

**ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЯ, ИСТОЧНИКИ КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА, ОБСТАНОВКИ
НАКОПЛЕНИЯ ГЛУБОКИНСКОЙ СВИТЫ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)**

Ю.Н. Смирнова¹, Л.И. Попеко², А.А. Сорокин¹

¹ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, пер. Рёлочный 1, г. Благовещенск, 675000;
e-mail: sorokin@ascnet.ru

²ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск,
680000; e-mail: popeko@itig.as.khb.ru

Поступила в редакцию 30 мая 2016 г.

В публикации представлены результаты геохимических, Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метатерригенных пород, участвующих в строении условно верхнерифейской глубокинской свиты, а также U-Pb геохронологических исследований содержащихся в них детритовых цирконов. Эта свита развита на участке практически полного «пережатия» Монголо-Охотского пояса обрамляющими его континентальными структурами, в связи с чем несет важную информацию о его формировании. Результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы: 1) возраст глубокинской свиты не рифейский, как считалось ранее, а раннепенсильванский или пост-раннепенсильванский; 2) глубокинская свита является составной частью Монголо-Охотского складчатого пояса, а не Аргунского континентального массива, как предполагается в существующих схемах структурного районирования; 3) вулканогенно-терригенные отложения глубокинской свиты сформировались в обстановке тыловодужного бассейна над зоной субдукции, направленной под юго-восточную окраину Северо-Азиатского кратона; 4) главным источником обломочного материала для осадков глубокинской свиты явились разновозрастные магматические и метаморфические комплексы юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона.

Ключевые слова: палеозой, рифей, осадочные породы, геохимия, детритовые цирконы, Монголо-Охотский складчатый пояс, Восточное Забайкалье.

ВВЕДЕНИЕ

Выяснение истории формирования структур, входящих в состав Центрально-Азиатского орогенного пояса, является одной из главных задач, от решения которой зависит корректность создаваемых геодинамических моделей этого пояса. Среди таких структур особое место принадлежит Монголо-Охотскому складчатому поясу, занимающему осевое положение среди разновозрастных орогенных поясов Центральной Азии и в то же время тесно связанному с мезозойскими орогенными поясами запада тихоокеанского обрамления. Выяснение его природы имеет ключевое значение для определения характера взаимодействия плит смежных районов Палео-Тихого и Палео-Азиатского океанов и расшифровки истории формирования орогенных поясов Азии.

Согласно существующим представлениям [9, 22, 23 и др.], Монголо-Охотский складчатый пояс рассматривается как реликт одноименного палеооке-

ана, закрытие которого привело к коллизии Северо-Азиатского кратона и Амурского микроконтинента (супертеррейна). Пояс протягивается в субширотном направлении почти на 3000 км в виде узкой (около 300 км) прерывистой полосы от Удской губы Охотского моря до Центральной Монголии (рис. 1). На севере и северо-западе (современные координаты) он граничит с Северо-Азиатским кратоном и аккретированными к нему в рифее и раннем палеозое террейнами, на юге – Аргун-Идермегским [71] (Аргунским [23]) супертеррейном (континентальным массивом). Северная граница пояса резкая практически на всем его протяжении. Она представлена четко выраженным линеamentом, известным в литературе как Главный Монголо-Охотский разлом [9, 23]. Южная граница имеет более сложную конфигурацию и менее отчетливо выражена. На отрезке между 118 и 125° в. д. ширина Монголо-Охотского складчатого пояса сужается до первых километров и пояс представляет собой

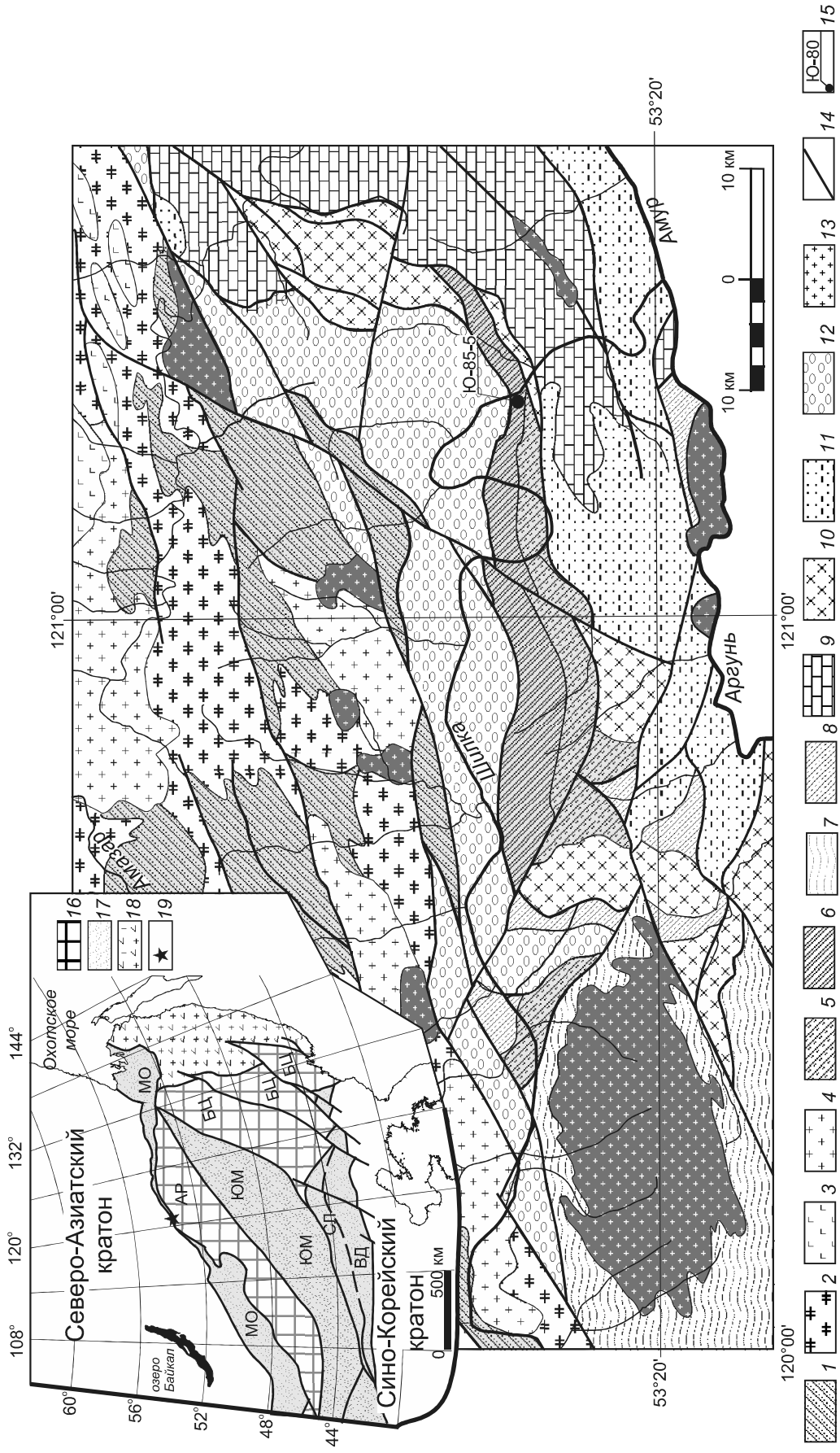


Рис. 1. Геологическая схема Верхнего Приамурья. Составлена по [24] с упрощениями авторов.

1-4 – геологические комплексы южной окраины Северо-Азиатского кратона: 1 – докембрийские (?), 2 – рифейские гранитоиды; 3 – ордовикские габбро, нориты, диориты; 4 – ордовикские гранодиориты, тоналиты; 5 – метавулканы условно средне-верхнерифейской бондихинской свиты; 6 – метатерригенные породы условно верхнерифейской глубокинской свиты; 7-11 – геологические комплексы Аргунского континентального массива: 7 – условно раннепротерозойский урульгинский метаморфический комплекс; 8 – метатерригенные породы условно вендской алтаканской свиты; 9 – терригенные, терригенно-карбонатные отложения девона, нижнего карбона; 10 – позднепалеозойские габбродиориты, граниты; 11 – верхнетриасовые, ниже- и среднетриасовые, терригенно-карбонатные отложения; 12 – верхнеюрские-нижнемеловые, нижнемеловые терригенные отложения; 13 – позднемезозойские гранодиориты, граниты; 14 – разломы; 15 – место отбора образца для геохронологических исследований и его номер. На врезке показано положение исследуемого объекта в структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (тектоническая основа по [23]). 16 – континентальные массивы (супертеррейны): АР – Аргунский, БЦ – Буря-Цзямусинский; 17 – палеозойско-раннемеловые складчатые пояса: МО – Монголо-Охотский, ЮМ – Южномонгольский, СЛ – Солонкерский, ВД – Вундурмиао; 18 – позднеюрско-раннемеловые орогенные пояса; 19 – положение объекта исследования.

узкую полосу интенсивно дислоцированных и метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации терригенных и вулканогенно-терригенных пород, условно относящихся к рифею, тектоническая принадлежность которых дискуссионна [1, 24].

