

УДК 550.42

## ИЗОТОПНЫЕ (Sm-Nd, Pb-Pb и $\delta^{34}\text{S}$ ) И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО ПОЯСА (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) И ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА В НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

© 2018 г. А. В. Чугаев<sup>1,\*</sup>, А. Е. Будяк<sup>2</sup>, И. В. Чернышев<sup>1</sup>, Е. О. Дубинина<sup>1</sup>, Б. И. Гареев<sup>3</sup>, К. Н. Шатагин<sup>1</sup>, Ю. И. Тарасова<sup>2</sup>, Н. А. Горячев<sup>4</sup>, С. Ю. Скузоватов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН  
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017, Россия

<sup>2</sup>Институт геохимии СО РАН

ул. Фаворского, 1а, Иркутск, 664033, Россия

<sup>3</sup>ФГАОУ ВО “Казанский (Приволжский) федеральный университет”

ул. Кремлевская, 18, Казань, 420008, республика Татарстан

<sup>4</sup>Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН

ул. Портовая, 16, Магадан, 685000, Россия

\* e-mail: vassachav@mail.ru

Поступила в редакцию 25.09.2017 г.

Получена после доработки 08.11. 2017 г.

Проведено детальное изотопное (Sm-Nd, Pb-Pb и  $\delta^{34}\text{S}$ ) и геохимическое изучение неопротерозойских метаосадочных пород, распространенных в пределах Патомской и Бодайбинской структурно-фациальных зон Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье). Показано, что метаосадочные породы, слагающие разрезы этих зон, весьма неоднородны по изученным геохимическим и изотопно-геохимическим характеристикам. При этом выявлены вполне определенные закономерности в изменении этих характеристик и показана их корреляция с основными этапами эволюции осадочного палеобассейна в неопротерозойское время.

**Ключевые слова:** Байкало-Патомский пояс, метаосадочные породы, изотопный состав Nd, Pb и S, источники сноса, условия осадконакопления

DOI: 10.7868/S0869590318030019

### ВВЕДЕНИЕ

Неопротерозойский период занимает важное место в геологической истории Земли. Интерес к нему среди исследователей связан с тем, что в это время произошли события планетарного масштаба (формирование и распад суперконтинента Родиния, ледниковые эпохи (“Snowball Earth”), возникновение эдикарской биоты в Мировом Океане и др.), оказавшие существенное влияние на эволюцию Земли в целом. События этого возраста во многом пока еще недостаточно хорошо изучены. Ведущую роль в изучении геологических процессов неопротерозойского периода играют исследования геохимических и изотопно-геохимических характеристик осадочных пород. Это дает возможность идентифицировать области питания палеобассейнов и восстановить физико-химические и геотектонические условия осадконакопления.

Забайкальская складчатая область представляет собой один из немногих регионов, в пределах

которого неопротерозойские метаосадочные породы слагают наиболее полный стратиграфический разрез. Проводимые на протяжении более полувека исследования позволили провести стратиграфическое расчленение осадочных толщ и разработать региональные корреляционные схемы. Кроме того, было надежно определено время развития процессов осадконакопления. Результаты этих исследований во многом послужили основой для создания моделей, описывающих развитие территории в неопротерозойское время (Жмодик и др., 2006; Зорин и др., 2009; Немеров и др., 2010 и др.). Дискуссионным остается вопрос источника/источников кластогенного материала, поступавшего в палеобассейн, а также условия осадконакопления. Относительно недавно выполненные работы по U-Pb датированию детритовых цирконов показали, что терригенный компонент осадочных толщ Байкало-Патомского пояса образован за счет разрушения комплексов пород широкого возрастного диапазона (от позднего архея до неопротерозоя) (Юдовская и др.,

2011; Гладкочуб и др., 2013; Powerman et al., 2015). О том, что в процессе осадконакопления могли принимать участие источники, различающиеся по своим геохимическим характеристикам, также свидетельствуют данные единичных Sm-Nd измерений, проведенных для пород отдельных стратиграфических горизонтов (Рыцк и др., 2011; Дубинина и др., 2014; Чугаев и др., 2017).

Выполненные нами исследования направлены на детальное геохимическое и изотопно-геохимическое изучение метаосадочных толщ двух структурно-фациальных зон (Патомской и Бодайбинской), расположенных в пределах Байкало-Патомского складчатого пояса. На основе полученных данных обсуждаются вопросы источников (областей) сноса кластогенного материала, особенности геохимических и изотопно-геохимических характеристик осадочных пород и их корреляция с главными этапами тектонической эволюции осадочного палеобассейна в неопротерозойское время.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО ПОЯСА

Байкало-Патомский складчатый пояс (БПП), обрамляющий с юга в виде дуги архейско-раннепротерозойский фундамент Сибирской платформы, рассматривается как один из крупных структурных элементов Центрально-Азиатского орогенного пояса (Рыцк и др., 2011; Ярмолюк и др., 2012 и др.). Внутреннее строение БПП определяется присутствием в его пределах выступов раннедокембрийского фундамента (Чуйско-Тонодско-Нечерская цепочка блоков), а также палеорифтов, поднятий и эпикратонных прогибов, сложенных преимущественно позднедокембрийскими и раннепалеозойскими осадочными комплексами (рис. 1). При геолого-структурном районировании БПП выделяются следующие структурно-фациальные зоны: Прибайкальскую, Патомскую и Бодайбинскую (Немеров и др., 2010; Гладкочуб и др., 2013). Первые две являются приплатформенными моноклинальными зонами и формируют внешнюю часть БПП. Внутренняя Бодайбинская зона представляет собой широкую, серповидную складчатую область, которую с юга полукольцом ограничивают выходы палеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита.

Осадочные толщ БПП претерпели полифациальный региональный метаморфизм. При этом наблюдается закономерное расположение фациальных зон внутри пояса. Породы, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, приурочены к периферийным частям раннепротерозойских выступов Чуйско-Тонодско-Нечерской зоны и к контактам палеозойских гранитоидов. На удалении от них

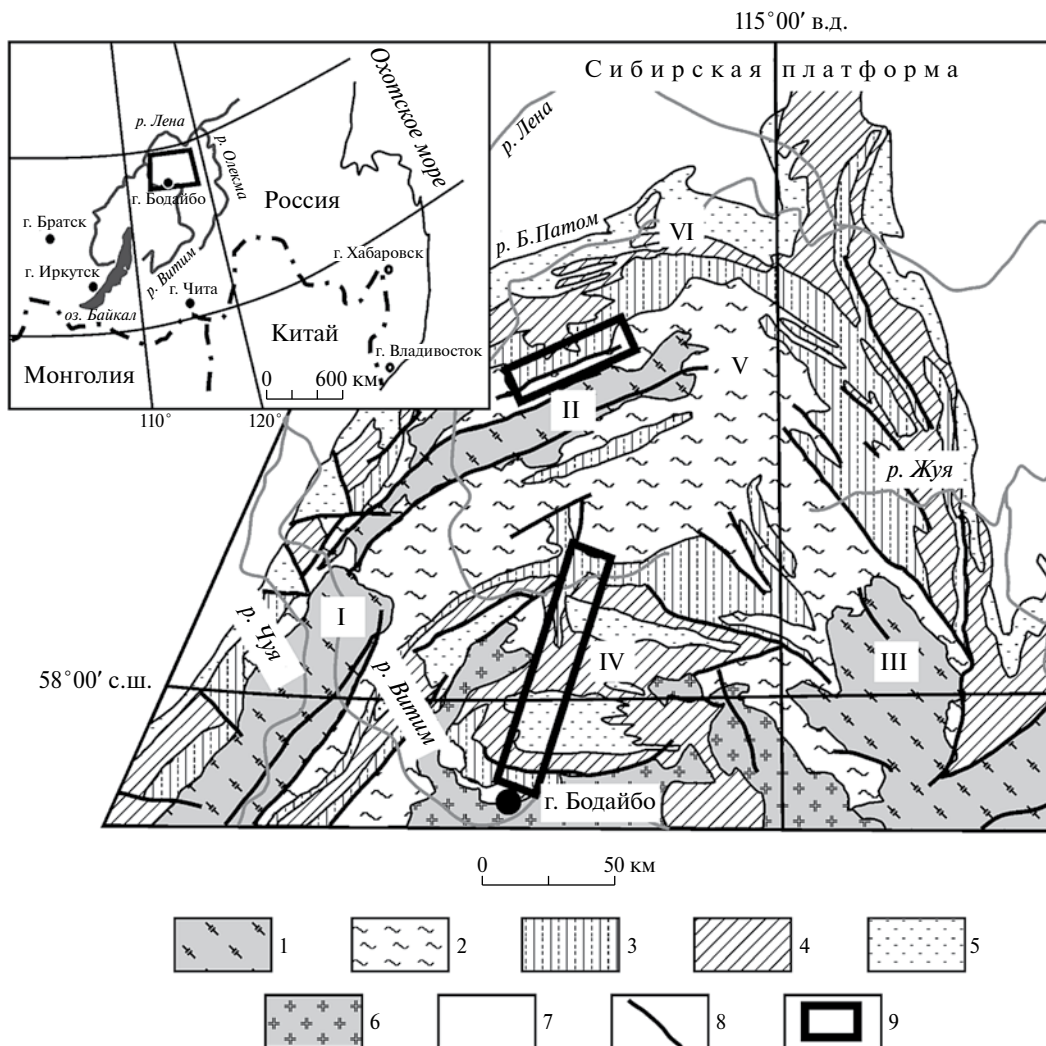
в Приленской, Патомской и Бодайбинской зонах преимущественно развиты породы, преобразование которых происходило в условиях низкотемпературной зеленосланцевой фации метаморфизма (Кориковский, Федоровский, 1980; Иванов и др., 1995 и др.). Развитие процессов регионального метаморфизма, согласно имеющимся геохронологическим данным (Виноградов и др., 1996; Scott et al., 2007), происходило в раннекембрийское время около 520 млн лет назад. Метаморфизм осадочных толщ сопровождался интенсивными пластическими деформациями, в результате которых были сформированы основные складчатые структуры БПП (Буряк, 1982 и др.). Некоторыми исследователями допускается более сложная тектоническая история развития БПП, включавшая несколько сближенных по времени эпизодов деформаций осадочных толщ — с эдиакарского периода и вплоть до среднего кембрия (Чумаков, 2016 и др.).

Согласно разработанным палеотектоническим реконструкциям, неопротерозойские терригенно-карбонатные толщи формировались на пассивной континентальной окраине Сибирского кратона в палеобассейне (Палеоазиатском океане), заложение которого связывают с развитием окраинно-континентального рифтогенеза, вызванного распадом около 800–750 млн лет назад суперконтинента Родиния (Li et al., 2008; Богданова и др., 2009; Немеров и др., 2010; Гладкочуб и др., 2013).

## ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ МЕТАОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ПАТОМСКОЙ И БОДАЙБИНСКОЙ ЗОН БПП

Неопротерозойские толщ БПП являются объектом изучения на протяжении длительного времени. Петрографическое и литологическое описание образующих их пород приведены в целом ряде работ (Журавлева и др., 1969; Львова, 1969; Кориковский, Федоровский, 1980; Иванов, 1995; Покровский и др., 2006, 2010; Немеров и др., 2010; Чумаков и др., 2013 и другие). В настоящем разделе дается краткая литологическая характеристика изученных нами отложений разрезов Патомской и Бодайбинской зон. При их описании использовалась схема стратиграфического расчленения неопротерозойских метаосадочных толщ, приведенная в работах (Немеров и др., 2010; Чумаков и др., 2013).

Согласно данной схеме, неопротерозойские отложения подразделяются (снизу вверх) на патомский комплекс и юдомскую (или бодайбинскую по (Немеров и др., 2010)) серию (или горизонт). В составе патомского комплекса выделяется три серии (снизу вверх): баллаганахская, дальнетайгинская и жуинская.



**Рис. 1.** Схема геологического строения центральной части Байкало-Патомского пояса (по Mitrofanov et al., 1994, с изменениями авторов).

1 – раннедокембрийские интрузивные и метаосадочные породы; 2–4 – неопротерозойские метаосадочные породы патомского комплекса, серии (снизу вверх): 2 – баллаганахская, 3 – дальнетайгинская, 4 – жуинская; 5 – юдомская; 6 – палеозойские гранитоиды; 7 – фанерозойский осадочный чехол Сибирской платформы; 8 – тектонические нарушения; 9 – районы опробования метаосадочных пород.

Основные тектонические структуры Байкало-Патомского складчатого пояса: выступы раннедокембрийского фундамента: I – Чуйский; II – Тонодский; III – Нечерский; структурно-фациальные зоны: IV – Бойдабинская; V – Патомская; VI – Прибайкальская.

**Баллаганахскую серию** традиционно подразделяют (снизу вверх) на харлухтахскую, хайвергинскую, бугарихтинскую и мариинскую свиты. По своим литологическим характеристикам отложения этого горизонта для Патомской и Бодайбинской зон весьма сходны.

В пределах *Патомской* зоны отложения харлухтахской свиты с несогласием залегают на вулканогенно-осадочных породах медвежевского горизонта. Преимущественно свита сложена груботерригенными метаосадочными породами: полимиктовыми и полевошпат-кварцевыми гравелитами и песчаниками, и в меньшей степени

темно-серыми углеродсодержащими сланцами хлорит-серицит-кварцевого состава. Вверх по разрезу доля метапесчаников постепенно снижается, тогда как роль филлитовидных сланцев, напротив, возрастает и становится максимальной (~ 15%) в отложениях хайвергинской свиты. Средняя часть баллаганахской серии (бугарихтинская свита) сложена ритмично чередующимися олигомиктовыми и аркозовыми метапесчаниками с прослоями темных до черных углеродсодержащих хлорит-серицит-кварцевых сланцев. Для верхних отложений бугарихтинской свиты характерно присутствие известковистых филлитовых сланцев, в которых содержание

карбонатных минералов (кальцит, доломит, анкерит) может достигать 10 об.%. Разрез завершает мощная (от 150 до 800 м) толща карбонатных пород мариинской свиты, маркирующих границу баллаганахской и дальнетайгинской серий. Породы мариинской свиты представлены слоистыми плитчатыми известняками, содержащими нередко примесь терригенного материала, а также углеродистого вещества (в отдельных образцах до 2–3 мас.%).

В пределах *Бодайбинской зоны* выходы медвежьей свиты (соответственно, и нижняя граница патомского комплекса) отсутствуют, а сами отложения баллаганахской серии вскрыты не полностью. Баллаганахский горизонт представлен частично отложениями харлухтахой свиты и в полном объеме породами хайвергинской, бугарихтинской и мариинской свит. Выходы метапесчаников харлухтахой свиты изучены вблизи массивов палеозойских гранитоидов. Метаосадочные породы здесь существенно изменены, характерны проявления приконтактового метаморфизма и метасоматоза, что выражается в присутствии среди породобразующих минералов новообразованного граната, мусковита и биотита. Отложения хайвергинской свиты, представленные мощной толщей (до 600 м) олигомиктовых метапесчаников и алевросланцев с горизонтами углеродсодержащих филлитовых сланцев (до 20%), изучались на большем удалении от интрузивов. В породах отсутствуют признаки наложенных процессов, связанных с развитием в регионе палеозойского гранитоидного магматизма. Выше по разрезу залегают существенно более груботерригенные отложения бугарихтинской свиты, среди которых преобладают известковистые метапесчаники и алевролитистые сланцы при подчиненной роли углеродсодержащих метапелитовых и карбонатных пород (< 7%). Как и для Патомской зоны, разрез баллаганахской серии завершают известняки и известковистые алевросланцы мариинской свиты.

Для изученных разрезов баллаганахской серии Патомской и Бодайбинской зон прослеживается общий тренд в изменении литологических характеристик отложений. Он выражается в постепенном увеличении вверх по разрезу доли алевролитового и пелитового материала, а также в повышении карбонатной составляющей в метаосадочных породах.

**Дальнетайгинская серия**, отложения (~2.5 км) которой с несогласием перекрывают нижележащие терригенно-карбонатные толщи, подразделяется на три свиты, название которых отличается для рассматриваемых структурно-формационных зон. В Патомской зоне выделяют (снизу вверх) джемкуканскую, баракунскую и валюхтинскую свиты. В качестве региональных стратиграфических аналогов этих свит в Бодайбинской зоне нередко

рассматриваются (снизу вверх), соответственно, бужуихтинская, угаханская и хомолхинская свиты (Немеров и др., 2010). Основание дальнетайгинской серии в обеих зонах сложено грубообломочными породами: гравелитами, кварцевыми метапесчаниками. В меньшем количестве присутствуют углеродсодержащие алевросланцы и филлиты, а также карбонатные породы. Доля филлитовых сланцев в разрезе Патомской зоны не превышает 10%, тогда как для Бодайбинской зоны достигает 20%. Отложения джемкуканской свиты являются важным маркирующим горизонтом для патомского комплекса, поскольку имеют ледниковое происхождение. Согласно существующим представлениям, их формирование связано с оледенением Марино (~635 млн лет назад) (Melezhik et al., 2009; Чумаков и др., 2013; Покровский, Буякайте, 2015 и др.). Выше по разрезу большее распространение имеют мелко- и тонкозернистые метаосадочные породы. В Патомской зоне баракунская свита преимущественно сложена известковистыми алевросланцами и филлитами, тогда как в Бодайбинской зоне отложения угаханской свиты – это углеродсодержащие биогенные известняки с подчиненными горизонтами известковистых сланцев. Разрез дальнетайгинской серии завершается толщей терригенных пород (валюхтинская и хомолхинская свиты), характеризующихся повышенным содержанием (в среднем 1–3 мас.%) углеродистого вещества. Валюхтинская свита, выделяемая в пределах Патомской зоны, представлена метапесчаниками, углеродсодержащими алевросланцами и филлитами. Доля последних от общей мощности метаосадков может достигать 30% (правобережье р. Большой Патом). Метаосадочные породы хомолхинской свиты отличаются меньшим содержанием в них псамитового материала. Среди них широко распространены (до 45%) углеродистые (до 5 мас.%) кварц-серицит-хлоритовые сланцы. В разрезе свиты также участвуют метапесчаники и алевросланцы нередко с примесью карбонатного компонента.

**Жуинская серия**, максимальная мощность отложений которой по разным оценкам достигает ~1.5 км, имеет согласную стратиграфическую границу с нижележащими породами дальнетайгинской серии. Большинство исследователей жуинская серия в пределах Патомской зоны подразделяется на две свиты (снизу вверх) – никольскую и ченченскую (Станевич и др., 2007; Немеров и др., 2010; Чумаков и др., 2013 и др.). Эти свиты обычно сопоставляют с имняхской, аунакитской и вачской свитами, выделяемыми в составе жуинской серии уже в пределах Бодайбинской зоны (Немеров и др., 2010). Базальные свиты жуинской серии обеих структурно-фациальных зон по составу образующих их пород весьма близки.

Отложения никольской и имняхской свит представлены известковистыми алевросланцами, карбонат-слюдистыми сланцами, мергелями и известняками. При этом карбонатные породы характерны для верха рассматриваемых свит. Заметные различия между разрезами жуинской серии Патомской и Бодайбинской зон проявляются только для отложений вышележащих свит. В Патомской зоне переход от никольской к ченченской свите постепенный. Собственно ченченская свита сложена преимущественно фитолитовыми известняками. Напротив, в пределах Бодайбинской зоны породы аунакитской и вачской свит отличаются существенно большим содержанием терригенного материала. В основании аунакитской свиты залегают кварцевые и олигомиктовые, часто известковистые песчаники, чередующиеся с горизонтами известковистых алевролитов и углеродистых сланцев. В верхней части разреза свиты доля углеродсодержащих метапелитов резко увеличивается (с 10 до 40%). Здесь наблюдается тонкое переслаивание черных сланцев с прослоями кварцевых песчаников. Содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  в сланцах варьирует от 0.5 до 3.7 мас.%. Выше по разрезу согласно залегает толща пород вачской свиты, образованная углеродистыми кварц-серицитовыми сланцами с подчиненной долей (менее 30%) кварцевых песчаников и алевролитистых сланцев. В породах вачской свиты устанавливается максимальное для всего разреза неопротерозойских отложений Бодайбинской зоны БПП содержание углеродистого вещества (до 10 мас.%).

