

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Донская Татьяна Владимировна

**РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ
СИБИРСКОГО КРАТОНА**

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

Диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Иркутск – 2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	6
Глава 1. РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭРА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ.....	13
Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ В РАЗНЫХ БЛОКАХ КРАТОНА.....	23
2.1. Геологическое строение Сибирского кратона.....	23
2.2. Структура и раннепротерозойские гранитоиды Ангаро-Канского краевого выступа.....	30
2.3. Структура и раннепротерозойские гранитоиды Бирюсинского выступа.....	33
2.4. Структура и раннепротерозойские гранитоиды Урикско-Ийского грабена.....	36
2.5. Структура и раннепротерозойские гранитоиды Шарьжалгайского выступа...	38
2.6. Структура и раннепротерозойские гранитоиды Байкальского выступа.....	43
2.7. Структура и раннепротерозойские гранитоиды Тонодского выступа.....	51
2.8. Структура и раннепротерозойские гранитоиды Анабарского выступа.....	51
2.9. Структура и раннепротерозойские гранитоиды Оленекского выступа.....	56
2.10. Структура и раннепротерозойские гранитоиды Алдано-Станового выступа..	57
2.10.1. Алданский щит.....	57
2.10.2. Становой выступ.....	66
2.10.3. Пристановой блок (Становой структурный шов).....	69
2.11. Обсуждение результатов и основные выводы.....	72
Глава 3. ГРАНИТОИДЫ, НЕ СВЯЗАННЫЕ СО СТАНОВЛЕНИЕМ СТРУКТУРЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА (2.5 – 2.4 И 2.15 – 2.04 МЛРД ЛЕТ).....	80
3.1. Гранитоиды Алданского щита с возрастом 2.5 – 2.4 млрд лет (<i>обзор</i>).....	81
3.2. Хомутский массив Голоустенского блока Байкальского выступа фундамента	84
3.2.1. Геологическое строение Хомутского массива, петрографическая характеристика гранитов и их возраст.....	84
3.2.2. Геохимическая характеристика гранитов.....	87
3.2.3. Петрогенезис гранитов и геодинамическая обстановка формирования...	88
3.3. Катугинский массив Станового структурного шва.....	90
3.3.1. Геологическое строение Катугинского массива, петрографическая характеристика гранитов и их возраст.....	90
3.3.2. Геохимическая характеристика гранитов.....	94
3.3.3. Петрогенезис гранитов и геодинамическая обстановка формирования...	98
3.4. Гранитоиды оленекского комплекса Оленекского выступа.....	107
3.4.1. Геологическое положение гранитоидов оленекского комплекса, петрографическая характеристика гранитов и их возраст.....	107
3.4.2. Геохимическая характеристика гранитов.....	110
3.4.3. Петрогенезис гранитов и геодинамическая обстановка формирования...	111
3.5. Выводы.....	114
Глава 4. НАДСУБДУКЦИОННЫЕ ГРАНИТОИДЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА (2.06 – 2.00 МЛРД ЛЕТ).....	119
4.1. Еловский массив Голоустенского блока Байкальского выступа фундамента...	120
4.1.1. Геологическое строение Еловского массива, петрографическая характеристика гранитоидов и их возраст.....	120
4.1.2. Геохимическая характеристика гранитоидов.....	122
4.1.3. Петрогенезис гранитоидов и геодинамическая обстановка формирования.....	123
4.2. Гранитоиды чуйского комплекса Чуйского блока Байкальского выступа фундамента.....	125
4.2.1. Геологическое строение района распространения гранитоидов чуйского комплекса, петрографическая характеристика гранитоидов и их	

возраст.....	125
4.2.2. Геохимическая характеристика гранитоидов.....	126
4.2.3. Петрогенезис гранитов и геодинамическая обстановка формирования...	128
4.3. Граниты кутимского комплекса Чуйского блока Байкальского выступа фундамента.....	130
4.3.1. Геологическое строение района распространения гранитов кутимского комплекса, петрографическая характеристика гранитов и их возраст.....	130
4.3.2. Геохимическая характеристика гранитов.....	132
4.3.3. Петрогенезис гранитов и геодинамическая обстановка формирования...	135
4.4. Гранитоиды Алданского щита (<i>обзор</i>).....	139
4.5. Выводы.....	142
Глава 5. КОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНИТОИДЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА (2.00 – 1.87 МЛРД ЛЕТ).....	146
5.1. Коллизионные гранитоиды с возрастом 2.00 – 1.95 млрд лет.....	148
5.1.1. Гранитогнейсы Голоуспенского блока Байкальского выступа фундамента.....	149
5.1.1.1. Геологическое положение гранитогнейсов, их петрографическая характеристика и возраст.....	149
5.1.1.2. Геохимическая характеристика гранитогнейсов, их петрогенезис и геодинамическая обстановка формирования.....	150
5.1.2. Гранитоиды Анабарского щита (<i>обзор</i>).....	153
5.1.3. Гранитоиды центральной части Алданского щита (<i>обзор</i>).....	155
5.2. Коллизионные гранитоиды с возрастом 1.95 – 1.90 млрд лет.....	158
5.2.1. Гранитоиды Байкальского выступа (<i>обзор</i>).....	159
5.2.2. Гранитоиды западной и центральной частей Алданского щита (<i>обзор</i>)...	161
5.3. Коллизионные гранитоиды с возрастом 1.90 – 1.87 млрд лет.....	164
5.3.1. Гранитоиды Иркутного блока Шарыжалгайского выступа.....	165
5.3.1.1. Геологическое положение гранитоидов, их петрографическая характеристика и возраст.....	165
5.3.1.2. Геохимическая характеристика гранитоидов, их петрогенезис и геодинамическая обстановка формирования.....	169
5.3.2. Гранитоиды Ангаро-Канского выступа (<i>обзор</i>).....	172
5.4. Выводы.....	174
Глава 6. ГРАНИТОИДЫ ЮЖНО-СИБИРСКОГО ПОСТКОЛЛИЗИОННОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ПОЯСА (1.88 – 1.84 МЛРД ЛЕТ).....	180
6.1. Гранитоиды Южно-Сибирского постколлизиионного магматического пояса в Ангаро-Канском, Бирюсинском, Шарыжалгайском выступах.....	182
6.1.1. Гранитоиды Ангаро-Канского выступа (<i>обзор</i>).....	182
6.1.2. Гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканиты Саяно-Бирюсинского вулканоплутонического пояса Бирюсинского выступа.....	183
6.1.2.1. Гранитоиды Бирюсинского массива.....	184
6.1.2.1.1. Геологическое строение Бирюсинского массива, петрографическая характеристика гранитоидов и их возраст.....	184
6.1.2.1.2. Геохимическая характеристика гранитов.....	186
6.1.2.1.3. Петрогенезис гранитов.....	188
6.1.2.2. Вулканиты кислого состава мальцевской толщи елашской серии	191
6.1.2.2.1. Геологическое положение мальцевской толщи, петрографическая характеристика вулканитов и их возраст.....	191
6.1.2.2.2. Геохимическая характеристика вулканитов среднего и кислого состава мальцевской толщи.....	196
6.1.2.2.3. Петрогенезис вулканитов.....	199
6.1.2.3. Гранитоиды Подпорогского, Удинского и Барбитайского	

массивов (<i>обзор</i>).....	202
6.1.3. Гранитоиды Шарыжалгайского выступа.....	207
6.1.3.1. Гранитоиды Шумихинского массива.....	207
6.1.3.1.1. Геологическое строение Шумихинского массива, петрографическая и минералогическая характеристика гранитоидов и их возраст.....	207
6.1.3.1.2. Геохимическая характеристика гранитоидов.....	210
6.1.3.1.3. Петрогенезис гранитов.....	212
6.1.3.2. Гранитоиды Тойсукского массива.....	214
6.1.3.3. Гранитоиды Аларского, Нижнекитойского и Малобельского массивов (<i>обзор</i>).....	217
6.1.4. Сравнительная характеристика магматических пород кислого состава Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса в Ангаро- Канском, Бирюсинского, Шарыжалгайском выступах.....	221
6.2. Гранитоиды Южно-Сибирского пояса постколлизийного магматического пояса в Байкальском выступе.....	226
6.2.1. Гранитоиды приморского комплекса.....	227
6.2.1.1. Геологическое строение Бугульдейско-Ангинского массива, петрографическая и минералогическая характеристика гранитоидов и их возраст.....	227
6.2.1.2. Геохимическая характеристика гранитоидов.....	230
6.2.1.3. Петрогенезис гранитов.....	232
6.2.2. Гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканиты Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса.....	234
6.2.2.1. Гранитоиды ирельского комплекса.....	235
6.2.2.1.1. Геологическое строение, петрографическая и минералогическая характеристика гранитоидов и их возраст.....	235
6.2.2.1.2. Геохимическая характеристика гранитоидов.....	238
6.2.2.1.3. Петрогенезис гранитов.....	241
6.2.2.2. Вулканиты кислого состава акитканской серии.....	243
6.2.2.2.1. Геологическое строение, петрографическая и минералогическая характеристика вулканитов и их возраст.....	243
6.2.2.2.2. Геохимическая характеристика вулканитов.....	247
6.2.2.2.3. Петрогенезис вулканитов.....	252
6.2.3. Гранитоиды татарниковского комплекса.....	258
6.2.3.1. Геологическое строение, петрографическая и минералогическая характеристика гранитоидов и их возраст.....	258
6.2.3.2. Геохимическая характеристика гранитоидов.....	262
6.2.3.3. Петрогенезис гранитоидов.....	264
6.2.4. Гранитоиды абчадского комплекса (<i>обзор</i>).....	268
6.2.5. Сравнительная характеристика магматических пород кислого состава Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса в Байкальском выступе.....	270
6.3. Гранитоиды Южно-Сибирского пояса постколлизийного магматического пояса в Тонодском выступе и в западной части Алданского щита (<i>обзор</i>).....	274
6.3.1. Гранитоиды чуйско-коддарского комплекса Тонодского выступа (<i>обзор</i>).....	274
6.3.2. Гранитоиды коддарского комплекса Алданского щита (<i>обзор</i>).....	276
6.3.3. Сравнительная характеристика магматических пород гранитоидов Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса в Тонодском выступе и в западной части Алданского щита.....	276
6.4. Выводы.....	278
Глава 7. ВНУТРИПЛИТНЫЕ (АНОРОГЕННЫЕ) ГРАНИТОИДЫ СИБИРСКОГО	

КРАТОНА (1.76 – 1.71 МЛРД ЛЕТ).....	284
7.1. Гранитоиды и вулканиты юго-западной части кратона (<i>обзор</i>).....	285
7.2. Гранитоиды и вулканиты юго-восточной части кратона (<i>обзор</i>).....	289
7.4. Выводы.....	293
Глава 8. РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ – ОСНОВНЫЕ ИНДИКАТОРЫ РОСТА И ЭВОЛЮЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА.....	297
Глава 9. РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ – ИНДИКАТОРЫ СТАНОВЛЕНИЯ СТРУКТУРЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА.....	319
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	335
БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК.....	340
ПРИЛОЖЕНИЯ:	
Таблица 1. Возраст и условия формирования раннепротерозойских гранитоидов и ассоциирующих с ними магматических образований Сибирского кратона.....	375
Таблица 2. Химический состав раннепротерозойских гранитоидов Сибирского кратона.....	385
Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для раннепротерозойских гранитоидов Сибирского кратона.....	404
Таблица 4. Возраст, тип и изотопный состав Nd раннепротерозойских гранитоидов Сибирского кратона.....	407

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, часть из которых сформировали 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 других моделей [Rosen et al., 1994; Rosen, 2002; Розен, 2001, 2003; 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 происходило во временном интервале 2.1 – 1.8 млрд лет, при этом авторы предполагали, 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 об особенностях эволюции Сибирского кратона. Кроме того, гранитоиды являются основными реперами для оценки масштабности формирования и характере 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 описание 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 грантам *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, посвященной 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 глубинном изучении континентальной литосферы (Пекин, Китай, 2013); Международная конференция, проводимая Европейской Ассоциацией Геохимии и Геохимическим обществом (Голдшмидт 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 РФФИ (№ 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 включает в себя 373 наименования.