В современном структурном плане Монголо-Охотский складчатый пояс представляет собой коллаж террейнов, вытянутых вдоль его простирания [7, 22, 23, 30, 65, 75 и др.]. Палеомагнитные данные достаточно скудны [14, 17, 18, 66], однако они указывают на наличие в палеозойское время пространства между южной окраиной Северо-Азиатского кратона и континентальными массивами южного обрамления Монголо-Охотского пояса. Присутствие в строении пояса как офиолитов [8, 21, 31 и др.], так и массивов гранитоидов разного возраста (от ордовика до поздней перми) [32, 35 и др.] в совокупности с палеомагнитными данными свидетельствует о длительной и сложной истории его формирования.

Разработанные к настоящему времени геодинамические модели формирования Монголо-Охотского пояса имеют во многом противоречивый характер (обзор в [65]). Однако данная ситуация начинает меняться в связи с появлением в литературе геохимических, геохронологических, изотопно-геохимических данных для метаосадочных и метавулканогенных пород [37, 39, 51, 64 и др.], слагающих пояс. Эти данные позволяют определить граничные условия для разработки корректной геодинамической модели как формирования Монголо-Охотского пояса в частности, так и тектонической эволюции всего Центрально-Азиатского орогенного пояса. В данной публикации мы представляем результаты геохимических, Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метатерригенных пород, участвующих в строении относимой ранее к рифею глубокинской свиты, а также U-Pb геохронологические (LA-ICP-MS) исследования содержащихся в них детритовых цирконов. Наш интерес к этой свите объясняется тем, что она развита на участке практически полного «пережатия» Монголо-Охотского пояса обрамляющими его континентальными (?) структурами, в связи с чем несет крайне важную информацию о его формировании. Кроме того, предполагаемый рифейский возраст свиты находится в противоречии с представлениями [22] о том, что наиболее ранние фаунистически охарактеризованные отложения Монголо-Охотского пояса имеют возраст не древнее раннего палеозоя.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛУБОКИНСКОЙ СВИТЫ

Неравномерно метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации терригенные и вулканогенно-

терригенные отложения в бассейне нижнего течения р. Шилки образуют протяженную полосу выходов шириной от 2 до 10–12 км (рис. 1). Основной объем метаморфических отложений слагают бондихинская и глубокинская свиты [1, 24, 43].

В составе бондихинской свиты преобладают метаморфизованные риолиты, дациты и их туфы, содержащиеся в низах разреза пачки ортосланцев основного состава и алевролитов, а в верхах – многочисленные прослой мраморизованных известняков. Мощность свиты около 1500 м. Основание ее неизвестно. На бондихинской свите согласно залегает глубокинская свита. Нижняя часть ее сложена ортосланцами основного состава, содержащими прослой метаалевролитов, кремнистых и карбонатно-кремнистых сланцев, линзы мраморизованных известняков и доломитов. Верхняя часть представлена филлитами с прослоями метаалевролитов, метапесчаников, ортосланцев основного состава, серицит-кварцевых сланцев, известняков. Общая мощность глубокинской свиты около 2000 м [1, 24, 43].

Изучением этих отложений в процессе геологосъемочных работ занимались А.И. Самусин, К.С. Шашкин, Д.И. Горжевский, М.М. Лавров, Л.П. Свириденко, В.И. Шульдинер, А.М. Лысак и другие геологи. Отсутствие в метаморфических толщах органических остатков, неустановленные стратиграфические взаимоотношения с надежно датированными образованиями, сложные дислокации и метаморфизм обусловили появление различных вариантов их стратиграфического расчленения и различную трактовку возраста. Так, А.И. Самусин (1960) (приводится по [20]) подразделил эти отложения на три согласно залегающие толщи и отнес их условно к нижнему палеозою. В то же время, несмотря на различия состава, он допускал их разновозрастность с фаунистически охарактеризованными девонскими образованиями Ольдойского прогиба, с которыми в восточной части полосы выходов они граничат по разломам. Метаморфизм считался наложенным вдоль фронта Южно-Тукурингского разлома. Д.И. Горжевский и К.С. Шашкин, разделяя это допущение, при геологической съемке м-ба 1:200 000 отразили на карте метаморфические образования в полном объеме как нерасчлененные девонские отложения [41]. М.М. Лавров и Л.П. Свириденко считали возраст этого комплекса среднепалеозойским (по [44]).

Начиная с 70-х годов прошлого века стало преобладать мнение о позднепротерозойском возрасте рассматриваемых отложений. Решающим аргументом при этом считалась более высокая степень метаморфических преобразований и дислоцированности по сравнению с фаунистически датированными

фанерозойскими образованиями, соседствующими с выходами бондихинской и глубокинской свит, с которыми последние имеют тектонические контакты. В.И. Шульдинер и А.М. Лысак отнесли их к верхнему протерозою на основании сопоставления с рифейскими* отложениями Аргунского массива [43, 44]. Согласно решению IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания (IV МРСС), бондихинская свита была отнесена к позднему рифею, а глубокинская – к венду [27]. Авторами листа N-51 Государственной геологической карты м-ба 1:1 000 000 [24] бондихинская свита в соответствии с Легендой Дальневосточной серии листов ГГК РФ м-ба 1:1 000 000 третьего поколения [11] датируется средним–верхним рифеем, а глубокинская – верхним рифеем. Авторы Объяснительной записки к геологической карте масштаба 1:500 000 [1] коррелировали эти свиты с кулиндинской и ононской свитами, развитыми в Агинской зоне Монголо-Охотского пояса и датированными средним рифеем. В то же время, следует заметить, что в последние годы U-Pb методом по цирконам возраст метавулканитов из низов кулиндинской свиты определен в $423 \pm 4.5 - 440 \pm 4.2$ млн лет, что позволило условно отнести кулиндинскую свиту к ордовики–силуру [42]. Возраст ононской свиты определяется как силурийский благодаря находкам акридарх, миоспор и хитинозой, характерных, по определению Л.Н. Неберкутиной, для позднего силура [15].

Структурная позиция метаморфизованных отложений бондихинской и глубокинской свит трактуется двояко. Корреляция их с рифейскими отложениями Аргунского массива, предложенная В.И. Шульдинером [44], предполагает формирование этих свит в его составе. В схеме структурно-формационного районирования для верхнепротерозойских отложений, принятой IV МРСС, территория распространения этих отложений отнесена к Верхне-Амурской зоне Монголо-Охотской складчатой системы [27]. Л.П. Зоненшайн с соавторами [9] включали их в состав Центрального сегмента Монголо-Охотского пояса. Авторы [1], считая, что рассматриваемые метаморфизованные отложения «по-существу, являются продолжением складчатых комплексов Агинской зоны, зажатых между Становым и Аргунским континентальными блоками» (стр. 14), отнесли их к последнему лишь условно. В Легенде Дальневосточной серии листов Государственной геологической карты РФ м-ба 1:1 000 000 тре-

тьего поколения и соответственно на листе ГГК N-51 метаморфизованные отложения включены в состав Аргунского массива [11, 24].

Учитывая изложенное, уточнение возраста и первоначальной тектонической позиции метаморфизованных отложений глубокинской свиты представляется актуальным, что и побудило нас к данному исследованию.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследование химического состава терригенных пород глубокинской свиты проводилось с использованием методов РФА (основные петрогенные оксиды, Zr) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) и ICP-MS (Li, Rb, Sr, Ba, REE, Y, Th, U, Nb, Ta, Zn, Pb, Co, Ni, Sc, V, Cr) в Институте тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН (г. Хабаровск). Гомогенизация порошковых проб для рентген-флуоресцентного анализа выполнялась путем сплавления со смесью метаборага и тетраборага лития в муфельной печи при температуре $1050-1100^\circ \text{C}$. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S. Величины интенсивности аналитических линий корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Для анализа образцов по технологии ICP-MS проводилось их кислотное разложение. Измерения осуществлялись на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс выполнена с помощью стандартных растворов, содержащих все анализируемые в пробах элементы. Относительная погрешность определения содержаний петрогенных и малых элементов составляет 3–10 %.

Sm-Nd изотопно-геохимические исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург) по методике, описанной в [13]. Изотопные составы Sm и Nd измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd стандарте La Jolla. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте La Jolla за период измерений составило 0.511844 ± 10 ($n = 12$). Точность определения концентраций Sm и Nd – $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.005\%$ (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.05–0.2 нг Sm и 0.1–0.5 нг Nd. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd(DM)}}$ использованы современные значения CHUR по [62] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM по [56] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$).

* При картографировании мезопротерозойских–неопротерозойских образований российскими геологами традиционно использовались подразделения ОСШ: рифей для интервала 1600–600 млн лет и венд для интервала 600–541 млн лет.

U-Pb геохронологические исследования (LA-ICP-MS) выполнены по обломочному циркону, выделенному из метаалевролитов глубокинской свиты. Извлечение циркона выполнено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. U-Pb геохронологические исследования кристаллов циркона (около 90 зерен) выполнены в Геоаналитической лаборатории Университета штата Вашингтон (США) на ICP масс-спектрометре ELEMENT 2, оснащенной системой лазерной абляции (LA) New Wave YAG 213 nm, с предварительным изучением их внутреннего строения в режиме катодolumинесценции. Диаметр кратера не превышал 20 мкм. Калибровка проводилась по стандартам FC (Duluth complex, 1099.0 ± 0.6 млн лет [70]), MD (Mount Dromedary, 99.12 ± 0.14 млн лет [73]), R3 (Braintree complex, 418.9 ± 0.4 млн лет [50]), T2 (Temora 2, 416.78 ± 0.33 млн лет [50]). Экспериментальные данные обработаны с помощью программы ISOPLOT [67]. Значения отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ постоянно контролировались в ходе измерений для исключения аномальных значений, связанных с попаданием в область измерений неоднородных участков зерен, обладающих разной возрастной зональностью, а также посторонних включений. В ходе интерпретации данных учитывались рекомендации, опубликованные в работах [55, 78]. В частности, во внимание принимались только те оценки возраста, дискордантность которых не превышает 10 %. При этом для циркона древнее 1.0 млрд лет использованы оценки возраста, рассчитанные по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, а для более молодого – по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Все погрешности возрастов в тексте и на рисунках приведены на уровне $\pm 2\sigma$.

ОСНОВНЫЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

В нашей коллекции образцов, характеризующих метатерригенные породы глубокинской свиты, преобладают биотит-серицит-полевошпат-кварцевые сланцы (метаалевролиты) с лепидогранобластовой структурой. Они состоят из полугловатых и угловатых обломков кварца – 20–40 %, полевых шпатов – 25–40 %, карбонатов – до 10 %, чешуек биотита (иногда хлоритизированного) – до 15 %, редко встречаются обломки микрокварцитов и вулканических пород. Местами отмечаются реликты алевропсаммитовой структуры. Среди аксессуарных минералов доминируют магнетит, ильменит, циркон, апатит, гематит, сфен.

Результаты анализа химического состава представительных образцов метаалевролитов глубокинской свиты приведены в таблице 1, а вариации значе-

ний некоторых петрохимических модулей и индексов в таблице 2.

Как следует из этих данных, содержания основных породообразующих компонентов в исследованных метаалевролитах варьируют незначительно, в связи с чем на классификационных диаграммах фигуративные точки их составов образуют компактное поле, отвечая грауваккам (рис. 2 а), ваккам (рис. 2 б), субграуваккам (рис. 2 в) или полимиктовым песчаникам (рис. 2 г).

По величинам гидролизатного (ГМ = 0.22–0.32), алюмокремниевое (АМ = 0.16–0.22) и фемического (ФМ = 0.05–0.12) модулей метаалевролиты глубокинской свиты соответствуют мезо-полимиктовым кварцевым песчаникам и основным грауваккам (табл. 2). Значения полевошпатового индикатора (НКМ = 0.36–0.45) (табл. 2) позволяют отнести терригенные осадки рассматриваемой свиты к нормально- и повышенно-щелочным породам, что свидетельствует о преобладании в их составе полевых шпатов над глинистыми минералами. Кроме того, высокие значения НКМ могут быть связаны с присутствием вулканического материала, что согласуется с повышенными величинами титанового модуля (ТМ = 0.04–0.06) в большинстве образцов (табл. 2).

Несмотря на некоторую вариативность значений индексов выветривания (табл. 2), вероятно обусловленную наложенными процессами, можно делать вывод о том, что низкие значения индекса интенсивности химического выветривания (СИА = 38–59), индекса степени преобразования плагиоклазов (РІА = 35–62), индекса химического выветривания (СІW = 42–68), с одной стороны, и высокие значения кремне-титанового индекса (STI = 84–88), индекса выветривания Паркера (WIP = 49–70), индекса зрелости пород (ICV = 1.08–2.44) в метаалевролитах глубокинской свиты свидетельствуют о накоплении их за счет размыва геохимически незрелого исходного материала.

Суммарные концентрации редкоземельных элементов в метаалевролитах глубокинской свиты варьируют в интервале 117–186 мкг/г (табл. 1), при этом содержания легких лантаноидов в 90–170 раз, а тяжелых – в 7–20 раз превышают таковые в хондрите при дифференцированном спектре ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 11–26$) и отчетливо проявленной отрицательной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.53–0.76$) (рис. 3, табл. 1).

Уровень концентраций большинства литофильных элементов в метаалевролитах глубокинской свиты, в целом, близок к верхнекоровому за исключением некоторого дефицита Nb, Ta, Y, в меньшей степени – HREE, U, Rb (рис. 4). Также следует отметить вариативность содержаний Rb, Ba, Sr (рис. 4, табл. 1),

Таблица 1. Химический состав представительных образцов метаалевролитов глубокинской свиты.

Образец/ Компоненты	Ю-80- 5	Ю-80- 6	Ю-80- 8	Ю-80- 13	Ю-80- 14	Ю-85	Ю-85- 1	Ю-85- 2	Ю-85- 3	Ю-85- 4	Ю-85- 5	Ю-85- 6
SiO ₂	68.20	65.81	73.38	57.91	70.91	69.32	71.09	68.26	71.03	66.24	70.70	68.98
TiO ₂	0.63	0.28	0.51	0.38	0.50	0.65	0.71	0.79	0.66	0.78	0.71	0.64
Al ₂ O ₃	15.23	11.94	11.37	12.14	13.55	13.05	11.58	12.93	12.38	14.44	12.66	14.00
Fe ₂ O ₃ *	4.10	2.74	4.39	4.14	3.97	5.06	5.28	5.92	4.89	5.81	5.08	4.84
MnO	0.03	0.05	0.08	0.16	0.06	0.09	0.07	0.07	0.06	0.09	0.07	0.07
MgO	1.26	0.70	1.17	2.96	1.13	1.30	1.42	1.81	1.37	1.94	1.40	1.55
CaO	1.17	1.66	2.90	7.31	1.33	2.40	2.31	2.18	2.50	2.56	1.85	1.89
Na ₂ O	3.13	2.80	3.21	2.18	2.72	4.00	3.35	3.23	2.74	2.38	3.51	3.32
K ₂ O	3.06	2.01	1.89	2.75	2.57	1.53	1.73	2.04	1.72	3.08	1.65	2.32
P ₂ O ₅	0.11	0.07	0.14	0.07	0.09	0.11	0.10	0.12	0.10	0.11	0.10	0.11
П.п.п.	2.74	11.77	0.71	9.79	2.96	2.17	1.96	2.30	2.24	2.16	1.99	1.97
Сумма	99.66	99.83	99.75	99.79	99.79	99.68	99.60	99.65	99.69	99.59	99.72	99.69
Li	53	29	56	19	29	26	22	28	24	30	26	28
Rb	137	98	71	92	118	36	33	40	38	56	38	51
Sr	103	140	306	254	113	417	441	445	413	649	318	394
Ba	656	428	484	595	583	808	1210	1183	927	1468	764	1029
La	38.50	26.53	28.32	28.22	37.83	32.41	34.89	41.60	29.70	39.11	36.63	33.72
Ce	76.90	51.44	56.42	54.84	72.66	62.82	67.28	79.31	57.06	75.38	71.08	64.85
Pr	8.81	5.69	6.28	6.18	8.11	7.12	7.63	8.98	6.41	8.50	8.02	7.24
Nd	32.77	20.80	23.33	22.38	28.79	26.74	28.46	33.32	24.15	31.54	29.40	27.03
Sm	6.14	3.84	4.41	4.01	5.10	4.50	4.77	5.64	4.19	5.44	4.99	4.71
Eu	0.97	0.71	0.86	0.71	0.87	1.15	1.12	1.32	1.06	1.43	1.19	1.24
Gd	5.85	3.74	4.80	3.74	4.65	4.84	5.18	6.31	4.63	6.12	5.49	5.24
Tb	0.58	0.37	0.59	0.42	0.48	0.55	0.60	0.72	0.54	0.72	0.63	0.61
Dy	2.69	1.85	3.52	2.01	2.14	3.02	3.17	3.92	2.91	3.97	3.38	3.41
Ho	0.41	0.27	0.66	0.33	0.32	0.58	0.62	0.77	0.56	0.78	0.64	0.65
Er	1.23	0.86	2.00	0.99	0.89	1.68	1.76	2.18	1.62	2.22	1.83	1.87
Tm	0.14	0.10	0.24	0.13	0.13	0.23	0.23	0.29	0.21	0.29	0.24	0.25
Yb	1.22	0.92	1.76	0.98	0.98	1.33	1.43	1.72	1.32	1.70	1.48	1.53
Lu	0.17	0.13	0.22	0.15	0.15	0.18	0.19	0.23	0.17	0.22	0.20	0.21
Y	10	7	18	10	18	13	13	16	12	17	14	14
Th	19.57	13.68	9.30	11.20	14.40	8.64	11.16	13.06	7.85	10.96	10.18	8.72
U	4.08	2.75	1.77	2.19	2.03	1.18	1.30	1.63	1.24	1.84	1.39	1.42
Zr	395	157	186	208	236	244	275	288	232	294	277	213
Nb	14	10	10	10	12	11	10	12	12	11	12	11
Ta	1.36	0.83	1.19	0.88	0.79	0.78	0.87	1.05	0.77	1.02	0.73	0.73
Zn	110	58	70	74	126	95	106	118	102	125	90	108
Pb	20	19	14	18	18	20	18	17	19	22	17	17
Co	7	5	8	5	7	11	10	10	10	10	9	9
Ni	14	9	28	9	17	25	19	27	22	22	19	22
Sc	9	5	8	7	8	9	9	10	8	10	9	9
V	71	37	62	60	58	81	90	105	76	99	81	82
Cr	71	71	150	44	68	76	78	87	86	74	75	80
ΣREE	176	117	133	125	163	147	157	186	134	177	165	152
[La/Yb] _n	21.44	19.65	10.92	19.46	26.28	16.60	16.60	16.43	15.28	15.66	16.79	14.94
Eu/Eu*	0.49	0.56	0.57	0.55	0.53	0.75	0.68	0.67	0.73	0.75	0.69	0.76

Примечание. Оксиды – в мас. %, элементы – в мкг/г. Fe₂O₃* – общее железо в форме Fe₂O₃.