Отложения **юдомской серии** в рассматриваемых структурно-формационных зонах согласно залегают на нижележащих метаосадочных породах патомского комплекса (Станевич и др., 2007; Чумаков и др., 2013 и др.). Для Патомской зоны выделяют две свиты (снизу вверх): жербинскую и тинновскую (Чумаков и др., 2013). В обнажениях изучен разрез лишь нижней части юдомской серии. Для него характерен постепенный переход от известняков ченчинской свиты к серым кварц-полевошпатовым метапесчаникам и алевролитовым сланцам жербинской свиты.

Во внутренней Бодайбинской зоне отложения юдомской серии подразделяются на три свиты (снизу вверх): анангскую, догалдынскую и илигирскую. Как и для Патомской зоны, наблюдается плавный переход в разрезе между породами жуинской и юдомской серий. Углеродсодержащие кварц-серицитовые сланцы вачской свиты сменяются толщей пород анангской свиты, сложенной гравелитами, полимиктовыми песчаниками и серицит-хлоритовыми сланцами. Выше по разрезу залегают полимиктовые песчаники и сланцы догалдынской свиты. Отличительной особенностью является присутствие в метапесчаниках этой свиты

большого количества обломков вулканогенных пород различного состава (Львова, 1969 и др.). Завершают разрез юдомской серии аркозовые метапесчаники илигирской свиты, среди которых присутствуют маломощные пакки серицит-хлоритовых сланцев с содержанием  $\text{C}_{\text{орг}}$ , достигающим 1.5 мас.%. Породы илигирской свиты согласно перекрываются нижнекембрийскими карбонатными породами нохтуйской свиты, принадлежащими уже к осадкам чехла Сибирской платформы.

### ВОЗРАСТ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ПАТОМСКОГО КОМПЛЕКСА И ЮДОМСКОЙ СЕРИИ БПП

Вопрос о времени накопления осадочных толщ патомского комплекса и отчасти вышележащих пород юдомской (или бодайбинской) серии относится к одной из базовых проблем в стратиграфических построениях и схемах тектонического развития БПП (Зорин и др., 2009; Немеров и др., 2010; Чумаков и др., 2011 и др.). Несмотря на продолжительное исследование этого вопроса, он, по-прежнему, остается одним из наиболее дискуссионных (Покровский и др., 2006; Станевич и др., 2007; Хоментовский, 2008; Чумаков и др., 2011 и др.).

Верхняя возрастная граница неопротерозойских отложений БПП (~540 млн лет) надежно обоснована геохронологическими и биостратиграфическими данными и принята по основанию нижнекембрийских пород нохтуйской свиты, образующих нижнюю часть платформенного чехла Сибирской платформы (Хоментовский и др., 2004; Kuznetsov et al., 2013). В свою очередь, представление о возрастных рубежах для патомского комплекса пород противоречиво. Большинство исследователей (Журавлева и др., 1969; Семихатов, 1985; Иванов и др., 1995; Дольник, 2000; Станевич и др., 2007; Хоментовский, 2008 и др.) признается средне-верхнерифейский (~1.0 ... ~0.65 млрд лет) возраст пород патомского комплекса, что, согласно последней версии (2017 г.) хроностратиграфической шкалы, отвечает тонийскому и криогенийскому периоду неопротерозоя. В свою очередь, к вендским (или эдиакарским) образованиям традиционно относятся отложения юдомской/бодайбинской серии (Хоментовский и др., 2004; Чумаков и др., 2013 и др.). Эти представления основываются, главным образом, на историко-геологических и биостратиграфических данных (Журавлева и др., 1969; Семихатов, 1985; Дольник, 2000 и др.). Однако в последние годы был опубликован ряд работ, в которых представлены новые палеонтологические данные (Воробьева и др., 2008; Чумаков и др., 2013 и др.), результаты U-Pb геохронологического изучения детритовых цирконов (Чумаков и др., 2011; Гладкочуб и др., 2013; Powerman et al., 2015), а также данные  $\delta^{13}\text{C}$

и Sr-хемостратиграфических исследований (Покровский и др., 2006; Покровский и др., 2010; Чумаков и др., 2013; Покровский, Буякайте, 2015). В совокупности приведенные в этих работах результаты дали основание существенно пересмотреть возрастные границы стратиграфических серий патомского комплекса. Так, нижняя возрастная граница (~635 млн лет) для эдиакарских образований БПП установлена по подошве дальнетайгинской серии (джемкуканская свита) (Melezhik et al., 2009; Чумаков и др., 2013). В свою очередь, время накопления карбонатных осадков вышележащей жуинской серии по результатам изучения  $\delta^{13}\text{C}$  в этих породах определено интервалом в 580–550 млн лет назад (Покровский, Буякайте, 2015), что поддерживается данными U-Pb датирования детритовых цирконов (Powerman et al., 2015). Открытым для обсуждения остается вопрос о возрасте нижней части патомского комплекса, которой отвечают породы баллаганахской серии. Ее отложения с несогласием залегают на метабазальтах медвежьевской свиты, для которых отсутствуют геохронологические данные. Геохимические характеристики пород медвежьевской свиты указывают на то, что их формирование происходило в обстановке рифтогенеза (Макрыгина и др., 2007). Согласно существующим палеотектоническим моделям, начало рифтогенного этапа, в течение которого, в том числе, произошло заложение одного из крупных структурных элементов БПП – Олокинского палеорифта, соотносят со второй половиной тонийского периода (~0.85–0.8 млрд лет назад) (Жмодик и др., 2006; Гладкочуб и др., 2013 и др.). При этом основной пик проявленного в пределах Олокинского палеорифта магматизма, представленного, главным образом, вулканитами бимодальной серии и интрузиями ультраосновного и основного состава, приходится на период 740–720 млн лет назад (Рыцк и др., 2002; Аришкин и др., 2015). Собственно начало образования осадочных толщ патомского комплекса, совпадающее по времени с раскрытием Палеоазиатского океана, приходится на позднегонийский период (800–750 млн лет назад (Гордиенко, 2006; Покровский и др., 2006; Чумаков и др., 2013)). В наших исследованиях при обсуждении геохимических и изотопно-геохимических данных за основу была принята схема главных возрастных рубежей формирования неопротерозойских метасадочных толщ БПП, изложенная в работах (Чумаков и др., 2013; Покровский, Буякайте, 2015; Powerman et al., 2015).

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### *Изучение изотопных систем пород и минералов*

**Sm-Nd.** Исследование Sm-Nd изотопной системы метасадочных пород выполнено в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (Москва).

Изотопные Sm-Nd данные получены для валовых проб пород. Анализировались навески 0.2–0.3 г, представляющие собой тонко истертую пудру. Химическое растворение проб проводилось в стальных автоклавах с фторопластовыми вкладышами в смеси концентрированных кислот HF и  $\text{HNO}_3$  (4 : 1) в течение 72 часов при температуре 175°C. Выделение Sm и Nd проводили с помощью ионообменной хроматографии по двухстадийной методике (Ларионова и др., 2007). Содержание Sm и Nd, а также величина отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  определены методом изотопного разбавления с использованием смешанного трасера  $^{149}\text{Sm}-^{150}\text{Nd}$ . Трасер к пробам добавляли до начала процедуры химического растворения. Уровень холостого опыта по Sm и Nd не превышал 15 и 50 пг соответственно.

Измерения изотопных отношений проводили на масс-спектрометре Sector 54 (Micromass, Англия) в многоколлекторном динамическом режиме с использованием трехленточного источника ионов (Thirlwall, 1991). Правильность масс-спектрометрических измерений изотопного отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  контролировалась систематическими измерениями внутрилабораторного образца изотопного состава Nd “Nd-IGEM”, калиброванного относительно международного стандарта LaJolla. Во время проведения исследований среднее значение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  для “Nd-IGEM” составило  $0.512404 \pm 10$  ( $2\sigma_{\text{ед}}$ ,  $n = 7$ ), что соответствует значению 0.511853 в стандарте изотопного состава неодама LaJolla. Погрешность измерения отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  не превышала 0.003% ( $2\sigma_{\text{ед}}$ ). Точность определения изотопного отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  в образцах, оцененная по воспроизводимости  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  в серии параллельных анализов BVHO-2 и BCR-1, составила  $\pm 0.4\%$  ( $2\sigma_{\text{ед}}$ ).

При расчете величин  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  и Nd-модельного возраста принимались следующие значения для хондритового резервуара (CHUR)  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$  (Jacobsen, Wasserburg, 1984) и для истощенной мантии (DM)  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$  (Goldstein, Jacobsen, 1988).

**U-Th-Pb.** Химическая подготовка проб пород и мономинеральных фракций пирита с целью изучения изотопного состава Pb проведена в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (Москва). В случае пород анализировались тонко истертые валовые пробы, масса которых составляла от 0.02 до 0.05 г. Разложение осуществлялось в смеси концентрированных кислот HF +  $\text{HNO}_3$  (3 : 1), в которой навеска выдерживалась при атмосферном давлении и температуре около 130°C в течение 1–2 суток. Перевод в бромид осуществляли путем последующего

добавления к сухому остатку 1 мл 1М НВг. Анализируемые пробы пирита массой около 0.03 г представляли собой мономинеральные фракции с размером зерен от 0.25 до 0.5 мм. Непосредственно перед химическим разложением подготовленные навески пирита обрабатывались 0.5М  $\text{HNO}_3$  в течение одного часа при комнатной температуре для удаления с поверхности зерен чужеродного свинца. Для растворения пирита использовалась смесь концентрированных кислот  $\text{HNO}_3 + \text{HCl}$  (1 : 3), в которой пробы выдерживались в герметично закрытом виале при температуре около 110–120°C. Перевод проб сульфидов в бромид осуществляли аналогично с валовыми пробами пород.

Хроматографическое выделение свинца как для валовых проб пород, так и для пирита осуществлялось по одностадийной методике. Процедура выполнялась в тефлоновых микроколонках, заполненных 0.1 мл аниона BioRad AG-1  $\times$  8 (200–400 меш). Перед нанесением образца на колонку смола неоднократно промывалась 0.25М  $\text{HNO}_3$ . Общий фон химической подготовки проб не превышал 0.1 нг Pb.

Масс-спектрометрические измерения препаратов Pb выполнены на 9-коллекторном масс-спектрометре NEPTUNE PLUS, оснащенного Jet-интерфейсом, в лаборатории изотопного и элементного анализа ИГиНГТ КФУ (Казань). Примененная методика изотопного анализа свинца подробно описана в работе (Чернышев и др., 2007). Ключевым ее элементом является корректирование эффекта приборной масс-дискриминации изотопов свинца по опорному изотопному отношению  $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ . Анализ свинца проводился в 3%  $\text{HNO}_3$  растворах, трассированных таллием, в режиме “мокрой” плазмы. В ходе анализа результаты текущих измерений изотопных отношений Pb корректировались на эффект приборной масс-дискриминации, исходя из опорного значения в трассере  $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl} = 2.3889 \pm 1$  (Чернышев и др., 2007; Чугаев и др., 2013). Правильность получаемых Pb-Pb данных контролировалась по результатам параллельных анализов изотопного стандарта свинца SRM-981, а также стандартных образцов горных пород (AGV-2 и BCR-1) Геологической службы США. За время проведения измерений были получены следующие значения изотопных отношений Pb в стандартных образцах горных пород: AGV-2 –  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.871 \pm 5$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.621 \pm 4$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.548 \pm 10$ ,  $n = 5$ ; BCR-1 –  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.822 \pm 6$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.640 \pm 4$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.737 \pm 12$ ,  $n = 10$ . Итоговая аналитическая погрешность ( $\pm 2\text{SD}$ ) для отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  не превышала 0.03%.

Определение содержаний Pb, Th и U в валовых пробах пород и пирите было выполнено в тех же навесках, что и изотопный состав Pb. Измерения

проводились в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (Москва) на квадрупольном масс-спектрометре X-7 ICP-MS (Thermo Elemental, США) в растворах, трассированных индием. Погрешность определения содержания Pb, Th и U в пробах, оцененная по результатам систематических анализов международных стандартов горных пород BHVO-2 и AGV-2, не превышала  $\pm 3\%$  (2SD). Полученные данные о концентрации Pb, U и Th в изученных образцах использовались для коррекции измеренных значений изотопных отношений Pb на радиогенную добавку изотопов  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}$ .

$^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ . Изотопный анализ серы в пирите выполнен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (Москва). Анализовались навески пирита, соответствующие массе 50 мкг серы. Перевод серы в газообразную форму  $\text{SO}_2$  осуществлялся с помощью элементного анализатора FlashEAHT 1112 при 1020°C в реакторе, заполненном  $\text{Cu}^0$  и  $\text{WO}_3$ . Образцы и стандарты в оловянных капсулах последовательно помещались в реактор с помощью автосэмплера. Изотопный состав серы в газе  $\text{SO}_2$  измерялся методом CF-IRMS в постоянном потоке гелия на масс-спектрометре DELTAV+ (Finnigan, Германия). В конце и начале каждой серии образцов измерялись международные стандартные образцы (IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3 и NBS-127). Калибровка величин  $\delta^{34}\text{S}$  проведена относительно трех международных стандартов IAEA-S-1 ( $-0.3\text{‰}$ ), IAEA-S-3 ( $-32.55\text{‰}$ ) и NBS-127 ( $+21.1\text{‰}$ ), которые измерялись одновременно с образцами. Полученные результаты выражены относительно Vienna Canyon Diablo Troilite (VCDT):

$$\delta^{34}\text{S}_{\text{sample}} = ({}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S})_{\text{sample}}/({}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S})_{\text{VCDT}} - 1.$$

Воспроизводимость результатов составляла  $\pm 0.25\text{‰}$ .

#### *Изучение химического состава пород*

Геохимические исследования метаосадочных пород выполнены с помощью рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS).

Концентрации главных элементов определены методом РФА в лаборатории спектральных методов анализа ИГХ СО РАН им. А.П. Виноградова (г. Иркутск). Измерения проведены на рентгеновском многоканальном спектрометре СРМ-25 (“Орелнаучприбор”, г. Орел), оснащенный родиевым анодом. Максимальное подаваемое напряжение на трубку составляло 30 кВ, что обеспечивало ионный ток в 40 мА. При калибровке спектрометра использовались отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава силикатных и карбонатных пород: СГ-2 (гранит), СА-1

(алевролитистый сланец), СИ-2 (карбонатит) и JB-1 (базальт). Погрешность измерения концентраций элементов, содержание которых в образцах превышает 0.5 мас.%, составляла около  $\pm 5\%$ .

Изучение содержания рассеянных элементов в образцах проводилось на ИСП-масс-спектрометре Agilent 7700x (Agilent Technologies, США) с квадрупольным масс-анализатором в ЦКП “Байкальский Центр Нанотехнологий” (БЦНТ НИ ИргТУ, г. Иркутск). Точность измерений, оцененная по результатам систематического анализа стандартов горных пород ВНВО-2 и АГВ-2, составляла около  $\pm 3\%$ .

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД БПП

Исследование химического состава метаосадочных пород БПП включало как определение содержания главных породообразующих оксидов, так и ряда рассеянных элементов. Всего было проанализировано около 400 валовых проб пород, преимущественно терригенных по своему составу. Они в полной мере характеризуют неопротерозойские метаосадочные толщи изученных разрезов структурно-фациальных зон БПП. Результаты обобщены в табл. 1 и 2, в которых представлены средние значения концентраций, а также указаны диапазоны их вариаций для каждой из свит Патомской и Бодайбинской структурно-фациальных зон.

В целом, при рассмотрении полученных петрохимических данных, отчетливо проявляется общая закономерность в вариациях породообразующих оксидов в породах, слагающих Патомскую и Бодайбинскую зоны. Это выражается в том, что толщи различных свит отличаются как по уровню концентраций главных петрогенных компонентов, так и по диапазонам, в пределах которых содержания изменяются. Наблюдаемые различия, в первую очередь, обусловлены неоднородностью изученных отложений по их литологическому составу, а именно по соотношению в разрезах терригенных и карбонатных пород. Это хорошо видно на примере вариаций содержаний  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$  в породах Патомской зоны. Для отложений харлухтахской, хайвергинской, бугарихтинской, джемкунканской, баракунской и жербинской свит, преимущественно сложенных терригенными породами, содержание  $\text{SiO}_2$  варьирует от 57 до 89 мас.%. При этом средняя величина концентрации  $\text{SiO}_2$  для вышеупомянутых свит остается относительно выдержанной и составляет около 70 мас.%. Напротив, для отложений мариинской и никольской свит, в которых доля карбонатных пород существенна, содержание  $\text{SiO}_2$  и других породообразующих оксидов (например,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ ), связанных с терригенной составляющей, снижается,

тогда как концентрация  $\text{CaO}$  возрастает и достигает максимальных значений ( $\sim 55$  мас.%) в карбонатных отложениях мариинской свиты. Сходные закономерности проявлены и в вариациях содержаний  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$  в метаосадочных толщах Бодайбинской зоны. В свою очередь, при сопоставлении химического состава терригенных отложений различных структурно-фациальных зон обнаруживается различие между породами баллаганакской серии по соотношению  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ . Распространенные в пределах Патомской зоны метапесчаники и сланцы данной серии характеризуются повышенными величинами  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  отношения, близкими к единице, тогда как для аналогичных пород Бодайбинской зоны соотношение оксидов щелочных металлов ниже и не превышает значения 0.3.

Для разрезов метаосадочных толщ при изучении изменчивости петрохимических характеристик терригенных пород широко применяют различные геохимические модули и элементные фациальные индикаторы, которые также позволяют реконструировать источники кластогенного материала и геотектонические условия накопления осадков (Roser, Korsch, 1986; Verma, Armstrong-Altrin, 2013; Маслов и др., 2016; Будяк и др., 2017 и др.). В настоящей работе для геохимической характеристики терригенных пород были использованы мультипликативный эксгалляционный модуль ( $\text{ЭМ} = (\text{MnO} \times \text{Zn} \times \text{Pb})/\text{TiO}_2$ ), отражающий геохимическую специализацию отложений на элементы сидеро-халькофильной ( $\text{Mn}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Pb}$  и др.) группы, аддитивный железо-марганцевый модуль ( $\text{ЖМ} = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO})/\text{TiO}_2$ ) и элементные индикаторы (коэффициенты), показывающие соотношение органофильных и кластофильных ( $\text{K}_{\text{орг/кл}} = (\text{U} + \text{V} + \text{Mo} + \text{C})/(\text{Ti} + \text{Ba} + \text{Zr} + \text{Th})$ ), а также сидерофильных и литофильных элементов ( $\text{K}_{\text{с/л}} = (\text{Mn} + \text{Ti} + \text{Cr} + \text{Co})/(\text{Ba} + \text{Zr} + \text{Th})$ ) в осадках (Будяк и др., 2017).

