

На правах рукописи



ДОНСКАЯ Татьяна Владимировна

**РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ
СИБИРСКОГО КРАТОНА**

Специальности: 25.00.01 – общая и региональная геология
25.00.04 – петрология, вулканология

Автореферат диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Иркутск – 2019

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте земной коры Сибирского отделения Российской академии наук

Официальные оппоненты: **Ярмолюк Владимир Викторович**
академик РАН, д.г.-м.н., заведующий лабораторией
Федерального государственного бюджетного учреждения
науки Института геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии Российской академии
наук (ИГЕМ РАН), г. Москва

Сорокин Андрей Анатольевич
д.г.-м.н., директор Федерального государственного
бюджетного учреждения науки Института геологии и
природопользования Дальневосточного отделения Российской
академии наук (ИГиП ДВО РАН), г. Благовещенск

Туркина Ольга Михайловна
д.г.-м.н., ведущий научный сотрудник Федерального
государственного бюджетного учреждения науки Института
геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского
отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН),
г. Новосибирск

Ведущая организация: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Российской академии наук (ГИН
РАН), г. Москва

Защита состоится «__» _____ 2019 года в «____» часов на заседании диссертационного совета
Д. 003.022.02 при Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте земной
коры Сибирского отделения Российской академии наук (ИЗК СО РАН) по адресу: 664033, г.
Иркутск, ул. Лермонтова, 128

С диссертацией можно ознакомиться в научной библиотеке ИЗК СО РАН и на сайте:
<http://www.crust.irk.ru/>

Отзывы на автореферат в двух экземплярах с подписью, заверенные печатью учреждения, просим
направлять ученому секретарю совета, к.г.-м.н. Ю.В. Меньшагину по адресу: 664033, г. Иркутск,
ул. Лермонтова, 128, или e-mail: men@crust.irk.ru

Автореферат разослан «__» _____ 2019 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета Д. 003.022.02,
кандидат геолого-минералогических наук

Ю.В. Меньшагин

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

Ранний протерозой, а еще более точно временной интервал 2.2 – 1.8 млрд лет, являлся одним из ключевых периодов в мировой геологической истории, в течение которого произошло объединение архейских блоков земной коры в кратоны, сформировавшие первый надежно доказанный суперконтинент Колумбия. Сибирский кратон не является исключением. В настоящее время практически всеми исследователями признается точка зрения о завершении процесса формирования Сибирского кратона в качестве единой крупной структуры в раннем протерозое [Rosen et al., 1994; Хаин, 2000; Розен, 2001, 2003; Rosen, 2002; Мазукабзов и др., 2006; Gladkochub et al., 2006; Smelov, Timofeev, 2007; Глебовицкий и др., 2008a]. В то же время существует несколько отличных друг от друга взглядов на особенности формирования структуры Сибирского кратона. Согласно одной модели [Smelov, Timofeev, 2007], ядро кратона было сформировано в позднем архее (2.6 – 2.5 млрд лет), а основное становление структуры кратона имело место на временном рубеже около 1.9 млрд лет. Согласно другим моделям [Rosen et al., 1994; Rosen, 2002; Розен, 2001, 2003; Gladkochub и др., 2006; Глебовицкий и др., 2008a], объединение архейских блоков, которые составляют основу Сибирского кратона, в единую структуру имело место исключительно в раннем протерозое. О.М. Розен [Rosen et al., 1994; Rosen, 2002; Розен, 2001, 2003] считал, что амальгамация архейских микроконтинентов (супертеррейнов) в единую структуру кратона имела место на рубеже 1.9 – 1.8 млрд лет, а В.А. Глебовицкий с соавторами [2008a] полагали, что объединение архейских фрагментов континентальной коры и становление складчатых поясов происходили во временном интервале 2.1 – 1.8 млрд лет, при этом авторы считали, что большая часть кратона сформировалась в интервале 2.1 – 1.9 млрд лет. Таким образом, имеется определенное различие во взглядах на время проявления ключевых событий, касающихся формирования структуры Сибирского кратона.

Хорошими индикаторами процессов эволюции крупных структур могут являться гранитоиды, так как эти породы формируются практически во всех геодинамических обстановках: островодужных, активных континентальных окраин, коллизионных, внутриплитных [Pitcher, 1983; Pearce et al., 1984; Barbarin, 1999; Розен, Федоровский, 2001]. Раннепротерозойские гранитоиды достаточно широко распространены в пределах всех выступов фундамента Сибирского кратона, поэтому надежная оценка их возраста, структурного положения, изотопно-геохимических характеристик и, соответственно, геодинамической обстановки формирования позволит дать ответ на вопрос об особенностях эволюции Сибирского кратона. Кроме того, гранитоиды являются основными реперами для оценки масштабности формирования и характера эволюции континентальной коры [Condie et al., 2009a; Лучицкая, 2012; Крук, 2015], поэтому важным аспектом работы являются исследования, результаты которых позволяют сделать вывод о масштабах роста континентальной коры в раннем протерозое на стадии становления структуры Сибирского кратона.

Таким образом, актуальность комплексного исследования раннепротерозойских гранитоидов в пределах Сибирского кратона определяется тем, что они являются реперными комплексами, позволяющими восстановить эволюцию кратона на стадии его становления.

Цель исследования

Основной целью диссертационной работы является выделение, обоснование и характеристика основных этапов становления структуры и эволюции Сибирского кратона в раннем протерозое на основе интерпретации результатов комплексного изучения раннепротерозойских гранитоидов, участвующих в его строении.

Основные задачи исследования

1. Обобщение оригинальных и ранее опубликованных материалов по раннепротерозойским гранитоидам Сибирского кратона, выделение основных этапов гранитоидного магматизма.
2. Определение возраста ключевых объектов исследования посредством их датирования U-Pb методом по циркону для четкой возрастной фиксации основных этапов раннепротерозойского гранитоидного магматизма, имевшего место в пределах Сибирского кратона.

3. Изучение вещественного состава раннепротерозойских гранитоидов Сибирского кратона для оценки условий кристаллизации гранитоидных расплавов и реконструкции источников гранитоидов.

4. Определение геодинамических условий образования раннепротерозойских гранитоидов Сибирского кратона.

5. Реконструкция основных закономерностей изменения вещественного состава гранитоидов Сибирского кратона на протяжении раннепротерозойского периода геологической истории Земли.

6. Изучение изотопного состава Nd раннепротерозойских гранитоидов Сибирского кратона для определения основных этапов и масштабов роста континентальной коры в раннем протерозое в пределах кратона.

7. Реконструкция основных стадий и, в целом, сценария становления единой структуры Сибирского кратона в раннем протерозое.

Фактический материал и методы исследования

Основу диссертационной работы составляют материалы, собранные непосредственно автором на площади Сибирского кратона, в ходе экспедиционных исследований 2000 – 2017 гг. Конкретные объекты исследований рассмотрены в соответствующих главах работы. Для решения поставленных задач использовались результаты геологических, петрографических, минералогических, геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических методов исследования. Кроме гранитоидов детальные исследования проводились также для разновозрастных с ними вулканитов кислого состава. Петрографические и минералогические исследования проведены с использованием около 500 шлифов, а также более 200 микронзондовых анализов минералов. Петрогеохимическая характеристика пород выполнена на основе 200 анализов на содержание главных элементов и около 185 анализов на содержание редких и редкоземельных элементов. Изотопно-геохимическая характеристика пород проведена с использованием более 50 определений изотопного состава Nd. U-Pb возраст по циркону получен для 15 проб гранитов и разновозрастных с ними вулканитов кислого состава.

Изучение составов минералов проведено на электронно-зондовом микроанализаторе MAP-3 в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Определение содержаний главных элементов выполнено методом силикатного анализа в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН. Определение содержаний редких и редкоземельных элементов выполнено методом ICP-MS в Лимнологическом институте СО РАН, ОПЦКП «Ультрамикроанализ». Химическое разложение проб для ICP-MS анализа проведено в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН. Sm-Nd изотопные исследования выполнены в лабораториях ИЗК СО РАН (г. Иркутск), ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург), ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты), Института химии им. Макса Планка (г. Майнц, Германия). U-Pb геохронологические исследования циркона были проведены методом SHRIMP в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) и Университете Кетин (г. Перт, Австралия), методом TIMS в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург), ГЕОХИ РАН (г. Москва) и Институте химии им. Макса Планка (г. Майнц, Германия).

При подготовке работы было проведено обобщение большого объема ранее опубликованных геологических, геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических данных по раннепротерозойским гранитоидам Сибирского кратона. Их совокупность, в сочетании с новыми оригинальными данными, призвана обеспечить представляемым в работе выводам высокую степень надежности и достоверности. Данная диссертационная работа может рассматриваться как крупное региональное обобщение.

Защищаемые положения

1. В пределах Сибирского кратона выделено восемь основных этапов раннепротерозойского гранитоидного магматизма, отражающих разные этапы его эволюции: 2.52–2.40, 2.15–2.04, 2.06–2.00, 2.00–1.95, 1.95–1.90, 1.90–1.87, 1.88–1.84 и 1.76–1.71 млрд лет.

2. Раннепротерозойские гранитоиды фиксируют каждую стадию становления структуры Сибирского кратона: 1) 2.00–1.95 млрд лет – раннеколлизийный этап, формирование ядра кратона; 2) 1.95–1.90 млрд лет – коллизийный этап в юго-восточной части кратона; 3) 1.90–1.87 млрд лет – коллизийный этап в южной и юго-западной частях кратона; 4) 1.88 – 1.84 млрд лет – постколлизийное растяжение в пределах уже сформировавшегося кратона.

3. Эволюция раннепротерозойского гранитоидного магматизма отличается в северной, южной – юго-восточной и южной – юго-западной частях кратона и связана с особенностями реализации эндогенных процессов, приведших к становлению структуры кратона в различных его сегментах.

4. Выявлены различные эволюционные тренды в изменении вещественного состава раннепротерозойских гранитоидов для южной – юго-восточной и южной – юго-западной частей кратона. Для южной – юго-восточной части кратона на временном интервале 2.06–2.00 – 1.74–1.71 млрд лет отмечается последовательное изменение химических составов гранитоидов от известково-щелочных, магнезиальных, близких к гранитам *I*-типа, до щелочных, железистых, соответствующих гранитам *A*-типа, коррелируемое с переходом от надсубдукционной через коллизийную стадию к постколлизийному растяжению и внутриплитной стадии. Для гранитоидов южной – юго-западной частей кратона (1.90 – 1.74 млрд лет) отмечаются сходные составы независимо ни от возраста, ни от геодинамической обстановки их формирования (от коллизийной до внутриплитной).

5. Гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканиты кислого состава с возрастом 1.88 – 1.84 млрд лет, входящие в состав единого Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, обнаруживают отличия в своих геохимических характеристиках. Составы постколлизийных гранитоидов и кислых вулканитов в разных частях Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса отражают составы их источников, а также хорошо коррелируют с предшествующими событиями становления структуры в той или иной части Сибирского кратона.

6. Геохимические и изотопно-геохимические характеристики гранитоидов позволили выделить два основных этапа роста континентальной коры в раннем протерозое, зафиксированных в пределах Сибирского кратона. Первый этап фиксируют гранитоиды с возрастом 2.06. – 2.00 млрд лет в южной – юго-восточной частях кратона, формирование которых происходило в надсубдукционной геодинамической обстановке за счет плавления раннепротерозойской ювенильной коры. Второй этап фиксируют гранитоиды с возрастом 1.88 – 1.84 млрд лет Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, для которых предполагается смешанный корово-мантийный источник.

Научная новизна

1. Впервые выделены и детально обоснованы основные этапы раннепротерозойского гранитоидного магматизма, проявившегося в пределах Сибирского кратона.

2. На основе обобщения оригинальных и опубликованных данных по возрасту гранитоидов и их тектонической позиции создана схема корреляции раннепротерозойских гранитоидов для всей территории Сибирского кратона.

3. Выявлены различия в эволюции гранитоидного магматизма для северной (Оленекское поднятие – Анабарский щит), южной – юго-восточной (Байкальский выступ – Тонодский выступ – Алданский щит – Становой выступ) и южной – юго-западной (Шарыжалгайский – Бирюсинский – Ангаро-Канский выступы) частей кратона.

4. Впервые проведена геохимическая и изотопно-геохимическая типизация раннепротерозойских гранитоидов Сибирского кратона, установлены их источники и определены условия формирования.

5. Выявлены различные эволюционные тренды в изменении вещественного состава раннепротерозойских гранитоидов для южной – юго-восточной и южной – юго-западной частей кратона.

6. Установлено, что близковозрастные гранитоиды Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, относящиеся к одному геохимическому типу, были

сформированы за счет плавления разных по составу источников и при разных условиях кристаллизации.

7. На основе анализа изотопно-геохимических данных выделены два основных раннепротерозойских этапа роста континентальной коры в пределах Сибирского кратона.

8. Впервые на основе комплексного анализа раннепротерозойских гранитоидов реконструированы основные стадии становления структуры Сибирского кратона.

Практическая значимость

Результаты исследований могут использоваться при геологическом картировании, в том числе в рамках совершенствования легенд ГГК-200 и ГГК-1000, а также при корректировке региональных схем магматизма и геодинамических реконструкциях. Кроме того, полученные результаты могут использоваться при глобальных геодинамических построениях раннепротерозойских суперконтинентов.

Апробация работы и публикации

Основные результаты работы докладывались на всероссийских и международных совещаниях и конференциях, наиболее важными из которых являются: Всероссийское научное совещание «Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия» (Иркутск, 2001); XXXVI Тектоническое совещание (Москва, 2003); III Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии (Улан-Удэ, 2006); Международная конференция «Граниты и эволюция Земли» (Улан-Удэ, 2008); Международная конференция, посвященная памяти В.Е. Хаина (Москва, 2011); Всероссийское научное совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (Иркутск, 2009, 2010, 2012, 2013, 2016); Генеральная ассамблея Европейского геофизического союза (Ницца, Франция, 2003); Международный геологический конгресс (Флоренция, Италия, 2004; Осло, Норвегия, 2008); Международный симпозиум по докембрийской геохронологии и тектонической эволюции (Пекин, Китай, 2007); Международная конференция по вопросам формирования и разрушения древних кратонов (Пекин, Китай, 2011); Международный симпозиум по вопросам формирования древних суперконтинентов (Хельсинки, Финляндия, 2012); Международное совещание по докембрийской эволюции и глубинному изучению континентальной литосферы (Пекин, Китай, 2013); Международная конференция, проводимая Европейской ассоциацией геохимии и Геохимическим обществом (Гольдшмидт 2017) (Париж, Франция, 2017).

Исследования по теме диссертационной работы выполнялись в рамках выполнения планов НИР ИЗК СО РАН, а также проектов РФФИ (№№ 00-05-64585, 09-05-01005, 12-05-00749, 15-05-05863, 18-05-00764) и РНФ (№ 14-17-00325).

По теме диссертации опубликовано более 45 научных работ, в том числе 25 статей в рецензируемых научных журналах и 1 коллективная монография.

Структура и объем работы

Диссертация состоит из введения, девяти глав и заключения общим объемом 410 страниц, включая 202 рисунка и 4 таблицы. Список литературы содержит 373 наименования.

Благодарности

В первую очередь выражаю искреннюю благодарность моему мужу, другу и коллеге чл.-корр. РАН Д.П. Гладкочубу за постоянную мотивацию к написанию этой работы, без которой она никогда не была бы закончена, а также за всестороннюю помощь, поддержку и все наши совместные научные исследования. Особую благодарность выражаю моему первому научному руководителю чл.-корр. РАН Е.В. Склярову за правильно поставленные научные ориентиры, консультации и полезные советы, а также за постоянную поддержку в течение всех лет работы. Отдельная благодарность д.г.-м.н. наук А.М. Мазукабзову за все совместные экспедиционные работы и

постоянное обсуждение полученных результатов. Автор выражает большую благодарность за совместные работы и плодотворные научные дискуссии чл.-корр. РАН А.Н. Диденко, д.г.-м.н. Т.Б. Баяновой, д.г.-м.н. И.К. Козакову, д.г.-м.н. А.Б. Котову, д.г.-м.н. А.М. Ларину, д.г.-м.н. А.М. Станевичу, д.г.-м.н. В.С. Федоровскому, к.г.-м.н. В.Ю. Водовозову, к.г.-м.н. Е.И. Демонтеровой, к.г.-м.н. В.П. Ковачу, к.г.-м.н. З.Л. Мотовой, к.г.-м.н. С.А. Писаревскому, М.Т.Д. Вингейту, Б. Де Ваэле, У. Поллер, В. Тодту.

Диссертационная работа выполнена в лаборатории палеогеодинамики Института земной коры СО РАН (г. Иркутск), сотрудникам которой автор выражает свою благодарность. За аналитические исследования отдельная благодарность всем сотрудникам ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН, сотрудникам Центра изотопных исследований ВСЕГЕИ, в том числе к.г.-м.н. С.А. Сергееву, к.г.-м.н. С.Л. Преснякову, к.г.-м.н. Е.Н. Лепехиной, к.г.-м.н. П.А. Львову, а также к.г.-м.н. Н.С. Карманову (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) и к.г.-м.н. С.В. Канакину (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ).

Большая благодарность моей семье и друзьям за то, что они всегда верили, что эта работа будет сделана.

Глава 1. РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭРА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Ранний протерозой (палеопротерозой) – часть протерозойской эры, начавшаяся приблизительно 2.5 млрд лет назад и окончившаяся 1.6 млрд лет назад.

(1) Начало раннепротерозойской эры (сидерий и начало риасия, 2.5 – 2.2 млрд лет) являлось критической фазой в истории Земли, характеризующейся одним из самых длительных оледенений и глобальным изменением атмосферы Земли. В течение этих периодов, а точнее ~2.45 – 2.20 млрд лет, произошло существенное повышение кислорода в атмосфере Земли и земная атмосфера изменилась с бескислородной на кислородную [Rye et al., 1998; Kirschvink et al., 2000; Bekker et al., 2004; Sekine et al., 2011]. На этот же период геологической истории Земли (2.45 – 2.20 млрд лет) приходится и знаменитое Гуронское оледенение. В геодинамическом аспекте эволюции Земли временной период 2.4 – 2.2 млрд лет является периодом практически полного отсутствия магматической активности [Condie et al., 2009b]. В этот период отсутствовал магматизм, связанный с процессами субдукции, а в отдельных блоках отмечаются только внутриплитные магматические образования этого возраста [Condie et al., 2009b].