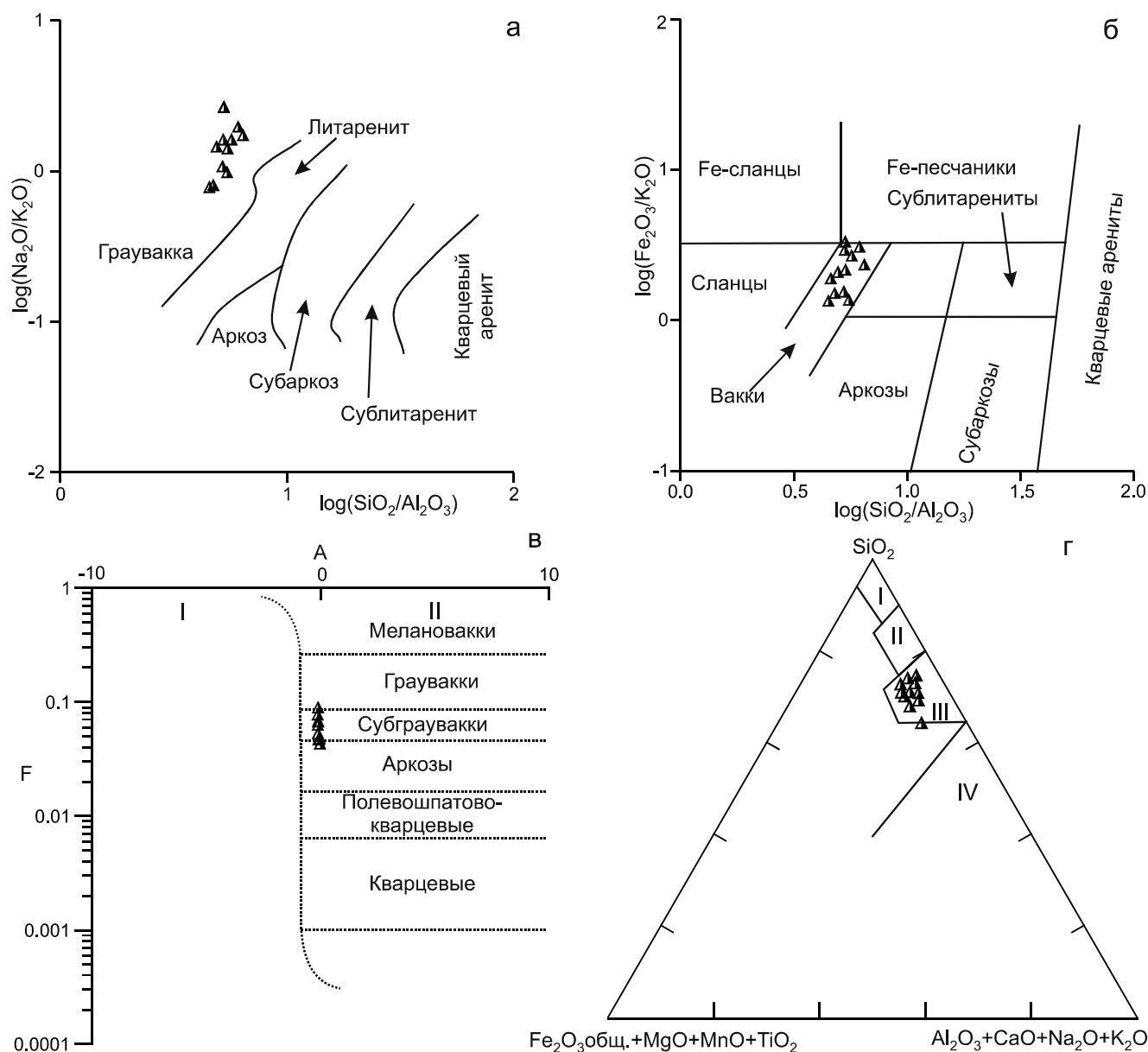


Рис. 2. Диаграммы $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (а) [25], $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (б) [61], А–F (в) [26], $(\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ общ.} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)$ – SiO_2 – $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (г) [12] для метаалевролитов глубокинской свиты. А = $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$; F = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ (молекулярные веса).

Поля (в): I–II – песчаных пород: I – переходных к туффитам и туффиты, II – малоглинистых; (г): песчаников I – кварцевых, II – олигомиктовых, III – полимиктовых, IV – вулканокластических.

что, по-видимому, вызвано вторичными преобразованиями пород.

Анализ соотношений основных петрогенных компонентов, а также некоторых литофильных элементов свидетельствует о том, что терригенные породы, участвующие в строении глубокинской свиты, образовались преимущественно за счет пород кислого и умереннокислого составов (рис. 5 а–д). Кроме того, можно предполагать присутствие в областях размыва некоторого количества рециклированных осадков (рис. 5 а).

Обратившись к диаграммам, характеризующим песчаники различных геодинамических обстановок, часть из которых приведена на рисунке 6 а–е, можно отметить, что фигуративные точки составов метаалевролитов глубокинской свиты лежат в полях терригенных пород, сформированных в обстановках, определяемых субдукционными процессами, а именно – островной дуги на континентальном основании или активной континентальной окраины. Такая интерпретация согласуется со сделанными выше

Таблица 2. Значения основных петрохимических модулей и индексов химического выветривания в метаалевролитах глубокинской свиты.

Образцы/Модули	AM	ГМ	ФМ	HKM	TM	CIA	PIA	CIW	STI	WIP	ICV
Ю-80-5	0.22	0.29	0.08	0.41	0.04	59	62	68	84	61	1.08
Ю-80-6	0.18	0.23	0.05	0.40	0.02	55	56	61	88	49	1.10
Ю-80-8	0.16	0.22	0.08	0.45	0.04	47	47	52	87	56	1.60
Ю-80-13	0.21	0.29	0.12	0.41	0.03	38	35	42	86	70	2.44
Ю-80-14	0.19	0.26	0.07	0.39	0.04	58	61	66	86	53	1.10
Ю-85	0.19	0.27	0.09	0.42	0.05	51	51	54	85	59	1.45
Ю-85-1	0.16	0.25	0.09	0.44	0.06	50	50	54	85	55	1.59
Ю-85-2	0.19	0.29	0.11	0.41	0.06	53	54	58	84	58	1.52
Ю-85-3	0.17	0.25	0.09	0.36	0.05	53	54	58	85	50	1.40
Ю-85-4	0.22	0.32	0.12	0.38	0.05	55	56	63	84	60	1.41
Ю-85-5	0.18	0.26	0.09	0.41	0.06	54	54	58	85	55	1.39
Ю-85-6	0.20	0.28	0.09	0.40	0.05	55	56	61	85	59	1.31
min	0.16	0.22	0.05	0.36	0.02	38	35	42	84	49	1.08
max	0.22	0.32	0.12	0.45	0.06	59	62	68	88	70	2.44

Примечание.

AM = Al_2O_3/SiO_2 [10];

ГМ = $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2$ [45];

ФМ = $(Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO)/SiO_2$ [46];

HKM = $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ [46];

TM = TiO_2/Al_2O_3 [19];

CIA = $100 \times (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O))$ [69, 77];

PIA = $100 \times ((Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O))$ [54];

CIW = $100 \times (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O))$ [60];

STI = $100 \times ((SiO_2/TiO_2) / ((SiO_2/TiO_2) + (SiO_2/Al_2O_3) + (Al_2O_3/TiO_2)))$ [63];

WIP = $100 \times ((2 \times Na_2O / 0.35) + (MgO / 0.9) + (2 \times K_2O / 0.25) + (CaO / 0.7))$ [72];

ICV = $(Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2) / Al_2O_3$ [52].

При расчете индексов химического выветривания использовались компоненты, пересчитанные в молекулярные количества.

выводами на основе величин индексов выветривания о том, что накопление осадков глубокинской свиты происходило за счет размыва геохимически незрелого исходного материала.

Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований приведены в таблице 3. Как видно из этой таблицы, метаалевролиты глубокинской свиты характеризуются отрицательными величинами $\epsilon_{Nd} = -20.1$ и древними значениями Nd-модельного возраста $t_{Nd(DM)} = 2.0$ млрд лет.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

U-Pb геохронологические исследования (LA-ICP-MS) выполнены для детритовых цирконов, выделенных из метаалевролитов (обр. Ю-85-5) глубокинской свиты. Место отбора образца ($53^{\circ}27'10.6''$ с.ш., $121^{\circ}18'17.3''$ в.д.) показано на рис. 1, а полученные результаты представлены на рис. 7.

Из 95 зерен детритовых цирконов из метаалевролита глубокинской свиты (обр. Ю-85-5) конкор-

дантные оценки возраста получены для 81 зерна. Большая часть из них имеет раннепротерозойский (1.7–2.5 млрд лет, 69 %), а также архейский (более 2.5 млрд лет, 14 %) возрасты (рис. 7). Наиболее молодая популяция цирконов представлена позднедевонскими – раннепенсильванскими (381–320 млн лет, 16 %) зернами; одно зерно имеет вендский возраст.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате проведенных исследований получены первые данные о геохимических, Sm-Nd изотопно-геохимических особенностях терригенных пород глубокинской свиты. И эти данные оказались достаточно неожиданными.