Наибольшая неоднородность терригенных пород Патомской и Бодайбинской зон проявляется по величине ЭМ-модуля, для которого рассчитанные значения находятся в пределах от 64 до 454. Максимальный разброс ЭМ устанавливается для отложений Бодайбинской зоны, тогда как для пород Патомской зоны фиксируется более узкий диапазон значений от 79 до 260. По другому геохимическому параметру – ЖМ-модулю терригенные породы БПП в целом более однородны. Его значения изменяются от 3.7 до 9.4. При этом больший масштаб вариаций обнаруживается, так же как и в случае ЭМ-модуля, для отложений Бодайбинской зоны. В свою очередь, породы Патомской зоны характеризуются меньшим разбросом значений ЖМ-модуля: от 4.5 до 7.1. В то же время терригенные отложения рассматриваемых

структурно-фациальных зон обладают весьма выдержанными величинами  $K_{\text{орг/кл}}$  и  $K_{\text{с/л}}$ , находящимися в пределах 0.6–1.5 и 0.5–2.1 соответственно.

Широкие вариации значений геохимических параметров (прежде всего, ЭМ-модуля) лишь отчасти можно объяснить литологической неоднородностью терригенных пород, слагающих изученные разрезы Патомской и Бодайбинской зон. В большей степени эти вариации отражают изменение в процессе формирования неопротерозойских толщ БПП как геотектонических условий осадконакопления, так и источников кластогенного материала, поступавшего в палеобассейн. Более подробно особенности изменения геохимических характеристик в метаосадочных породах в пределах отдельных разрезов рассматриваются ниже.

### Sm-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД БОДАЙБИНСКОЙ И ПАТОМСКОЙ ЗОН БПП

Изотопные Sm-Nd данные были получены для 26 валовых проб метаосадочных пород (табл. 3). Координаты мест отбора образцов, литологическая и геохимическая характеристика пород приведены в табл. 4, 5. Проанализированные образцы, которые преимущественно представлены терригенными разновидностями (гравелитами, метапесчаниками, глинистыми и алевролитистыми сланцами), с разной степенью детальности характеризуют разрезы метаосадочных толщ Бодайбинской и Патомской зон БПП. Изученный по 18 пробам разрез метаосадочных толщ Бодайбинской зоны охватывает отложения всех главных серий: баллаганахской, дальнотайгинской, жуинской и юдомской. Для Патомской зоны Sm-Nd данные были получены только для пород из дальнотайгинской (4 пробы), жуинской (2 пробы) и юдомской (2 пробы) серий. Рассмотрим результаты Sm-Nd исследований для каждой из зон.

#### *Бодайбинская зона*

Концентрации Sm и Nd в изученной серии пород изменяются в широких пределах от 0.7 до 16.8 мкг/г и от 4.2 до 92 мкг/г соответственно (табл. 3). При этом проявляется отчетливая зависимость измеренных содержаний редкоземельных элементов от химического состава пород. Так, для карбонатных пород и пород с высокой долей ( $\text{CaO} + \text{MgO} > 10$  мас.%) карбонатной составляющей концентрации Sm и Nd находятся в относительно узких диапазонах 0.7–3.2 мкг/г и 4.2–14.9 мкг/г соответственно. Напротив, для силикатных пород концентрации рассматриваемых элементов в целом выше, а фиксируемые масштабы вариаций

существенно больше: Sm – 2.0–16.8 мкг/г и Nd – 11–92 мкг/г. Эти особенности, по-видимому, объясняются преимущественным содержанием РЗЭ в кластогенной составляющей метаосадочных пород. Максимальные концентрации Sm и Nd установлены для углеродсодержащих алевролитистых сланцев хомолхинской свиты.

По величине изотопного отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  породы оказались весьма неоднородны. Полученные для них значения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  находятся в интервале от 0.105 до 0.144, что характерно для осадков, сформировавшихся в морском бассейне в условиях пассивной континентальной окраины (Дубинина и др., 2014; Чугаев и др., 2017). При этом не обнаруживается значимых зависимостей между величинами  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  и содержаниями оксидов главных элементов. Измеренные значения отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  варьируют в пределах 0.5114–0.5122. Отчетливой корреляции между величинами отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  не наблюдается, что указывает на неоднородность изученной серии образцов метаосадочных пород по величине начального отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . С учетом существующих представлений о времени формирования неопротерозойских толщ БПП (Немеров и др., 2010; Powerman et al., 2015; Покровский, Буякайте, 2015 и др.) были рассчитаны начальные значения отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Выраженные в относительных единицах  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  они варьируют в широких пределах от –17.7 до –2.1 (табл. 3). Оцененные Nd-модельные возрасты (T(DM)) оказались весьма древними – раннедокембрийскими (2.7–1.5 млрд лет).

#### *Патомская зона*

Как было отмечено выше, полученные в настоящей работе Sm-Nd данные не в полной мере характеризуют неопротерозойские метаосадочные толщи Патомской зоны. В связи с этим, при обсуждении Sm-Nd систематики представляется целесообразным привлечь также ранее опубликованные результаты Sm-Nd изучения пород нижней части разреза (баллаганахская и частично дальнотайгская серии) той же зоны (Чугаев и др., 2017). Обобщенные Sm-Nd данные представлены в табл. 3.

В целом для пород Патомской зоны устанавливаются меньшие масштабы вариаций содержаний редкоземельных элементов по сравнению с таковыми в метаосадках Бодайбинской зоны: Sm – от 1.1 до 8.0 мкг/г и Nd – от 5.4 до 45 мкг/г. При этом, как и для Бодайбинской зоны, максимальные значения концентраций указанных РЗЭ получены для алевролитистых сланцев валюхтинской свиты – стратиграфического аналога хомолхинской свиты. По своим Sm-Nd характеристикам породы Патомской зоны схожи с метаосадочными отложениями Бодайбинской зоны, хотя и отличаются

**Таблица 1.** Содержание породобразующих оксидов в метасадочных породах Патомской и Бодайбинской структурно-фациальных зон Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье)

Свита, количество определений	Содержание, мас. %											П.п.п.
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		
Патомская зона												
Харлуктагская, n = 14	70.09 57.2–89.2	0.92 0.53–1.25	14.21 7.3–20.5	5.6 3.74–6.54	0.07 0.02–0.13	1.97 0.36–3.57	0.98 0.14–1.56	1.73 0.01–2.69	1.93 0.01–4.13	0.11 0.06–0.19		3.31 0.64–4.99
Хайвергинская, n = 19	68.05 56.18–78.83	0.49 0.27–0.95	16.99 14.31–19.57	5.54 1.74–7.91	0.05 0.02–0.23	2.08 0.70–2.83	1.19 0.15–3.15	1.95 0.59–3.94	2.51 0.45–4.09	0.09 0.03–0.19		3.86 0.96–5.46
Бугарихтинская, n = 17	73.56 67.12–82.39	0.52 0.07–0.91	16.57 9.38–21.88	4.56 0.73–6.30	0.04 0.02–0.08	1.97 0.59–2.38	0.94 0.21–2.81	2.07 0.65–2.81	1.94 0.36–2.89	0.11 0.02–0.21		1.68 0.60–2.94
Маринская, n = 11	2.21 2.20–2.23	0.03 0.02–0.04	0.58 0.52–0.64	0.50 0.38–0.62	0.010 н.о. – 0.02	0.05 н.о.–0.35	55.37 55.1–55.6	0.20 н.о.–0.53	0.18 0.10–0.26	0.03 0.00–0.05		41.55 40.98–42.12
Джемуканская, n = 15	74.17 62.21–84.73	0.64 0.03–0.85	14.24 11.6–19.4	4.04 0.50–5.72	0.06 0.02–0.14	1.87 0.22–2.67	0.41 0.12–0.72	1.49 0.65–2.23	2.85 0.18–4.83	0.06 0.03–0.09		1.77 0.78–2.87
Баракунская, n = 19	73.62 65.46–81.10	0.67 0.34–1.03	15.26 12.5–18.8	3.72 0.9–4.8	0.02 0.01–0.04	1.35 0.48–2.53	0.75 0.18–1.47	2.33 0.22–3.66	2.29 0.52–3.95	0.07 0.01–0.35		1.61 0.98–2.35
Валлохтинская, n = 21	66.03 60.91–75.11	0.90 0.76–1.10	15.32 10.99–17.88	6.78 3.99–8.20	0.06 0.02–0.10	2.91 1.90–3.35	0.29 0.10–0.48	1.50 0.52–2.47	2.76 1.39–3.49	0.14 0.05–0.28		4.98 2.70–6.62
Никольская, n = 15	53.56 42.39–58.90	0.74 0.64–0.84	13.78 11.61–15.90	6.87 5.91–7.79	0.08 0.05–0.10	3.75 3.03–4.60	8.38 3.52–17.03	0.87 0.87–0.87	2.41 1.64–3.02	0.14 0.11–0.16		9.85 6.56–15.97
Жербинская, n = 13	69.63 58.64–85.05	0.68 0.12–1.05	12.43 1.42–16.95	4.17 1.64–6.39	0.06 0.03–0.12	1.55 0.20–2.16	1.32 0.15–2.19	0.50 н.о.–0.97	1.09 0.02–2.19	0.13 0.05–0.22		2.13 0.65–4.40

Примечание. Данные получены с помощью РФА-метода. В числителе указаны средние величины содержаний, а в знаменателе – диапазоны их изменения; н.о. – ниже порога обнаружения. П.п.п. – потери веса пробы при ее прокаливании.

Таблица 1 (окончание)

Свита, количество определений	Содержание, мас. %											P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	К <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	CaO	MgO	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	P.п.л.
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.л.												
Болайбинская зона																							
Харлуктагская, n = 13	58.57 55.83–60.92	1.06 0.98–1.13	20.23 19.09–22.14	6.93 6.8–7.0	0.05 0.04–0.06	3.60 2.95–4.12	1.78 1.63–2.07	1.20 0.89–1.36	4.86 4.60–5.06	0.12 0.10–0.15	2.58 2.38–2.77												
Хайвергинская, n = 15	59.7 55.9–61.3	0.85 0.7–1.1	20.1 19.2–22.1	5.75 5.3–6.1	0.08 0.06–0.09	2.33 1.8–2.6	0.8 0.02–1.1	1.59 1.3–2.1	4.26 4.1–4.7	0.05 0.03–0.1	3.52 3.01–4.65												
Бугарихтинская (метапелиты), n = 9	53.52 47.7–64.8	0.96 0.47–1.21	23.7 18.7–28.5	6.1 3.9–7.8	0.12 0.03–0.19	3.14 1.76–4.5	1.04 0.34–2.36	1.06 0.27–2.24	4.39 2.69–6.81	0.12 0.05–0.22	2.83 1.7–3.9												
Бугарихтинская (карбонаты), n = 24	23.68 16.75–30.71	0.05 0.04–0.08	1.44 0.94–2.29	1.60 1.29–2.38	0.07 0.07–0.08	2.47 1.3–3.1	37.19 33.98–40.71	0.36 0.20–0.64	0.15 0.07–0.36	0.05 0.04–0.05	32.50 29.83–35.80												
Маринская, n = 18	6.91 2.72–15.60	0.06 0.02–0.24	1.51 0.53–4.96	0.91 0.54–1.98	0.02 0.01–0.04	1.53 0.62–3.65	47.69 37.51–51.78	0.37 0.12–0.97	0.23 0.06–0.84	0.05 0.03–0.10	39.83 33.65–42.16												
Бужихтинская, n = 31	55.67 1.68–72.09	0.76 0.01–2.77	13.91 0.26–24.48	3.56 0.81–9.96	0.04 0.01–0.13	0.88 0.13–4.65	8.09 0.16–53.77	1.67 0.20–2.50	2.36 0.04–3.87	0.08 0.01–0.28	13.21 6.38–42.79												
Утаханская, n = 16	11.74 3.66–21.77	0.07 0.02–0.14	1.78 0.48–3.54	1.15 0.70–2.05	0.04 0.02–0.08	2.65 1.33–4.66	43.90 35.05–50.79	0.38 0.06–0.64	0.21 0.11–0.41	0.04 0.03–0.08	37.82 32.28–41.87												
Хомолхинская, n = 16	60.81 44.15–78.49	0.87 0.38–1.35	16.05 6.77–23.43	7.04 4.14–9.70	0.16 0.08–0.39	2.75 1.61–3.56	1.15 0.17–6.80	1.56 0.95–2.36	2.75 1.15–4.53	0.09 0.05–0.20	6.78 4.29–12.09												
Аунакитская, n = 18	62.2 48.9–77.9	0.91 0.66–1.33	15.8 12.4–19.5	6.17 3.12–9.52	0.09 0.03–0.2	2.26 1.3–4.1	0.82 0.01–3.81	1.24 0.8–2.2	2.93 0.64–4.63	0.14 0.08–0.23	7.14 2.9–11.8												
Вачская, n = 18	76.86 58.9–91.6	0.60 0.3–0.98	10.35 4.7–18.5	6.69 4.3–9.6	0.04 0.01–0.12	1.17 0.17–3.76	0.12 0.05–0.19	0.69 0.03–1.76	1.85 1.01–2.94	0.09 0.02–0.18	3.69 2.00–8.61												
Анангорская, n = 15	66.00 59.80–69.79	0.84 0.75–1.28	12.90 12.22–15.34	6.35 5.65–8.83	0.09 0.07–0.11	3.35 1.45–4.78	2.53 0.31–4.27	2.18 1.70–2.95	1.60 0.98–1.99	0.15 0.12–0.17	5.08 3.18–8.07												
Догадильная, n = 42	65.01 44.76–99.79	0.80 0.01–1.14	13.87 0.27–20.78	6.95 0.50–12.04	0.13 0.02–0.28	2.48 0.34–4.31	3.74 0.05–11.43	2.49 0.01–4.16	1.59 0.01–4.41	0.14 0.01–2.97	7.17 0.20–11.67												
Илигирская, n = 19	59.11 51.18–62.57	0.83 0.58–1.05	12.92 10.37–17.11	6.88 5.07–8.59	0.09 0.05–0.17	5.41 4.24–6.78	4.63 0.33–11.23	2.04 1.39–3.65	1.29 0.67–2.75	0.16 0.12–0.24	7.25 4.29–11.43												

**Таблица 2.** Содержание рассеянных элементов в метаосадочных породах неопротерозойских толщ Патомской и Бодайбинской структурно-фациальных зон Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье)

Свита, количество определений	Содержание, г/т						
	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu
Патомская зона							
Харлухтагская, <i>n</i> = 16	<u>3855</u> 2555–5339	<u>30.13</u> 22.73–37.46	<u>33.33</u> 22.23–45.16	<u>349.93</u> 103–888	<u>6.91</u> 3.98–12.75	<u>16.68</u> 13.05–24.69	<u>8.35</u> 3.91–20.59
Хайвергинская, <i>n</i> = 16	<u>2584.87</u> 1571.25–4876.84	<u>32.81</u> 14.00–60.55	<u>36.83</u> 16.55–69.20	<u>431.82</u> 144.49–1792.90	<u>5.60</u> 2.41–11.80	<u>14.28</u> 6.15–25.06	<u>10.58</u> 3.97–72.59
Бугарихтинская, <i>n</i> = 11	<u>1961.75</u> 285.18–3264.36	<u>18.51</u> 3.98–36.87	<u>23.85</u> 7.36–52.46	<u>176.48</u> 36.42–536.37	<u>3.65</u> 0.74–7.66	<u>13.04</u> 5.41–28.05	<u>9.49</u> 3.12–16.69
Мариинская, <i>n</i> = 11	<u>88.11</u> 87.0–89.2	<u>25.10</u> 24.0–26.2	<u>12.33</u> 11.0–13.7	<u>17.06</u> 16.1–18.0	<u>0.93</u> 0.8–1.1	<u>11.09</u> 11.0–11.2	<u>4.58</u> 4.0–5.2
Джемкуканская, <i>n</i> = 16	<u>2710.81</u> 935.58–5122.46	<u>45.18</u> 9.94–119.08	<u>54.72</u> 12.10–140.29	<u>496.94</u> 59.72–1047.76	<u>4.39</u> 1.65–10.11	<u>19.88</u> 6.48–42.22	<u>28.47</u> 3.97–127.91
Баракунская, <i>n</i> = 15	<u>2227.21</u> 746.71–5882.67	<u>48.57</u> 29.57–93.78	<u>35.98</u> 19.17–67.67	<u>98.98</u> 42.67–229.12	<u>3.85</u> 0.65–7.14	<u>17.27</u> 8.53–27.72	<u>8.40</u> 7.37–9.89
Валюхтинская (верхняя часть), <i>n</i> = 14	<u>5304.77</u> 4663.76–6503.67	<u>111.32</u> 73.12–141.94	<u>125.53</u> 117.66–135.42	<u>318.24</u> 127.00–749.46	<u>6.25</u> 1.18–18.05	<u>34.99</u> 15.78–50.21	<u>19.85</u> 8.60–32.73
Валюхтинская (нижняя часть), <i>n</i> = 16	<u>5791.97</u> 5501.29–5935.74	<u>124.91</u> 119.24–134.65	<u>115.39</u> 111.14–120.39	<u>416.76</u> 389.29–479.64	<u>9.39</u> 8.75–11.12	<u>53.50</u> 50.39–58.80	<u>22.07</u> 17.61–29.79
Никольская, <i>n</i> = 15	<u>4648.95</u> 4036.81–5263.81	<u>102.94</u> 79.53–122.79	<u>107.63</u> 93.81–127.90	<u>656.50</u> 365.44–824.79	<u>20.43</u> 16.43–23.85	<u>57.39</u> 45.68–68.29	<u>44.12</u> 16.60–99.91
Жербинская, <i>n</i> = 13	<u>1176.76</u> 759.87–1758.83	<u>11.34</u> 4.93–21.04	<u>69.74</u> 30.74–142.46	<u>460.02</u> 184.27–925.40	<u>4.06</u> 2.82–5.06	<u>15.69</u> 14.64–17.05	<u>7.26</u> 6.87–7.85
Бодайбинская зона							
Харлухтагская, <i>n</i> = 13	<u>6235.74</u> 5386.78–6703.63	<u>145.62</u> 141.28–153.77	<u>92.44</u> 82.88–98.98	<u>413.25</u> 340.73–506.92	<u>13.33</u> 11.78–15.97	<u>30.50</u> 25.17–36.92	<u>6.28</u> 4.54–7.25
Хайвергинская, <i>n</i> = 16	<u>1851.63</u> 1031.66–3710.22	<u>40.62</u> 17.98–93.76	<u>31.60</u> 13.44–59.46	<u>531.06</u> 280.02–702.92	<u>6.01</u> 3.65–12.13	<u>12.31</u> 4.40–25.46	<u>16.57</u> 10.24–31.86
Бугарихтинская, <i>n</i> = 15	<u>375.16</u> 293.13–545.55	<u>6.27</u> 4.74–10.82	<u>36.09</u> 17.98–58.26	<u>627.71</u> 515.18–734.75	<u>2.11</u> 1.36–3.72	<u>17.56</u> 7.14–29.58	<u>13.59</u> 8.12–17.18
Мариинская, <i>n</i> = 8	<u>493.46</u> 183.08–1891.77	<u>17.18</u> 4.44–73.80	<u>28.24</u> 16.80–49.47	<u>148.50</u> 59.64–337.50	<u>2.13</u> 1.17–5.17	<u>14.62</u> 7.31–27.25	<u>13.38</u> 7.71–21.26
Бужуихтинская, <i>n</i> = 32	<u>4725.14</u> 93.57–18255.18	<u>205.76</u> 2.04–341.55	<u>98.32</u> 13.23–156.41	<u>209.59</u> 10.06–1056.80	<u>8.01</u> 0.25–37.23	<u>38.44</u> 2.50–102.17	<u>36.57</u> 4.88–104.53
Угаханская, <i>n</i> = 12	н.о.	<u>158.76</u> 131.95–185.57	н.о.	н.о.	<u>7.88</u> 5.12–10.64	<u>46.12</u> 31.40–60.83	<u>11.36</u> 6.91–15.81
Хомолхинская, <i>n</i> = 16	<u>4627.62</u> 938.78–8342.38	<u>125.15</u> 28.86–230.64	<u>98.31</u> 19.95–161.70	<u>1310.66</u> 440.57–3114.54	<u>16.89</u> 2.86–30.27	<u>38.64</u> 7.00–59.93	<u>40.53</u> 8.67–57.42
Аунакитская, <i>n</i> = 17	<u>2219.77</u> 1112.09–6084.40	<u>49.59</u> 20.64–186.45	<u>87.69</u> 44.49–140.14	<u>359.77</u> 18.73–1444.66	<u>4.01</u> 0.76–15.33	<u>33.53</u> 7.10–55.32	<u>8.73</u> 1.34–32.33
Вачская, <i>n</i> = 12	<u>4702.56</u> 1664.45–6083.41	<u>99.94</u> 34.60–134.74	<u>93.47</u> 35.57–138.69	<u>524.38</u> 25.52–1146.64	<u>13.75</u> 3.87–23.08	<u>41.21</u> 19.46–69.23	<u>23.67</u> 10.33–39.24
Анангрская, <i>n</i> = 14	<u>4846.80</u> 4281.22–6774.47	<u>147.03</u> 119.44–238.02	<u>154.62</u> 120.13–189.98	<u>702.48</u> 561.22–811.95	<u>15.61</u> 11.36–19.72	<u>61.12</u> 42.70–98.61	<u>28.79</u> 18.55–38.25
Догалдынская, <i>n</i> = 25	<u>3526.72</u> 33.22–5019.48	<u>137.84</u> 3.24–210.41	<u>123.41</u> 28.60–181.41	<u>795.35</u> 11.97–1937.77	<u>15.53</u> 0.87–28.65	<u>60.05</u> 23.50–95.61	<u>206.32</u> 13.88–1972.98
Илигирская, <i>n</i> = 20	<u>4415.61</u> 1994.05–5629.48	<u>107.86</u> 46.89–152.02	<u>153.69</u> 77.23–229.47	<u>687.86</u> 351.98–1246.31	<u>16.74</u> 7.54–24.47	<u>70.24</u> 30.82–100.24	<u>18.29</u> 4.31–38.29

Примечание. Данные получены с помощью ICP-MS-метода. В числителе указаны средние величины содержаний, а в знаменателе – диапазоны их изменения; н.о. – ниже порога обнаружения.

