

УДК 550.93:552.51:551.72(571.53/.55)

ВОЗРАСТНЫЕ УРОВНИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ НАКОПЛЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТОЛЩ УРИКСКО-ИЙСКОГО ГРАБЕНА, ЮГ СИБИРСКОГО КРАТОНА

© 2014 г. Д. П. Гладкочуб, А. М. Мазукабзов, А. М. Станевич, Т. В. Донская,
З. Л. Мотова, В. А. Ванин

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128

e-mail: gladkochub@mail.ru

Поступила в редакцию 24.02.2014 г.

Проведено изучение раннепротерозойских осадочных и осадочно-вулканогенных разрезов Урикско-Ийского грабена, располагающегося на южном фланге Сибирского кратона. На основе изотопного (U-Pb LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов, содержащихся в обломочной фракции исследованных пород, отобранных из разрезов, для грабена выделены и обоснованы три основных этапа растяжения, сопровождавшегося процессами осадконакопления, каждый из которых характеризуется определенными типами осадков и режимом их накопления. Показано, что наиболее древние отложения (ингашинская свита) маркируют ранние события растяжения (~1.91–1.87 млрд лет), которые были обусловлены коллапсом орогена, возникшего при коллизии Бирюсинского и Шарыжалгайского блоков. Образованный в результате этого растяжения бассейн может рассматриваться в качестве палеоавлакогена. На завершающей стадии первого этапа растяжения произошло внедрение в литосферу кратона гранитоидов саянского комплекса. Второй этап растяжения, начавшийся ~1.75 млрд лет назад, сопровождался накоплением отложений далдарминской свиты при вероятном воздействии на литосферу Сибирского кратона мантийного плюма. На завершающих стадиях этого этапа (~1.70 млрд лет) произошла инверсия напряжений и на месте палеоавлакогена возникла внутрикратонная складчатая зона. Третий этап растяжения (~1.65–1.60 млрд лет) соответствует времени накопления молассоидных отложений ермосохинской свиты во впадинах типа пулл-апарт. Финальные стадии этого рифтогенного процесса были отмечены внедрением в отложения ермосохинской свиты гранитоидов чернозиминского комплекса (1.53 млрд лет), маркирующих завершение активных тектонических событий в регионе. Показано, что после рубежа 1.5 млрд лет Урикско-Ийский грабен превратился во внутрикратонную область стабильного развития. Приведенные результаты позволяют коренным образом пересмотреть тектоническую историю становления и развития Урикско-Ийского грабена. В свете новых представлений эта структура может быть интерпретирована как длительно развивавшийся палеоавлакоген, а смена выявленных обстановок осадконакопления во времени (от палео- до мезопротерозоя) отражает особенности процесса формирования консолидированной континентальной литосферы южного фланга Сибирского кратона.

Ключевые слова: осадочные толщи, детритовые цирконы, оценка возраста, геодинамический режим, докембрий, Сибирский кратон

DOI: 10.7868/S0016853X14050038

ВВЕДЕНИЕ

Изучение геодинамических условий, времени заложения и сценария развития докембрийских осадочных бассейнов представляет собой, в большинстве случаев, трудновыполнимую задачу в силу сильной тектонической нарушенности (плохой сохранности) осадочных разрезов, их высокой степени метаморфического преобразования, а также отсутствия возможностей прямого изотопного датирования пород, слагающих эти разрезы. При этом расшифровка стадийности развития палеобассейнов напрямую зависит от корректности определения возрастных рубежей

этапов седиментации, каждый из которых отражает последовательную смену во времени различных геодинамических режимов. Косвенные данные, такие как положение осадочных толщ в разрезе, их прорывание интрузивными образованиями с известными абсолютными возрастными и др., позволяют лишь отчасти приблизиться к пониманию времени накопления тех или иных осадочных последовательностей. Значительный прогресс в изучении данной проблемы наметился в последние годы, в связи с активным внедрением в практику научных исследований методов изотопного (U-Pb LA-ICP-MS) датиров-



Рис. 1. Схема геологического строения южной части Сибирского кратона

1 – фанерозойский осадочный чехол; 2 – раннедокембрические выступы фундамента (Бк – Байкальский; Б – Бирюсинский; Г – Голоустенский; Ш – Шарьжалгайский); 3 – палеопротерозойский Урикско-Ийский грабен (У); 4 – отложения неопротерозойской окраины кратона; 5 – Центрально-Азиатский складчатый пояс. Контуром показано приблизительное расположение рис. 2

вания детритовых цирконов, содержащихся в обломочной фракции осадочных пород [49 и ссылки в этой работе]. В качестве пионерских работ в данной тематике, касающихся расшифровки возраста и геодинамических условий эволюции палеобассейнов докембрия, располагавшихся на площади Сибирского кратона, могут быть отмечены следующие статьи: [9, 10, 42, 45, 57]. В настоящей работе приводятся результаты подобного исследования, выполненного для докембрических толщ Урикско-Ийского грабена. Выбор этих отложений в качестве объекта исследований обусловлен тем, что сравнительно невысокая степень метаморфической и тектонической переработки позволяет использовать эти толщи не только для выявления основных возрастных уровней проявления процессов седиментации, но и для расшифровки геодинамических режимов, контролировавших развитие палеобассейна, эволюционировавшего в протерозое на юге Сибирского кратона. В связи с тем, что из-за недостаточной обнаженности территории практически для всех рассматриваемых стратоподразделений отсутствуют надежно задокументированные ограниче-

ния (контакты с подстилающими и перекрывающими толщами), при интерпретации полученных результатов будет использоваться такое понятие как “возрастной уровень”. Под этим термином авторы предлагают понимать сменяющие друг друга в разрезе осадочные и вулканогенно-осадочные толщи, отвечающие отдельным выделенным в данном районе свитам.

ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Урикско-Ийский грабен располагается в южной части Сибирского кратона между Шарьжалгайским и Бирюсинским выступами фундамента (рис. 1, 2). Грабен представляет собой линейную зону, вытянутую в северо-западном направлении, ширина которой достигает 30 км при протяженности до 200 км. Восточный контакт грабена проходит по Точерскому разлому (рис. 3), западная граница трассируется гранитами саянского комплекса. Северная часть грабена перекрывается позднедокембрическими толщами Присаянского прогиба, а его южное окончание срезается зоной Главного Саянского разлома.

Мощность осадочных и осадочно-вулканогенных образований в пределах грабена, по данным геолого-съёмочных работ, достигает 15 км. В настоящее время не существует единого мнения о стратиграфической последовательности и объеме выделяемых свит. В ходе съёмочных и тематических работ создано несколько стратиграфических схем Урикско-Ийского грабена, нередко противоречащих друг другу. В связи с этим, последовательность осадочных образований и объем стратиграфических подразделений грабена до настоящего времени являются предметом постоянных дискуссий [14, 15, 17, 19, 22, 24, 36].

Неоднозначность трактовки стратиграфического разреза грабена обусловлена рядом причин. Во-первых, в силу достаточно монотонного (неконтрастного) литологического набора осадков, слагающих целый ряд типовых разрезов, в состав различных по названию свит зачастую относят одни и те же разновозрастные породные ассоциации, что противоречит положениям Стратиграфического кодекса [34, 35]. Во-вторых, отсутствие надежно установленных контактов между выделяемыми свитами и их взаимных переходов по мере наращивания разреза затрудняет расшифровку последовательности расположения свит в сводном разрезе отложений грабена.

Отмеченные обстоятельства и в настоящее время не позволяют приблизиться к распознаванию стадийности накопления осадочно-вулканогенных толщ грабена, используя лишь такие тради-

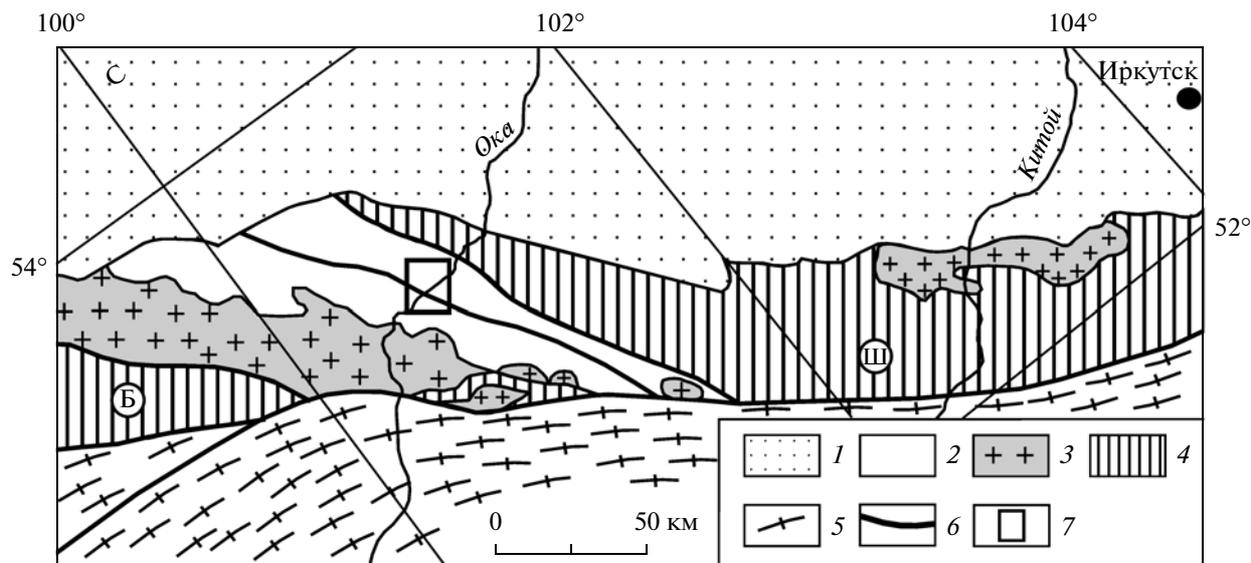


Рис. 2. Схема расположения основных структурно-вещественных комплексов в пределах Присаянского поднятия Сибирского кратона