Во-первых, присутствие в метаалевролите глубокинской свиты раннепенсильванских (башкирских) обломочных цирконов свидетельствует о том, что возраст свиты не рифейский, как предполагалось ранее [24 и др.], а скорее всего пенсильванский или постпенсильванский.

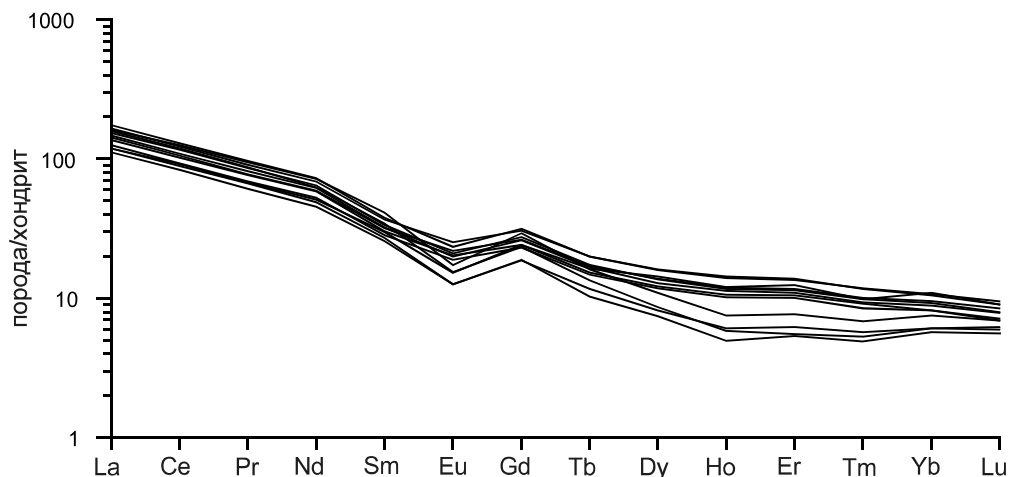


Рис. 3. График распределения редкоземельных элементов в метаалевролитах глубокинской свиты. Использован состав хондрита по [68].

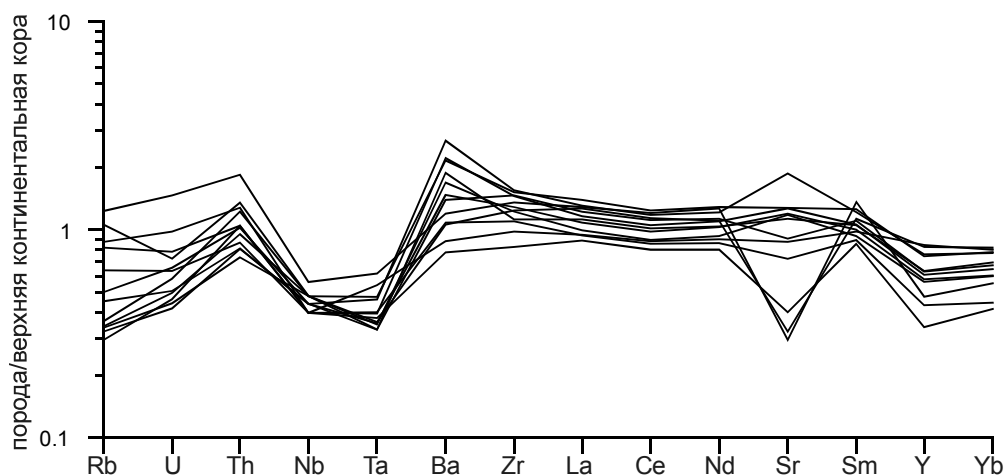


Рис. 4. График распределения литофильных элементов в метаалевролитах глубокинской свиты. Использован состав верхней континентальной коры по [76].

Во-вторых, согласно полученным нами данным, преобладающая часть обломочных цирконов в исследованном метаалевролите глубокинской свиты имеет палеопротерозойский и архейский возрасты. Как было показано выше, магматические образования столь древнего возраста, которые могли бы стать источниками этих цирконов, в строении Аргунского континентального массива до сих пор не выявлены. Подтверждением тому является либо полное отсутствие архейских и палеопротерозойских обломочных цирконов в разновозрастных осадочных комплексах Аргунского массива, либо их весьма ограниченное количество [28, 29, 36, 40, 58, 59, 80 и др.]. В то же время, архейские и палеопротерозойские магматические комплексы широко распространены в пределах юго-восточной части Северо-Азиатского кратона, а детритовые цирконы этого возраста доминируют в метаосадочных комплексах этой структуры [2, 5, 6 и

др.]. В этой связи можно предположить, что главным источником детритовых цирконов для глубокинской свиты явились геологические комплексы Северо-Азиатского кратона.

Такое предположение подтверждается результатами Sm-Nd изотопно-геохимических исследований, согласно которым метаалевролиты глубокинской свиты характеризуются отрицательными величинами $\epsilon_{Nd} = -20.1$ и древними значениями Nd модельного возраста $t_{Nd(DM)} = 2.0$ млрд лет. Эти данные указывают на то, что в качестве главных источников сноса обломочного материала метаосадочных пород глубокинской свиты выступали образования, которые характеризуются раннедокембрийскими оценками Nd модельных возрастов. Учитывая результаты выполненных на сегодняшний день Sm-Nd изотопно-геохимических исследований реперных магматических и метаморфических комплексов восточной части Цен-

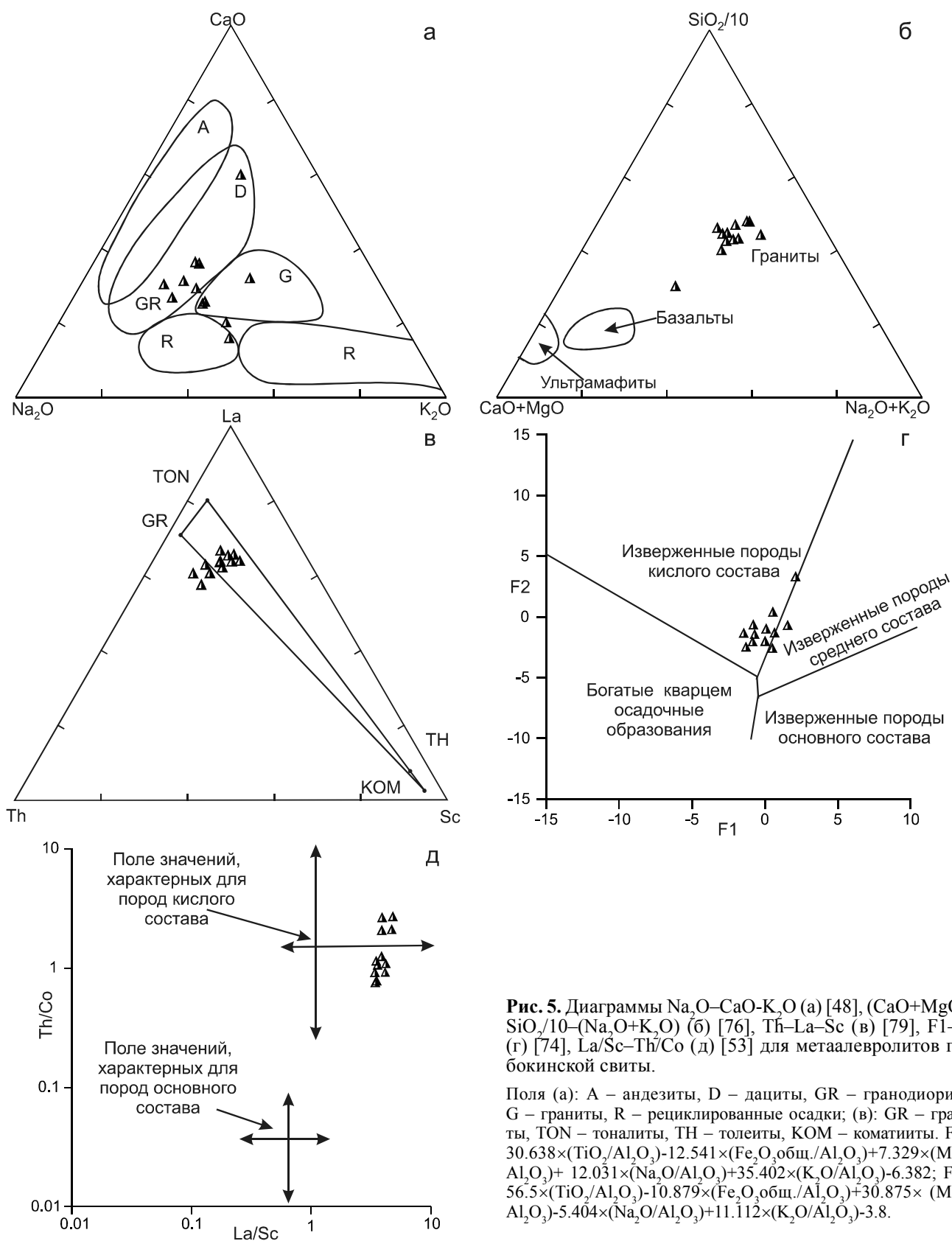


Рис. 5. Диаграммы $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ (а) [48], $(\text{CaO}+\text{MgO})-\text{SiO}_2/10-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (б) [76], $\text{Th}-\text{La}-\text{Sc}$ (в) [79], $\text{F1}-\text{F2}$ (г) [74], $\text{La}/\text{Sc}-\text{Th}/\text{Co}$ (д) [53] для металевролитов глупокинской свиты.

