

УДК 552.3+552.4+551.24+550.4+550.93

ВОЗРАСТ, СОСТАВ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕБАЙКАЛЬСКИХ КОМПЛЕКСОВ КИЧЕРСКОЙ ЗОНЫ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОГО ПОЯСА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ (ID-TIMS, SIMS) И Nd-ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

© 2022 г. А. А. Андреев^а, *, Е. Ю. Рыцк^б, С. Д. Великославинский^б, Е. В. Толмачева^б,
Е. С. Богомолов^б, Ю. М. Лебедева^б, А. М. Федосеенко^б

^а Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

^б Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: axel-foley@yandex.ru

Поступила в редакцию 30.11.2021 г.

После доработки 21.12.2021 г.

Принята к публикации 14.01.2022 г.

Рассматривается геологическое строение Кичерской зоны Байкало-Витимского пояса (БВП), занимающего пограничное положение между краевой частью Сибирского кратона и Баргузино-Витимским супертеррейном Центрально-Азиатского орогенного пояса. В Кичерской зоне БВП выделены и охарактеризованы раннебайкальские и позднебайкальские структуры и комплексы, приведена геохимическая характеристика пород, результаты U-Pb геохронологического (циркон, SIMS и ID-TIMS) и Nd-изотопного исследования пород различных участков в ее пределах, в том числе представительных ассоциаций пород нюрундуканского мигматит-тоналит-метабазитового комплекса, включающего толеиты MORB-типа и толеиты с внутриплитной геохимической спецификой. Показано, что в источниках раннебайкальских комплексов Кичерской зоны, метаморфизованных на рубеже 0.76–0.74 млрд лет в результате аккреционных событий в краевой части кратона, преобладает раннедокембрийская рециклированная кора. Типоморфные для Кичерской зоны позднебайкальские комплексы были образованы в течение криогения–эдиакария (720–545 млн лет) за счет преобладающих ювенильных источников. Проведенные исследования позволяют полагать, что метабазиты нюрундуканского комплекса формировались в обстановке сегментированных троговых прогибов синдвиговой палеорифтовой системы Кичерской зоны и могут сопоставляться с редуцированным комплексом офиолитов континентальных окраин, преобразованных в период 630 ± 7 – 615 ± 3 млн лет. Деструкция древней континентальной коры кратона завершилась сводообразованием и эксгумацией глубинных пород в позднем эдиакарии, внедрением адакитовых гранитов постколлизийного геохимического типа и формированием грабенов, сложенных терригенным комплексом. Ювенильная и рифтогенная кора, образованная в процессе позднебайкальского тектонического развития Кичерской зоны рифтогенеза, не имеет признаков зрелой коры континентального типа.

Ключевые слова: Байкало-Витимский пояс, Кичерская зона, раннебайкальские и позднебайкальские комплексы, синдвиговые палеорифтовые структуры, ювенильная кора

DOI: 10.31857/S0869590322040021

ВВЕДЕНИЕ

Байкало-Витимский вулcano-плутонический пояс (БВП) — один из тектонотипов неопротерозойских структур Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП) (Ярмолюк, Дегтярев, 2019). Формирование этой структуры обычно связывалось с аккрецией океанических, островодужных,

турбидитовых и метаморфических террейнов позднего докембрия (Конников и др., 1999; Гусев и др., 1992; Гусев, Хаин, 1995; Dobretzov et al., 1995; Булгатов и др., 2004; Цыганков, 2005; Парфенов и др., 2003; Гордиенко, 2019, 2021 и др.). В процессе исследований в строении БВП выделены раннебайкальские (1000–720 млн лет) и позднебайкальские (720–545 млн лет) структурно-вещественные комплексы, для которых предложены “аллохтонная” и “автохтонная” модели формирования, с различных позиций интерпретирующие геоло-

Дополнительная информация для этой статьи доступна
doi: 10.31857/S0869590322040021 для авторизованных пользователей.

гические взаимоотношения между ними (Рыцк и др., 2007, 2011; Ярмолюк и др., 2012).

В последние годы выполнен ряд новых геологических, петрологических, геохронологических и изотопно-геохимических исследований Байкало-Витимского пояса (Рыцк и др., 2018а, 2018б, 2018в; Котов и др., 2013; Андреев и др., 2015; Skuzovatov et al., 2016, 2019а, 2019б; Kröner et al., 2015 и др.), результаты которых показали, что многие сложившиеся представления о возрасте, последовательности формирования, взаимоотношениях и главных этапах формирования магматических и метаморфических комплексов БВП требуют уточнения или пересмотра. Особенно показательна в этом плане Кичерская зона БВП в Северном Прибайкалье, где в составе “нюрнбургской толщи”, которой придается решающее значение в геодинамических реконструкциях Байкальского региона (Цыганков, 2005; Федотова и др., 2014; Гордиенко, 2019, 2021; Булгатов, 2015), оказались магматические и метаморфические породы различного возраста.

Принимая во внимание сказанное, а также учитывая актуальность проблемы выделения ранне- и позднебайкальских комплексов в ЦАОП (Ярмолюк и др., 2017 и др.), решение дискуссионных вопросов геологического строения, возраста и обстановок формирования высоко метаморфизованных структурно-вещественных комплексов Кичерской зоны приобрело ключевое значение для реконструкции тектонического развития Байкало-Витимского пояса в целом. В настоящей статье приведены новые данные о геологическом строении Кичерской зоны, результаты U-Pb геохронологического (циркон, SIMS и ID-TIMS) и Nd-изотопного исследования пород различных участков в ее пределах, включая наиболее представительные ассоциации пород нюрнбургского комплекса, и обсуждаются тектонические обстановки формирования позднебайкальских комплексов Кичерской зоны в структуре Байкало-Витимского пояса.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ОБЩЕЕ СТРОЕНИЕ БАЙКАЛО- ВИТИМСКОГО ПОЯСА

Тектоническая позиция БВП определяется его пограничным положением между краевой частью Сибирского кратона и Баргузино-Витимским супертеррейном ЦАОП (рис. 1) (Рыцк, 2020). В строении пояса его западный и восточный сегменты имеют разные внешние тектонические границы с кратоном. На большинстве геологических схем и карт эти границы показаны крупными надвигами (Гусев, Хаин, 1995; Парфенов и др., 2003; Булгатов и др., 2004 и др.), однако, согласно исследованиям (Рыцк, 2020), в западном сегменте они имеют сдвиговый характер, а в восточном — комбинированный сдвиговый с надвиговой компонентой. Краевую часть кратона в Северном

Прибайкалье представляет Маректинский выступ фундамента и система линейных рифтогенных структур Олоkitской зоны, осадочные породы и континентальные базальты которых были сформированы в возрастном диапазоне от 840 млн лет (Ковач и др., 2020) до 711 ± 6 млн лет (ID-TIMS) — 728 ± 3.4 млн лет (LA-ICP-MS) (Рыцк и др., 2002; Ariskin et al., 2013).

Анамакит-Муйский террейн, по нашим представлениям, не входит в состав Байкало-Муйского пояса (Салоп, 1964; Рыцк и др., 2007; Ярмолюк, Дегтярев, 2019 и др.), а является составной частью Баргузино-Витимского супертеррейна, образуя его северный фланг. Поэтому в настоящей статье для структур, зажатых между Сибирским кратоном и Баргузино-Витимским супертеррейном, мы используем название “Байкало-Витимский пояс”.

В Байкало-Витимском поясе совмещены ранне- и позднебайкальские структурно-вещественные комплексы. Глубоко метаморфизованные породы раннебайкальских вулканогенно-карбонатно-терригенных комплексов образуют Муйскую структурную зону, а также разобщенные тектонические блоки в восточном и западном сегментах БВП (рис. 1). Позднебайкальские комплексы новообразованной ювенильной коры и продуктов ее метаморфических преобразований выделяются в Парам-Шаманской и Каралон-Мамканской зонах восточного сегмента, в Янской и Кичерской зонах западного сегмента БВП (рис. 1). Янская зона частично охватывает район тектонического сочленения восточного и западного сегментов в междуречье Конкудеры и Мамы и от синдвиговых структур Кичерской зоны отделена Орколиканским блоком ранних байкалит (рис. 1).

Как показывают новые материалы, аллохтонная и автохтонная модели формирования ранне- и позднебайкальских комплексов БВП сохраняют свою актуальность, отражая особенности крупных ранне- и позднебайкальских этапов тектонического развития Байкало-Витимского пояса.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КИЧЕРСКОЙ ЗОНЫ

Кичерская зона БВП (Северное Прибайкалье) вытянута вдоль Верхнеангарского хребта от верховий р. Лево́й Мамы на северо-востоке до Котельниковского мыса оз. Байкал на юго-западе ($400 \times 15\text{--}40$ км), где срезается субмеридиональными структурами кратона (рис. 2). Чая-Нюрнбургский тектонический шов отделяет Кичерскую зону БВП от раннебайкальских структур краевой части кратона и Маректинского выступа раннедокембрийского фундамента, а с внутренней юго-восточной стороны границы Кичерской зоны скрыты акваторией северной части оз. Бай-

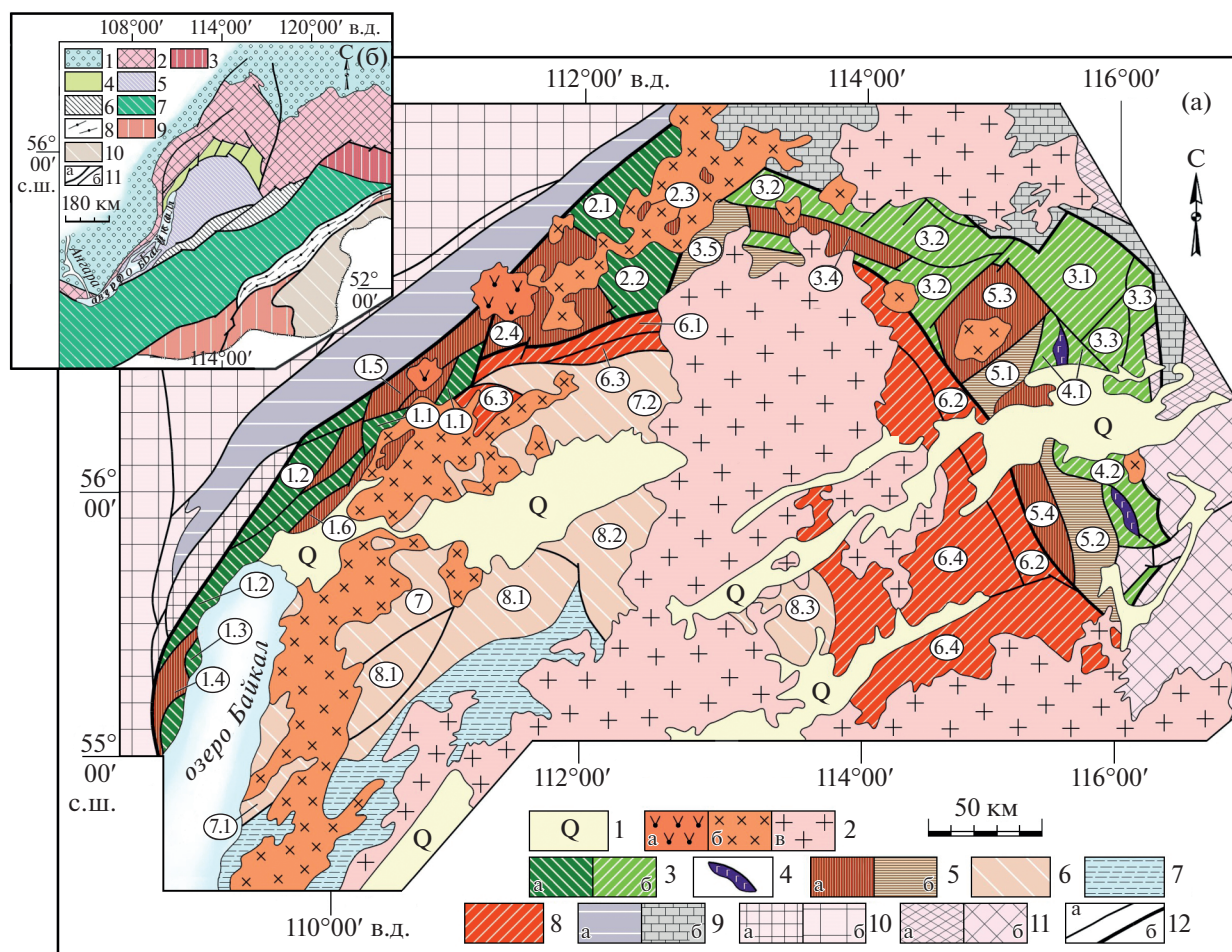
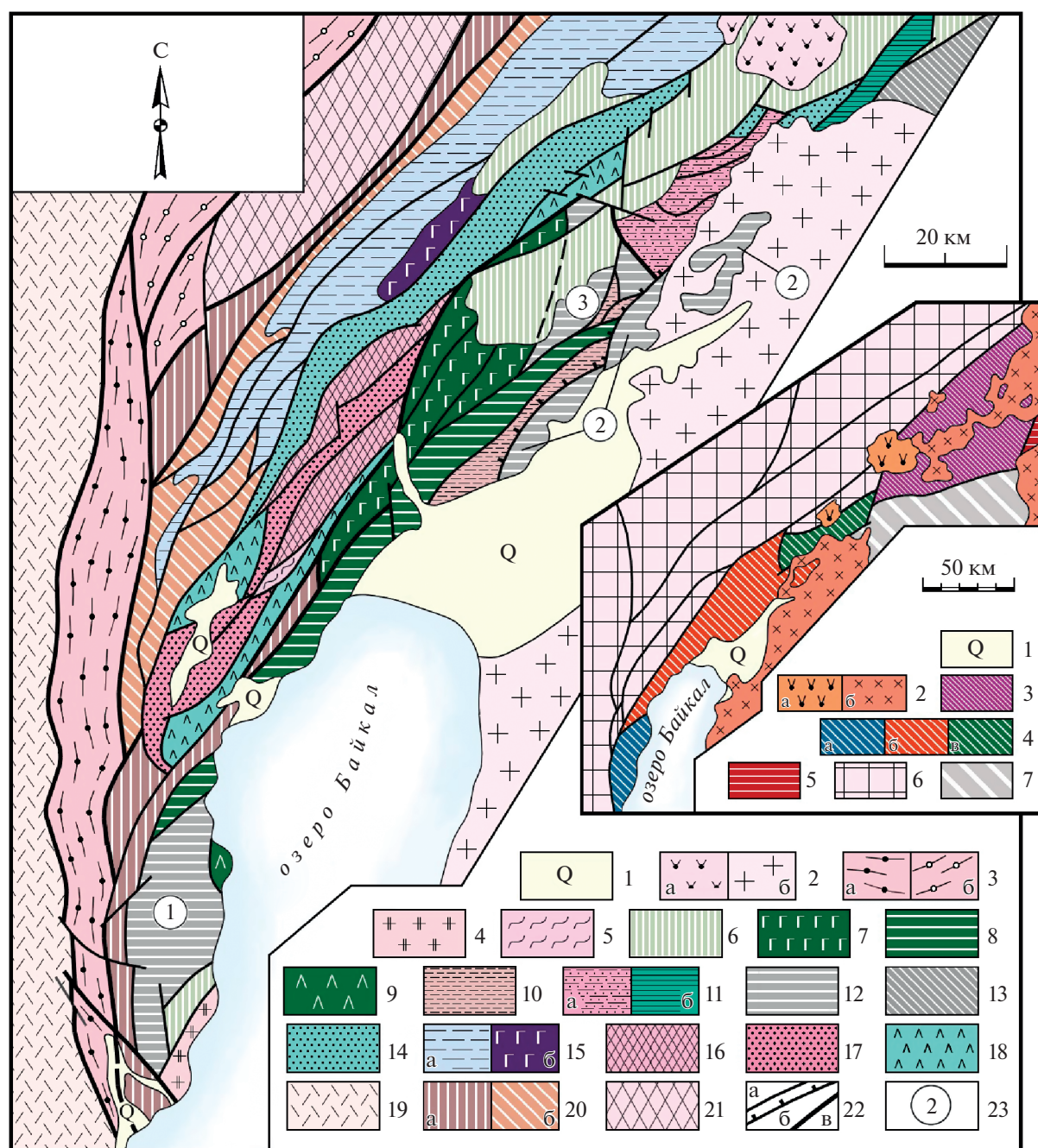


Рис. 1. Схема тектонического районирования Байкало-Витимского пояса. Составлена Е.Ю. Рыцком.

(а): 1 – четвертичные впадины Байкальской рифтовой системы; 2 – магматические комплексы позднего палеозоя – щелочной (а), монзонит-граносиенит-гранитоидные (б), граносиенит-гранитоидные (в); **Байкало-Витимский пояс** (3–5): 3 – позднебайкальские структуры западного (а) и восточного (б) сегментов; 4 – CLM ультрабазиты; 5 – раннебайкальские блоки метаморфических (а), терригенных и вулcano-плутонических комплексов (б); **Баргузино-Витимский супертеррейн** (ЦАОП) (6–8): 6, 7 – позднебайкальские Верхнеангарский (6) и Баргузинский (7) бассейны; 8 – раннебайкальский Анамакит-Муйский террейр; **Сибирский кратон** (9–11): 9 – раннебайкальские структуры Байкало-Патомского пояса: Олоkitская рифтогенная зона (а), Делюн-Уранский осадочный бассейн (б); **Выступы фундамента** (10, 11): 10 – Маректинский (а) и Байкало-Тонодский (б), 11 – Тунгус-Дабанский (а) и Каларский (б); 12 – тектонические швы и границы (а), в том числе главные (б). Цифры в кружках – зоны, подзоны и блоки: **Байкало-Витимский пояс**. *Кичерская зона*, подзоны – северо-восточная (1.1), центральная (1.2) и юго-западная (1.3); блоки – Горемынский (1.4), Водораздельный (1.5) и Умоликитский (1.6). *Янская зона*, подзоны – Кавергская (2.1) и Иликанская (2.2); блоки – Горбылоковский (2.3) и Орколиканский (2.4). *Каралон-Мамаканская зона*, подзоны – Каралонская (3.1), Якорная (3.2) и Таллаинская (3.3); блоки – Конкудерский (3.4) и Верхнеконкудерский (3.5). *Парам-Шаманская зона*, подзоны – Парамская (4.1) и Шаманская (4.2). *Муйская зона*, блоки – Самокутский (5.1), Кедровский (5.2), Северо-Муйский (5.3) и Киндиканский (5.4). **Баргузино-Витимский супертеррейн**. Анамакит-Муйский террейр, зоны – Дзялоканская (6.1) и Келяно-Иракиндинская (6.2); блоки – Угдокитский (6.3) и Бамбукойский (6.4). *Светлинская зона* (7), подзоны – Томпудинская (7.1) и Чуро-Уклонская (7.2); *Катера-Уакитская зона*, подзоны – Няндонинская (8.1), Катерская (8.2) и Уакитская (8.3).

(б): Схема тектонического районирования Восточной Сибири.

Сибирский кратон (1, 2): 1 – раннепалеозойский чехол, 2 – раннедокембрийский фундамент и Байкало-Патомский пояс; **Центрально-Азиатский орогенный пояс** (3–9): 3 – Джунджуро-Становой супертеррейр; 4 – Байкало-Витимский пояс; 5 – Баргузино-Витимский супертеррейр; 6 – Байкало-Каларский коллизивно-сдвиговый пояс; 7 – Селенгино-Западно-Становой геоблок; 8 – Пришилкинский коллизивно-сдвиговый пояс; 9 – Монголо-Охотский складчатый пояс. 10 – Аргунский террейр; 11 – граничные тектонические швы (а), главные разломы (б).



кал, долиной р. Кичера и позднепалеозойскими гранитоидами (рис. 2).