1 – рифей-фанерозойский чехол; 2 – палеопротерозойский Урикско-Ийский грабен; 3 – раннепротерозойские гранитоиды (саянский комплекс); 4 – раннедокембрийские выступы фундамента: Ш – Шарьжалгайский, Б – Бирусинский; 5 – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 6 – основные разломы; 7 – контуры рис. 3

ционные для геологосъемочных работ инструменты, как описание основных литологических типов пород и выполнение стратиграфических сопоставлений редких, и далеко разнесенных друг от друга, разрезов (обнажений). Так, согласно относительно современной стратиграфической схеме, утвержденной в легенде к Государственной геологической карте Российской Федерации (масштаб 1 : 1000000, лист N-47) [3], в строении грабена выделяются объединенные в раннепротерозойскую сублукскую серию следующие свиты (снизу вверх): шаблыкская, большеерченская, далдарминская и урикская, а также ингашинская, одайская и ермосохинская свиты. При этом раннепротерозойская ингашинская свита, согласно данной схеме, помещается стратиграфически выше урикской свиты, и не рассматривается в составе сублукской серии, а отложения одайской и ермосохинской свит относятся к раннему рифею (мезопротерозою).

Подобное расчленение разреза противоречит общепринятой трактовке структуры грабена как узкой протяженной синформы северо-западного простирания, внутренняя вещественно-возрастная зональность которой объясняет расположение более древних толщ в ее краевых частях и выполнение осевой зоны наиболее молодыми отложениями (см. рис. 1). В связи с этим, авторами статьи принимается иная стратиграфическая схема [24, 46], согласно которой в строении грабена выделяется следующая последовательность свит

раннего протерозоя (снизу вверх): шаблыкская, большеерченская (ингашинская), далдарминская, урикская (аршанская) свиты сублукской серии, а также ангаульская и одайская свиты калбазыкской серии. Залегающие в верхних частях разреза отложения ермосохинской свиты традиционно рассматриваются в качестве наиболее молодых и относятся к раннему рифею (рис. 4).

Вулканоогенно-осадочные толщи Урикско-Ийского грабена дислоцированы с формированием линейной складчатости и разломов северо-западной ориентировки. Интенсивность проявления складчатых деформаций неравномерная. Наибольшая степень их проявления, судя по структурным парагенезисам, отмечается в юго-восточной и центральной частях грабена. В направлении к северо-западу интенсивность складчатых деформаций убывает. Кроме структур указанной ориентировки, восстанавливаются наложенные пликативные дислокации с осевыми поверхностями северо-восточного простирания. Это, как правило, мелкомасштабные складки (видимая амплитуда до 10 м) нейтрального типа с крутыми шарнирами, возникновение которых контролируется пластическими сдвигами. Разрывные нарушения согласны с ориентировкой кливажа и по типу формирования соответствуют вязким разломам мощностью в первые десятки метров. Такие особенности строения разрывных дислокаций затушевывают границы между литологическими подразделениями и вносят некото-

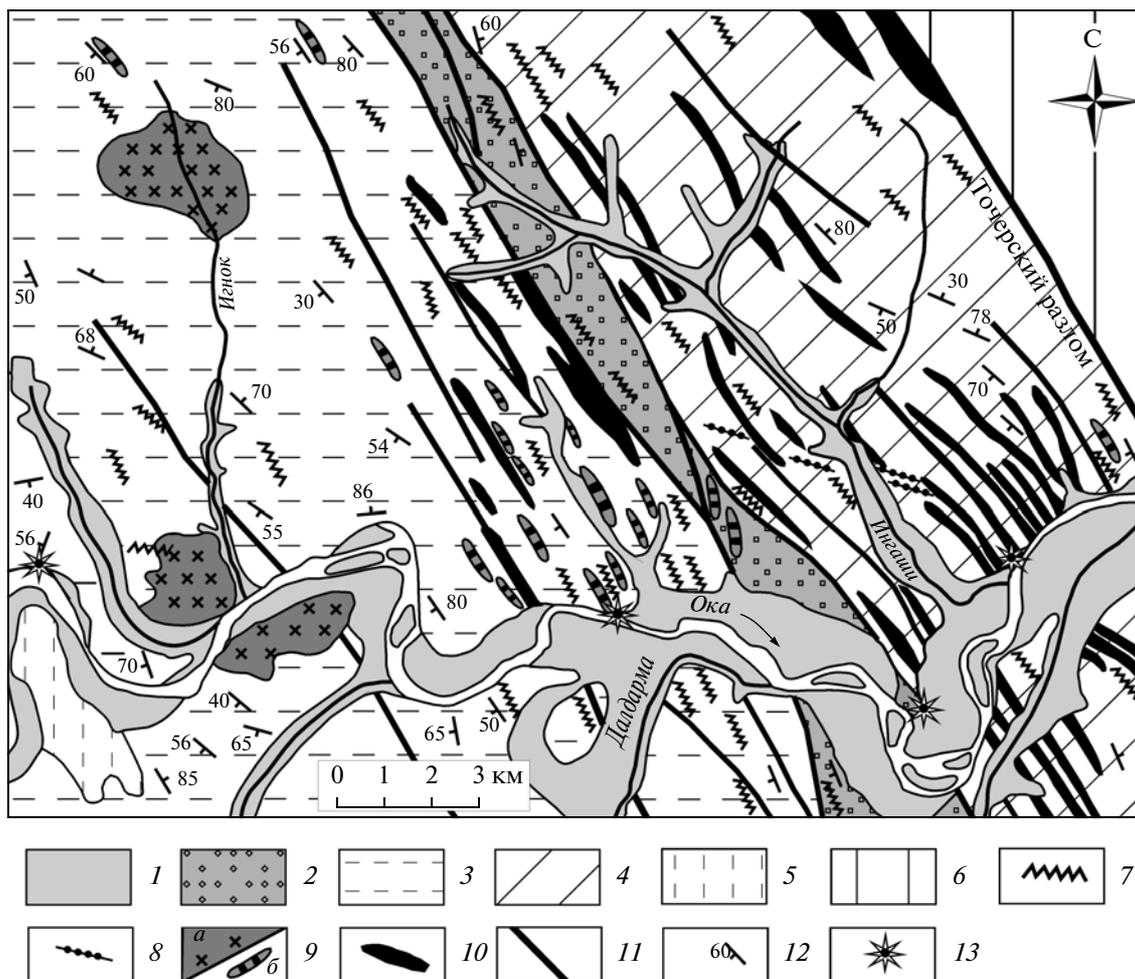


Рис. 3. Схема геологического строения центральной части Урикско-Ийского грабена (междуречье Ингаши-Игнок)
 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2–5 – отложения Урикско-Ийского грабена: 2 – ермосохинская свита, 3 – далдарминская свита, 4 – ингашинская свита, 5 – большереченская свита; 6 – раннедокембрийские комплексы Шарьжалгайского краевого выступа фундамента Сибирского кратона; 7–10 – интрузивные комплексы: 7 – неопротерозойские габбро-долериты; 8 – лампроиты; 9 – гранитоиды чернозиминского комплекса: а – массивы, б – крупные жильные тела; 10 – палеопротерозойские базиты, в том числе ангаульского комплекса; 11 – разломы; 12 – залегание слоистости; 13 – места отбора проб для геохронологического датирования

рую неопределенность в их расшифровку. С разломами часто связано формирование псевдоконгломератов, которые часто принимаются за истинные конгломераты.

Слагающие грабен породы в различной степени метаморфизованы. Наибольшая степень метаморфизма, достигающая условий эпидот-амфиболитовой фации, отмечается в породах шаблыкской и большереченской свит, непосредственно в зонах их контакта с гранитоидами саянского комплекса. Породы остальных свит изменены в условиях различных субфаций зеленосланцевой фации, при этом породы ермосохинской свиты практически не метаморфизованы.