Благодарности

В первую очередь выражаю искреннюю благодарность моему мужу, другу и коллеге член-корр. РАН Д.П. Гладкочубу за постоянную мотивацию к написанию этой работы, без которой она никогда не была бы закончена, а также всестороннюю помощь, поддержку и все наши совместные научные исследования. Особую благодарность выражаю моему первому научному руководителю член-корр. РАН Е.В. Склярову за правильно поставленные научные ориентиры, консультации и полезные советы, а также 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 член-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. ДеВаэле, 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) и к.г.-м.н. С.В. Канакину (ГИН СО РАН).

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. Палеопротерозой включает в себя четыре периода: сидерий (2.5 – 2.3 млрд лет), риасий (2.30 – 2.05 млрд лет), орозирий (2.05 – 1.80 млрд лет), статерий (1.80 – 1.60 млрд лет).

(1) Начало раннепротерозойской эры (сидерий и начало риасия) 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 настоящее время считается, что гляциальные отложения, связанные с этим оледенением найдены в Гуронской (Huronian) формации (Канада), Гоугандской (Gowganda) формации в Северной Америке, а также в некоторых формациях Южной Африки, Западной Австралии, Северной Европы. В связи с тем, что надежные оценки возраста пород этих формаций отсутствуют, то некоторые исследователи принимают синхронность оледенения на всей Земле [Young, 2014]. В то же время другие ученые выделяют, по крайней мере, три отдельных эпизода оледенения в течение глобального периода Гуронского оледенения [Hoffman, 2013 и ссылки в этой работе]. Причинно-следственные связи между оледенением и увеличением кислорода в атмосфере Земли до сих пор обсуждаются. Некоторые исследователи полагают, что увеличение кислорода в атмосфере имело место синхронно с отступлением ледников (например, [Parineau et al., 2007; Sekine et al., 2011]). Другие напротив считают, что причиной оледенения на рубеже ~2.45 млрд лет стало поступление в атмосферу Земли большого количества кислорода в результате эволюционирования цианобактерий [Kopp et al., 2005]. 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 практически отсутствовал магматизм, связанный с процессами субдукции, а в отдельных блоках отмечаются только внутриплитные магматические образования этого возраста [Condie et al., 2009b]. Около 2.2 млрд лет началось геодинамическое «оживление», включающее в себя широкомасштабное внедрение даек основного состава и вулканитов, орогенические события на кратонах Сан-Франциско и Пилбар, а также значительная трансгрессия на большинстве кратонных террейнов [Eriksson, Condie, 2014; Zeh et al., 2016].

(2) Следующий период приблизительно 2.2 – 1.8 млрд лет (конец риазия – 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. Отметим некоторые из наиболее важных событий этого периода.

1. На временном интервале 1.97 – 1.74 млрд лет произошла крупномасштабная орогения и формирование Лаврентии в результате объединения архейских кратонных блоков Супериор (Superior), Вайоминг (Wyoming), Слэйв (Slave), Рае (Rae), Хеане (Hearne), Северо-Атлантический кратон (North Atlantic craton) (рис. 1.1а). Главные коллизионные события, которые сформировали Лаврентию имели место в периоды 1.97 млрд лет (Слэев – Рае), 1.92 млрд лет (Хеане – Рае), 1.88 млрд лет (Слэев – Хотта), 1.86 млрд лет (Супериор – Нейн), 1.85 млрд лет (Транс-Гудзон – Пенокиан), 1.84 млрд лет (Медикайн Хат – Хеане), 1.74 млрд лет (Вайоминг – Мидикайн Хат) [Mitchell et al., 2014]. В этот же период были образованы несколько знаменитых орогенных поясов (Транс-Гудзон, Талтсон-Телон и др.), соединяющих архейские кратонные блоки.

2. На временном интервале ~2.25–2.00 млрд лет был проявлен Трансамазонийский орогенез, затронувший кратоны и кратонные блоки Южной Америки (Амазонийский кратон, кратон Сан Франциско, кратонные блоки Сан Луис, Рио де ла Плата, Луис Алвес) и приведший к формированию Амазонии (рис. 1.1б). Время проявления событий этого орогенеза ~2.25–2.00 млрд лет [Santos et al., 2003; Rios et al., 2008; Vasquez et al., 2008; Verma et al., 2015]. Наиболее ранние события Трансамазонийского орогенеза связаны с эволюцией континентальных окраин (2.25 – 2.10 млрд лет), которые затем сменяются на коллизионные и постколлизионные события.

3. На временном интервале 2.20 – 2.00 млрд лет отмечаются события Эбурнинской (Eburnian, Eburnean) орогении, затронувшие Западно-Африканский кратон (рис. 1.1в) и маркирующиеся несколькими магматическими событиями, в том числе и формированием палеопротерозойской ювенильной континентальной коры [Egal et al., 2002; Pereira et al., 2015]. В течение этой орогении также отмечается смена магматизма, ассоциирующего с активными окраинами, на коллизионный и постколлизионный магматизм.

4. Эбурнинская орогения в период 2.2 – 1.9 млрд лет затронула и архейские блоки Прото-Конго кратона (Центральная Африка), в том числе Ангола-Касай блок и Танзанийский кратон (рис. 1.1в) [De Waele et al., 2008; McCourt et al., 2013]. В течение этого этапа была сформирована система палеопротерозойских орогенных поясов, соединивших архейские блоки в Прото-Конго кратон.

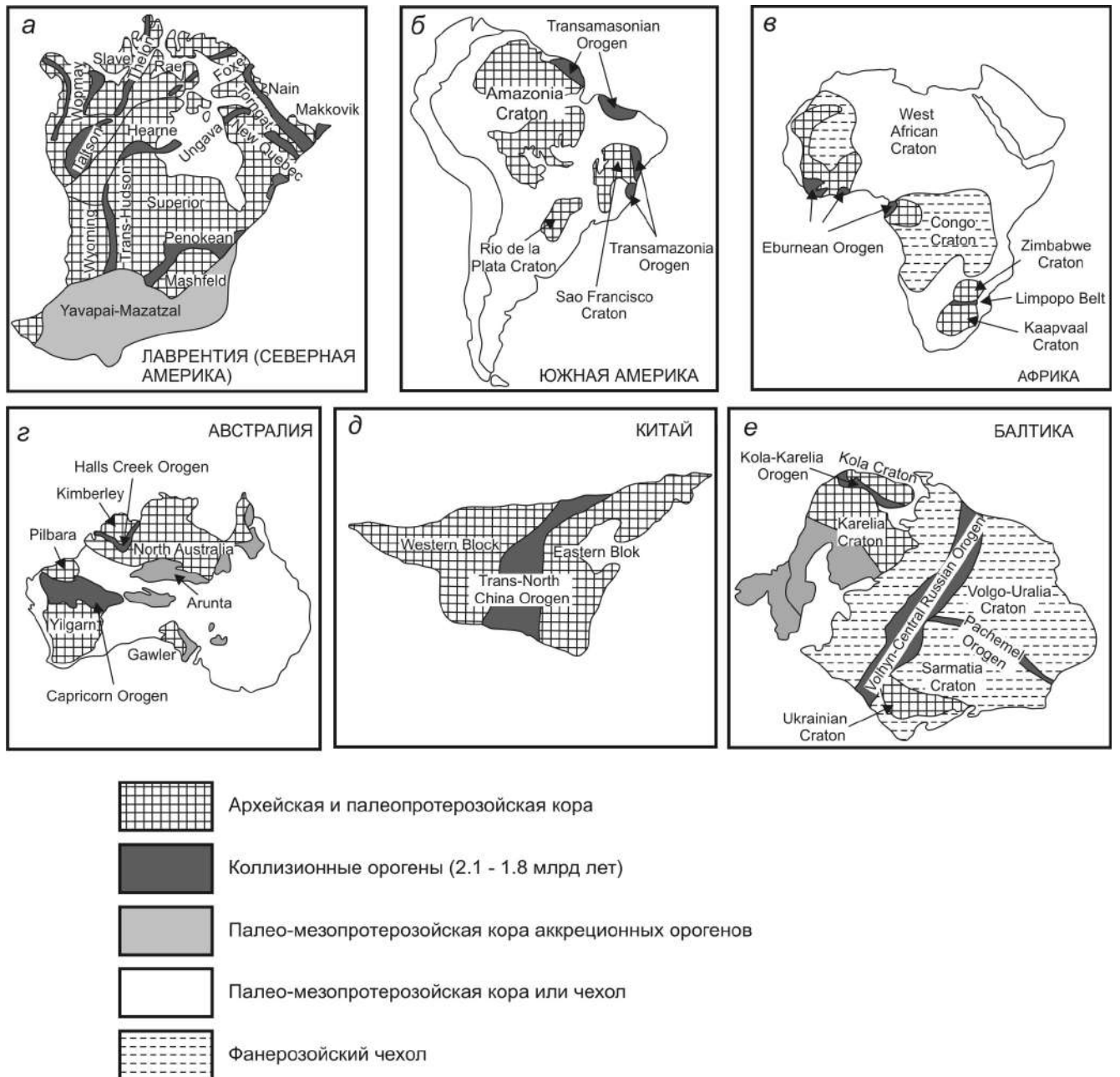


Рис. 1.1. Упрощенные схемы основных докембрийских тектонических структур: Лаврентия (а), Южная Америка (б), Африка (в), Австралия (г), Китай (д), Балтика (е) (модифицировано после [Zhao et al., 2004]).

5. Вторая Лимпопо орогения имела место в период 2.04 – 2.02 млрд лет и затронула Зимбабве и Каапваал кратоны Южной Африки (рис. 1.1в) [Holzer et al., 1998; Zeh et al., 2016]. К временному рубежу 2.02 млрд лет окончательно произошло становление объединенного Калахари или Зимваала кратона (Kalahari or Zimvaal), включающего в себя Зимбабве и Каапваал кратоны и орогенный пояс Лимпопо. Западная граница Калахари кратона подверглась Хейс-Магондийской орогении (Kheis–Magondi) в период <2.04 – 1.78 млрд лет [Milloning et al., 2010; Zeh et al., 2016].

6. Несколько орогенных событий имело место в период 2.2 – 1.8 млрд лет при формировании Западно-Австралийского кратона в результате объединения Пилбар (Pilbara) и

Илгарн (Yilgarn) кратонов (рис. 1.1г) [Johnson et al., 2011]. На временном интервале 2.22 – 2.15 млрд лет во время Офсальмийской (Ophthalmian) орогении произошло приращение Гленбург террейна к кратону Пилбар, после чего на интервале 2.08 – 1.97 имел место магматизм, связанный с эволюцией активных окраин. На временном рубеже 1.96 – 1.95 млрд лет уже в период Гленбургской орогении произошло окончательное объединение кратонов Пилбар и Илгарн, и далее во время Кэприконской орогении (1.82 – 1.77 млрд лет) была только внутриконтинентальная переработка континентальной коры [Johnson et al., 2011].

7. На временном интервале 1.86 – 1.80 млрд лет в течение нескольких этапов орогенеза произошло формирование прото-Северо-Австралийского кратона, включающего в себя Кимберлей (Kimberley) кратон и несколько микроконтинентов (рис. 1.1г) [Betts et al., 2015]. В дальнейшем на временном рубеже 1.79 – 1.76 млрд лет фиксируется объединение Западно-Австралийского и прото-Северо-Австралийского кратонов [Betts et al., 2015].