Таблица 2 (окончание)

Содержание, г/т								
Zn	Zr	Mo	Sn	Ba	W	Pb	Th	U
Патомская зона								
<u>55.45</u> 28.65–69.90	<u>360.52</u> 278.06–558.47	<u>0.37</u> 0.12–0.90	<u>6.11</u> 0.13–24.94	<u>130.56</u> 13.97–367.13	<u>0.66</u> 0.12–1.22	<u>4.78</u> 1.45–11.03	<u>12.34</u> 6.98–18.59	<u>1.24</u> 0.87–1.61
<u>41.12</u> 22.72–67.12	<u>278.33</u> 145.32–489.94	<u>0.23</u> 0.01–0.93	<u>3.19</u> 0.53–34.19	<u>421.08</u> 175.30–842.28	<u>0.47</u> 0.22–0.83	<u>15.41</u> 5.96–34.98	<u>7.21</u> 3.64–9.97	<u>0.82</u> 0.42–1.44
<u>41.83</u> 9.85–71.18	<u>291.56</u> 74.89–518.23	<u>0.34</u> 0.01–1.67	<u>0.74</u> 0.00–1.39	<u>273.72</u> 88.49–471.40	<u>0.40</u> 0.15–0.70	<u>14.43</u> 5.69–28.92	<u>7.87</u> 0.76–12.26	<u>1.22</u> 0.21–1.93
<u>82.25</u> 81.1–83.4	<u>19.92</u> 18.9–20.9	<u>0.29</u> 0.2–0.4	<u>43.83</u> 42.9–44.8	н.о.	н.о.	<u>7.61</u> 7.5–7.7	<u>0.17</u> 0.1–0.2	<u>2.03</u> 2.0–2.0
<u>72.48</u> 14.35–155.18	<u>267.89</u> 164.65–565.95	<u>0.42</u> 0.27–0.99	<u>4.29</u> 0.56–10.44	<u>243.61</u> 144.21–412.23	<u>0.80</u> 0.46–1.52	<u>5.08</u> 2.78–8.20	<u>5.30</u> 1.91–8.23	<u>1.16</u> 0.52–1.57
<u>98.21</u> 86.89–111.03	<u>346.74</u> 124.16–799.92	<u>0.91</u> 0.24–2.69	<u>0.91</u> 0.49–2.05	<u>349.51</u> 183.37–551.16	<u>1.06</u> 0.27–3.94	<u>5.91</u> 3.81–9.03	<u>4.06</u> 1.30–8.19	<u>1.28</u> 0.27–3.83
<u>80.77</u> 56.03–100.54	<u>207.87</u> 153.68–266.04	<u>0.72</u> 0.14–1.77	<u>2.61</u> 1.44–6.10	<u>363.25</u> 242.20–470.49	<u>1.28</u> 1.00–1.53	<u>10.16</u> 5.46–23.94	<u>7.60</u> 5.98–9.44	<u>1.84</u> 1.47–2.47
<u>103.22</u> 99.29–106.82	<u>197.80</u> 182.13–208.89	<u>0.37</u> 0.15–1.02	<u>2.53</u> 2.17–3.49	<u>367.32</u> 327.25–413.04	<u>1.37</u> 1.29–1.50	<u>8.78</u> 7.85–10.03	<u>8.26</u> 7.71–8.94	<u>1.78</u> 1.73–1.90
<u>99.08</u> 77.84–117.63	<u>189.75</u> 152.51–230.44	<u>0.08</u> 0.01–0.15	<u>2.79</u> 1.92–3.76	н.о.	<u>1.27</u> 1.07–1.44	<u>12.31</u> 7.18–18.50	<u>9.99</u> 8.58–11.31	<u>2.27</u> 2.04–2.82
<u>26.05</u> 15.01–43.82	<u>141.34</u> 50.81–287.07	<u>0.36</u> 0.24–0.49	<u>0.75</u> 0.12–1.38	<u>26.15</u> 12.06–34.24	<u>0.55</u> 0.37–0.79	<u>2.65</u> 2.13–3.28	<u>2.08</u> 1.48–3.04	<u>0.47</u> 0.36–0.67
Бодайбинская зона								
<u>107.59</u> 89.97–125.60	<u>210.64</u> 196.59–228.77	<u>0.09</u> 0.01–0.18	<u>4.09</u> 3.87–4.34	<u>1999.67</u> 1983.30–2011	<u>2.31</u> 1.76–2.69	<u>20.31</u> 14.91–27.63	<u>23.03</u> 14.43–33.00	<u>2.57</u> 1.84–3.47
<u>49.80</u> 26.14–110.71	<u>119.25</u> 71.23–160.52	<u>1.32</u> 0.74–2.98	<u>1.01</u> 0.72–1.64	<u>723.29</u> 249.18–1290.57	<u>1.10</u> 0.38–2.46	<u>18.44</u> 17.27–19.25	<u>7.09</u> 4.25–11.43	<u>1.34</u> 0.94–2.62
<u>36.51</u> 28.94–47.79	<u>48.42</u> 39.44–55.32	<u>0.89</u> 0.64–1.18	<u>0.47</u> 0.16–1.10	<u>162.43</u> 32.01–664.61	<u>0.30</u> 0.17–0.42	<u>20.97</u> 17.14–25.55	<u>1.70</u> 1.31–2.18	<u>0.61</u> 0.47–0.90
<u>15.79</u> 7.35–30.24	<u>41.49</u> 24.28–79.97	<u>1.01</u> 0.55–2.16	<u>0.49</u> 0.20–1.05	<u>231.88</u> 41.04–1041.18	<u>0.33</u> 0.15–0.58	<u>9.49</u> 3.88–24.35	<u>1.35</u> 0.15–4.76	<u>1.02</u> 0.83–1.32
<u>74.46</u> 7.16–272.93	<u>172.42</u> 8.67–287.49	<u>8.72</u> 0.42–25.44	<u>2.11</u> 0.25–3.62	<u>1360.92</u> 639.43–2689.56	<u>1.81</u> 0.11–14.66	<u>13.95</u> 1.91–35.17	<u>8.65</u> 0.20–21.99	<u>3.12</u> 0.22–8.95
<u>106.44</u> 90.60–122.28	<u>206.77</u> 181.14–232.40	<u>3.93</u> 0.06–7.80	н.о.	<u>1110.79</u> 544.62–1676.97	<u>2.11</u> 1.99–2.23	<u>9.78</u> 9.52–10.04	<u>14.04</u> 12.25–15.82	<u>2.85</u> 2.43–3.27
<u>86.53</u> 23.96–156.42	<u>180.64</u> 34.69–261.86	<u>0.43</u> 0.05–0.96	<u>1.99</u> 0.97–3.16	<u>993.02</u> 518.42–1476.59	<u>2.06</u> 0.30–13.21	<u>14.87</u> 8.73–31.42	<u>8.64</u> 1.95–13.83	<u>1.68</u> 0.92–2.60
<u>29.82</u> 4.84–106.88	<u>173.21</u> 77.24–347.10	<u>2.25</u> 0.29–11.32	<u>1.15</u> 0.60–4.49	<u>347.22</u> 26.89–1142.04	<u>2.08</u> 0.76–15.19	<u>10.71</u> 4.05–22.45	<u>6.60</u> 1.61–20.82	<u>1.44</u> 0.57–4.12
<u>73.10</u> 24.33–103.76	н.о.	<u>23.00</u> 10.93–30.39	<u>15.21</u> 5.24–20.54	<u>3.74</u> 1.13–12.41	<u>492.19</u> 181.91–730.40	<u>64.41</u> 31.47–89.10	<u>12.22</u> 5.15–15.63	<u>2.70</u> 1.30–3.59
<u>70.99</u> 63.31–87.59	<u>225.95</u> 156.38–285.95	<u>1.23</u> 0.64–2.43	<u>1.89</u> 1.27–2.32	<u>358.59</u> 287.21–785.86	<u>1.29</u> 0.69–1.69	<u>12.04</u> 6.61–20.15	<u>9.30</u> 6.80–11.25	<u>1.51</u> 1.14–1.97
<u>139.30</u> 45.58–677.71	<u>151.66</u> 1.87–249.75	<u>1.33</u> 0.72–2.29	<u>1.73</u> 0.26–2.92	<u>470.04</u> 10.44–1198.12	<u>2.24</u> 0.47–3.37	<u>245.75</u> 5.49–3640.24	<u>6.60</u> 0.03–9.83	<u>1.31</u> 0.03–2.19
<u>76.41</u> 40.96–106.35	<u>172.59</u> 126.56–222.88	<u>0.73</u> 0.16–1.71	<u>1.54</u> 0.63–2.86	<u>1134.54</u> 739.35–1575.10	<u>1.01</u> 0.51–2.68	<u>8.71</u> 4.43–16.28	<u>6.90</u> 4.35–10.01	<u>1.25</u> 0.68–1.81

**Таблица 3.** Результаты Sm-Nd изотопного изучения неопротерозойских метаосадочных пород Патомской и Бодайбинской структурно-фациальных зон Байкало-Патомского складчатого пояса (Северное Забайкалье)

Номер образца	Свита	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Возраст, млн лет	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	T(DM), млрд лет
Патомская зона								
Chi-2	zr	3.15	14.2	0.1346	0.512194	550	-4.3	н/п
Chi-4	zr	2.28	9.72	0.1420	0.512257	То же	-3.6	н/п
Chi-1	nk	3.68	15.8	0.1404	0.511989	580	-8.5	н/п
NK-1	nk	3.67	19.1	0.1161	0.511882	То же	-8.8	2.0
NK-2*	nk	3.08	13.2	0.1405	0.51199	»	-8.5	н/п
VL-15/1	vl	6.17	31.6	0.1179	0.512174	600	-3.0	1.6
VL-9	vl	7.98	45.0	0.1071	0.512131	То же	-3.0	1.5
Br-2	br	1.09	5.36	0.1228	0.511404	»	-18.4	2.9
Br-3*	br	3.43	19.2	0.1082	0.511425	»	-16.9	2.5
51-15	dz	1.90	11.3	0.1011	0.511311	635	-18.1	2.5
49/15*	dz	2.51	13.3	0.1145	0.511321	То же	-19.0	2.8
44-15*	mr	4.66	21.8	0.1290	0.511399	650	-18.6	3.1
47-15	mr	4.67	23.7	0.1193	0.511348	То же	-18.8	2.9
bg-8*	bg	4.44	25.2	0.1065	0.511353	700	-17.0	2.5
bg-3*	bg	2.82	13.3	0.1281	0.511389	То же	-18.2	3.1
ba-3*	hv	3.11	17.1	0.1097	0.511236	750	-19.0	2.8
ba-6*	hv	2.42	12.7	0.1154	0.511221	То же	-19.9	3.0
19-15*	hr	2.22	14.0	0.0963	0.511256	800	-16.7	2.4
20-15*	hr	1.75	12.5	0.0843	0.511214	То же	-16.3	2.3
Бодайбинская зона								
IL-13	il	3.22	14.9	0.1303	0.512222	540	-3.5	н/п
IL-17	il	3.08	14.8	0.1262	0.512140	То же	-4.8	1.8
BD-Kv-27	dg	2.98	12.9	0.1400	0.512125	550	-6.0	н/п
BD-Kv-44	an	3.13	14.8	0.1280	0.511937	То же	-8.9	2.2
BD-An-120	an	5.40	26.2	0.1247	0.512088	»	-5.7	1.8
BD-An-121	an	3.42	15.6	0.1321	0.512153	»	-4.9	н/п
VCH-12/16	vc	7.02	39.2	0.1082	0.511836	580	-9.1	1.9
VCH-16/16	vc	4.17	22.0	0.1153	0.511821	То же	-9.9	2.1
BD-VL-97	au	4.54	21.8	0.1261	0.512021	»	-6.8	2.0
BD-Au-122	au	2.05	11.4	0.1088	0.511914	»	-7.6	1.8
HT-2-05	hm	16.8	91.9	0.1102	0.512130	600	-3.3	1.5
BD-VL-99	hm	7.97	39.0	0.1235	0.512243	То же	-2.1	1.5
BD-Br-81	uh	1.19	5.73	0.1259	0.512068	»	-5.7	1.9
BD-BJ-66	bz	6.56	36.8	0.1076	0.511506	635	-14.9	2.4
B-1-05	bz	5.78	32.4	0.1077	0.511476	То же	-15.5	2.4
BD-MP-44	mr	1.26	5.94	0.1282	0.511699	650	-12.7	н/п
BD-MP-47	mr	0.73	4.24	0.1046	0.511597	То же	-12.7	2.2
BD-BG-37	bg	1.31	5.49	0.1439	0.511601	700	-15.5	н/п
BD-BLG-1	bg(?)	2.59	11.0	0.1417	0.511588	750	-15.2	н/п
BD-BLG-4	bg(?)	1.24	6.39	0.1170	0.511439	То же	-15.8	2.7
BD-XV-28	hv	3.24	14.6	0.1342	0.511424	»	-17.7	н/п

Примечание. Обозначения свит: hr – харлухтахская, hv – хайвергинская, bg – бугарихтинская; mr – маринская; bz – бужуихтинская; dz – джемкуканская; uh – угаханская; br – баракунская; hm – хомолхинская; vl – валюхтинская; nk – никольская; au – аунакитская; vc – вачская; an – анангрская; dg – догалдынская; il – илигирская; zr – жербинская.

**Таблица 4.** Координаты мест отбора, литологическая и геохимическая характеристика проб метаосадочных пород, для которых был проведен изотопный анализ Nd, Pb и S

№	Номер образца	Свита	Координаты места отбора образца		Литологическая характеристика породы
			с. ш.	в. д.	
Бодайбинская зона					
1	IL-13	Илигирская	58°07'34.05"	114°24'12.59"	Метапесчаники серого цвета, мелкозернистый
2	IL-17	То же	58°07'32.42"	114°24'11.06"	Метаалевролиты темно-серого цвета, массивные, однородные
3	BD-Kv-27	Догалдынская	58°09'40.03"	114°22'31.62"	Полимиктовые метапесчаники светло-серого цвета, мелкозернистые, с вкрапленностью пирита
4	BD-Kv-134	То же	58°09'48.20"	114°22'35.9"	Метаалевролиты тонкозернистые темно-серого цвета, с беспорядочной текстурой, массивные; редкая вкрапленность кристаллов пирита
5	BD-Kv-44	Анангрская	58°09'53.03"	114°22'35.63"	Полимиктовые метатравелиты с обломками угловатой формы размерами до 6×4 мм; вкрапленность кристаллов пирита до 5 мм правильной кубической формы
6	BD-An-120	То же	58°04'30.87"	114°17'11.29"	Метапесчаники светло-серые с крупными кристаллами пирита
7	BD-An-121	»	58°04'46.98"	114°17'21.08"	Метапесчаники светло-серого цвета
8	VCH-12/16	Вачская	58°26'05.15"	115°08'40.82"	Углеродистые алевролитистые сланцы
10	VCH-16/16	То же	58°26'03.89"	115°08'40.74"	Углеродистые алевролитистые сланцы
11	KP-173	Аунакитская	58°18'29.09"	114°45'43.73"	Светло-серые метапесчаники
12	KP-39	То же	58°18'29.09"	114°45'43.73"	Углеродистые алевролитистые сланцы
13	BD-Au-122	»	58°20'56.24"	114° 7'48.43"	Метапесчаники серого цвета, мелкозернистые
14	BD-Au-132a	»	58°21'14.25"	114°46'32.46"	Углеродистые алевросланцы темно-серого цвета слабо рассланцованные, с тонкой вкрапленностью пирита
15	BD-VL-97	»	57°57'11.43"	114°15'55.23"	Углеродистые филлитовые сланцы с обильной вкрапленностью пирита (до 5 мм)
16	BD-VL-99	»	57°57'13.54"	114°15'52.02"	Углеродистые филлитовые сланцы
17	HM-2-05	Хомолхинская	58°47'52.50"	115°41'15.01"	Углеродистые филлитовые сланцы
18	50-12	То же	нет данных	нет данных	Углеродистые филлитовые сланцы
19	BD-Br-81	Баракунская	57°57'3.99"	114°15'45.85"	Метаморфизованные известняки, мелкозернистые, серого-светло-серого цвета со слабо полосчатой текстурой
20	BD-BJ-66	Бужуихтинская	57°56'6.82"	114°12'36.36"	Углеродсодержащие филлитовые сланцы. Присутствуют кристаллы пирита строго ориентированной направленности, по сланцеватости с размерами до 2 мм
21	BD-BJ-64	Бужуихтинская	57°56'04.29"	114°12'33.14"	Углеродистые филлитовые сланцы
22	B-1-05	То же	58°51'23.65"	115°37'45.22"	Углеродистые филлитовые сланцы
23	BD-MR-44	Мариинская	57°54'16.20"	114°12'28.24"	Слоистые, плитчатые известняки серого цвета с тонкими (1 мм) прослойками белого кальцита; плитки толщиной 4 см, по краям слюдястый агрегат; метаморфизован

Таблица 4 (окончание)

