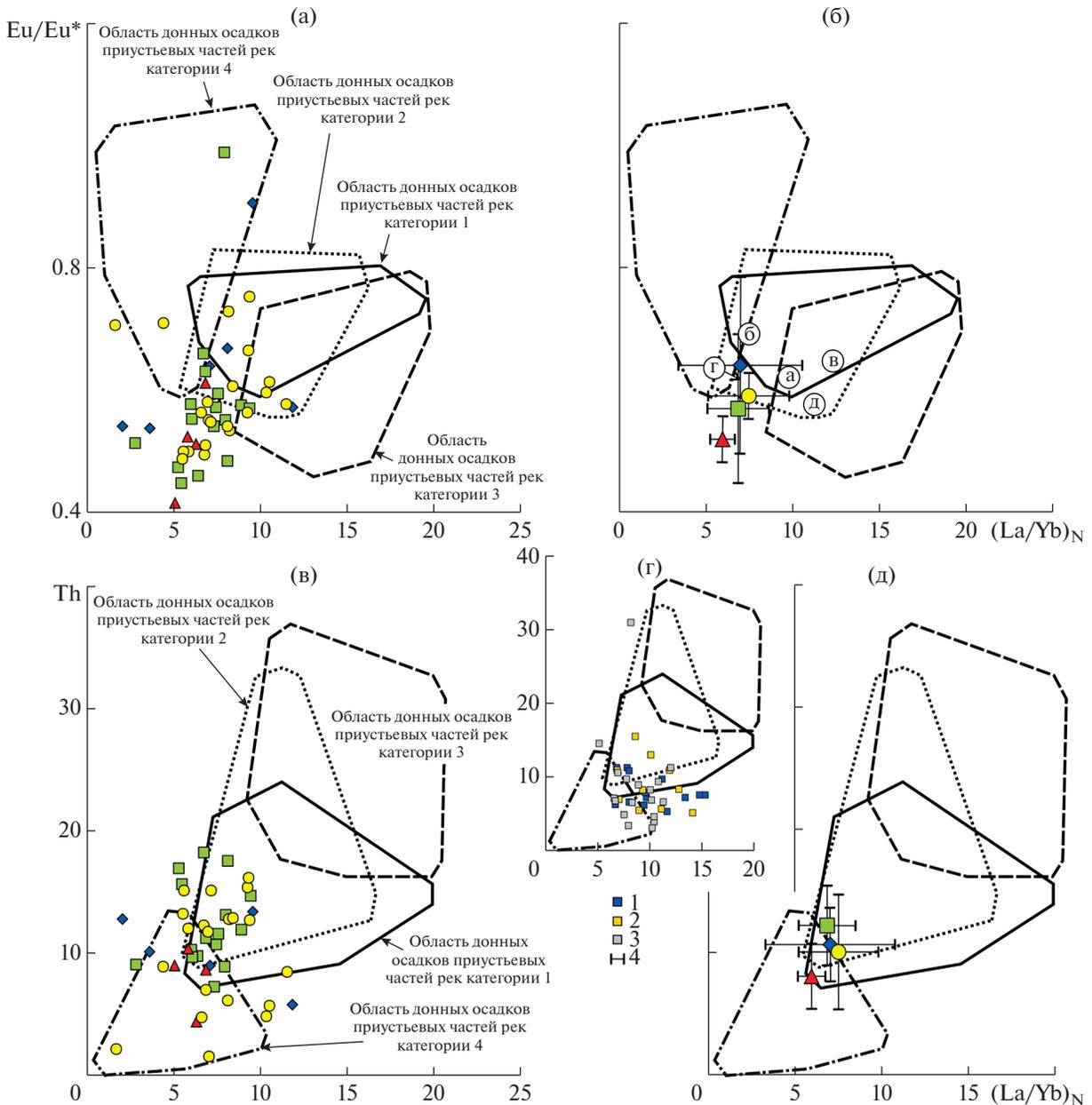


Рис. 8. Распределение индивидуальных (а, в, г) и (б, д) средних точек состава аргиллитов крупных подразделений надсерии Белт-Перселл и формации Ньюланд на диаграммах $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ и $(La/Yb)_N - Th$. Области состава алеврито-пелитовых осадков приустьевых частей современных рек различных категорий построены по данным из работы [Bayon et al., 2015].

Буквы в кружках – точки состава алеврито-пелитовых осадков приустьевых частей ряда современных рек, по [Bayon et al., 2015]: а–в – реки категории 1 (а – Ориноко, б – Аму-Дарья, в – Висла); г, д – реки категории 2 (г – Чубут, река на юге Аргентины, д – Мэхклонг, река на западе Таиланда).