До настоящего времени существует несколько вариантов трактовки геологической истории Урикско-Ийского грабена. Одни авторы предполагают возраст ее заложения и развития как раннедокембрийский [24]. Другие [17, 46] обосновывают ниже- и даже верхнерифейский возраст части отложений Урикско-Ийского грабена. Следует заметить, что современные данные позволяют уверенно ограничивать верхний предел накопления рассматриваемой последовательности ранним рифеем (ранним мезопротерозоем), по прорыванию отложений наиболее молодой ермосохинской свиты гранитоидами с возрастом 1537 ± 14 млн лет (Ar-Ar по биотиту, [5]). При этом, вопрос о том, когда начались процессы ак-

тивной седиментации в пределах грабена до настоящего времени оставался открытым.

ОБОСНОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ВОЗРАСТНЫХ УРОВНЕЙ НАКОПЛЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТОЛЩ УРИКСКО-ИЙСКОГО ГРАБЕНА

В ходе проведенных исследований были выполнены геологические наблюдения и отобраны пробы из полного составного разреза осадочно-вулканогенной последовательности Урикско-Ийского грабена. В качестве комплекса основания были опробованы породы ингашинской свиты. Средняя часть разреза была изучена на примере отложений далдарминской свиты. Верхняя часть рассматриваемой последовательности изучалась на примере терригенных образований низов ермосохинской свиты. Исследования ингашинской и далдарминской свит проводились на стратотипических для них разрезах.

Изотопное (U-Pb) датирование детритовых цирконов методом LA-ICP-MS выполнялось в корпорации “Apatite to Zircon, Inc.” (США, аналитик М. Донелик) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7700x совместно с эксимерным 193 нм лазером Resonetics RESolution M-50 (США). Диаметр кратера при измерениях составлял 26 мкм. Режимы съемки и параметры приборов описаны в работе [50]. Для калибровки использовали стандарты FC1, 91500, F5, T1, T2, MT. Ошибки в калибровке стандартов составляли: FC1 – 0.21% (2σ), 91500 – 0.48% (2σ), F5 – 0.66% (2σ), T1 – 0.66% (2σ), T2 – 0.79% (2σ), MT – 1.3% (2σ). Обработка выполненных измерений проводилась в программе ISOPLOT. Для каждой пробы было проанализировано 120 цирконов, из которых лишь оценки возраста, дискордантность которых не превышает 10%, учитывались в работе. Аналитические данные могут быть получены по запросу у авторов. Гистограммы и кривые относительной вероятности построены по ²⁰⁷Pb/²³⁵U значениям возраста с ошибкой 2σ (рис. 5).

В изученных разрезах ингашинской свиты (левый борт р. Ока, район устья руч. Ингаши) присутствуют преимущественно метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации полевошпатово-кварцевые до полимиктовых гравелитопесчаники, песчаники и алевролиты, составляющие градационные ритмы. Среди терригенных разновидностей ингашинской свиты отмечаются тела актинолит-эпидитовых пород, которые можно трактовать как метаморфизованные магматические породы основного состава. Согласно ряду классификаций [25, 28], песчаники ингашинской свиты по своему химическому составу отвечают

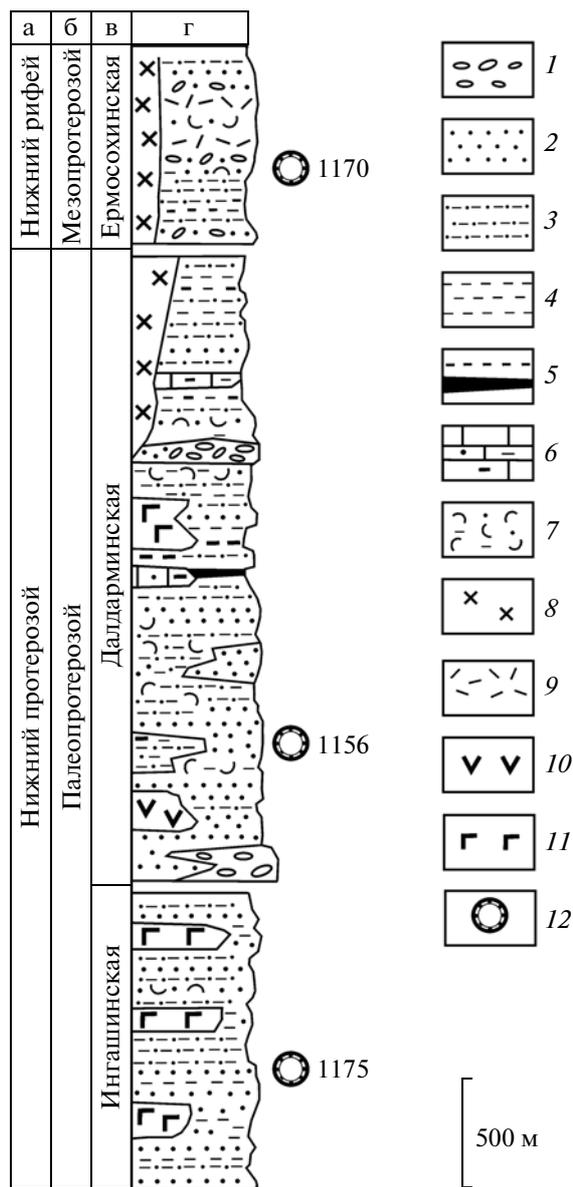


Рис. 4. Стратиграфическая колонка осадочных и осадочно-вулканогенных пород Урикско-Ийского грабена. а, б – Общая стратиграфическая шкала: а – российская, б – международная; в – свиты; г – литология 1 – конгломераты; 2 – гравелиты и песчаники; 3 – алевролиты и сланцы по ним; 4 – аргиллиты, алевроаргиллиты и сланцы по ним; 5 – углеродсодержащие аргиллиты и алевроаргиллиты, знак углеродистости; 6 – известняки, известняки песчанистые, глинистые, углеродистые; 7 – туфы и туффиты; 8 – гранитоиды; 9 – кварцевые и другие порфиры; 10 – вулканиты основного состава; 11 – дайки базитов; 12 – местонахождение проб для определения возраста детритовых цирконов

аркозам и субаркозам. Совокупность литохимических характеристик свидетельствует о петрогенной природе исследованных песчаников, т.е. об их образовании преимущественно за счет разрушения первично магматических пород [11]. От-

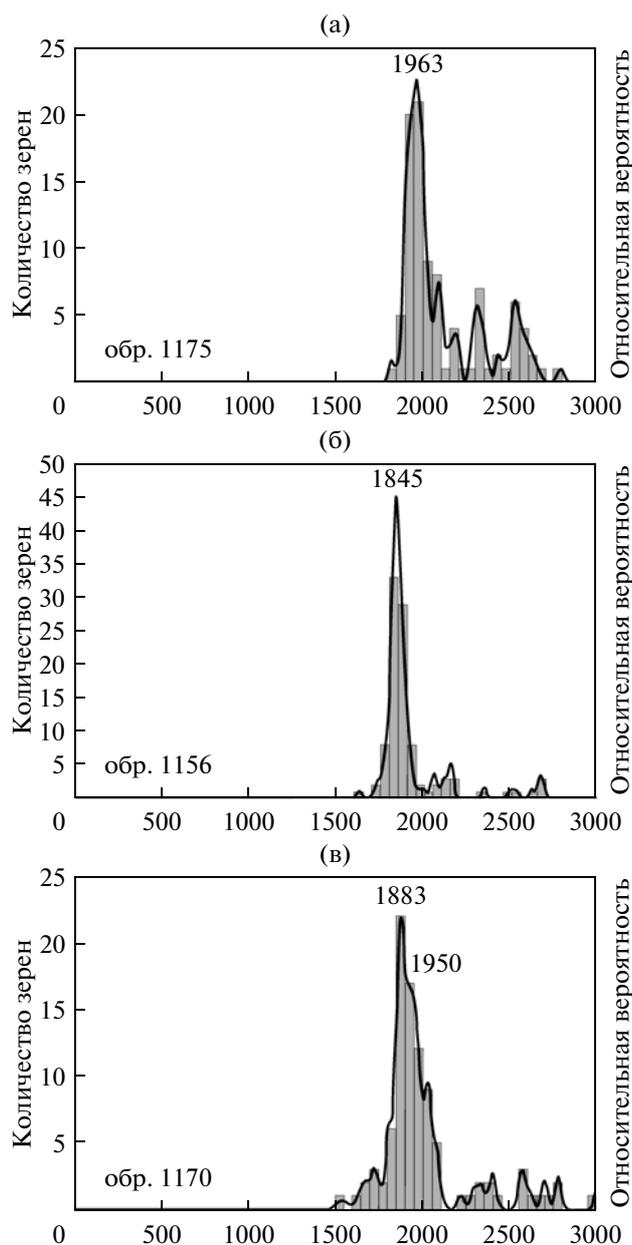


Рис. 5. Гистограммы и кривые относительной вероятности возраста детритовых цирконов из докембрийских свит Урикско-Ийского грабена
 а – ингашинская свита; б – далдарминская свита;
 в – ермосохинская свита

ложения ингашинской свиты прорываются дайками базитов, возраст которых составляет 1913 ± 24 млн лет (U-Pb SHRIMP по циркону, [53, 54]).