(2) Следующий период (приблизительно 2.2 – 1.8 млрд лет, конец риасия – орозирий) являлся одним из ключевых периодов в мировой геологической истории. Все архейские кратонные блоки в разной мере испытали влияние орогенических событий на этом временном интервале. В этот период было сформировано значительное количество крупных орогенных поясов и произошло объединение архейских кратонных блоков в более крупные единицы. Орогенез на временном интервале 2.2 – 1.8 млрд лет отмечается на всех основных кратонах Земли. Сибирский кратон не является исключением, и палеопротерозойские орогенные события широко проявлены в его пределах на интервале 2.00 – 1.85 млрд лет. Масштабное проявление орогенных событий в конце риасия – орозирий на территории всех докембрийских кратонных блоков позволило Дж. Роджерсу и М. Сантошу [Rogers, Santosh, 2002] предложить идею о существовании палеопротерозойского суперконтинента Колумбия (синонимы Нуна, Хадсонденд), в который вошли практически все кратонные блоки Земли. В настоящее время большинство исследователей считают, что объединение всех блоков в структуру суперконтинента Колумбия произошло приблизительно на временном интервале 1.9 – 1.8 млрд лет [Zhao et al., 2004; Hou et al., 2008; Zhang et al., 2012]. Существует и альтернативная точка зрения, согласно которой объединение кратонных блоков в единую планетарную структуру произошло позднее, во временном интервале 1.65 – 1.58 млрд лет [Pisarevsky et al., 2014].

(3) Конец раннепротерозойской эры (статерий, 1.80 – 1.60 млрд лет) является одним из наиболее стабильных периодов в истории Земли. К этому периоду завершились активные орогенические события в различных регионах мира, сформировался суперконтинент Колумбия и большая часть Земли вступила в устойчивую стадию своего развития. В большинстве регионов отмечается только внутриплитная магматическая активность. Также в течение этого периода

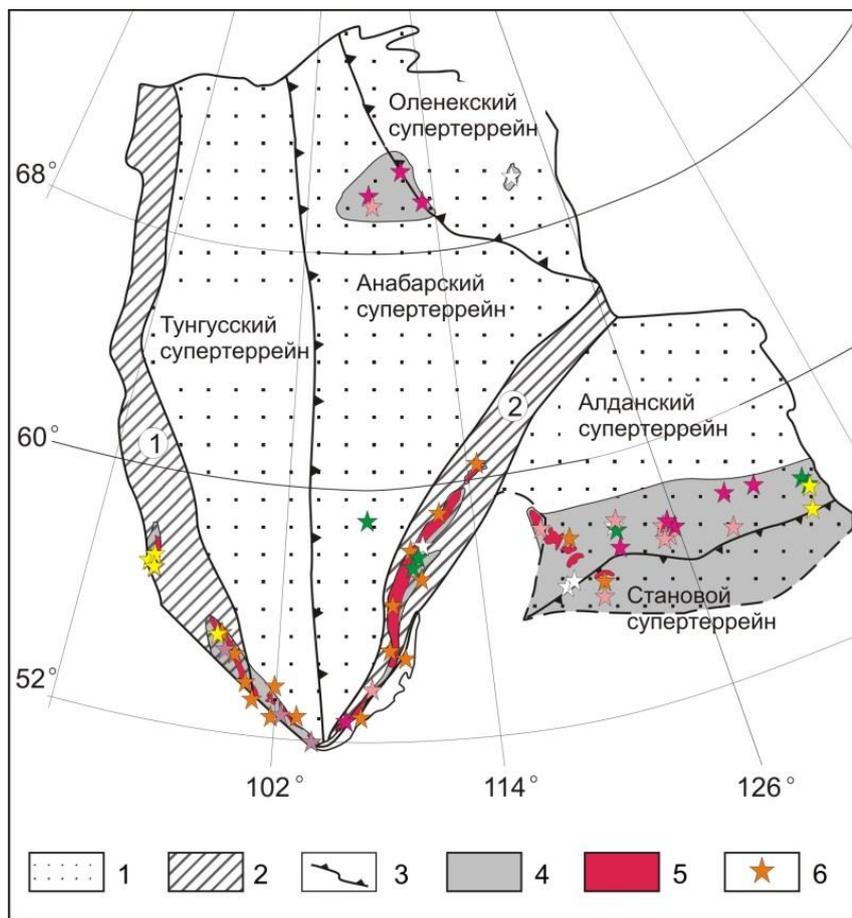
произошло формирование новых платформ, фиксирующихся на отдельных участках накоплением осадочных отложений чехла.

Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ В РАЗНЫХ БЛОКАХ КРАТОНА

Сибирский кратон (в некоторых публикациях Северо-Азиатский кратон) является одной из ключевых докембрийских структур Северной Евразии (рис. 1). В настоящее время практически всеми исследователями признается точка зрения об окончательном формировании Сибирского кратона в качестве единой структуры в палеопротерозое [Хаин, 2000; Розен, 2003; Мазукабзов и др., 2006; Gladkochub et al., 2006; Smelov, Timofeev, 2007; Глебовицкий и др., 2008a]. Однако вопросы об особенностях становления структуры кратона еще далеки от окончательного решения. В связи с тем, что раннепротерозойские гранитоиды достаточно широко распространены в пределах всех выступов фундамента Сибирского кратона, надежная оценка их возраста, структурного положения, изотопно-геохимических характеристик и, соответственно, геодинамической обстановки формирования позволяет дать ответ на вопрос об особенностях эволюции Сибирского кратона.

Рис. 1. Схема основных тектонических элементов Сибирского кратона (модифицированная после [Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006]) и выходы раннепротерозойских гранитоидов.

1 – основные супертеррейны; 2 – раннепротерозойские складчатые пояса (1 Ангарский, 2 – Ачитканский); 3 – шовные зоны; 4 – выступы фундамента; 5 – раннепротерозойские породы Южно-Сибирского постколлизиионного магматического пояса; 6 – отдельные выходы раннепротерозойских гранитоидов.



В данной главе приведен краткий обзор структуры всех выступов фундамента Сибирского кратона и дана краткая характеристика раннепротерозойских гранитоидов. Итогом этого анализа явилось построение схемы корреляции раннепротерозойских гранитоидов в разных блоках Сибирского кратона (рис. 2). Кроме того, на основании обобщения данных по раннепротерозойским гранитоидам и ассоциирующим с ними магматическим породам Сибирского кратона выделено несколько основных этапов проявления гранитоидного магматизма, отражающих различные стадии эволюции кратона (рис. 2).

Глава 3. ГРАНИТОИДЫ, НЕ СВЯЗАННЫЕ СО СТАНОВЛЕНИЕМ СТРУКТУРЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА (2.5 – 2.4 И 2.15 – 2.04 МЛРД ЛЕТ)

В течение первых двух выделенных этапов гранитоидного магматизма Сибирского кратона (этапы I и II, рис. 2) было сформировано несколько массивов в его разных частях. Внедрение этих гранитоидов не связано собственно со стадиями становления Сибирского кратона и отражает только локальные магматические события в пределах его отдельных блоков. Гранитоиды первого этапа с возрастом 2.5 – 2.4 млрд лет, к которым относятся гранитоиды нелюкинского комплекса, отмечаются только в зоне сочленения Чара-Олекминского и Западно-Алданского блоков Алданского щита [Сальникова и др., 1997; Котов и др., 2004]. Далее после длительного перерыва в магматической активности во временном интервале ~2.4 – 2.2 млрд лет в отдельных блоках отмечается небольшой всплеск магматизма на интервале 2.15 – 2.04. В частности, в этот период были сформированы биотитовые граниты *I-S* типа Голоустенского блока Байкальского выступа с возрастом 2.15 млрд лет [Донская и др., 2016]; лейкограниты Чуйского блока Байкальского выступа с возрастом 2.07 млрд лет [Неймарк и др., 1998]; биотитовые плагиограниты Пристанового блока (Станового структурного шва) с возрастом 2.11 млрд лет [Котов и др., 2018]; щелочные граниты *A*-типа катугинского комплекса Пристанового блока, для которых определяется возраст 2.07 – 2.06 млрд лет [Ларин и др., 2002; Котов и др., 2015]; чарнокиты Суннагинского блока Восточно-Алданского блока Алданского щита (2.04 млрд лет [Глуховский и др., 2004], а также гранитоиды *I-S* типа оленекского комплекса Оленекского выступа с возрастом 2.04 млрд лет [Wingate et al., 2009].

В главе приведена краткая изотопно-геохимическая характеристика гранитоидов нелюкинского комплекса с возрастом 2.5 – 2.4 млрд лет, расположенного в зоне сочленения Чара-Олекминского и Западно-Алданского блоков Алданского щита, выполненная по опубликованным работам А.Б. Котова с соавторами [Котов и др., 2004], А.М. Ларина с соавторами [Ларин и др., 2012], С.Д. Великославинского с соавторами [Великославинский и др., 2011]. Основу главы составляет выполненная с использованием авторских оригинальных данных детальная характеристика (геологическая, геохронологическая, геохимическая и изотопная) гранитов Хомутского массива Голоустенского блока Байкальского выступа с возрастом 2153 ± 11 млн лет [Донская и др., 2016], щелочных гранитов катугинского комплекса Пристанового блока (Станового структурного шва), имеющих возраст 2055 ± 7 млн лет – 2066 ± 6 млн лет [Ларин и др., 2002; Котов и др., 2015], а также гранитоидов оленекского комплекса Оленекского выступа с возрастом 2036 ± 11 млн лет [Wingate et al., 2009].

В результате проведенных исследований было установлено, что гранитоиды первых двух выделенных этапов гранитоидного магматизма Сибирского кратона с возрастом 2.5 – 2.4 и 2.15 – 2.04 млрд лет, располагающиеся в разных террейнах кратона, обнаруживают существенно различные геохимические характеристики [Донская и др., 2016, 2018б, 2018в; Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011]. Среди них отмечаются гранитоиды, соответствующие породам нормальной щелочности (граниты Хомутского массива Голоустенского выступа и граниты оленекского комплекса Оленекского выступа), гранитоиды преимущественно умеренной щелочности (гранитоиды нелюкинского комплекса Алданского щита), а также щелочные и умереннощелочные гранитоиды (граниты катугинского комплекса Пристанового пояса) (Прил. 1). Исследованные гранитоиды варьируются по значениям железистости (Прил. 2). В частности, гранитоиды оленекского комплекса обнаруживают пониженную железистость, среди гранитов Хомутского массива и гранитов нелюкинского комплекса встречаются разности, имеющие

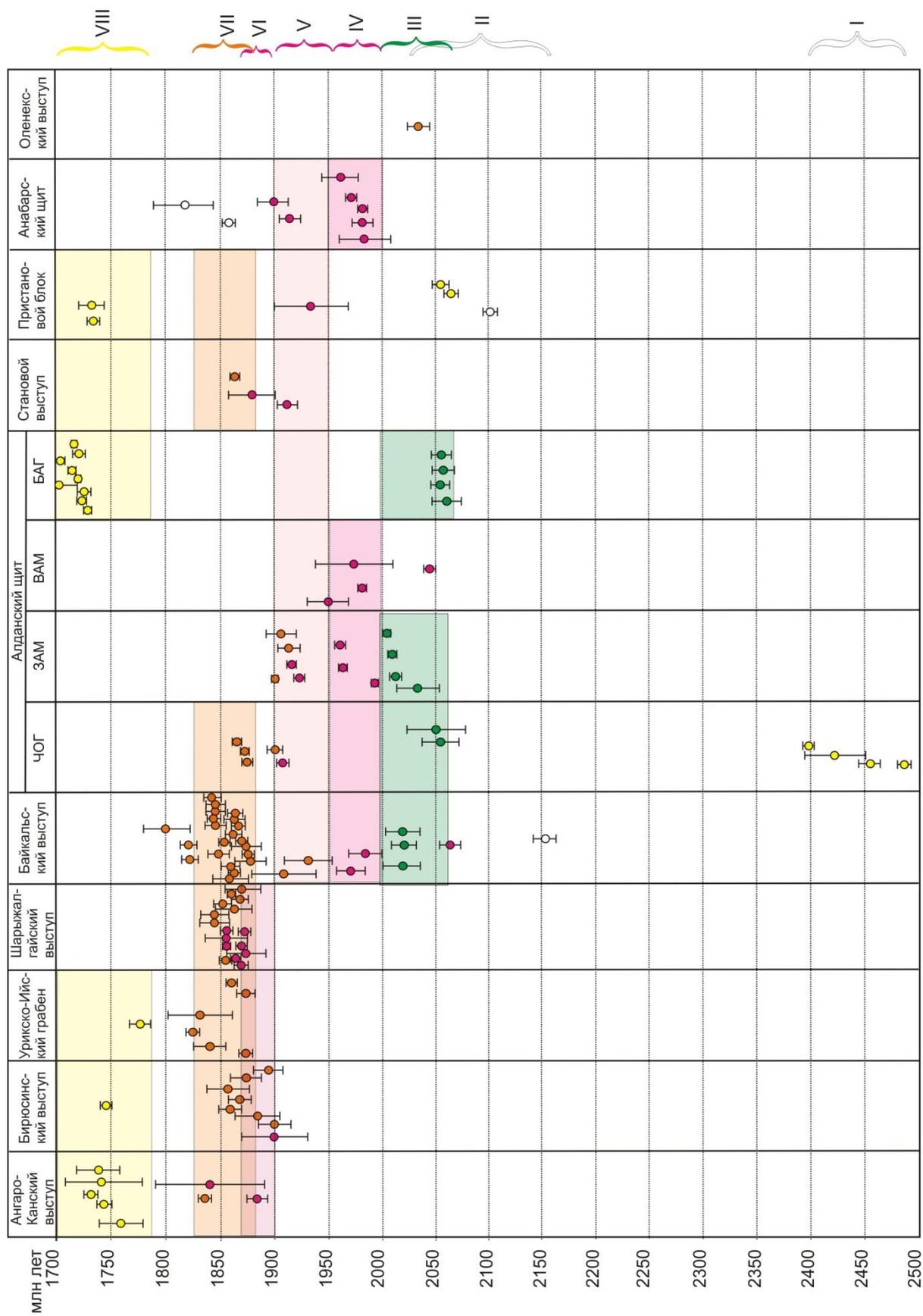


Рис. 2. Схема корреляции палеопротерозойских гранитоидов и сопряженных с ними вулканитов в разных блоках Сибирского крана. ЧОГ – Чара-Олекминский блок, ЗАМ – Западно-Алданский блок, ВАМ – Восточно-Алданский блок, БАГ – Батомский блок. Зеленым цветом отмечены надсубдукционные комплексы, красным – коллизионные, оранжевым – постколлизионные, желтым – интрузивные (анорогенные), белым – комплексы с неопределенной обстановкой формирования. Римскими цифрами отмечены этапы магматизма.

как пониженную, так и повышенную железистость, а граниты катугинского комплекса характеризуются чрезвычайно высокой железистостью (Прил. 2). Большие вариации отмечаются в гранитоидах и по глиноземистости. Так, граниты оленекского комплекса и Хомутского массива являются высокоглиноземистыми образованиями, среди гранитов катугинского комплекса встречаются преимущественно пересыщенные щелочами разности, а среди гранитов нелюкинского комплекса – умеренно- и высокоглиноземистые образования.

Гранитоиды, формирование которых не связано со становлением Сибирского кратона, обнаруживают геохимические характеристики гранитов, относящихся к разным типам по «алфавитной» классификации, и, соответственно, для них реконструируются разнообразные по составу источники. Граниты Хомутского массива по своим характеристикам соответствуют гранитам переходного *I-S* типа и были сформированы за счет плавления пород континентальной коры. Допускается, что источником гранитов Хомутского массива могли в равной степени быть как метаграувакки, так и ортопороды тоналитового или диоритового состава [Донская и др., 2016]. Кварцевые диориты оленекского комплекса по своему составу соответствуют гранитам переходного *I-S* типа, а граниты – лейкограниты этого же комплекса – гранитам *S*-типа [Донская и др., 2018б]. Геохимические характеристики гранитов – лейкогранитов указывают на их формирование за счет плавления источника грауваккового состава, а для кварцевых диоритов предполагается источник, произведенный в результате смешения гранитного и базальтового расплавов. Граниты нелюкинского комплекса по своим характеристикам близки гранитам *A*-типа. По совокупности изотопных и геохимических данных для этих гранитов реконструируется коровый метамагматический источник [Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011]. Что касается гранитов катугинского комплекса, то они относятся к группе классических высокожелезистых пересыщенных щелочами гранитов *A*-типа [Ларин и др., 2015; Донская и др., 2018в; Gladkochub et al., 2018]. Рудные арфведсонитовые, эгирин-арфведсонитовые и эгириновые граниты катугинского комплекса являются производными базальтовых магм, а источниками биотит-арфведсонитовых, биотитовых и биотит-рибекитовых гранитов были смешанные мантийно-коровые расплавы [Донская и др., 2018в]. На диаграмме $Rb-(Y+Nb)$ [Pearce, 1996] точки составов гранитоидов, образованных на первых двух этапах гранитоидного магматизма, попадают в разные поля, что указывает как на разнообразие их источников, так и на разные геодинамические обстановки их формирования (Прил. 3).

Гранитоиды разных массивов и комплексов, сформированных в течение первых двух этапов раннепротерозойского гранитоидного магматизма, характеризуются различными величинами $\epsilon_{Na}(t)$, что отражает разный состав их источников (Прил. 4) [Донская и др., 2016, 2018б; Ларин и др., 2015; Котов и др., 2004; Сальникова и др., 1996; Великославинский и др., 2011].