24	BD-MR-47	То же	57°54'22.18"	114°12'01.42"	Плитчатые известняки с углеродистым веществом
25	BD-BG-37	Бугарихтинская	57°53'20.50"	114°11'29.68"	Метаморфизованные известняки мелкозернистые серого-светло-серого цвета со слабо полосчатой текстурой
26	BD-BLG-1	Хайвергинская и хорлухтахская (балаганахская серия без расчленения)	57°52'27.32"	114°11'57.46"	Известняки темно-серого цвета; с массивной текстурой
27	BD-BLG-4	То же	57°52'29.23"	114°11'59.42"	Черные известняки с прожилками белого кальцита
28	BD-XV-28	Хайвергинская	57°53'18.91"	114°11'25.47"	Известковистые сланцы, тонкоплитчатые, мелкозернистые, серого цвета
Патомская зона					
1	Chi-2	Жербинская	59°38'31.44"	114°45'16.19"	Углеродистые полевошпат-кварцевые метапесчаники
2	Chi-4	То же	59°38'31.01"	114°45'16.79"	Мелкозернистые кварц-полевошпатовые метапесчаники
3	Chi-1	Никольская	59°38'43.13"	114°46'03.91"	Светло-серый, плитчатый известняк
4	NK-1	То же	59°39'15.37"	114°43'09.84"	Алевролитистые сланцы хлорит-серицит-кварцевого состава
5	NK-2	»	59°39'15.37"	114°43'09.84"	Известковистые алевролитистые сланцы полевошпат-хлорит-серицит-карбонат-кварцевого состава
6	VL-9	Валюхтинская	59°37'01.01"	114°40'40.84"	Углеродистые алевролитистые сланцы полевошпат-хлорит-серицит-кварцевого состава
7	VL-15/1	То же	59°36'55.75"	114°37'45.12"	Углеродистые алевролитистые сланцы кварц-хлорит-серицитового состава
8	Bг-2	Баракунская	59°35'57.78"	114°36'27.74"	Углеродистые алевролитистые сланцы серицит-полевошпат-кварцевого состава
9	Bг-3	То же	59°35'89.89"	114°36'53.21"	Полевошпат-кварцевый метапесчаники
10	49-15	Джемкуканская	59°28'22.61"	114°12'34.35"	Гравелиты
11	51-15	То же	59°28'22.56"	114°12'33.77"	Гравелиты
12	44-15	Мариинская	59°28'22.53"	114°12'36.46"	Углеродистые известковистые сланцы
13	47-15	То же	59°28'22.64"	114°12'34.79"	Углеродистые известковистые сланцы
14	bg-3	Бугарихтинская	59°35'19.61"	114°56'32.24"	Углеродистые алевролитистые сланцы хлорит-серицит-плагиоклаз-кварцевого состава
15	bg-8	То же	59° 35'48.13"	114° 56'37.06"	Углеродистые алевролитистые сланцы хлорит-полевошпат-серицит-карбонат-кварцевого состава
16	ba-3	Хайвергинская	59° 33'44.62"	114° 48'17.93"	Мелкозернистые слюдистые метапесчаники
17	ba-6	То же	59° 33'72.42"	114° 48'20.93"	Среднезернистый слюдистый метапесчаник
18	19-15	Хорлухтахская	59° 29'50.10"	114° 11'02.43"	Кварц-полевошпатовый метапесчаники
19	20-15	То же	59° 29'50.58"	114° 11'01.45"	Кварц-полевошпатовый метапесчаники

**Таблица 5.** Химический состав и содержание рассеянных элементов в пробах пород, для которых получены Sm-Nd и Pb-Pb данные

Компо- ненты	Болайбинская зона														VCH-12/16
	Проба														
	BD-XV-28	BD-BLG-4	BD-BLG-1	BD-BG-37	BD-MR-47	BD-MR-44	BD-BJ-66	B-1-05	BD-BR-81	BD-VL-99	H-2-05	BD-Au-132	BD-Au-122	BD-VL-97	
SiO <sub>2</sub>	31.58	3.26	10.75	19.57	4.49	8.08	54.68	71.22	14.69	54.81	57.78	91.19	93.56	57.66	75.26
TiO <sub>2</sub>	0.190	0.050	0.110	0.050	0.020	0.030	0.960	0.887	0.110	0.960	0.971	0.470	0.210	0.930	0.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.76	1.54	3.29	1.05	0.61	0.90	17.51	15.89	2.76	19.37	17.89	5.51	3.00	18.42	11.52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.15	1.29	2.29	1.42	<0.50	0.58	7.90	0.73	1.61	8.37	4.24	0.81	2.43	6.78	4.68
MnO	0.070	0.050	0.110	0.070	0.010	0.010	0.060	<0.010	0.030	0.080	0.065	<0.010	<0.010	0.150	0.012
MgO	2.43	1.23	1.22	2.41	0.67	1.56	1.70	0.578	3.94	3.56	6.117	0.20	0.21	2.86	0.65
CaO	30.16	49.67	44.23	39.49	51.08	47.74	2.37	0.119	39.67	0.21	2.21	<0.05	0.07	0.55	0.09
Na <sub>2</sub> O	0.69	0.08	0.51	0.30	0.25	0.40	1.75	3.281	0.59	1.84	1.45	<0.10	0.18	1.45	0.36
K <sub>2</sub> O	0.59	0.35	0.35	0.09	0.06	0.07	2.99	3.281	0.23	3.33	2.106	1.27	0.50	3.65	2.48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.070	0.050	0.050	0.050	0.030	0.040	0.100	0.028	0.060	0.090	0.062	0.020	0.070	0.050	0.048
П.п.л.	26.95	41.59	36.77	34.48	41.45	39.64	7.72	5.17	36.28	8.42	6.93	1.42	0.72	6.69	
Сумма	100.73	99.42	99.91	99.12	99.54	99.40	99.86	110.12	100.17	101.10	99.92	100.99	100.99	99.28	100.24
Ti	1425	381	736	353	227	294	6582		867	3764		1 775.37	1 200.67	2711	4485
V	29	13.2	21	5.3	5.3	7.4	241		23	115	177.55	29.67	22.03	54	106
Cr	26	14.0	19	18	17	41	129		19	89		79.62	86.80	62	75
Mn	617	326	779	623	60	81	503		236	441		39.59	61.88	1963	26
Co	6.2	1.02	2.67	1.36	1.17	1.38	21		2.40	12.1		1.47	3.17	12.3	13.6
Ni	12.7	2.81	6.0	7.1	10.5	21	75		3.32	40	84.18	29.79	34.01	26	29
Cu	16	1.92	12.7	17	14.2	18	83		9.9	37	5.22	3.68	10.23	34	11.3
Zn	34	18	14.3	41	10.0	16	73		30	96	117.8	36.39	19.29	32	33
Rb	22	10.4	8.2	3.79	2.29	2.60	109		7.8	86	93.7	24.12	18.07	45	95
Sr	637	1197	1347	1097	3278	2526	383		1411	127	165.5	21.42	17.23	130	45
Zr	99	16	22	52	33	37	217		28	158	167.12	135.74	84.66	133	267
Mo	1.08	0.11	0.36	0.74	0.85	1.04	4.70		0.035	0.25	0.18	2.26	1.39	0.20	5
Sn	0.80	0.31	0.41	1.10	0.25	1.05	2.81		0.17	1.71		0.90	0.73	1.14	2.62
Ba	294	1287	1353	43	70	41	1498		1162	756	502.12	262.99	193.72	518	504
W	0.38	0.52	0.36	0.17	0.18	0.48	1.44		0.11	1.07	1.71	0.99	0.84	0.84	
Pb	19	5.9	13.2	22	3.98	6.8	14.1		3.12	10.9	6.79	7.66	4.80	11.1	37
Th	5.5	0.16	0.84	2.18	1.27	0.76	15		0.63	7.7	9.99	4.77	3.61	4.91	11.1
U	1.01	0.45	0.58	0.63	0.84	1.12	4.76		0.61	1.35	2.07	0.83	0.69	1.07	3.04

Таблица 5 (продолжение)

Компоненты	Бодайбинская зона									
	Проба									
	КР-73/16	КР-99/16	ВД-Ан-121	ВД-Ан-120	ВД-Кв-44	ВД-Кв-134	ВД-Кв-27	IL-17	IL-13	
SiO <sub>2</sub>	85.65	58.94	63.40	59.80	64.38	62.02	62.80	61.67	54.65	
TiO <sub>2</sub>	0.620	0.980	0.760	1.280	0.760	0.700	0.690	0.820	0.580	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.69	18.55	13.48	15.34	13.36	12.04	12.52	12.90	10.37	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.53	7.72	6.20	8.83	6.07	6.28	5.97	7.00	5.07	
MnO	0.010	0.040	0.100	0.090	0.080	0.110	0.090	0.090	0.090	
MgO	0.23	3.76	2.82	4.78	0.42	2.13	3.26	5.61	4.50	
CaO	0.05	0.14	3.80	2.14	5.43	4.12	2.53	2.63	11.23	
Na <sub>2</sub> O	0.31	1.51	2.90	2.59	0.92	2.55	3.08	1.71	1.97	
K <sub>2</sub> O	1.33	2.94	1.40	1.36	1.82	0.81	0.94	1.56	0.85	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.050	0.160	0.150	0.170	0.130	0.110	0.120	0.150	0.120	
П.п.п.	2.00	5.34	6.39	4.50	6.08	8.13	8.80	6.48	11.43	
Сумма	101.56	100.18	101.46	100.96	99.51	99.06	100.86	100.68	100.94	
Ti	4 917.36	5 359.31	4 281.22	6 774.47	3 603.90		3 329.43	4 195.70	3 389.60	
V	141.59	168.17	151.25	238.02	132.41		124.51	98.82	73.57	
Cr	116.07	152.45	120.13	174.03	123.85		127.71	144.23	114.19	
Mn	113.65	279.78	702.62	703.03	517.85		632.41	623.97	704.67	
Co	13.63	7.69	13.80	19.72	12.38		14.20	18.05	12.93	
Ni	41.74	37.68	47.98	47.45	59.66		64.34	75.22	61.00	
Cu	42.91	18.92	20.54	38.25	32.13		21.12	22.84	4.34	
Zn	116.60	102.53	66.95	87.59	49.61		59.97	78.19	65.94	
Rb	137.07	84.26	40.24	43.33	61.20		30.62	42.38	24.04	
Sr	84.86	68.94	182.13	144.62	114.62		168.95	72.44	309.63	
Zr	265.92	207.36	193.83	285.95	215.21		143.83	180.11	138.84	
Mo	0.92	2.93	0.68	1.22	1.13		1.18	0.49	0.61	
Sn	3.94	2.94	1.53	2.16	1.59		1.36	1.70	1.12	
Ba	3 144.90	1 770.15	328.10	403.93	431.81		705.01	1 575.10	859.40	
W	2.65	1.49	0.69	1.41	2.74		1.70	0.76	0.75	
Pb	49.72	5.38	6.61	7.46	7.48		9.08	11.88	4.43	
Th	12.43	12.46	6.81	11.25	7.01		5.36	6.64	5.48	
U	5.61	2.84	1.31	1.70	1.30		1.05	1.35	1.02	

Таблица 5 (окончание)

Компоненты	Патомская зона																		
	Проба																		
	20-15	19-15	Ва-6	Ва-3	Ва-3	Bg-3	Bg-8	47-15	44-15	49-15	51-15	Br-3	Br-2	VL-9	VL-15/1	NK-2	NK-1	Chi-1	Chi-4
SiO <sub>2</sub>	90.37	89.52	81.5	76.19	80.72	78.99	64	63.52	80.84	88.47	82.22	75.46	62.01	62.17	42.39	58.65	52.39	93.19	89.64
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.24	0.519	0.492	0.371	0.442	0.93	0.73	0.38	0.12	0.333	0.933	0.917	0.97	0.639	0.716	0.734	0.136	0.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.12	5.08	8.92	9.22	9.14	8.11	18.51	16.18	7.69	5.54	8.92	13.28	16.93	16.96	12.33	15.51	11.61	1.92	3.95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.45	1.88	2.92	3.28	3.5	2.96	4.17	4.46	2.27	1.14	1.74	1.52	7.48	8.01	5.91	7.77	6.01	1.64	3.19
MnO	<0.010	<0.010	0.05	0.04	0.03	0.08	0.02	0.03	0.05	0.04	0.014	<0.010	0.04	0.057	0.104	0.05	0.104	0.12	0.028
MgO	0.117	0.388	1.22	1.293	0.993	1.086	2.771	5.135	1.066	0.199	0.853	0.642	3.071	3.343	3.032	3.991	3.165	0.295	1.159
CaO	0.721	0.106	0.514	3.149	0.314	2.814	0.279	0.313	2.11	1.008	0.931	0.184	0.306	0.159	17.029	3.519	11.692	1.186	0.147
Na <sub>2</sub> O	0.43	0.62	1.97	1.64	2.23	1.54	0.46	1.02	2.06	1.3	1.92	3.66	1.19	0.98	<0.20	<0.20	0.87	<0.20	<0.20
K <sub>2</sub> O	1.663	1.16	1.017	0.909	0.938	0.774	4.583	3.858	0.915	0.883	1.282	1.952	3.133	3.023	2.164	2.942	1.637	0.043	0.188
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.033	0.044	0.061	0.063	0.081	0.113	0.163	0.188	0.114	0.038	0.354	0.026	0.208	0.114	0.111	0.114	0.154	0.078	0.049
П.п.п.	0.82	0.93	1.27	3.46	1.61	2.94	3.82	4.48	2.41	1.22	1.33	2.17	4.59	3.93	15.97	6.56	11.55	1.4	1.33
Сумма	100.03	100.05	100.06	99.85	100.09	100.01	99.94	100.11	100.02	100.03	100.02	100.01	99.97	99.8	99.77	99.91	100.00	100.06	100.04
Ti	1447	1587	2989	3014	2165	2371	5915	4519	2339	672	2070	5883	5517	5803	4037	4488	4357	1012	1759
V	13.8	14.8	41	39	16	17	102	81	23	8.3	53	94	124	120	97	115	80	8.1	21
Cr	19	16	43	44	29	23	92	82	33	11.2	38	68	127	115	94	111	96	36	142
Mn	49	61	325	324	127	536	173	221	372	307	81	43	276	389	825	365	790	925	184
Co	2.14	2.24	2.41	6.2	2.27	4.81	4.05	6.40	3.32	3.40	4.42	0.65	9.50	8.9	18	24	16	5.1	2.82
Ni	2.43	<ПО	6.1	17	10.1	12.8	21	22	11.3	8.6	19	8.5	49	55	50	68	46	15	17
Cu	8.0	8.4	6.5	5.6	9.8	11.0	11.6	8.8	1.76	5.9	7.6	7.4	25	20	36	17	100	6.9	7.1
Zn	5.4	23	42	39	57	47	77	94	17	8.1	101	92	100	106	92	118	78	15	44
Rb	40	43	29	26	39	32	154	122	30	27	40	51	116	100	79	107	56	2.50	6.5
Sr	84	65	106	221	94	205	95	138	533	333	103	109	66	56	312	72	203	103	17
Zr	274	233	334	297	252	518	365	287	269	106	365	800	185	202	156	153	230	86	287
Mo	0.47	0.22	0.23	0.25	0.15	0.01	1.19	1.06	<ПО	0.36	0.64	2.69	0.68	0.24	0.13	<ПО	0.15	0.49	0.35
Sn	0.31	0.29	0.80	0.69	0.69	0.62	0.34	0.11	0.089	0.24	0.90	2.05	2.08	2.55	1.92	2.59	3.76	0.12	1.38
Ba	449	396	301	370	260	188	2156	1816	445	500	429	551	398	392	314	443	216	32	34
W	0.59	0.38	0.64	0.35	0.34	0.43	1.59	1.41	0.60	0.54	0.40	3.94	1.32	1.30	1.08	1.07	1.44	0.49	0.79
Pb	6.8	12.0	6.6	10.9	21	16	10.7	10.7	8.5	13.1	9.0	7.7	12.6	7.9	19	10.9	16	2.13	3.28
Th	13.0	11.9	7.8	7.0	9.0	11.0	16	20	7.9	5.0	5.5	8.2	7.4	8.0	8.6	9.2	10.0	1.48	3.04
U	1.43	1.36	0.88	0.75	1.34	1.38	2.82	2.06	0.95	0.57	1.41	3.83	1.81	1.73	2.82	2.09	2.26	0.38	0.67

несколько большими диапазонами значений как по  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (0.084–0.142), так по  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0.51121–0.51226) отношению. Как и в случае Бодайбинской зоны, для изученной серии образцов из разреза Патомской зоны не обнаруживается корреляция между величинами отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Рассчитанные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  для пород Патомской зоны находятся в интервале –19.9 до –3.0, близком к диапазону величин этого параметра, установленного ранее для пород Бодайбинской зоны. В свою очередь, Nd-модельные возрасты также показали раннедокембрийские значения ( $T(\text{DM}) = 3.1\text{--}1.5$  млрд лет).

#### U-Th-Pb ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД И МЕТАМОРФОГЕННОГО ПИРИТА БОДАЙБИНСКОЙ ЗОНЫ БПП

Объектами U-Th-Pb изотопно-геохимического исследования являлись метаосадочные породы (8 проб) и присутствующий в них метаморфогенный пирит (8 проб). Образцы были отобраны из отложений всех четырех серий Бодайбинской зоны. Содержания Pb, Th и U в породах находятся в относительно широких интервалах (мкг/г): от 4.4 до 64, от 0.8 до 15 и от 0.6 до 4.8 соответственно (табл. 6). Максимальные концентрации Pb получены для образцов, в которых присутствует сульфидная минерализация.

Содержание Pb в метаморфогенном пирите изменяется в пределах от 6.6 до 50 мкг/г, что по своему диапазону аналогично фиксируемыми вариациям в валовых пробах пород. Наряду со Pb в сульфиде устанавливается также присутствие заметных количеств Th и U. Содержания этих элементов, находящиеся соответственно в интервалах 0.7–6.0 мкг/г и 0.2–1.3 мкг/г в среднем в 2–3 раза меньше, чем в пробах горных пород. Столь высокие концентрации Th и U не характерны для пирита. Данная геохимическая особенность, по-видимому, объясняется наличием в изученных метакристаллах сульфида многочисленных (по данным микроскопического изучения) твердых микровключений породообразующих минералов (серцит, хлорит), а также углеродистого вещества, которые могут выступать в качестве Th- и U-несущих фаз. Несмотря на повышенные содержания Th и U, метаморфогенный пирит характеризуется существенно более низкими величинами U/Pb (~5 раз) и Th/Pb (~7 раз) отношений по сравнению с валовыми пробами метаосадочных пород.

В изученной серии образцов валовых проб пород и мономинеральных фракций пирита изотопный состав Pb весьма неоднороден. Измеренные значения изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  изменяются в широких

пределах: от 17.41 до 20.82, от 15.44 до 15.83 и от 37.31 до 40.4 (табл. 6). При сопоставлении Pb-Pb данных видно, что для пород диапазоны вариаций изотопных отношений Pb по сравнению с таковыми для пирита смещены в сторону более радиогенных значений. Этот факт, в первую очередь, свидетельствует о повышенном содержании в породах радиогенных изотопов  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}$ , накопленных *in situ* в результате радиоактивного распада U и Th.

При оценке первичной свинцово-изотопной неоднородности метаосадочных толщ Бодайбинской зоны БПП следует учитывать ряд геохимических ограничений, препятствующих надежному определению величин изотопных отношений Pb в осадках на этапе их отложения. Эти ограничения обусловлены высокой геохимической подвижностью U и Pb в процессах диагенетического, катагенетического и метаморфического преобразования осадочных толщ и, как следствие этого, несоответствием измеренных в породах величин U/Pb и Th/Pb отношений таковым в исходных нелитифицированных осадках. Таким образом, надежно определить U-Th-Pb изотопно-геохимические характеристики пород возможно лишь на момент наиболее позднего масштабного преобразования осадочных толщ. Таким геологическим событием для БПП является региональный метаморфизм, имевший место около 520 млн лет назад (Виноградов и др., 1996; Scott et al., 2007). Именно на этот возраст и были скорректированы измеренные в породах величины изотопных отношений Pb. На возраст 520 млн лет так же были рассчитаны изотопные отношения Pb в метаморфогенном пирите.