Из разреза ингашинской свиты для изучения возраста детритовых цирконов был отобран олигомиктовый песчаник. Текстура породы сланцеватослоистая (обр. 1175), структура алевропсаммитовая (реликтовая), бластопсаммитовая, структура цемента базальнопоровая, состав слю-

дистоглинистый. Порода сложена кварцем (66%), полевыми шпатами (15%), обломками пород (13%), рудным минералом (4%), в незначительных количествах присутствуют кластогенные циркон, мусковит и новообразованные хлорит, кварц и альбит. В виде несортированных обломков в породе встречаются кварц, полевые шпаты, алевроаргиллиты, кремни, гранитоиды. Размеры обломков сильно варьируют от 0.06–0.12 мм до 0.3–1.0 мм. Вмещающий цемент представлен мелкозернистым гранобластовым агрегатом кварц-полевошпатового состава. Размер обломков циркона в породе достигает 0.24 мм.

Конкордантные значения были получены по 101 зерну детритовых цирконов из песчаника ингашинской свиты (рис. 5а). Возраст наиболее древнего циркона в исследованном образце составляет 2788 млн лет. Основной пик отвечает значению 1963 млн лет (43 циркона). Возрасты оставшихся цирконов характеризуются следующими пиками (в млн лет): 1909, 2093, 2177, 2317, 2487, 2526, 2597 (см. рис. 5а). Принимая во внимание полученные результаты можно предположить, что накопление ингашинской свиты происходило после 1.90 млрд лет, но до внедрения гранитоидов саянского комплекса (1.87–1.83 млрд лет [3, 13, 18, 23, 37, 38]).

Типичными породами нижней части далдарминской свиты являются песчаники, алевропесчаники на карбонатном цементе и темноокрашенные (вплоть до черных) углеродистые алевропелитовые сланцы. Средняя часть разреза включает песчаники олигомиктового состава, алевритовые сланцы, полимиктовые, вулканомиктовые песчаники и гравелиты, содержащие среди прочих обломки эффузивов кислого и среднего составов, а также линзообразно залегающие конгломераты. Верхняя часть далдарминской толщи насыщена вулканогенными разновидностями, включающими метаморфизованные андезитовые и базальтовые порфириды, лавы кислого состава, туфы и туффиты. Согласно классификации А.Н. Неелова [25] терригенные породы далдарминской свиты по своему химическому составу относятся к граувакковым алевролитам или туффоидам основного состава. Комплекс литохимических характеристик позволяет рассматривать эти породы в качестве петрогенных вулканогенно-осадочных образований [11].

Для геохронологических исследований из разреза далдарминской свиты был отобран слабрасланцованный туфоалевролит (обр. 1156). Порода сложена альбитом (45%), кварцем (20%), кальцитом (11%), серицитом и биотитом (по 9%) и хлоритом (5%). Кроме этого, в породе присутствует рудный минерал (2%), циркон и апатит. Обломки

эксплозивной природы (0.7–1.5 мм, иногда до 2.4–3.5 мм) слагают до 15% объема проанализированного образца. Они в большей мере представлены плагиоклазом, в меньшей мере кварцем, по трещинам в которых отмечается новообразованный мелкозернистый гранобластовый агрегат биотит-кварцевого состава. Обломки циркона в породе достигают 0.06 мм.

Спектры возрастов полученных по детритовым цирконам из туфоалевролита далдарминской свиты (102 конкордантных значения), разительно отличаются от таковых, обнаруженных при изучении цирконов из песчаника ингашинской свиты (рис. 5б). Возраст наиболее древнего циркона в исследованном образце составляет 3274 млн лет. Основной пик отвечает значению 1845 млн лет (62 циркона) (см. рис. 5б). Возрасты оставшихся цирконов характеризуются следующими пиками (в млн лет): 1750, 2056, 2118, 2154 и 2666. Набор полученных датировок свидетельствует в пользу того, что в качестве основного источника детритовых цирконов могли выступать гранитоиды саянского комплекса, имеющие возраст 1.87–1.83 млрд лет [3, 13, 18, 23, 37, 38]. Наиболее молодые цирконы (1750 млн лет) отражают всплеск магматической активности, широко проявившейся в южном фланге Сибирского кратона на данном временном рубеже [2, 7, 8, 27, 37, 38].

Отложения ермосохинской свиты (мощность до 850 метров) являются специфичными образованиями Урикско-Ийского грабена, прослеживающимися в его центральной части в виде узкой полосы от хребта Ермосхин (юго-восток грабена) до р. Ии (северо-запад грабена) (см. рис. 1). Стратотип свиты расположен на хр. Ермосхин и сложен кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками, реже конгломератами [31]. По простираю свита испытывает фациальные изменения и особенно это свойственно нижним частям разреза. В разрезе р. Оки породы свиты представлены темно-серыми алевролитовыми сланцами, туфогравелитопесчаники, гравелитами и конгломератами с плавающими обломками. Цемент конгломератов по составу соответствует туфопесчанику. Кроме галек кварцитов и кремней средней окатанности в конгломератах присутствуют разрозненные малоокатанные обломки туфопесчаников и песчаных известняков. По составу пород и низкой степени их постседиментационного преобразования, ермосохинская свита резко отличается от подстилающих толщ далдарминской и ингашинской свит. Песчаникам ермосохинской свиты свойственны нормальные осадочные текстуры и седиментационные обломочные структуры с элементами коррозии, регенерации и конформации обломочных зерен.

По особенностям строения и комплексу осадочных образований свита напоминает молассовую формацию. Низы формации сложены морскими молассами, а верхи – континентальными, для которых характерны преобладание переотложенных продуктов кор выветривания [31]. Отложения ермосохинской свиты прорваны дайками гранит-порфиров черномиминского комплекса, возраст которых составляет 1537 ± 14 млн лет (Ar-Ar по биотиту, [5]). Согласно ряду классификаций [25, 28], породы нижней части ермосохинской свиты по своему химическому составу соответствуют полимиктовым и граувакковым песчаникам. Совокупность литохимических характеристик позволяет рассматривать эти породы в качестве литогенных, т.е. образованных преимущественно за счет разрушения более древних осадочных пород [11].

Из разреза ермосохинской свиты был отобран гравелистый полимиктовый песчаник (обр. 1170). В базальнопоровом цементе присутствуют обломки более ранних осадочных пород, а также гранитоидов и эффузивов кислого состава. Размер обломков варьирует от 0.03–0.06 мм до 0.3–0.9 мм, их большая часть отличается плохой окатанностью. Содержание обломков пород достигает 28%. Кроме этого, в песчанике присутствует полевой шпат (25%), кварц (22%), гидроокислы железа (10%) и рудный минерал (6%). В незначительных количествах отмечены хлорит, кальцит, циркон и турмалин. Обломки циркона достигают 0.3 мм.

Из 120 проанализированных зерен 99 демонстрируют конкордантные значения возраста, которые группируются в пики, характерные как для пород ингашинской, так и далдарминской свит, кроме самой молодой группы цирконов (1680 млн лет), присущей только отложениям ермосохинской свиты (рис. 5в). Пик 1950 млн лет (17 зерен) близок к возрасту основной группы детритовых цирконов, обнаруженных в песчанике ингашинской свиты, в то время как наибольший пик с возрастом 1883 млн лет (21 зерно) и пик на 1829 млн лет характерны для туфоалевролита далдарминской свиты. Кроме этого, возраст одного из наиболее молодых кластеров датировок (1735 млн лет), полученных для песчаника ермосохинской свиты, близок к таковому, обнаруженному в туфоалевролите далдарминской свиты. Более древние пики возрастов, выявленные в проанализированном образце (в млн лет): 2033, 2080, 2319, 2403, 2582, 2701 и 2787, также, в той или иной степени, характерны для отложений далдарминской и ингашинской свит. Выявленное сходство спектров распределения позволяет допускать формирование осадочно-вулканогенных