г – 1 – нижняя часть формации Ньюланд; 2 – переходная зона; 3 – верхняя часть формации Ньюланд; 4 – величины стандартных отклонений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ приведенных выше материалов показывает, что отложения надсерии Белт-Перселл формировались в аллювиальных, мелководно-морских и глубоководных обстановках [Winston,

1986, 1990 и др.; Gonzalez-Alvarez, 2005; Lonn et al., 2021 и др.]. Во время накопления отложений Нижнего Белта областью осадконакопления являлось, по-видимому, полуизолированное озеро или отшнурованное от океана море, получавшее большую часть обломочного материала за

счет турбидитных потоков. Источником этого материала была крупная дельтовая система, близкая по своим размерам к дельте р. Миссисипи и располагавшаяся на юго-западном фланге бассейна [Lonn et al., 2021]. По мере нарастания изоляции от океана, бассейн Белт заполнялся осадками и мелел. Серия Равалли объединяет мелководно-морские и субаэральные фации, в значительной степени связанные с функционированием огромного аллювиального шлейфа, проградировавшего в область осадконакопления с запада и юго-запада [Lonn et al., 2021]. Средний Белт – это разнообразные карбонатные отложения мелководного шельфа или озера. Серия Мизула представлена отложениями аллювиальных шлейфов, тесно переплетающимися с пестрым комплексом осадков илистых равнин [Whipple et al., 1984; Winston, 1986, 1990; McMechan, 1981]. В начале времени накопления отложений серии Мизула тектонический стиль развития бассейна изменился [Lonn et al., 2021]: в основной части бассейна Белт процессы погружения замедлились, а в суббассейне Лемхай усилились. Западный источник кластики оказался, по-видимому, отрезанным от бассейна Белт, а мощные аллювиальные конусы выноса стали заполнять область осадконакопления с юга и юго-востока. Благодаря этому в суббассейне Лемхай (в верховьях аллювиального шлейфа) накопилось ~14000 м полевошпатово-кварцевых песчаников (в настоящее время – полевошпатовые кварциты) и толщ, состоящих из переслаивания этих песчаников с тонкозернистыми алюмосиликокластическими осадками (в настоящее время – аргиллиты).

В целом, по образному выражению авторов публикации [Lonn et al., 2021], накопление осадочных последовательностей бассейна Белт контролировалось уходящими за горизонт пустынными аллювиальными равнинами, по которым в направлении дельтовых лопастей распространялись покровные паводки, несущие массы воды, нагруженной взвешенным материалом, в мелководные и весьма мутные морские или озерные водоемы.

Источниками обломочных цирконов для отложений надсерии Белт-Перселл выступали, как показывают результаты многочисленных исследований последних лет, преимущественно комплексы пород протерозойского возраста.

Анализ данных о валовом химическом составе аргиллитов надсерии Белт-Перселл, представленных в работах [Gonzalez-Alvarez, 2005; González-Álvarez, Kerrich, 2010], позволяет сделать два достаточно определенных вывода.

Во-первых, источниками подавляющей части тонкозернистой алюмосиликокластики осадочных последовательностей надсерии Белт-Перселл, являлись комплексы пород с геохимически-

ми характеристиками, свойственными неархейским образованиям. Этот вывод соответствует существующим представлениям, в основе которых лежит анализ данных о возрастах обломочных цирконов и монацитов.

Во-вторых, в бассейн Белт в течение времени его заполнения тонкая алюмосиликокластика транспортировалась крупными речными артериями, сходными с современными реками категории 1 (крупные реки, т.е. реки, характеризующиеся сложно построенными водосборами с площадью >100 тыс. км²) и категории 2 (реки, дренирующие различные/осадочные образования). Этот вывод также не противоречит существующим представлениям об обстановках накопления постнижебелтских отложений. Вероятно, только во время накопления отложений Среднего Белта источниками материала могли быть провинции, сложенные вулканическими образованиями, однако из-за небольшого объема аналитических данных для этого литостратиграфического подразделения [Gonzalez-Alvarez, 2005; González-Álvarez, Kerrich, 2010], такой вывод следует считать предварительным.

Таким образом, полученные нами результаты независимым образом подтвердили представления об особенностях формирования осадочного выполнения бассейна Белт, которые сформировались ранее как в результате исследований традиционными геологическими методами, так и с использованием данных определения U–Pb-изотопных возрастов обломочных цирконов и монацитов, присутствующих в песчаниках различных литостратиграфических подразделений/формаций надсерии Белт-Перселл.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор искренне признателен Н.С. Глушковой за подготовку иллюстраций, Л.В. Бадида, О.Ю. Мельничуку и А.К. Худолею за помощь в подборе необходимой литературы.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены в рамках госзадания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Интерпретация геохимических данных / Отв. ред. Е.В. Сляров. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Маслов А.В. К реконструкции категорий рек, сформировавших выполнение осадочных бассейнов рифея в области сочленения Восточно-Европейской платформы и современного Южного Урала // Известия вузов. Геология и разведка. 2019. № 5. С. 28–36.
- Маслов А.В. Категории водосборов-источников тонкой алюмосиликокластики для отложений серебрян-