Скорректированные значения изотопных отношений Pb (или  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{T=520}$ ,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{T=520}$  и  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{T=520}$ ) изменяются в широких пределах. Для валовых проб пород величины  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{T=520}$ ,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{T=520}$  и  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{T=520}$  лежат в интервалах: 17.4–19.8, 15.5–15.8 и 37.0–39.0 соответственно. Близким масштабом вариаций характеризуется и изотопный состав Pb в метаморфогенном пирите:  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{T=520}$  — от 17.4 до 19.1,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{T=520}$  — от 15.4 до 15.7 и для  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{T=520}$  — от 37.3 до 39.4. Следует отметить, что в двух пробах (BD-MR-44 — валовая проба известняков мариинской свиты и BD-VJ-66 — метаморфогенный пирит из углеродистого сланца бужуихтинской свиты) изотопный состав Pb после коррекции на 520 млн лет оказался аномальным по содержанию радиогенного изотопа  $^{206}\text{Pb}$ . Для данных образцов были получены резко отрицательные значения модельного Pb-Pb возраста (–500 и –165 млн лет соответственно), что может свидетельствовать о нарушении

**Таблица 6.** Результаты изучения U-Th-Pb изотопной системы в метаморфогенном пирите и в метасадочных породах Бодайбинской зоны Байкало-Патомского пояса

Номер образца	Характеристика	Свита	Pb, мкг/г	Th, мкг/г	U, мкг/г	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
BD-IL-13	Метаспесчаники, валовая проба	il	4.4	5.48	1.02	18.9829	15.5737	39.2708
BD-Kv-27	Полимиктовые метаспесчаники, валовая проба	dg	9.08	5.36	1.05	18.7195	15.5816	38.9303
BD-Kv-134	Алевролитистые сланцы, пирит	То же	39	0.86	0.35	17.4112	15.4360	37.3147
BD-Kv-44	Полимиктовые метагравелиты, пирит	an	22	0.73	0.31	17.9871	15.5711	38.0662
BD-An-120	Метаспесчаники, валовая проба	То же	7.46	11.25	1.7	18.8058	15.6104	39.6187
BD-An-120	То же, пирит	»	10	0.73	0.20	18.0190	15.5531	38.2767
VCH-12/16	Углородистые алевролитистые сланцы, валовая проба	vc	64	11	3	18.8561	15.6919	38.6880
VCH-12/16	То же, пирит	То же	50	5.1	1.0	18.6245	15.6710	38.5504
KP-173	Метаспесчаники, пирит	»	6.6	1.4	0.43	18.7439	15.6782	38.8750
BD-VL-97	Углородистые сланцы, валовая проба	au	11.1	4.91	1.07	19.2110	15.6659	39.4095
BD-VL-97	То же, пирит	То же	26	6.0	1.3	18.5716	15.6285	38.6480
HM-50/12	То же	hm	21	2.8	1.2	18.2795	15.5963	38.4234
BD-VJ-66	Углородистые глинистые сланцы, валовая проба	bz	14.1	15	4.76	20.7135	15.7913	40.3842
BD-VJ-64	То же, пирит	То же	37	0.65	0.18	19.1736	15.7072	39.3398
BD-MR-44	Известняки, валовая проба	mg	6.8	0.76	1.12	20.8237	15.8303	39.0533
BD-BG-37	То же	bg	22	2.18	0.63	18.9437	15.7056	39.1321

Примечание. В таблице приведены измеренные значения изотопных отношений Pb. Содержание Pb, U и Th определены методом ICP-MS с погрешностью  $\pm 3\%$  (2SD). Пояснения к условным обозначениям свит даны на рис. 2 и в табл. 3.

в них замкнутости U-Th-Pb изотопной системы в постметаморфический период времени. Учитывая это обстоятельство, полученные по образцам результаты при дальнейшем обсуждении Pb-Pb данных нами не принимались во внимание. Исключение проб с аномальным изотопным составом Pb приводит к некоторому уменьшению масштаба вариаций изотопных отношений  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{T=520}$  и  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{T=520}$  как в породах (17.4–18.8 и 15.49–15.70), так и в пирите (17.4–18.4 и 15.43–15.66). Величины коэффициента вариации ( $v$ , %) изотопных отношений  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{T=520}$ ,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{T=520}$  и  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{T=520}$ , рассчитанные для всей совокупности изученных образцов пород и пирита, составляют:  $v_{6/4} = 2.7\%$ ,  $v_{7/4} = 0.5\%$  и  $v_{8/4} = 1.8\%$  соответственно. Из приведенных оценок хорошо видно, что фиксируемые вариации, по-прежнему, остаются весьма значительными и на 1–2 порядка превышают аналитическую погрешность ( $\pm 0.03\%$ ).

К возможным причинам, определяющим разброс значений изотопных отношений Pb в метаосадочных породах, можно отнести неучтенную радиогенную добавку изотопов  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$  и в меньшей степени  $^{207}\text{Pb}$ , накопленных *in situ* до момента метаморфического преобразования метаосадков. Особенно это актуально для наиболее древних пород баллаганакской серии, отложение которых было оторвано по времени от метаморфизма более чем на 200 млн лет. Для оценки возможного вклада неучтенной радиогенной составляющей в вариациях изотопных отношений Pb были построены корреляционные  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

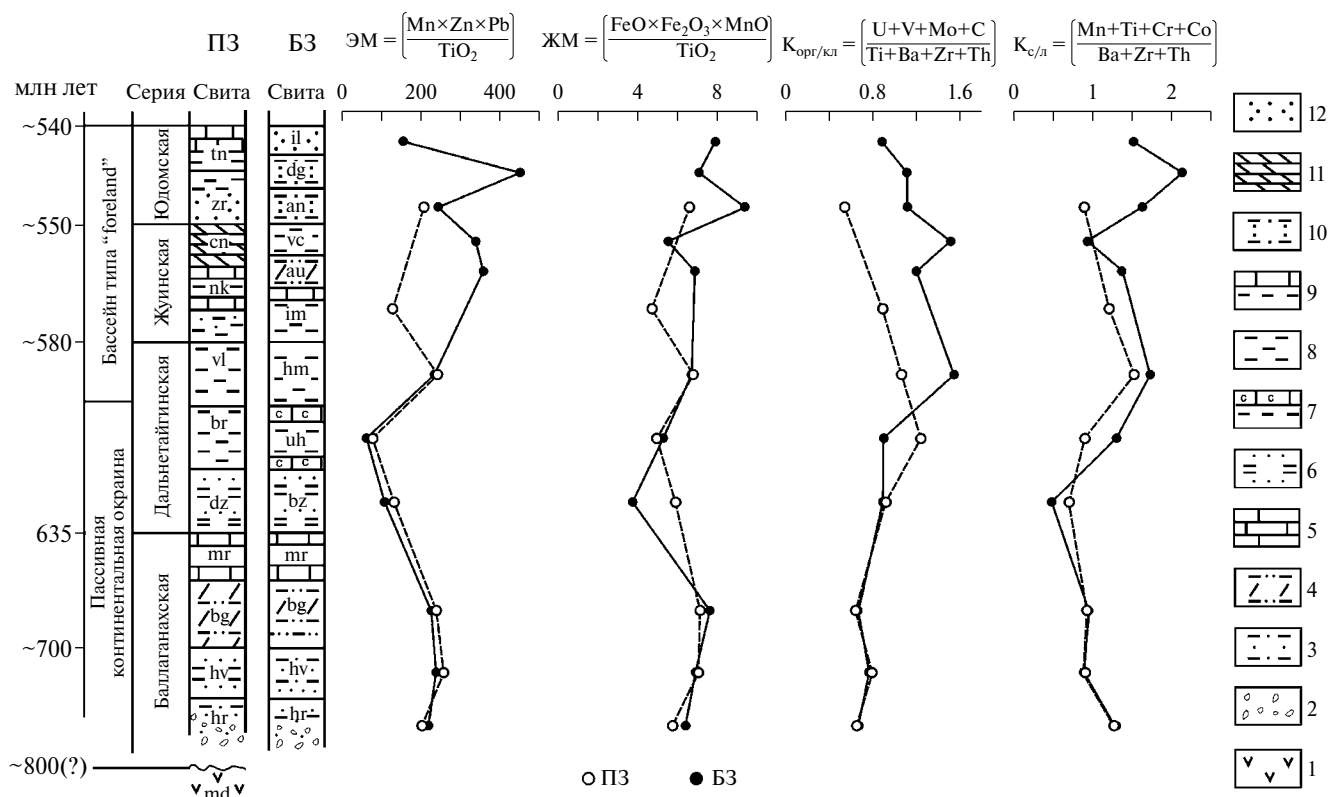
диаграммы (в статье не приводятся). На этих U–Pb диаграммах нет сколько-нибудь значимых линейных зависимостей в расположении точек. Значения коэффициента корреляции ( $R^2$ ) во всех случаях оказались меньше 0.2. При этом разброс точек, оцениваемый по величине среднего квадрата взвешенных отклонений (СКВО), на графиках относительно аппроксимирующих их линий весьма велик (СКВО > 1000). В случае Th–Pb диаграммы устанавливается слабая отрицательная корреляционная зависимость ( $R^2 = 0.7$ ) при значительном разбросе точек (СКВО = 3000). Проведенные численные оценки позволяют заключить, что вариации изотопных отношений  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{T=520}$ ,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{T=520}$  и  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{T=520}$  в породах обусловлены, главным образом, исходной их неоднородностью по изотопному составу Pb.

#### ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ В МЕТАМОРФОГЕННОМ ПИРИТЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД БОДАЙБИНСКОЙ ЗОНЫ БПП

Изотопный состав серы проанализирован в 10 образцах метаморфогенного пирита, который был отобран из отложений дальнетайгинской (2 пробы) и жуинской (4 пробы) серий патомского комплекса, а также юдомской серии (4 пробы). По изотопному составу серы пирит оказался весьма неоднороден. Величина  $\delta^{34}\text{S}$  изменяется в широких пределах от +10.9 до –15.5‰ (табл. 7). При этом максимальные значения  $\delta^{34}\text{S}$  (+10.9 и +3.4) получены для пирита из метаосадочных пород дальнетайгинской серии, тогда как в отложениях

**Таблица 7.** Изотопный состав серы в метаморфогенном пирите из метаосадочных пород Бодайбинской зоны Байкало-Патомского пояса

Номер образца	Характеристика породы	Свита	$\delta^{34}\text{S}$
BD-Kv-27	Полимиктовые метапесчаники	dg	–8.86
BD-Kv-134	Алевролитистые сланцы	То же	–15.49
BD-Kv-44	Полимиктовые метагравелиты	an	–7.12
BD-An-120	Метапесчаники	То же	–5.15
VCH-12/16	Углеродистые алевролитистые сланцы	vc	–7.85
KP-173	Метапесчаники	То же	–4.77
KP-39	Углеродистые алевролитистые сланцы	au	–1.90
BD-VL-97	То же	То же	–1.03
50a-12	»	hm	+3.44
BD-BJ-64	Углеродистые глинистые сланцы	bz	+10.86



**Рис. 2.** Вариации геохимических характеристик в разрезах неопротерозойских метасадочных пород Патомской (ПЗ) и Бодайбинской (БЗ) структурно-фациальных зон Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье). Стратиграфические колонки для метасадочных пород изученных разрезов составлены по (Чумаков и др., 2007; Немеров и др., 2010), с изменениями. Возрастные границы стратиграфических комплексов показаны по (Melezhik et al., 2009; Чумаков и др., 2011; Powerman et al., 2015; Покровский, Буякайте, 2015).

1 – вулканогенно-осадочные породы; 2 – гравелиты и конгломераты; 3 – переслаивание полимиктовых песчаников с филлитовидными сланцами; 4 – известковистые олигомиктовые и аркозовые песчаники с горизонтами черных сланцев; 5 – плитчатые слоистые известняки; 6 – чередование горизонтов кварцевых песчаников с глинистыми и алевролитистыми черными сланцами; 7 – углеродистые биогенные известняки с прослоями черных сланцев; 8 – тонкоритмичные отложения углеродистых глинистых и алевролитистых сланцев с горизонтами песчаников; 9 – известково-слистистые сланцы и мергели; 10 – полимиктовые и аркозовые песчаники с горизонтами сланцев; 11 – строматолитовые и оолитовые известняки; 12 – аркозовые песчаники.

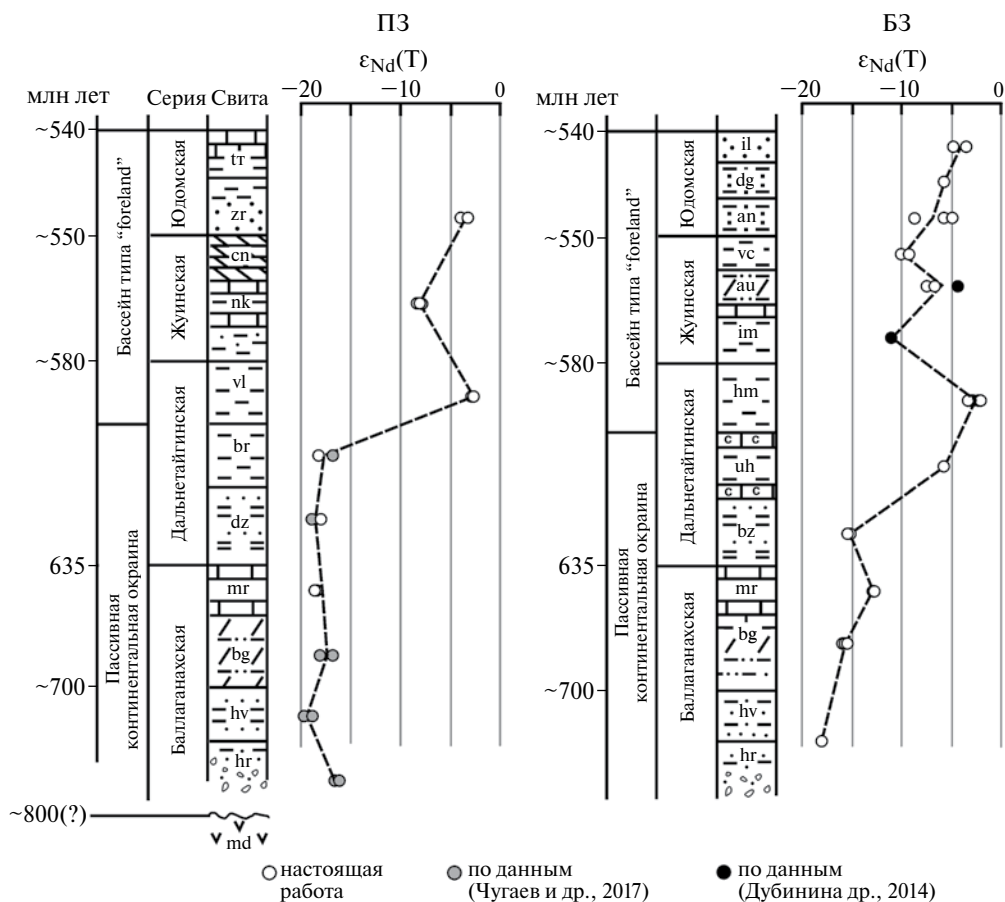
Обозначения свит: md – медвежевская; hr – харлухтахская; hv – хайвергинская; bg – бугарихтинская; mg – мариинская (бодайбокская); bz – бужуихтинская; dz – джемуканская; uh – ухаханская; br – баракунская; hm – хомолхинская; vl – валюхтинская; im – имняхская; nk – никольская; sp – ченченская; au – аунакитская; vc – вачская; an – анангрская; dg – догалдынская; il – илигирская; zr – жербинская; tn – тинновская.

догалдынской свиты юдомской серии пирит обладает наиболее легким изотопным составом серы (δ<sup>34</sup>S = -8.9 и -15.5).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные выше результаты исследований показывают, что породы, слагающие метасадочные толщи Патомской и Бодайбинской структурно-фациальных зон, весьма неоднородны по своим геохимическим и изотопно-геохимическим характеристикам. На рис. 2, 3 и 4 представлены графики изменчивости величин изученных

нами геохимических параметров и изотопного состава Nd, Pb и S изученных проб пород в зависимости от положения последних в разрезе. Как можно видеть, при таком рассмотрении в фиксируемых вариациях обнаруживаются отчетливые закономерности. Прежде всего, обращает на себя внимание весьма сходный характер изменения величин ЭМ- и ЖМ-модулей и элементных индикаторов для одних и тех же серий рассматриваемых зон (рис. 2). Для обеих зон характерно однонаправленное изменение по разрезу величины ε<sub>Nd</sub>(T) (рис. 3), величин изотопных отношений свинца и δ<sup>34</sup>S (рис. 4). Рассмотрим обнаруженные закономерные вариации более подробно.



**Рис. 3.** Изменение величины  $\epsilon_{Nd}(T)$  в неопротерозойских метаосадочных породах Патомской (ПЗ) и Бодайбинской (БЗ) структурно-фациальных зон Байкало-Патомского пояса. Пояснения к условным обозначениям см. на рис. 2.

*Вариации геохимических параметров и  $\epsilon_{Nd}(T)$  в метаосадочных породах Патомской и Бодайбинской структурно-фациальных зон*

**Баллаганахская серия.** Породы баллаганахской серии Патомской и Бодайбинской зоны весьма близки по значениям геохимических модулей и элементным индикаторам. При этом характер их изменения в изученных разрезах идентичен (рис. 2). Отчетливое сходство между породами баллаганахской серии Патомской и Бодайбинской зон обнаруживается и по величинам начального отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Для терригенных отложений баллаганахской серии типичны очень низкие значения  $\epsilon_{Nd}(T)$ , находящиеся в интервале от  $-19.9$  до  $-12.7$  (рис. 3). Эти особенности в целом свидетельствуют о близких условиях осадконакопления при формировании толщ баллаганахской серии в Патомской и Бодайбинской зонах и о поступлении кластогенного материала из одного достаточно однородного по своим геохимическим и изотопным характеристикам источника (области сноса). Полученные оценки  $\epsilon_{Nd}(T)$  ( $-19.9 \dots -12.7$ ),

а также величины Nd-модельных возрастов ( $T(\text{DM}) = 3.1-2.2$  млрд лет) дают основание заключить, что терригенная составляющая пород баллаганахской серии была образована за счет разрушения древней (раннедокембрийской) континентальной коры.