Поля (а): А – андезиты, D – дациты, GR – гранодиориты, G – граниты, R – рециклированные осадки; (в): GR – граниты, TON – тоналиты, TH – толеиты, KOM – коматииты. $\text{F1} = 30.638 \times (\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - 12.541 \times (\text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{общ.}}/\text{Al}_2\text{O}_3) + 7.329 \times (\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3) + 12.031 \times (\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3) + 35.402 \times (\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3) - 6.382$; $\text{F2} = 56.5 \times (\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - 10.879 \times (\text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{общ.}}/\text{Al}_2\text{O}_3) + 30.875 \times (\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3) - 5.404 \times (\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3) + 11.112 \times (\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3) - 3.8$.

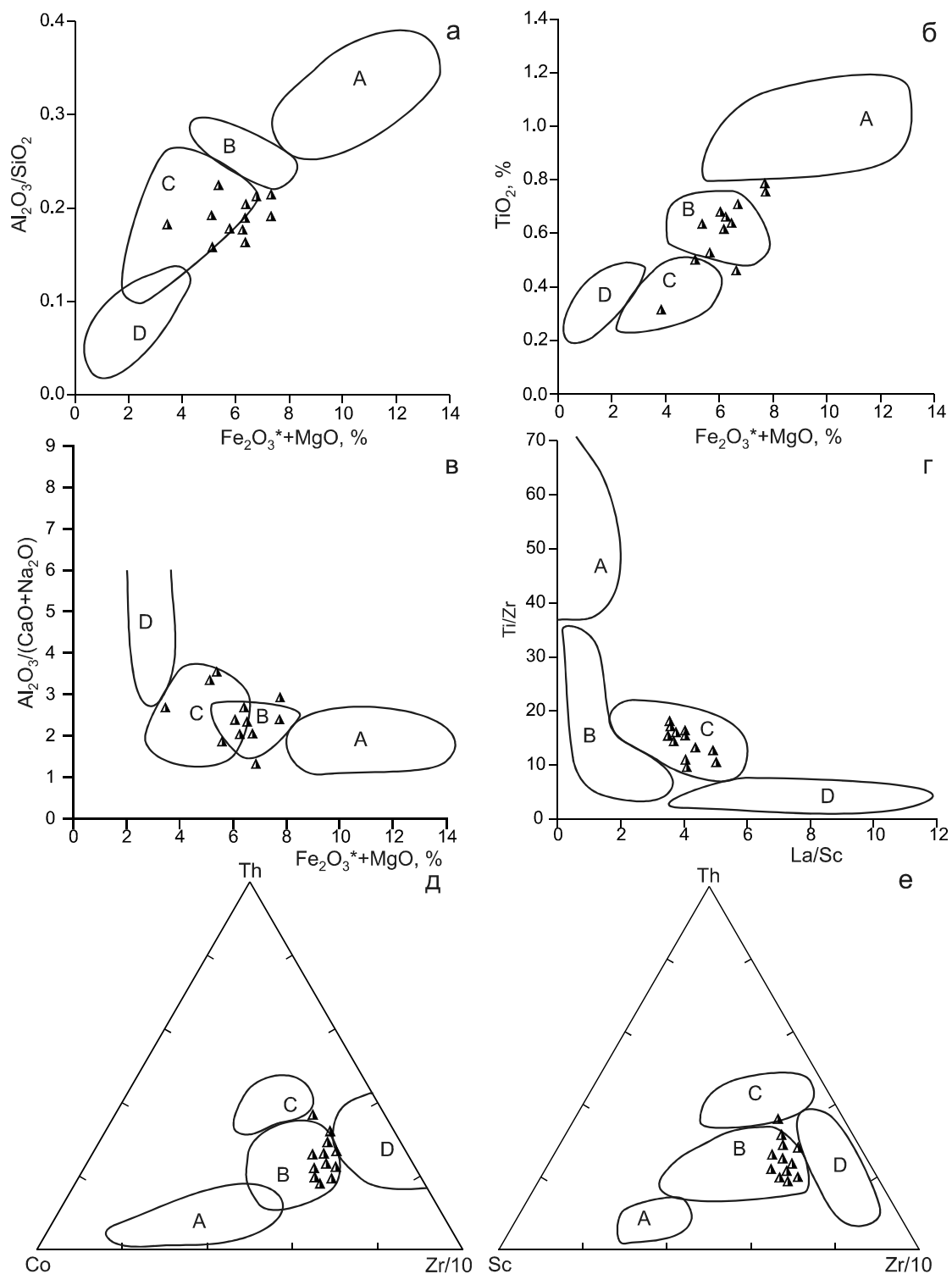


Рис. 6. Диаграммы $(Fe_2O_3^*+MgO)-Al_2O_3/SiO_2$ (а), $(Fe_2O_3^*+MgO)-TiO_2$ (б), $(Fe_2O_3^*+MgO)-Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ (в) [48], $La/Sc-Ti/Zr$ (г), $Co-Th-Zr/10$ (д), $Sc-Th-Zr/10$ (е) [49] для метабазитов глубокинской свиты.

Поля, характеризующие песчаники из тектонических обстановок: *A* – океанические островные дуги, *B* – островные дуги на континентальном основании, *C* – активные континентальные окраины, *D* – пассивные континентальные окраины.

Таблица 3. Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метаалевролитов глубокинской свиты.

Номер образца	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 2\sigma \text{ изм.})$	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$t_{\text{Nd(DM)}}, \text{млн лет}$
Ю-85-5	5.30	32.2	0.0996	0.511605 ± 4	-20.1	2057

Примечание. Величины ошибок (2σ) определения отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

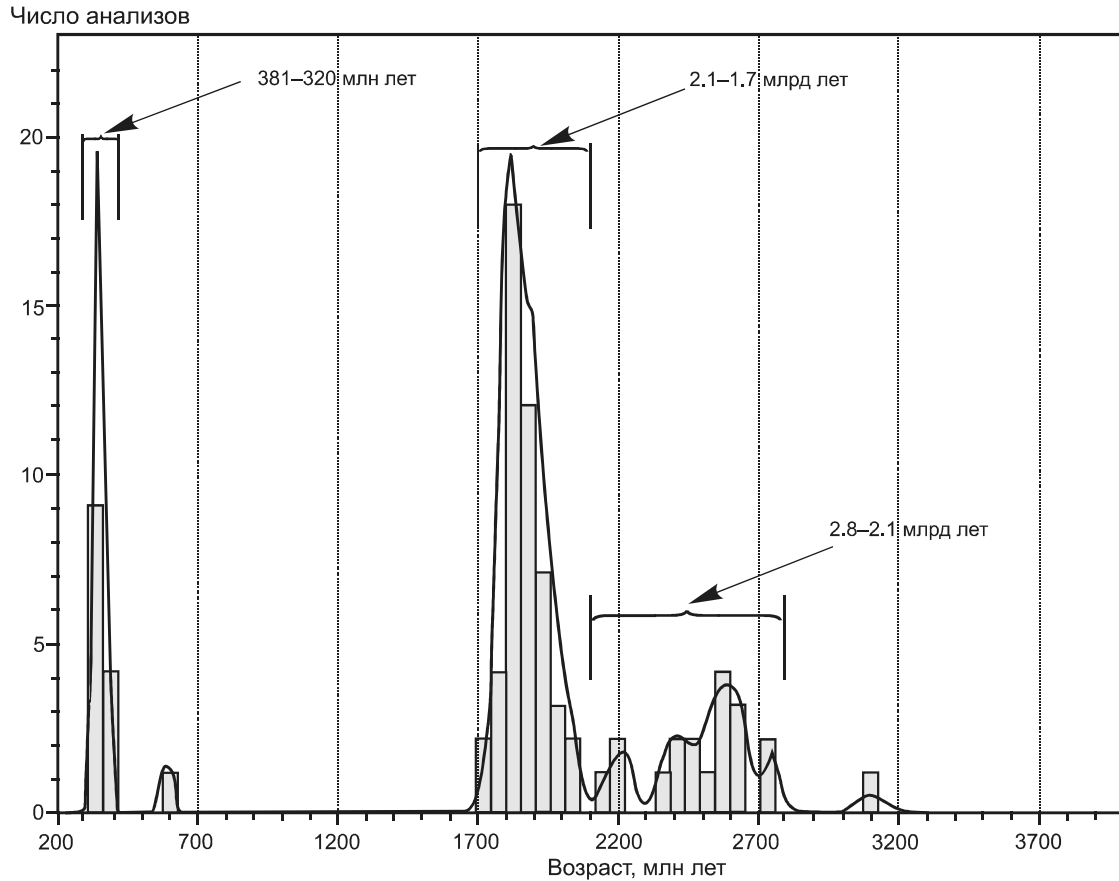


Рис. 7. Гистограмма и кривая относительной вероятности возрастов детритовых цирконов из метаалевролитов глубокинской свиты (обр. Ю-85-5).