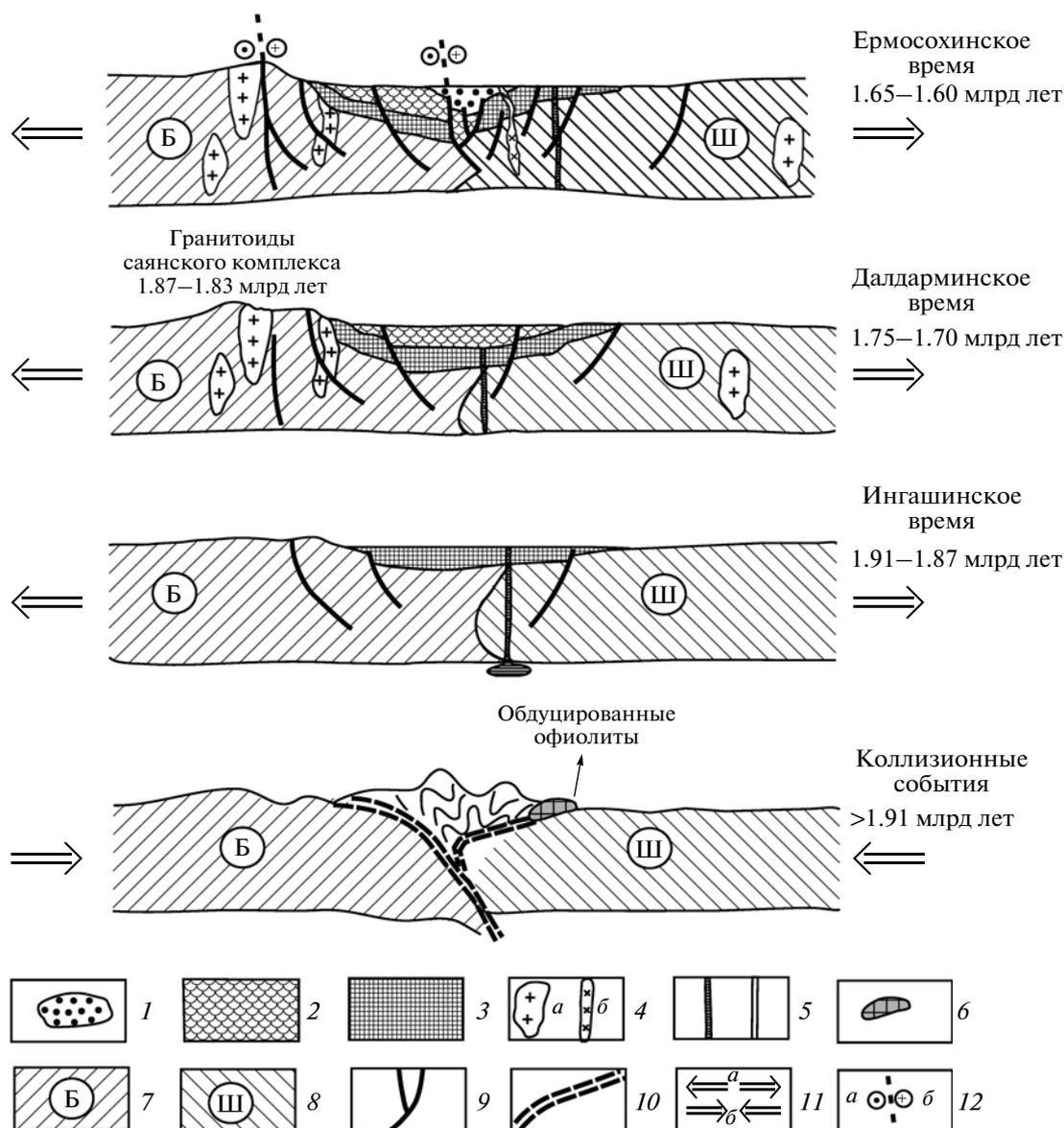


Рис. 6. Геодинамическая модель развития Урикско-Ийского грабена (палеоавлакогена)

1–3 – вулканогенно-осадочные образования: 1 – ермосохинской свиты, 2 – далдарминской свиты, 3 – ингашинской и большереченской свит; 4 – гранитоиды: *a* – саянского комплекса, *б* – чернозиминского комплекса; 5 – дайки раннедокембрийских базитов, в том числе ангаульского комплекса; 6 – фрагменты (реликты) метаофиолитов палеопротерозоя; 7, 8 – метаморфические породы фундамента Сибирского кратона: 7 – Бирусинский выступ (Б), 8 – Шарыжалгайский выступ (Ш); 9 – разломы; 10 – сutura палеопротерозоя; 11 – направление действия сил: *a* – растяжения, *б* – сжатия; 12 – направление сдвигового смещения по разлому: *a* – к наблюдателю, *б* – от наблюдателя

образований ермосохинской свиты при доминирующем вкладе в ее состав накопившихся ранее отложений Урикско-Ийского грабена.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как следует из приведенных результатов, все три изученных стратоподразделения (свиты) кардинально отличаются друг от друга по структурно-

му положению, литохимическим характеристикам пород, а также по возрастным спектрам обнаруженных в них детритовых цирконов. Синтез новых данных позволяет обосновать и предварительно охарактеризовать три возрастных уровня (этапа) накопления осадочно-вулканогенной толщи Урикско-Ийского грабена, представленной в бассейне р. Ока. При этом каждый этап отвечал определенной геодинамической обстановке (рис. 6).

Первый возрастной уровень (этап) осадконакопления (~1.91–1.87 млрд лет)

Минимальные возрасты детритовых цирконов, обнаруженных в песчаниках ингашинской свиты (~1.9 млрд лет), позволяют рассматривать эти отложения в качестве основания протерозойского осадочно-вулканогенного разреза Урикско-Ийского грабена. Принимая во внимание то, что отложения ингашинской свиты интродуцированы дайками базитов ангаульского комплекса с возрастом 1913 ± 24 млн лет [53, 54] и, в то же время отсутствуют свидетельства прорывания этих осадков гранитоидами саянского комплекса с возрастом 1.87–1.83 млрд лет [3, 13, 18, 23, 37, 38] можно очертить интервал накопления рассматриваемых отложений значениями ~1.91–1.87 млрд лет. Данное заключение, в совокупности с наблюдениями о том, что породы ингашинской свиты слабо метаморфизованы и деформированы в единой структуре с вышележащими толщами, свидетельствует в пользу накопления толщи после затухания основных аккреционно-коллизийных событий, завершившихся в регионе около 1.9 млрд лет назад [40]. Преобладание в разрезах свиты полевошпат-кварцевых и полимиктовых песчаников и гравелитопесчаников свидетельствует об определяющей роли пород раннедокембрийского фундамента Сибирского кратона как главного источника обломочного материала для этих отложений.

При этом, основной объем материала в бассейне седиментации поступал, по-видимому, за счет разрушения и сноса вещества с западного (в современных координатах), “Бирюсинского” берега бассейна. В пользу данного заключения свидетельствует то, что наиболее древний из обнаруженных цирконов имеет возраст 2788 млн лет. В настоящее время среди пород фундамента Бирюсинского выступа известны лишь образования неоархейского возраста [39], в то время как для Шарыжалгайского выступа, напротив, имеются многочисленные доказательства присутствия в его структуре пород с мезо- и даже палеоархейскими возрастными [40, 41, 52, 58].

Если интерпретация архейских цирконов и цирконов с возрастом 2.0–1.9 млрд лет как производных источников Сибирского кратона не вызывает существенного затруднения, то присутствие среди проанализированных зерен цирконов с возрастными ~2.3–2.2 млрд лет, нетипичных для фундамента кратона [59], требует отдельного рассмотрения. Как известно [4, 33], в раннем палеопротерозое между Бирюсинским и Шарыжалгайским террейнами существовал океанический бассейн, закрывшийся к рубежу 1.9 млрд лет. Вероятно, этот бассейн представлял собой локаль-

ный залив обширного океана, фрагменты древней коры которого (метаофиолитов) сохранились на целом ряде древних кратонов [55, 60, 61 и др.]. Закрытие древнего океанического бассейна, разделявшего Бирюсинский и Шарыжалгайский террейны, фиксируется реликтами палеопротерозойских эклогитов и метаофиолитами, имеющими надсубдукционные геохимические характеристики. По-видимому, цирконы с возрастными 2.3–2.2 млрд лет маркируют корообразующие процессы, имевшие место в надсубдукционной обстановке раннего палеопротерозоя, когда в пределах развивавшегося палеоокеана существовали островодужные комплексы, чьи фрагменты в последующем в ходе закрытия бассейна были субдуцированы под кратон и частично обдуцированы на его окраины [4] (см. рис. 6). В пользу данного предположения свидетельствует положительное значение $\epsilon Nd = +2.7$, полученное для полимиктового песчаника из основания ингашинской свиты [52]. Это значение указывает на определенную роль в обломочной составляющей терригенных пород ингашинской свиты ювенильного материала. Разрушение подобных островодужных образований раннего палеопротерозоя обдуцированных на край кратона могло обеспечить привнос в зарождающийся между Бирюсинским и Шарыжалгайским террейнами новый бассейн седиментации “экзотического” обломочного материала, нетипичного для пород фундамента Сибирского кратона [59].