- ской и сыльвицкой серий венда (Средний Урал) // Литосфера. 2020. Т. 20. № 6. С. 751–770.
- Маслов А.В. Метатерригенные породы архея (основные геохимические ограничения) // Геохимия. 2007. № 4. С. 370–389.
- Маслов А.В., Козина Н.В., Шевченко В.П. и др. Систематика редкоземельных элементов в современных донных осадках Каспийского моря и устьевых зон рек Мира: опыт сопоставления // Докл. РАН. 2017. Т. 475. № 2. С. 195–201.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. Категории водосборно-источников тонкой алюмосиликокластики для осадочных последовательностей венда северной и восточной частей Восточно-Европейской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2021а. № 1. С. 3–27.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. Метаалевропелиты раннего докембрия: РЗЭ–Th-систематика как ключ к реконструкции источников слагающей их тонкой алюмосиликокластики // Литология и полез. ископаемые. 2021б. № 3. С. 216–242.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. Типы рек, питавших в рифее седиментационные бассейны юго-восточной окраины Сибирской платформы: эскиз реконструкции // Тихоокеан. геология. 2021в. Т. 40. № 4. С. 99–117.
- Маслов А.В., Шевченко В.П. Систематика редких земель и Th во взвеси и донных осадках устьевых зон разных категорий/классов рек мира и ряда крупных рек Российской Арктики // Геохимия. 2019. Т. 64. № 1. С. 59–78.
- Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Под ред. Б.М. Келлера, Н.М. Чумакова. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Adam Z.R. Microfossil paleontology and biostratigraphy of the Early Mesoproterozoic Belt Supergroup, Montana / [PhD thesis]. Bozeman, Montana: Montana State University, 2014. 192 p.
- Adam Z.R., Skidmore M.L., Mogk D.W. Paleoenvironmental implications of an expanded microfossil assemblage from the Chamberlain Formation, Belt Supergroup, Montana // Belt Basin: Window to Mesoproterozoic Earth / Eds J.S. MacLean, J.W. Sears // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2016. V. 522. [https://doi.org/10.1130/2016.2522\(04\)](https://doi.org/10.1130/2016.2522(04))
- Aitken J.D., McMechan M.E. Middle Proterozoic assemblages // Geology of the Cordilleran Orogen in Canada / Eds H. Gabrielse, C.J. Yorath // Geol. Surv. Canada. 1992. V. G2. P. 99–124.
- Anderson C.J. Stratigraphic framework and provenance of the Lower Belt (Newland formation), Belt Supergroup, Helena embayment, Central Montana / [M.S. thesis]. Bozeman, Montana: Montana State University, 2017. 145 p.
- Anderson H.E., Davis W.D. U–Pb geochronology of the Moyie sills, Purcell Supergroup, southeastern British Columbia: implications for the Mesoproterozoic geological history of the Purcell (Belt) basin // Can. J. Earth Sci. 1995. V. 32. P. 1180–1193.
- Bayon G., Toucanne S., Skonieczny C. et al. Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 170. P. 17–38.
- Bolnar R., Kamber B.S., Moorbath S. et al. Chemical characterization of earth's most ancient clastic metasediments from the Isua Greenstone Belt, southern West Greenland // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 1555–1573.
- Box S.E., Pritchard C.J., Stephens T.S., O'Sullivan P.B. Between the supercontinents – Mesoproterozoic Deer Trail Group, an intermediate age unit between the Mesoproterozoic Belt–Purcell Supergroup and the Neoproterozoic Windermere Supergroup in northeastern Washington, U.S.A. // Can. J. Earth Sci. 2020. V. 57. P. 1411–1427.
- Braccialli L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S. Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins // Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry / Eds J. Arribas, S. Critelli, M.J. Johnsson // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2007. V. 420. P. 73–93.
- Burmester R.F., Lonn J.D., Lewis R.S., McFadden M.D. Stratigraphy of the Lemhi subbasin of the Belt Supergroup // Belt Basin: Window to Mesoproterozoic Earth / Eds J.S. MacLean, J.W. Sears // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2016. V. 522. [https://doi.org/10.1130/2016.2522\(05\)](https://doi.org/10.1130/2016.2522(05))
- Camacho A., Hensen B.J., Armstrong R. Isotopic test of thermally driven intraplate orogenic model, Australia // Geology. 2002. V. 30. P. 887–890.
- Chandler F.W. The Belt–Purcell basin as a low-latitude passive rift: implications for the geological environment of Sullivan type deposits // The Geological Environment of the Sullivan Deposit, British Columbia / Eds J.W. Lydon et al. // Geol. Assoc. Can. Min. Dep. Div. Spec. Publ. 2000. № 1. P. 82–112.
- Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.
- Corenblit D., Steiger J. Vegetation as a major conductor of geomorphic changes on the Earth surface: toward evolutionary geomorphology // Earth Surf. Process. Landf. 2009. V. 34. P. 891–896.
- Cressman E.R. Reconnaissance stratigraphy of the Prichard Formation (Middle Proterozoic) and the early development of the Belt Basin, Washington, Idaho, and Montana // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1989. № 1490. 80 p.
- Cressmann E.R. The Prichard Formation of the lower part of the Belt Supergroup (Middle Proterozoic), near Plains, Sanders County, Montana // U.S. Geol. Surv. Bull. 1985. № 1553. 64 p.
- Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. V. 191. P. 305–327.
- Dobson D.M., Dickens G.R., Rea D.K. Terrigenous sediment on Ceara Rise: a Cenozoic record of South American orogeny and erosion // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 2001. V. 165. P. 215–229.