Основные представления о геологии Кичерской зоны сформированы в ходе ГК-200/1 (В.В. Балханов, П.В. Дедюхин), крупномасштабных съемок 60–70-х гг. (В.А. Чабаненко, В.П. Сафронов, Н.М. Мошкин, А.Г. Степин и др.), поисковых работ на редкометальное, титано-магнетитовое и Cu-Ni сульфидное оруденение (В.П. Бушуев, В.Н. Руденко, А.Г. Крапивин и др.), а также прогнозно-металлогенических работ на Pb-Zn (Е.Ю. Рыцк). Главным

объектом детальных петрологических исследований в Кичерской зоне являлись многочисленные гипербазит-базитовые массивы, для которых отмечалось сходство с фрагментами разреза кумулятивной серии офиолитов Тихама-Азир Красноморского рифта (Добрецов, 1983), либо с надсубдукционными офиолитами (Amelin et al., 1997). В итоге были выявлены и доказаны интрузивные контакты габброидов с вмещающими метаморфическими породами и все эти массивы отнесены к “раннеорогенным” образованиям (Конников и др., 1999; Цыганков, 2005). Вместе с тем условия фор-

мирования пространственной ассоциации ультрамафит-мафитовых интрузий и высокотемпературных метаморфических пород Кичерской зоны, остаются актуальным вопросом тектонических реконструкций, одно из решений которого предложено в работе (Федотова и др., 2014) на примере изучения Байкальского участка юго-западного фланга Кичерской зоны.

Большая часть Кичерской зоны в междуречье Холодная—Кичера сложена породами амфиболитовой фации (рис. 3), среди которых доминируют амфиболиты, плагиогнейсы и плагиомигматиты, включающие жильные тела тоналитов, трондjemитов и субпластовые массивы $Act + Chl + Zo \pm Bt$ диорито-гнейсов (рис. 4а, 4б) с реликтами магматического парагенезиса $Pl + Hbl(бурая) \pm Cpx(\pm Ar \pm \pm Tin)$; символы минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010). Геохронологические данные о возрасте метаморфизма пород этой части Кичерской зоны отсутствуют либо устарели (520–580 млн лет) (Неймарк и др., 1991).

На юго-западе Кичерской зоны, в бассейне р. Рель (рис. 3б), среди метаморфических пород амфиболитовой фации были выявлены двупироксеновые кристаллосланцы (Макрыгина и др., 1989), отвечающие НТ-ЛР гранулитам (4–6.7 кбар и 730–900°C, Лебедева и др., 2018), локализованным в небольших синдвиговых структурах. Геологические представления о раннедокембрийском возрасте этих гранулитов (Макрыгина и др., 1993; Скублов, 1994; Конников и др., 1999 и др.) давно опровергнуты на основании геохронологических данных (Амелин и др., 2000; Kröner et al., 2015).

Традиционно метаморфические и магматические породы Кичерской зоны объединялись в нюрндукуканскую толщу (Митрофанова и др., 2010), строение которой интерпретировалось как тектонический меланж сдвиговой зоны (Цыганков, 2005).

При отсутствии стратотипического разреза (Митрофанова и др., 2010) и внутренней стратификации, выделение нюрндукуканской толщи такого состава носит условный характер. К северо- и юго-востоку от центральной части Кичерской зоны, сложенной породами амфиболитовой фации, степень метаморфизма снижается до биотитовой субфации в метавулканитах и метаосадочных породах аюлиндинской толщи (Митрофанова и др., 2010). Никаких предполагавшихся фациальных переходов (Конников и др., 1999; Цыганков, 2005 и др.) между метаосадочными породами аюлиндинской толщи и амфиболитами нюрндукуканской толщи в пределах Кичерской зоны нами не установлено.

Геологические и изотопные исследования, выполненные в последние десятилетия (Рыцк и др., 2007, 2013а, 2018б, 2018в; Андреев и др., 2015 и др.), позволили обосновать проявление в Кичерской зоне высокотемпературного метаморфизма и гранитообразования в конце раннего неопротерозоя (тония) (~755 млн лет) и в конце криогения (~630 млн лет). В результате выделены *раннебайкальские комплексы* (1.0–0.72 млрд лет), которые в пределах Кичерской зоны образуют Горемыкский, Умоликитский и Водораздельный тектонические блоки (см. рис. 1 и 2). Несмотря на сравнительно недостаточную изученность, Nd-изотопные параметры большей части пород этих блоков ($\epsilon_{Nd}(T) \leq 0$ и $T_{Nd}(DM) \geq 1.8$ млрд лет) позволяют уверенно отличать их от пород позднебайкальских комплексов ($\epsilon_{Nd}(T) \geq 0$ и $T_{Nd}(DM) \leq 1.25$ млрд лет, данные настоящей работы).

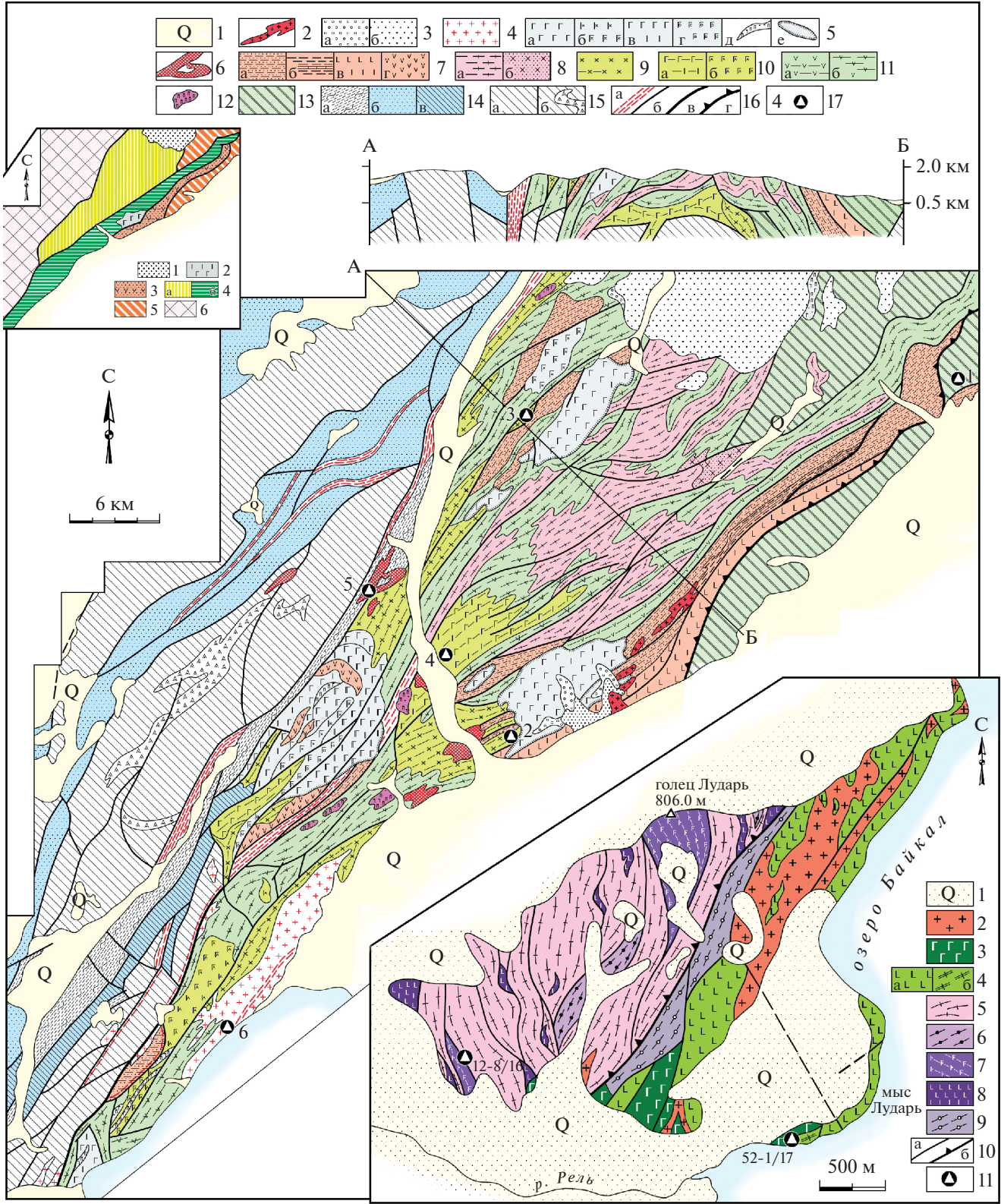
Позднебайкальские комплексы (0.72–0.54 млрд лет) являются типоморфными для Кичерской зоны и формировались в два этапа (табл. 1). В течение криогения–раннего эдиакария (0.72–0.61 млрд лет) были сформированы *гипербазитовый, нюрндукуканский мигматит-тоналит-метабазитовый и ки-*

Рис. 2. Схема геологического строения Северного Прибайкалья. Составлена Е.Ю. Рыцком по материалам геологических съемок ГК/200-1 (В.В. Балханов, П.В. Дедюхин), ГК/50 (В.А. Чабаненко, В.П. Сафронов, Н.М. Мошкин, А.Г. Крапивин и др.) и прогнозно-металлогенических исследований (Е.Ю. Рыцк).

1 — четвертичные отложения, 2 — позднепалеозойские щелочные (а) и гранитоидные (б) массивы, 3 — Даванская (а) и Миня-Кутимская (б) шовные сдвиговые зоны, 4 — гранитоиды Горячинского плутона, 5 — зеленосланцевые диафториты, 6 — терригенный комплекс позднего эдиакария; *Кичерская зона БВП* (7–12). *Позднебайкальские структуры* (7–11): 7 — Гасан-Дякитский блок, 8 — Слюдинско-Курлинская пластина в магистральной зоне деформаций главного сдвига, 9 — Богучанская пластина, 10 — Гаяндская пластина, 11 — Верхнечайский (а) и Сольский прогибы (б); 12 — *раннебайкальские* тектонические блоки БВП; 13 — Анамакит-Муйский террейн; *Крайняя часть Сибирского кратона* (14–21). *Олоkitская рифтогенная зона* (14–18): 14 — Тья-Холоднинский прогиб, 15 — Олоkitо-Мамский прогиб (а) и Довыренский плутон (б), *Маректинский выступ* (16–18): 16 — комплекс раннего докембрия; неопротерозойские грабены (17, 18); 17 — высокозрелые метаосадки авкитской свиты, 18 — зеленые сланцы тыйской свиты; Палеопротерозойские комплексы (19, 20): 19 — Аkitканский, 20 — Иловирьский амфиболит-гнейсовый (а) и карбонатно-метариолит-гнейсовый (б); 21 — *Кутимский выступ* фундамента; 22 — геологические границы (а), тектонические швы с надвиговой компонентой (б), граничные сдвиговые швы (в); 23 — цифрами обозначены *Горемыкский* (1), *Умоликитский* (2), *Водораздельный* (3) тектонические блоки;

На врезке: Схема сегментированного строения Кичерской зоны.

1 — Верхнеангарская четвертичная впадина; 2 — щелочные массивы (а) и гранитоиды (б) позднего палеозоя; 3, 4 — западный сектор БВП: 3 — Янская зона, Орколиканский и Горбылюковский тектонические блоки ранних байкалитов, 4 — подзоны Кичерской зоны — юго-западная (а), центральная (б), северо-восточная (в); 5 — фрагмент восточного сектора БВП; 6 — крайняя часть кратона; 7 — Анамакит-Муйский террейн.



черский вулканогенно-осадочный комплексы, включающие единичные тела гнейсо-гранитов онколнокитского и ультрамафит-мафитовые интрузии чая-нюрндуханского комплексов (табл. 1). С поздним эдиакарием (0.61–0.54 млрд лет) связаны сводообразование, внедрение интрузий и даек адакитовых гранитов (нижнеангарский и богучанский комплексы) и образование наложенных грабен и впадин, выполненных осадочными породами холоднинской свиты *терригенного комплекса*.

Структура Кичерской зоны

Общая структура Кичерской зоны обычно сопоставлялась с крупным антиклинорием, характеризующимся покровно-складчатым строением (Цыганков, 2005 др.). Согласно нашим данным, основные черты геологического строения Кичерской зоны определяются структурными элементами, связанными с длительной эволюцией сдвиговых зон, преобразованных в ходе высокотемпературного метаморфизма в систему сложно деформированных тектонических блоков и пластин различной мощности (Котов и др., 2013), отличающихся друг от друга соотношением линейных размеров. Однако вследствие незначительного масштаба тектонического транспорта, было бы крайним упрощением полагать, что Кичерская зона представляет тот или иной вариант покровно-складчатой

структуры. Кроме этого, последние исследования показали, что Кичерская зона имеет общее латерально-сегментированное строение и значительно более сложную структуру, которая образована нестандартным сочетанием трех структурных компонентов — разобщенных раннебайкальских тектонических блоков (1), позднебайкальских автохтонных и субавтохтонных синсдвиговых (2) и складчато-надвиговых структур (3) (см. рис. 2 и 3а).

Латерально-сегментированное строение Кичерской зоны определяется структурными подзонами различного строения, сменяющимися друг друга по простиранию (рис. 2, врезка). В северо-восточной подзоне находятся фрагменты Верхне-чайского и Сольского прогибов, сложенные метаосадочными толщами кичерского комплекса. В центральной подзоне преобладают метабазиты и метаосадки позднебайкальских нюрндуханского и кичерского комплексов, которым подчинены раннебайкальские толщи амфиболитов и ортогнейсов Умоликитского и Водораздельного блоков. В юго-западной подзоне (рис. 2а) преобладают раннебайкальские толщи Горемынского блока и только вдоль береговой полосы оз. Байкал распространены метабазиты нюрндуханского комплекса (рис. 3б).

Позднебайкальский структурный каркас Кичерской зоны состоит из насыщенной бластомилонитами магистральной зоны деформаций главного сдвига и симметрично оперяющих ее тыловых областей растяжения в *Гасан-Дякитском блоке* на се-

Рис. 3. Схемы геологического строения Кичерской зоны (составлены Е.Ю. Рыцком и А.А. Андреевым с использованием геологосъемочных материалов Северо-Байкальской ГРЭ (В.П. Сафронов, А.Г. Крапивин, Н.М. Мошкин, А.Г. Степин и др.)).

(а): Центральная подзона. 1 — четвертичные отложения, 2 — палеозойские микроклиновые граниты. *Позднебайкальские образования* (3–12): *поздний эдиакарий* (3, 4): 3 — холоднинская свита (а — конгломераты; б — гравелиты, песчаники, алевролиты), 4 — адакитовые граниты нижнеангарского комплекса; *криогений—ранний эдиакарий* (5–12): 5 — ультрамафит-мафитовый интрузивный комплекс: габбро (а), габбро-диориты (б), амфиболитизированные габбро и габбро-нориты (в), оливковое габбро (г), перидотиты (д), реликты эндоконтактовых зон (е); 6 — *Kfs* гнейсо-граниты; 7 — *кичерский комплекс*: биотитовые сланцы, метапесчаники (а), углеродистые сланцы с редкими линзами известняков (б), метабазальты (в), метапорфириты (г); *Нюрндуханский комплекс* (8–11): 8 — плагиомигматиты, тоналитовые ортогнейсы (а), аллохтонные трондземиты и тоналиты (б); 9 — диорито-гнейсы и метадиориты; 10 — рассланцованные и мигматизированные метагаббро (а), метагаббро с сохранившейся массивной текстурой (б); 11 — амфиболовые, биотит-амфиболовые, эпидот-амфиболовые сланцы (а), амфиболиты и плагиогнейсы (б); 12 — автономные тела метатипербазитов; 13 — *раннебайкальские* метаморфические комплексы Умоликитского и Водораздельного блоков. *Маректинский выступ* (14, 15): 14 — неопротерозойские осадочные толщи наложенных грабен (а — зеленые сланцы тыйской свиты, б — глиноземистые сланцы, кварциты, доломиты авкитской свиты, в — зеленые сланцы и известняки тыйской свиты), 15 — гнейсы и гнейсо-граниты раннего докембрия (а), в том числе амфиболиты (б). *Прочие обозначения*. 16 — сдвиговая система тектонических швов (а — тектониты, милониты, б — сдвиги и сдвиго-надвиги, в — граничные тектонические швы, г — то же с преобладанием надвиговых компоненты); 17 — места отбора образцов для геохронологических исследований и их номера: 1 — 28/96, 2 — 16-4/11, 3 — R14-25-1, 4 — 23-6-11, R14-22-2 и 9-10/02, 5 — 20-2/12, 6 — НА.

Врезка на схеме (а). Тектоническое районирование центральной подзоны Кичерской зоны (1–4): 1 — Холоднинский грабен; 2 — Нижнехолоднинский массив габбро; 3 — Гаяндская пластина, сложенная кичерским комплексом; 4 — Гасан-Дякитский блок (а) и Слюдинско-Курлинская (б) тектоническая свита, сложенная нюрндуханским комплексом. 5 — тектонические блоки ранних байкалитов; 6 — Маректинский выступ раннедокембрийского фундамента кратона.

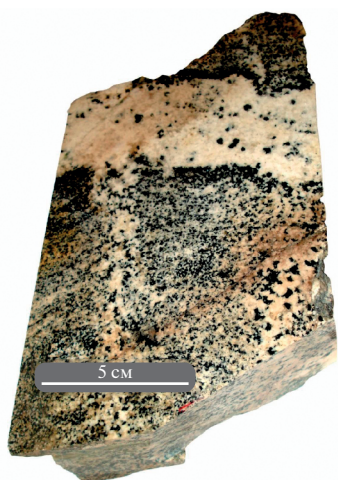
(б): Байкальский участок юго-западной подзоны. 1 — четвертичные отложения. *Позднебайкальский комплекс Богучанской тектонической пластины* (2–4): 2 — лейкократовые граниты, 3 — диориты и габбро Лударьского массива, 4 — амфиболиты, амфиболовые гнейсы, метагаббро и НТ-LP гранулиты (а), плагиомигматиты и агматиты Лударьского горизонта (б). *Раннебайкальский комплекс Горемынского блока* (5–8): 5 — гнейсо-граниты и апогранитные бластомилониты; 6 — *Grt-Bt ± Crd ± Sil* гнейсы; 7 — гиперстеновые эндербит-чарнокитовые гнейсы, метагабброиды; 8 — амфиболиты, гнейсы. 9 — бластомилониты и тектониты; 10 — главные тектонические швы (а), надвиг на границе Богучанской пластины (б); 11 — места отбора образцов для геохронологического изучения и их номера.



(a)



(б)



(в)



(г)



(д)



(е)

веро-востоке и Горемыкском блоке на юго-западе (рис. 2 и 3а).

Преобразование первичных синсдвиговых структур в сложно деформированные тектонические блоки и пластины обусловлено позднебайкальским высокотемпературным метаморфизмом. Разномасштабные шер-зоны (shear zones) в породах

нюрундуканского комплекса, включающие пакеты изоклинальных и сжатых складок F_{n+2} , разделенные мощными зонами рассланцевания S_{n+2} , бластомилонитами и сдвига-надвиговыми тектоническими швами (Котов и др., 2013), проявлены в Гасан-Дякитском блоке и развиты в пределах зоны главного сдвига, которая преобразована таким об-

разом в *Слюдинско-Курлинскую тектоническую пластину* (рис. 4). С юго-востока к этой пластине метабазитов по тектоническому шву примыкает *Гаяндская тектоническая пластина*, сложенная толщами метасадочных пород и метабазитов кичерского комплекса, которые в свою очередь по надвигу перекрыты раннебайкальской толщей метаморфических пород Умоликитского блока (рис. 2 и 3а). В юго-западной подзоне Горемыкский блок также с юго-восточной стороны тектонически совмещен с *Богучанской пластиной* метабазитов нюрндуханского комплекса (Андреев и др., 2015).

Раннебайкальские комплексы тония

В составе раннебайкальского комплекса Горемыкского блока преобладают апогранитные бластомилониты и реоморфизованные гнейсо-граниты (755 ± 15 млн лет), которые включают тектонические линзы амфиболитов, метагабброидов, *Grt-Sil-Crd-Bt* гнейсов и эндербито-гнейсов, возраст (SHRIMP-II) магматических протолитов которых превышает ≥ 800 млн лет (Kroner et al., 2015; Рыцк и др., 2018б) (рис. 3б). Условия метаморфизма пород этого комплекса отвечают амфиболитовой—гранулитовой фациям (6–8 кбар и $600\text{--}870^\circ\text{C}$, Лебедева и др., 2018).

Умоликитский и Водораздельный тектонические блоки сложены амфиболитами, плагиогнейсами и тоналитовыми ортогнейсами с возрастом 762 ± 5 млн лет (ID-TIMS данные в настоящей работе). Опубликованные ранее Sm-Nd оценки возраста по валовым образцам амфиболитов центральной подзоны 1035 ± 92 млн лет (Неймарк и др., 1991) и 907 ± 120 млн лет (Рыцк и др., 2001) следует интерпретировать как примерную оценку возраста источника.