Гранитоиды первых двух этапов раннепротерозойского гранитоидного магматизма Сибирского кратона фиксируются в пределах нескольких блоков кратона, которые на момент их формирования были разрознены. Иными словами, на временном интервале 2.50 – 2.04 млрд лет Сибирский кратон как единая структура еще не существовал и рассмотренные в этом разделе гранитоиды формировались в той геодинамической обстановке, которая была характерна для определенного момента времени в каком-либо отдельном блоке (террейне) будущего Сибирского кратона.

Глава 4. НАДСУБДУКЦИОННЫЕ ГРАНИТОИДЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА (2.06 – 2.00 МЛРД ЛЕТ)

Гранитоиды и вулканиты третьего выделенного этапа гранитоидного магматизма Сибирского кратона (рис. 2, этап III) фиксируются в пределах нескольких блоков южной и юго-восточной (в современных координатах) части кратона, а также в породах Маганского террейна Анабарского супертеррейна, скрытых под чехлом. Породы этого этапа отмечаются в Голоустенском и Чуйском блоках Байкальского выступа, в Чара-Олекминском, Западно-Алданском и Батомгском блоках Алданского щита. Эти гранитоиды и вулканиты имеют возраст 2.06 – 2.00 млрд лет [Неймарк и др., 1998; Донская и др., 2013; Попов и др., 2015; Анисимова и др., 2006; Бибикина и др., 1984; Котов, 2003; Котов и др., 1995; Великославинский и др., 2003; Poller et al., 2005; Мишкин и др., 2010;

Гурьянов и др., 2016]. Допускается, что формирование всех этих гранитоидов имело место в надсубдукционной геодинамической обстановке, причем часть из этих пород формировалась в пределах островных дуг, другие – возможно в пределах активных континентальных окраин.

В главе с использованием авторских оригинальных данных приведена детальная характеристика (геологическая, геохронологическая, геохимическая и изотопная) гранитов Еловского массива Голоустенского блока Байкальского выступа с возрастом 2.02 млрд лет, гранитоидов чуйского и кутимского комплексов Чуйского блока Байкальского выступа, имеющих возраст 2.02 млрд лет. Изотопно-геохимическая характеристика гранитоидов Западно-Алданского блока Алданского щита с возрастом 2.04 – 2.01 млрд лет выполнена на основе опубликованных данных С.Д. Великославинского с соавторами [Великославинский и др., 2011], а гранитоидов хоюндинского комплекса (возраст 2.06 млрд лет) Батомгского блока – по результатам исследований В.А. Гурьянова с соавторами [Гурьянов и др., 2016].

Еловский массив биотит-амфиболовых гранитов с возрастом 2018 ± 28 млн лет расположен в Голоустенском блоке Байкальского выступа фундамента. Для этих гранитов, относимых к *I*-типу, отмечаются геохимические характеристики, унаследованные от источника субдукционного происхождения, а именно повышенные содержания Sr и Ba, низкие концентрации Nb и Ta. Отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(t)$, равные $-0.9 \dots -1.8$, а также достаточно высокие концентрации K_2O и Th позволяют предполагать для гранитов Еловского массива коровый метамагматический источник надсубдукционной природы.

Гранитоиды чуйского и кутимского комплексов, имеющие возраст 2.02 млрд лет, распространены в северной части Байкальского краевого выступа Сибирского кратона (Чуйский блок). Граниты чуйского комплекса близки породам ТТГ (тоналит-гранодит-гранодиоритовой) серии, и на основании содержаний CaO, Sr, Ba сопоставимы с гранитами *I*-типа. Граниты кутимского комплекса по своему составу близки как окисленным гранитам *A*-типа, так и гранитам *I*-типа. Изучение изотопного состава Nd в гранитоидах чуйского и кутимского комплексов показало, что породы обоих комплексов характеризуются близкими положительными значениями $\epsilon_{Nd}(t) = +1.9 \dots +3.5$.

Анализ составов надсубдукционных гранитоидов Сибирского кратона третьего выделенного этапа гранитоидного магматизма, имеющих возраст 2.06 – 2.00 млрд лет, показал, что данные породы обнаруживают во многом сходные геохимические характеристики [Ларин и др., 2006; Донская и др., 2013, 2016; Великославинский и др., 2011; Гурьянов и др., 2016]. Преобладающее большинство гранитоидов по своему химическому составу соответствуют породам нормальной щелочности (Прил. 1). Гранитоиды принадлежат преимущественно к известковой и щелочно-известковой сериям (Прил. 1). Гранитоиды четырех из пяти проанализированных объектов характеризуются пониженной железистостью, только для гранитоидов кутимского комплекса отмечаются более высокие значения железистости (Прил. 2). Гранитоиды представляют собой как умеренно-, так и высокоглиноземистые образования, при этом все они характеризуются высокими значениями индекса A/NK – более 1.2. Большинство гранитоидов данного этапа обнаруживает геохимические характеристики, близкие гранитам *I*-типа [Ларин и др., 2006; Донская и др., 2013, 2016; Великославинский и др., 2011; Гурьянов и др., 2016]. Некоторые из них, а именно гранитоиды чуйского и хоюндинского комплексов, по своему химическому составу близки также породам ТТГ (тоналит-гранодит-гранодиоритовой) серии [Ларин и др., 2006; Донская и др., 2013; Гурьянов и др., 2016]. Исключение составляют граниты кутимского комплекса, составы которых близки как высокоглиноземистым гранитоидам тоналит-гранодитовой серии, так и гранитам *A*-типа [Донская и др., 2013]. На диаграммах Rb–(Y+Nb) [Pearce et al., 1984] точки составов большинства гранитоидов с возрастом 2.06 – 2.00 млрд лет попадают в поле гранитов вулканических дуг (Прил. 3).

Среди надсубдукционных гранитоидов существенный объем занимают породы, характеризующиеся положительными значениями $\epsilon_{Nd}(t)$, которые формировались за счет плавления раннепротерозойской ювенильной континентальной коры, в меньших количествах присутствуют породы с незначительными отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(t)$ (Прил. 4) [Неймарк и др., 1998; Донская и др., 2013; Котов и др., 1995; Великославинский и др., 2011; Gladkochub et al., 2009].

Надсубдукционные образования в пределах отдельных блоков Сибирского кратона отмечаются в достаточно узком возрастном диапазоне – 2.06 – 2.00 млрд лет, при этом все они располагаются в южной – юго-восточной части Сибирского кратона, что позволяет реконструировать здесь надсубдукционную обстановку. Именно с развития активной окраины в пределах отдельных блоков Сибирского кратона может начинаться отсчет формирования структуры Сибирского кратона.

Глава 5. КОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНИТОИДЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА (2.00 – 1.87 МЛРД ЛЕТ)

Внедрение коллизионных и сопряженных с ними постколлизионных гранитоидов Сибирского кратона имело место в течение продолжительного интервала времени (рис. 2). Однако этот длительный период гранитообразования может быть разделен на три этапа, каждый из которых отвечает определенной стадии в становлении структуры Сибирского кратона. В соответствии с составленной схемой эволюции раннепротерозойского гранитоидного магматизма (рис. 2), формирование гранитоидов четвертого этапа имело место в период 2.00 – 1.95 млрд лет, гранитоидов пятого этапа – на временном интервале 1.95 – 1.90 млрд лет и шестого этапа – в течение 1.90 – 1.87 млрд лет. В главе рассмотрены гранитоиды всех трех выделенных этапов.

Четвертый этап гранитоидного магматизма отмечается в пределах Байкальского выступа, Алданского и Анабарского щитов (рис. 2, этап IV). Гранитоиды этого этапа имеют возраст 2.00 – 1.95 млрд лет, что совпадает с оценками возраста метаморфических событий [Котов и др., 1993, 1995, 2004; Глуховский и др., 2004; Великославинский и др., 2011; Молчанов и др., 2011; Смелов и др., 2012; Гусев и др., 2013; Донская и др., 2016]. В Байкальском выступе на этом этапе (1.98 – 1.97 млрд лет) произошло формирование гранитогнейсов мигматит-гнейсовой толщи Голоуспенского блока [Донская и др., 2016], а также, вероятно, гранитоидов, ассоциирующих с мигматитовой толщей Чуйского блока. В Алданском щите на этом этапе были сформированы гранитоиды с возрастом 2.00 – 1.95 млрд лет, распространенные в пределах Западно-Алданского блока и зоне его сочленения с Чара-Олекминским блоком, а также в Восточно-Алданском блоке [Котов, 2003; Котов и др., 1993, 1995, 2004; Глуховский и др., 2004]. В пределах Анабарского щита гранитоиды этого этапа, имеющие возраст 1.98 – 1.96 млрд лет, представлены главным образом в Билляхской и Котуйканской коллизионных зонах или зонах тектонического меланжа, разделяющих террейны Анабарского щита [Розен, 2003; Молчанов и др., 2011; Смелов и др., 2012; Гусев и др., 2013].

Гранитоиды пятого этапа (рис. 2, этап V) проявлены в меньшем объеме по сравнению с гранитоидами четвертого этапа, хотя территория их распространения немного увеличилась и они отмечаются, помимо Байкальского краевого выступа, Алданского и Анабарского щитов, также в Становом выступе и Пристановом блоке (Становом структурном шве). Гранитоиды этого этапа имеют возраст 1.95 – 1.90 млрд лет [Бибикова и др., 1986, 1987; Базарова, 2011; Ларин и др., 2006; Котов, 2003; Котов и др., 1993, 2004; Frost et al., 1998; Глебовицкий и др., 2008б; Шемякин и др., 1998; Молчанов и др., 2011; Гусев и др., 2013]. В Байкальском выступе на этом этапе сформировались лейкограниты Трехголового массива Сарминского блока [Бибикова и др., 1987; Базарова, 2011; Савельева, Базарова, 2012], на Анабарском щите – гранитогнейсы котуйкан-монхолинского комплекса Котуйканской зоны [Молчанов и др., 2011; Гусев и др., 2013], на Алданском щите – небольшие интрузии в Чара-Олекминском, Западно-Алданском и Восточно-Алданском блоках [Бибикова и др., 1986; Ларин и др., 2006; Котов, 2003; Котов и др., 1993, 2004; Frost et al., 1998], в пределах Станового выступа – небольшие тела, ассоциирующие с мигматитами эльгаканской толщи [Глебовицкий и др., 2008б], а в Пристановом блоке – чарнокитоиды, ассоциирующие с мигматизированными гранулитами Сутамского блока [Шемякин и др., 1998].

Гранитоиды шестого этапа (рис. 2, этап VI) распространены главным образом в южной части кратона, практически отсутствуя в его северной части. Коллизионные (синскладчатые, синметаморфические) гранитоиды отмечаются в пределах Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарыжалгайского выступов фундамента (рис. 2). Коллизионные гранитоиды, которые рассмотрены в этой главе, имеют возраст 1.90 – 1.87 млрд лет [Бибикова и др., 1993; Галимова и др.,

2011; Ножкин и др., 2003; Сальникова и др., 2007; Туркина и др., 2006; Aftalion et al., 1991; Poller et al., 2004, 2005; Urmantseva et al., 2012]. Следует особо подчеркнуть, что в отмеченных выше выступлениях фундамента кратона гранитоиды этого временного интервала были зафиксированы впервые для раннепротерозойского этапа эволюции кратона. До этого временного рубежа эти части кратона были амагматичными на протерозойском этапе эволюции. Напротив, в северной части кратона (Анабарский щит и Оленекский выступ) к этому временному рубежу основные магматические события уже завершились, отмечаются только отдельные небольшие тела постскладчатых гранитов в Котуйканской зоне Анабарского щита [Гусев и др., 2013]. Гранитоиды этого этапа в Ангаро-Канском, Бирюсинском и Шарыжалгайском выступлениях фундамента представлены тектонизированными гранитами, мигматитами и автохтонными гранитами, ассоциирующими с метаморфическими породами.

В главе с использованием авторских оригинальных данных дана детальная характеристика (геологическая, геохронологическая, геохимическая и изотопная) гранитоидов Голоустенского блока Байкальского выступа с возрастом 1.98 млрд лет и гранитоидов Иркутского блока Шарыжалгайского выступа, имеющих возраст 1.88 – 1.87 млрд лет. Изотопно-геохимическая характеристика гранитоидов Анабарского щита с возрастом 1.98 млрд лет сделана по данным А.П. Смелова и др. [Смелов и др., 2012], гранитоидов Алданского щита, для которых был определен возраст 2.00 – 1.96 млрд лет и 1.93 – 1.90 млрд лет, по результатам следующих исследований [Котов и др., 2004; Ларин и др., 2006; Великославинский и др., 2011], лейкогранитов Трехголового массива Байкальского выступа (1.93 – 1.91 млрд лет) – по результатам В.Б. Савельевой и Е.П. Базаровой [Савельева, Базарова, 2012], а гранитоидов Таракского плутона Ангаро-Канского выступа с возрастом 1.88 млрд лет – по данным О.М. Туркиной с соавторами [Туркина и др., 2006]

В результате проведенных исследований были сделаны выводы, что коллизионные гранитоиды Сибирского кратона с возрастом 2.00 – 1.87 млрд лет, внедрение которых можно рассматривать в течение трех отдельных этапов: 2.00 – 1.95, 1.95 – 1.90, 1.90 – 1.87 млрд лет, являются ключевыми объектами при восстановлении стадий эволюции Сибирского кратона. Среди коллизионных гранитоидов этих этапов встречаются как синтетектонические (синметаморфические) образования, так и посттектонические (постметаморфические) разности, внедрение которых имело место непосредственно сразу же после формирования синтетектонических гранитоидов. Как син-, так и посттектонические гранитоиды этого временного интервала не образуют крупных массивов, в отличие от рассмотренных в следующей главе постколлизионных гранитоидов, а представлены в виде небольших тел, жил и мелких массивов.

Коллизионные гранитоиды Сибирского кратона с возрастом 2.00 – 1.87 млрд лет обнаруживают сходные геохимические характеристики по ряду параметров [Петрова, 2001; Смелов и др., 2012; Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011; Савельева, Базарова, 2012; Ларин и др., 2006; Poller et al., 2004; Туркина и др., 2006; Донская и др., 2016]. Преобладающее большинство гранитоидов вне зависимости от возраста по своему химическому составу соответствуют породам умеренной щелочности, только лейкограниты характеризуются более низким содержанием щелочей. Подобная тенденция прослеживается и на диаграмме индекс $MAL1 - SiO_2$ (Прил. 1), где гранитоиды располагаются преимущественно в поле известково-щелочной серии со смещением лейкогранитов в поле щелочно-известковой серии. Исключение составляют разгнейсованные гранитоиды Таракского плутона Ангаро-Канского выступа с возрастом 1.88 млрд лет [Туркина и др., 2006], среди которых были охарактеризованы только граниты нормальной и низкой щелочности, относящиеся к щелочно-известковой и известковой сериям (Прил. 1). Среди проанализированных гранитоидов вне зависимости от возраста встречаются как железистые, так и магнезиальные образования (Прил. 2). Все гранитоиды представляют собой преимущественно высокоглиноземистые образования.

Среди коллизионных гранитоидов Сибирского кратона с возрастом 2.00 – 1.87 млрд лет отмечаются объекты, которые имеют гетерогенные химические характеристики и которые невозможно отнести к какому-либо типу по «алфавитной» классификации. Другие массивы коллизионных гранитоидов обнаруживают геохимические характеристики, близкие гранитам разных геохимических типов по «алфавитной» классификации гранитоидов. В частности, гранитам

I-типа близки гранитогнейсы Западно-Алданского блока Алданского щита (2.00 – 1.96 млрд лет) [Великославинский и др., 2011], переходные между гранитами *I*- и *A*-типа составы имеют гранитоиды Билляхского массива Билляхской коллизионной зоны Анабарского щита (1.98 млрд лет) [Смелов и др., 2012], а составы, близкие гранитам *A*-типа, обнаруживают лейкограниты Трехголового массива Сарминского блока Байкальского выступа (1.93 млрд лет) [Савельева, Базарова, 2012]. Гранитам *S*-типа близки гранитоиды джалтундинского (1.97 млрд лет) и ничатского (1.91 млрд лет) комплексов Алданского щита [Котов и др., 2004; Ларин и др., 2006], а также разнейсованные гранитоиды Таракского плутона Ангаро-Канского выступа (1.88 млрд лет) [Туркина и др., 2006].

Общим для всех коллизионных гранитоидов Сибирского кратона с возрастом 2.00 – 1.87 млрд лет является их формирование за счет плавления коровых источников. Доказательств добавления мантийного материала в область магмогенерации ни в одной из цитированных выше работ приведено не было. Существенная разница в химических составах гранитоидов объясняется разнообразием составов источников, подвергавшихся плавлению, на различных участках Сибирского кратона.

Коллизионные гранитоиды Сибирского кратона с возрастом 2.00 – 1.87 млрд лет характеризуются варьирующимися значениями $\epsilon_{Nd}(t)$, от слабopоложительных до сильно отрицательных (Прил. 4) [Котов и др., 1993, 1995, 2004; Сальникова и др., 1996; Туркина и др., 2006; Туркина, 2010; Ларин, 2011; Великославинский и др., 2011; Молчанов и др., 2011; Смелов и др., 2012; Донская и др., 2016; Frost et al., 1998; Poller et al., 2004; Gladkochub et al., 2009]. При этом важно подчеркнуть, что положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ обнаруживают гранитоиды только четвертого этапа с возрастом 2.00 – 1.96 млрд лет, что связано с переплавлением на ранних стадиях коллизии палеопротерозойских пород, имеющих положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$. Иными словами, идет переплавление либо метамагматических пород, сформированных на предшествующем этапе развития активных континентальных окраин, либо метатерригенных пород, отложение которых имело место непосредственно перед коллизионными событиями. Для более «молодых» коллизионных гранитоидов пятого и шестого этапов характерны в основном более радиогенные отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(t)$, указывающие на вовлечение в плавление древних, главным образом позднеархейских, пород различных стратиграфических подразделений Сибирского кратона.