- Evans K.V., Aleinikoff J.N., Obradovich J.D., Fanning C.M.* SHRIMP U-Pb geochronology of volcanic rocks, Belt Supergroup, western Montana: evidence for rapid deposition of sedimentary strata // *Can. J. Earth Sci.* 2000. V. 37. P. 1287–1300.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M.* Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // *Geology*. 1995. V. 23. P. 921–924.
- Fedo C.M., Young G.M., Nesbitt H.W.* Paleoclimatic control on the composition of the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup, Canada: a greenhouse to ice-house transition // *Precambrian Res.* 1997. V. 86. P. 201–223.
- Fox N.R.* Sedimentary tectonics of the Mesoproterozoic LaHood formation, southwest Montana / [M.S. thesis]. Bozeman, Montana: Montana State University, 2017. 152 p.
- Frost C.D., Winston D.* Nd isotope systematics of coarse- and fine-grained sediments: examples from the middle Proterozoic Belt-Purcell Supergroup // *J. Geol.* 1987. V. 95. P. 309–327.
- Gardner D.W.* Sedimentology, Stratigraphy, and Provenance of the Upper Purcell Supergroup, Southern British Columbia: Implications for Syn- Depositional Tectonism, Basin Models, and Paleogeographic Reconstructions / [M.S. thesis]. Victoria, British Columbia, Canada: University of Victoria, 2008. 76 p.
- Gibling M.R., Davies N.S., Falcon-Lang H.J. et al.* Palaeozoic coevolution of rivers and vegetation: a synthesis of current knowledge // *Proc. Geol. Assoc.* 2014. V. 125. P. 524–533.
- Godlewski D., Zieg G.* Stratigraphy and Depositional Setting of the Precambrian Newland Limestone // *Montana Bur. Mines and Geol. Spec. Publ.* 1984. № 90. P. 2–4.
- González-Álvarez I.J.* Geochemical Study of the Mesoproterozoic Belt-Purcell Supergroup, Western North America: Implications for Provenance, Weathering and Diagenesis / [PhD Dissertation]. Saskatoon: University of Saskatchewan, 2005. 243 p.
- González-Álvarez I., Kerrich R.* REE and HFSE mobility due to protracted flow of basinal brines in the mesoproterozoic Belt-Purcell Supergroup, Laurentia // *Precambrian Res.* 2010. V. 177. P. 291–307.
- González-Álvarez I., Kerrich R.* Weathering intensity in the Mesoproterozoic and modern large-river systems: A comparative study in the Belt-Purcell Supergroup, Canada and USA // *Precambrian Res.* 2012. V. 208–211. P. 174–196.
- González-Álvarez I.J., Kusiak M.A., Kerrich R.* A trace element and chemical Th-U total Pb dating study in the lower Belt-Purcell Supergroup western North America: provenance and diagenetic implications // *Chem. Geol.* 2006. V. 230. P. 140–160.
- Graham G., Hitzman M.W., Zieg J.* Geologic Setting, Sedimentary Architecture, and Paragenesis of the Mesoproterozoic Sediment-Hosted Sheep Creek Cu-Co-Ag Deposit, Helena Embayment, Montana // *Economic Geol.* 2012. V. 107. P. 1115–1141.
- Grotzinger J.P.* Shallowing-upward cycles of the Wallace Formation, Belt Supergroup, northwestern Montana and northern Idaho // *Belt Supergroup. A Guide to Proterozoic Rocks of Western Montana and Adjacent Areas* / Ed. S.M. Roberts // *Montana Bur. Min. and Geol. Spec. Publ.* 1986. № 94. P. 143–160.
- Guerrero J.C., Mueller P.A., Mogk D.W.* Provenance study and geochemical analysis of the LaHood formation of the Bridger range, Montana // *Northwest Geology*. 2016. V. 45. P. 21–28.
- Harrison J.E.* Precambrian Belt basin of northwestern United States: its geometry, sedimentation, and copper occurrences // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1972. V. 83. P. 1215–1240.
- Harrison J.E., Cressman E.R.* Geology of the Libby thrust belt of northwestern Montana and its implications to regional tectonics // *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1993. № 1524. 42 p.
- Hill R., Mountjoy E.W.* Stratigraphy and sedimentology of the Waterton formation, Belt-Purcell Supergroup, Waterton Lakes National Park, southwest Alberta // *Montana Geol. Soc. Field Conf. Northwestern Montana*. 1984. P. 91–100.
- Horodyski R.J.* Paleontology of Proterozoic shales and mudstones: examples from the Belt Supergroup, Chuar Group and Pahrump Group, western USA // *Precambrian Res.* 1993. V. 61. P. 241–278.
- Horodyski R.G.* Sedimentary geology and stromatolites of the Middle Proterozoic Belt Supergroup, Glacier National Park, Montana // *Precambrian Res.* 1983. V. 20. P. 391–425.
- Høy T.* Geology of the Purcell Supergroup in the Fernie west-half map-area, southeastern British Columbia // *British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petrol. Resources. Bull.* 1993. V. 84. 164 p.
- Høy T., Anderson D., Turner R.J.W., Leitch C.H.B.* Tectonic, magmatic, and metallogenic history of the early synrift phase of the Purcell basin, southeastern British Columbia // *The Geological Environment of the Sullivan Deposit, British Columbia* / Eds J.W. Lydon, T. Høy, J.F. Slack, M.E. Knapp // *Geol. Assoc. Can. Min. Dep. Div. Spec. Publ.* 2000. № 1. P. 32–60.
- Hrubar S.V.* Deep-water sedimentation in the Ravalli Group (Late Precambrian Belt Megagroup) Northwestern Montana // *Belt Symposium II* / Ed. J. Harrison // *Univ. Idaho Dep. Geol. and Idaho Bur. Mines Geol.* 1973. P. 67–82.
- Jones J.V., Daniel C.G., Doe M.F.* Tectonic and sedimentary linkages between the Belt-Purcell basin and southwestern Laurentia during the Mesoproterozoic, ca. 1.60–1.40 Ga // *Lithosphere*. 2015. V. 7. P. 465–472.
- Kuhn J.A.* The Stratigraphy and Sedimentology of the Middle Proterozoic Grinnell Formation, Glacier National Park and the Whitefish Range, NW Montana / [M.S. thesis]. Missoula, Montana: University of Montana, 1987. 122 p.
- Lewis R.S., Vervoort J.D., Burmester R.F., Oswald P.J.* Detrital zircon analysis of Mesoproterozoic and Neoproterozoic metasedimentary rocks of north-central Idaho: Implications for development of the Belt-Purcell Basin // *Can. J. Earth Sci.* 2010. V. 47. P. 1383–1404.
- Link P.K., Fanning C.M., Lund K.I., Aleinikoff J.N.* Detrital zircons, correlation and provenance of Mesoproterozoic Belt Supergroup and correlative strata of east-central Idaho and southwest Montana // *Proterozoic geology of western North America and Siberia* / Eds P.K. Link, R.S. Lewis // *Soc. Sed. Geol. Spec. Publ.* 2007. № 86. P. 101–128.
- Link P.K., Stewart E.D., Steel T. et al.* Detrital zircons in the Mesoproterozoic upper Belt Supergroup in the Pioneer, Beaverhead, and Lemhi Ranges, Montana and Idaho: The Big White arc // *Belt Basin: Window to Mesoproterozoic*