Комплексы криогения—раннего эдиакария

В интервале криогений—ранний эдиакарий в Кичерской зоне были сформированы породы гипербазитового, нюрндуханского мигматит-тоналит-метабазитового, кичерского вулканогенно-осадочного, онколнокитского гнейсо-гранитного и чая-нюрндуханского ультрамафит-мафитового интрузивного комплексов.

генно-осадочного, онколнокитского гнейсо-гранитного и чая-нюрндуханского ультрамафит-мафитового интрузивного комплексов.

Комплекс гипербазитов. Представлен редкими тектоническими линзами гипербазитов небольших размеров и тектоническими будинами гранатовых пироксенитов (Яршинский, Душкочанский, Уктинский массивы) (Цыганков, 2005), которые группируются вдоль тектонических швов магистральной зоны деформаций главного сдвига (рис. 3а). В составе этого комплекса также рассматривались гарцбургиты центрального тела Чайского ультрамафит-мафитового массива с возрастом 627 ± 25 млн лет и $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от +7.1 до +6.7 (Amelin et al., 1997).

Нюрндуханский мигматит-тоналит-метабазитовый комплекс. Породы этого комплекса, по нашим данным, составляют большую часть площади центральной и частично юго-западной подзоны Кичерской зоны, определяя строение Гасан-Дякитского блока и крупных тектонических пластин.

В Слюдинско-Курлинской пластине центральной подзоны преобладают амфиболиты, амфиболовые ортогнейсы и плагиогнейсы, которые включают субпластовые тела метаморфизованных высокотитанистых габбро-норитов, анортозитов и апогаббровых бластомилонитов, а также протяженные (до 15 км) плитообразные и реже дискордантные интрузии рассланцованных метадiorитов и метагаббро-diorитов, участвующих в складчатых деформациях и рассланцевании. Возраст формирования амфиболитов нюрндуханского комплекса оценивался в $614 \pm 12\text{--}640 \pm 12$ млн лет (LA-ICP-MS, циркон), а возраст метадiorитов (ID-TIMS, циркон) — 641 ± 4 млн лет (Котов и др., 2013).

В Гасан-Дякитском блоке широко развиты классические теневые и венитовые плагиомигматиты с постепенными переходами к немигматизированным амфиболитам и амфиболовым гнейсам. С плагиомигматитами ассоциируют жильные и субсогласные тела катаклазированных тоналитов и трондьемитов, в кварц-плагиоклазовом матриксе которых нередко развиты метасоматические

Рис. 4. Взаимоотношения пород позднебайкальских комплексов.

- (а) — сжатые складки F_{n+2} , ограниченные субпараллельными зонами рассланцевания S_{n+2} и бластомилонитов (плагиогнейсы и амфиболовые гнейсы нюрндуханского комплекса, Слюдинско-Курлинская пластина, район третьего туннеля);
- (б) — совместно деформированные диорито-гнейсы и метабазиты нюрндуханского комплекса (Слюдинско-Курлинская пластина, район четвертого туннеля);
- (в) — пологое жильное тело тоналитов в плагиомигматитах с апофизой (?), секущей метаморфическую полосчатость вмещающих пород нюрндуханского комплекса (Гасан-Дякитский блок, район Гула — Пьяный ключ, левый борт долины р. Холодной);
- (г) — агматиты нюрндуханского комплекса (Богучанская пластина, мыс Лударь);
- (д) — адакитовые граниты (нижеангарский комплекс), секущие сланцеватость S_{n-2} бластомилонитов и метаморфических пород нюрндуханского комплекса (Слюдинско-Курлинская пластина, район второго туннеля);
- (е) — пакет даек тоналитов и адакитовых гранитов (богучанский комплекс) в замке складки (?) с субгоризонтальным шарниром в наложенной сдвиговой зоне ультрамафит-мафитового массива Тонкий мыс.

Таблица 1. Позднебайкальские комплексы Кичерской зоны: состав и последовательность формирования

Этапы и события	комплексы	Юго-западная подзона	Центральная подзона	Северо-восточная подзона	Возраст, млн лет
Поздний эдиакарий					
Состав комплексов					
Зоны бластомилонитов метаморфизм <i>Chl-Ser</i> субфации	?	Горячинский плутон гранитоидов			545 ± 6
Осадконакопление в грабенах	Терригенный	Гуилпинская толща	Холодининская свита	Холодининская свита	
Дайковые пояса и сводообразование	Нижнеангарский		Адакитовые и пегматитовид. граниты		581 ± 2
	Богучанский	Дайки субщ. габбро и адакитовых гранитов			600 ± 2–606 ± 3*
Криогений–ранний эдиакарий					
Экстумация и сводообразование	Чая-Нюрндуканский	Интрузивные массивы hMg/hTi габбро-норитов, габбро и анортозитов			625 ± 20**
Метаморфизм и деформации	Онколнокитский	Аллохтонные массивы <i>Kfs-Ms</i> гнейсо-гранитов		Жильные <i>Kfs</i> граниты	615 ± 3
Локальные НТ-ЛР гранулиты	Нюрндуканский мигматит-тоналит-метабазитовый	Жильные эндробиты, анортозиты, плагиомигматиты, агматиты, пластовые тела и дайки метагабро, <i>Ampr</i> плагиогнейсы, ($\pm$ <i>Grt</i>) гнейсы, амфиболиты <i>Spx-Orx</i> гранулиты, эндробито-гнейсы	Тоналиты, трондjemиты, плагиомигматиты, пластовые тела и дайки метагабро, <i>Ampr</i> плагиогнейсы, ($\pm$ <i>Grt</i>) амфиболиты диорито-гнейсы	<i>Bt-Pl-Qz</i> , <i>Grt-Bt</i> , <i>Bt-Ms-Qz</i> сланцы, зеленые ортосланцы	617 ± 5 640 ± 5***
		Базальты hTi WP и MORB, hTi габбро	Габбро-диоритовые субпластовые интрузии		641 ± 4
Осадконакопление и вулканизм			Базальты N-MORB и E-T-MORB, hTi габбро	Кичерский вулканогенно-осадочный комплекс	
Вулканизм в троговых прогибах	Гипербазитовый		Альпинотипные гипербазиты		

Примечание. Серым цветом выделен нюрндуканский мигматит-тоналит-метабазитовый комплекс.

* Неопубликованные авторские данные; ** Sm-Nd изохронные данные; *** литературные данные (Gröner et al., 2015).

Bt-Amp-Grt ассоциации с различно ориентированным актинолитом. На водоразделе рек Холодная—Кичера (рис. 3а) тоналиты образуют полого залегающие тела с апофизами, секущими метаморфическую полосчатость вмещающих плагиомигматитов и гнейсов (рис. 4в). Тоналиты и трондjemиты относились к габбро-плагиогранитному “муйскому” интрузивному комплексу или объединялись в мигматит-плагиогранитную ассоциацию (Конников и др., 1999; Врублевская, Цыганков, 1997; Цыганков, 2005). Ранее полученные дискордантные значения возраста плагиогранитов Гасан-Дякитского блока указывают лишь на их верхнюю возрастную границу 656 ± 2 млн лет (Неймарк и др., 1995).

Богучанская пластина юго-западной структурной подзоны сложена гнейсами, амфиболитами, диоритовыми агматитами (рис. 4г) и HT-LP гранулитами, прослеженными вдоль береговой полосы оз. Байкал между мысом Лударь и мысом Тонкий (рис. 3б). Тектонический контакт Богучанской пластины с раннебайкальской метаморфической толщей маркируется высокотемпературными blastomylonитами (рис. 3б). Возраст жильных эндербитов мыса Писаный Камень составляет 617 ± 5 млн лет (ID-TIMS, циркон) (Амелин и др., 2000), а вмещающих эндербито-гнейсов — 640 ± 5 млн лет (U-Pb, циркон, SHRIMP-II) (Kröner et al., 2015). Опубликованные значения Rb-Sr возраста плагиомигматитов (577 ± 50 млн лет) и гнейсовидных аляскитовых гранитов (483 ± 56 млн лет) Байкальского участка, полученные по валовым пробам (Конников и др., 1994; Цыганков и др., 2000), не соответствуют современным геохронологическим стандартам.

В **кичерский вулканогенно-осадочный комплекс** нами объединены стратифицированные толщи, выделявшиеся ранее в качестве харгитуйской, кичерской (Рыцк и др., 2007) или аюлиндинской толщ (Митрофанова и др., 2010).

Эти толщи образуют Гаяндскую пластину и прослежены нами вдоль правого борта долины р. Кичеры центральной подзоны на водораздел Номама—Чая и далее в долину р. Лево́й Ма́мы (рис. 2), где находятся фрагменты осадочных прогибов северо-восточной подзоны. Отдельные тектонические линзы метаосадочных пород также картируются вдоль северо-западного тектонического контакта Кичерской зоны с Маректинским выступом фундамента кратона (см. рис. 1 и 2).

Комплекс подразделяется на две толщи. Нижняя толща — это *Bt-Pl-Qz*, *Grt-Bt*, *Bt-Ms-Qz* полосчатые тонкозернистые алевросланцы, туфосланцы и метапесчаники с горизонтами известково-силикатных и углеродистых сланцев и единичными прослоями темных известняков. Верхняя толща сложена низкотитанистыми метабазальтами, которые по геохимическим характеристикам (данные на-

стоящей работы) близки амфиболитам нюрунду-канского комплекса центральной подзоны (рис. 5а, 5б) и включают редкие тела метариолитов и тонкие прослои углеродистых и зеленых сланцев. Видимая мощность составляет не менее 1.5 км.

Онколнокитский комплекс (Рыцк и др., 2018) представлен редкими жильными телами и небольшими аллохтонными массивами *Kfs* порфиробластических двуслюдяных и биотитовых гранатсодержащих гнейсо-гранитов, которые, согласно (Кориковский, 1987), являются синметаморфическими и обычно завершают формирование зональных метаморфических ореолов. В Северном Прибайкалье зональный метаморфический ореол дискуссионного возраста, охватывающий Кичерскую и прилегающую часть Олоkitской зоны, выделялся давно (Бороденков и др., 1987).

Ультрамафит-мафитовый чая-нюрунду-канский комплекс объединяет многофазные интрузии, в составе которых преобладают амфиболизированные габбро-нориты, включающие редкие и небольшие тела серпентинизированных перидотитов, троктолитов и оливиновых габбро, а также дайки офитовых габбро и пикритов (Конников, 1986; Конников и др., 1999; Цыганков, 2005; Врублевская и др., 2003). В некоторых массивах (Безымянный, Холоднинский) в заметных количествах присутствуют габбро-диориты и кварцевые диориты (Леснов, 1972; Касьянов, 1973). В габбро-норитах и норитах Чайского массива местами развита наложенная низкотемпературная ассоциация *Act + Tlc ± Chl ± Cal*, а в большинстве других массивов обычны зоны рассланцевания.

Минералогические и геохимические характеристики пород отдельных массивов весьма сильно варьируют. Характерны кокардовые текстуры, образованные крупными монокристаллами пироксена, замещенного цоизитом и хлоритом (массивы Отторженец, Слюдинский и Тонкий мыс) и в различной степени проявленная магматическая расслоенность (чередование магнезиальных габбро, лейкогаббро и анортозитов). Формирование магматических пород чая-нюрунду-канского комплекса связывается с глубинной дифференциацией толеитовых магм (Конников и др., 1999; Цыганков, 2005 и др.). Строение и морфология интрузивных массивов весьма различны. Так, массив Отторженец — это развернутый относительно вмещающих пород тектонический блок расслоенных габбро-норитов, а Чая-Безымянный массив — крупный лакколлит и его субпластовые сателлиты в поздних складчатых структурах Верхнечайского прогиба. В то же время морфология Слюдинского, Нюрунду-канского и ряда других массивов близка тектоническим макролинзам и будинам, в центральных частях которых сохраняются первичная магматическая полосчатость и массивные текстуры амфиболизиро-

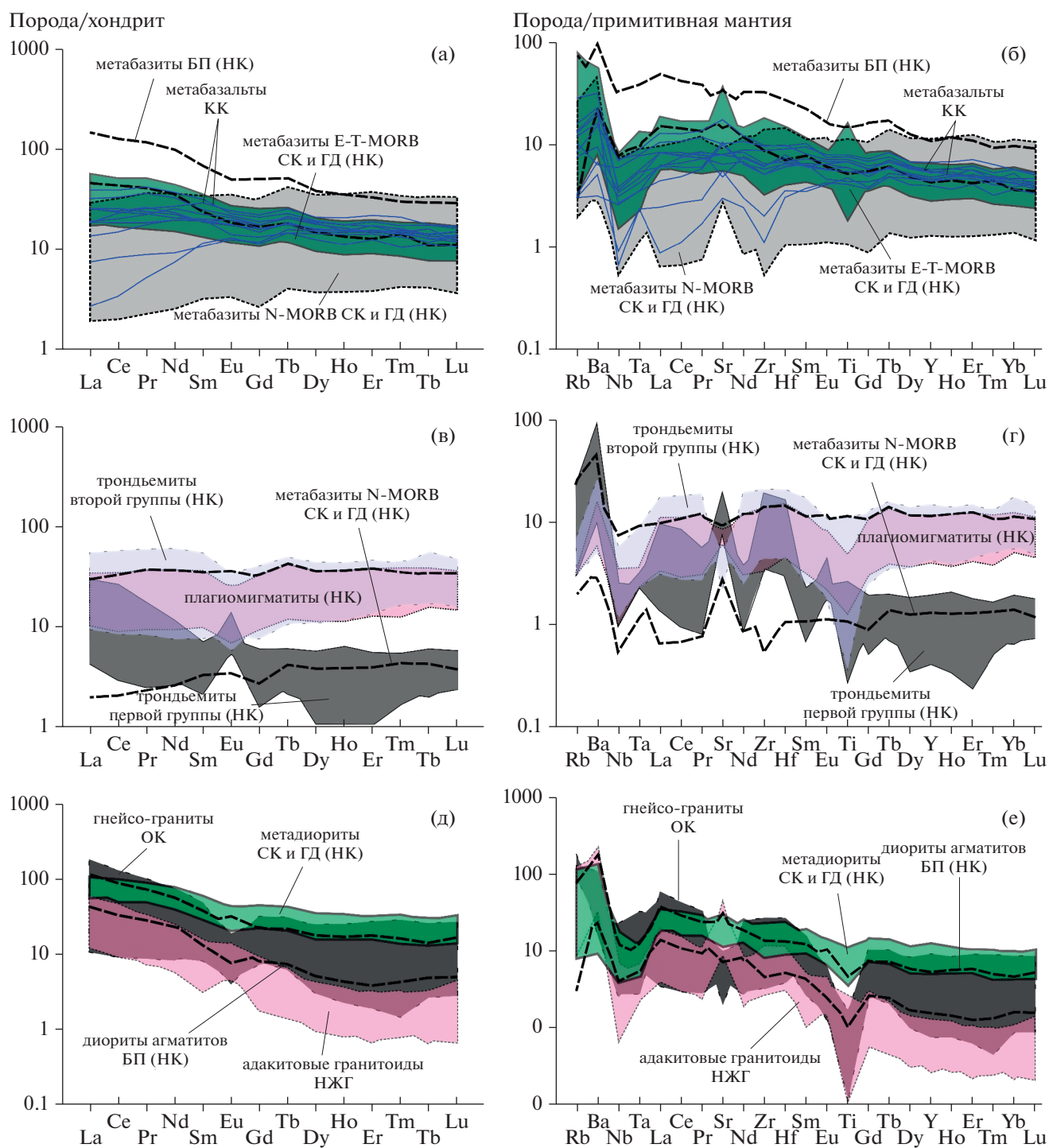


Рис. 5. Распределение микроэлементов в породах Кичерской зоны, нормированных к составам хондрита (Taylor, McLennan, 1985) (а, в, д) и примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) (б, г, е). БП – Богучанская пластина, СК – Слюдинско-Курлинская пластина, ГД – Гасан-Дякитский блок, НК – нюрнду- канский комплекс, КК – кичерский комплекс, ОК – онколнокитский комплекс, НЖГ – нижнеангарский комплекс.

ванных габбро-норитов (Цыганков, 2005). Имею- щиеся Sm-Nd оценки возраста интрузивных по- род (Чайский массив – 627 ± 25 млн лет, Тонкий мыс – 585 ± 22 млн лет (Amelin et al., 1997), Слю- динский массив – 618 ± 61 млн лет (Макрыгина и

др., 1993), пегматоидное габбро Тонкого мыса – 570 ± 29 млн лет (данные авторов)) лишь с боль- шой погрешностью указывают на эдиакарский возраст ультрамафит-мафитовых массивов чая- нюрнду- канского комплекса.

Комплексы позднего эдиакария

В позднем эдиакарии были сформированы нижнеангарский и богучанский комплексы адакитовых гранитов и терригенный комплекс.

Адакитовые граниты (нижнеангарский и богучанский комплексы). На адакитовые геохимические характеристики тоналитов и лейкократовых гранитов в дайках из крутозалегающей зоны наложенных сдвиговых деформаций в ультрамафит-мафитовом массиве Тонкий мыс (рис. 4е) впервые было обращено внимание в работе (Федотова и др., 2014). Для гранитов получены оценки возраста (LA-ICP-MS) 595 ± 5 млн лет (Федотова и др., 2014) и 606 ± 3 млн лет (циркон, ID-TIMS) (неопубликованные данные авторов). Возраст формирования дайки субшелочных габбро на мысе Писаный Камень синхронен с возрастом адакитовых гранитов и составляет (циркон, ID-TIMS) 600 ± 5 млн лет (Котов и др., 2013). Адакитовые характеристики также отмечены в гранитоидах Горячинского массива с возрастом 545 ± 6 млн лет (Рыцк и др., 2019).

Однако наиболее широко *Bt* и *Ms-Bt* адакитовые граниты развиты в центральной подзоне, где они слагают Нижнеангарский массив (15×2 км) и множество пластовых, жильных и дайковых тел различной мощности (первые метры) и протяженности (десятки—сотни метров), которые образуют пояс длиной более 100 км. В мощных телах наблюдается магматическая полосчатость с чередованием темно-серых порфировидных *Bt* ($\pm Ms$) трондьемитов и массивных светло-серых *Ms* гранитов и пегматоидных лейкогранитов.

Тела адакитовых гранитов пересекают сланцеватость S_{n+2} , blastsмилониты шер-зон и пакеты складок F_{n+2} вмещающих метаморфических пород (рис. 4д), а также гнейсовидные *Kfs-Ms* граниты онколнокитского комплекса. Вместе с тем проявление разнообразных наложенных синдвиговых деформаций в самих жильных гранитах обусловлено их внедрением в долгоживущую зону главного сдвига на фоне низкотемпературного метаморфизма и blastsмилонитизации вмещающих метаморфических пород, в которых большая часть амфиболов представлена вторичным актинолитом, содержащим реликты магнезиальной роговой обманки и эденита, а плагиоклаз-амфиболовый матрикс нередко замещен вторичным цоизит-эпидотовым агрегатом.

Терригенный комплекс (холоднинская свита и гуилгинская толща). Состоит из толщи монотонных зеленовато-серых массивных, слоистых и кослоистых песчаников холоднинской свиты с прослоями гравелитов, алевролитов и редких известняков, а также базальных конгломератов, залегающих с угловым несогласием на различных метаморфических породах и содержащих их гальку. Полимиктовые и аркозовые гравелиты и пес-

чаники также содержат плохо окатанные обломки кварца и полевых шпатов, метавулканитов и гранитов. Цемент обычно представлен тонкозернистым кварц-серицит-эпидот-хлоритовым агрегатом, местами с тонкораспыленным углеродистым веществом, отвечая условиям метатенеза или *Chl-Ser* субфации зеленосланцевой фации. Возраст этих изменений в песчаниках холоднинской свиты остается не выясненным. На контакте с позднепалеозойскими гранитоидами песчаники ороговикованы и приобретают пятнистый облик за счет кордиерита. Терригенными породами комплекса мощностью не менее 2 км сложены протяженный Холоднинский грабен и небольшие наложенные впадины. К этому комплексу также отнесена гуилгинская толща зеленых метапесчаников и алевросланцев одноименного грабена, наложенного на структуры Горемыкского блока в пределах юго-западной подзоны Кичерской зоны.