Внедрение коллизионных гранитоидов в течение нескольких этапов на временном интервале 2.00 – 1.87 млрд лет фиксирует становление структуры Сибирского кратона, и, соответственно, с рубежа 1.87 млрд лет структуру Сибирского кратона можно считать сформированной.

Глава 6. ГРАНИТОИДЫ ЮЖНО-СИБИРСКОГО ПОСТКОЛЛИЗИОННОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ПОЯСА (1.88 – 1.84 МЛРД ЛЕТ)

Неметаморфизованные гранитоиды и близкие им по возрасту и геодинамической позиции вулканиты вулканоплутонических поясов пользуются широким распространением в южной части Сибирского кратона. Формирование этих магматических пород имело место в рамках седьмого выделенного этапа гранитоидного магматизма Сибирского кратона (рис. 2). Породы распространены в пределах Ангаро-Канского, Бирюсинского выступов, Урикско-Ийского грабена, Шарыжалгайского, Байкальского, Тонодского, Станового выступов фундамента кратона и Алданского щита (Чара-Олекминский блок) (рис. 2). Гранитоиды и породы вулканоплутонических поясов объединяются в Южно-Сибирский постколлизионный магматический пояс [Ларин и др., 2003].

Гранитоиды этого этапа формируют наиболее крупные массивы среди всех исследованных раннепротерозойских гранитоидов кратона. Иными словами, магматизм этого этапа является наиболее масштабным в раннем протерозое на территории Сибирского кратона. Возраст гранитоидов и вулканитов варьируется преимущественно в диапазоне 1.88 – 1.84 млрд лет [Водовозов и др., 2015; Галимова и др., 2011; Диденко и др., 2005; Донская и др., 2002, 2003, 2007, 2008, 2014, 2019; Кирнозова и др., 2003; Ларин и др., 2000, 2003, 2006, 2009; Левицкий и др., 2002; Макагон и др., 2015; Неймарк и др., 1990, 1991; Ножкин и др., 2003; Туркина и др., 2003, 2006; Туркина, Прияткина, 2015; Туркина, Капитонов, 2017; Poller et al., 2004, 2005]. Все гранитоиды и

вулканиты имеют одинаковую структурную позицию: являются постскладчатыми и недеформированными образованиями. Формирование пород Южно-Сибирского пояса фиксирует окончательную стадию становления структуры Сибирского кратона и, возможно, вовлеченности его в структуру палеопротерозойского суперконтинента Колумбия.

В главе характеристика большей части гранитоидов и вулканитов приведена с использованием авторских оригинальных данных, а именно речь идет о гранитоидах Бирюсинского массива и вулканитах кислого состава мальцевской толщи елашской серии Саяно-Бирюсинского вулканоплутонического пояса Бирюсинского выступа, гранитоидах Шумихинского и Тойсукского массивов Шарыжалгайского выступа, гранитоидах приморского и татарниковского комплексов Байкальского выступа, гранитоидах ирельского комплекса и вулканитах кислого состава акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Байкальского выступа. Изотопно-геохимическая характеристика гранитоидов в составе отдельных массивов в разных частях пояса, также приведенных в данной главе, выполнена на основе результатов, опубликованных в [Левицкий и др., 2002; Туркина, 2005; Туркина и др., 2006; Туркина, Капитонов, 2017; Неймарк и др., 1998; Петрова и др., 1997; Ларин, 2011; Ларин и др., 2006].

Ниже приведена детальная характеристика гранитоидов и вулканитов нескольких массивов и толщ Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса.

Бирюсинский массив двуслюдяных гранитов с возрастом 1874 ± 14 млн лет и вулканиты мальцевской толщи елашской серии, имеющие возраст 1872 ± 10 и 1874 ± 10 млн лет, входят в структуру Саяно-Бирюсинского вулканоплутонического пояса. Особенности минерального состава и петрогеохимии гранитов Бирюсинского массива позволяют рассматривать их как лейкограниты *S*-типа. В качестве возможного источника для гранитов допускаются архейские метаосадочные породы Бирюсинского блока, близкие гранитам по величине $\epsilon_{Nd}(t)$, которая в гранитах составляет $-5.4 \dots -6.4$. Напротив, метариолиты мальцевской толщи елашской серии подразделяются на две группы, характеризующиеся редкоземельными составами, близкими гранитам *A*-типа и гранитам *I*-типа. Метариолиты *A*-типа обнаруживают высокие концентрации высоkozарядных и редкоземельных элементов, а также положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$, равные $+2.2$, и могли быть сформированы в результате плавления источника, близкого по изотопно-геохимическим характеристикам магматическим породам основного состава мальцевской толщи. Метариолиты *I*-типа имеют отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(t)$, равные -3.7 , и могли быть образованы за счет плавления нижнекоровых пород диорит-тоналитового состава при добавлении ювенильного мантийного материала в область магмогенерации.

Шумихинский массив биотит-амфиболовых гранодиоритов и гранитов с возрастом 1861 ± 1 млн лет расположен в Онотском блоке Шарыжалгайского выступа. По своим геохимическим характеристикам гранитоиды массива соответствуют гранитам *A*-типа. Гранитоиды характеризуются отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(t) = -7.4 \dots -8.3$ и, наиболее вероятно, были образованы за счет плавления архейских коровых пород Онотского блока при добавлении ювенильного мантийного материала к источнику гранитоидов.

Бугульдейско-Ангинский массив рапакивиподобных гранитов *A*-типа с возрастом 1859 ± 16 млн лет, относимых к приморскому комплексу, расположен в южной части Байкальского выступа. Допускается, что формирование родоначальных расплавов для гранитоидов приморского комплекса осуществлялось за счет плавления позднеархейских пород кварц-полевошпатового состава, по всей видимости, характеризующихся низкой фугитивностью кислорода.

Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс, в составе которого присутствуют гранитоиды ирельского комплекса и вулканиты акитканской серии, прослеживается на расстоянии около 550 км в северной части Байкальского выступа. Возраст гранитоидов и вулканитов кислого состава в этом поясе составляет $1849 \pm 11 - 1878 \pm 4$ млн лет. Все гранитоиды и вулканиты обнаруживают химический состав, близкий гранитам *A*-типа, но при этом они характеризуются варьирующимися значениями $\epsilon_{Nd}(t)$ от -1.7 до -9.2 на разных участках пояса. Для большинства гранитоидов и вулканитов на основании их изотопно-геохимических характеристик предполагается смешанный корово-мантийный источник, но с разной долей ювенильного материала в источнике.

Татарниковский массив гранитоидов (чарнокитов) татарниковского комплекса с возрастом 1.85 млрд лет также расположен в северной части Байкальского выступа. Химический состав гранитоидов Татарниковского массива позволяет рассматривать их как граниты *A*-типа. Гранитоиды характеризуются незначительными отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(t) = -1.4 \dots -3.5$. Предполагается, что чарнокиты татарниковского комплекса могли быть образованы за счет плавления мафических пород нижней коры (габброидов, ферродиоритов).

Как уже было отмечено выше, постколлизийные гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканические породы распространены только в южной части Сибирского кратона и не встречаются в северной части кратона. Гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканические породы кислого состава в пределах Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса были разделены на три группы. В первую группу объединяются гранитоиды и вулканические породы Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарыжалгайского выступов, во вторую – гранитоиды и вулканические породы Байкальского выступа и в третью – гранитоиды Тонодского выступа и западной части Алданского щита (Прил. 5). Породы первой и третьей групп обнаруживают отличия друг от друга по своим геохимическим характеристикам (Прил. 5) [Левицкий и др., 2002; Туркина, 2005; Туркина и др., 2006; Туркина, Капитонов, 2017, 2019; Донская и др., 2005, 2014, 2019, неопубликованные авторские данные; Ларин и др., 2006, 2012], гранитоиды и вулканические породы второй группы, напротив, достаточно близки друг другу по своим геохимическим данным (Прил. 5) [Донская и др., 2005, 2008, 2018а; Неймарк и др., 1998; Петрова и др., 1997; Ларин и др., 2012; неопубликованные авторские данные]. Наиболее разнообразные химические составы были зафиксированы для гранитоидов и вулканических пород Южно-Сибирского пояса первой группы в Ангаро-Канском, Бирюсинском и Шарыжалгайском выступах.

Гранитоиды и вулканические породы Байкальского выступа по своим геохимическим характеристикам соответствуют гранитам *A*-типа (Прил. 5). На диаграмме $FeO^*/MgO - (Ce+Zr+Nb+Y)$ [Whalen et al., 1987] их фигуративные точки достаточно компактно располагаются в поле гранитов *A*-типа, а на диаграмме $Rb - (Y+Nb)$ [Pearce, 1996] точки составов этих пород попадают в поле постколлизийных гранитов, смещаясь при этом в область внутриплитных гранитов (Прил. 5). Таким образом, можно сделать вывод, что по своим характеристикам гранитоиды и вулканические породы Байкальского выступа обнаруживают определенное сходство с анорогенными гранитами *A*-типа [Whalen et al., 1987; Barbarin, 1999], т.е. с породами, формирование которых имело место в обстановке внутриконтинентального растяжения, не связанного с коллизийными процессами. Важной особенностью является и тот факт, что среди гранитоидов этой части Южно-Сибирского пояса отмечаются рапакивиоподобные гранитоиды (приморский комплекс) и чарнокиты (татарниковский комплекс), т.е. породы для формирования которых наиболее благоприятной является обстановка внутриконтинентального рифтогенеза [Ларин, 2011; Frost, Frost, 2008].

В отличие от гранитоидов Байкальского выступа, гранитоиды и вулканические породы Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарыжалгайского выступов обнаруживают геохимические характеристики, близкие гранитам трех основных геохимических типов (*I*-, *S*-, *A*-типа). На диаграмме $Rb - (Y+Nb)$ [Pearce, 1996] точки составов практически всех пород попадают в поле постколлизийных гранитов, а точнее располагаются вблизи области сочленения полей гранитов вулканических дуг, синколлизийных и внутриплитных гранитов. Таким образом, геохимические характеристики гранитоидов и вулканических пород в этой части Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, позволяющие рассматривать их как граниты *I*-, *S*- и *A*-типа, указывают на их сходство с гранитоидами, формирующимися в коллизийной геодинамической обстановке [Barbarin, 1999].

Среди гранитоидов Тонодского выступа – западной части Алданского щита были отмечены породы, близкие по составу гранитам *S*-типа (лейкограниты чуйско-кодарского комплекса Тонодского выступа) и гранитам *A*-типа (гранитоиды кодарского комплекса Чара-Олекминского блока Алданского щита) [Ларин, 2011; Ларин и др., 2006, 2012], что также позволяет допускать их сходство с гранитами, формирующимися в коллизийной обстановке.

Изотопно-геохимические характеристики постколлизийных гранитоидов и вулканических пород кислого состава в пределах всего Южно-Сибирского магматического пояса вне зависимости от сегмента позволяют сделать вывод, что большинство пород было образовано за счет плавления смешанных корово-мантийных источников [Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2006; Туркина,

Капитонов, 2017, 2019; Донская и др., 2005, 2008, 2019; Ларин и др., 2012]. Кроме того, для гранитоидов некоторых комплексов допускаются архейские или палеопротерозойские коровые источники без возможной примеси мантийного материала [Донская и др., 2005, 2014, 2018а; Неймарк и др., 1998; Ларин и др., 2006; Туркина, Капитонов, 2019].

Разнообразие составов гранитоидов и ассоциирующих с ними вулканитов, имеющих близкий возраст и занимающих одинаковую структурную позицию в Южно-Сибирском постколлизиионном магматическом поясе, в первую очередь зависит от разнообразия состава их источников, а также от условий кристаллизации родоначальных расплавов. В то же время анализ геохимических и изотопно-геохимических составов гранитоидов и вулканитов Южно-Сибирского пояса в пределах разных блоков южной части Сибирского кратона показал, что составы магматических пород кислого состава не только отражают состав их источников, но и хорошо коррелируются с предшествующей внедрению постколлизиионных гранитоидов и вулканитов обстановкой становления структуры кратона. Геохимическое разнообразие гранитоидов первой группы (Ангаро-Канский, Бирюсинский и Шарыжалгайский выступы) и третьей группы (Тонодский выступ и западная часть Алданского щита) указывает на то, что все они могли быть сформированы в коллизиионной геодинамической обстановке, возникающей при объединении континентальных блоков и террейнов разной природы в единую структуру. В противоположность гранитоидам этих двух групп, магматические образования Байкальского выступа по своим геохимическим характеристикам близки внутриплитным (анорогенным) гранитоидам. Отметим, что последние коллизиионные события в южной части Сибирского кратона датируются временным интервалом 1.90 – 1.87 млрд лет в пределах Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарыжалгайского блоков [Туркина и др., 2006; Сальникова и др., 2007; Левченков и др., 2012; Ножкин и др., 2016; Aftalion et al., 1991; Poller et al., 2004, 2005; Turkina et al., 2012; Urmantseva et al., 2012], интервалом 1.92 – 1.90 млрд лет на Алданском щите [Котов, 2003; Котов и др., 2004; Ларин и др., 2006; Frost et al., 1998] и в пределах Станового выступа [Ларин и др., 2004; Глебовицкий и др., 2008б, 2009]. На основании этих оценок возраста породы всего Южно-Сибирского постколлизиионного магматического пояса и рассматриваются как постколлизиионные образования. В то же время объединение Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарыжалагайского континентальных блоков и их вхождение в единую структуру Сибирского кратона имело место на заключительном этапе формирования структуры кратона (1.90 – 1.87 млрд лет), т.е. непосредственно перед внедрением гранитоидов, объединяемых в Южно-Сибирский постколлизиионный магматический пояс. Несколько ранее (1.92 – 1.90 млрд лет), но также непосредственно перед внедрением пород Южно-Сибирского пояса, в структуру кратона в его юго-восточной части вошли Становой и Тонодский блоки. Таким образом, формирование постколлизиионных магматических пород в этих частях Южно-Сибирского пояса началось непосредственно сразу же после завершения коллизиионных событий в процессе коллапса сформированных орогенных сооружений. Иными словами, формально эти постколлизиионные образования можно считать коллизиионными, и в этом случае разнообразие составов магматических пород вполне закономерно, так как при объединении блоков разной природы в единую утолщенную структуру обеспечивается разнообразие субстратов, подвергающихся плавлению, что является одним из ключевых петрологических факторов, приводящих к формированию гранитов разного состава.

Гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканиты Байкальского выступа в глобальном масштабе становления единой структуры Сибирского кратона также рассматриваются как постколлизиионные образования и включаются в состав Южно-Сибирского постколлизиионного магматического пояса. Однако в региональном масштабе Аkitканского складчатого пояса, породы которого они пересекают, их можно считать анорогенными, так как основные коллизиионные события в пределах Аkitканского складчатого пояса завершились на временном рубеже 1.98 – 1.97 млрд лет [Донская и др., 2016], т.е. приблизительно на 100 млн лет раньше, чем началось формирование пород Южно-Сибирского постколлизиионного магматического пояса. Иными словами, гранитоиды и вулканиты Байкальского выступа в локальном масштабе той части кратона, где они расположены, можно считать образованными в обстановке внутриконтинентального рифтогенеза, которая благоприятна для формирования пород, близких по составу классическим

гранитам А-типа, рапакиви-гранитам, чарнокитам, т.е. именно тем породам, которые и были охарактеризованы в Байкальском выступе. Таким образом, в пределах протяженного раннепротерозойского Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса объединяются породы с различными геохимическими характеристиками, отражающие особенности реализации коллизийных событий в той или иной части кратона.

Южно-Сибирский постколлизийный магматический пояс, прослеживающийся в южной части Сибирского кратона на расстоянии более 2500 км, пересекает все основные тектонические структуры в этой части кратона, и в глобальном масштабе является крупной сшивающей структурой, фиксирующей становление единого Сибирского кратона [Ларин и др., 2003; Gladkochub et al., 2006], а также вхождение его в раннепротерозойский суперконтинент Колумбия [Didenko et al., 2009].

Глава 7. ВНУТРИПЛИТНЫЕ (АНОРОГЕННЫЕ) ГРАНИТОИДЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА (1.76 – 1.71 МЛРД ЛЕТ)

Гранитоиды и близкие им по возрасту и геодинамической позиции вулканиты восьмого выделенного этапа гранитоидного магматизма Сибирского кратона (рис. 2, этап VIII) локально распространены в пределах юго-западной и юго-восточной частей кратона и отсутствуют в остальных его частях. В юго-западной части кратона магматические породы отмечаются в Ангаро-Канском и Бирюсинском выступах, а в юго-восточной части – в Батомгском блоке Алданского щита, Становом выступе и Пристановом блоке (рис. 2). В юго-восточной части кратона гранитоиды совместно с вулканитами и осадками объединяются в единый Билякчан-Улканский вулканоплутонический пояс. Возраст гранитоидов и вулканитов варьируется преимущественно в диапазоне 1.76 – 1.71 млрд лет [Бибикова и др., 2001; Галимова и др., 2011; Диденко и др., 2010; Ларин, 2008, 2009; Ларин и др., 2013; Неймарк и др., 1992а, 1992б; Ножкин и др., 2009, 2016; Туркина и др., 2003; Larin et al., 1997]. Допускается, что формирование пород на этом временном рубеже имело место во внутриплитной (анорогенной) геодинамической обстановке.

Эта глава представляет собой обзор опубликованных результатов исследований А.Д. Ножкина с соавторами по Ангаро-Канскому выступу [Ножкин и др., 2009, 2016], О.М. Туркиной с соавторами по Бирюсинскому выступу [Туркина и др., 2006], а также А.М. Ларина [Ларин, 2011, 2014; Ларин и др., 2012] и А.Н. Диденко с соавторами [Диденко и др., 2010] по Билякчан-Улканскому вулканоплутоническому поясу.