трально-Азиатского складчатого пояса, в качестве такой провинции следует рассматривать юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона, геологические комплексы которого характеризуются значениями $t_{\text{Nd(DM)}} = 3.2\text{--}2.0$ млрд лет [2, 3, 4 и др.], тогда как магматическим и осадочным комплексам Аргунского континентального массива свойственны более молодые значения $t_{\text{Nd(DM)}} = 1.5\text{--}1.0$ млрд лет [28, 29, 33, 34, 38, 57 и др.].

Таким образом, глубокинская свита не может являться составной частью Аргунского континентального массива. Если же принять во внимание, что значительный ее объем сложен зелеными хлорит-эпидотальбит-кварцевыми, хлорит-эпидотовыми сланцами (метабазальтами), а также геохимические особенности метатерригенных пород, указывающие на то, что

осадконакопление происходило в обстановках, определяемых субдукционными процессами, то более логично рассматривать ее в составе Монголо-Охотского складчатого пояса. В этой связи имеются все основания предполагать, что вулканогенно-осадочные отложения, выделяемые в качестве глубокинской свиты, сформировались в тыловодужном бассейне над зоной субдукции, направленной под юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона.

Существование такой зоны субдукции в позднем пенсильвании находит свое подтверждение в литературе (см. обзоры в [8, 16, 22, 23, 47]). В частности предполагается, что над зоной субдукции в конце карбона–перми вдоль юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона был заложен Селенгино-Витимский вулканоплутонический пояс, формирова-

ние которого в раннем мезозое продолжилось в обстановке трансформной континентальной окраины [23] или в результате взаимодействия мантийного плюма с литосферой в условиях активной континентальной окраины [47 и др.]. В любом случае этот пояс являлся поставщиком обломочного циркона в смежную часть Монголо-Охотского океанического залива. В исследованном же образце метаалевролита наиболее молодые зерна имеют возраст ~ 320 млн лет, что свидетельствует о том, что терригенные отложения глубокинской свиты содержат цирконы ранних этапов формирования Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса. Таким образом, возраст свиты – раннепенсильванский или пост-раннепенсильванский.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы:

1). Возраст глубокинской свиты не рифейский, как предполагалось ранее [24], а раннепенсильванский или пост-раннепенсильванский.

2). Глубокинская свита является составной частью Монголо-Охотского складчатого пояса, а не Аргунского континентального массива, как предполагалось ранее [24, 44 и др.].

3). Вулканогенно-терригенные отложения глубокинской свиты сформировались в обстановке тылового бассейна над зоной субдукции, направленной под юго-восточную окраину Северо-Азиатского кратона.

4) Главным источником обломочного материала (в том числе цирконов) для осадков глубокинской свиты явились разновозрастные магматические и метаморфические комплексы юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона.

Авторы выражают благодарность сотрудникам лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (Е.Н. Воропаевой, О.Г. Медведевой, А.И. Палажченко, В.И. Рождествой, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушаковой), Института тектоники и геофизики ДВО РАН (Л.С. Боковенко, Е.М. Голубевой, А.В. Штаревой), Института геологии и геохронологии докембрия РАН (В.П. Ковачу) за выполнение аналитических исследований. Мы признательны В.В. Голозубову и Г.В. Роганову за внимательный анализ рукописи, дискуссию и конструктивные замечания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00150) и в рамках Госзадания ИТиГ ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анашкина К.К., Бутин К.С., Еникеев Ф.И. и др. Геологическое строение Читинской области: Объясн. зап. к Геологической карте 1:500 000 / Под ред. И.Г. Рутштейна, Н.Н. Чабана. Чита: ГГУП «Читагеолъсемка», 1997. 239 с.
2. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Гороховский Б.М. Возраст иликанской толщи Станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2011. Т. 438, № 3. С. 355–359.
3. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Метабазальты брянтинской толщи станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. 2012. Т. 20, № 3. С. 266–281.
4. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Яковлева С.З., Анисимова И.В. О возрасте устьгилойской толщи станового комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2012. Т. 444, № 4. С. 402–406.
5. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Толмачева Е.В., Ван К., Чун С. Палеопротерозойский возраст протолитов метаосадочных пород Сутамской толщи Алданского гранулитогнейсового мегакомплекса (Становой структурный шов) // Докл. АН. 2015. Т. 463, № 4. С. 438–442.
6. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К., Сальникова Е.Б. Возраст, источники и области сноса протолитов метаосадочных пород джелтулакской серии (Джелтулакский структурный шов) // Докл. РАН. 2016. Т. 468, № 4. С. 425–428.
7. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России: в 2 кн / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
8. Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1545–1562.
9. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 1. М.: Недра, 1990. 327 с.
10. Кетрис М.П. Петрохимическая характеристика терригенных пород // Ежегодник–1974 Института геологии Коми филиала АН СССР. М.: ВИНТИ, 1976. С. 32–38.
11. Кисляков С.Г. Легенда Дальневосточной серии листов Государственной геологической карты РФ. 1:1 000 000 (3-е поколение). Схемы корреляции картографируемых подразделений по временным срезам / Под ред. А.Ф. Васькина. Хабаровск: Роснедра, ВСЕГЕИ, Дальгеофизика, 2010. Кн. 2.
12. Коссовская А.Г., Тучкова М.И. К проблеме минералогическо-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 2. С. 8–24.
13. Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Мыскова Т.А. Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 3, № 1. С. 99–110.
14. Кравчинский В.А., Сорокин А.А. Палеомагнетизм палео-

- зойских отложений Ольдойского прогиба // Докл. АН. 2001. Т. 376, № 6. С. 789–793.
15. Куриленко А.В., Ядрищенская Н.Г., Неберкутина Л.Н. Этапы осадконакопления силурийско-девонских отложений Агинской зоны Восточного Забайкалья: Материалы LXI сессии Палеонтологического сообщества. Современные проблемы палеонтологии. СПб., 2015. С. 62–64.
 16. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Коршунов А.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Возраст и тектоническое положение гранитов и вулканитов восточного окончания Селенгино-Витимского вулcano-плутонического пояса // Докл. АН. 2011. Т. 441, № 3. С. 363–368.
 17. Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Жао Х. Паеомагнетизм раннемеловых вулканических пород Забайкалья: аргументы в пользу сдвиговых перемещений в структуре Центральной Азии // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 12. С. 1404–1417.
 18. Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Климух В.С. Палеомагнетизм верхнеюрских базальтов Забайкалья: новые данные о времени закрытия Монголо-Охотского океана и мезозойской внутриплитной тектонике Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 10. С. 1061–1073.
 19. Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 2. С. 149–163.
 20. Нагибина М.С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М.: ВИНТИ, 1969. 399 с.
 21. Натальин Б.А., Попеко Л.И., Чеботов С.А. Тектоника Западно-Джагдинской зоны Монголо-Охотской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1985. № 2. С. 49–64.
 22. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
 23. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгагов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
 24. Петрук Н.Н., Козлов С.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Лист N-51 (Сквородино). Третье поколение. Дальневосточная серия / Под ред. А.С. Вольского. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
 25. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
 26. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
 27. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья: Комплект схем. Хабаровск: ХГГПП, 1994.
 28. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Толмачева Е.В. О возрасте гонжинской серии (Аргунский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Докл. АН. 2012. Т. 444, № 5. С. 519–522.
 29. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П. Источники юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зей-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm-Nd) и геохронологических (U-Pb, LA-ICP-MS) исследований // Докл. АН. 2015. Т. 465, № 6. С. 706–710.
 30. Сорокин А.А. Палеозойские аккреционные комплексы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 31–36.
 31. Сорокин А.А., Дриль С.И. Янканский офиолитовый комплекс Монголо-Охотского складчатого пояса: петрология и геодинамическая позиция // Тихоокеан. геология. 2002. № 6. С. 46–60.
 32. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П., Рублев А.Г., Левченков О.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Геохронология, геохимия и геодинамическая позиция палеозойских гранитоидов восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Докл. АН. 2003. Т. 392, № 6. С. 807–812.
 33. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзинь, Журавлев Д.З., Ян Пин, Сун Г., Гао Л. Раннепалеозойские гранитоиды восточной окраины Аргунского террейна (Приамурье): первые геохронологические и геохимические данные // Петрология. 2004. Т. 12, № 4. С. 414–424.
 34. Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Позднепалеозойский урушинский магматический комплекс южного обрамления Монголо-Охотского пояса (Приамурье): возраст и геодинамическая позиция // Петрология. 2005. Т. 13, № 6. С. 654–670.
 35. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Раннепалеозойские габбро-гранитоидные ассоциации восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса (Приамурье): Возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 3. С. 3–21.
 36. Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Попеко Л.И. Источники палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm-Nd) и геохронологических (U-Pb, LA-ICP-MS) исследований // Докл. АН. 2012. Т. 445, № 5. С. 577–581.
 37. Сорокин А.А., Колесников А.А., Котов А.Б., Ковач В.П. Области и источники сноса палеозойских метатерригенных пород Янканского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Докл. АН. 2014. Т. 454, № 6. С. 706–709.
 38. Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Пономарчук В.А., Саватенков В.М. Источники позднемезозойских магматических ассоциаций северо-восточной части Амурского микроконтинента // Петрология. 2014. Т. 22, № 1. С. 72–84.
 39. Сорокин А.А., Колесников А.А., Котов А.Б., Сорокин А.П., Ковач В.П. Источники детритовых цирконов из терригенных отложений Янканского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса // Докл. АН. 2015. Т. 462, № 5. С. 590–594.
 40. Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Попеко Л.И. Источники и области сноса палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических и U-Pb геохронологи-