ОБРАЗЦЫ ДЛЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО И Nd-ИЗОТОПНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Геохронологические исследования предшественников были сконцентрированы на изучении пород небольшого Байкальского участка юго-западной подзоны (Макрыгина и др., 1993; Конников и др., 1999; Амелин и др., 2000; Котов и др., 2013; Федотова и др., 2014; Kröner et al., 2015). В связи с этим для геохронологического и Nd-изотопного исследования в настоящей работе выбраны объекты центральной и юго-западной подзон Кичерской зоны, в строении которых преобладают наиболее представительные ассоциации пород нюрндуканского комплекса, для которых не имеется геохронологической информации.

В юго-западной подзоне для уточнения возрастных рубежей проявления ранне- и позднебайкальских метаморфических событий нами изучены сильно измененные тектонические фрагменты энтербито-гнейсов, локализованные в раннебайкальских гнейсо-гранитах Горемыкского блока, а также диориты агматитов нюрндуканского комплекса Богучанской пластины (рис. 3б). С целью оценки возраста протолитов и высокотемпературного метаморфизма пород нюрндуканского комплекса центральной подзоны Кичерской зоны в настоящей работе приведены результаты U-Pb геохронологического исследования метадiorитов, диорито-гнейсов, плагиомигматитов и анатектических трондьемитов, а также *Kfs* гнейсо-гранитов онколнокитского комплекса и адакитовых гранитоидов нижнеангарского комплекса. Точки отбора образцов показаны на схемах (рис. 3), их координаты — в табл. 2.

Таблица 2. Полученные оценки возраста пород Кичерской зоны БВП

№ п/п	Номера образцов	Порода	Геологическое и географическое местоположение	Координаты	Возраст, млн лет				Метод, прибор
					магм протолит среднезв	анатексис среднезв.	анатексис конкорд	метаморфиз м среднезв.	
1	12-8/16	Эндербито-гнейс	Горемыцкий блок, район с. Байкальское	55°21'40" 109°10'1"	823 ± 5	793 ± 5 772 ± 4	793 ± 3 772 ± 2	622 ± 2	SHRIMP-II
2	R14-25-1	Диорито-гнейс	Гасан-Дякит. блок, устье руч. Шумный	56°05'20" 109°48'13"	652 ± 6			624 ± 7	SHRIMP-II
3	23-6-11	Плаггиомигматит	Гасан-Дякит. блок, левый борт р. Холодная	55°57'4" 109°42'59"	644 ± 11	627 ± 13			SHRIMP-II
4	R14-22-2	Плаггиомигматит	Гасан-Дякит. блок, левый борт р. Холодная	55°57'4" 109°43'6"	650 ± 10	627 ± 10			SHRIMP-II
5	9-10/02	Трондьемит	Гасан-Дякит. блок, левый борт р. Холодная	55°57'7" 109°43'6"		630 ± 7			SHRIMP-II
6	52-1/17	Диорит агматита	Богучанская пластина, мыс Лударь, оз. Байкал	55°21'33.7" 109°12'30.6"	627 ± 15			617 ± 9	SHRIMP-II
7	28/96	Тоналитовый гнейс	Умоликитская пластина, низовья руч. Чэстен	56°06'50" 110°16'4"					ID-TIMS
8	16-4/11	Метатдиорит	Акуканский массив, сред. теч. руч. Акукан	55°55'50" 109°47'16"					ID-TIMS
9	20-2/12	Kfs гнейсо- гранит	Онколнокитский массив, истоки р. Нюрндулан	55°58'48" 109°37'52.9"					ID-TIMS
10	HA	Адакитовый гранит	Нижнеангарский массив, 11 км Северобайк. Дороги	55°43'24" 109°28'52"					ID-TIMS

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

U-Pb геохронологические исследования выполнены классическим методом изотопного датирования (ID-TIMS) и локальными методами (SIMS) для отдельных зерен циркона. Разложение циркона и выделение Pb и U проводились по модифицированной методике Т. Кроу (Krogh, 1973). Для удаления поверхностного загрязнения зерна циркона обрабатывались спиртом и уксусом в ультразвуковой ванне, а затем последовательно 1М HNO₃ и 1М HCl в течение 20 мин на теплой плитке. Для изотопных исследований использовался трассер ²³⁵U-²⁰²Pb. В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности использовался метод предварительной кислотной обработки (Mattinson, 1994). Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 15 пг Pb и 1 пг U. Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на масс-спектрометре TRITON TI как в статическом режиме, так и при помощи счетчика ионов. Обработка экспериментальных данных проводилась с использованием программ "PbDAT" и "ISOPLOT" (Ludwig, 1991, 1999). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Изотопное датирование отдельных зерен циркона осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике (Williams et al., 1998). Для выбора участков измерения, изучения их внутреннего строения и определения генезиса зерна циркона исследовались в проходящем свете, в режимах обратно-рассеянных электронов и катодолюминесценции на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла ~3–4 нА, диаметр кратера 25 мкм при глубине 2 мкм. Обработка полученных данных производилась с использованием программы SQUID v.1.13 и v.2 (Ludwig, 2001, 2009), построение графиков с конкордией ISOPLOT/Ex v3.41b (Ludwig, 2007). Уран-свинцовые отношения нормализовались на значение 0.0668, соответствующее стандартному циркону TEMORA (Black et al., 2003). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приведены на уровне 1σ, погрешности рассчитанных средневзвешенных и конкордантных возрастов — на уровне 1σ. Для интерпретации использовались U-Pb изотопные данные, удовлетворяющие содержанию обыкновенного Pb ≤1% и с дискордантностью ≤10%.

Для определения содержаний и изотопных составов Sm и Nd навески (100 мг) растертых в пуд-

ру образцов, к которым добавляли смешанный трассер ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd, разлагали в тefлоновых бюксах в смеси HCl + HF + HNO₃ при температуре 110°C. Полнота разложения проверялась под бинокляром. REE выделялись посредством стандартной катионообменной хроматографии на колонках смолы BioRad AG1-X8 200–400 меш, а Sm и Nd — с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100–150 меш) фирмы Eichrom. Изотопные составы Sm и Nd измерялись на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме. Измеренные отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd нормализовались к отношению ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 и приводились к отношению ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511860 в Nd стандарте La Jolla. Средневзвешенное значение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в Nd стандарте La Jolla за период измерений составило 0.511839 ± 7 (*n* = 13). Уровень холостого опыта за время исследований обычно составляет 0.03–0.2 нг для Sm, 0.1–0.5 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составляет ±0.5%, изотопных отношений ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = ±0.5%, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = ±0.005% (2σ). При расчете величин ε_{Nd}(*T*) и модельных возрастов *T*_{Nd}(DM) используются современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.513151, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.21365). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах для коровых (S-тип) гранитоидов и осадочных пород рассчитаны двустадийные Nd-модельные возрасты *T*_{Nd}(DM-2st), используя среднечорное отношение ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.12.

КРАТКАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Данные о химическом составе пород раннебайкальского комплекса Байкальского участка юго-западной подзоны были приведены ранее в (Андреев и др., 2015; Конников и др., 1999) и поэтому здесь специально не рассматриваются.

Представительные данные о составе пород позднебайкальских комплексов Кичерской зоны приведены в Supplementary², ESM_2.xlsx. Поло-

² В Дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: ESM_1.pdf — Классификационные диаграммы с точками составов пород Кичерской зоны; ESM_2.xlsx — Химический состав пород Кичерской зоны БВП; ESM_3.xlsx — Результаты U-Pb геохронологических исследований циркона (ID-TIMS); ESM_4.xlsx — Результаты U-Pb геохронологических исследований циркона (SHRIMP-II); ESM_5.xlsx — Nd-изотопные данные для пород Кичерской зоны БВП.

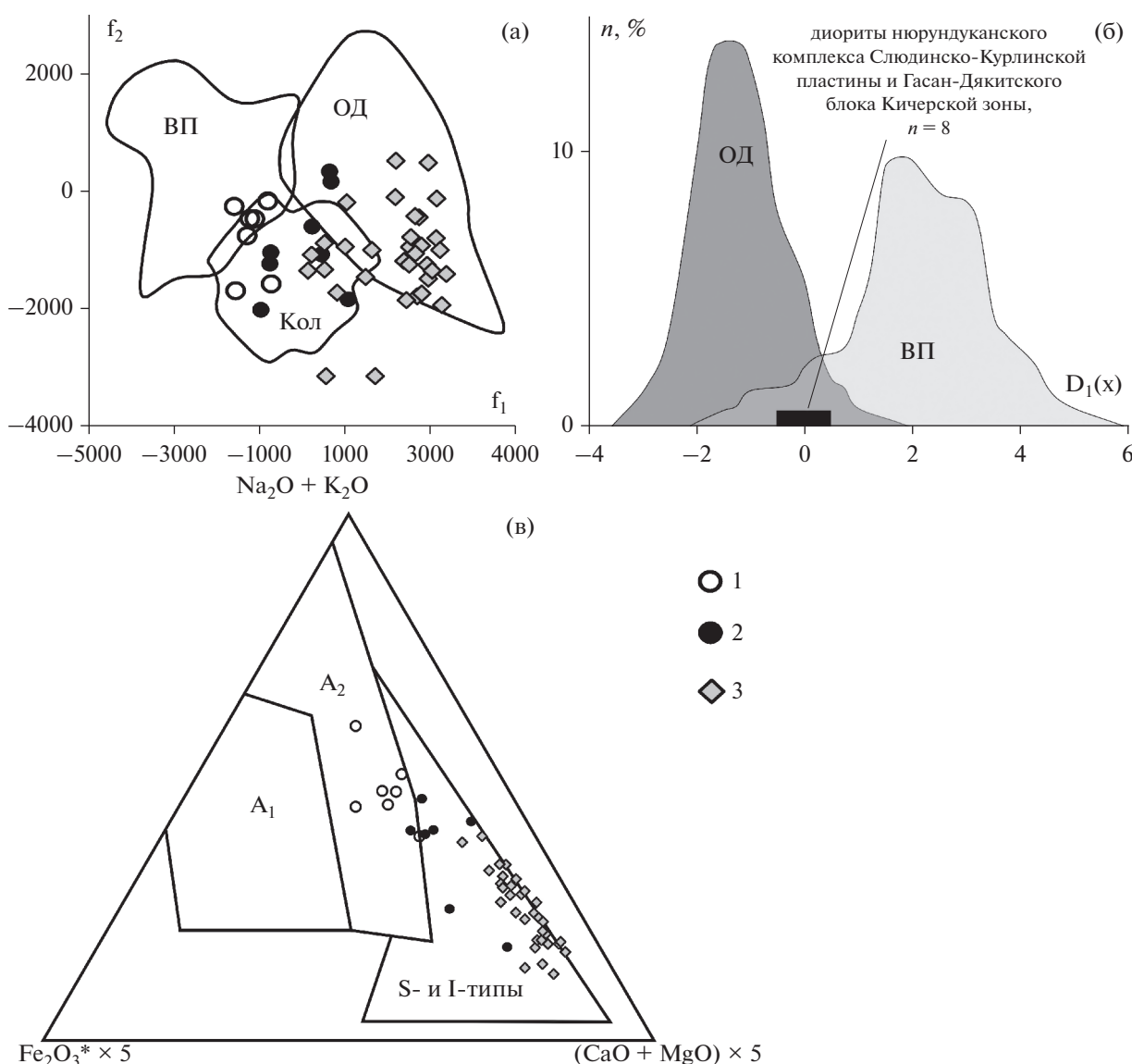


Рис. 6. Дискриминационные диаграммы с фигуративными точками составов пород Кичерской зоны Байкало-Витимского пояса.

(а) – диаграмма f_1 – f_2 (Великославинский, 2003) с фигуративными точками гранитоидов Кичерской зоны. ВП, Кол, ОД – внутриплитные, коллизионные и островодужные (субдукционные) гранитоиды соответственно.

(б) – распределение значений дискриминантной функции $D_1(x)$ – $n, \%$, разделяющей внутриплитные (ВП) и островодужные (ОД) магматические породы среднего состава (Великославинский, Крылов, 2015).

(в) – диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – $\text{Fe}_2\text{O}_3^* \times 5$ – $(\text{CaO} + \text{MgO}) \times 5$ (мол. кол.) (Гребенников, 2014). A_1 – гранитоиды внутриплитных обстановок (океанические острова и континентальные рифты), A_2 – гранитоиды внутри- и окраинно-континентальных обстановок локального растяжения. I, S – гранитоиды I- и S-типов. 1, 2 – гнейсо-граниты онколнокитского комплекса: 1 – Богучанской пластины, 2 – Слюдяно-Курлинской пластины и Гасан-Дякитского блока, 3 – адakitовые гранитоиды нижнеангарского комплекса. Fe_2O_3^* – суммарное железо, пересчитанное в форму Fe_2O_3 .

жение точек составов пород позднебайкальских комплексов на классификационной диаграмме TAS показано в ESM_1a.pdf (Suppl.). Вариации содержаний элементов-примесей в породах Кичерской зоны, нормированные на состав примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) и хондрита (Taylor, McLennan, 1985), приведены на спайдердиаграммах (рис. 5). Ниже мы остановимся на более детальной характеристике позд-

небайкальских структурно-вещественных комплексов.

Нюрундуканский мигматит-тоналит-м metabазитовый комплекс

Амфиболиты нюрундуканского комплекса представлены двумя геохимическими типами (Андреев и др., 2015). К первому типу относятся преимуще-

ственно низкотитанистые ($\text{TiO}_2 = 0.7\text{--}1.5$ мас. %) метабазиты нормальной щелочности (ESM_1a.pdf (Suppl.)) центральной подзоны Кичерской зоны. На диаграмме Йенсена (Jensen, 1976) точки составов амфиболитов этого типа располагаются преимущественно в поле высокожелезистых толеитов (ESM_1b.pdf (Suppl.)). По характеру распределения редких и редкоземельных элементов (за исключением подвижных K, Rb и Ba) среди метабазитов центральной подзоны выделяются разности, сходные с N-MORB ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 0.3\text{--}1.3$) и T- и E-MORB (La/Yb от 1.5 до 4.3).

Ко второму геохимическому типу относятся высокотитанистые ($\text{TiO}_2 = 1.92\text{--}2.54$ мас. %) метабазиты Богучанской пластины юго-западной подзоны, которые также соответствуют преимущественно высокожелезистым толеитам нормальной щелочности (ESM_1b.pdf (Suppl.)). Для метабазитов этой группы характерно дифференцированное ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 3.4\text{--}8$) распределение РЗЭ без Eu-аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.92\text{--}1.04$). Спектры распределения редких и рассеянных элементов характеризуются крайне незначительным Nb-Ta-минимумом и, несмотря на относительно высокое содержание TiO_2 , небольшим Ti-минимумом. Эти амфиболиты, по сравнению с амфиболитами первого типа, обогащены практически всеми РЗЭ и обладают более высокими, чем в OIB, содержаниями тяжелых РЗЭ (Ho, Er, Tm, Yb, Lu) и более низкими концентрациями Th, Nb и Ta.

Метадиориты по соотношению SiO_2 (54–60.5 мас. %) и ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) соответствуют диоритам, кварцевым диоритам и монцодиоритам. В распределении редких и рассеянных элементов отмечаются отрицательные Nd-Ta- и Ti-аномалии. В отдельных случаях фиксируется Sr-минимум или Sr-максимум. Распределение РЗЭ слабо дифференцированное ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.4\text{--}5$, Eu-аномалия отсутствует ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.8\text{--}1.0$). На тектоно-магматической диаграмме (рис. 6б) составы диоритов находятся в области неопределенности между породами среднего состава внутриплитных и островодужных обстановок.

Плагииомигматиты, тоналиты, трондьемиты. Формирование плагииомигматитов и жильных трондьемитов в породах нюрундуканского комплекса связывается с парциальным плавлением амфиболитов (Конников и др., 1994; Цыганков, 2005). В плагииомигматитах и трондьемитах относительно вмещающих пород наблюдаются повышенные содержания SiO_2 (57–77 мас. %), Al_2O_3 (до 16.5 мас. %) и Na_2O (до 7 мас. %). В плагииомигматитах распределение РЗЭ слабо дифференцированное ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 0.65\text{--}1$), а на мультиэлементной диаграмме отмечаются Ti- и небольшие Nb-Ta-минимумы. В целом спектры распределения редких и редкоземельных элементов в пла-

гииомигматитах идентичны таковым вмещающих амфиболитов, что определяется малой добавкой кислого анатектического расплава (Цыганков, 2005).

Жильные катаклазированные трондьемиты с высокими содержаниями SiO_2 (72.5–77.8 мас. %) и Na_2O (до 5.9 мас. %) при крайне низком содержании K_2O (0.02–0.54 мас. %) по геохимическим характеристикам подразделяются на две группы. В первой отмечается обогащение легкими РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.4\text{--}14$), а также Eu- и Sr-максимумы. Согласно (Pedersen, Malpas, 1984), более фракционированное распределение легких РЗЭ относительно вмещающих метабазитов указывает на формирование трондьемитов в результате их анатексиса на пике метаморфизма.

Распределение РЗЭ в трондьемитах второй группы и во вмещающих амфиболитах, включая повышенные содержания тяжелых РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 0.3\text{--}0.98$), практически одинаково. Подобное сходство принято связывать с формированием трондьемитов в ходе дифференциации базитовой магмы в магматической камере (Bonev, Stampfli, 2009; Whattam et al., 2016).

Агматиты Богучанской пластины на мысе Лударь представляют собой обломки и глыбы амфиболитов, сцементированные расплавом диоритового состава. От метадiorитов центральной подзоны диориты агматитов отличаются более низкими содержаниями K_2O , TiO_2 , Rb, Zr, Hf, Y и практически всех РЗЭ за исключением La, Yb и Pr и, следовательно, более дифференцированным распределением РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 4.1\text{--}13.8$).

Метабазальты кичерского вулканогенно-осадочного комплекса

Метабазальты этого комплекса являются низкотитанистыми ($\text{TiO}_2 = 0.9\text{--}1.7$ мас. %) и соответствуют высокожелезистым толеитам нормальной щелочности (ESM_1b.pdf (Suppl.)). По характеру распределения редких и редкоземельных элементов среди них выделяются метабазальты N-MORB типа с преобладанием тяжелых РЗЭ над легкими ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 0.2\text{--}0.5$) и отсутствием Eu-аномалии, а также метабазальты с более высоким отношением легких РЗЭ к тяжелым ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 1\text{--}2.4$), подобные базальтам E- и T-MORB типов с положительными и отрицательными Sr-аномалиями и небольшими Nd-Ta-минимумами. В целом по своим геохимическим характеристикам метабазальты кичерского комплекса близки амфиболитам нюрундуканского комплекса центральной подзоны (рис. 5а, 5б).

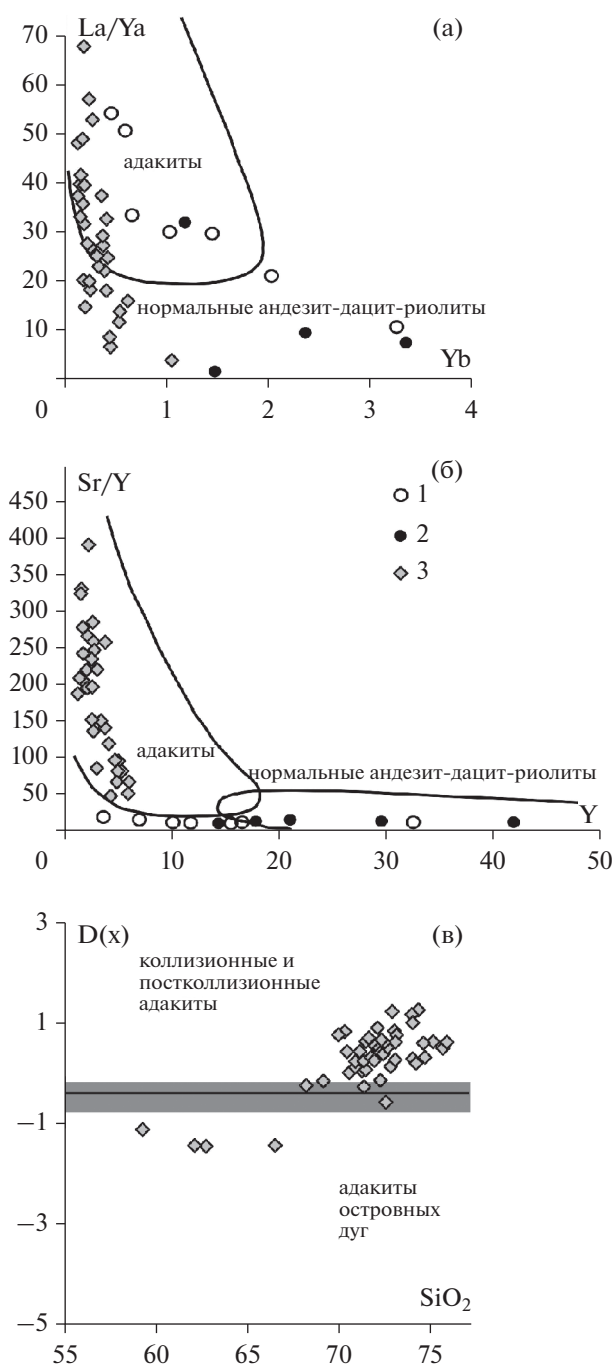


Рис. 7. Классификационные диаграммы: (а) $Yb-(La/Yb)$ (г/т) (Castillo et al., 1999), (б) $Y-Sr/Y$ (г/т) (Castillo et al., 1999) с полями состава адакитов и нормальных андезит-дацит-риолитов и (в) дискриминационная диаграмма $SiO_2-D(x)$ (Великославинский и др., 2018) для геодинамической типизации островодужных, коллизионных и постколлизийных адакитов с фигуративными точками адакитовых гранитоидов Кичерской зоны. 1, 2 – гнейсо-граниты онколнокитского комплекса: 1 – Богучанской пластины и 2 – Слюдинско-Курлинской пластины и Гасан-Дякитского блока, 3 – адакитовые гранитоиды нижнеангарского комплекса.