Внутриплитные гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканиты кислого состава южной части Сибирского кратона обнаруживают во многом сходные геохимические характеристики по большинству параметров, хотя некоторые отличия в составах все-таки отмечаются. Большинство гранитоидов и вулканитов по своему химическому составу соответствуют умереннощелочным и щелочным породам [Ларин, 2011; Ножкин и др., 2009, 2016; Туркина и др., 2006]. На диаграмме индекс $MAI - SiO_2$ (Прил. 1) данные гранитоиды и вулканиты располагаются преимущественно в полях известково-щелочных и щелочных пород. Подавляющее большинство гранитоидов и вулканитов являются железистыми образованиями (Прил. 2). Существенно отличные от других пород с возрастом 1.76 – 1.71 млрд лет геохимические характеристики были отмечены для андезитов и дацитов енисейского комплекса Ангаро-Канского выступа, которые принадлежат щелочно-известковой и магнезиальной сериям [Ножкин и др., 2016] (Прил. 1, 2). Внутриплитные гранитоиды и вулканиты кислого состава Сибирского кратона в подавляющем большинстве близки гранитам А-типа по «алфавитной» классификации гранитоидов [Диденко и др., 2010; Ларин, 2011; Ножкин и др., 2009, 2016; Туркина и др., 2006]. Определенное исключение составляют некоторые из вулканитов андезит-дацит-трихириодацитов ассоциации енисейского комплекса, которые обнаруживают геохимические характеристики, соответствующие высококалийным гранитам I-типа [Ножкин и др., 2016]. Гранитоиды и вулканиты Ангаро-Канского и Бирюсинского выступов фундамента обнаруживают отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ (Прил. 4) [Туркина и др., 2006, 2007; Ножкин и др., 2016]. Для этих пород на основании их изотопно-геохимических характеристик предполагаются коровые источники при минимальном вкладе ювенильного мантийного материала [Туркина и др., 2006, 2007; Ножкин и др., 2016]. Гранитоиды и вулканиты кислого состава Улкан-

Джугджурской магматической ассоциации Алданского щита характеризуются варьирующимися значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$, от положительных до слабоотрицательных (Прил. 4), свидетельствующих о смешанном корово-мантийном источнике для данных пород.

В результате проведенного обобщения было отмечено, что внедрение гранитоидов и вулканитов с возрастом 1.76 – 1.71 млрд лет связано с процессами внутриконтинентального растяжения в пределах Сибирского кратона, которые не привели к разрушению структуры кратона.

Глава 8. РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ – ОСНОВНЫЕ ИНДИКАТОРЫ РОСТА И ЭВОЛЮЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Ключевыми маркерами формирования и эволюции континентальной коры являются химический и изотопный состав гранитоидов, изменение которых позволяет выявить основные рубежи в эволюции крупных континентальных блоков, в том числе и Сибирского кратона.

Проведенный анализ химических составов гранитоидов и ассоциирующих с ними вулканитов, в том числе анализ геохимических диаграмм (Прил. 1 – 3), показал, что раннепротерозойские гранитоиды с возрастом 2.5 – 2.4 и 2.15 – 2.04 млрд лет, образованные до начала формирования структуры Сибирского кратона, обнаруживают существенно различные геохимические характеристики, относятся к разным геохимическим типам и могут рассматриваться в качестве «дократонных».

Хорошо выраженные изменения химических составов, согласующиеся с классическим изменением составов гранитоидов на определенных стадиях цикла Уилсона [Barbarin, 1999], фиксируются для пород южной – юго-восточной части кратона (Байкальский, Тонодский и Становой выступы, Алданский щит) начиная с временного рубежа 2.06 млрд лет. В этой части кратона наблюдается изменение химических составов гранитоидов и вулканитов по железистости: преимущественно магнезиальные разности типичны для пород островных дуг и активных континентальных окраин, большее количество железистых разностей отмечается в гранитоидах, формирующихся в коллизионной обстановке, еще большее количество железистых пород фиксируется для обстановки постколлизионного растяжения, и только лишь высокожелезистые разности отмечаются в обстановке внутриконтинентального растяжения (Прил. 6). Такая же картина в изменении составов наблюдается и по щелочности: от известковых – щелочно-известковых разностей, типичных для островных дуг и активных континентальных окраин, (надсубдукционная обстановка) до щелочных (и даже пересыщенных щелочами) разностей, характерных для обстановок внутриконтинентального (анорогенного) растяжения (Прил. 6). Подобная же ситуация наблюдается в изменении содержаний редких элементов. На классической диаграмме Rb – (Y+Nb) [Pearce, 1996] хорошо видно, как увеличивается содержание таких высокозарядных элементов, как Y и Nb, от гранитоидов, формирующихся в надсубдукционных обстановках, к гранитоидам, образованным в обстановке внутриконтинентального растяжения (Прил. 6). Для проанализированных раннепротерозойских гранитоидов этой части кратона отмечается хорошо выраженное изменение типов гранитов. Практически все гранитоиды, формирующиеся в надсубдукционной обстановке, обнаруживают геохимические характеристики, близкие гранитам I-типа, для коллизионных гранитоидов отмечается разнообразие типов гранитов (S-тип, I-тип и, даже, A-тип). Постколлизионные гранитоиды, входящие в состав Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса, преимущественно имеют составы, близкие гранитам A-типа, в единичном случае S-типа, и уже внутриплитные гранитоиды, сформированные в обстановке внутриконтинентального растяжения, обнаруживают составы классических гранитов A-типа. Подытоживая вышеизложенное, можно сделать вывод, что южная и юго-восточная части Сибирского кратона (Байкальский, Тонодский, Становой выступы, Алданский щит) развивались с временного интервала 2.06 – 2.00 млрд лет до 1.74 – 1.71 млрд лет по классическому сценарию заключительной части цикла Уилсона (надсубдукционная обстановка сменяется коллизионной обстановкой с последующим постколлизионным растяжением и затем через некоторое время внутриконтинентальным растяжением), а изменение в составах гранитоидов хорошо согласуется с изменением обстановки их формирования.

Для Анабарского щита Сибирского кратона в раннем протерозое фиксируются преимущественно только коллизионные и сопряженные с ними постколлизионные гранитоиды с возрастом 1.98 – 1.96 млрд лет, за исключением нескольких более молодых (1.92 – 1.82 млрд лет) гранитоидов, образующих мелкие тела и жилы, поэтому проследить динамику изменения химического состава пород в данной части кратона не представляется возможным. Гранитоиды Анабарского щита обнаруживают составы, типичные для пород коллизионной (постколлизионной) геодинамической обстановки (Прил. 1 – 3), и являются отражением составов их коровых источников.

Для гранитоидов южной – юго-западной частей кратона (Шарыжалгайский, Бирюсинский, Ангаро-Канский выступы) в совокупности наблюдается тенденция вариаций химических составов пород, отличная от рассмотренных выше гранитоидов южной – юго-восточной частей кратона. Еще раз подчеркнем, что в южной – юго-западной частях кратона (Шарыжалгайский, Бирюсинский, Ангаро-Канский выступы) наиболее древние из палеопротерозойских гранитоидов имеют возраст 1.90 млрд лет, что кардинально отличается от ситуации в других частях кратона; кроме того, здесь не были зафиксированы надсубдукционные гранитоиды. Коллизионные гранитоиды этой части кратона по многим своим геохимическим характеристикам не отличаются от коллизионных гранитоидов других частей кратона (Прил. 1 – 3). Основное отличие состоит в том, что гранитоиды Ангаро-Канского и Шарыжалгайского выступов обнаруживают гораздо больший разброс по щелочности (от известковых до известково-щелочных разностей) по сравнению с гранитоидами других частей кратона (Прил. 1). Специфической характеристикой постколлизионных гранитоидов Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса, распространенных в пределах Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарыжалгайского выступов, являются вариации их химических составов, максимальные из которых были зафиксированы для гранитоидов и сопряженных с ними вулканитов Бирюсинского выступа. В частности, по индексу MAI проанализированные гранитоиды варьируются от известковых до щелочных (Прил. 1). Среди них отмечаются как магнезиальные, так и железистые разности (Прил. 2). Сумма Y и Nb в гранитоидах и вулканитах достаточно сильно изменяется, однако в большинстве случаев точки состава не выходят за поле постколлизионных гранитоидов (Прил. 3). Гранитоиды и вулканиты с возрастом 1.76 – 1.74 млрд лет Ангаро-Канского и Бирюсинского выступов, сформированные в обстановке внутриконтинентального растяжения, несмотря на то, что среди них преобладают породы с геохимическими характеристиками гранитов A -типа, обнаруживают составы, отличные от гранитоидов и вулканитов Улкан-Джугджурской магматической ассоциации Алданского щита и Станового выступа [Диденко и др., 2010; Ларин, 2011; Ножкин и др., 2009, 2016; Туркина и др., 2006]. В целом породы Ангаро-Канского и Бирюсинского выступов обнаруживают химические составы, не типичные для классических гранитоидов, сформированных в обстановке внутриконтинентального растяжения [Bonin, 2007].

В совокупности же поля химических составов гранитоидов и сопряженных с ними вулканитов кислого состава южной – юго-западной частей кратона (Ангаро-Канский, Бирюсинский, Шарыжалгайский выступы) с возрастом 1.90 – 1.74 млрд лет достаточно сильно перекрываются друг с другом независимо ни от возраста, ни от геодинамической обстановки их формирования, т.е. отсутствует хорошо выраженный тренд увеличения магнезиальности, щелочности, содержаний высокозарядных элементов от коллизионных к внутриплитным гранитоидам (Прил. 7), который был проявлен в магматических породах южной – юго-восточной частей кратона. Вещественный состав внутриплитных гранитоидов и вулканитов полностью перекрывается с составами более ранних гранитоидов, что может указывать на плавление тех же самых источников (Прил. 7).

Таким образом, для южной – юго-восточной частей кратона (Байкальский, Тонодский и Становой выступы фундамента, Алданский щит) на основании вещественного состава гранитоидов прослеживается динамика эволюции континентальной коры, выраженная в возрастании ее «зрелости», которая хорошо коррелируется с изменением геодинамической обстановки в этом регионе. В северной части кратона зафиксированы только раннепротерозойские гранитоиды, формирующиеся на стадии становления структуры кратона (коллизионные и сопряженные с ними постколлизионные гранитоиды), вещественный состав которых полностью отражает состав

континентальных коровых источников, а сами гранитоиды являются индикаторами процессов внутрикорового плавления в этой части кратона. В южной – юго-западных частях кратона (Ангаро-Канский, Бирюсинский, Шарыжалгайский выступы), где среди раннепротерозойских гранитоидов отмечается ряд коллизионных – постколлизионных – внутриплитных гранитоидов, составы гранитоидов хорошо коррелируются главным образом с составами коровых субстратов, которые представлены преимущественно «зрелыми» породами континентальной коры.

Обобщая вышеизложенное, можно сделать вывод, что на основании анализа вещественного состава гранитоидов в крупных континентальных блоках проследить динамику эволюции континентальной коры можно только в тех случаях, когда были охарактеризованы породы, формирующиеся на нескольких стадиях цикла Уилсона: субдукционная стадия – коллизионная стадия – стадия постконтинентального растяжения – стадия внутриконтинентального растяжения, иными словами, когда по совокупности геологических признаков фиксируется смена субдукционного режима на коллизионный (пример южная – юго-восточная части Сибирского кратона). Если же соединение континентальных блоков происходило по другому механизму, например по механизму косой коллизии со сдвигом, а зона субдукции находилась на значительном расстоянии от коллидирующих блоков, то в этом случае фиксируются только коллизионные – постколлизионные (+/- внутриплитные) гранитоиды и отчетливой динамики в эволюции континентальной коры не отмечается, так как коллидируют уже блоки сформированной континентальной коры (примеры: северная часть кратона, Анабарский щит; южная – юго-западная части кратона, Шарыжалгайский – Бирюсинский – Ангаро-Канский выступы).

Анализ изотопно-геохимических данных по гранитоидам Сибирского кратона позволил выделить два основных раннепротерозойских этапа роста континентальной коры в пределах Сибирского кратона. Однако отдельно подчеркнем, что согласно всем современным схемам тектонического строения кратона [Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006; Smelov, Timofeev, 2007; Глебовицкий и др., 2008а], большую часть кратона составляют архейские террейны, которые разделены палеопротерозойскими складчатыми поясами (разломными, коллизионными зонами), т.е. даже анализ уже опубликованных данных показывает, что в пределах Сибирского кратона не могло быть значительного роста континентальной коры на раннепротерозойском этапе. Также отметим, что полученные в ходе настоящей работы данные по отдельным массивам гранитоидов, сформированным на временном рубеже 2.15 – 2.04 млрд лет, показывают, что, несмотря на то, что некоторые из этих гранитоидов характеризуются положительными значениями $\epsilon_{Nd}(t)$ и для них отмечается добавление ювенильного мантийного материала в область магмогенерации, эти гранитоиды не могут отражать рост раннепротерозойской континентальной коры в пределах кратона как в связи со своим очень малым объемом в размерах кратона, так и в связи с тем, что на этом временном интервале Сибирский кратон как единая структура еще не существовал.

Первый основной этап роста раннепротерозойской континентальной коры в пределах кратона фиксируют гранитоиды с возрастом 2.06 – 2.00 млрд лет, которые распространены в пределах южной и юго-восточной частей кратона (Байкальский выступ и Алданский щит) и формирование которых происходило в надсубдукционной геодинамической обстановке. Данные гранитоиды преимущественно представлены гранитами I-типа, в том числе и относящимися к тоналит-трондьемитовой серии. Кроме того, среди гранитоидов существенный объем занимают породы, характеризующиеся положительными значениями $\epsilon_{Nd}(t)$, которые формировались за счет плавления раннепротерозойской ювенильной континентальной коры (Прил. 4). По всей видимости, этот этап может рассматриваться как первый этап трансформации примитивной коры в зрелую континентальную кору формирующегося Сибирского кратона.

Далее в течение достаточно длительного промежутка времени (2.00 – 1.88 млрд лет) на стадии объединения всех блоков кратона в единую структуру, которая маркируется внедрением коллизионных гранитоидов как в пределах складчатых поясов и коллизионных зон, так и в пределах архейских блоков, роста континентальной коры не происходило. Все коллизионные гранитоиды Сибирского кратона с возрастом 2.00 – 1.87 млрд лет формировались за счет плавления архейских или раннепротерозойских коровых источников.

Второй основной этап роста континентальной коры на площади Сибирского кратона фиксируют гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканиды с возрастом 1.88 – 1.84 млрд лет, объединяемые в Южно-Сибирский постколлизийный магматический пояс. Данные гранитоиды и вулканиды кислого состава характеризуются, главным образом, варьирующимися отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, хотя для отдельных пород отмечаются и слабоположительные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (Прил. 4). Для большинства гранитоидов и вулканидов на основании их изотопно-геохимических характеристик предполагается смешанный корово-мантийный источник, но с разной долей в нем ювенильного материала [Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2006; Туркина, Капитонов, 2017, 2019; Донская и др., 2005, 2008, 2019; Ларин и др., 2012]. Добавление ювенильного мантийного материала в источники гранитоидов свидетельствует о росте континентальной коры на данном этапе формирования структуры Сибирского кратона в пределах его южной части за счет увеличения объема континентальной коры в обстановке постколлизийного растяжения. Кроме того, в пределах Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса на том же самом временном интервале (1.88 – 1.84 млрд лет) имело место внедрение магматических пород основного состава (базальтов, долеритов, габброидов), хотя и в меньшем объеме, чем магматических пород кислого состава [Гладкочуб и др., 2013; Шоханова и др., 2010; Донская и др., 2019; Попов и др., 2009, 2012; Мехоношин и др., 2016; Ernst et al., 2016; Ivanov et al., 2019]. Внедрение магматических пород основного состава мантийного генезиса, также свидетельствует в пользу роста континентальной коры на данной этапе эволюции Сибирского кратона.

Внутриплитные гранитоиды и вулканиды с возрастом 1.76 – 1.71 млрд лет пользуются очень локальным распространением на площади Сибирского кратона, а возможное добавление ювенильного мантийного материала в источники магматических образований было отмечено только для пород Улкан-Джугджурской магматической ассоциации Алданского щита – Станового выступа [Ларин, 2011], поэтому говорить о каком-либо существенном росте континентальной коры на данном этапе эволюции Сибирского кратона не представляется возможным.

Глава 9. РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ – ИНДИКАТОРЫ СТАНОВЛЕНИЯ СТРУКТУРЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Как уже было отмечено выше, в настоящее время существуют различные модели формирования структуры Сибирского кратона. Проведенная и рассмотренная в настоящей работе точная оценка возраста и вещественного состава раннепротерозойских гранитоидов в разных блоках Сибирского кратона совместно с данными по возрасту метаморфизма пород в этих же блоках позволила протестировать предложенные ранее модели становления структуры кратона.

Анализ оценок возраста позднеархейских и наиболее ранних из палеопротерозойских магматических и метаморфических образований в разных частях Сибирского кратона показал малую вероятность того, что ядро Сибирского кратона, как это предполагали А.П. Смелов и В.П. Тимофеев [Smelov, Timofeev, 2007], было сформировано в позднем архее на рубеже 2.6 – 2.5 млрд лет. Наиболее вероятно, что в позднем архее были сформированы отдельные континентальные микроплиты (микроконтиненты, крупные составные континентальные супертеррейны), которые только в раннем протерозое были объединены в единую структуру кратона. После завершения позднеархейских событий наступил перерыв более чем в 200 миллионов лет в проявлении любой магматической активности, в том числе гранитоидного магматизма, в пределах всех блоков будущего кратона. Иными словами, временной интервал ~2.4 – 2.2 млрд лет является полностью амагматичным для Сибирского кратона, как впрочем и для других древних кратонов мира [Condie et al., 2009b]. После этого перерыва на временном интервале 2.15 – 2.04 млрд лет отмечается небольшой всплеск магматизма в пределах террейнов и мелких блоков, которые впоследствии объединились в единый кратон. Внедрение всех этих немногочисленных гранитоидов никак не связано собственно со стадиями становления структуры кратона, а отражает только локальный всплеск магматической активности в пределах отдельных блоков и террейнов будущего Сибирского кратона, находящихся на рассматриваемый период времени на разных расстояниях друг от друга. Другими словами, на данном временном интервале Сибирский кратон как единая структура еще не существовал, а гранитоиды формировались в той геодинамической обстановке, которая была

характерна для определенного момента времени в каком-либо отдельном блоке (террейне) будущего Сибирского кратона.