- Earth / Eds J.S. MacLean, J.W. Sears // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2016. V. 522.
[https://doi.org/10.1130/2016.2522\(07\)](https://doi.org/10.1130/2016.2522(07))
- Lonn J.D.* The Lemhi Group type sections revisited and revised, east-central Idaho // Northwest Geology. 2017. V. 46. P. 15–28.
- Lonn J.D., Burmester R.F., Lewis R.S., McFadden M.D.* The Mesoproterozoic Belt Group // MBMG Special Publication 122: Geology of Montana. V. 1: Geological History. 2021. https://mbmg.mtech.edu/pdf/geologyvolume/Lonn_BeltFinal.pdf
- Lydon J.W.* A synopsis of the understanding of the geological environment of the Sullivan Deposit // The Geological Environment of the Sullivan Deposit, British Columbia / Eds J.W. Lydon, T. Höy, J.F. Slack, M.E. Knapp // Geol. Assoc. Can. Min. Dep. Div. Spec. Publ. 2000. № 1. P. 12–31.
- Lydon J.W.* Geology and metallogeny of the Belt-Purcell Basin // Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods / Ed. W.D. Goodfellow // Geol. Ass. Can. Mineral Deposits Div. Spec. Publ. 2007. № 5. P. 581–607.
- Lydon J.W.* Tectonic evolution of the Belt-Purcell basin: Implications for the metallogeny of the Purcell anticlinorium // Geol. Surv. Can. 2010. Open File 6411. 38 p.
- Lyons T.W., Luepke J.J., Schreiber M.E., Zieg G.A.* Sulfur geochemical constraints on Mesoproterozoic restricted marine deposition: lower Belt Supergroup, northwestern United States // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64. P. 427–437.
- Mauk J.L.* Stratigraphy and sedimentation of the Proterozoic Burke and Revett Formations Flathead Reservation, western Montana / [M.S. thesis]. Missoula, Montana: University of Montana, 1983. 104 p.
- McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N.* Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // Processes controlling the composition of clastic sediments / Eds M.J. Johnsson, A. Basu // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1993. № 284. P. 21–40.
- McMannis W.J.* LaHood Formation – A coarse facies of the Belt series in southwestern Montana // GSA Bull. 1963. V. 74. P. 407–436.
- McMechan M.E.* The middle Proterozoic Purcell Supergroup in the southwestern Rocky and southeastern Purcell Mountains, British Columbia and the initiation of the Cordilleran miogeocline, southern Canada and adjacent United States // Bull. Can. Petrol. Geol. 1981. V. 29. P. 583–621.
- Miller F.K., Whipple J.W.* The Deer Trail Group – Is it part of the Belt Supergroup? // Geologic guidebook for Washington and adjacent areas / Eds N.L. Joseph et al. // Washington Division of Geology and Earth Resources. Inf. Circ. 1989. № 86. P. 1–21.
- Mueller P., Mogk D., Wooden J., Spake D.* U–Pb ages of zircons from the Lower Belt Supergroup and proximal crystalline basement: Implications for the early evolution of the Belt Basin // Belt Basin: Window to Mesoproterozoic Earth / Eds J.S. MacLean, J.W. Sears // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2016. V. 522.
[https://doi.org/10.1130/2016.2522\(11\)](https://doi.org/10.1130/2016.2522(11))
- Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
- Parker S., Winston D.* Revised interpretations of detrital zircon populations in the Mesoproterozoic Belt and Purcell supergroups of Montana, Idaho and British Columbia // Conference: Rocky Mountain Section. 69th Annual Meeting–2017.
<https://doi.org/10.1130/abs/2017RM-293147>. (Дата обращения 0.4.02.2021).
- Poage M.A., Hyndman D.W., Sears J.W.* Petrology, geochemistry, and diabase-granophyre relations of a thick basaltic sill emplaced into wet sediments, western Montana // Can. J. Earth Sci. 2000. V. 37. P. 1109–1119.
- Pratt B.R.* Oceanography, bathymetry and syndepositional tectonics of a Precambrian intracratonic basin: integrating sediment, storms, earthquakes and tsunamis in the Belt Supergroup (Helena Formation, ca. 1.45 Ga), western North America // Sediment. Geol. 2001. V. 141. P. 371–394.
- Pratt B.R.* Seismites in the Mesoproterozoic Altyn formation (Belt Supergroup), Montana: A test for tectonic control of peritidal carbonate cyclicity // Geology. 1994. V. 22. P. 1091–1094.
- Pratt B.R., Ponce J.J.* Sedimentation, earthquakes, and tsunamis in a shallow, muddy epeiric sea: Grinnell Formation (Belt Supergroup, ca. 1.45 Ga), western North America // GSA Bull. 2019. V. 131. P. 1411–1439.
- Price R.A.* The Precambrian Purcell System in the Rocky Mountains of southern Alberta and British Columbia // Bull. Can. Petrol. Geol. Spec. Publ. 1964. № 12. P. 399–426.
- Price R.A., Sears J.W.* A preliminary palinspastic map of the Mesoproterozoic Belt-Purcell Supergroup, Canada and USA: implications for the tectonic setting and structural evolution of the Purcell anticlinorium and the Sullivan deposit // The Geological Environment of the Sullivan Deposit, British Columbia / Eds J.W. Lydon, T. Höy, J.F. Slack, M.E. Knapp // Geol. Assoc. Can. Min. Dep. Div. Spec. Publ. 2000. № 1. P. 61–81.
- Ross C.P.* The Belt series in Montana // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1963. № 346. P. 1–122.
- Ross G.M., Parrish R.R., Winston D.* Provenance and U–Pb geochronology of the Mesoproterozoic Belt Supergroup (northwestern United States): implications for age of deposition and pre-Panthalassa plate reconstructions // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. V. 113. P. 57–76.
- Ross G.M., Villeneuve M.E.* Provenance of the Mesoproterozoic (1.45 Ga) Belt basin (western North America): another piece in the pre-Rodinia paleogeographic puzzle // GSA Bull. 2003. V. 115. P. 1191–1217.
- Santos M.G.M., Owen G.* Heterolithic meandering-channel deposits from the Neoproterozoic of NW Scotland: Implications for palaeogeographic reconstructions of Precambrian sedimentary environments // Precambrian Res. 2016. V. 272. P. 226–243.
- Satkoski A.M., Wilkinson B.H., Hietpas J., Samson S.D.* Likeness among detrital zircon populations – An approach to the comparison of age frequency data in time and space // GSA Bull. 2013. V. 125. P. 1783–1799.
- Schieber J.* A combined petrographical-geochemical provenance study of the Newland Formation, mid-Proterozoic of Montana // Geol. Mag. 1992. V. 129. P. 223–237.
- Schieber J.* Distribution of REE in the Eastern Belt Supergroup (Montana, U.S.): Implications for stratigraphic correlations and basin evolution // Chem. Geol. 1990. V. 81. P. 83–98.
- Schieber J.* Facies and Origin of Shales from the Mid-Proterozoic Newland Formation, Belt Basin Montana // Sedimentology. 1989. V. 36. P. 203–19.
- Schieber J.* Stratigraphic control of rare-earth pattern types in Mid-Proterozoic sediments of the Belt Supergroup,