8. В ходе нескольких орогенных событий в палеопротерозое был сформирован Северо-Китайский кратон (рис. 1.1д). Согласно модели, предложенной Г. Жао и др. [Zhao et al., 2002a, 2005, Zhao, Zhai, 2013] на временном рубеже 1.95 млрд лет произошло объединение Иншань (Yinshan) и Ордос (Ordos) блоков, в результате чего произошло формирование орогенного пояса Хондалит (Khondalite) и объединенного Западного блока, а на временном рубеже 1.85 млрд лет – формирование Транс-Северо-Китайского орогена после коллизии Западного и Восточного блоков (рис. 1.1д).

9. Несколько этапов орогенеза фиксируется при формировании Восточно-Европейского кратона (Балтика) (рис. 1.1е). На первом этапе (около 2.0 млрд лет) произошло объединение Сарматии и Волго-Уралии в Волго-Сарматский протократон (Bogdanova et al., 2008). Далее на временном интервале 1.82 – 1.80 млрд лет в результате Свекофенской орогении имело место объединение Волго-Сарматии и Фенноскандии в единый Восточно-Европейский кратон [Bogdanova et al., 2015].

10. Сибирский кратон не является исключением и палеопротерозойские орогенные события широко проявлены в его пределах на интервале 2.0 – 1.85 млрд лет, и собственно становление Сибирского кратона как единой структуры также относится к этому интервалу. Согласно данным О.М. Розена [Розен, 2003], Д.П. Гладкочуба с соавторами [Gladkochub et al., 2006] три крупных палеопротерозойских орогенных пояса выделяются на площади кратона: Ачитканский, Ангарский и Становой. Более детально особенности палеопротерозойского орогенеза Сибирского кратона будут рассмотрены далее в работе.

Обзор представленных выше данных показывает, что орогенез на временном интервале 2.2 – 1.8 млрд лет отмечается на всех основных кратонах Земли. Вполне возможно, что характер и возрастные рамки проявления орогенных событий могут несколько отличаться от

представленной выше краткой эволюции по каждому кратонному блоку, так как работы по изучению истории развития палеопротерозойских орогенных поясов продолжаются, и каждый год публикуются новые модели на основе полученных оригинальных данных. Однако, в любом случае, палеопротерозойский орогенез на отмеченном временном интервале можно считать уже доказанным этапом эволюции Земли.

Масштабное проявление орогенных событий в конце риазия – орозирии на территории всех докембрийских кратонных блоков позволило Дж. Роджерсу и М. Сантошу [Rogers, Santosh, 2002] в 2002 году предложить идею о существовании палеопротерозойского суперконтинента Колумбия (синонимы Нуна, Хадсонденд), в который вошли практически все кратонные блоки Земли. Одновременно, в 2002 году, Г. Жао с соавторами [Zhao et al., 2002b] опубликовали статью о существовании дородинийского суперконтинента, которому они не дали собственного названия. Следует отметить, что идея об объединении в орозирии нескольких кратонных элементов в крупную структуру существовала еще с конца 80-х годов прошлого века [Hoffmann, 1988, 1989], затем была продолжена Х. Вильямсом с соавторами [Williams et al., 1991], Дж. Роджерсом [Rogers, 1996] и снова П. Хоффманом [Hoffman, 1997], но окончательно идея о существовании палеопротерозойского суперконтинента вошла в мировую геологическую литературу в 2002 году после опубликования работ Дж. Роджерса и М. Сантоша [Rogers, Santosh, 2002] и Г. Жао с соавторами [Zhao et al., 2002b].

Рассмотренный выше краткий обзор орогенных событий в пределах отдельных континентальных блоков показал, что объединение блоков происходило не одновременно. В начале, некоторые архейские кратонные блоки объединялись в более крупные структуры (протократоны), которые затем соединялись в еще более крупные единицы, параллельно с объединением протократонов, происходило соединение других отдельных архейских блоков в крупные единицы и затем уже причленение этих укрупненных структур друг к другу. 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, на временном интервале 1.65 – 1.58 млрд лет [Pisarevsky et al., 2014].

На сегодняшний день опубликовано несколько реконструкций суперконтинента Колумбия [Rogers, Santosh, 2002; Zhao et al., 2002b, 2004; Hou et al., 2008; Evans, Mitchell, 2011; Zhang et al., 2012], в которых допускается различное взаимоположение крупных кратонных блоков относительно друг друга (рис. 1.2 – 1.6). В основу реконструкций авторами были положены как геологические сопоставления орогенных поясов на разных кратонах, имеющих

близких возраст [Zhao et al., 2002b, 2004; Hou et al., 2008] (рис. 1.3 – 1.4), так и палеомагнитные данные [Zhang et al., 2012] (рис. 1.6). В связи с тем, что каждый год появляется большое количество геохронологических, геологических, палеомагнитных данных по палеопротерозойским комплексам пород, то положение кратонов на реконструкциях может изменяться. Что касается Сибирского кратона, то на всех реконструкциях он находится вблизи Лаврентии (рис. 1.2 – 1.6). Однако если на ранних реконструкциях [Rogers, Santosh, 2002; Zhao et al., 2002b, 2004; Hou et al., 2008] его положение относительно Лаврентии различно: на одних он располагается своим северным окончанием к северной части Лаврентии [Zhao et al., 2002b, 2004; Hou et al., 2008] (рис. 1.3 – 1.4), на других южным [Rogers, Santosh, 2002] (рис. 1.2), то на современных реконструкциях суперконтинента Колумбия позиция Сибирского кратона относительно Лаврентии уже стабильна: Сибирский кратон располагается своим южным окончанием напротив северного окончания Лаврентии (рис. 1.5 – 1.6). Подобное положение Сибири подтверждено как палеомагнитными [Didenko et al., 2009], так и геологическими [Ernst et al., 2016] данными.

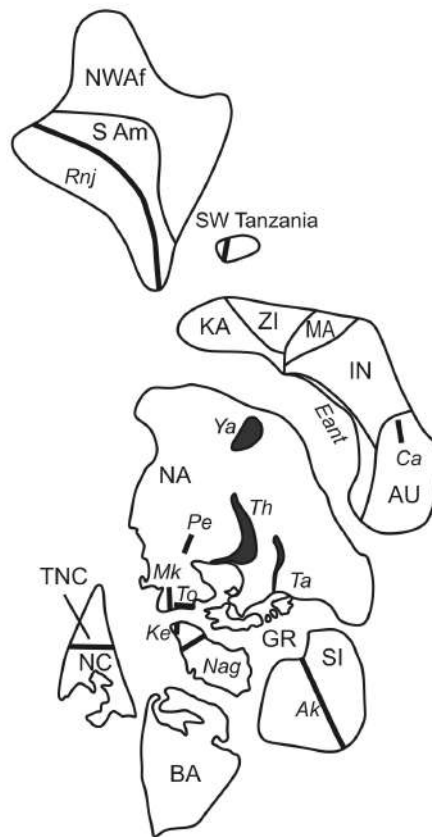


Рис. 1.2. Расположение континентальных блоков на временной интервал 1.9 – 1.8 млрд лет [Rogers, Santosh, 2002].

Континентальные блоки: AU – Австралия, BA – Балтика, EAnt – окраина восточной Антарктики, GR – Гренландия, IN – Индия, KA – Каапваал, MA – Мадагаскар, NA – Северная Америка, NWAf – северо-западная Африка, SAm – северо-восточная Южная Америка, SI – Сибирь, ZI – Зимбабве.

Орогенные пояса: Ak – Аakitкан, Ca – Каприкорн, Ke – Кетилидиан, Mk – Макковик, Nag – Нагсугтогидиан, Rnj – Рио Негро-Джурена, Pe – Пенеоиан, Ta – Талтсон, Th – Транс-Гудзон, Tnc – Транс-Северо-Китайский, To – Торнгат, Ya – Явапай.

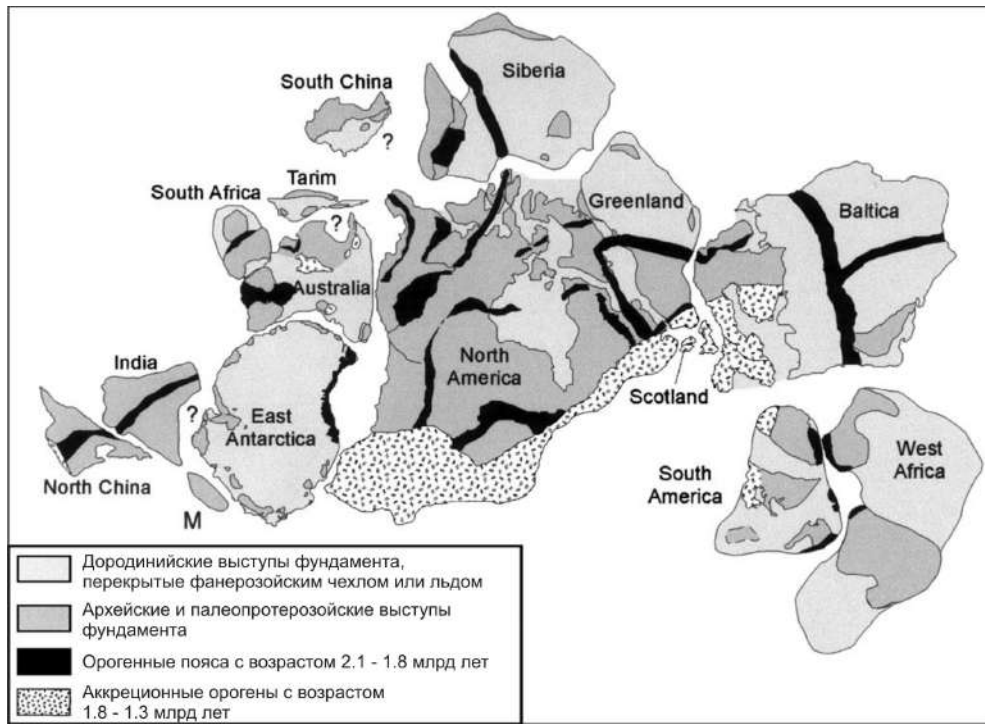


Рис. 1.3. Реконструкция дородинийского суперконтинента [Zhao et al., 2002b].

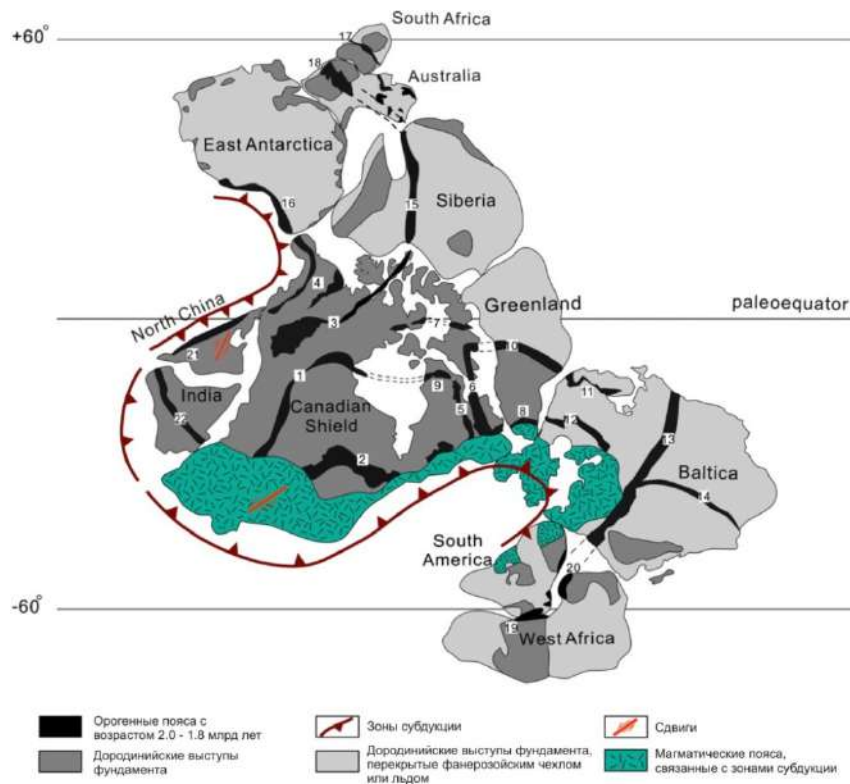


Рис. 1.4. Модель реконструкции суперконтинента Колумбия на временной рубеж ~1.85 млрд лет [Hou et al., 2008].