Гнейсо-граниты онколнокитского комплекса

Составы Kfs гнейсо-гранитов в координатах $SiO_2-(Na_2O + K_2O)$ находятся в полях гранитов и лейкогранитов нормальной щелочности, а в координатах SiO_2-K_2O – гранитов высококалиевой серии при значении K_2O/Na_2O в среднем 1.2. Составы гнейсо-гранитов юго-западной и центральной подзон незначительно отличаются между собой. На диаграмме $(Na_2O + K_2O)-Fe_2O_3^* \times 5 - (CaO + MgO) \times 5$ (рис. 6в) гнейсо-граниты центральной подзоны находятся в области гранитов I- и S-типов, а гнейсо-граниты Богучанской пластины юго-западной подзоны – в поле A_2 -гранитов. На дискриминантной диаграмме f_1-f_2 положение точек составов рассматриваемых гнейсо-гранитов соответствует полям внутриплитных и коллизионных гранитоидов (рис. 6а).

Адакитовые гранитоиды нижнеангарского комплекса

По соотношению SiO_2 и $(K_2O + Na_2O)$ соответствуют гранитам и лейкогранитам нормальной щелочности и значительно реже умеренно-щелочным лейкогранитам. Несмотря на широкие вариации K_2O (0.3–4.3 мас. %) для гранитоидов этого комплекса характерно преобладание Na_2O над K_2O (в среднем $K_2O/Na_2O = 0.45$). По соотношениям $Yb-(La/Yb)$ и $Y-Sr/Y$ (рис. 7а, 7б), низким содержаниям Y (в среднем 3.1 г/т) и Yb (в среднем 0.4 г/т) они отвечают высококремнистым ($SiO_2 > 60$ мас. %) адакитам. В распределении редких и рассеянных элементов отмечаются отрицательные Nb-Ta-, P- и Ti-аномалии и Sr-максимумы, характерны весьма низкие содержания РЗЭ ($\Sigma PZ\Theta = 14-60$ г/т), их дифференцированное распределение ($(La/Yb)_N = 4-84$, в среднем – 17) и за единичным исключением – положительная Eu-аномалия (в среднем $Eu/Eu^* = 1.8$).

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Микрофотографии изученных цирконов в различных режимах показаны на рис. 8. Аналитические данные приведены в Supplementary: ESM_3.xlsx (ID-TIMS), ESM_4.xlsx (SHRIMP-II), на рис. 9 и 10. Полученные оценки возраста обобщены в табл. 2.

Раннебайкальские комплексы

Эндербито-гнейс Горемыкского блока. Акцессорный циркон (обр. 12-8/16) представлен короткопризматическими ($K_{удл} = 1.5-2$), идиоморфными и субидиоморфными зернами и их обломками размером 150–400 мкм. Крайне редко встречаются

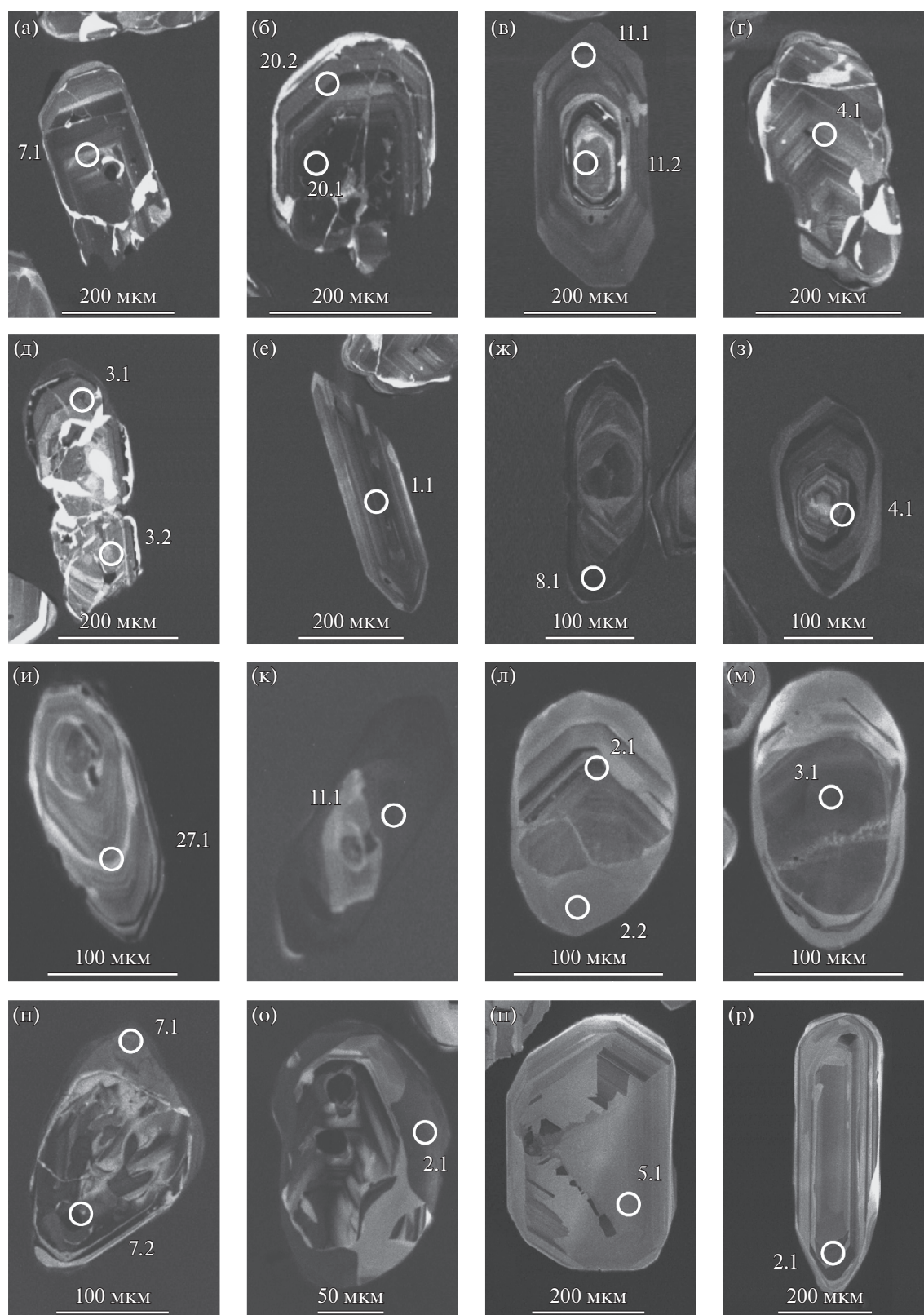


Рис. 8. Представительные микрофотографии цирконов в режиме катодолюминесценции.

(а, б, в, г, д, е) – эндербито-гнейс (обр. 12-8/16); (ж, з) – диориты агматитов (обр. 52-1/17); (и, к) – диорито-гнейс (обр. R14-25-1); (л, м) – плагиомигматит (обр. R14-22-2); (н, о) – плагиомигматит (обр. 23-6-11); (п, р) – трондьемит (анатектит) (обр. 9-10/02).

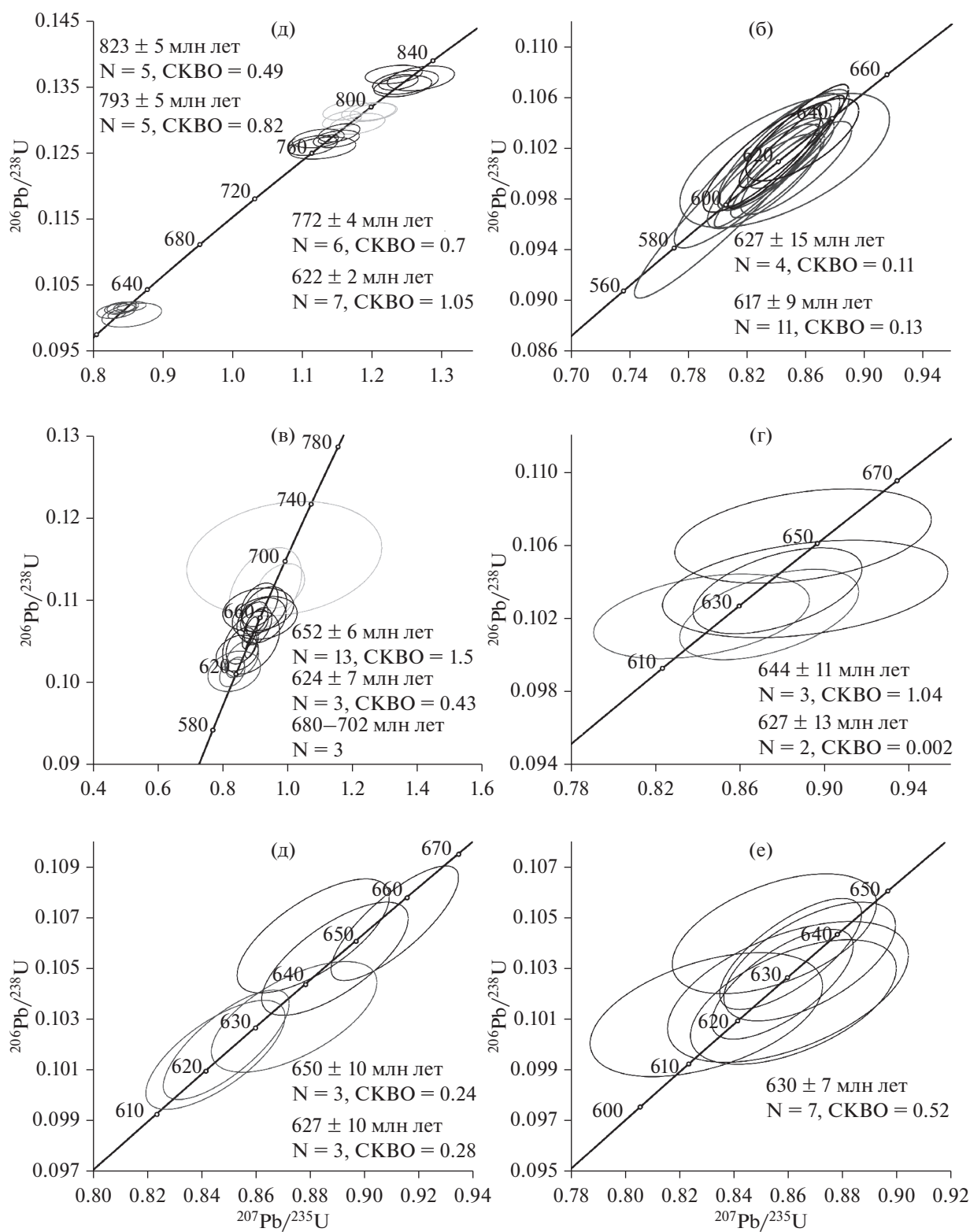


Рис. 9. Диаграммы с конкордией (SHRIMP-II).

(а) — эндебито-гнейс (обр. 12-8/16), (б) — диориты агматитов (обр. 52-1/17), (в) — диорито-гнейс (обр. R14-25-1), (г) — плагиомигматит (обр. R14-22-2), (д) — плагиомигматит (обр. 23-6-11), (е) — трондьемит (обр. 9-10/02).

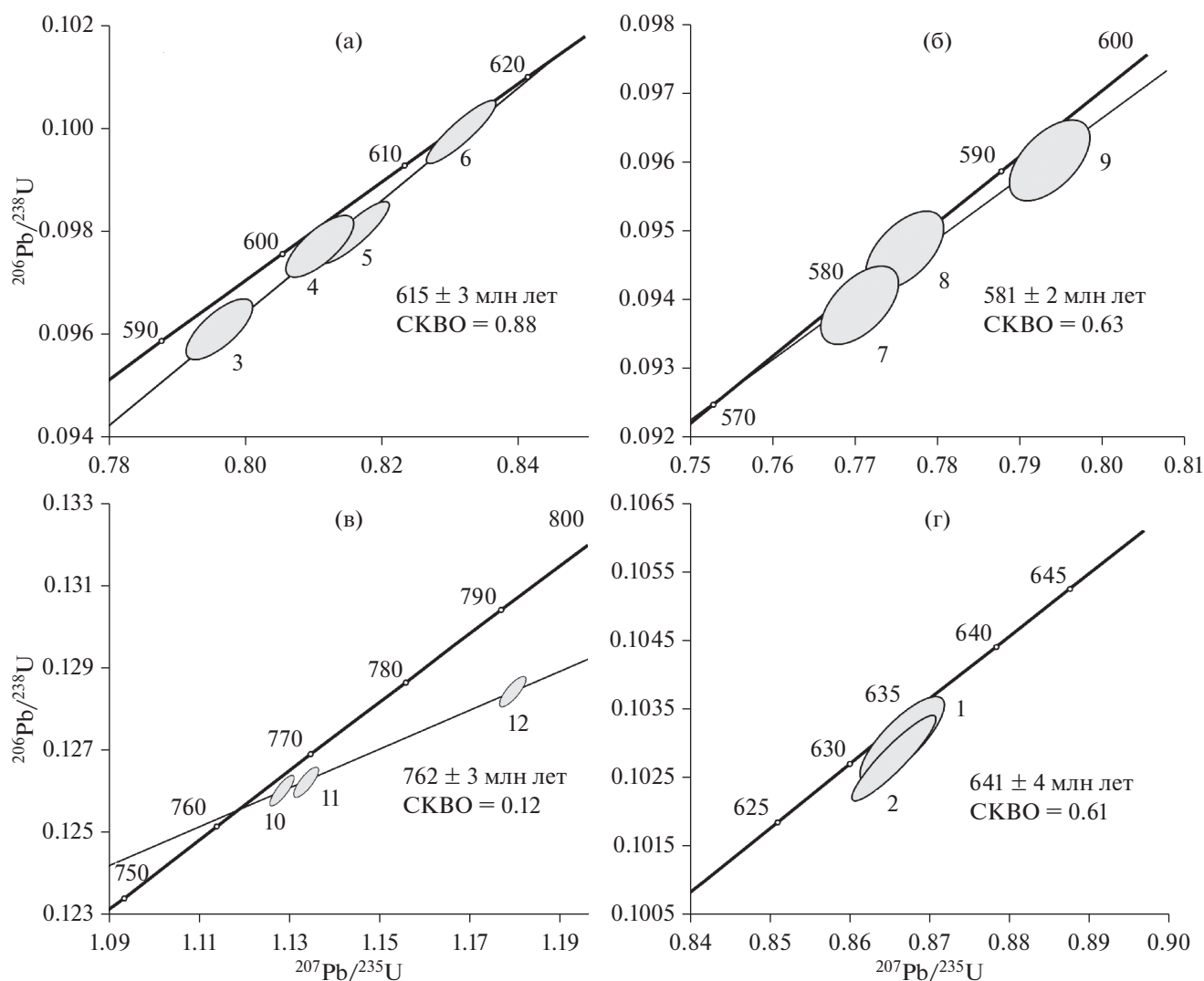


Рис. 10. Диаграммы с конкордией (ID-TIMS).

(а) — двуполевошпатовый гнейсо-гранит (обр. 20-2/12), (б) — адakitовый гранит (обр. НА), (в) — тоналитовый гнейс (обр. 28/96), (г) — метадiorит (обр. 16-4/11). Цифрами у серых эллипсов отмечены номера образцов/навесок циркона, указанных в ESM_3.xlsx (Suppl.).

ся длиннопризматические однородные кристаллы циркона ($K_{удл} = 2.5$) и их обломки.

Зерна циркона состоят из ядер и одной или двух оболочек (рис. 8а–8е). Ядра интенсивно корродированы, в режиме катодolumинесценции (КЛ) характеризуются осцилляторной зональностью, в них содержатся первичные раскристаллизованные расплавные включения, что свидетельствует о магматической природе ядер. В некоторых ядрах отмечаются трещины с многочисленными вторичными флюидными включениями и, реже, вторичными расплавными, полностью раскристаллизованными включениями.

Внутренние серые и бесцветные в проходящем свете оболочки в режиме КЛ обычно также характеризуются осцилляторной зональностью и со-

держат многочисленные субмикроскопические флюидные и единичные расплавные раскристаллизованные включения. В некоторых зернах ядра соответствуют первой или второй внутренним оболочкам цирконов (рис. 8е). Внешняя поверхность внутренних оболочек корродирована и часто насыщена флюидными включениями. Внешние оболочки, придающие циркону идиоморфный облик, иногда не сплошные, а представлены наростами, которые содержат только первичные флюидные включения, свидетельствующие об их метаморфической природе. Таким образом, изучение оптических характеристик циркона и его внутреннего строения в режиме КЛ, включений минералообразующих сред и характера границ между ядрами и оболочками позволяет уверенно диагностировать магматические ядра, которые,

очевидно, отвечают протолиту эндербито-гнейса, а также внутреннюю анатектическую и внешнюю метаморфическую оболочки, сформированные в результате высокотемпературных метаморфических преобразований.

Всего выполнено 34 изотопных анализа (ESM_4.xlsx (Suppl.)), из которых исключено 11 (дискордантные данные и результаты анализа смесей ядер и оболочек). На диаграмме с конкордией (рис. 9а) геохронологические данные группируются в четыре кластера.

Совпадающие средневзвешенная и конкордантная оценки $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста 823 ± 5 млн лет наиболее древнего кластера (№№ 50–54 в ESM_4.xlsx (Suppl.)), представленного магматическими ядрами циркона, интерпретируются как возраст протолита эндербито-гнейса. U-Pb данные для анатектического циркона (№№ 55–65 в ESM_4.xlsx (Suppl.)) группируются в два незначительно перекрывающихся кластера (№№ 55–59 и 60–65 в ESM_4.xlsx (Suppl.)), рис. 9а) с оценками $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста 793 ± 5 и 772 ± 4 млн лет (ESM_4.xlsx (Suppl.)). Четвертый самый молодой и наиболее выраженный кластер (№№ 66–72 в ESM_4.xlsx (Suppl.)), рис. 9а) соответствует преимущественно циркону внешних оболочек и однородному длиннопризматическому циркону. Средневзвешенная и конкордантная оценки $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста 622 ± 2 млн лет и 622 ± 1 млн лет соответственно интерпретируются как возраст наложенного позднебайкальского метаморфизма.