- Montana, U.S.A.: Implications for basin analysis // *Chem. Geol.* 1986. V. 54. P. 135–148.
- Schieber J.* The origin of the Neihart quartzite, a basal deposit of the Mid-Proterozoic Belt Supergroup, Montana, U.S.A. // *Geol. Mag.* 1989a. V. 126. P. 271–281.
- Schumm S.A.* Speculations concerning the palaeo-hydraulic controls of terrestrial sedimentation // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1968. V. 79. P. 1573–1588.
- Sears J.W., Chamberlain K.R., Buckley S.N.* Structural and U-Pb geochronological evidence for 1.47 Ga rifting in the Belt Basin, western Montana // *Can. J. Earth Sci.* 1998. V. 35. P. 467–475.
- Sears J.W., Price R.A., Khudoley A.K.* Linking the Mesoproterozoic Belt-Purcell Supergroup and Udzha Basin across the west Laurentia-Siberia connection // *Precambrian Res.* 2004. V. 129. P. 291–308.
- Slover S.M., Winston D.* Fining-upward sequences in Mount Shields Formation members 1, and 2, central Belt basin, Montana // *Belt Supergroup, a Guide to Proterozoic Rocks of Western Montana and Adjacent Areas* / Ed. S.M. Roberts // *Montana Bur. Min. Geol. Spec. Publ.* 1986. № 94. P. 169–181.
- Stewart E.D., Link P.K., Fanning C.M. et al.* Paleogeographic implications of non-North American sediment in the Mesoproterozoic upper Belt Supergroup and Lemhi Group, Idaho and Montana, USA // *Geology.* 2010. V. 38. P. 927–930.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The Continental Crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
- Tosca N.J., Johnston D.T., Mushegian A. et al.* Clay mineralogy, organic carbon burial, and redox evolution in Proterozoic oceans // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2010. V. 74. P. 1579–1592.
- Tysdal R.G., Lindsey D.A., Taggart J.E.* Correlation, sedimentology, structural setting, chemical composition, and provenance of selected formations in Mesoproterozoic Lemhi Group, central Idaho // *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 2003. № 1668-A-B. 40 p.
- van Schmus W.R., Bickford M.E., Anderson J.L. et al.* Transcontinental Proterozoic provinces // *Precambrian Conterminous U.S. The Geology of North America. Geol. Assoc. Am. V. C-2.* 1993. P. 171–334.
- Vermeesch P.* Multi-sample comparison of detrital age distributions // *Chem. Geol.* 2013. V. 341. P. 140–146.
- Villeneuve M.E., Ross G.M., Parrish R.R. et al.* Geophysical subdivision, U-Pb geochronology and Sm-Nd isotope geochemistry of the crystalline basement of the Western Canada sedimentary basin, Alberta and northeastern British Columbia // *Geol. Surv. Can. Bull.* 1993. № 447. 86 p.
- Wallace C.A.* Paleotransport directions and basin configuration, middle part of the Missoula Group (Belt Supergroup, middle Proterozoic) western Montana // *Belt Symposium III* / Ed. R.B. Berg // *Montana Bur. Min. Geol. Spec. Publ.* 1997. № 112. P. 88–103.
- Whipple J.W., Binda P.L., Winston D.* Geologic guide to Glacier National Park, Montana and areas adjacent to Waterton, Alberta // *Belt Symposium III, Geologic Guidebook to the Belt-Purcell Supergroup, Glacier National Park and Vicinity, Montana and adjacent Canada* / Ed. P.K. Link // *Belt Association. Pocatello, Idaho.* 1997. P. 125–155.