Орогенные пояса: 1 – Транс-Гудзон, 2 – Пенокиан, 3 – Талтсон-Телон, 4 – Воппэй, 5 – Новый Квебек, 6 – Торнгат, 7 – Фокс, 8 – Макковик-Кетилидиан, 9 – Уганда, 10 – Нагсугтогидиан, 11 – Кола-Карельский, 12 – Свекофенский, 13 – Волга-Центрально-Российский, 14 – Пачелма, 15 – Аkitкан, 16 – Транс-Антарктический, 17 – Лимпомпо, 18 – Каприкорн, 19 – Транс-Амазонийский, 20 – Эбурнинская, 21 – Северный, 22 – Центральная Индийская тектоническая зона.

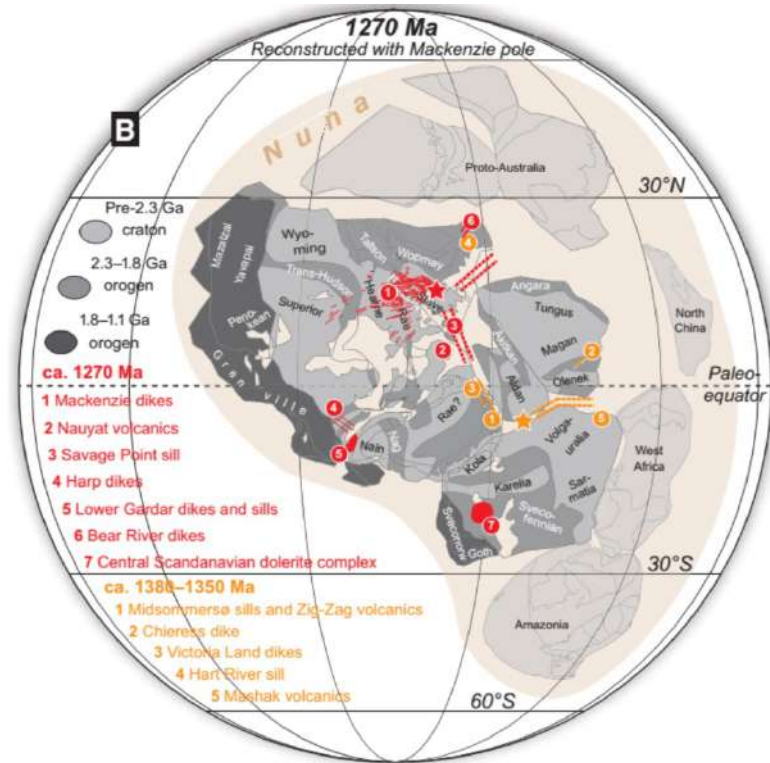


Рис. 1.5. Реконструкции суперконтинента Нуна (Колумбия) [Evans, Mitchell, 2011].

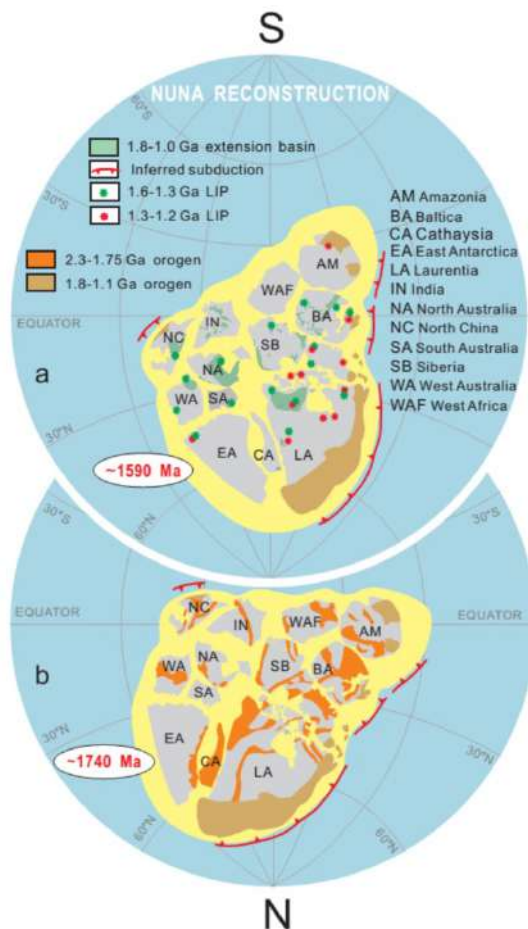


Рис. 1.6. Конфигурация и палеогеографическая позиция суперконтинента Нуна (Колумбия) на временные рубежи ~1.59 млрд лет (а) и ~1.74 млрд лет (б) [Zhang et al., 2012].

(3) Конец раннепротерозойской эры (статерий) 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. В частности, статерийские рифтовые бассейны, сложенные вулканогенно-осадочными отложениями, фиксируется в пределах кратона Сан-Франциско [Danderfer Filho et al., 2015]. Статерийский возраст был получен для формации Юинтун (Yintun) в Китае, которая рассматривается как самый ранний осадочный чехол Северо-Китайского кратона [Zhang et al., 2016]. Небольшие внутриконтинентальные осадочные бассейны (Атабаска, Телон, Элу, Орнбай Бэй) начали формироваться в статерии в пределах Лаврентии [Kahn et al., 2013]. В южной части Сибирского кратона в этот период в обстановке внутриконтинентального растяжения происходило формирование вулканогенно-осадочных последовательностей енисейской серии Ангаро-Канского выступа [Ножкин и др., 2016], осадочных отложений неройской серии Туманшетского прогиба Бирюсинского блока [Дмитриева, Ножкин, 2011], вулканогенно-осадочных образований далдарминской свиты и осадочных пород ермасохинской свиты Урикско-Ийского террейна [Гладкочуб и др., 2014], а также осадочных и вулканогенных образований Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса [Ларин, 2011].

Основными событиями этого временного интервала является внутриплитная магматическая активность. Магматические комплексы этого возраста были зафиксированы практически на всех древних кратонах. В частности, рои даек основного состава, внедрение которых имело место в статерии, были охарактеризованы в Северо-Китайском кратоне [Peng et al., 2015; Li et al., 2015; Wang et al., 2016a; Wang et al., 2016b; Wang et al., 2016c и др.], на кратоне Сан Франциско [Cederberg et al., 2016], на кратоне Рио де ла Плата [Halls et al., 1999; Teixeira et al., 2013], Амазонийском кратоне [Santos et al., 2002; Reis et al., 2013; Bispo-Santos et al., 2014], Восточно-Европейском кратоне [Bogdanova et al., 2012], Западно-Африканском кратоне [Youbi et al., 2013; Ernst et al. 2014], Северо-Австралийском кратоне [Li, 2000], Сибирском кратоне [Гладкочуб и др., 2010; Ernst et al., 2016], Лаврентии [Peterson et al., 2015; Ernst et al., 2016]. Внедрение даек этого возраста на всех кратонных блоках фиксирует только события внутриконтинентального растяжения, которые не привели к распаду суперконтинента Колумбия. Еще одним событием планетарного масштаба является анорогенный гранитоидный магматизм. Анорогенные гранитоиды, в том числе граниты рапакиви, статерийского возраста были охарактеризованы в пределах Лаврентии [Peterson et al., 1999, Almeida et al., 2016], на

Северо-Китайском кратоне [Zhang et al., 2007; Liu et al., 2016], Восточно-Европейском кратоне [Elliot et al., 2005; Pokki et al., 2013], Амазонийском кратоне [Neder et al., 1999, Santos et al., 2004], Сибирском кратоне [Ларин, 2011; Ножкин и др., 2009; Туркина и др., 2003; Larin et al., 1997 и др.].

Аккреционные события в течение статерийского периода проявлены очень ограниченно только в пределах краевых частей Лаврении, Балтики (Восточно-Европейский кратон) и Амазонии (рис. 1.1) [Evans, Mitchell, 2011; Zhang et al., 2012; Pisarevsky et al., 2014 и др.]. На существующих реконструкциях суперконтинента Колумбия орогенные пояса этого возраста реконструируются вдоль одного края суперконтинента и не затрагивают основную часть этой структуры (рис. 1.3 – 1.6). В Сибирском кратоне орогенные события статерия не проявлены.

Обобщая все вышеизложенное еще раз подчеркнем, что ключевые события в палеопротерозое имели место на временном интервале 2.2 – 1.8 млрд лет (конец риасия – орозирий), когда произошло формирование орогенных поясов и объединение крупных кратонных блоков в более крупные единицы (отдельные кратоны), а затем и образование единого палеопротерозойского суперконтинента. Сибирский кратон является крупной структурой планетарного масштаба, поэтому восстановление основных этапов его эволюции представляет собой важную задачу, на решение которой и направлено данное исследование.

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

2.1. Геологическое строение Сибирского кратона

Сибирский кратон (в некоторых публикациях Северо-Азиатский кратон) является одной из ключевых докембрийских структур Северной Евразии. Кратон занимает площадь 4×10^9 км² [Розен, 2003]. Согласно палеотектоническим реконструкциям, современные границы кратона проводятся по фанерозойским складчатым поясам – Таймырскому на севере и Верхоянскому на востоке, раннепалеозойскому Центрально-Азиатскому складчатому поясу и мезозойскому Монголо-Охотскому складчатому поясу на западе и юге (рис. 2.1, 2.2) [Розен, 2003; Глебовицкий и др., 2008а]. Л.М. Парфенов с соавторами [2003], А.П. Смелов и В.П. Тимофеев [Smelov, Timofeev, 2007] вслед за Ю.А. Косыгиным с соавторами [1962], выделяют не Сибирский, а Северо-Азиатский кратон, в структуру которого включают Южно-Таймырский, Верхоянский, Байкало-Патомский и Восточно-Ангарский складчато-надвиговые пояса, рассматриваемые ими в качестве опущенной окраины кратона. В любом случае, все современные границы кратона достаточно условны, так как на основании геофизических исследований установлено, что фундамент кратона прослеживается под фанерозойские складчатые системы [Зорин и др., 2002; Мазукабзов и др., 2006].

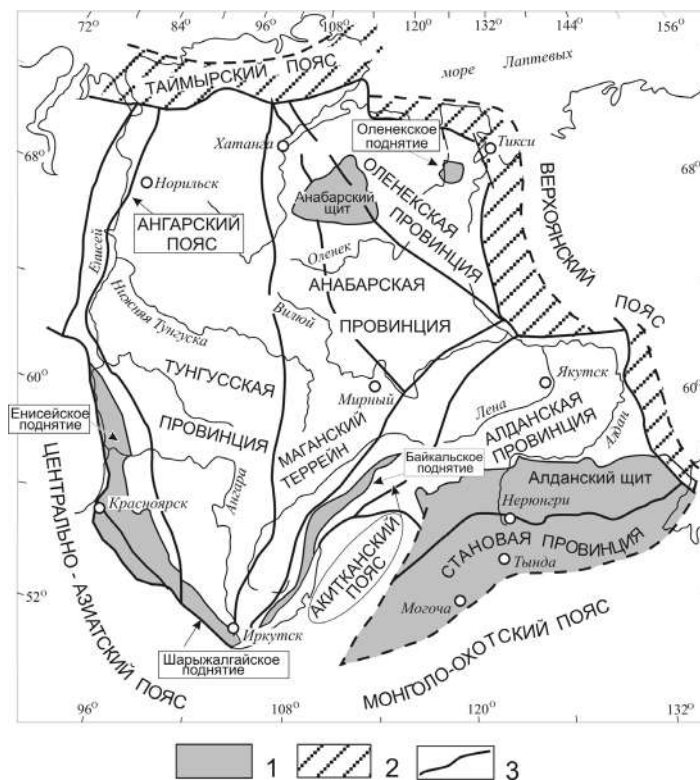


Рис. 2.1. Основные элементы структуры фундамента Сибирского кратона [Rosen et al., 1994; Розен, 2001, 2003].