Тоналитовый ортогнейс Умоликитского блока. Циркон (обр. 28/96) представлен субидiomорфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами розового цвета призматической формы. Размер зерен 40–300 мкм, $K_{\text{удл}} = 1.3\text{--}2.5$. Грани призмы скруглены, а их поверхности ровные и блестящие. Отмечаются реликты переработанных ядер. U-Pb исследования (ID-TIMS) выполнены для трех навесок наиболее прозрачных и идиоморфных зерен циркона магматического происхождения, отобранных из размерных фракций >100 мкм и <60 мкм (№ 10–12, ESM_3.xlsx (Suppl.)). В результате аэроабразивной обработки из двух навесок циркона было удалено соответственно около 10 и 50% его вещества (№№ 11 и 12, ESM_3.xlsx (Suppl.)). Неабрадированный циркон (№10, ESM_3.xlsx (Suppl.)) характеризуется незначительной (0.6%) дискордантностью U/Pb отношений, однако циркон, подвергнутый аэроабразивной обработке, отличается от необработанного циркона более древним значением возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 780–827 млн лет), что, по-видимому, обусловлено присутствием в этом цирконе унаследованного компонента радиогенного свинца, связанного с реликтами ядер. Нижнее пересечение дискордии, рассчитанной для точек состава исследованного циркона, соответствует возрасту 762 ± 3 млн лет

(верхнее пересечение – 2006 ± 220 млн лет, СКВО = 0.12) (рис. 10в), которое принимается в качестве оценки возраста кристаллизации ортогнейса.

Позднебайкальские комплексы

Нюрндуканский мигматит-тоналит-метабазитовый комплекс

Метадиориты. Акцессорный циркон, выделенный из метадiorита (обр. 16-4/11) Акуканского массива, представлен идиоморфными и субидiomорфными в основном длиннопризматическими прозрачными и розовыми кристаллами размером 85–500 мкм, $K_{\text{удл}} = 3.0\text{--}5.0$. В режиме КЛ наблюдается магматическая зональность. Для U-Pb исследования (ID-TIMS) использованы две микронавески наиболее прозрачных идиоморфных кристаллов циркона (№ 1, 2, ESM_3.xlsx (Suppl.)). Точки изотопного состава этого магматического циркона располагаются практически на конкордии (дискордантность 1–2%) (рис. 10г), а среднее значение возраста, рассчитанное по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, составляет 641 ± 4 млн лет (СКВО = 0.61) и принимается в качестве оценки возраста кристаллизации диоритов.

Циркон из диорито-гнейса рч. Шумный (обр. R14-25-1) представлен субидiomорфными, реже идиоморфными, бесцветными кристаллами размером 15–120 мкм и $K_{\text{удл}} = 1\text{--}2.5$. Обычно в них наблюдаются резорбированные ядра с магматической зональностью (в режиме КЛ) и расплавленными раскристаллизованными включениями. Оболочки различной толщины однородные, серые в режиме КЛ и содержат только флюидные включения углекислоты (рис. 9и–9к). Больше половины из 40 полученных оценок возраста соответствуют смесям пограничных магматических ядер и метаморфических оболочек. Средневзвешенное значение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста для магматических ядер составляет 652 ± 6 млн лет ($n = 13$, СКВО = 1.5), а средневзвешенное значение возраста метаморфических оболочек – 624 ± 7 млн лет ($n = 3$, СКВО = 0.43) (ESM_4.xlsx (Suppl.); рис. 9в). Три ксеногенных ядра имеют близкие значения возраста (680 ± 19 и 702 ± 26 млн лет). Таким образом, оценки возраста метадiorитов Акуканского массива составляют 641 ± 4 млн лет и диорито-гнейсов устья руч. Шумный – 652 ± 6 млн лет, полученные различными методами, в рамках погрешности практически одинаковы.

Плаггиомигматиты. Морфология и внутреннее строение циркона из двух изученных образцов плаггиомигматитов (обр. 23-6-11 и обр. R14-22-2) практически одинаковы. Циркон представлен полупрозрачными, бесцветными, субидiomорфными призматическими кристаллами длиной 100–250 мкм ($K_{\text{удл}} = 1.2\text{--}2.0$), в которых наблюдаются корроди-

рованные ядра с фрагментами осцилляторной зональности и раскристаллизованными, часто декрепитированными расплавленными включениями. Оболочки в режиме КЛ имеют более светлую окраску и более грубую, чем в ядрах зональность (рис. 8л–8о), и содержат как расплавленные, так и флюидные первичные включения.

U-Pb данные (SHRIMP-II) получены для 19 зерен циркона (ESM_4.xlsx (Suppl.), рис. 9г–9д). Средневзвешенные значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста зональных магматических ядер циркона для двух образцов составляют 644 ± 11 млн лет ($n = 3$, СКВО = 1.04) и 650 ± 10 млн лет ($n = 3$, СКВО = 0.24) соответственно, отвечая возрасту магматического протолита плагиомигматитов. Средневзвешенные оценки $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста метаморфических (анатектических) оболочек циркона составляют 627 ± 13 млн лет ($n = 2$) и 627 ± 10 млн лет ($n = 3$) (см. табл. 2).

Жильный трондьемит. Циркон (обр. 9-10/02) представлен длиннопризматическими, идиоморфными и бесцветными кристаллами длиной 100–800 мкм и $K_{\text{удл}} = 2-8$. Они состоят из ядер с осцилляторной зональностью и тонких (шириной менее 2–5 мкм) незональных оболочек (рис. 8п, 8р). Ядра магматические или, возможно, анатектические – содержат раскристаллизованные первичные расплавленные включения. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст десяти ядер магматического и, вероятно, анатектического циркона (SHRIMP-II) (ESM_4.xlsx (Suppl.); рис. 9е) – $622 \pm 9-640 \pm 9$ млн лет, а средневзвешенное значение составляет 630 ± 7 млн лет ($n = 7$, СКВО = 0.52) и соответствует возрасту плагиомигматизации и анатексиса метабазитов.

Диориты агматитов. Циркон (обр. 52-1/17) представлен преимущественно идиоморфными и субидиоморфными кристаллами длиной 130–400 мкм ($K_{\text{удл}} = 1.3-4.2$), состоящими из коричневатых ядер с фрагментами осцилляторной зональности и бесцветных также зональных в режиме КЛ оболочек (рис. 8ж, 8з). В ядрах наблюдаются декрепитированные расплавленные включения, а в оболочках обычные флюидные включения и единичные полностью раскристаллизованные расплавленные, недекрепитированные включения. Оценки возраста (SHRIMP-II) (ESM_4.xlsx (Suppl.); рис. 9б) получены для четырех ядер и 11 оболочек. Средневзвешенные значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста зональных магматических ядер 627 ± 15 млн лет и оболочек 617 ± 9 млн лет в рамках погрешности не отличаются друг от друга и отвечают возрасту магматического протолита и его метаморфизма.

Двуполевошпатовые гнейсо-граниты онколито-китского комплекса. Циркон (обр. 20-2/12) представлен идиоморфными прозрачными светло-желтыми призматическими кристаллами размером 50–150 мкм и $K_{\text{удл}} = 2-2.5$. В режиме КЛ наблюдается тонкая магматическая зональность, а в проходя-

щем свете в некоторых кристаллах выявлены унаследованные ядра. Полученные (ID-TIMS) точки изотопного состава наиболее прозрачных идиоморфных кристаллов циркона из размерных фракций 50–85, 85–100 и >100 мкм с предварительной кислотной обработкой последней фракции в течение двух часов аппроксимируются дискордией, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 622 ± 12 млн лет (нижнее пересечение равно 253 ± 240 млн лет, СКВО = 1.8). Конкордантное значение возраста (№ 6, ESM_3.xlsx (Suppl.)) составляет 615 ± 3 млн лет (СКВО = 0.88, вероятность конкордантности 0.35) (рис. 10а) и принимается как оценка возраста кристаллизации протолита гнейсо-гранита.

Адакитовые граниты Нижнеангарского комплекса. Циркон из типичных лейкократовых Bt-Ms адакитовых гранитов Нижнеангарского массива (обр. НА) представлен субидиоморфными, идиоморфными, прозрачными и полупрозрачными кристаллами розового и рыжеватого цвета, призматического и длиннопризматического облика с тонкой зональностью в режиме КЛ. Иногда встречаются полупрозрачные субидиоморфные зерна с замутненными ядрами неправильной формы и следами резорбции. Размер кристаллов варьирует от 30 до 150 мкм, $K_{\text{удл}} = 2.5-3.5$. Полученные оценки $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста (ID-TIMS) конкордантны или незначительно дискордантны (ESM_3.xlsx (Suppl.)), а конкордантная оценка возраста кристаллизации родоначальных для этих гранитоидов расплавов составляет 581 ± 2 млн лет (СКВО = 0.63, вероятность конкордантности 0.43) (рис. 10б).

РЕЗУЛЬТАТЫ Nd-ИЗОТОПНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Полученные Nd-изотопные данные приведены в ESM_5.xlsx (Suppl.) и на рис. 11. В координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}-^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ точки изотопных составов пород ранне- и позднебайкальского комплексов образуют непересекающиеся кластеры (рис. 11в). Гнейсо-граниты и эндербито-гнейсы раннебайкальского комплекса Горемыкского блока характеризуются низкими отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (ESM_5.xlsx (Suppl.); рис. 11а) и палеопротерозойскими значениями $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ (1.81–2.03 и 2.3–2.5 млрд лет), что предполагает участие раннедокембрийской континентальной коры кратона в источнике этих магматических пород. Породы позднебайкальских комплексов имеют только положительные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (ESM_5.xlsx (Suppl.); рис. 11а) и мезо-неопротерозойские значения $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ (рис. 11б). Положение точек изотопных составов пород позднебайкальских комплексов на диаграмме $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}-^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ аппроксимируется эрохроной, отвечающей возрасту 931 ± 54 млн лет (рис. 11в).

Для пород позднебайкальского **нюрндуканского** комплекса характерны существенные вариации Nd-изотопного состава. Метабазиты MORB-типов центральной подзоны Кичерской зоны включают две группы различного Nd-изотопного состава. Метабазиты первой группы характеризуются наиболее высокими $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2012\text{--}0.2575$ и значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(665)$, варьирующими от +6.8 до +9.7. Для метабазитов второй группы, включая продукты их метаморфического преобразования (плаггиомигматиты и тоналиты-трондьемиты), значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1783\text{--}0.1944$, а $\epsilon_{\text{Nd}}(665)$ варьируют от +6.7 до +7.5. Подобные различия в Nd-изотопном составе могут быть обусловлены различной глубиной и степенью плавления деплетированного мантийного источника.

В отличие от метабазитов, в метадiorитах и диорито-гнейсах центральной подзоны Кичерской зоны отмечаются коровые $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношения и умеренно высокие значения $\epsilon_{\text{Nd}}(640) = +4.6\text{--}+5.9$ при $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 900\text{--}1093$ млн лет, что может указывать на участие в формировании исходных расплавов диоритов DM-источника, контаминированного древней корой.

Высокотитанистые метабазиты юго-западной подзоны с “внутриплитными” геохимическими характеристиками, отличаются от метабазитов MORB-типов центральной подзоны Кичерской зоны коровыми $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениями (0.1307–0.1409), низкими положительными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$, варьирующими от +2.7 до +5.0 при $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.0\text{--}1.29$ млрд лет (см. ESM_5.xlsx (Suppl.); рис. 11а). Nd-изотопный состав жильных энтербитов и чарнокитов, а также диоритов агматитов не отличается от вмещающих их метабазитов. Учитывая внутриплитную геохимическую специфику магматических пород юго-западной подзоны, можно полагать, что в их источниках присутствовал обогащенный плюмовый компонент и древнекоровый материал.

Таким образом, породы нюрндуканского комплекса представляют позднебайкальскую ювенильную кору Кичерской зоны, испытавшую метаморфизм и анаксис. Вариации изотопных составов пород ювенильной коры, образованной за счет DM-источников с участием обогащенных компонентов, обусловлены также контаминацией мантийных источников древнекоровым материалом.

Метаосадочные породы **кичерского** комплекса характеризуются широким диапазоном $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1286\text{--}0.1830$, положительными значениями

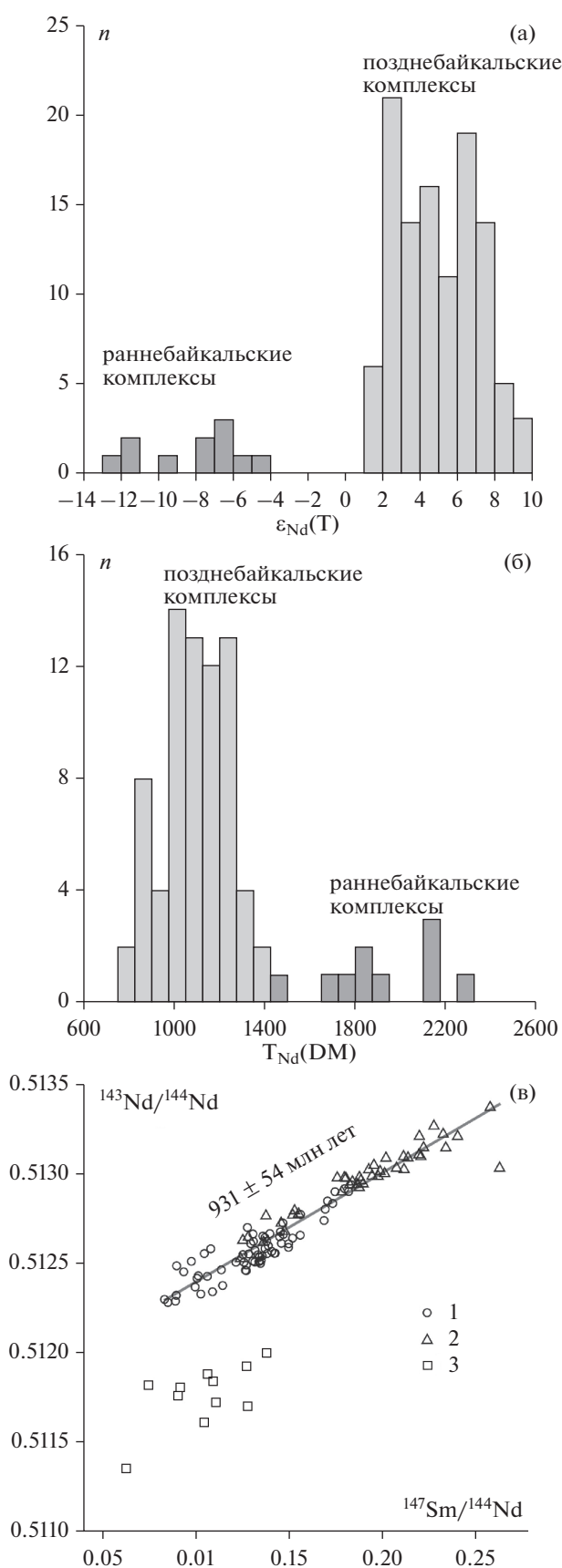


Рис. 11. Гистограммы распределения величин $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ (а), модельного возраста $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ (б) и график в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (в) пород ранне- и позднебайкальских комплексов. 1, 2 – нюрндуканский комплекс: 1 – юго-западная подзона, 2 – северо-восточная подзона; 3 – раннебайкальский комплекс.

$\epsilon_{Nd}(665) = +4.7...+2.8$ (реже от +5.7 до +6.9) и вариациями модельного возраста $T_{Nd}(DM)$ в двух интервалах со средними значениями 1336 и 1080 млн лет. Эти характеристики изотопного состава биотитовых и углеродистых сланцев обусловлены смещением ювенильных и древнекоровых компонентов, поступавших в бассейн осадконакопления при размыве палеобортов рифтогенного прогиба. Радиогенный Nd-изотопный состав метаосадков может быть также связан с примесью в них тонкой вулканокластики или туфогенного материала.

Изотопный состав Nd метабазальтов и метариолитов кичерского комплекса близок к изотопному составу метабазитов нюрндукуанского комплекса центральной подзоны, отличаюсь несколько меньшими значениями $\epsilon_{Nd}(T) = +5.4...+6.3$. Резко отличный изотопный состав одного образца метариолита, очевидно, связан со значительной контаминацией исходного расплава материалом древней коры.

Гнейсо-граниты *онколнокитского* комплекса имеют коровые и более низкие $^{147}Sm/^{144}Nd$ отношения, $\epsilon_{Nd}(615) = +4.1...+6.5$ и от +1.5...+2.2 соответственно, а $T_{Nd}(DM-2st) = 0.8-1.07$ млрд лет, что свидетельствует о формировании исходных расплавов за счет частичного плавления пород раннебайкальских комплексов, находившихся на значительной глубине.

Адакитовые граниты, диориты и тоналиты позднего этапа (*нижнеангарский и богучанский* комплексы) характеризуются пониженными $^{147}Sm/^{144}Nd$ отношениями (в среднем 0.1074), невысокими положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ от +2.0 до +5.7 и модельным возрастом $T_{Nd}(DM-2st) = 1166-864$ млн лет, которые указывают на формирование исходных расплавов за счет ювенильного DM-источника с участием древнекорового компонента.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Новые геохронологические и Nd-изотопные данные позволяют обсудить возрастные границы ранне- и позднебайкальских комплексов Кичерской зоны и возможные тектонические обстановки их формирования.

Геохронологические ограничения возраста позднебайкальских комплексов

Полученные изотопные оценки возраста обобщены в табл. 2. Дополнительное изучение древнекоровых эндербито-гнейсов Байкальского участка юго-западной подзоны Кичерской зоны показало, что наиболее ранние структурно-метаморфические преобразования протолитов магматических пород Горемынского блока с возрастом 823 ± 5 млн лет проявились в период $755 \pm 15-793 \pm 5$ млн лет (кластеры конкордантных значений $^{206}Pb/^{238}U$ возраста внутренних метаморфических оболочек

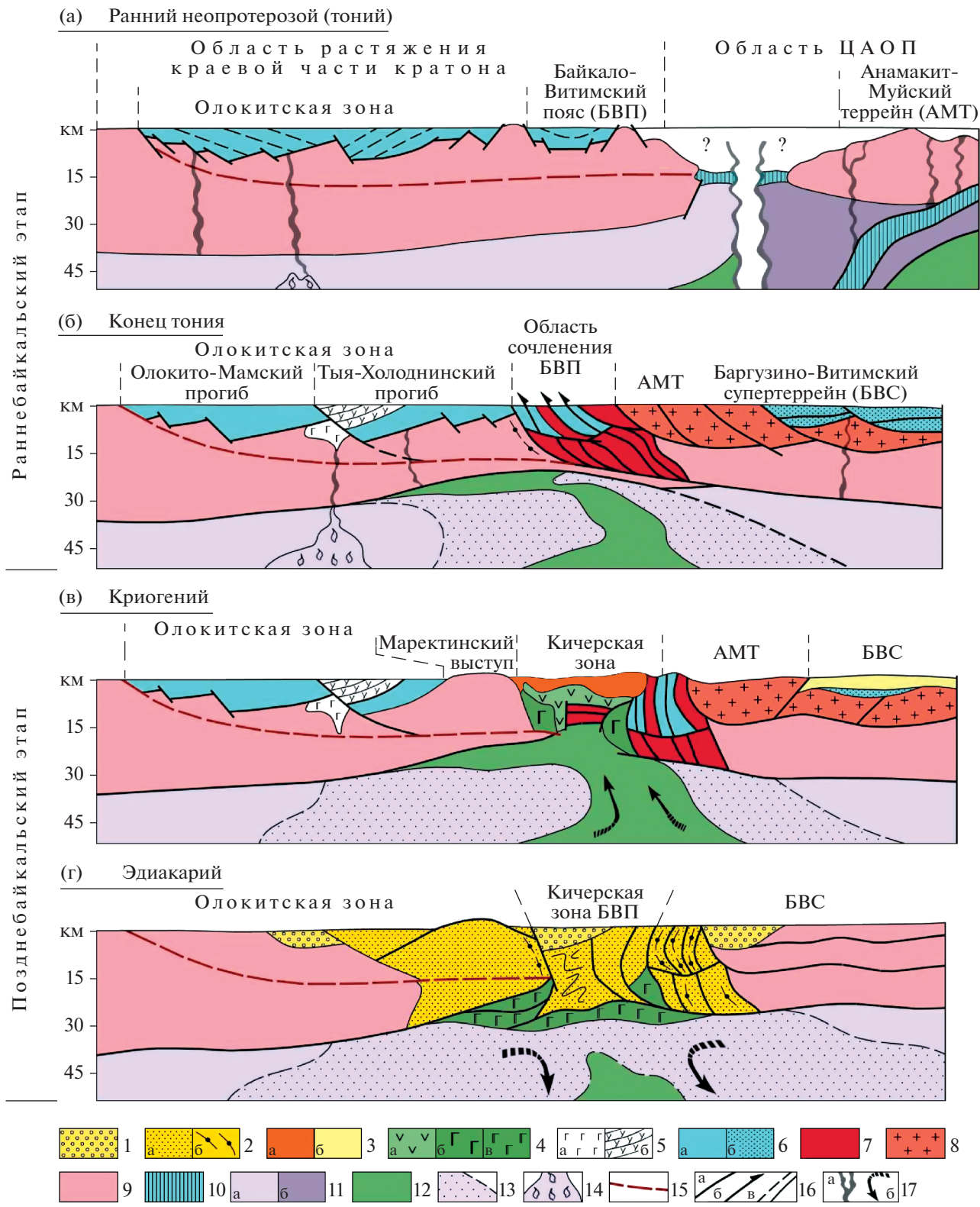
и магматических цирконов в обр. 12-8/16) и были подвержены позднебайкальской метаморфической ремобилизации на рубеже 622 ± 14 млн лет. Близкий кластер в интервале 780–730 млн лет был получен для метаморфического циркона древнекоровых эндербито-гнейсов в работе (Kröner et al., 2015). Таким образом, новые изотопные данные указывают на высокотемпературные метаморфические преобразования магматического протолита эндербито-гнейса в раннебайкальскую (790–755 млн лет) и позднебайкальскую (622 ± 14 млн лет) эпохи.