- ческих (La-ICP-MS) исследований // Геохимия. 2015. № 6. С. 539–550.
41. Шашкин К.С., Горжевский Д.И. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Лист N-51-XX, XXVI. Сер. Амуро-Забайкальская / Под ред. В.И. Шульдинера. М.: Всесоюз. аэрогеол. трест Мингео СССР, 1968.
 42. Шивохин Е.А., Озерский А.Ф., Куриленко А.В., Раитина Н.И., Карасев В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Лист М-50 (Борзя). Третье поколение. Алдано-Забайкальская серия / Под ред. В.В. Старченко. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.
 43. Шульдинер В.И., Лысак А.М., Шульдинер И.С. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Лист N-51-XIX. Сер. Олекмо-Витимская / Под ред. С.А. Музылева. М.: Всесоюз. аэрогеол. трест Мингео СССР, 1973.
 44. Шульдинер В.И., Лысак А.М. Стратиграфия метаморфических толщ низовьев Шилки // *Метаморфические комплексы Востока СССР*. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 106–116.
 45. Юдович Я.Э., Дембовский Б.Я., Кетрис М.П. Геохимические признаки перетолжения кор выветривания в ордовикских отложениях Печорского Урала // *Ежегодник-1976 Института геологии Коми филиала АН СССР*. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми филиала АН СССР, 1977. С. 133–142.
 46. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.
 47. Ярмолук В.В., Коваленко В.И. Батолиты и геодинамика батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // *Геология и геофизика*. 2003. Т. 44, № 12. С. 1305–1320.
 48. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // *J. Geol.* 1983. V. 91, N 6. P. 611–627.
 49. Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Contrib. Miner. Petrol.* 1986. V. 92. P. 181–193.
 50. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chem. Geol.* 2004. V. 205. P. 15–140.
 51. Bussien D., Gombojav N., Winkler W., Quadt A. The Mongol–Okhotsk Belt in Mongolia — An appraisal of the geodynamic development by the study of sandstone provenance and detrital zircons // *Tectonophysics*. 2011. V. 510. P. 132–150.
 52. Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 56. P. 2919–2940.
 53. Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // *Chem. Geol.* 2002. V. 191. P. 305–327.
 54. Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // *Geol.* 1995. V. 23. P. 921–924.
 55. Gehrels G. Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities // *Tectonics of sedimentary basins: Recent advances* (Eds. C. Busby, A.A. Perez). Wiley-Blackwell, 2011. P. 47–62.
 56. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematic of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 249–265.
 57. Guo F., Fan W., Gao X., Li C., Miao L., Zhao L., Li H. Sr–Nd–Pb isotope mapping of Mesozoic igneous rocks in NE China: Constraints on tectonic framework and Phanerozoic crustal growth // *Lithos*. 2010. V. 120. P. 563–578.
 58. Han G., Liu Y., Neubauer F., Genser J., Li W., Zhao Y., Liang C. Origin of terranes in the eastern Central Asian Orogenic Belt, NE China: U–Pb ages of detrital zircons from Ordovician–Devonian sandstones, North Da Xing’an Mts. // *Tectonophysics*. 2011. V. 511. P. 109–124.
 59. Han G., Liu Y., Neubauer F., Bartel E., Genser J., Feng Z., Zhang L., Yang M. U–Pb age and Hf isotopic data of detrital zircons from the Devonian and Carboniferous sandstones in Yimin area, NE China: New evidences to the collision timing between the Xing’an and Erguna blocks in eastern segment of Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 97, Pt. B. P. 211–228.
 60. Harnois L. The CIW index: a new Chemical Index of Weathering // *Sedimentary Geol.* 1988. V. 55, N 3–4. P. 319–322.
 61. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sediment. Petrol.* 1988. V. 58. P. 820–829.
 62. Jakobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.
 63. Jayawardena U.S., Izawa E. A new Chemical Index of Weathering for metamorphic silicate rocks in tropical regions: a study from Sri Lanka // *Engineering Geol.* 1994. V. 36. P. 303–310.
 64. Kelty T. K., Yin A., Dash B., Gehrels G.E., Ribeiro A.E. Detrital-zircon geochronology of Paleozoic sedimentary rocks in the Hangay–Hentey basin, north-central Mongolia: implications for the tectonic evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean in central Asia // *Tectonophysics*. 2008. V. 451, N 1. P. 290–311.
 65. Khanchuk A.I., Didenko A.N., Popeko L.I., Sorokin A.A., Shevchenko B.F. Structure and evolution of the Mongol–Okhotsk Orogenic Belt. // *The Central Asian Orogenic Belt. Geology, Evolution, Tectonics, and Models*. (Ed. A. Kröner). Germany. Stuttgart: Borntraeger Sci. Publ. 2015. P. 211–234.
 66. Kravchinsky V.A., Sorokin A.A., Courtillot V. Paleomagnetism of Paleozoic and Mesozoic sediments of southern margin of Mongol–Okhotsk ocean, Far East of Russia // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2002. V. 107, N B-10. P. 1–22.
 67. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ, 1999. 1a. 49 p.
 68. McDonough W.F., Sun S-s. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120, Is. 3–4. P. 223–253.
 69. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 715–717.
 70. Paces J.B., Miller J.D. Precise U–Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga Mid-continent Rift System // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98, N B8. P. 13997–14013.
 71. Parfenov L.M., Khanchuk A.I., Badarch G., Berzin N.A.,

- Hwang D.H., Miller R.J., Naumova V.V., Nokleberg W.J., Ogasawara M., Prokopyev A.V., Yan H. Generalized Northeast Asia geodynamics map // Digital files for Northeast Asia geodynamics, mineral deposit location, and metallogenic belt maps, stratigraphic columns, descriptions of map units, and descriptions of metallogenic belts (Eds. W.J. Nokleberg., G. Badarch, N.A. Berzin, M.F. Diggles, D.H. Hwang, A.I. Khanchuk, R.J. Miller, V.V. Naumova, A.A. Obolenskiy, M. Ogasawara, L.M. Parfenov, A.V. Prokopyev, S.M. Rodionov, Y. Hongquan). USGS Open-File Report. 2004–1252. 2004.
72. Parker A. An index of weathering for silicate rocks // *Geol. Magazine*. 1970. V. 107. P. 501–504.
73. Renne P.R., Swisher C.C., Deino A.L., Karner D.B., Owens T.L., DePaolo D.J. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating // *Chem. Geol.* 1998. V. 45. P. 117–152.
74. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio // *J. Geol.* 1986. V. 94, N 5. P. 635–650.
75. Şengör A.M.C., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: Fragments of a synthesis // *The Tectonics of Asia* (Eds. A. Yin, T.M. Harrison). New York: Cambridge Univ. Press., 1996. P. 486–640.
76. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell: Sci. Publ., 1985. 312 p.
77. Visser J.N.J., Young G.M. Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogene Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa // *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 1990. V. 81. P. 49–57.
78. Whitehouse M.J., Kamber B.S., Moorbath S. Age significance of U–Th–Pb zircon data from Early Archaean rocks of west Greenland – a reassessment based on combined ion-microprobe and imaging studies // *Chem. Geol.* 1999. V. 160, N 3. P. 201–224.
79. Wronkiewicz D.J., Condie K. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: Source-area weathering and provenance // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1987. V. 51. P. 2401–2416.
80. Zhou J.B., Wilde S.A., Zhang X.Z., Ren S.M., Zheng C.Q. Early Paleozoic metamorphic rocks of the Erguna block in the Great Xing'an Range, NE China: Evidence for the timing of magmatic and metamorphic events and their tectonic implications // *Tectonophysics*. 2011. V. 1–4. P. 105–117.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

Yu.N. Smirnova, L.I. Popoko, A.A. Sorokin

Age, geochemistry and sources of clastic materials and accumulation settings for the Glubokinsky Formation (Eastern Transbaikalia)

We report here the findings of geochemical and Sm-Nd isotope geochemical studies on metaterrestrial rocks incorporated in the Glubokinsky Formation for convenience agreed to be Upper Riphean in age, as well as U-Pb geochronological (LA-ICP-MS) studies of detrital zircons from them. This formation is well developed in the area where the Mongol-Okhotsk belt is almost completely squeezed by surrounding continental structures hence it carries important information about its evolution. The results of these studies suggest the following conclusions: 1) the Glubokinsky Formation is not Riphean in age, as previously thought, but Early Pennsylvanian or post-Early Pennsylvanian; 2) the Glubokinsky Formation is an integral part of the Mongol-Okhotsk fold belt, rather than the Argun continental massif, as suggested in existing structural zonation maps; 3) volcano-terrigenous sediments of the Glubokinsky Formation deposited in a back-arc basin setting above the subduction zone which is directed under the south-eastern edge of the North Asian craton; and 4) the main source of clastic material for the Glubokinsky Formation was igneous and metamorphic complexes of varying ages from the southeastern margin of the North Asian craton.

Key words: Paleozoic, Riphean, sedimentary rocks, geochemistry, detrital zircons, Mongol-Okhotsk fold belt, East Transbaikalia.