Таким образом, для первого возрастного уровня накопления осадочно-вулканогенной толщи Урикско-Ийского грабена могут быть идентифицированы два источника обломочного материала: основной – преимущественно породы Бирюсинского выступа фундамента Сибирского кратона и второстепенный, имеющий, предположительно, островодужную природу.

Второй возрастной уровень (этап) осадконакопления (~1.75–1.70 млрд лет)

В совершенно иных условиях происходило накопление отложений далдарминской свиты (второй этап). Присутствие в ее разрезах эффузивов и туфов различного состава, а также широкого спектра терригенных пород (от углеродистых сланцев и известняков, до гравелитов и конгломератов) может быть объяснено накоплением свиты в условиях типичных для обстановок масштабного внутриконтинентального растяжения (осадочный бассейн рифтогенного происхождения). Участие в разрезах свиты углеродистых алевропелитовых сланцев и известняков, перемежающихся с песчаниками и алевропесчаниками, свидетельствует о существовании зон сероводо-

родного заражения в относительно малоглубинных условиях, нежели о формировании свиты в глубоких трогах (желобах). Накопление углеродистого вещества в бассейне, скорее всего, происходило за счет активной жизнедеятельности хемолитотрофных бактерий, развивающихся за счет минеральных компонентов гидротермальных эманацій зон разломов на фоне масштабных вулканических извержений [26].

Подобные обстановки осадконакопления характерны, в частности, для близковозрастных и аналогичных по строению вулканогенно-осадочных разрезов отложений печенгского комплекса Кольского полуострова [20, 21] и оскольской серии Тим-Ястребовской структуры Курской магнитной аномалии (КМА) [43, 44]. Следует подчеркнуть, что в углеродистых сланцах оскольской серии, как и в аналогичных породах далдарминской свиты, обнаружена ассоциация микрофоссилий грибной природы неизвестная в других регионах мира [1, 62].

Примечательно, что все упомянутые выше близковозрастные отложения (печенгский комплекс Кольского полуострова, оскольская серия КМЯ, далдарминская свита Урикско-Ийского грабена) содержат оруденение золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой, золоторудной березитовой формаций, а также прослой железистых кварцитов. Это обстоятельство, во-первых, подтверждает возможность трактовки природы далдарминской свиты как отложений внутриконтинентального осадочного бассейна рифтогенного происхождения, как это уже надежно доказано для пород печенгского комплекса Кольского полуострова и оскольской серии КМА, и, во-вторых, позволяет предполагать возможность обнаружения в разрезе далдарминской свиты перспективных рудных объектов. В качестве более молодого примера образований рифтогенных впадин может быть представлен формационный комплекс Олоkitского прогиба Северного Прибайкалья, сформировавшийся в позднем рифее [16, 29].

Возраст основного пика (1845 млн лет), полученный по детритовым цирконам из далдарминской свиты надежно указывает на гранитоиды саянского комплекса как основной источник обломочного материала в ее составе. Неоархейский (2674 млн лет) возраст наиболее древнего пика свидетельствует в пользу того, что архейский обломочный материал, как и на протяжении первого этапа седиментогенеза, по-видимому, поступал в бассейн за счет разрушения пород фундамента Бирюсинского террейна.

Группа наиболее молодых цирконов (7 зерен) с возрастными ~1750 млн лет отражает начало при-

вноса в бассейн седиментации продуктов интрузивной деятельности, охватившей в позднем палеопротерозое обширные площади на южном фланге Сибирского кратона: от Канского выступа на западе до северного окончания Байкальского выступа на востоке [2, 7, 8, 27, 37, 38]. Причина возникновения масштабных процессов внутриконтинентального растяжения позднего палеопротерозоя в краевых областях южной части Сибирского кратона и на севере Лаврентии (дайковые комплексы Cleaver, MacRae, and Hadley Bay) [48] остаются до конца не изученными. Согласно ряду предположений [7, 51], подобное явление могло быть вызвано внедрением плюма под литосферу древнего суперконтинента Коламбия (Нуна) вблизи области сочленения Сибири и Лаврентии.

Третий возрастной уровень (этап) осадконакопления (~1.65–1.60 млрд лет)

Возрастной интервал третьего этапа седиментогенеза в пределах Урикско-Ийского грабена условно очерчен, с одной стороны, возрастом наиболее молодой группы цирконов 1.68 млрд лет (3 зерна), а с другой – возрастом гранитоидов чернозиминского комплекса (1.53 млрд лет) [5], прорывающих отложения ермосохинской свиты.

Аргументом в пользу выделения этого уровня, кроме упомянутых выше геохронологических данных, в первую очередь, является положение ермосохинской свиты в разрезе, в частности то, что в ее основании повсеместно присутствует мощный горизонт базальных конгломератов, состав галек которых свидетельствует о глубоком размыве подстилающих пород. Обилие в разрезе грубообломочных пород, а также текстуры свального характера отложений указывают на ее накопление в условиях быстрой седиментации в орогенном режиме. Таким образом, вся совокупность фактов (особенности строения разрезов, литогенный характер отложений, возрастные спектры детритовых цирконов, характерные как для ингашинской, так и для далдарминской свит), позволяет интерпретировать ермосохинскую свиту как продукт переотложения материала более древних (подстилающих) осадочных и вулканогенно-осадочных толщ.

Формирование осадков ермосохинской свиты, по-видимому, происходило в пределах асимметричной предгорной депрессии, возникшей в процессе активизации тектонических движений и заложения системы Ерминско-Горхонского разлома. Движения по разлому, вероятно, способствовали возникновению изолированных впадин типа пулл-апарт, которые впоследствии объеди-

нились в единый протяженный бассейн. Начальные стадии формирования впадин сопровождались накоплением туфопесчаников и песчаников полимиктового состава за счет размыва прилегающих участков, сложенных образованиями далдарминской и ингашинской свит. В дальнейшем по мере разрастания бассейна в область денудации были вовлечены переотложенные продукты коры выветривания по разным типам пород [32]. Большая часть отложений ермосохинской свиты поступала в бассейн за счет временных и постоянных водотоков [31, 32]. Финальные стадии этого рифтогенного процесса были отмечены внедрением в отложения ермосохинской свиты гранитоидов чернзиминского комплекса (1537 ± 14 млн лет), маркирующих завершение активных тектонических событий в регионе.

Таким образом, после рубежа 1.5 млрд лет Урикско-Ийский грабен превратился во внутрикратонную область стабильного развития. Все более молодые магматические и субвулканические комплексы, развитые в его пределах, такие как лампроиты, щелочные пикриты, карбонатиты имеют характеристики типичных внутриплитных образований [12, 30].

Следует подчеркнуть, что принципиальная важность системы разломов, заложившихся в позднем палеопротерозое, на фоне раскрытия Урикско-Ийского грабена и его заполнения осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями, состоит в том, что именно эта система контролировала размещение всех последующих магматических и субвулканических комплексов, проявившихся в регионе в позднем протерозое и фанерозое. Доказательством этого предположения является то, что к этой системе разломов тяготеет большая часть неопротерозойских даек [6, 8, 54], а к бортам этой древней диссипативной системы приурочены выходы глубинных ультраосновных щелочных пород, карбонатитов зиминского комплекса и алмазоносных лампроитов ингашинского поля [12, 47].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что изучение возраста детритовых цирконов в комплексе с анализом геологической ситуации и литолого-фациальных особенностей разрезов раннего докембрия может быть использовано для расчленения древних толщ неясной возрастной позиции. Последовательность этих толщ в разрезе, откорректированная с учетом результатов подобных геохронологических исследований, может быть проинтерпретирована для расшифровки сцена-

рия геодинамической эволюции конкретных геологических структур.

Полученные результаты позволили выделить для Урикско-Ийского грабена три основных этапа седиментогенеза (~1.91–1.87; ~1.75–1.70; ~1.65–1.60 млрд лет), каждый из которых характеризуется определенными типами осадков и режимом их накопления (см. рис. 6).

Рассматриваемые процессы осадконакопления происходили на зрелой континентальной коре Сибирского кратона, консолидация которой завершилась к рубежу 2.0–1.9 млрд лет. Поэтому, по мнению авторов, возникновение и эволюция данного внутриконтинентального бассейна могут быть объяснены процессами, протекавшими непосредственно в литосфере кратона и в подстилающей мантии. Согласно предлагаемой модели, наиболее ранние события растяжения (~1.91–1.87 млрд лет, накопление отложений ингашинской свиты), вероятно, были обусловлены коллапсом орогена, возникшего в результате коллизии Бирюсинского и Шарыжалгайского блоков. Гравитационная неустойчивость утолщенной в результате коллизии континентальной литосферы способствовала реализации процессов растяжения и заложению древнего бассейна седиментации рифтогенной природы. Отмеченные в основании разреза ингашинской свиты тела измененных базитов могут рассматриваться в качестве индикаторов подобных условий растяжения. Поступление материала в бассейн происходило, в основном, со стороны Бирюсинского блока. В его проксимальной части накапливались преимущественно грубообломочные образования, которые в восточном направлении фациально замещались более мелкозернистыми осадками – песчаниками и алевролитами. В терминологическом плане, возникший бассейн может быть обозначен как палеоавлакоген. На завершающей стадии этого этапа произошло внедрение в литосферу кратона гранитоидов саянского комплекса с возрастом ~1.87–1.83 млрд лет [3, 13, 18, 23, 37, 38].