Формирование пород позднебайкальских комплексов Кичерской зоны, согласно полученным данным, охватывает криогений и эдиакарий. Возраст формирования протолитов магматических пород нюрндукуанского комплекса определяется возрастом магматических ядер в цирконе плагиомигматитов ($644 \pm 11-650 \pm 10$ млн лет) и диорито-гнейсов (653 ± 6 млн лет). Оценки возраста нюрндукуанского комплекса в целом хорошо коррелируют с возрастом позднебайкальских ювенильных комплексов Каралон-Мамаканской зоны БВП (Рыцк и др., 2001, 2018а) и Баян-Хонгорской зоны ЦАОП (Ковач и др., 2005).

Оценки возраста позднебайкальского метаморфизма в центральной и юго-западной подзонах Кичерской зоны и вулканогенно-осадочных пород кичерского комплекса в пределах ошибок одинаковы (см. табл. 2), совпадая с возрастом высокobarического метаморфизма в восточном сегменте БВП (630 ± 7 млн лет) (Skuzovatov et al., 2019а). Оценки возраста гнейсо-гранитов (615 ± 3 млн лет) и жильных эндербитов – чарнокитов (617 ± 5 млн лет) определяют время завершения позднебайкальского метаморфизма в Кичерской зоне на рубеже 612–622 млн лет. Длительность этого метаморфизма остается не задокументированной и может быть оценена лишь приблизительно, исходя из ориентировочной оценки возраста начального метаморфического эпизода на рубеже 640 ± 5 млн лет. Зеленосланцевые диафториты Чая-Нюрндукуанского тектонического шва маркируют постбайкальские тектонические сдвиги.

Нюрндукуанский комплекс – фрагмент офиолитов континентальной окраины (СМ-тип)

Ревизия представлений о докембрийских офиолитах Байкало-Муйского пояса, выполненная А.А. Цыганковым (2005), привела к выводу о возможной принадлежности к офиолитовой ассоциации Кичерской зоны лишь небольших тел реститовых гипербазитов и метабазальтов нюрндукуанской толщи, а также, возможно, Среднемамаканского расслоенного массива (Переляев, 2003), дискуссионного происхождения и возраста (Рыцк и др., 2007; Kröner et al., 2015), вместе с фрагментами кумулятивного комплекса и мантийных тектонитов массива Каалу восточного сектора БВП (Цыганков, 2005). Несмотря на редуцированный состав, эта ассоциация сопоставлялась с офиолита-



ми надсубдукционного типа, образованными в раннем неопротерозе на этапе заложения Байкало-Муйской островной дуги (Цыганков, 2005). Однако геологические предпосылки и геохимические индикаторы для реконструкции нюрндуханской островной дуги (Гордиенко, 2019) отсутствуют. Для гипербазитов крупнейших в БВП Парамского и Шаманского ультрабазитовых массивов характерно необычное для мантийных пород обогащение LREE (Цыганков, 2005), коровые $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношения (0.0906–0.1157) и широкий спектр значений $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ от 0.71 до 2.4 млрд лет (Рыцк и др., 2000), с которым коррелируют значения возраста реликтовых цирконов (Леснов, 2018). Аномальные геохимические и Nd-изотопные характеристики релитовых гипербазитов Шаманского и Парамского массивов объясняются рефertilизацией (Цыганков, 2005), но, на наш взгляд, они характеризуют древнюю субконтинентальную литосферную мантию (Рыцк и др., 2000), фрагменты которой были эксгумированы в верхние горизонты Парам-Шаманской сдвиго-надвиговой шовной зоны вместе с эклогитами и высокобарическими гранулитами на рубеже 631 ± 17 млн лет (Шацкий и др., 2012, 2014).

Полученные в настоящей работе Nd-изотопные данные для пород нюрндуханского мигматит-тоналит-метабазитового комплекса указывают на формирование ювенильной коры в период 665–640 млн лет за счет плавления ДМ источника при участии обогащенного мантийного компонента и претерпевшую высокотемпературную метаморфическую переработку с образованием мигматитов и анатектических тоналитов-трондьемитов в период 640–615 млн лет. Геохимическое сходство метабазитов нюрндуханского комплекса с базальтами спрединговых зон (центральная подзона) и внутриплитными базальтами (юго-западная подзона) вместе с новыми Nd-изотопными данными формально могут отвечать любому традиционному геодинамическому сценарию тектонического развития БВП. Однако вышеприведенные данные в целом согласуются с моделями сдвигового тектогенеза и рифтогенной деструкции древних континентальных окраин. При отсутствии дифференцированных ультрамафит-мафитовых серий, изотропных габбро и параллельных даек магматические породы нюрндуханского комплекса Кичерской

палеорифтовой зоны, на наш взгляд, могут рассматриваться в качестве компонентов офиолитов континентальной окраины (СМ-тип), ассоциирующих с фрагментами субконтинентальной литосферной мантии (Dilek, Furnes, 2011), которыми могут являться гипербазитовые массивы БВП.

Тектонические обстановки формирования позднебайкальских комплексов

Вариант реконструкции обстановок формирования позднебайкальских комплексов Кичерской зоны представлен на схематических разрезах, которые характеризуют общие черты палеогеодинамической обстановки в Северном Прибайкалье, сложившейся к концу раннебайкальского этапа (рис. 12а, 12б), и развитие обстановок позднебайкальского этапа (рис. 12в, 12г).

Раннебайкальская предыстория

В отличие от внутренних областей ЦАОП, где реставрирован широкий спектр палеоокеанических обстановок формирования комплексов раннего неопротероза (Ярмолюк, Дегтярев, 2019), в изученной краевой области ЦАОП раннебайкальский этап тектонического развития связан с взаимодействием континентальной окраины Сибирского кратона и Анамакит-Муйского террейна ЦАОП, ранее относившегося к структурам Байкало-Муйского пояса (рис. 12а, 12б).

Континентальная окраина кратона в регионе Северного Прибайкалья представлена рифтогенной системой асимметричных прогибов и палеоподнятий Олоkitской зоны, сложенных высокозрелыми карбонатно-терригенными толщами и континентальными вулканитами с возрастом 700–840 млн лет (Ковач и др., 2020). Формирование палеорифтовой зоны связывается с эволюцией полового сдвига и длительным растяжением литосферы, вызвавшим активизацию древней субконтинентальной литосферной мантии (CLM), включая плюмовые источники. Вероятно, уже с начала тония в эпиконтинентальных палеобассейнах Байкало-Витимского пояса формировались раннебайкальские породы карбонатно-терригенных и вулканогенно-карбонатно-терригенных комплексов с древнекоровыми источниками, что предпо-

Рис. 12. Схематическая модель эволюции тектонических обстановок Кичерской зоны БВП: область сочленения Сибирского кратона и Баргузино-Витимского супертеррейна ЦАОП.

Позднебайкальские образования (1–4): 1 – терригенный комплекс; 2 – область зонального метаморфического ореола (а), высокотемпературные blastomилониты (б); 3 – вулканогенно-осадочные комплексы: кичерский (а), катерский (б); 4 – ювенильная кора: толеиты различных типов (а), габбро и габбро-нориты (б), фрагменты нижней части разреза СМ-офиолитового комплекса (в). **Раннебайкальские образования** (5–8). Иньяптуковский вулканоплутонический комплекс (5): Довыренский плутон (а), базальты (б); 6 – зрелые осадки и континентальные базальты рифтовых бассейнов Олоkitской зоны и БВП (а), осадочные серии Баргузино-Витимского супертеррейна (б); 7 – тектонические блоки рециклированной коры БВП; 8 – вулканоплутонический комплекс Анамакит-Муйского террейна. **Прочие обозначения** (9–16). 9 – континентальная кора; 10 – предполагаемая кора океанического типа; 11 – субконтинентальная мантия (а), литосферная мантия (б); 12 – астеносфера; 13 – измененная мантия; 14 – изотопно-аномальный резервуар; 15 – предполагаемый литосферный срыв; 16 – тектонические швы (а), надвиги (б) и границы, в том числе условные (в); 17 – предполагаемые магмаподводящие каналы (а), стрелки – направления потоков (б).

читательнее связывать с размывом древней континентальной коры кратона, нежели террейнов неизвестного происхождения ЦАОП (рис. 12а). При этом нельзя исключить возможность обнаружения блоков ювенильной коры с возрастом 1.0–0.9 млрд лет.

Анамакит-Муйский террейн в составе Баргузино-Витимского супертеррейна представляет фрагмент активной континентальной окраины, индикатором которой является вулканоплутонический комплекс субэвральных риолитов с геохимическими характеристиками кислых вулканитов современных островных дуг, образованный в интервале 835–790 млн лет преимущественно за счет древнекоровых источников (Рыцк и др., 2013б). По своему строению, составу и источникам родоначальных расплавов вулканиты Анамакит-Муйского террейна весьма сходны с сархойской осадочно-вулканогенной (базальт-дацит-риолитовой) серией близкого возраста, которая относится к вулканическому поясу андийского типа (Кузьмичев, Ларионов, 2011). Местоположение этой активной континентальной окраины в Палеоазиатской области остается не выясненным.

Тектоническое совмещение Анамакит-Муйского террейна с континентальной окраиной Сибирского кратона осуществлялось вдоль трансформной сдвиговой системы ЮЗ-СВ простирания, смоделировано В.Г. Кушевым (1977). В структуре Кичерской зоны западного сектора БВП раннебайкальские комплексы континентальной окраины сохранились в Горемынском, Умоликитском и Водораздельном блоках (рис. 12б). Показателем аккреционных событий является высокотемпературный метаморфизм на рубеже 790–755 млн лет, установленный в Муйской зоне БВП (Рыцк и др., 2007) и подтвержденный в Горемынском блоке Кичерской зоны в настоящей работе. В конце раннебайкальского этапа на месте Байкало-Витимского пояса, представлявшего область сочленения кратона и Анамакит-Муйского террейна, был образован аккреционно-коллизийный ороген с рециклированной древней континентальной корой.

Тектонической реакцией на последующий распад раннебайкальского орогена являлось растяжение в его тылу с формированием на рубеже 720–700 млн лет бимодальных вулканитов иньиптукской свиты и Довыренского расслоенного плутона с экстремальными Nd-изотопными характеристиками древнего изотопно-аномального CLM источника в окраинной области кратона (Amelin et al., 1996).

Позднебайкальские обстановки

Начало позднебайкальского этапа связывается с растяжением и распадом Родинии под воздействием мантийного плюма (Кузьмин, Ярмолюк, 2016). Стартовавшие в Олоkitской зоне процессы континентального рифтогенеза раннебайкальского этапа завершились в криогении локализацией растяжения в Кичерской зоне БВП, где в

рифтогенно-сдвиговых асимметричных структурах была образована позднебайкальская ювенильная кора (Рыцк, 2020; Рыцк и др., 2017) (рис. 12в). Латерально сегментированная структура палеорифтовой области сдвигового растяжения Кичерской зоны отражает наиболее яркие особенности развития рифтов с интенсивным магматизмом, взаимосвязанные с динамикой подъема астеносферной мантии и толеитовых магм (Казьмин, Бяков, 1997). Самый протяженный троговый прогиб с толеитами MORB-типа, а также внедрение габбро-диоритовых и диоритовых плутонов контролировались магистральным сдвигом центральной подзоны. В формировании источников магматических пород офиолитового комплекса CM-типа принимала участие древняя кора континентальной палеосибирской окраины и рециклированная древняя кора раннебайкальского орогена БВП, что отразилось в Nd-изотопном составе пород (ESM_5.xlsx (Suppl.)).

Образование метабазитов нюрндуканского комплекса с внутриплитной изотопно-геохимической спецификой у внутреннего борта палеорифта (юго-западная подзона) контролировалось смещением древней континентальной коры с мантийными магмами деплетированного и обогащенного плюмового источников, активизированных при общем растяжении Баргузино-Витимского супертеррейна. Вулканогенно-осадочные серии БВП и Верхнеангарского внутреннего бассейна завершают активную фазу синсдвигового растяжения, компенсируя разрыв рифтового палеорельефа.

Высокотемпературный метаморфизм и деформации в конце криогения—начале эдиакария традиционно считаются показателем коллизийно-аккреционной обстановки, завершающей тектоническое развитие БВП (Цыганков, 2005; Федотова и др., 2014; Kröner et al., 2015; Шацкий и др., 2012; Skuzovatov et al., 2019a, 2019b). Однако при отсутствии возможности оценить масштаб спрединга сочетание процессов поступления в кору мантийных базитовых расплавов, высокотемпературного метаморфизма и анатексиса базитов и ремобилизации вмещающих блоков древней континентальной коры в полной мере соответствует условиям растяжения коры и аномального теплового потока в области рифтогенеза (рис. 12г). Эксгумация метаморфических пород нюрндуканского комплекса, образованных в условиях растяжения, происходила на фоне низкотемпературных структурно-метаморфических преобразований верхней коры и охлаждения астеносферной мантии и завершилась к рубежу 590 млн лет, который маркируют адакитовые граниты постколлизийного геохимического типа (рис. 7в) (Великославинский и др., 2018). Контрастное сочетание блоков различной плотности — древней континентальной коры и метабазитов ювенильной коры, преобразованных в относительно узкой зоне Кичерского палеорифта, способствовало эксгумации метаморфических пород (Перчук, 1997).

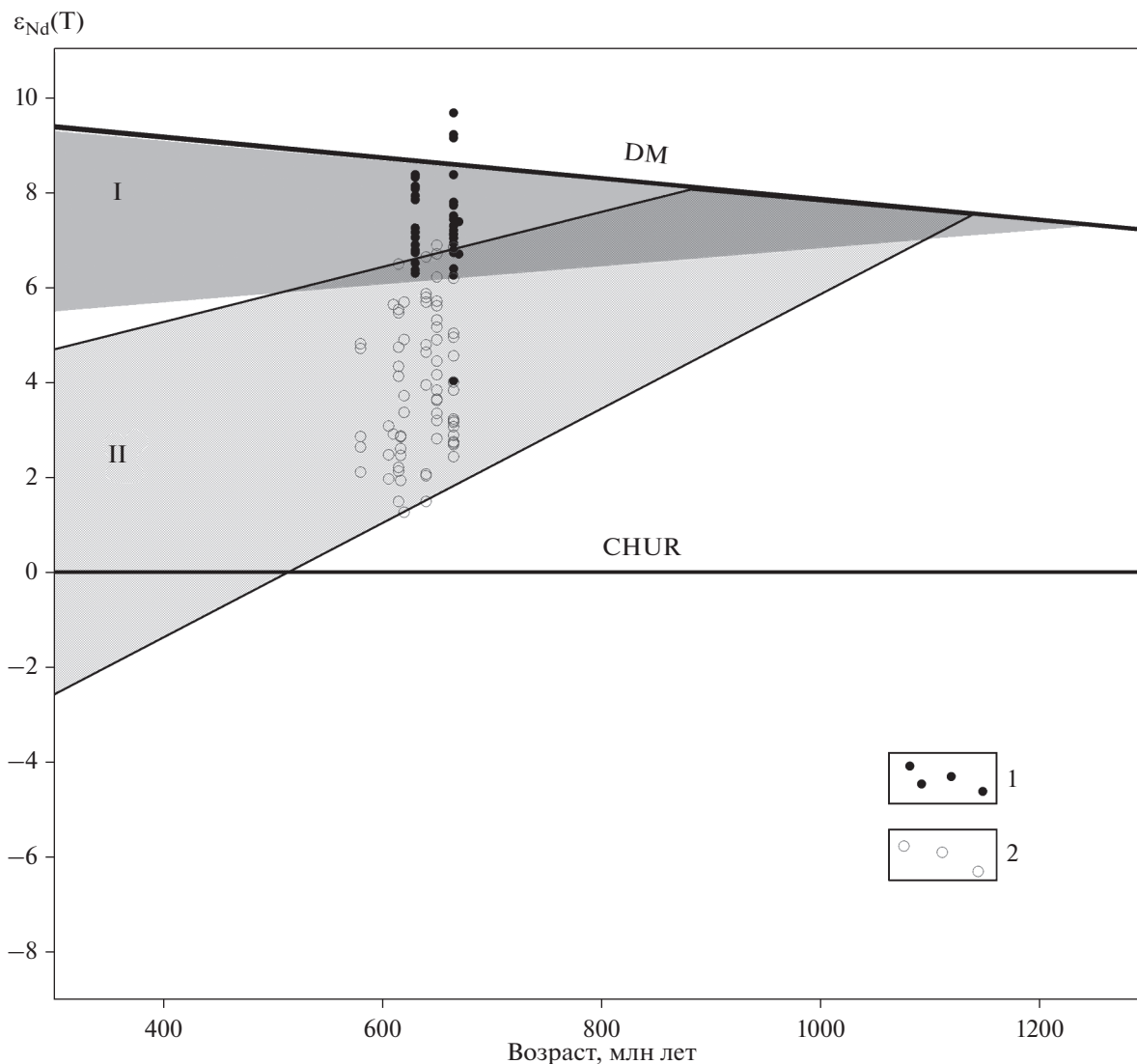


Рис. 13. График $\epsilon_{Nd}(T)$ –Возраст для пород Кичерской зоны БВП.

1 – метабазиты, плагиомигматиты, тоналиты, трондjemиты нюрундуканского комплекса центральной подзоны; 2 – нюрундуканский комплекс: диорито-гнейсы центральной подзоны, метабазиты и метаморфические породы юго-западной подзоны; метавулканы и метаосадки кичерского комплекса; гнейсо-граниты и адakitовые граниты. I – ювенильная изотопная кора, II – рифтогенная кора.

Формирование терригенного комплекса наложенных грабенов (≤ 580 млн лет) началось более чем через 30 млн лет после завершения высокотемпературного позднебайкальского метаморфизма и нигде не обнаруживает пространственной связи с ним. За этот период времени (570–540 млн лет) во внутренней области Палеоазиатского океана были сформированы океанические плато и островные дуги, которые успели эволюционировать от внутриокеанических до зрелых стадий (Ярмолюк и др., 2011). Учитывая, что в восточном сегменте БВП с рубежом 590 млн лет связано формирование падринской рифтогенной серии, перекрытой обломочной толщей падроканской свиты, которая уверенно коррелирует с терригенным комплексом холоднинской свиты, можно полагать, что

образование палеорифтовых комплексов позднего эдиакария последовало вслед за сводообразованием, охватившим большую часть Байкальской складчатой области.

Ювенильная кора и источники

Геологические и Nd-изотопные данные показывают, что главный тренд тектонической эволюции Кичерской зоны БВП в позднебайкальский период определялся деструкцией древней континентальной коры краевой части кратона. В ходе процессов растяжения в Кичерской зоне была сформирована позднебайкальская кора, имеющая два типа источников. На графике $\epsilon_{Nd}(T)$ –возраст (рис. 13) поле эволюции Nd-изотопного со-

става метабазитов MORB-типа и трондьемит-тоналитов нюрндукуканского комплекса с высокими значениями Sm/Nd отношения субпараллельно CHUR и отражает изотопную эволюцию позднебайкальской ювенильной коры.