1 – выступы фундамента; 2 – палеозойско-мезозойские складчатые пояса; 3 – главные разломные зоны.

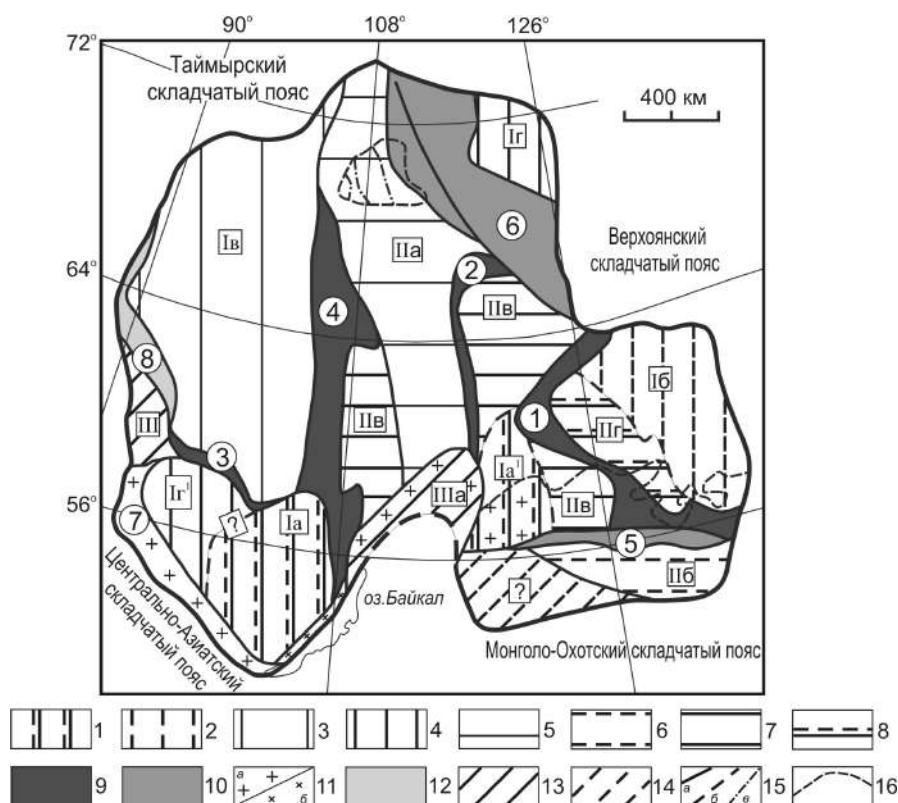


Рис. 2.2. Схема тектонического строения Сибирского кратона [Глебовицкий и др., 2008а].

Архейские тектонические области: 1–4 – гранит-зеленокаменные: 1 – Онетская (Ia) область с бимодальными зеленокаменными полосами и субплатформенными отложениями преимущественно терригенного состава, зонально метаморфизованными; Олекминская (Ia¹) область с бимодальными и полимодальными зеленокаменными поясами и субплатформенными, преимущественно терригенными зонально метаморфизованными отложениями; 2 – Батомгская (Iб) область с би- и полимодальными зеленокаменными поясами и с преимущественно вулканогенным составом перекрывающих пород; 3 – Тунгусская (Iв) область с редкими полимодальными зеленокаменными поясами, содержащая значительное количество метаосадочных пород; 4 – Оленекская (Iг) и Предангарская (Iг¹) области неопределенного типа; 5, 6 – гранулит-гнейсовые: 5 – Центральная (IIа) с эндербит-гнейсовым инфраструктурным комплексом; 6 – Становая (IIб) область с чарнокит-эндербито-гнейсовым инфраструктурным комплексом; 7, 8 – гранулитогнейсовые тектонические домены: 7 – Западно-Алданский (IIв); 8 – Восточно-Алданский (IIг); 9–12 – протерозойские складчатые пояса (цифры в кружках): 9 – ранние коллизионные пояса (2.1–1.9 млрд. лет); 1 – Иджеко-Сутамский, 2 – Лено-Оленекский, 3 – Ангарский, 4 – Восточно-Тунгусский; 10 – поздние коллизионные пояса (1.9–1.8 млрд. лет); 5 – Пристановой, 6 – Западно-Оленекский (Хапчанский); 11 – Южно-Сибирский пояс (7): а – выходы гранитоидов, б – акитканской серии; 12 – Западно-Тунгусский аккреционный пояс (8); 13 – площади фундамента под складчатым рифеем (III и IIIа); 14 – Западно-Становой блок; 15 – типы разломных зон: а – транслитосферные, б – внутрикоровые, в – транскоровые; 16 – выходы обнаженного фундамента.

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., 2008а]. Однако, вопросы о внутренней структуре кратона далеки от окончательного решения. Причем, это касается не только схем, предложенных несколько десятилетий назад [Гришин, 1977; Гафаров и др., 1978; Докембрийская геология..., 1988], но и современных схем тектонического строения кратона, составленных с использованием геологических, геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных [Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006; Smelov, Timofeev, 2007;

Глебовицкий и др., 2008a]. Связано это с тем, что более 70% территории кратона перекрыто венд-фанерозойскими отложениями чехла, что существенно усложняет все реконструкции. Единым для всех работ является вывод о том, что Сибирский кратон представляет собой коллаж террейнов (блоков, областей), отделенных друг от друга (и от других кратонов) складчатыми поясами и разломными зонами. Также всеми исследователями признается выделение в пределах кратона структур двух типов: гранит-зеленокаменные и гранулит-гнейсовые области.

Вкратце рассмотрим три самые современные схемы строения кратона.

1) Наиболее широко распространенной в геологической литературе является схема О.М. Розена [Rosen et al., 1994; Rosen, 2002; Розен, 2001, 2003], на основе которой было предложено и несколько других схем [Gladkochub et al., 2006; Pisarevsky et al., 2008] (рис. 2.3).

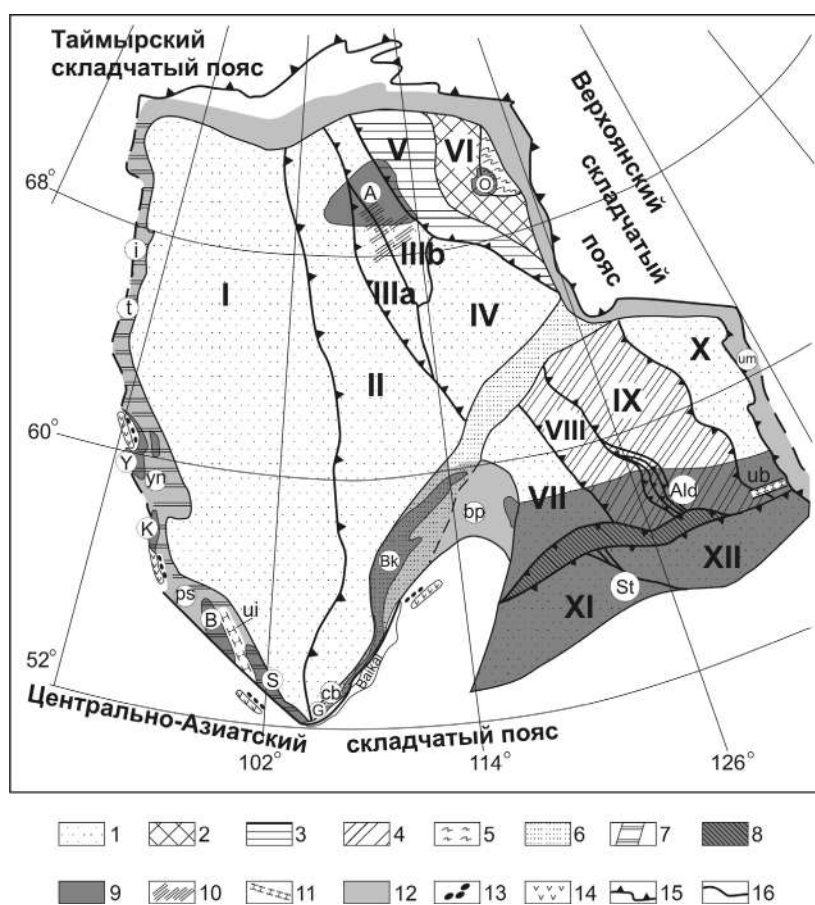


Рис. 2.3. Схема строения Сибирского кратона и распространения мезо-неопротерозойских пассивных континентальных окраин [Gladkochub et al., 2006].

1 – архейские террейны; 2 – раннепротерозойские микроконтиненты; 3 – деформированная пассивная окраина раннепротерозойского микроконтинента; 4 – архейская кора, сильно измененная в раннем протерозое; 5-8 – раннепротерозойские складчатые пояса: 5 – Экицкий пояс (деформированная раннепротерозойская кора); 6 – Ачитканский пояс (деформированная архейская и раннепротерозойская ювенильная кора); 7 – Ангарский пояс (деформированная преимущественно архейская, реже раннепротерозойская ювенильная кора); 8 – Пристановой пояс (деформированная архейская кора); 9 – архейские и раннепротерозойские выступы фундамента; 10 – архейская кора, переработанная в раннем протерозое; 11 – раннепротерозойские внутриконтинентальные рифтовые зоны; 12 – мезо-неопротерозойские пассивные окраины; 13 – неопротерозойские офиолиты; 14 – неопротерозойские вулканы островных дуг; 15 – шовные зоны; 16 – другие разломы.

Докембрийские террейны: I – Тунгусский; II – Маганский; IIIa – Западно-Далдынский; IIIb – Восточно-Далдынский; IV – Мархинский; V – Хапчанский; VI – Биректинский; VII-XII – Алдано-Становая провинция: VII –

Олекминский, VIII – Центрально-Алданский, IX – Восточно-Алданский, X – Батомгский, XI – Могочинский, XII – Тындинский.

Архей-раннепротерозойские выступы фундамента: А – Анабарский щит; Ald – Алданский щит; В – Бирюсинский блок; Вк – Байкальский выступ; G – Голоустенский выступ; К – Канский выступ; О – Оленекский выступ; S – Шарыжалгайский выступ; St – Становой блок; Y – Енисейский выступ.

Раннепротерозойские внутриконтинентальные рифтовые зоны: ub – Билякчано-Улканская; ui – Урикско-Ийская.

Рифеские осадочные последовательности: br – Байкало-Патомская; cb – Прибайкальская; i – Игарская; ps – Присянская; t – Туруханская; um – Учуро-Майская; un – Енисейская.

О.М. Розен [2001, 2003] показал, что структуру Сибирского кратона определяют два главных элемента: разнородные тектонические блоки (террейны) и разломные (коллизийные) зоны. Террейны в свою очередь объединяются в более крупные единицы – супертеррейны или тектонические провинции. Согласно данной схеме (рис. 2.1), в структуре кратона выделяется пять главных тектонических провинций: Тунгусская, Анабарская, Оленекская, Алданская и Становая, которые включают в себя разнородные террейны и складчатые пояса.

Тунгусская провинция состоит из Тунгусского гранит-зеленокаменного террейна и Ангарского складчатого пояса. В Анабарскую провинцию объединяются породы Маганского и Далдынского гранулит-гнейсовых террейнов, который отделяются друг от друга Котуйканской коллизийной (разломной) зоной. Оленекская провинция состоит из Биректинского гранит-зеленокаменного террейна и Хапчанского и Экицкого складчатых поясов. Алданская провинция включает в себя Олекминский и Батомгский гранит-зеленокаменные, а также Алданский и Учурский гранулит-гнейсовые террейны. В свою очередь Становая провинция объединяет в себя Могочинский и Тындинский террейны.