Согласно палеотектоническим реконструкциям, отложение пород нижней части патомского комплекса происходило в открытом морском бассейне в палеорифтовых прогибах, сформированных на континентальной окраине Сибирского кратона (Немеров и др., 2010; Гладкочуб и др., 2013). В таких условиях, по мнению большинства исследователей, основной областью сноса являлся Сибирский кратон, а источниками терригенного материала, поступавшего в это время в морской палеобассейн, — древние раннедокембрийские породы фундамента. В пользу этого свидетельствуют результаты относительно недавно выполненных U-Pb исследований детритовых цирконов из неопротерозойских осадочных толщ БПП. Согласно опубликованным данным, для пород нижних стратиграфических горизонтов характерны популяции

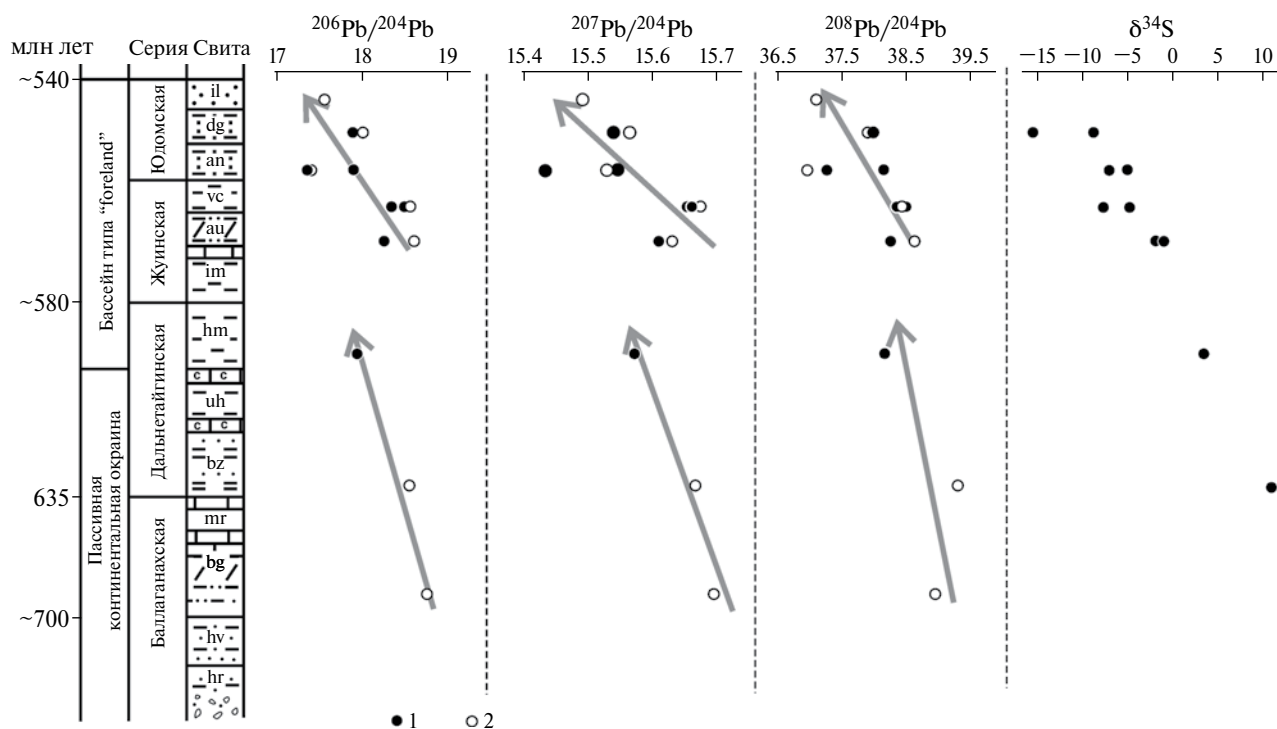


Рис. 4. Вариации изотопного состава Pb и величины  $\delta^{34}\text{S}$  в метаморфогенном пирите (1) и в метаосадочных породах (2) разреза Бодайбинской зоны Байкало-Патомского пояса. Пояснения к условным обозначениям см. на рис. 2.

цирконов раннедокембрийского возраста с пиками U-Pb датировок около 2.7, 2.0 и 1.85 млрд лет (Гладкочуб и др., 2013; Powerman et al., 2015). Установленные группы цирконов по возрасту коррелируют с известными эпохами магматической активности, проявленной в раннедокембрийское время в пределах Сибирского кратона (Poller et al., 2005; Rojas-Agramonte et al., 2011; Ларин, 2011). Нельзя не отметить, что потенциальным источником кластогенного материала могли также являться стратиграфически лежащие ниже раннедокембрийские метаосадочные породы кевактинской серии, распространенные в пределах БПП. На такую возможность указывает сходство величин ЭМ-модуля и возрастных популяций детритовых цирконов в осадочных породах баллаганахской серии и пурпольской свиты (Powerman et al., 2015; Будяк и др., 2016).

#### Дальнетайгинская серия

Вариации геохимических и изотопно-геохимических параметров пород дальнетайгинской серии носят более сложный характер. Фиксируемые для них диапазоны значений заметно шире, чем для осадочных толщ баллаганахской серии. При этом характер распределения величин одних и тех же параметров в разрезах дальнетайгинской серии Патомской и Бодайбинской зон в целом схож (рис. 2,

3). Общей чертой для отложений основания дальнетайгинской серии (бужуихтинская свита) является высокий уровень содержания Ba (от 500 до 2200, в среднем ~1700 г/т), Sr (до 3000, в среднем 840 г/т) U (от 4 до 18, в среднем 7.1 г/т), Th (от 2 до 16, в среднем 6.2 г/т) и крайне низкие концентрации Mn (в 3 раза ниже кларковых). В изученных разрезах также контрастными по ряду геохимических параметров являются отложения валюхтинской и хомолхинской свит, часто рассматриваемые как стратиграфические аналоги друг друга. Они отличаются от нижележащих пород дальнетайгинской серии высокими концентрациями элементов халько-siderофильной (Mn, Co, Ni, Zn, Cu) и органофильной групп (V, Mo и др.). Кроме того, для них устанавливаются максимальные значения ЭМ- и ЖМ-модулей,  $K_{c/d}$ , а также  $\epsilon_{Nd}(T)$ . Наиболее контрастно указанные различия проявляются по величинам ЭМ-модуля и  $\epsilon_{Nd}(T)$ . Так, например, отложения джемкуканской и баракунской свит разреза Патомской зоны характеризуются существенно меньшими величинами этих параметров ( $\text{ЭМ} = 79-132$ ,  $\epsilon_{Nd}(T) = -19.0$  и  $-16.9$ ) по сравнению с таковыми в отложениях валюхтинской свиты ( $\text{ЭМ} = 237$ ,  $\epsilon_{Nd}(T) = -3.0$ ). В случае Бодайбинской зоны контрастность отложений дальнетайгинской серии по величине ЭМ-модуля сохраняется. Однако вариации  $\epsilon_{Nd}(T)$  в разрезе носят

несколько иной характер. Обнаруживается постепенное увеличение  $\epsilon_{Nd}(T)$  вверх по разрезу от  $-15.0$  в бужихтинской свите до  $-5.7$  в угаханской свите и, наконец, максимальные значения (вплоть до  $-2.1$ ) достигаются в породах хомолхинской свиты.

Проявленная контрастность геохимических характеристик валюхтинской и хомолхинской свит свидетельствует о смене (достаточно резкой в случае Патомской структурно-фациальной зоны) условий формирования осадков в палеобассейне и, учитывая значения  $\epsilon_{Nd}(T)$ , о появлении нового источника кластогенного материала. Характер изменения величин  $\epsilon_{Nd}(T)$  в породах дальнетайгинской серии, а также омоложение Nd-модельных возрастов (вплоть до 1.6 млрд лет) позволяют заключить, что данный источник представлял собой новообразованную континентальную кору, предположительно, неопротерозойского возраста. В пользу такой интерпретации Sm-Nd данных свидетельствуют результаты U-Pb изучения детритовых цирконов из метаосадочных пород дальнетайгинской серии. Согласно опубликованным U-Pb датировкам, в отложениях валюхтинской и хомолхинской свиты, в отличие от нижележащих пород, наряду с раннедокембрийскими цирконами присутствуют также популяции неопротерозойских цирконов с возрастными от 950 до 600 млн лет (Юдовская и др., 2011; Чумаков и др., 2013; Powerman et al., 2015). Наличие неопротерозойских цирконов в метаосадках, образующих верхнюю часть разреза, рассматривается рядом исследователей как признак сокращения площади Палеоазиатского океана и смены условий осадконакопления с режима открытого океанического бассейна на бассейн типа “форланд” (Гладкочуб и др., 2013; Powerman et al., 2015 и др.). Формирование бассейна типа “форланд” в позднеэдиакарское время связывают с началом этапа причленения к Сибирскому кратону целого ряда микроконтинентов и островных дуг, которые могли являться дополнительными областями сноса кластогенного материала, включая цирконы неопротерозойского возраста. К одной из таких потенциальных областей относят Байкало-Муйский террейн, который в современных координатах с юга ограничивает Бодайбинскую зону БПП (Powerman et al., 2015; Чугаев и др., 2017 и др.). Байкало-Муйский террейн является в настоящее время одним из крупных структурных элементов Центрально-Азиатского пояса. Он представляет собой сложно построенный террейн аккреционно-коллизийного типа. В его составе присутствуют блоки новообразованной коры неопротерозойского возраста (островодужные и офиолитовые комплексы пород) и блоки протерозойской сиалической коры, многократно переработанной в байкальскую эпоху тектогенеза (Ярмолюк и др., 2012).

Можно предположить, что на момент времени формирования осадочных толщ валюхтинской и хомолхинской свит в процессы осадконакопления активно вовлекался терригенный материал, образованный за счет разрушения пород вулканоплутонических комплексов Байкало-Муйского террейна. Это позволяет объяснить не только присутствие в породах изученных свит неопротерозойских цирконов, но и высокое значение  $\epsilon_{Nd}(T)$  и повышенные по сравнению с нижележащими отложениями содержания элементов халькофильной и сидерофильной групп (Mn, Co, Ni, Zn, Cu и др.). В свою очередь, наблюдаемые некоторые отличия в распределении геохимических и изотопно-геохимических параметров в разрезах дальнетайгинской серии Патомской и Бодайбинской зон, по-видимому, обусловлены их разной удаленностью от новой области сноса терригенного материала — Байкало-Муйского террейна. Наибольший вклад источника в формировании пород дальнетайгинской серии устанавливается для Бодайбинской зоны. На это указывает постепенное увеличение  $\epsilon_{Nd}(T)$  вверх по разрезу и достижение максимального ( $\epsilon_{Nd}(T) = -2.1$ ) значения параметра в породах хомолхинской свиты. Напротив, для нижней и средней частей разреза дальнетайгинской серии Патомской зоны характерны низкие значения  $\epsilon_{Nd}(T) = -19.0 - -16.9$ , и только лишь в вышележащих породах валюхтинской свиты  $\epsilon_{Nd}(T)$  составляет  $-3.0$ . Отмеченные особенности свидетельствуют о большей удаленности области осадконакопления Патомской зоны от нового источника сноса. В свою очередь, резкое изменение  $\epsilon_{Nd}(T)$  для валюхтинской свиты позволяет предположить наличие естественного барьера (например, выступа фундамента), препятствовавшего поступлению кластогенного материала нового (неопротерозойского) источника в Патомскую зону на протяжении временного интервала, отвечающего формированию осадочной толщи баракунской свиты.

#### *Жуинская и юдомская серии*

При рассмотрении результатов геохимического изучения вышележащих пород жуинской и юдомской серий обнаруживаются определенные различия между Патомской и Бодайбинской зонами. Начиная с уровня никольской/аунакитской свит, отложения этих структурно-фациальных зон отличаются как по характеру распределения, так и по абсолютным значениям геохимических параметров. В Бодайбинской зоне терригенные породы позднеэдиакарского возраста обладают более высокими величинами ЭМ- и ЖМ-модулей и индикаторов  $K_{орг/кл}$  и  $K_{с/л}$ . При этом наблюдается закономерное уменьшение  $K_{орг/кл}$  и  $K_{с/л}$  вверх по разрезу в отложениях Патомской зоны, тогда как для Бодайбинской зоны тренды геохимических индикаторов разнонаправлены и осложнены

существенной дисперсией значений. Фиксируемые особенности распределения величин элементных индикаторов и, отчасти, ЭМ-модуля для позднеэдиакарских отложений изученных зон во многом определяются влиянием такого фактора, как наличие в породах органического вещества. Широкое распространение в Бодайбинской зоне углеродсодержащих пород, в которых содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  может достигать 10 мас. % (вачская свита), позволяет объяснить повышенные концентрации в этих породах таких органфильных элементов, как V, U, Zn, Pb, Mo (соответственно и высокие значения  $\text{K}_{\text{орг/кл}}$ ) по сравнению с аналогичными отложениями Патомской зоны. В свою очередь, наблюдаемые различия терригенных пород Патомской и Бодайбинской зон по содержанию сидерофильных элементов, что отражено в величинах элементного индикатора  $\text{K}_{\text{с/л}}$ , вероятнее всего, обусловлено разным вкладом неопротерозойского источника кластогенного материала при формировании осадочных толщ в этих зонах (рис. 2). Это предположение поддерживается как полученными в настоящей работе Sm-Nd данными (табл. 3), так и результатами U-Pb датирования детритовых цирконов позднеэдиакарских метаосадков, в которых, как было установлено, присутствуют несколько популяций цирконов с неопротерозойским возрастом (Powerman et al., 2015).

Особенностью пород нижней части разреза жуинской серии для обеих структурно-фациальных зон является резкое снижение значений  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  до  $-8.8$  в Патомской зоне и до  $-10.9$  в Бодайбинской зоне (Дубинина и др., 2014) по сравнению с ниже лежащими породами дальнетайгинской серии, что указывает на увеличение доли кластогенного материала, поступавшего с Сибирского кратона. При этом для наиболее детально изученных нами позднеэдиакарских отложений Бодайбинской зоны отчетливо проявлен тренд, выражающийся в закономерном увеличении  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  вверх по разрезу (рис. 3). Данный факт можно объяснить постепенным возрастанием роли вещества новообразованной неопротерозойской коры в процессе накопления осадочных толщ жуинской и юдомской серий.

Таким образом, геохимические и изотопно-геохимические характеристики позднеэдиакарских пород отражают различия в условиях осадконакопления в Патомской и Бодайбинской зонах. Этот вывод согласуется с палеореконструкциями тектонического развития региона на этот период времени (Немеров и др., 2010). Предполагается, что формирование осадочных толщ жуинской и юдомской серий (так же как и пород верхних отложений дальнетайгинской серии) происходило в палеобассейне типа “форланд”. Однако на этом этапе геотектонической эволюции в палеобассейне возникли частично изолированные участки, различающиеся по глубине и гидродинамическому режиму,

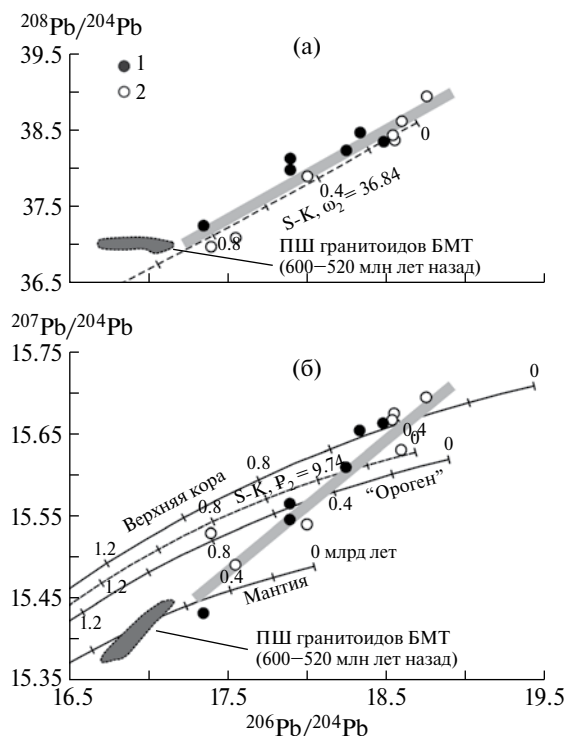
что и определило появление фациальных зон, отличающихся по условиям осадконакопления.

#### *Вариации изотопного состава свинца и серы в метаосадочных породах Бодайбинской зоны*

**Изотопный состав свинца.** При обсуждении вопросов, касающихся идентификации источников кластогенного материала, а также геохимических условий формирования неопротерозойских осадочных толщ БПП, определенным интерес представляют результаты изучения изотопного состава Pb и S, полученные нами для валовых проб пород и метаморфогенного пирита из терригенно-карбонатных отложений Бодайбинской зоны.

В отличие от Sm-Nd изотопной системы, U-Th-Pb изотопная система осадочных образований, как было отмечено выше, отличается меньшей устойчивостью к воздействию постседиментационных процессов. Это необходимо принимать во внимание при интерпретации результатов изучения изотопного состава Pb в валовых пробах горных пород. Важно, что для метаосадочных пород невозможно получить надежные Pb-Pb изотопные характеристики, которые отвечали бы дометаморфическому этапу их формирования. Учитывая это, на корреляционных диаграммах, с помощью которых анализируются полученные Pb-Pb данные, приведены величины изотопных отношений Pb валовых проб пород, а также метаморфогенного пирита, скорректированные на время развития метаморфических процессов в регионе, т.е. на 520 млн лет назад.

На рисунке 4 показано распределение изотопного состава Pb в разрезе неопротерозойских метаосадочных толщ Бодайбинской зоны. Из приведенных на графике Pb-Pb данных видно, что отчетливых зависимостей в вариациях всех трех изотопных отношений Pb не устанавливается. Однако, несмотря на существенную дисперсию значений, можно выделить по крайней мере два основных тренда изотопного состава Pb. Эти тренды имеют одинаковую направленность, выражающуюся в уменьшении содержания радиогенной составляющей в свинце вверх по разрезу. Первый тренд объединяет точки пород и пирита из баллаганакской и дальнетайгинской серий, а второй – жуинской и юдомской серий. Наименее радиогенный изотопный состав Pb устанавливается в пирите хомолхинской свиты дальнетайгинской серии и метаморфогенных образованиях юдомской серии. Общая направленность трендов изотопного состава Pb в разрезе Бодайбинской зоны согласуется с описанным выше характером изменения  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  в этом же разрезе. Это позволяет предположить, что основной причиной возникновения трендов является поступление свинца, содержащегося в кластогенном материале, в палеобассейн из двух источников, роль которых могла меняться в процессе



**Рис 5.** Изотопные Pb–Pb диаграммы для метаморфогенного пирита (1) и валовых проб метаосадочных пород (2) разреза Бодайбинской зоны Байкало-Патомского пояса.

Значения изотопных отношений Pb для изученных образцов пирита и валовых проб метаосадочных пород приведены на возраст метаморфизма 520 млн лет назад.

Пунктирная линия – среднекоревая эволюционная кривая, по (Stacey, Kramers, 1975), сплошные линии – модельные кривые эволюции изотопного состава Pb в глобальных геохимических резервуарах Земли “мантийного”, “орогенного” и “верхнекоревого” типов, по (Doe, Zartman, 1979). Серым цветом показаны тренды изотопного состава Pb метаморфогенного пирита и валовых проб метаосадочных пород. Темно-серым цветом оконтурены поля изотопного состава Pb полевых шпатов протерозойских гранитоидных пород Южно-Муйской глыбы Байкало-Муйского пояса (неопубликованные данные авторов). Приведенные значения отвечают возрастному интервалу 600–520 млн лет назад.