- Whipple J.W., Connor J.J., Raup O.B., McGrimsey R.G.* Preliminary report on the stratigraphy of the Belt Supergroup, Glacier National Park and adjacent Whitefish Range, Montana, in northwest Montana and adjacent Canada // *Guidebook, Field Conference and Symposium* / Eds J.D. McBane, P.B. Garrison // *Belt Association, Pocatello, Idaho, Montana Geol. Soc.* 1984. P. 33–50.
- Winston D.* A sedimentary and tectonic interpretation of the Belt // *Middle Proterozoic Belt Supergroup, Western Montana, 28th International Geological Congress, Field Trip Guidebook T334* / Ed. P.M. Hanshaw // *Am. Geophysical Union.* 1989. P. 437–469.
- Winston D.* Evidence for intracratonic, fluvial and lacustrine settings of Middle to late Proterozoic basins of western U.S.A. // *Mid-Proterozoic Laurentia Baltica* / Eds C.F. Gower, T. Rivers, B. Ryan // *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* 1990. № 38. P. 535–564.
- Winston D.* Fluvial systems of the Precambrian Belt Supergroup, Montana and Idaho // *Fluvial sedimentology* / Ed. A.D. Mail // *Can. Soc. Petr. Geol. Mem.* 1978. № 5. P. 343–359.
- Winston D.* Sedimentology of the Ravalli Group, Middle Belt carbonate, and Missoula Group, Middle Proterozoic Belt Supergroup, Montana, Idaho and Washington // *Belt Supergroup, a guide to Proterozoic rocks of Western Montana and adjacent areas* / Ed H. Roberts // *Montana Bur. Mines and Geol. Spec. Publ.* 1986. P. 69–84.
- Winston D.* Sheetflood sedimentology of the Mesoproterozoic Revett Formation, Belt Supergroup, northwestern Montana, USA // *Belt Basin: Window to Mesoproterozoic Earth* / Eds J.S. MacLean, J.W. Sears // *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 2016. V. 522.
[https://doi.org/10.1130/2016.2522\(01\)](https://doi.org/10.1130/2016.2522(01))
- Winston D.* The Precambrian Missoula Group of Montana as a braided stream and seamargin deposits // *Belt symposium. Idaho Bur. Mines and Geology.* 1973. V. 1. P. 208–220.
- Winston D., Link P.K.* Middle Proterozoic rocks of Montana, Idaho and eastern Washington: the Belt Supergroup // *Precambrian Conterminous U.S. The Geology of North America. Geol. Assoc. Am. V. C-2.* 1993. P. 487–517.
- Winston D., Link P.K., Hathaway N.* The Yellowjacket is not the Prichard and other heresies: Belt Supergroup correlations, structure and paleogeography, east-central Idaho // *Guidebook to the Geology of Eastern Idaho* / Eds S.S. Hughes, G.D. Thackray // *Pocatello, Idaho Museum of Natural History,* 1999. P. 3–20.
- Winston D., Lyons T.* Sedimentary cycles in the St. Regis, Empire and Helena formations of the middle Proterozoic Belt Supergroup, northwestern Montana // *Geological Guidebook to the Belt-Purcell Supergroup, Glacier National Park and Vicinity, Montana and Adjacent Canada, Belt Symposium III, Field Trip guidebook* / Ed. P.K. Link // *Belt association, Spokane.* 1997. P. 21–51.
- Winston D., Sears J.W.* Stratigraphy of the Proterozoic Belt Supergroup and structure of the Belt Basin: Glacier National Park and Blackfoot River Canyon, Montana // *Northwest Geology.* 2013. V. 42. P. 237–278.
- Yoos T.R., Potter C.J., Thigpen J.L., Brown L.D.* The Cordilleran foreland thrust belt in northwestern Montana and northern Idaho from COCORP and industry seismic reflection data // *AAPGeol. Bull.* 1991. V. 75. P. 1089–1106.
- Zhao G., Sun M., Wilde S.A., Li S.* A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup // *Earth-Sci. Rev.* 2004. V. 67. P. 91–123.