Собственно формирование Сибирского кратона можно отсчитывать с начала процесса субдукции под Олекмо-Алданский и Анабарский архейские континентальные блоки (микроплиты, супертеррейны) на их южных (в современных координатах) окраинах и развития активных окраин в пределах этих блоков, вдоль которых, а также на удалении от которых, происходило формирование островных дуг. Индикаторными для этого этапа являются гранитоиды с возрастом 2.06–2.00 млрд лет, формирующиеся в надсубдукционной обстановке, располагающиеся в южной – юго-восточной частях Сибирского кратона (Байкальский выступ – Алданский щит). Совокупность данных по гранитоидам Байкальского выступа, а также гранитам, вскрытым скважиной в Маганском террейне Анабарского супертеррейна, позволяет допускать на временном рубеже 2.02 – 2.00 млрд лет развитие геодинамической системы активной континентальной окраины Анабарской плиты с сопряженными с ней островными дугами [Донская и др., 2016]. На основании данных по породам Чара-Олекминского и Западно-Алданского блоков предполагается развитие на временном интервале 2.06 – 2.00 млрд лет активной континентальной окраины Олекмо-Алданской микроплиты и Федоровской островной дуги, вошедших в дальнейшем в структуру Алданского супертеррейна [Котов, 2003; Великославинский и др., 2003; Анисимова и др., 2006]. Результаты исследований пород в пределах Батомгского блока свидетельствуют о формировании на временном рубеже 2.06 млрд лет Батомгской островной дуги, вошедшей в дальнейшем в структуру Алданского супертеррейна [Гурьянов и др., 2016]. Параллельно с развитием активных окраин вдоль Олекмо-Алданского и Анабарского архейских континентальных блоков в пределах других блоков, в последующем вошедших в Сибирский кратон, происходили события, связанные с иными геодинамическими режимами, которые также фиксируются внедрением гранитоидов. В частности, в северной части кратона (Оленекский выступ) внедрение гранитоидов с возрастом 2.04 млрд лет фиксирует становление структуры Эекитского складчатого пояса на окраине Биректинского террейна Оленекского супертеррейна [Донская и др., 2018б]. А в пределах одного из блоков, вошедших в последующем в Становой структурный шов, в анорогенной обстановке формировались гранитоиды катугинского комплекса с возрастом 2.06 млрд лет [Ларин и др., 2000; Котов и др., 2015; Gladkochub et al., 2017].

Собственно первую крупномасштабную стадию формирования структуры Сибирского кратона можно рассматривать с временного интервала 2.00 – 1.95 млрд лет, когда произошло объединение в единую структуру террейнов, составляющих ядро Анабарского, Алданского и Оленекского супертеррейнов (рис. 3). Этот этап маркируется гранитоидами с возрастом 2.00 – 1.95 млрд лет, а также близкими к ним по возрасту метаморфическими породами. Коллизионные гранитоиды этого возраста были отмечены в пределах Байкальского выступа, Алданского и Анабарского щитов. Формирование всех гранитоидов с возрастом 2.00 – 1.95 млрд лет было обусловлено реализацией коллизионных событий. В пределах Алданского щита гранитоиды этого этапа связаны с разными стадиями коллизии Олекмо-Алданской континентальной микроплиты и Федоровской островной дуги [Котов, 2003; Котов и др., 2004], а также с причленением к Суннагинской континентальной микроплите Батомгской континентальной микроплиты и, соответственно, с формированием Учурской континентальной микроплиты (супертеррейна) [Котов, 2003]. В Анабарском щите внедрение гранитоидов связано с коллизией Хапчанского пояса Оленекского супертеррейна к Далдынскому террейну Анабарского супертеррейна и формированием Билляхской коллизионной зоны, а также с подвижками вдоль Котуйканской коллизионной зоны, разделяющей Маганский и Далдынский террейны. В пределах Байкальского выступа формирование пород этого этапа обусловлено, наиболее вероятно причленением островных дуг (Чуйской, Голоустенской) к Анабарской плите [Донская и др., 2016]. В любом случае, временной интервал 2.00 – 1.95 млрд лет следует рассматривать как первую крупномасштабную стадию формирования структуры Сибирского кратона [Донская и др., 2016].

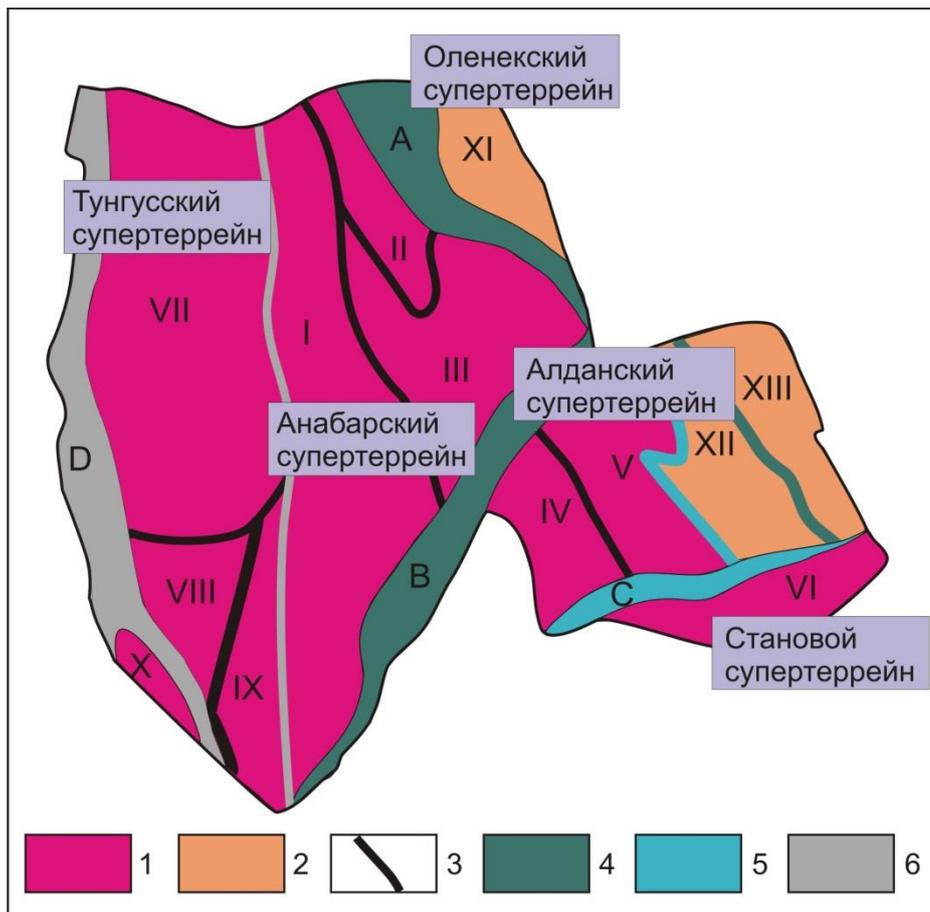


Рис. 3. Основные элементы структуры фундамента Сибирского кратона.

1 – архейские террейны; 2 – палеопротерозойские террейны; 3 – архейские шовные зоны; 4 – ранние (2.00 – 1.95 млрд лет) протерозойские складчатые пояса и коллизионные зоны; 5 – средние (1.95 – 1.90 млрд лет) протерозойские складчатые пояса и коллизионные зоны; 6 – поздние (1.90 – 1.87 млрд лет) протерозойские складчатые пояса и коллизионные зоны.

Докембрийские террейны: I – Маганский, II – Далдынский, III – Мархинский, IV – Олекминский, V – Центрально-Алданский, VI – Становой, VII – Тунгусский, VIII – Тасеевский, IX – Ангаро-Ленский, X – Бирюсинский, XI – Биректинский, XII – Восточно-Алданский, XIII – Батомгский.

Палеопротерозойские складчатые пояса: А – Хапчанский, В – Аkitканский, С – Пристановой, D – Ангарский.

Далее на временном интервале 1.95 – 1.90 млрд лет к уже сформированному ядру кратона, состоящего из Анабарского и Оленекского супертеррейнов, а также Олекмо-Алданского супертеррейна, происходило приращение более мелких блоков, а также крупных Учурского и Станового супертеррейнов (рис. 3), что фиксируется гранитоидами с возрастом 1.95 – 1.90 млрд лет. Коллизионные гранитоиды этого возраста проявлены несколько в меньшем объеме по сравнению с коллизионными гранитоидами предыдущего этапа, однако территория их распространения несколько увеличилась, и они отмечаются в пределах Байкальского и Станового выступов, Алданского и Анабарского щитов. В частности, гранитоиды с возрастом 1.93 – 1.90 млрд лет в Байкальском выступе и на Анабарском щите отражают завершающие этапы коллизии предыдущего основного этапа в этих частях кратона. Что касается Алданского щита, то гранитоиды этого этапа фиксируют окончательную сборку Алданского супертеррейна посредством сочленения объединенной Олекмо-Алданской континентальной микроплиты с Учурской континентальной микроплитой [Котов, 2003], приращением Нечерского террейна к Олекмо-Алданской микроплите, а также фиксируют приращение Станового супертеррейна к Алданскому супертеррейну и формирование Пристанового блока (Станового структурного шва).

Далее на временном интервале 1.90 – 1.87 млрд лет началась сборка в южной – юго-западной частях кратона. Здесь произошло объединение архейского Тунгусского супертеррейна, породы которого выведены на поверхность в пределах Шарыжалгайского выступа, Бирюсинского и Ангаро-Канского блоков и сочленение их с ядром уже сформированного кратона (рис. 3). Индикаторами этих событий являются синтетектонические гранитоиды и метаморфические породы с возрастом 1.90 – 1.87 млрд лет, распространенные в пределах отмеченных блоков южной – юго-западной частей кратона. Коллизионные гранитоиды с возрастом 1.90 – 1.87 млрд лет в Ангаро-Канском, Бирюсинском и Шарыжалгайском выступах фундамента кратона фиксируют коллизионные события в южной и юго-западной частях кратона в области присоединения этих блоков к сформированному на предыдущих стадиях ядру кратона, а также возможное приращение крупного

Тунгусского супертеррейна к остальным супертеррейнам кратона. Начиная с рубежа 1.87 млрд лет структуру Сибирского кратона можно считать сформированной.

На заключительных этапах становления структуры кратона на временном интервале 1.88 – 1.84 млрд лет в пределах его южной части начинается самый масштабный раннепротерозойский гранитоидный магматизм, связанный с обстановкой постколлизии растяжения, возникшей после формирования структуры кратона. Индикаторами этого этапа являются гранитоиды и вулканиты Южно-Сибирского постколлизии магматического пояса, прослеживающегося в южной части Сибирского кратона на расстоянии более 2500 км и пересекающего все основные тектонические структуры в этой части кратона. Породы распространены в пределах Ангаро-Канского, Бирюсинского выступов, Урикско-Ийского грабена, Шарыжалгайского, Байкальского, Тонодского, Станового выступов фундамента кратона и Алданского щита (Чара-Олекминский блок). В глобальном масштабе этот пояс является крупной сшивающей структурой, фиксирующей становление единого Сибирского кратона, а также вхождение его в раннепротерозойский суперконтинент Колумбия.

В дальнейшем на раннепротерозойском этапе эволюции кратона имело место только локальное формирование гранитоидов и вулканитов с возрастом 1.76 – 1.71 млрд лет в пределах юго-западной и юго-восточной частей Сибирского кратона. Гранитоиды и вулканиты этого временного интервала отмечаются в Ангаро-Канском и Бирюсинском выступах (юго-западная часть кратона), а также в Батомгском блоке Алданского щита, Становом выступе и Пристановом блоке (юго-восточная часть кратона). Внедрение этих внутриплитных гранитоидов и вулканитов имело место приблизительно через 0.08 – 0.10 млрд лет после магматических событий, связанных с формированием Южно-Сибирского постколлизии магматического пояса (1.88 – 1.84 млрд лет), что позволяет зафиксировать перерыв около 100 млн лет между двумя эпизодами магматической активности в пределах Сибирского кратона. Помимо гранитоидов и вулканитов кислого состава, в пределах Сибирского кратона на этом же временном рубеже (1.75 – 1.70 млрд лет) имело место внедрение даек основного состава, объединяемых в несколько дайковых роев [Гладкочуб и др., 2010; Ernst et al., 2016]. В совокупности внедрение гранитоидов, вулканитов и даек связано с процессами внутриконтинентального растяжения в пределах Сибирского кратона, не приведшими к разрушению структуры кратона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные детальные комплексные (геологические, геохронологические, геохимические, изотопно-геохимические) исследования раннепротерозойских гранитоидов в пределах Сибирского кратона, так же как и обобщение большого объема опубликованных данных по гранитоидам кратона, позволили выделить восемь основных этапов раннепротерозойского гранитоидного магматизма, отражающих различные стадии становления и эволюции кратона. Два первых этапа гранитоидного магматизма (2.52 – 2.40 млрд лет и 2.15 – 2.04 млрд лет) не связаны непосредственно с процессами становления структуры Сибирского кратона и отражают локальные магматические события в пределах отдельных блоков, которые в последующем были интегрированы в структуру кратона. Третий этап гранитоидного магматизма (2.06 – 2.00 млрд лет) связан с процессами субдукции под террейны южной и юго-восточной (в современных координатах) частей будущего Сибирского кратона. Коллизии гранитоиды четвертого, пятого и шестого этапов с возрастом 2.00 – 1.87 млрд лет распространены уже практически на всей площади Сибирского кратона. Гранитоиды четвертого этапа, имеющие возраст 2.00 – 1.95 млрд лет, являются индикаторами процессов коллизии террейнов, составляющих ядро Анабарского, Алданского и Оленекского супертеррейнов кратона, а также отражают первую крупномасштабную стадию формирования структуры Сибирского кратона. Гранитоиды пятого этапа (1.95 – 1.90 млрд лет) отражают завершающие этапы становления юго-восточной части кратона. Коллизии гранитоиды шестого этапа (1.90 – 1.87 млрд лет) максимально проявлены в пределах южной части кратона, практически отсутствуют в северной части кратона и фиксируют окончательное становление структуры Сибирского кратона. Седьмой этап гранитоидного магматизма (1.88 – 1.84 млрд лет) связан с внедрением гранитоидов и вулканитов в южной части Сибирского кратона, которые

объединяются в Южно-Сибирский постколлизийный магматический пояс, внедрение которых фиксирует окончание процесса становления Сибирского кратона как единой крупномасштабной структуры континентальной литосферы и его возможное вхождение в раннепротерозойский суперконтинент Колумбия. Гранитоиды восьмого этапа (1.76 – 1.71 млрд лет) являются индикаторами процессов внутриконтинентального растяжения, не приведших к разрушению кратона.

Проведенные исследования показали, что хорошо выраженные изменения в химических составах фиксируются для гранитоидов южной – юго-восточной частей кратона (Байкальский, Тонодский, Становой выступы, Алданский щит) с временного рубежа 2.06 млрд лет до временного рубежа 1.71 млрд лет, что позволяет сделать вывод, что эта часть кратона развивалась в раннем протерозое по классическому сценарию заключительных стадий цикла Уилсона (надсубдукционная обстановка сменяется коллизийной обстановкой с последующим постколлизийным растяжением и затем через некоторое время внутриконтинентальным растяжением), а изменение в составах гранитоидов хорошо согласуется с изменением обстановки их формирования. Для северной части кратона (Анабарский щит), где фиксируются преимущественно только коллизийные и сопряженные с ними постколлизийные гранитоиды с возрастом 1.98 – 1.96 млрд лет, динамика изменения химического состава пород не прослеживается, а все гранитоиды обнаруживают составы, типичные для пород коллизийной геодинамической обстановки, и являются отражением составов их коровых источников. Для гранитоидов южной – юго-западной частей кратона (Шарыжалгайский, Бирюсинский, Ангаро-Канский выступы) с возрастом 1.90 – 1.74 млрд лет фиксируется достаточно сильная близость химических составов независимо ни от возраста, ни от геодинамической обстановки их формирования, т.е. отсутствует тренд изменения составов от коллизийных к внутриплитным гранитоидам, который был хорошо проявлен в магматических породах южной – юго-восточной частей кратона. Составы гранитоидов южной – юго-западной части кратона хорошо коррелируют с составами коровых субстратов в этой части кратона, которые представлены преимущественно «зрелыми» породами континентальной коры.

Анализ изотопно-геохимических данных по гранитоидам Сибирского кратона позволил выделить два основных раннепротерозойских этапа роста континентальной коры в пределах Сибирского кратона. Первый основной этап роста раннепротерозойской континентальной коры в пределах кратона фиксируют гранитоиды с возрастом 2.06 – 2.00 млрд лет, которые распространены в пределах южной и юго-восточной частей кратона и формирование которых происходило в надсубдукционной геодинамической обстановке. Данный этап может рассматриваться как первый этап трансформации примитивной коры в зрелую континентальную кору формирующегося Сибирского кратона. Второй основной этап роста континентальной коры на площади Сибирского кратона фиксируют гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканиты с возрастом 1.88 – 1.84 млрд лет со смешанными мантийно-коровыми изотопно-геохимическими характеристиками, объединяемые в Южно-Сибирский постколлизийный магматический пояс. Добавление ювенильного мантийного материала в источники гранитоидов свидетельствует о росте континентальной коры на данном этапе формирования структуры Сибирского кратона в пределах его южной части за счет увеличения объема континентальной коры в обстановке постколлизийного растяжения.

ПУБЛИКАЦИИ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

Монографии

Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии / А.М. Мазукабзов, Д.П. Гладкочуб, **Т.В. Донская** и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 367 с.