Второй этап в развитии Урикско-Ийского бассейна (~1.75–1.70 млрд лет, накопление отложений далдарминской свиты) был обусловлен воздействием на литосферу кратона мантийного плюма, либо прохождением южной части кратона над “горячим полем мантии” [56]. На начальном этапе растяжения происходило расширение бассейна и его заполнение материалом, поступавшим с прилегающих поднятий. В последующем, на финальных стадиях этого рифтогенного события, при термальном воздействии на литосферу кратона со стороны мантийного плюма [8] произошла определенная тектономагматическая активизация, выразившаяся в активной вулканиче-

ской деятельности. Индикатором этих событий служат прослои вулканического материала в верхних горизонтах далдарминской свиты. Процессы седиментации на завершающих стадиях “далдарминского” этапа (~1.7 млрд лет) в результате произошедшей инверсии напряжений были прерваны и на месте палеоавлакогена возникла внутрикратонная инверсионная складчатая зона, которой свойственны линейная складчатость и низкотемпературный зеленосланцевый метаморфизм. Структурный парагенез складчатых и разрывных дислокаций указывает на то, что инверсия была обусловлена продольным сжатием, вызванным, вероятно, внедрением в основание коры массивов интрузивных пород, эффузивные аналоги которых обильно представлены в верхних частях разрезов далдарминской свиты. В более широком плане отмеченные геодинамические события коррелируют с плюмовым воздействием на литосферу палеопротерозойского суперконтинента Коламбия в области сопряжения Сибири и Лаврентии, участвовавших в структуре этого суперконтинента [54].

Процессы растяжения и осадконакопления возобновились вновь в позднем палеопротерозое (третий возрастной уровень — ~1.65–1.60 млрд лет, накопление ермосохинской свиты). Отложения этого этапа залегают с угловым несогласием на образованиях далдарминского (второго) уровня. По характеру породных ассоциаций и типу осадконакопления ермосохинский уровень, как отмечалось ранее, соответствует молассам. Седиментация осуществлялась в эволюционирующем предгорном прогибе, осложненным трансензионным разломом с формированием впадин типа пулл-апат.

Приведенные результаты позволяют коренным образом пересмотреть тектоническую историю становления и развития Урикско-Ийского грабена. В свете новых представлений эта структура может быть интерпретирована как длительно развивавшийся палеоавлакоген, а смена выявленных обстановок осадконакопления во времени (от палео- до мезопротерозоя) отражает особенности процесса формирования консолидированной континентальной литосферы южного фланга Сибирского кратона.

Кроме этого следует отметить, что обоснование рифтогенной геодинамической специфики отложений второго этапа седиментогенеза (уровень далдарминской свиты), по аналогии с отложениями других внутриконтинентальных рифтовых бассейнов палеопротерозоя, позволяет предполагать высокую вероятность обнаружения в разрезах данной свиты не только уже выявленных маломощных зон минерализации, но и крупных

месторождений золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой, золоторудной березитовой формаций.

Приведенные результаты свидетельствуют в пользу необходимости внесения определенных корректировок в ряд стратиграфических схем (в том числе [3]) и геодинамических моделей, касающихся развития южного фланга Сибирского кратона в раннем докембрии.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №№ 13-05-00048 и 13-05-91173-ГФЕН-а, а также Программы фундаментальных исследований РАН № 10 (проект 10.3).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахмедов А.Б., Белова М.Ю., Крупеник В.А., Сидорова И.Н. Микрофоссилии грибной природы из черных сланцев палеопротерозоя Печенгского комплекса (Кольский полуостров) // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 5. С. 646–649.
2. Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К., Плоткина Ю.В. U-Pb возраст гиперстеновых гранитов (кузеевитов) Ангаро-Канского выступа (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 5. С. 864–867.
3. Галимова Т.Ф., Пермьяков А.С. Бобровский В.Т., Пашкова Л.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Лист N-47—Нижеудинск. СПб.: Изд-во СПб карт-фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 675 с.
4. Гладкочуб Д.П., Скляр Е.В., Меньшагин Ю.В., Мазукабзов А.М. Геохимические особенности раннедокембрийских офиолитов Шарыжалгайского выступа // Геохимия. 2001. № 10. С. 1039–1051.
5. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Станевич А.М. Урикско-Ийский грабен Присяянского выступа Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // Докл. РАН. 2002. Т. 386. № 1. С. 72–77.
6. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляр Е.В., Пономарчук В.А. Петрологические индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона, предшествующие раскрытию Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 22–41.
7. Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Эрст Р., Донская Т.В., Седерлунд У., Мазукабзов А.М., Хейнс Дж. Крупная магматическая провинция (КМП) с возрастом ~1750 млн лет на площади Сибирского кратона // Докл. РАН. 2010. Т. 430. № 5. С. 654–657.
8. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрст Р., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Писаревский С.А., Вингейт М., Седерлунд У. Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // Геотектоника. 2012. № 4. С. 28–41.
9. Гладкочуб Д.П., Николь Г., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Писаревский С.А.,

- Донская Т.В., Тайт Дж.* Возраст и источники вещества позднедокембрийских осадочных толщ южного Прибайкалья: результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов // Докл. РАН. 2013. Т. 450. № 3. С. 318–322.
10. *Гладкоуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Писаревский С.А., Николь Г., Мотова З.Л., Корнилова Т.А.* 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.
 11. *Гладкоуб Д.П., Станевич А.М., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Мотова З.Л.* Три возрастных уровня накопления докембрийских толщ Урикско-Ийского грабена (юг Сибирского кратона): результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования детритовых цирконов / Под ред. Е.В. Склярова. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) // Материалы совещания. Вып. 11. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013. С. 76–80.
 12. *Гладкоуб Д.П., Костровицкий С.И., Донская Т.В., ДеВазле Б., Мазукабзов А.М.* Возраст цирконов из алмазоносных лампроитов Восточного Саяна как индикатор известных и ранее не установленных эндогенных событий на юге Сибирского кратона // Докл. РАН. 2013. Т. 450. № 5. С. 567–572.
 13. *Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибилова Е.В.* Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизии раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли. 2005. № 2. С. 66–83.
 14. *Додин А.Л., Гурьянова В.Н., Маньковский В.К., Тащиллов А.Ф.* Стратиграфия докембрийских образований Восточного Саяна. М.: Недра, 1968. 280 с.
 15. *Додин А.Л., Конилов А.З., Маньковский В.К. и др.* Окинский и Ийский стратиграфические разрезы позднедокембрийских образований Восточного Саяна. М.: Недра, 1971. 196 с.
 16. *Дольник Т.А., Тихонов В.Л., Станевич А.М., Вельков М.М., Серова Н.С.* Новые данные по биостратиграфии Олоkitского прогиба // Опорные узлы унифицированной схемы позднего докембрия Средней Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980. С. 42–58.
 17. *Домышев В.Г.* Рифейские базиты Байкало-Саяно-Енисейского краевого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976. 85 с.
 18. *Донская Т.В., Гладкоуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д.* Раннепротерозойские постколлизии гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 7. С. 1028–1043.
 19. *Дубин П. В., Рик Л.П.* Геологическая карта СССР. М-6 1 : 200000. Серия Восточно-Саянская, лист № 47-XXIX. Объяснительная записка. М.: Недра, 1966.
 20. *Загородный В.Г., Предовский А.А., Басалаев А.А. и др.* Имандра-Варзугская зона карелид. Л.: Наука, 1982. 280 с.
 21. *Кольская энциклопедия / Науч.-изд. совет: Евдокимов Ю.А. и др.* Санкт-Петербург: ИС; Апатиты: КНЦ РАН. Т. 1: А–Д / Сост. Т. В. Агаркова и др., 2008. 593 с.
 22. *Конников А.З., Травин Л.В.* Стратиграфия нижнего протерозоя Урикско-Ийского грабена (Присяня) // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 21–29.
 23. *Левцкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З., Бибилова Е.В., Курнозова Т.И., Козаков И.К., Макаров В.А., Плоткина Ю.В.* Посткинematические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 8. С. 717–731.
 24. *Мац В.Д., Таскин А.П.* Стратиграфия протерозоя Присяня и западной окраины Байкальской горной области // Геология и геофизика. 1973. № 2. С. 26–34.
 25. *Неелов А.Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
 26. *Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А., Будяк А.Е., Корнилова Т.А.* Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 729–747.
 27. *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б.* Раннепротерозойские коллизии и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb геохронологические и Sm-Nd-изотопные данные // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 3. С. 386–391.
 28. *Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А.* Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. № 4. С. 431–444.
 29. *Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Макеев А.Ф., Риле Г.В.* Олоkitская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные // Геотектоника. 2002. № 1. С. 29–41.
 30. *Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лащев Ю.И.* Присянская провинция высококальциевых щелочных базитов и лампроитов // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 1. С. 82–86.
 31. *Семейкин И.Н.* Литолого-фациальная характеристика золотоносных терригенных отложений протерозоя южной части Ийско-Урикского грабена // Геология и золотоносность конгломератов рифея и венда южного обрамления Иркутского амфитеатра. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1972. С. 26–44.
 32. *Семейкина Л.К.* Литология и постседиментационные преобразования средне-верхнепротерозойских отложений Ийско-Уринского грабена. М.: Недра, 1978. 112 с.
 33. *Скляров Е.В., Гладкоуб Д.П., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.В.* Метаморфизм древних офиоли-