О.М. Розен считал, что возраст вещества разных террейнов отличается друг от друга, но в любом случае он был архейским (3.5, 3.3, 3.0, 2.5 млрд лет). Автор предположил, что первоначально террейны развивались независимо друг от друга, по-видимому, в форме микроконтинентов. В дальнейшем на временном рубеже 2.4 – 2.1 млрд лет на поверхности этих микроконтинентов формировались осадочные и осадочно-вулканогенные бассейны, которые в процессе коллизии были превращены в наложенные складчатые пояса. Отдельно О.М. Розен выделил в пределах Сибирского кратона раннепротерозойский Ачитканский складчатый пояс, который согласно его реконструкциям, в конце раннего палеопротерозоя развивался в режиме островной дуги, а затем в ходе коллизии был надвинут на породные комплексы Анабарской провинции и испытавший анорогенный магматизм. О.М. Розен показал, что разнородные террейны Сибирского кратона отделяются друг от друга разломными (коллизийными) зонами, которые имеют надвиговую природу. Согласно О.М. Розену, эти зоны датируются гранитоидами, которые выплавлялись из коры террейнов в два этапа: 1.9 и 1.8 млрд лет назад.

Таким образом, О.М. Розен [2003] полагал, что амальгамация (аккреция) архейских микроконтинентов в единую структуру кратона имела место на рубеже 1.9 – 1.8 млрд лет и завершилась возникновением гигантского коллизийного сооружения около 1.8 млрд лет назад.

2) В.А. Глебовицкий с соавторами [2008a] выделили в строении Сибирского кратона два типа тектонических структур, различающихся по возрасту и геодинамическому развитию: архейские области и палеопротерозойские складчатые пояса (рис. 2.2). Архейские области в свою очередь были подразделены на гранит-зеленокаменные и гранулит-гнейсовые. Среди палеопротерозойских складчатых поясов были выделены пояса двух возрастных уровней – 2.1–1.9 млрд лет и 1.9–1.8 млрд лет, что позволило авторам сделать вывод о формировании Сибирского кратона как единой стабильной структуры на временном интервале 2.1–1.8 млрд лет.

Наиболее широко распространенными в фундаменте Сибирского кратона структурами В.А. Глебовицкий с соавторами [2008a] считали архейские гранит-зеленокаменные области. Авторы выделили шесть гранит-зеленокаменных областей: Олекминскую, Олотскую, Батомгскую, Тунгусскую, Оленекскую и Приангарскую. Ко второй по значимости группе архейских областей авторы отнесли территории развития пород гранулитовой фации, которые были подразделены на (1) гранулит-гнейсовые тектонические области, различающиеся составом инфраструктурного комплекса и супракрустальных пород (Центральная и Становая) и (2) гранулит-гнейсовые тектонические домены, отражающие глубинные сечения гранит-зеленокаменных областей (Западно-Алданский и Восточно-Алданский). Протерозойские складчатые пояса были подразделены авторами на (1) ранние коллизионные пояса с возрастом 2.1 – 1.9 млрд лет (Иджеко-Сутамский, Лено-Оленекский, Ангарский, Восточно-Тунгусский); (2) поздние коллизионные пояса с возрастом 1.9 – 1.8 млрд лет (Пристановой, Западно-Оленекский, Южно-Сибирский); (3) Западно-Тунгусский аккреционный пояс.

Кроме архейских областей и палеопротерозойских складчатых поясов, В.А. Глебовицкий с соавторами [2008a] выделили палеопротерозойские разломные зоны на площади кратона. Эти глубинные разломные зоны были в свою очередь подразделены авторами на три типа: (1) разломные зоны, возникшие между тектоническими структурами, разными по динамике образования и возрасту (транслитосферные зоны); (2) разломные зоны, разделяющие разные уровни коры одной тектонической области (внутрикоровые зоны); (3) разломные зоны, связанные с блоковыми перемещениями в плите, расположенной над погружающейся плитой (транскоровые зоны).

В.А. Глебовицкий с соавторами [2008a] считали, что становление архейских структур имело место в середине мезоархея (около 3.0 млрд лет) и в конце неоархея (2.6 млрд лет). Объединение архейских структур и становление складчатых поясов происходило во временном интервале 2.1 – 1.8 млрд лет. При этом авторы полагали, что большая часть кратона сформировалась в интервале 2.1 – 1.9 млрд лет. В период 1.9 – 1.8 млрд лет коллизионные процессы имело место в трех поздних коллизионных поясах. С окончанием развития поясов к

временному рубежу 1.8 млрд лет завершилось становление кратона в качестве единой стабильной структуры.

3) А.П. Смелов и В.Ф. Тимофеев [Smelov, Timofeev, 2007] в структуре Сибирского (по их терминологии Северо-Азиатского) кратона выделили серию террейнов разного возрастного диапазона: архейские (55 %), неразделенные архейские и палеопротерозойские (13 %), палеопротерозойские (20 %), мезопротерозойские (12 %) (рис. 2.4).

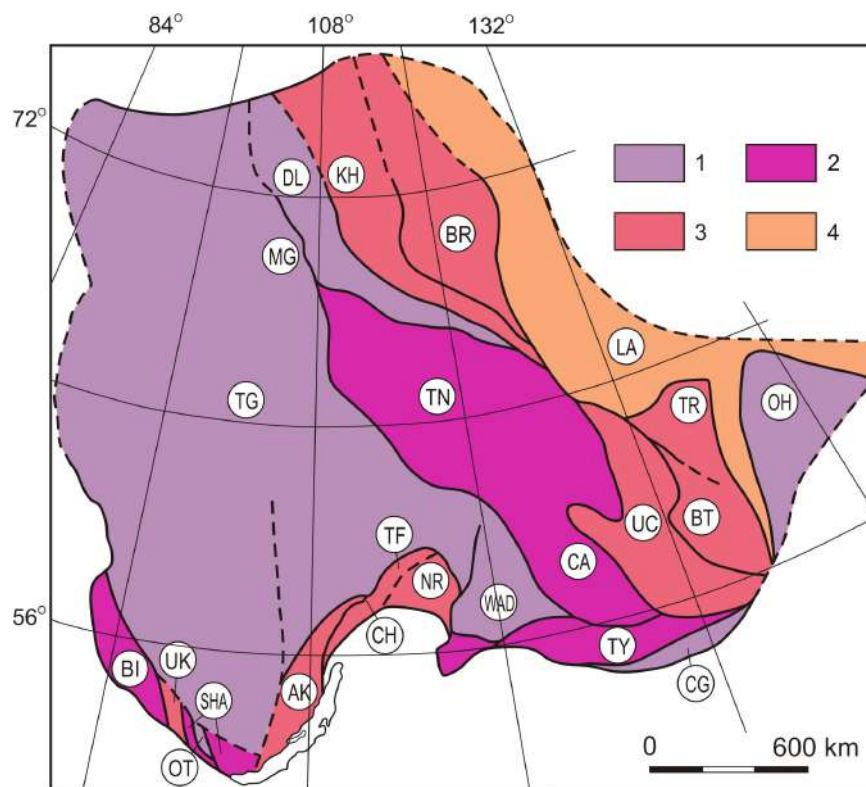


Рис. 2.4. Геологическая структура Северо-Азиатского кратона [Smelov, Timofeev, 2007].

1 – архейские области; 2 – архей и палеопротерозойские области; 3 – палеопротерозойские области; 4 – мезопротерозойские области.

Докембрийские террейны: WAD – Западно-Алданский, CA – Центрально-Алданский, UC – Учурский, BT – Батомгский, CG – Чогарский, TY – Тындинский, DL – Далдынский, KH – Хапчанский, MG – Маганский, AK – Аkitканский, CH – Чуйский, NR – Нечерский, TF – Тонодский, SHA – Шарьжалгайский, OT – Оnotский, UK – Урикский, BL – Бирюсинский, TG – Тунгусский, TN – Тюнгинский, BR – Беректинский, TR – Тиринский, LA – Лена-Алданский.

К архейским террейнам А.П. Смелов и В.Ф. Тимофеев [Smelov, Timofeev, 2007] отнесли Западно-Алданский и Оnotский гранит-зеленокаменные, Тунгусский и Тындинский тоналит-трондьемит-гнейсовые, Далдынский и Чогарский гранулит-ортогнейсовые. К террейнам, представленным породами архейского и палеопротерозойского возраста, А.П. Смелов и В.Ф. Тимофеев отнесли Центрально-Алданский, Шарьжалгайский и Тюнгинский гранулит-ортогнейсовые и Бирюсинский парагнейсовый. Палеопротерозойские террейны, согласно классификации этих авторов, представлены: Батомгским и Тиринским гранит-зеленокаменными, Беректинским тоналит-трондьемит-гнейсовым, Хапчанским, Учурским, Нечерским гранулит-парагнейсовыми, Аkitканским, Тонодским и Урикским

зеленосланцевыми и Чуйским амфиболит-диорит-гранодиорит-гнейсовым. Кроме того, авторами был выделен мезопротерозойский Лена-Алданский парагнейсовый террейн в восточной части кратона, полностью перекрытый фанерозойскими породами Верхоянского складчато-надвигового пояса. Мезопротерозойский возраст террейна был определен авторами на основании возраста детритовых цирконов из средне-верхнерифейских осадочных толщ, а также на основании мезопротерозойского Nd модельного возраста, полученного для нескольких парагнейсов, залегающих под пермскими осадками и взятыми из скважины с глубин 3386 – 3518 м.

А.П. Смелов и В.Ф. Тимофеев [Smelov, Timofeev, 2007] считали, что ядро Северо-Азиатского кратона было сформировано в конце архея (2.6 – 2.5 млрд лет) после объединения Западно-Алданского и Тунгусского террейнов. Основное становление структуры кратона имело место на временном рубеже ~1.9 млрд лет, когда произошла коллизия крупных блоков архейской и палеопротерозойской континентальной коры. Временной интервал ~1.8 – 1.7 млрд лет характеризуется становлением анорогенных вулканоплутонических комплексов. Кроме того, А.П. Смелов и В.Ф. Тимофеев [Smelov, Timofeev, 2007] допускали, что часть Северо-Азиатского кратона была сформирована в мезопротерозое.

Рассмотренные выше три современные схемы строения кратона показали, что имеются кардинальные различия как в трактовке внутренней структуры кратона, так и в интерпретации геодинамической эволюции становления структуры кратона. Первый вопрос в настоящее время, наверное, окончательно решить не представляется возможным, так как большая часть площади кратона перекрыта отложениями венд-фанерозойского чехла, а интерпретации существующих геолого-геофизических данных не дали однозначного решения. По второму вопросу об эволюции формирования структуры кратона возможно прийти к некоторому общему решению, так как ключевой вывод, а именно становлении единой структуры кратона к временному рубежу 1.8 млрд лет признается всеми исследователями.

Хорошими индикаторами восстановления эволюции крупных структур могут являться гранитоиды, так как эти породы формируются практически во всех геодинамических обстановках: островодужных, активных континентальных окраин, коллизионных, внутриплитных и др. [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 (например, доскладчатые, синскладчатые, постскладчатые), изотопно-геохимических характеристик и, соответственно, геодинамической обстановки формирования позволит дать ответ об особенностях эволюции Сибирского кратона. Кроме того, гранитоиды можно рассматривать и как индикаторы становления континентальной коры [Condie et al.,

2009a; Лучицкая, 2012; Крук, 2015], поэтому важным аспектом являются изотопно-геохимические исследования, в результате которых можно сделать вывод об объемах роста континентальной коры в раннем протерозое на стадии становления структуры Сибирского кратона.