Статьи в журналах, рекомендованных ВАК

1. **Донская Т.В.**, Сальникова Е.Б., Склярлов Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Раннепротерозойский постколлизийный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // Доклады Академии наук. 2002. Т. 382, № 5. С. 663–667.
2. **Донская Т.В.**, Бибикина Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кирилова Т.И., Плоткина Ю.В., Резницкий Л.З. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 10. С. 1006–1016.
3. **Донская Т.В.**, Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13, № 3. С. 253–279.
4. Poller U., Gladkochub D.P., **Donskaya T.V.**, Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Todt W. Timing of Early Proterozoic magmatism along the Southern margin of the Siberian Craton (Kitoy area) // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 2004. V. 95. P. 215–225.
5. Poller U., Gladkochub D., **Donskaya T.**, Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // Precambrian Research. 2005. V. 136. P. 353–368.
6. Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., **Donskaya T.V.**, Natapov L.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Sklyarov E.V. The Siberian Craton and its evolution in terms of the Rodinia hypothesis // Episodes. 2006. V. 29. P. 169–174.
7. **Донская Т.В.**, Мазукабзов А.М., Бибикина Е.В., Гладкочуб Д.П., Диденко А.Н., Кирилова Т.И., Водовозов В.Ю., Станевич А.М. Стратотип чайской свиты аkitканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса: возраст и продолжительность осадконакопления // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 9. С. 916–920.
8. **Донская Т.В.**, Бибикина Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., Де Ваэле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Кирилова Т.И. Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // Петрология. 2008. Т. 16, № 5. С. 452–479.
9. Pisarevsky S.A., Natapov L.M., **Donskaya T.V.**, Gladkochub D.P., Vernikovskiy V.A. Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 66–76.
10. **Donskaya T.V.**, Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Poller U., Mazukabzov A.M., Bayanova T.B. Discovery of Archean crust within the Akitkan orogenic belt of the Siberian craton: New insight into its architecture and history // Precambrian Research. 2009. V. 170. P. 61–72.
11. Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., **Donskaya T.V.**, Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M. Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenok Uplift, northern Siberia: Implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // Precambrian Research. 2009. V. 170. P. 256–266.
12. Gladkochub D.P., **Donskaya T.V.**, Reddy S.M., Poller U., Bayanova T.B., Mazukabzov A.M., Dril S., Todt W., Pisarevsky S.A. Palaeoproterozoic to Eoarchean crustal growth in southern Siberia: a Nd-isotope synthesis // Geological Society, London, Special Publications. 2009. V. 323. P. 127–143.
13. Didenko A.N., Vodovozov V.Y., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., **Donskaya T.V.**, Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Bibikova E.V., Kirnozova T.I. Palaeomagnetism and U-Pb dates of the Palaeoproterozoic Akitkan Group (South Siberia) and implications for pre-Neoproterozoic tectonics // Geological Society, London, Special Publications. 2009. V. 323. P. 145–163.

14. Gladkochub D.P., **Donskaya T.V.**, Wingate M.T.D., Mazukabzov A.M., Pisarevsky S.A., Sklyarov E.V., Stanevich A.M. A one-billion-year gap in the Precambrian history of the southern Siberian Craton and the problem of the Transproterozoic supercontinent // *American Journal of Sciences*. 2010. V. 310. P. 812–825.
15. **Донская Т.В.**, Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Пресняков С.Л., Баянова Т.Б. Палеопротерозойские гранитоиды чуйского и кутимского комплексов (юг Сибирского кратона): возраст, петрогенезис и геодинамическая природа // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54, № 3. С. 371–389.
16. **Донская Т.В.**, Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д. Раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // *Геология и геофизика*. 2014. Т. 55, № 7. С. 1028–1043.
17. Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б., Скляр Е.В., Толмачева Е.В., **Донская Т.В.**, Великославинский В.Д., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометалльного месторождения (Алданский щит) // *Доклады Академии наук*. 2015. Т. 463, № 2. С. 187–191.
18. Ларин А.М., Котов А.Б., Владыкин Н.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Скляр Е.В., **Донская Т.В.**, Великославинский С.Д., Загорная Н.Ю., Сотникова И.А. Источники и геодинамическая обстановка формирования редкометалльных гранитов катугинского комплекса (Алданский щит) // *Доклады Академии наук*. 2015. Т. 464, № 1. С. 75–79.
19. **Донская Т.В.**, Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Лепехина Е.Н. Возраст и источники палеопротерозойских дометаморфических гранитоидов Голоустенского блока Сибирского кратона: геодинамические следствия // *Петрология*. 2016. Т. 24, № 6. С. 587–606.
20. Gladkochub D.P., **Donskaya T.V.**, Sklyarov E.V., Kotov A.B., Vladykin N.V., Pisarevsky S.A., Larin A.M., Salnikova E.B., Saveleva V.B., Sharygin V.V., Starikova A.E., Tolmacheva E.V., Velikoslavinsky S.D., Mazukabzov A.M., Bazarova E.P., Kovach V.P., Zagornaya N.Yu., Alymova N.V., Khromova E.A. The unique Katugin rare-metal deposit (southern Siberian craton): an age and genesis constrains // *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 91. P. 246–263.
21. **Донская Т.В.**, Гладкочуб Д.П., Скляр Е.В., Котов А.Б., Ларин А.М., Старикова А.Е., Мазукабзов А.М., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д. Происхождение палеопротерозойских редкометалльных гранитов Катугинского массива // *Петрология*. 2018. Т. 26, № 1. С. 52–71.
22. **Донская Т.В.**, Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. Раннепротерозойские гранитоиды оленекского комплекса (северная часть Сибирского кратона): петрогенезис и геодинамическая позиция // *Геология и геофизика*. 2018. Т. 59, № 3. С. 286–299.
23. **Донская Т.В.**, Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П. Петрогенезис и структурное положение раннепротерозойских чарнокитов татарниковского комплекса Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса Сибирского кратона // *Геодинамика и тектонофизика*. 2018. Т. 9, № 2. С. 391–412.
24. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Толмачева Е.В., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., **Донская Т.В.**, Владыкин Н.В., Радомская Т.А. Возраст преобразований редкометалльных щелочных гранитов Катугинского массива (Алданский щит) // *Доклады Академии наук*. 2018. Т. 478, № 1. С. 54–58.
25. **Донская Т.В.**, Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Львов П.А., Демонтерова Е.И., Мотова З.Л. Саяно-Бирюсинский вулканоплутонический пояс (южная часть Сибирского кратона): возраст, петрогенезис, геодинамическая позиция // *Геология и геофизика*. 2019. Т. 60, № 1. С. 18–40.

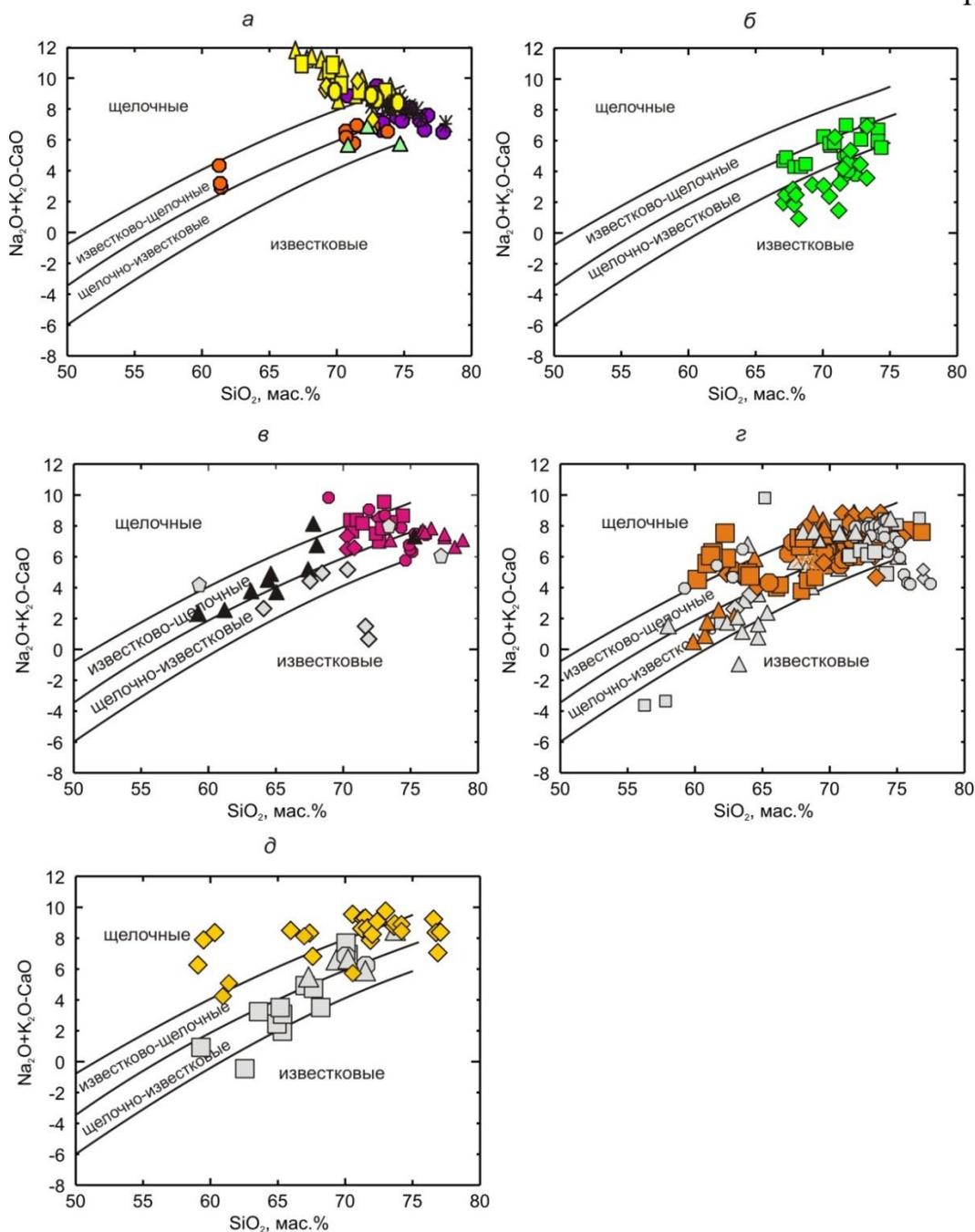


Диаграмма MAlI ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$) – SiO_2 [Frost et al., 2001] для раннепротерозойских гранитоидов Сибирского кратона. Химические составы по [Донская и др., 2005, 2008, 2013, 2014, 2016, 2018а, 2018б, 2018в, 2019; Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011; Ларин, 2011; Ларин и др., 2006, 2012; Гурьянов и др., 2016; Петрова, 2001; Смелов и др., 2012; Савельева, Базарова, 2012; Poller et al., 2004; Туркина и др., 2006; Левицкий и др., 2002; Туркина, 2005; Туркина, Капитонов, 2017, 2019; Неймарк и др., 1998; Петрова и др., 1997; Диденко и др., 2010; Ножкин и др., 2009, 2016; неопубликованные авторские данные].

(а) гранитоиды, не связанные со становлением структуры Сибирского кратона с возрастом 2.5 – 2.4 и 2.15 – 2.04 млрд лет; (б) надсубдукционные гранитоиды Сибирского кратона с возрастом 2.06 – 2.00 млрд лет (Байкальский выступ и Алданский щит); (в) – коллизионные гранитоиды Сибирского кратона с возрастом 2.00 – 1.87 млрд лет (розовый цвет – гранитоиды Байкальского выступа и Алданского щита, черный цвет – гранитоиды Анабарского щита, серый цвет – гранитоиды Ангаро-Канского и Шарьжалгайского выступов); (г) – гранитоиды и вулканиты Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса с возрастом 1.88 – 1.84 млрд лет (оранжевый цвет – гранитоиды и вулканиты Байкальского, Ничатского выступов и западной части Алданского щита; серый цвет – гранитоиды и вулканиты Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарьжалгайского выступов); (д) – внутриплитные (анорогенные) гранитоиды и вулканиты с возрастом 1.76 – 1.71 млрд лет (желтый цвет – гранитоиды и вулканиты Алданского щита и Станового выступа, серый цвет – гранитоиды и вулканиты Ангаро-Канского и Бирюсинского выступов).

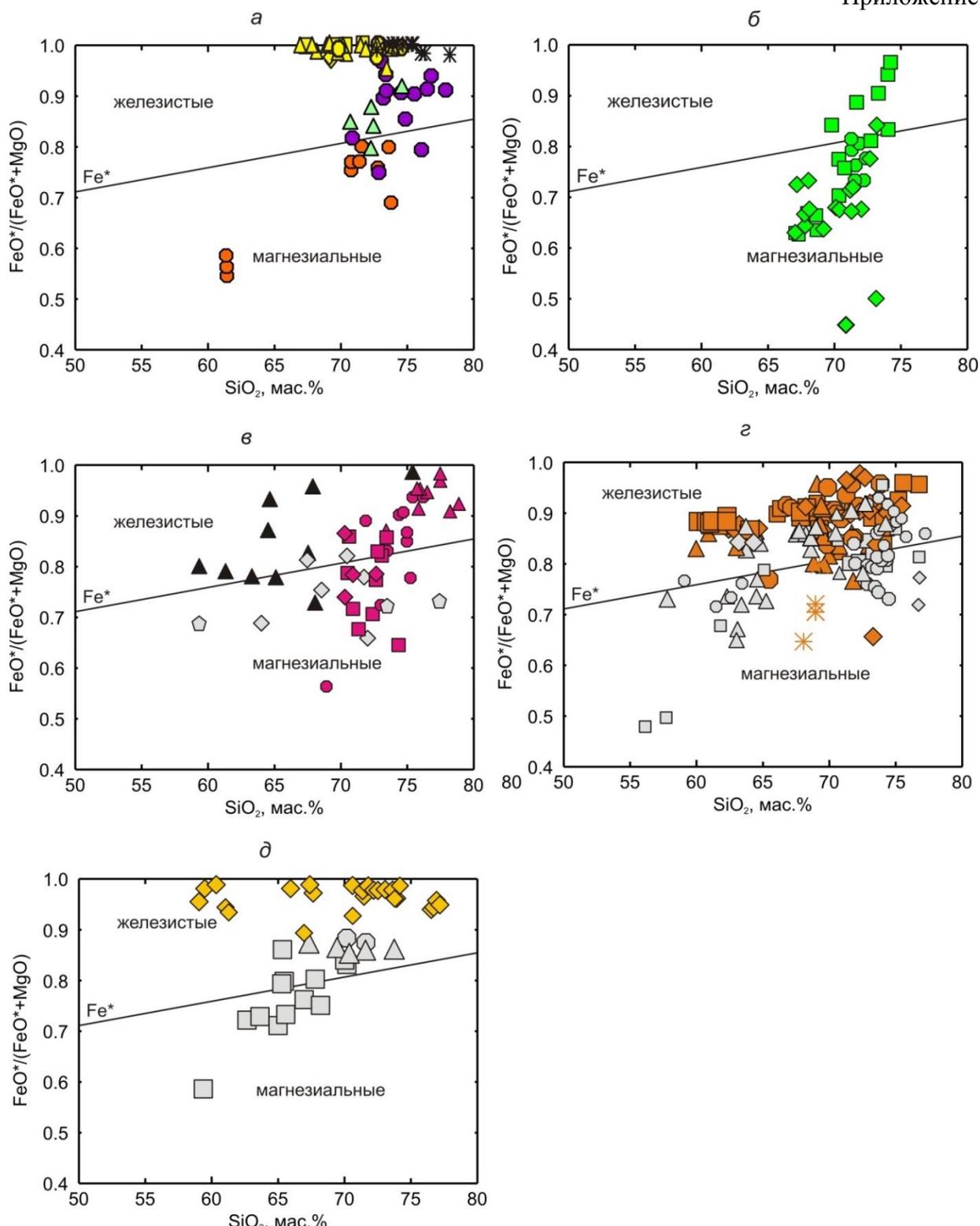


Диаграмма $FeO^*/(FeO^*+MgO) - SiO_2$ [Frost et al., 2001] для раннепротерозойских гранитоидов Сибирского кратона. Химические составы по [Донская и др., 2005, 2008, 2013, 2014, 2016, 2018а, 2018б, 2018в, 2019; Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011; Ларин, 2011; Ларин и др., 2006, 2012; Гурьянов и др., 2016; Петрова, 2001; Смелов и др., 2012; Савельева, Базарова, 2012; Poller et al., 2004; Туркина и др., 2006; Левицкий и др., 2002; Туркина, 2005; Туркина, Капитонов, 2017, 2019; Неймарк и др., 1998; Петрова и др., 1997; Диденко и др., 2010; Ножкин и др., 2009, 2016; неопубликованные авторские данные].

Условные обозначения и пояснения см. Приложение 1.