Второе поле характеризует эволюцию Nd-изотопного состава метабазитов с внутриплитной геохимической спецификой, диорито-гнейсов нюрндукуканского и метаосадков и метавулкани-тов кичерского комплексов, сформированных за счет обогащенных и деплетированных мантийных и древнекоровых источников. Породы, образованные за счет различных источников, сформировали гетерогенную кору, которая типична для областей завершающих стадий континентального рифтогенеза и бассейнов Красноморского типа и может быть названа рифтогенной. При этом состав позднебайкальской рифтогенной коры Кичерской зоны заметно отличается от ювенильной континентальной коры Озерной зоны каледонид Монголии, сложенной раннепалеозойскими океаническими и островодужными комплексами Палеоазиатского океана (Ковач и др., 2011).

В заключение можно отметить, что, несмотря на различные варианты геологической интерпретации Nd-изотопных данных в рамках модели изотопной эволюции CHUR (Ярмолюк и др., 2012), ювенильная и рифтогенная кора, образованная в Кичерской зоне позднебайкальского рифтогенеза, не имеет признаков зрелой коры континентального типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные геологические, геохронологические и Nd-изотопные геохимические данные составляют основу авторской модели геологического строения Кичерской зоны Байкало-Витимского пояса и позволяют обосновать возраст и источники пород позднебайкальских комплексов, а также предложить возможные тектонические обстановки их формирования.

1. Строение Кичерской зоны определяют два типа морфоструктурных элементов — раннебайкальские *тектонические блоки* метаморфических и вулканогенно-терригенных пород, в источниках которых преобладает раннедокембрийская кора и позднебайкальские *тектонические блоки и пластины*, сложенные различными комплексами пород, образованными за счет преобладающих ювенильных источников, включая высокометаморфизованные породы нюрндукуканского мигматит-тоналит-метабазитового комплекса.

2. Раннебайкальские комплексы вулканогенно-терригенных пород Умоликитского и Горемыкского тектонических блоков метаморфизованы на рубеже 0.76–0.74 млрд лет в результате аккреции

Анамакит-Муйского террейна к краевой части кратона.

3. Позднебайкальские комплексы формировались в течение криогения—раннего эдиакария (720–610 ± 5 млн лет) и позднего эдиакария (610 ± 5–545 млн лет). Метабазиты нюрндукуканского комплекса, включающие толеиты с внутриплитной геохимической спецификой и толеиты MORB-типа, формировались в условиях латерально сегментированных троговых прогибов синсдвиговой палеорифтовой системы Кичерской зоны и сопоставляются с редуцированным комплексом офиолитов континентальных окраин.

4. Главный тренд позднебайкальского тектонического развития Кичерской зоны БВП составляли процессы деструкции древней континентальной коры кратона и рециклированной коры раннебайкальского орогена, которые завершились сводообразованием и эксгумацией глубинных метаморфических и магматических пород в начале позднего эдиакария, внедрением адакитовых гранитов постколлизийного геохимического типа и формированием грабенов, сложенных терригенным комплексом.

5. Позднебайкальские комплексы Кичерской зоны рифтогенеза являются фрагментами глубоко метаморфизованной в период 630 ± 7–615 ± 3 млн лет ювенильной и рифтогенной коры, образованной за счет различных мантийных и коровых источников и не имеющих признаков зрелой коры континентального типа.

Подводя итог, подчеркнем, что новые геологические данные, изотопные оценки возраста и источники пород позднебайкальских комплексов Кичерской зоны свидетельствуют о необходимости актуализации устаревших элементов Бодайбинской и Алдано-Забайкальской серийных легенд ГК-200/2 и 1000/3.

Благодарности. Авторы выражают благодарность коллегам А.Н. Ларионову, Е.Н. Лепехиной и Н.В. Родионову, выполнившим SHRIMP-II аналитические U-Pb-Th геохронологические исследования, Г.П. Плескач за подготовку геологических рисунков, Н.П. Пугачевой, обеспечившей пробоподготовку и выделение циркона, В.П. Ковачу, Е.В. Хаину и В.М. Саватенкову за обсуждение материалов работы на различных этапах ее подготовки. Авторы также благодарны чл.-корр. А.Б. Котову, Е.Б. Сальниковой, Ю.В. Плотиной и М.Р. Павлову за выполнение U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований. Авторы признательны академику В.В. Ярмолюку за конструктивную критику при рассмотрении рукописи статьи, а также рецензентам чл.-корр. Е.В. Слярову и А.А. Цыганкову за замечания, способствующие улучшению работы.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках тем Государственного задания ИГЕМ

РАН и ИГГД РАН (FMMN-2021-0006, FMUW-2022-0003, FMUW-2022-0004). U-Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования и часть геохимических исследований проведены в рамках проекта РНФ № 19-17-00205, также при поддержке Фонда развития отечественной геологии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш. и др. Вендский возраст эндрбитов гранулитового комплекса Байкало-Муйского офиолитового пояса (Северное Прибайкалье): U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // Докл. АН. 2000. Т. 371. № 5. С. 652–654.
- Андреев А.А., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д. и др. Геодинамические обстановки формирования протолитов амфиболитов Кичерской зоны Байкало-Муйского складчатого пояса: результаты геохимических исследований // Докл. АН. 2015. Т. 460. № 6. С. 685–690.
- Бороденков А.Г., Риле Г.В., Рыцк Е.Ю. Геолого-петрологические аспекты соотношения регионально метаморфизованных толщ Северного Прибайкалья // Закономерности метаматизма, метасоматоза и метаморфизма. 1987. С. 136–160.
- Булгатов А.Н. Геодинамика Байкальской горной области в позднем рифее и венде—раннем палеозое. Новосибирск: ГЕО, 2015. 191 с.
- Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев П.Ф. др. Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий. Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2004. CDROM.
- Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11. № 4. С. 363–380.
- Великославинский С.Д., Крылов Д.П. Геодинамическая типизация магматических пород среднего состава по геохимическим данным // Петрология. 2015. Т. 23. № 5. С. 451–458.
- Великославинский С.Д., Котов А.Б., Крылов Д.П., Ларин А.М. Геодинамическая типизация адакитовых гранитоидов по геохимическим данным // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 1–10.
- Врублевская Т.Т., Цыганков А.А. О петротипе муйских гранитоидов (Байкальская горная область) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 9. С. 1454–1489.
- Врублевская Т.Т., Цыганков А.А., Орсов Д.А. Контактво-реакционные процессы в Нюрндуханском ультрамафит-мафитовом массиве (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 3. С. 207–223.
- Гордиенко И.В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Геодинамика и тектонофизика. 2019. № 10. С. 405–457.
- Гордиенко И.В. Роль островодужно-океанического, коллизионного и внутриплитного магматизма в формировании континентальной коры Монголо-Забайкальского региона: по структурно-геологическим, геохронологическим и Sm-Nd изотопным данным // Геодинамика и тектонофизика. 2021. № 12. С. 3–43.
- Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1356–1373.
- Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
- Гусев Г.С., Песков А.И., Соколов С.К. Палеогеодинамика Муйского сегмента протерозойского Байкало-Витимского пояса // Геотектоника. 1992. № 2. С. 72–86.
- Добрецов Н.Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983. С. 11–19.
- Казьмин В.Г., Бяков А.Ф. Континентальные рифты: структурный контроль магматизма и раскол континентов // Геотектоника. 1997. № 1. С. 20–31.
- Касьянов А.В. Условия образования Чайской базит-гипербазитовой интрузии и связанного с ней сульфидного медно-никелевого оруденения (Северное Прибайкалье) // Вопросы минералогии, геохимии и генезиса никелевых и платиновых месторождений. М.: ЦНИГРИ, 1973. Вып. 108. С. 3–34.
- Ковач В.П., Джен П., Ярмолюк В.В. и др. Магматизм и геодинамика ранних стадий формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических и геохимических исследований офиолитов Баян-Хонгорской зоны // Докл. АН. 2005. Т. 404. № 2. С. 229–234.
- Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. и др. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии: II. Геохимические и Nd-изотопные данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 417–444.
- Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д. и др. Возраст детритовых цирконов и источники сноса терригенных пород Олоkitской зоны (Северное Прибайкалье) // Докл. АН. 2020. Т. 493. № 2. С. 36–40.
- Конников Э.Г. Дифференцированные гипербацит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья (петрология и рудообразование). Новосибирск: Наука, 1986. 227 с.
- Конников Э.Г., Посохов В.Ф., Врублевская Т.Т. О генезисе плагиомигматитов в докембрийских офиолитах Северного Прибайкалья // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 1. С. 82–88.
- Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М.: ГЕОС, 1999. 163 с.
- Кориковский С.П. Эволюция зонально-метаморфических комплексов на прогрессивном и ретроградном этапах // Закономерности метаматизма, метасоматизма и метаморфизма. М.: Наука, 1987. С. 160–188.
- Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Андреев А.А. и др. Последовательность формирования и возраст неопротерозойских магматических комплексов Кичерской зоны Байкало-Муйского подвижного пояса // Тез. докл. “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса”. Иркутск, 2013. Вып. 11. С. 129–130.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Тектоника плит и мантийные плюмы — основа эндогенной тектонической ак-

- тивности Земли последние 2 млрд лет // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 11–30.
- Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (~770–800 млн лет) вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 7. С. 875–895.
- Кушев В.Г. Развитие территории Байкальской горной области в позднем протерозое–кембрии // Геология и геофизика. 1977. № 9. С. 23–37.
- Лебедева Ю.М., Рыцк Е.Ю., Андреев А.А. и др. Условия формирования основных гранулитов и высокоглиноземистых гнейсов Байкало-Муйского пояса (Северное Прибайкалье) // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 1. С. 66–70.
- Леснов Ф.П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона в Северном Прибайкалье. Новосибирск: Наука, 1972. 179 с.
- Леснов Ф.П. Изотопный возраст цирконов из ультрабазитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье) // Материалы VII Российской конференции “Методы и геологические результаты изучения изотопно-геохронологических систем минералов и пород”. М., 2018. С. 191–193.
- Макрыгина В.А., Конев А.А., Пискунова Л.Ф. О гранулитах в нюрндуханской серии Северного Прибайкалья // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 1. С. 195–201.
- Макрыгина В.А., Конников Э.Г., Неймарк Л.А. и др. О возрасте гранулит-чарнокитового комплекса в нюрндуханской свите Северного Прибайкалья (парадокс геохронологии) // Докл. АН. 1993. Т. 332. № 4. С. 486–489.
- Митрофанова Н.Н., Болдырев В.И., Коробейников Н.К. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49-Киренск. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2010. 648 с.
- Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др. Изотопный состав свинца и генезис Pb-Zn оруденения Олоkitской зоны Северного Прибайкалья // Геология рудн. месторождений. 1991. № 6. С. 34–49.
- Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др. О возрасте “муйских” гранитов Байкало-Витимского офиолитового пояса // Докл. АН. 1995. Т. 343. № 5. С. 673–675.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- Переляев В.И. Ультрамафит-мафитовые комплексы западной части Средневитимской горной страны. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. 159 с.
- Перчук Л.Л. Геотермобарометрия и перемещение кристаллических пород в коре и верхней мантии Земли // Соровский образовательный журн. 1997. № 7. С. 64–72.
- Рыцк Е.Ю. Тектоническая зональность Байкальской складчатой области и этапы ее формирования // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы LII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. Т. 2. С. 256–259.
- Рыцк Е.Ю., Беляцкий Б.В., Шалаев В.С. О возрасте метаморфизма и субконтинентальном происхождении гипербазитов Парамского массива (Байкало-Муйский пояс) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 313–315.
- Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.
- Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г. и др. Олоkitская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные // Геотектоника. 2002. № 1. С. 29–41.
- Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.
- Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.
- Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Андреев А.А. и др. Строение и возраст Байкальского массива гранитоидов: новые свидетельства раннебайкальских событий в Байкало-Муйском подвижном поясе // Докл. АН. 2013а. Т. 453. № 6. С. 662–665.
- Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Ковач В.П. и др. Анамакит-Муйский террейн ранних байкалит: изотопно-геохимические свидетельства неопротерозойской активной континентальной окраины // Тез. докл. “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса”. Иркутск, 2013б. Вып. 11. С. 196–197.
- Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Богомолов Е.С. и др. Рифтогенная обстановка формирования гипербазитовых комплексов Северного Прибайкалья: новые геологические, геохимические и изотопные данные // Тез. докл. “Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал”. Материалы V Международной конференции. Улан-Удэ, 2017. С. 239–241.
- Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Алексеев И.А. и др. Геологическое строение Каралонского золоторудного поля (Средневитимская горная страна) // Геология рудн. месторождений. 2018а. Т. 60. № 4. С. 342–370.
- Рыцк Е.Ю., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д. и др. Главные этапы тектоно-магматической эволюции Байкало-Муйского пояса в Северном Прибайкалье: новые геохронологические данные // Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии. М., 2018б. С. 297–300.
- Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Гнейсограниты “мамско-оронского” комплекса в Северном Прибайкалье: геологическая позиция и возраст (U-Pb по циркону, TIMS) // Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии. М., 2018в. С. 300–302.
- Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В. и др. Раннекембрийский возраст и коровые источники гранитоидов Горячинского плутона (Северное Прибайкалье): геодинамические следствия // Докл. АН. 2019. Т. 484. № 4. С. 468–471.
- Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. 1. 515 с.

- Скублов С.Г. Нюрндуханский мафический комплекс северо-западного Прибайкалья: состав, структура, петрогенезис. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 1994. 21 с.
- Федотова А.А., Разумовский А.А., Хаин Е.В. и др. Этапы формирования магматических комплексов позднего неопротерозоя запада Байкало-Муйского пояса // Геотектоника. 2014. № 4. С. 44–66.
- Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 303 с.
- Цыганков А.А., Врублевская Т.Т., Посохов В.Ф. Гиперстеносодержащие аляскитовые гнейсограниты Северного Прибайкалья: геохронология и петрогенезис // Геохимия. 2000. № 6. С. 599–609.
- Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей–кремнезем для химической классификации и диагностики plutonических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.
- Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Томиленко А.А. и др. Экологит-гнейсовый комплекс Муйской глыбы (Восточная Сибирь): возраст, минералогия, геохимия, петрология // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 6. С. 657–682.
- Шацкий В.С., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л., Дриль С.И. Свидетельства неопротерозойской континентальной субдукции в Байкало-Муйском поясе // Докл. АН. 2014. Т. 459. № 2. С. 228–231.
- Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3–43.
- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И. и др. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 1. С. 83–107.
- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козаков И.К. и др. Механизмы формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2012. № 4. С. 3–27.
- Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Козловский А.М. Неопротерозойские магматические комплексы Сонгинского блока (Монголия): к проблеме образования и корреляции докембрийских террейнов Центрально-Азиатского орогенного пояса // Петрология. 2017. Т. 25. № 4. С. 362–394.
- Amelin Y.V., Neymark L.A., Ritsk E.Y., Nemchin A.A. Enriched Nd-Sr-Pb isotopic signatures in the Dovyren layered intrusion (eastern Siberia, Russia): Evidence for source contamination by ancient upper-crustal material // Chemical Geol. 1996. V. 129. P. 39–69.
- Amelin Y.V., Ritsk E.Y., Neymark L.A. Effects of interaction between ultramafic tectonite and mafic magma on Nd-Pb-Sr isotopic systems in the Neoproterozoic Chaya massif, Baikal-Muya ophiolite belt // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 148. P. 299–316.
- Ariskin A.A., Kostitsyn Yu.A., Konnikov E.G. et al. Geochronology of the Dovyren Intrusive Complex, Northwestern Baikal Area, Russia, in the Neoproterozoic // Geochem. Int. 2013. V. 51. № 11. P. 957–970.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. Temora 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chemical Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
- Bonev N., Stampfli G.M. Gabbro, plagiogranite and associated dykes in the suprasubduction zone Evros ophiolites, NE Greece // Geol. Mag. 2009. V. 146. P. 72–91.
- Castillo P.R., Janney P.E., Solidum R.U. Petrology and geochemistry of Camiguin island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 134. P. 33–51.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: Implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
- Dilek Y., Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // Geol. Soc. Amer. Bull. 2011. V. 123. P. 387–411.
- Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian ocean // Int. Geol. Rev. 1995. V. 37. P. 335–360.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and a chondrites, II // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
- Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Div. Mines, Misk. 1976. Pap. 66. P. 22.
- Kröner A., Fedotova A.A., Khain E.V. et al. Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Baikal-Muya belt, Siberia: Geochronology and geodynamic implications // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 111. P. 138–160.
- Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
- Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.
- Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Sp. Publ. 1999. № 1a. 49 p.
- Ludwig K.R. SQUID: 1.13. A user Manual. A Geochronological Toolkit for MS Excel // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 2001.
- Ludwig K.R. Isoplot 3.74b. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 2007. V. 4.
- Ludwig K.R. SQUID 2: A User's Manual // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 2009. № 5.
- Mattinson J.M. A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. P. 117–129.
- Pedersen R., Malpas J. The origin of oceanic plagiogranites from the Karmoy ophiolite, western Norway // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 88. P. 36–52.
- Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jäger E. Subcommission of Geochronology: Conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.

Skuzovatov S.Yu., Kuo-Lung Wang, Shatsky V.S., Buslov M.M. Geochemistry, zircon U-Pb age and Hf isotopes of the North Muya block granitoids (Central Asian Orogenic Belt): Constraints on petrogenesis and geodynamic significance of felsic magmatism // *Precambrian Res.* 2016. V. 280. P. 14–30.

Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., Kuo-Lung Wang. Continental subduction during arc-microcontinent collision in the southern Siberian craton: Constraints on protoliths and metamorphic evolution of the North Muya complex eclogites (Eastern Siberia) // *Lithos.* 2019a. V. 342–343. P. 76–96.

Skuzovatov S.Yu., Kuo-Lung Wang, Dril S. et al. Geochemistry, zircon U-Pb and Lu-Hf systematics of high-grade

metasedimentary sequences from the South Muya block (northeastern Central Asian Orogenic Belt): Reconnaissance of polymetamorphism and accretion of Neoproterozoic exotic blocks in southern Siberia // *Precambrian Res.* 2019b. V. 321. P. 34–53.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell Sci. Publ., 1985. 312 p.

Whattam S., Gazel E., Denyer P. Origin of plagiogranites in oceanic complexes: A case study of the Nicoya and Santa Elena terranes, Costa Rica // *Lithos.* 2016. V. 262. P. 75–87.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Rev. Econom. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.

Age, Composition and Tectonic Setting of the Formation of the Late Neoproterozoic (Late Baikal) Complexes of the Kichera Zone (Baikal-Vitim Belt, Northern Baikal Region): Geological, Geochronological and Nd-Isotope Data

A. A. Andreev¹, E. Yu. Rytsk², S. D. Velikoslavinskii², E. V. Tolmacheva²,
E. S. Bogomolov², Y. M. Lebedeva², and A. M. Fedoseenko²

¹ *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

² *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

The geological structure of the Kichera zone of the Baikal-Vitim belt (BVB), which occupies a boundary position between the marginal part of the Siberian craton and Barguzin-Vitim superterrane of the Central Asian orogenic belt, is considered. Early Neoproterozoic (Early Baikal) and Late Neoproterozoic (Late Baikal) structures and complexes identified and characterized in the Kichera zone of the BVB. The geochemical characteristics of the rocks are presented, as well as the results of U-Pb geochronological (zircon, SIMS and ID-TIMS) and Nd-isotope studies of rocks from various parts of the Kichera zone, including representative rock association of the Nyurundukan migmatite-tonalite-metabasite complex with MORB-type tholeiites and tholeiites with intraplate geochemical features. It is shown that in the sources of the Early Neoproterozoic complexes of the Kichera zone, metamorphosed at the boundary 0.76–0.74 Ga as a result of accretion events in the marginal part of the craton, the Early Precambrian recycled crust prevails. Late Neoproterozoic complexes, typomorphic for the Kichera zone, were formed during Cryogenian-Ediacaran (720–545 Ma) due to the prevailing juvenile sources. Our studies suggest that the metabasites of the Nyurundukan complex were formed in the setting of segmented troughs of the strike-slip paleorift system of the Kichera zone and can be compared with a reduced complex of continental margin ophiolites transformed during the period 630 ± 7 – 615 ± 3 Ma. The destruction of the ancient continental crust of the craton ended with the formation and exhumation of deep rocks in the Late Ediacaran, the intrusion of adakite granites of the postcollision geochemical type, and the formation of grabens composed of terrigenous complex. The juvenile and riftogenic crust formed during the Late Neoproterozoic tectonic evolution of the Kichera rift zone does not show any signs of mature continental-type crust.

Keywords: Baikal-Vitim belt, Kichera zone, Early and Late Neoproterozoic complexes, strike-slip paleorift structures, juvenile crust