В данной главе работы анализируются раннепротерозойские гранитоиды в пределах всех выступов фундамента кратона. Итогом этого анализа является построение схемы корреляции палеопротерозойских гранитоидов в пределах разных блоков Сибирского кратона.

2.2. Структура и раннепротерозойские гранитоиды Ангаро-Канского краевого выступа

Ангаро-Канский краевой выступ фундамента Сибирского кратона располагается в пределах южной части Енисейского кряжа. Согласно тектонической схеме О.М. Розена [Розен, 2003] породы Ангаро-Канского выступа принадлежат Ангарскому складчатому поясу Тунгусского супертеррейна, по схеме В.А. Глебовицкого с соавторами [2008a] они входят в состав Южно-Сибирского коллизионного пояса, а согласно схеме А.П. Смелова и В.Ф. Тимофеева [Smelov, Timofeev, 2007] попадают в пределы Бирюсинского парагнейсового террейна.

В строении Ангаро-Канского выступа выделяются раннепротерозойские метаморфические образования канской и енисейской серий (рис. 2.5) [Кузнецов, 1988; Бибилова и др., 1993; Ножкин, Туркина, 1993; Ножкин, 1999; Ножкин и др., 2003; Urmantseva et al., 2012; Ножкин и др., 2014, 2016]. Возраст пород канской серии долгое время принимался как архейский [Кузнецов, 1988], однако проведенное Л.Н. Урманцевой с соавторами [Urmantseva et al., 2012] датирование детритовых цирконов из метаосадочных пород канской серии позволило рассматривать данные образования как раннепротерозойские. Канская серия представлена парагнейсами (гранатовыми, гранат-ортопироксеновыми, ортопироксеновыми, высокоглиноземистыми) и ортометаморфическими породами (гранат-двупироксеновыми и реже гранат-амфибол-клинопироксеновыми мафическими гранулитами и биотит-ортопироксеновыми кислыми гранулитами) [Ножкин, Туркина, 1993; Urmantseva et al., 2012]. Степень метаморфизма пород серии достигает гранулитовой фации [Perchuk et al., 1989]. Метаморфические преобразования пород канской серии имели место в палеопротерозое на временных рубежах 1.89 – 1.87 млрд лет [Urmantseva et al., 2012; Туркина, Сухоруков, 2015] и ~1.78 млрд лет [Туркина, Сухоруков, 2015]. Возраст пород енисейской серии до последнего времени оценивался как раннепротерозойский (1880 ± 20 млн лет [Бибилова и др., 1993]), однако новые данные полученные в результате U-Pb датирования цирконов из метавулканитов

средне-кислого состава енисейской серии позволяют допускать позднепалеопротерозойское (~1.74 млрд лет) время формирования пород серии [Ножкин и др., 2014, 2015, 2016].

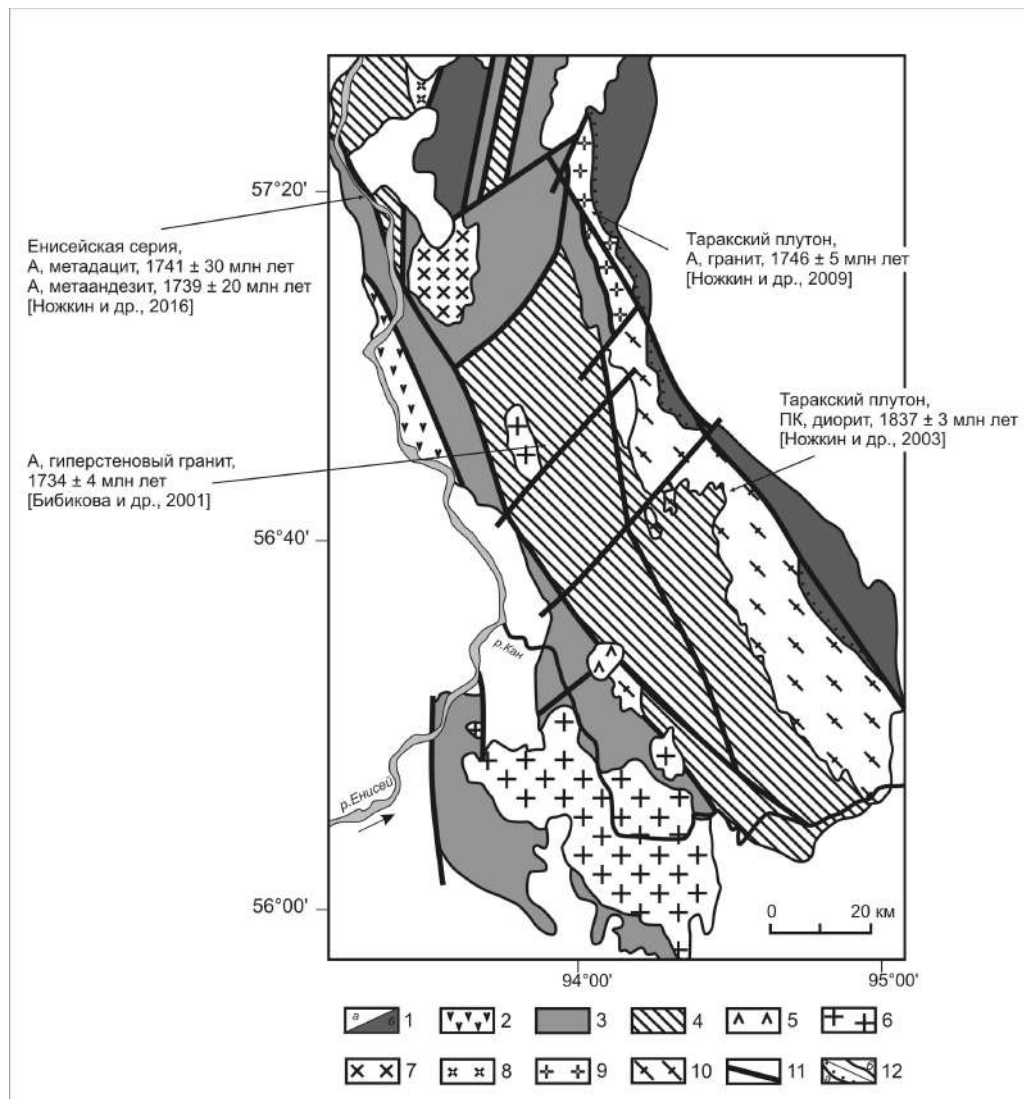


Рис. 2.5. Схематическая геологическая карта Ангаро-Канского выступа фундамента [Ножкин и др., 2016].

1 – перекрывающие фанерозойские (а) и непротерозойские (б) отложения; 2 – офиолитовые и островодужные комплексы Предивинского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса (NP₃); 3-4 – метаморфические комплексы Ангаро-Канского блока: 3 – енисейский амфиболитогнейсовый комплекс (PR₁), 4 – канский гранулитогнейсовый комплекс (PR₁); 5 – щелочные сиениты и трахиты (T₁₋₂), риолиты и лейкограниты (D₂) Северинской вулканотектонической депрессии; 6 – гранитоиды Нижнеканского массива (O₃); 7 – сиениты и граниты Посольненского массива (ε₁₋₂); 8 – субщелочные граниты, лейкограниты Чистопольского массива (NP₂); 9 – субщелочные граниты, лейкограниты (PR₁) и 10 – гнейсограниты, плагиограниты, порфиоровидные граниты (PR₁) Таракского массива; 11 – разломы; 12 – границы несогласного залегания (а), прочие границы (б). ПК – постколлизийные гранитоиды, А – анорогенные (внутриплитные) гранитоиды и вулканы.

Раннепротерозойские гранитоиды Ангаро-Канского выступа можно подразделить на три группы: 1) синскладчатые – синметаморфические (коллизийные); 2) постскладчатые – постметаморфические (постколлизийные); 3) постскладчатые – постметаморфические (внутриплитные).

Гранитоиды первой группы объединяют в себя мигматиты и автохтонные гранитоиды, включая чарнокитоиды, ассоциирующие с породами канской серии, а также мигматиты и

автохтонные разгнейсованные гранитоиды, располагающиеся в экзоконтактовой и краевой зонах крупного Таракского плутона [Туркина и др., 2006; Ножкин и др., 2009]. Возраст синметаморфических эндербитов (богунитов) был определен U-Pb методом по циркону и составил 1840 ± 50 млн лет [Бибикова и др., 1993]. U-Pb возраст магматических цирконов из мигматизированных высокоглиноземистых гнейсов канской серии составил 1883 ± 9 млн лет, что дает основание принимать эту оценку возраста в качестве наиболее точной оценки возраста мигматитов и автохтонных гранитоидов Ангаро-Канского выступа, а сами гранитоиды рассматривать как синметаморфические образования [Urmantseva et al., 2012]. Автохтонные гранитоиды представлены биотитовыми гранат- и кордиеритсодержащими неоднородными гнейсогранитами, разгнейсованными гранодиоритами и плагиогранитами [Туркина и др., 2006]. Минеральный и химический состав гранат- и кордиеритсодержащих биотитовых гранитоидов позволяет относить их к гранитам S-типа [Туркина и др., 2006; Ножкин и др., 2009]. Геодинамическая обстановка формирования гранитов первой группы определяется как коллизионная.

Вторая группа гранитоидов представлена неметаморфизованными порфиоровидными и равномернозернистыми субщелочными биотитовыми гранитами и лейкогранитами, распространенными в центральной и восточной частях Таракского плутона [Ножкин и др., 2003; Туркина и др., 2006]. Возраст этих субщелочных гранитов, определенный U-Pb методом по циркону, составил 1837 ± 3 млн лет [Ножкин и др., 2003]. Тектоническая позиция этих гранитов – постскладчатые, постметаморфические образования. По своему химическому составу данные субщелочные граниты сопоставляются с гранитами A-типа [Ножкин и др., 2003, 2009; Туркина и др., 2006]. Геодинамическая обстановка формирования гранитоидов второй группы определяется как постколлизионная [Туркина и др., 2006].

В третью группу объединяются граниты с возрастом 1.76 – 1.73 млрд лет [Бибикова и др., 2001; Ножкин и др., 2009]. Часть гранитов этой возрастной ассоциации входит в структуру многофазного Таракского плутона [Ножкин и др., 2009]. Данные граниты представляют собой порфиоровидные биотитовые разности. U-Pb датирование по циркону позволило оценить возраст этих гранитов как 1761 ± 18 млн лет, а U-Pb датирование по монациту как – 1746 ± 5 млн лет [Ножкин и др., 2009]. Химический состав этих биотитовых гранитов близок по составу гранитам A-типа [Ножкин и др., 2009]. Кроме биотитовых гранитов в структуре Таракского плутона, в эту же возрастную ассоциацию входят и аллохтонные «чарнокиты» (кузеевиты), слагающие небольшие массивы и дайки, пересекающие метаморфические породы канской серии [Бибикова и др., 2001]. Данные «чарнокиты» представляют собой порфиоровидные гиперстеновые граниты, гранодиориты и граносиениты [Бибикова и др., 2001]. Датирование U-Pb методом по циркону показало, что гиперстеновые граниты (кузеевиты) имеют возраст $1734 \pm$

4 млн лет [Бибикова и др., 2001]. По своей геодинамической позиции граниты с возрастом 1.76 – 1.73 млрд лет Ангаро-Канский выступа рассматриваются как внутриплитные (анорогенные) образования [Ножкин и др., 2009]. Близкий возраст гранитам третьей группы имеют метадациты и метаандезиты енисейской серии (комплекса) (~1.74 млрд лет) [Ножкин и др., 2014, 2015, 2016].

2.3. Структура и раннепротерозойские гранитоиды Бирюсинского выступа

Согласно тектонической схемы О.М. Розена [Розен, 2003] породы Бирюсинского выступа принадлежат Ангарскому складчатому поясу Тунгусского супертеррейна, согласно схемы В.А. Глебовицкого с соавторами [2008а] они входят в состав Южно-Сибирского коллизионного пояса, а по схеме А.П. Смелова и В.Ф. Тимофеева [Smelov, Timofeev, 2007] попадают в пределы Бирюсинского парагнейсового террейна.