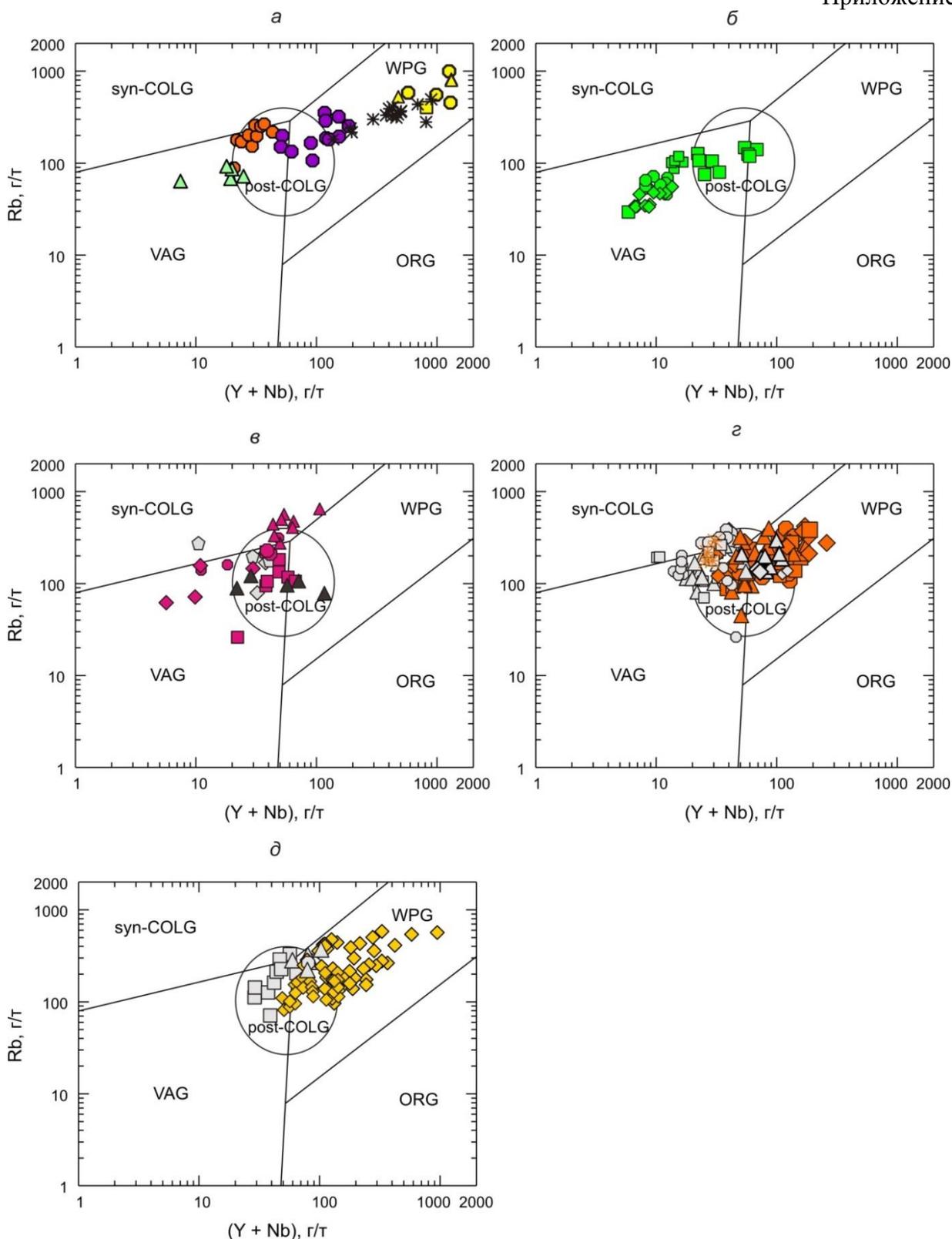


Диаграмма Rb – (Y + Nb) [Pearce, 1996] для раннепротерозойских гранитоидов Сибирского кратона. Химические составы по [Донская и др., 2005, 2008, 2013, 2014, 2016, 2018а, 2018б, 2018в, 2019; Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011; Ларин, 2011; Ларин и др., 2006, 2012; Гурьянов и др., 2016; Петрова, 2001; Смелов и др., 2012; Савельева, Базарова, 2012; Poller et al., 2004; Туркина и др., 2006; Левицкий и др., 2002; Туркина, 2005; Туркина, Капитонов, 2017, 2019; Неймарк и др., 1998; Петрова и др., 1997; Диденко и др., 2010; Ножкин и др., 2009, 2016; неопубликованные авторские данные].

Условные обозначения и пояснения см. Приложение 1.

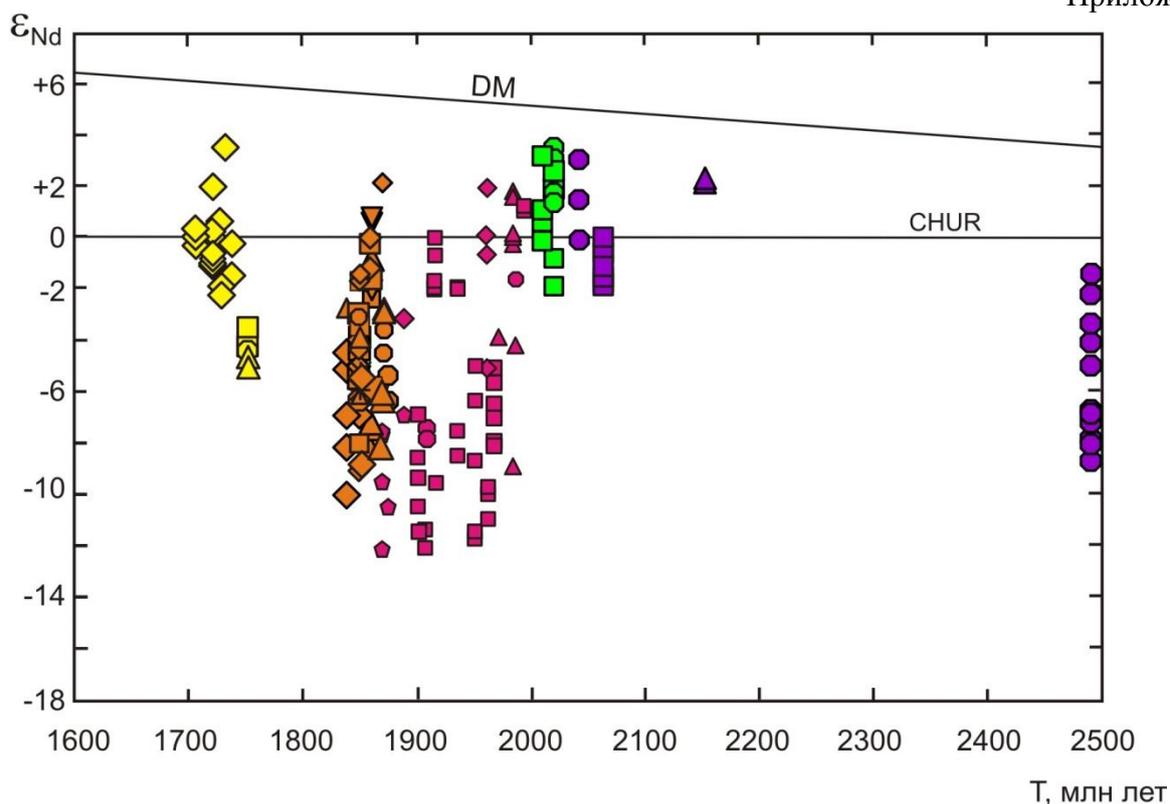
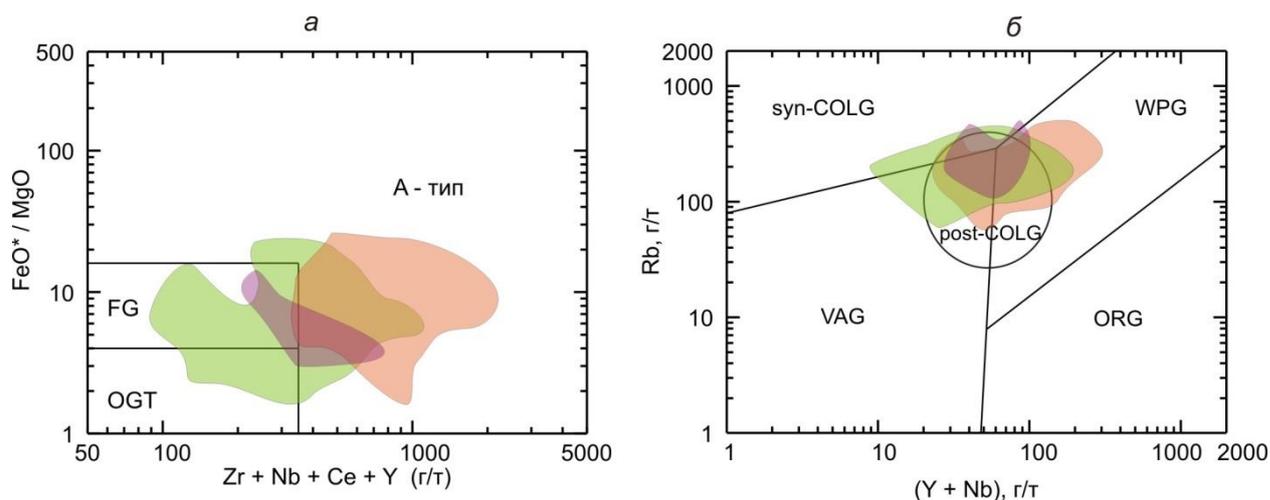


Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст породы для раннепротерозойских гранитоидов Сибирского кратона. Фиолетовым цветом отмечены гранитоиды, не связанные со становлением структуры Сибирского кратона, зеленым цветом – надсубдукционные гранитоиды, красным – коллизионные гранитоиды, оранжевым – постколлизионные, желтым – внутриплитные (анорогенные).
 Изотопный состав Nd по [Донская и др., 2005, 2008, 2013, 2014, 2016, 2018б, 2019; Великославинский и др., 2011; Диденко и др., 2010; Котов и др., 1993, 1995, 2004; Ларин, 2011; Ларин и др., 2006, 2015; Молчанов и др., 2011; Неймарк и др., 1998; Ножкин и др., 2016; Сальникова и др., 1996; Смелов и др., 2012; Туркина, 2010; Туркина и др., 2006, 2007; Туркина, Капитонов, 2017, 2019; Gladkochub et al., 2009; Frost et al., 1998; Poller et al., 2004; неопубликованные авторские данные].



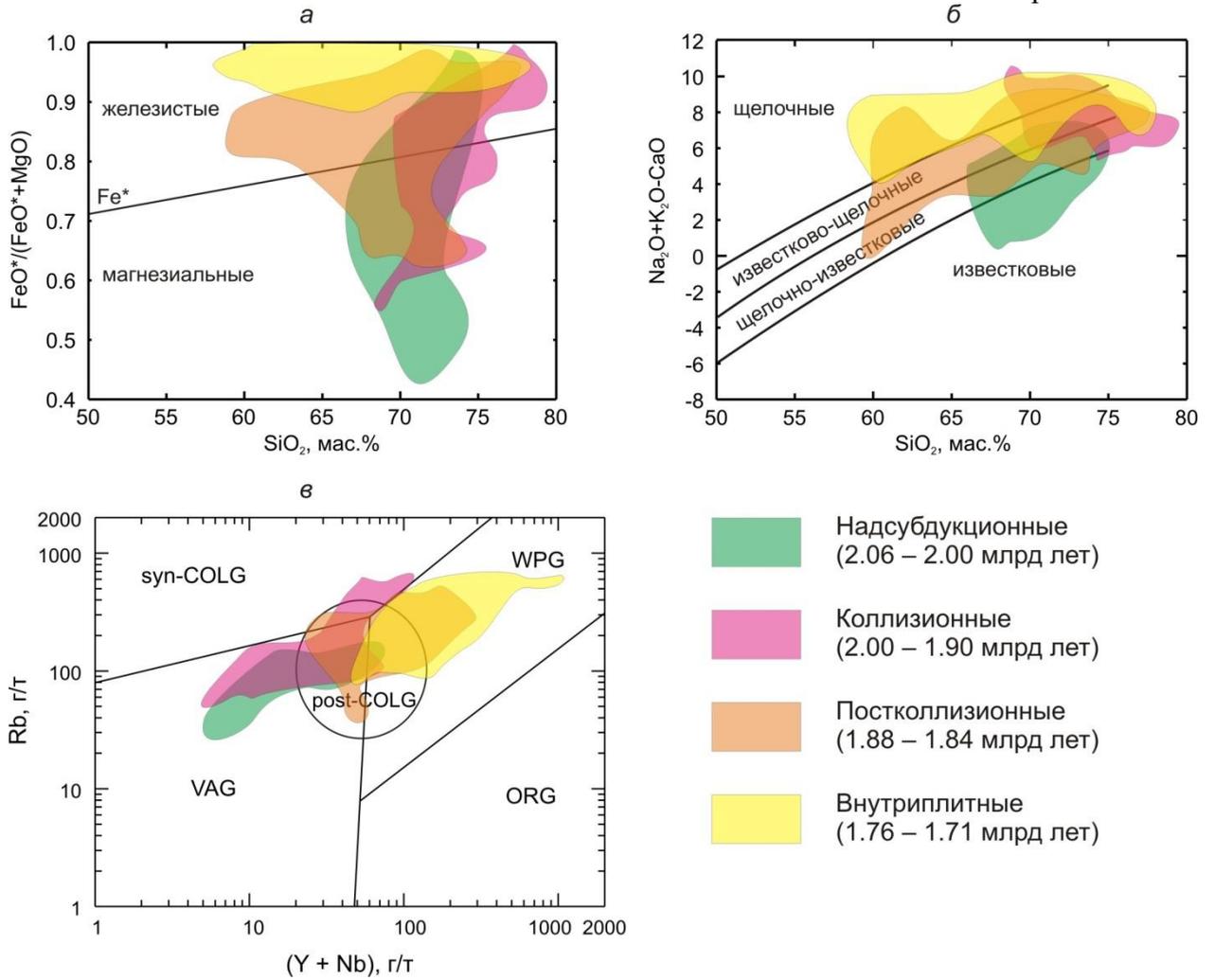
Диаграммы $FeO^*/MgO - (Zr+Nb+Ce+Y)$ (a) [Whalen et al., 1987] и $Rb - (Y + Nb)$ (б) [Pearce, 1996] для гранитоидов и вулканитов Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса.

Химические составы по [Левицкий и др., 2002; Туркина, 2005; Туркина и др., 2006; Туркина, Капитонов, 2017, 2019; Донская и др., 2005, 2008, 2014, 2018а, 2019; Неймарк и др., 1998; Петрова и др., 1997; Ларин и др., 2006, 2012; неопубликованные авторские данные].

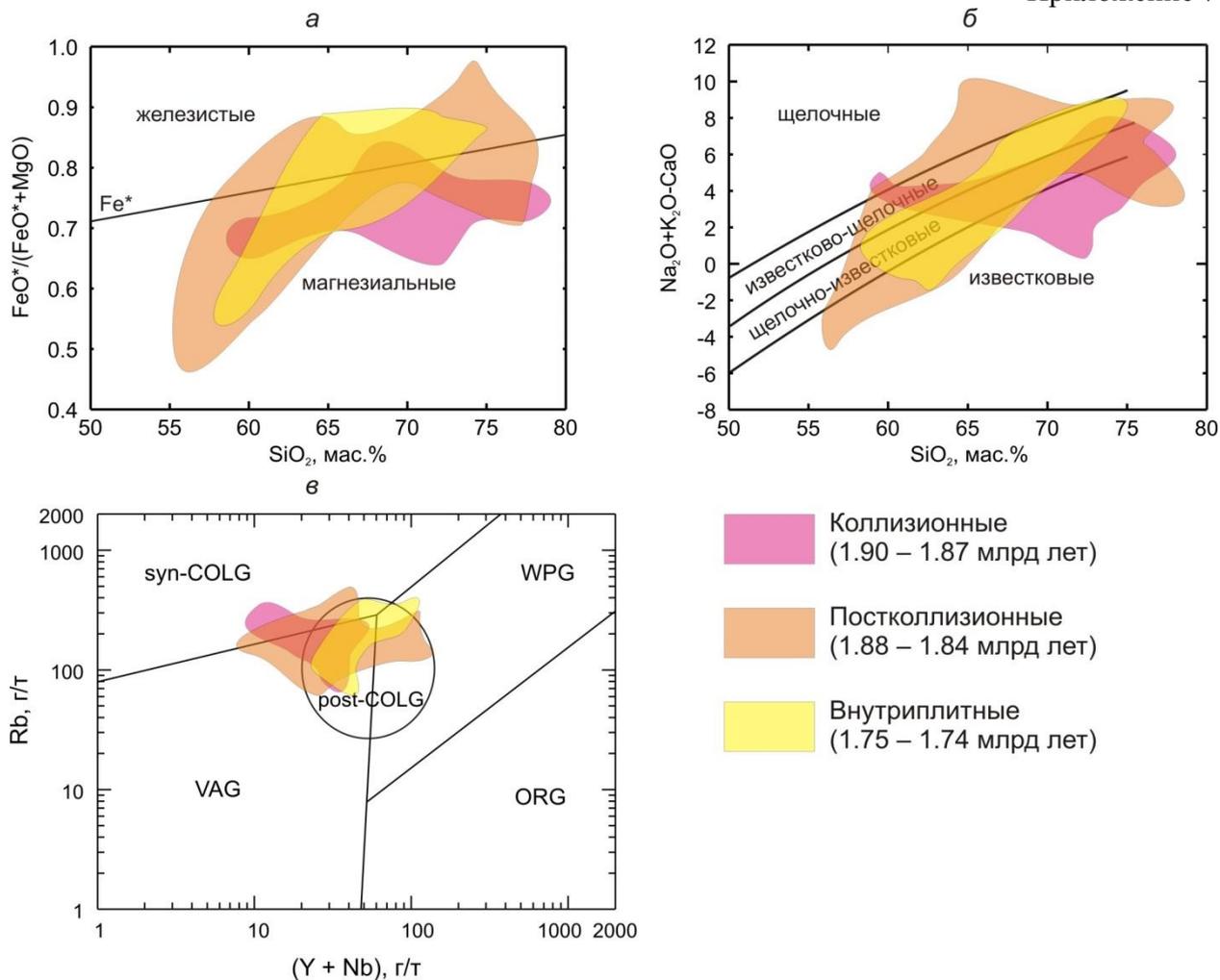
Зеленое поле – гранитоиды и вулканиты Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарьжалгайского выступов; оранжевое поле – гранитоиды и вулканиты Байкальского выступа; фиолетовое поле – гранитоиды Тонодского выступа и западной части Алданского щита.

Поля на диаграмме (a): FG – фракционированные граниты *M*-, *I*- и *S*-типа; OGT – нефракционированные граниты *M*-, *I*- и *S*-типа, А-тип – граниты А-типа.

Поля на диаграмме (б): VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.



Диаграммы $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (а) [Frost et al., 2001], $\text{MALI} (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$ (в) [Pearce, 1996] для раннепротерозойских гранитоидов Байкальского, Тонодского, Станового выступов и Алданского щита Сибирского кратона.



Диаграммы FeO*/(FeO*+MgO) – SiO₂ (а) [Frost et al., 2001], MALI (Na₂O + K₂O – CaO) – SiO₂ (б) [Frost et al., 2001], Rb – (Y + Nb) (в) [Pearce, 1996] для раннепротерозойских гранитоидов Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарыжалгайского выступов фундамента Сибирского кратона.