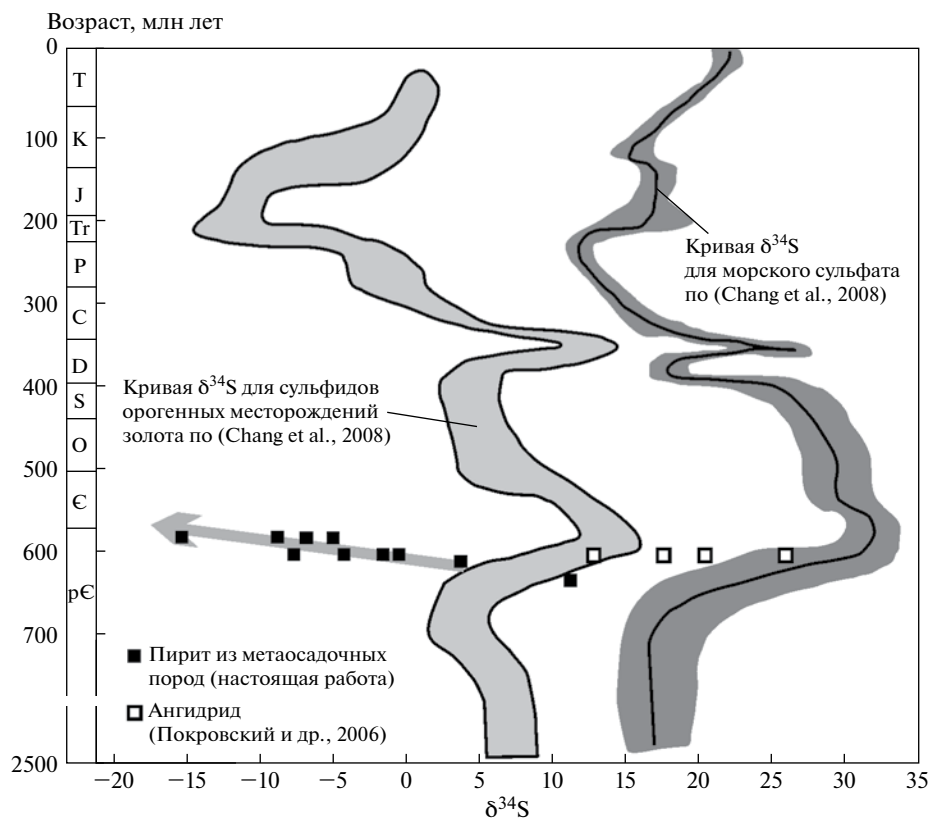
образования осадочных толщ Бодайбинской зоны. Для идентификации природы источников были использованы Pb–Pb корреляционные диаграммы с кривыми, описывающими эволюцию изотопного состава Pb в различных глобальных геохимических резервуарах Земли (рис. 5).

На обеих диаграммах точки изотопного состава Pb валовых проб пород и метаморфогенного пирита образуют значительные по протяженности тренды, интерпретируемые нами как тренды смешения. Положение точек на графике в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  дает основание заключить,

что главными источниками свинца в осадочных толщах являлись резервуары “верхнекоревого” и “мантийного” типов. Учитывая имеющиеся геологические данные, а также результаты Sm–Nd изучения пород и U–Pb датирования детритовых цирконов, источником “верхнекоревого” Pb, вероятней всего, выступали раннедокембрийские породы, слагающие континентальную кору Сибирского кратона. Второй источник по своим Pb–Pb изотопно-геохимическим характеристикам можно соотносить с новообразованной континентальной корой неопротерозойского возраста, в строении которой существенную роль играли породы мантийного происхождения. Как уже было отмечено выше, возможной областью сноса кластогенного материала в позднеэдиакарское время мог являться Байкало–Муйский террейн (Powerman et al., 2015; Чугаев и др., 2017 и др.). В его пределах широко распространены породы неопротерозойских вулканоплутонических комплексов, в петрогенезисе которых высока роль мантийного источника вещества (Рыцк и др., 2011 и др.). Чтобы проверить данное предположение, на Pb–Pb диаграммы были вынесены области значений изотопного состава Pb полевых шпатов неопротерозойских гранитоидов, локализованных на северо-востоке данного террейна в районе Южно-Муйской глыбы (неопубликованные данные авторов). Оконтуренные области на рис. 5 соответствуют значениям изотопных отношений Pb в полевых шпатах, скорректированных на период времени от 600 до 520 млн лет назад. Нахождение этих областей на нижнем продолжении обоих трендов свидетельствует в пользу того, что породы Байкало–Муйского террейна являлись одним из вероятных источников кластогенного материала, принимавшего участие в формировании осадочных толщ Бодайбинской зоны и, возможно, Патомской зоны.

**Изотопный состав серы.** В изученных неопротерозойских метаосадочных толщах Бодайбинской зоны пирит присутствует в отложениях не всех свит, что не позволяет с необходимой детальностью проследить изменение изотопного состава серы в стратиграфическом разрезе. Тем не менее полученные данные показывают закономерное изотопное облегчение серы в пирите от более древних отложений к более молодым (рис. 4). Для пирита пород дальнетайгинской серии (635–600 млн лет) характерны положительные величины  $\delta^{34}\text{S}$ , а для пирита жуинской и юдомской серий величины  $\delta^{34}\text{S}$  являются отрицательными, вплоть до значения  $-15.5\text{‰}$ .

Пирит в разновозрастных отложениях, как правило, отражает вариации величин  $\delta^{34}\text{S}$  морского сульфата, если формирование пирита протекало в равновесии с сульфатом морской воды. Величина изотопного сдвига серы осадочного пирита относительно сульфата контролируется рядом факторов (условия и скорость анаэробного восстановления сульфата, концентрация сульфата в воде и т.д.). Однако



**Рис. 6.** Сопоставление  $\delta^{34}\text{S}$  пиритов из метаосадочных пород Бодайбинской зоны Байкало-Патомского пояса с кривыми эволюции изотопного состава серы в морских сульфатах и в сульфидах из орогенных месторождений золота, по (Chang et al., 2008).

в целом вариации величин  $\delta^{34}\text{S}$  осадочного пирита повторяют вариации  $\delta^{34}\text{S}$  морского сульфата в геологической истории Земли (Canfield, Raiswell, 1999; Canfield, Farquhar, 2009; Algeo et al., 2015 и многие другие работы). На рисунке 6 полученные данные для метаморфизованных осадочных пород Бодайбинской серии сопоставлены с вариациями изотопного состава серы в пирите, проявленном в орогенных месторождениях золота мира (согласно, Chang et al., 2008). Для сульфидов морского генезиса в эдиакарское время наблюдается широкий диапазон вариаций величин  $\delta^{34}\text{S}$  (от +2‰ до +15‰). Именно в этот диапазон попадают образцы пирита из отложений дальнетайгинской серии. Однако величины  $\delta^{34}\text{S}$  пирита остальных вышележащих пород Бодайбинской зоны обеднены изотопом  $^{34}\text{S}$  относительно одновозрастного осадочного пирита.

Аналогичное изотопное облегчение серы было установлено для сульфатной серы – ангидрита из отложений торгинской свиты, являющейся стратиграфическим аналогом никольской свиты (Покровский и др., 2006). Величины  $\delta^{34}\text{S}$  ангидрита варьируют от +12 до +26‰, и только одна проба, имеющая максимальную величину  $\delta^{34}\text{S}$  (+26.2‰), соответствует позднедокембрийскому морскому сульфату, остальные – значительно обеднены тяжелым изотопом

серы относительно морского сульфата данного времени. Отрицательные экскурсы величины  $\delta^{34}\text{S}$  от эволюционных кривых в сульфидах и сульфатах осадочных толщ изученного региона, по-видимому, отражают изменение условий осадконакопления на рубеже 600–580 млн лет. Вполне вероятно, что с этого времени в регионе был сформирован бассейн закрытого типа, для которого была свойственна собственная эволюция изотопных параметров растворенного сульфата, например, за счет активного сноса терригенного материала при денудации Сибирского кратона. Вместе с разрушающимися породами в бассейн поступали продукты окисления пирита, содержащие изотопно-легкую серу, что привело к изотопному облегчению сульфата, и, следовательно, осадочного пирита.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Непротерозойские метаосадочные породы, распространенные в пределах Патомской и Бодайбинской структурно-фациальных зон БПП, весьма неоднородны по своим изотопным (Sm-Nd, Pb-Pb и  $\delta^{34}\text{S}$ ) и геохимическим характеристикам. При этом обнаруживаются вполне определенные закономерности в изменении этих характеристик в изученных разрезах толщ.

Важной особенностью пород, формирование которых происходило на раннем (750(?)–635 млн лет назад) этапе в условиях открытого морского бассейна, являются относительно низкие значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  (–19.9 ... –12.7), что указывает на участие в процессах осадконакопления вещества древней (раннедокембрийской) континентальной коры (рис. 7). С учетом ранее опубликованных результатов U-Pb геохронологического изучения детритовых цирконов из осадочных толщ БПП (Юдовская и др., 2011; Гладкочуб и др., 2013; Powerman et al., 2015), наиболее вероятно, что основной областью сноса кластогенного материала в этот период времени являлся Сибирский кратон. Этот вывод поддерживается также и Pb-Pb данными, полученными нами для пород и метаморфогенного пирита из разреза метаосадочных отложений Бодайбинской зоны, – свинец, содержащийся в породах нижней части патомского комплекса, имел верхнекоровое происхождение. Близость величин геохимических параметров для разновозрастных отложений Патомской и Бодайбинской зон, а также практически идентичный характер их вариаций в разрезах свидетельствуют о том, что формирование осадочных толщ в этих зонах

происходило в сходных условиях при доминировании одного источника сноса.

Существенное изменение условий осадконакопления фиксируется для стратиграфического уровня, отвечающего валюхтинской (Патомская зона) и хомолхинской (Бодайбинская зона) свитам (~600 млн лет назад). Слагающие их породы резко отличаются по величине  $\epsilon_{Nd}(T)$  (–3.3 ... –2.1) от нижележащих отложений, а также заметно обогащены сидерофильными элементами. Указанные факты отражают появление в это время новой области сноса терригенного материала. К этому же возрастному рубежу приурочена смена тектонического режима – формирование осадков в дальнейшем происходит уже в условиях бассейна типа “форланд”. Именно для нового этапа (580–540 млн лет назад), в течение которого образовались породы жуинской и юдомской серий, наиболее контрастно проявились фациальные различия (по геохимическим характеристикам) между отложениями Патомской и Бодайбинской зон. При этом наблюдаемые вариации  $\epsilon_{Nd}(T)$  в разрезах осадочных толщ свидетельствуют о поступлении в палеобассейн терригенного материала, как минимум из двух источников (областей сноса), роль которых в процессе осадконакопления менялась. Полученные Sm-Nd и Pb-Pb данные дают основание заключить, что на позднем этапе развития палеобассейна, наряду с Сибирским кратоном, другой вероятной областью сноса являлся Байкало-Муйский террейн (рис. 7). В пользу этого свидетельствует согласованность U-Pb датировок детритовых цирконов из эдикарских отложений и возрастов магматических пород, распространенных в пределах Байкало-Муйского террейна (Ярмолюк и др., 2012; Гладкочуб и др., 2013; Powerman et al., 2015). Формирование бассейна закрытого типа со свойственной ему эволюцией изотопных параметров растворенного сульфата нашло отражение в закономерном облегчении изотопного состава серы в пирите из отложений жуинской и юдомской серий.

Таким образом, выполненные нами детальные исследования на примере разрезов терригенно-карбонатных толщ Патомской и Бодайбинской структурно-фациальных зон позволили выявить основные закономерности в изменении геохимических и изотопно-геохимических характеристик и установить их связь с главными этапами тектонического развития осадочного бассейна в неопротерозойское время.

*Благодарности.* Авторы признательны рецензенту В.В. Ярмолюку (ИГЕМ РАН) за конструктивные замечания, которые помогли улучшить рукопись статьи. Авторы выражают благодарность за помощь в проведении работы своим коллегам Ю.О. Ларионовой и Т.И. Олейниковой (ИГЕМ РАН).

*Работа выполнена в рамках плана исследований по гранту Российского научного фонда (РНФ) № 16-17-10221.*

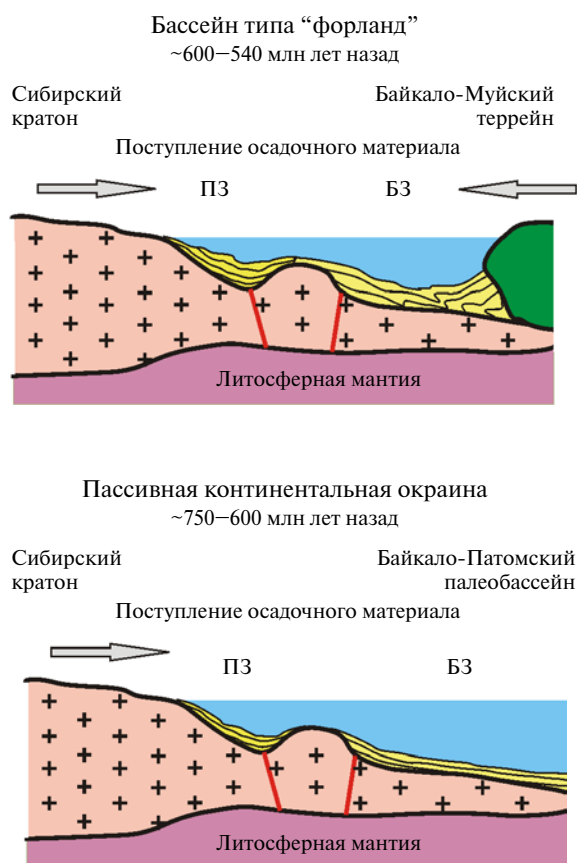


Рис. 7. Схема тектонического развития Байкало-Патомского бассейна в неопротерозойское время, по (Powerman et al., 2015), с изменениями.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г. и др. Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 528–556.
- Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 29–45.
- Будяк А.Е., Горячев Н.А., Скузоватов С.Ю. Геодинамические предпосылки формирования масштабного оруденения южного обрамления Сибирского кратона в протерозое // Докл. АН. 2016. Т. 470. № 5. С. 562–565.
- Будяк А.Е., Паршин А.В., Спиридонов А.М. и др. Геохимические особенности формирования Au-U месторождений типа “несогласия” (Северное Забайкалье) // Геохимия. 2017. № 2. С. 149–160.
- Бурак В.А. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.
- Виноградов В.И., Пичугин Л.П., Быховер В.Н. и др. Изотопные признаки и время эпигенетических преобразований верхнедокембрийских отложений Уринского поднятия // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 1. С. 68–78.
- Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н., Чумаков Н.М. Новые находки ранневендских микрофоссилий в уринской свите: пересмотр возраста патомского комплекса средней Сибири // Докл. АН. 2008. Т. 419. № 6. С. 782–787.
- Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М. Ранние этапы развития Палеоазиатского океана: данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1472–1490.
- Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалитид и палеозойд складчатого обрамления Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53–70.
- Дольник Т.А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2000. С. 320.
- Дубинина Е.О., Чугаев А.В., Иконникова Т.А. и др. Источники вещества и флюидный режим формирования кварц-карбонатных жил на месторождении золота Сухой Лог, Байкало-Патомское нагорье // Петрология. 2014. Т. 22. № 4. С. 347–379.
- Зорин Ю.А., Скляр Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга – задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее – раннем палеозое // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 209–226.
- Жмодик С.М., Постников А.А., Буслов М.М., Мионов А.Г. Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизийного пояса в неопротерозое – раннем палеозое, закономерности формирования и локализации благороднометалльного оруденения // Геология и геофизика. 2006. № 1. С. 183–197.
- Журавлева З.А., Комар В.А., Чумаков Н.М. Стрoение и корреляция верхнедокембрийских отложений западной Якутии // Тр. Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР. Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. 1969. № 13. С. 53–69.
- Иванов А.И., Лившиц В.И., Перевалов О.В. и др. Докембрий Патомского нагорья. М.: Недра, 1995. 352 с.
- Кориковский С.П., Федоровский В.С. Ранний докембрий Патомского нагорья. М.: Наука, 1980. 468 с.
- Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
- Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 571–593.
- Львова Н.А. К изучению стратификации бодайбинской подсерии // Вопросы геологии и золотоносности Ленского района. Иркутск. 1969. С. 11–77.
- Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 141–155.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Мизенс Г.А. и др. Дискриминантные палеогеодинамические диаграммы для терригенных пород: опыт составления // Геохимия. 2016. № 7. С. 579–595.
- Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А. и др. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 729–747.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И. Геохимия изотопов С, О и Sg в неопротерозойских карбонатах юго-западной части Патомского палеобассейна, юг Средней Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 2. С. 159–159.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sg и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.
- Покровский Б.Г., Чумаков Н.М., Мележик В.А., Буякайте М.И. Геохимические особенности неопротерозойских “венчающих доломитов” патомского палеобассейна и проблема их генезиса // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 6. С. 644–661.
- Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.
- Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г. и др. Олокильская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические // Геотектоника. 2002. № 1. С. 29–41.
- Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.

- Семихатов М.А.* Строматолиты в стратиграфии докембрия: анализ '84 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 4. С. 3–21.
- Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А. и др.* Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 60–79.
- Хоментовский В.В.* Юдомий Сибири, венд и эдиакарская система Международной стратиграфической шкалы // Стратиграфии. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 6. С. 3–21.
- Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А. и др.* Венд Байкало-Патомского нагорья (Сибирь) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 465–484.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н.* Высокоточный изотопный анализ Pb методом многоколлекторной ICP-масс-спектрометрии с нормированием по  $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ : оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Pb // Геохимия. 2007. № 11. С. 1155–1168.
- Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В. и др.* Источники обломочного материала неопротерозойских метасадочных пород Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье) по Sm-Nd изотопным данным // Геохимия. 2017. № 1. С. 17–25.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Лебедев В.А., Еремينا А.В.* Изотопный состав свинца и происхождение четвертичных лав вулкана Эльбрус (Большой Кавказ, Россия): данные высокоточного метода MC-ICP-MS // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 20–33.
- Чумаков Н.М.* Ранневендский эпизод складкообразования в Патомской складчатой зоне: синскладчатые кластические дайки в дальнетайгинской серии, Средняя Сибирь // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24. № 32. С. 113–118.
- Чумаков Н.М., Капитонов И.Н., Семихатов М.А. и др.* Вендский возраст верхней части патомского комплекса Средней Сибири: U-Pb LA-ICPMS датировки обломочных цирконов никольской и жербинской свит // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 115–119.
- Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н.* Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 26–52.
- Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В. и др.* Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb изотопного SHRIMP-датирования аксессуарных минералов // Геология рудн. месторождений. 2011. Т. 53. № 1. С. 32–64.
- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козаков И.К. и др.* Механизмы формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2012. № 4. С. 3–27.
- Algeo T.J., Luo G.M., Song H.Y. et al.* Reconstruction of secular variation in seawater sulfate concentrations // Biogeosciences. 2015. V. 12. № 7. P. 2131–2151.
- Canfield D.E., Farquhar J.* Animal evolution, bioturbation and the sulfate concentration of the oceans // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2009. V. 106. № 20. P. 8123–8127.
- Canfield D.E., Raiswell R.* The evolution of the sulfur cycle // American Journal of Science. 1999. V. 299. № 7–9. P. 697–723.
- Chang Z., Large R.R., Maslennikov V.* Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source // Geology. 2008. V. 38. № 12. P. 971–974.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematic of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. № 3. P. 249–265.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. № 2. P. 137–150.
- Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M. et al.* Age constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from combined Sr isotopes and Pb-Pb dating of carbonates from the Baikal type section, southeastern Siberia // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 51–66.
- Melezhik V.A., Pokrovsky B.G., Fallick A.E. et al.* Constraints on  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of Late Ediacaran seawater: insight from Siberian high-Sr limestones // J. Geol. Soc. 2009. V. 166. № 1. P. 183–191.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins F.S. et al.* Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Precam. Res. 2008. V. 160. № 1–2. P. 179–210.
- Poller U., Gladkochub D., Donskaya T. et al.* Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // Precam. Res. 2005. V. 136. № 3–4. P. 353–368.
- Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N.* Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // Precambrian Res. 2015. V. 267. № 1. P. 39–71.
- Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A. et al.* Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res. 2011. V. 19 № 3. P. 751–763.
- Roser B.P., Korsch R.J.* Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using  $\text{SiO}_2$  content and  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratio // J. Geol. 1986. V. 94. P. 635–650.
- Scott R.J., Large R.R., Meffre S., Masslenikov V.V.* Structural controls on the development of the giant Sukhoi Log gold deposit, Siberia: Deformation in the Desert // Geological Society of Australia Specialist Group in Tectonics and Structural Geology Alice Springs. 2007. P. 55.
- Thirlwall M.F.* Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis // Chem. Geol. 1991. V. 94. № 2. P. 85–104.
- Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S.* New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // Chem. Geol. 2013. V. 355. P. 117–133.