Belt Basin (Rocky Mountains): Some Features of the Sedimentary Filling Formation**A. V. Maslov****Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia***e-mail: amas2004@mail.ru*

The article provides an overview of the concepts of the formation of sedimentary sequences of one of the classical sections of the Upper Precambrian of the Rocky Mountains of North America – the Belt-Purcell Supergroup. Based on the analysis of data on the bulk chemical composition of argillites of the Belt-Purcell Supergroup [Gonzalez-Alvarez, 2005; Gonzalez-Alvarez, Kerrich, 2010], it was shown that the sources of the overwhelming part of the fine-grained aluminosilicoclastic filling the Belt basin were rock complexes with non-Archean geochemical characteristics. It was also established that during almost the entire period of formation of the sedimentary filling of the Belt basin, thin-grained aluminosilicoclastic material was transported into it by large river arteries, similar to modern rivers of category 1 (world's major rivers, major rivers draining large continental areas, by convention $>100000 \text{ km}^2$ [Bayon et al., 2015]) and category 2 (rivers draining "mixed/sedimentary" formations). This confirms the concept of the formation of sedimentary sequences of the Belt-Purcell Supergroup, obtained both by traditional geological methods and by analyzing data on the U-Pb isotopic ages of detrital zircons and monazites from sandstones of various lithostratigraphic units.

Keywords: Belt basin, Belt-Purcell Supergroup, sedimentation settings, argillites, lithochemochemistry.