- тов Шарыжалгайского выступа // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 3–19.
34. Стратиграфический кодекс СССР. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1977. 78 с.
 35. Стратиграфический кодекс. (Межвед. стратигр. ком.). Издание третье. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
 36. *Таскин А.П.* Верхний докембрий Восточного Приаянья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1971. 25 с.
 37. *Туркина О.М., Бибилова Е.В., Ножкин А.Д.* Этапы и геодинамические обстановки раннепротерозойского гранитообразования на юго-западной окраине Сибирского кратона // Докл. РАН. 2003. Т. 388. № 6. С. 779–783.
 38. *Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б.* Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 282–303.
 39. *Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В.* Изотопные провинции и этапы роста докембрийской коры юго-западной окраины Сибирского кратона и его складчатого обрамления // Докл. РАН. 2007. Т. 413. № 6. С. 810–815.
 40. *Туркина О.М., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н., Пресняков С.Л., Салтыкова Т.Е.* Палеоархейский тоналит-грандьемитовый комплекс северо-западной части Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): результаты U-Pb и Sm-Nd исследования // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 1. С. 21–37.
 41. *Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л.* Палеопротерозойский возраст протолитов метатерригенных пород восточной части Иркутского гранулитогнейсового блока (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 1. С. 18–33.
 42. *Туркина О.М.* Этапы формирования раннедокембрийской коры Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): синтез Sm-Nd и U-Pb изотопных данных // Петрология. 2010. Т. 18. № 2. С. 168–187.
 43. *Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н.* Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива // Геотектоника. 1997. № 3. С. 21–30.
 44. *Чернышов Н.М.* Минералогия благородных металлов в железистых кварцитах и черных сланцах золото-платинометальной рудообразующей системы КМА (Центральная Россия) // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2012. № 2. С. 128–148.
 45. *Чумаков Н.М., Линнеманн У., Хофманн М., Покровский Б.Г.* Неопротерозойские ледниковые покровы Сибирской платформы: U-Pb-LA-ICP-MS датировка обломочных цирконов большепатовской свиты и геотектоническое положение источников сноса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19. № 6. С. 105–112.
 46. Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская горная область) / Под ред. *Летникова Ф.А.* Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1988. 161 с.
 47. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В.* Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Докл. РАН. 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.
 48. *Buchan K.L., Ernst R.E.* Diabase dyke swarms and related units in Canada and adjacent regions. Geological Survey of Canada, Map 2022A, scale 1 : 5000000, 2004.
 49. *Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B.* Detrital zircon record and tectonic setting // Geology. 2012. Vol. 40. № 10. P. 875–878.
 50. *Chew D.M., Donelick R.A.* Combined apatite fission track and U–Pb dating by LA–ICP–MS and its application in apatite provenance analysis / Ed. Sylvester P. Quantitative mineralogy and microanalysis of sediments and sedimentary rocks // Mineralogical Association of Canada Short Course 42. 2012. P. 219–247.
 51. *Ernst R., Bleeker W.* Large igneous provinces (LIPs), giant dyke swarms, and mantle plumes: significance for breakup events within Canada and adjacent regions from 2.5 Ga to the present // Can. J. Earth Sci. 2010. Vol. 47. P. 695–739.
 52. *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Reddy S.M., Poller U., Bayanova T.B., Mazukabzov A.M., Dril S., Todt W., Pisarevsky S.A.* Palaeoproterozoic to Eoarchaeon crustal growth in southern Siberia: a Nd-isotope synthesis // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2009. Vol. 323. P. 127–143.
 53. *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Mazukabzov A.M., Pisarevsky S.A., Sklyarov E.V., Stanevich A.M.* A one-billion-year gap in the Precambrian history of the southern Siberian Craton and the problem of the Transproterozoic supercontinent // American Journal of Sciences. 2010. Vol. 310. P. 812–825.
 54. *Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A.* Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: an overview and implications for paleocontinental reconstruction // Precam. Res. 2010. Vol. 183. P. 660–668.
 55. *Kontinen A.* An Early Proterozoic ophiolite, Jormua mafic-ultramafic complex, Northern Finland // Precam. Res. 1987. Vol. 35. P. 313–341.
 56. *Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.* Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Reviews. 2010. Vol. 102. P. 29–59.
 57. *Meffre S., Large R.R., Scott R., Woodhead J., Chang Z., Gilbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V., Hergt J.M.* Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. Vol. 72. P. 2377–2391.
 58. *Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W.* Multistage magmatic and meta-

- morphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Palaeoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precam. Res.* 2005. Vol. 136. P. 353–368.
59. *Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M.* 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 Research.* 2011. Vol. 19. № 3. P. 751–763.
60. *Scott D.G., St-Onge M.R., Lucas S.B.* The 1988 Ma Purtoniophiolite: imbricated and metamorphosed oceanic crust in the Cape Smith Thrust Belt, Northern Quebec // *Geoscience Canada.* 1988. Vol. 13. № 3. P. 144–147.
61. *Sklyarov E.V., Theunissen K., Melnikov A.I., Klerkx J., Gladkochub D.P., Mruma A.* Paleoproterozoic eclogites and garnet pyroxenites of the Ubende belt (Tanzania) // *Swiss Bulletin of Mineralogy and Petrology.* 1998. Vol. 78. № 2. P. 257–271.
62. *Stanevich A.M., Postnikov A.A., Kornilova T.A., Terleev A.A., Popov N.V.* Bacterial, fungal, and algal microfossils in the lower Proterozoic Baikal region of Siberia (Udokan and Sayany mountains) // *Paleontological Journal.* 2013. Vol. 47. № 9. P. 977–983.

Рецензенты: К.Е. Дегтярев, В.В. Ярмолюк

Precambrian Sedimentation in the Urik–Iya Graben, Southern Siberian Craton: Main Stages and Tectonic Settings

D. P. Gladkochub, A. M. Mazukabzov, A. M. Stanevich, T. V. Donskaya, Z. L. Motova, and V. A. Vanin

Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, ul. Lermontova 128, Irkutsk, 664033 Russia

e-mail: gladkochub@mail.ru

Received February 24, 2014

Abstract—The Paleoproterozoic sedimentary and volcanic–sedimentary sequences of the Urik–Iya Graben at southern flank of the Siberian Craton have been studied. Based on the isotopic U–Pb LA-ICP-MS dating of detrital zircons contained in the clastic fraction of the studied rocks, three main extension stages accompanied by sedimentation are recognized; each stage is characterized by certain types of sediments and conditions of their accumulation. The oldest rocks (Ingashi Formation) mark early extension events (1.91–1.87 Ga), which were caused by collapse of the orogen that arose due to collision of the Biryusa and Sharyzhalgai blocks. The basin formed as a result of extension is regarded as an aulacogen. Granitoids of the Sayan Complex were emplaced in the cratonic lithosphere at the final stage of the first extension stage. The second stage of extension started ~1.75 Ga ago as a response to the effect of the inferred mantle plume on the lithosphere of the Siberian Craton. It was accompanied by deposition of the Daldarma Formation. Stress inversion took place at the final stage (~1.70 Ga), and an intracratonic fold zone arose at the place of the paleoaulacogen. The third extension stage (1.65–1.60 Ga) corresponds to the time of molasse accumulation in pull-apart basins (Yermosokha Formation). The final stage of rifting was marked by emplacement of granitoids (Chernaya Zima Complex, 1.53 Ga), which completed the active tectonic events in the region. Afterward, the Urik–Iya Graben transformed into a stable intracratonic domain. The available data allow us to revise the tectonic history of the Urik–Iya Graben. In light of new evidence, this structural unit may be interpreted as a long-evolving paleoaulacogen. The series of revealed sedimentation settings reflects the formation of a consolidated continental lithosphere at the southern flank of the Siberian Craton.

Keywords: sedimentary sequence, detrital zircon, age estimate, geodynamic setting, Precambrian, Siberian Craton