В строении Бирюсинского выступа (рис. 2.6) выделяются позднеархейские образования хайламинской и монкресской серий, которые несогласно перекрыты раннепротерозойскими породами елашской и неройской серий [Эволюция..., 1988; Туркина и др., 2006; Дмитриева, Ножкин, 2012]. В структуре Бирюсинского выступа фундамента выделяются поднятия и впадины (грабены), разделенные разломами северо-западного простирания [Эволюция..., 1988; Туркина и др., 2006; Дмитриева, Ножкин, 2012]. На поднятиях выходят на поверхность архейские породы, раннепротерозойские породы заполняют впадины. Хайламинская серия позднеархейского возраста представлена разнообразными гнейсами (биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-кордиеритовыми, биотит-роговообманковыми), амфиболитами, двупироксеновыми кристаллосланцами, гранулитами, мигматитами. Возраст метаморфизма пород серии оценивается как 1.9 млрд лет (по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношению в цирконах из биотитовых гнейсов) [Туркина и др., 2006]. Nd модельный возраст пород хайламинской серии составляет 2.6 – 2.8 млрд лет [Туркина, 2005; Туркина и др., 2006]. Монкресская серия сложена метавулканитами основного состава, амфиболитами, габброидами с прослоями кислых вулканитов и кварцитов [Эволюция..., 1988]. Раннепротерозойская елашская серия состоит из метаморфизованных осадочно-вулканогенных образований [Галимова и др., 2011]. Раннепротерозойская неройская серия представлена, главным образом, метакarbonатно-терригенными отложениями [Эволюция..., 1988; Туркина и др., 2006; Ножкин и др., 2015]. Породы неройской серии характеризуются Nd модельным возрастом 1.9 – 2.7 млрд лет [Дмитриева, Ножкин, 2012].

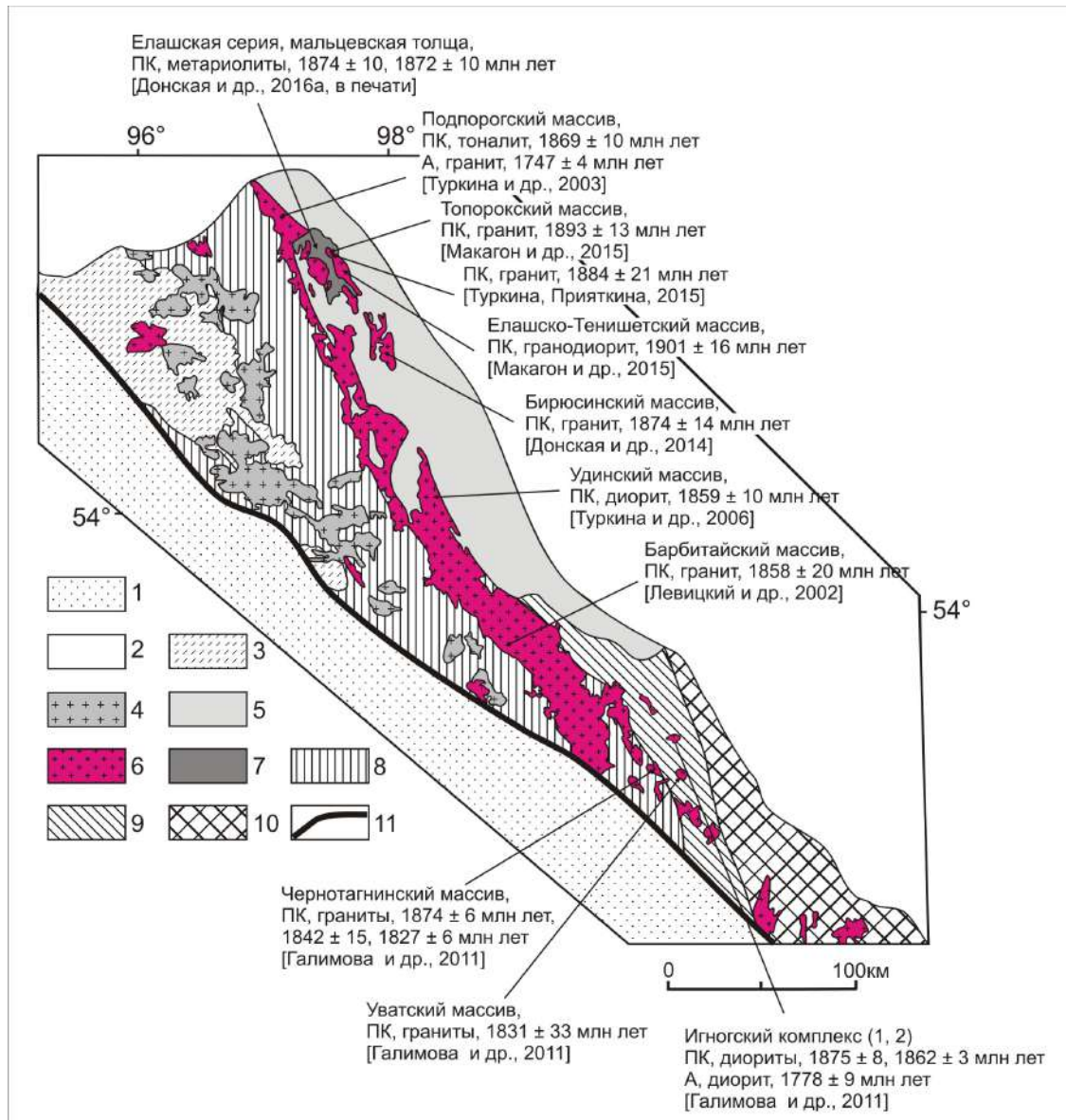


Рис. 2.6. Схема геологического строения Бирюсинского выступа и Урикско-Ийского грабена (модифицированная после [Геологическая..., 1983; Донская и др., 2014, 2019]).

1 – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 2 – фанерозойские образования чехла Сибирской платформы; 3 – девонские вулканогенно-осадочные породы наложенных впадин, 4 – палеозойские гранитоиды, 5 – венд-позднерифейские осадочные породы, 6 – раннепротерозойские гранитоиды саянского комплекса, 7 – раннепротерозойские терригенно-вулканогенные породы елашской серии, 8 – раннепротерозойские – позднеархейские породы Бирюсинского выступа (неразделенные); 9 – раннепротерозойские породы Урикско-Ийского грабена; 10 – архейские породы Шарыжалгайского выступа; 11 – Главный Саянский разлом. ПК – постколлизийные гранитоиды и вулканиты, ВП – внутриплитные гранитоиды.

Раннепротерозойские гранитоиды Бирюсинского выступа подразделяются на три группы: 1) синскладчатые – синметаморфические (коллизийные); 2) постскладчатые – постметаморфические (постколлизийные); 3) постскладчатые – постметаморфические (внутриплитные).

К первой группе, по-видимому, могут быть отнесены гранитоиды, ассоциирующиеся с мигматитами, и малые интрузии гранитоидов, распространенные среди пород хайламинской серии позднего архея [Брынцев, 1994]. Малые интрузии площадью до 3 кв^2 располагаются

согласно и субсогласно структурам метаморфических пород хайламинской серии [Брынцев, 1994]. Контакты их с метаморфическими породами как резкие, так и с признаками перехода от мигматитов к более массивным гранитам [Брынцев, 1994]. Структурное положение гранитоидов можно определить как синметаморфическое. Возраст этих гранитоидов до настоящего времени не известен, однако, на основании возраста метаморфизма пород хайламинской серии (1.9 млрд лет, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношение в цирконах из биотитовых гнейсов, [Туркина и др., 2006]) можно предположить, что данные гранитоиды также формировались на временном рубеже около 1.9 млрд лет. Среди гранитоидов преобладают биотитовые и гранат-биотитовые разновидности [Брынцев, 1994]. Составы гранитоидов варьируются от низкокальциевых плагиогранитов до двуполевошпатовых гранитов нормальной щелочности. На основании всей совокупности геологических данных можно допускать формирование этих гранитоидов в коллизионной геодинамической обстановке.

Гранитоиды второй группы наиболее широко распространены относительно других раннепротерозойских гранитоидов Бирюсинского выступа и приурочены, главным образом, к зонам поднятий в структуре данного блока. В региональном масштабе эти гранитоиды образуют крупный единый магматический пояс, протягивающийся вдоль зоны сочленения Бирюсинского блока с палеопротерозойским Урикско-Ийским грабеном и архейским Тунгусским супертеррейном Сибирского кратона (рис. 2.6). Протяженность этого пояса гранитоидов достигает 300 км при ширине 30-40 км [Галимова и др., 2011]. Данные гранитоиды прорывают архейские образования хайламинской и монкресской серий, а также раннепротерозойские породы елашской серии и совместно с ними перекрываются неопротерозойскими осадочными породами. Кроме того, гранитоиды по тектоническим зонам контактируют с позднепалеопротерозойскими породами неройской серии Туманшетского прогиба [Ножкин и др., 2015]. Все рассматриваемые гранитоиды принадлежат саянскому комплексу [Геологическая..., 1983; Левицкий и др., 2002; Галимова и др., 2011]. Все гранитоиды этой группы занимают одинаковое структурное положение: являются постскладчатыми, постметаморфическими образованиями. Имеется несколько U-Pb определений возраста по цирконам для гранитоидов саянского комплекса Бирюсинского выступа. Возраст биотит-амфиболовых гранитов Барбитайского массива был определен как 1858 ± 20 млн лет [Левицкий и др., 2002], тоналитов Подпорогского массива – 1869 ± 10 млн лет [Туркина и др., 2003], кварцевых диоритов Удинского массива – 1859 ± 10 млн лет [Туркина и др., 2006], двуслюдяных гранитов Бирюсинского массива – 1874 ± 14 млн лет [Донская и др., 2014], гранодиоритов Елашско-Тенишетского массива – 1901 ± 16 млн лет [Макагон и др., 2015], гранитов Топорокского массива – 1893 ± 13 млн лет [Макагон и др., 2015] (рис. 2.6). Среди гранитоидов данной группы выделяются: тоналиты, диориты и гранодиориты I-типа

[Туркина, 2005; Туркина и др., 2006; Макагон и др., 2015], двуслюдяные граниты *S*-типа [Донская и др., 2014], биотитовые и биотит-амфиболовые граниты *A*-типа [Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2006; Макагон и др., 2015]. Близкий возраст с гранитоидами второй группы имеют метавулканыты мальцевской толщи елашской серии (1872 ± 10 и 1874 ± 10 млн лет) [Донская и др., 2019]. На основании близкого возраста, сходной структурной позиции и расположения в одной структуре вулканыты елашской серии и гранитоиды саянского комплекса Бирюсинского выступа были объединены в единую вулканоплутоническую ассоциацию раннепротерозойского возраста, породы которой формируют протяженный Саяно-Бирюсинский вулканоплутонический пояс [Донская и др., 2019]. Геодинамическая обстановка формирования гранитоидов саянского комплекса и пород елашской серии определяется как постколлизийная [Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2006; Донская и др., 2014, 2019].

К третьей группе относятся крупнозернистые порфировидные микроклиновые граниты и гнейсограниты Подпорогского массива, располагающегося в северо-западной части Бирюсинского выступа [Туркина и др., 2003, 2006] (рис. 2.6). Данный массив представляет собой серию тектонических пластин, отделенных от вмещающих пород зонами региональных разломов [Туркина и др., 2003, 2006], поэтому можно предположить, что разгнейсование пород массива связано с более поздними по отношению ко времени формирования гранитов тектоническими процессами. U-Pb датирование по циркону микроклинового гранита позволило оценить возраст гранитов как 1747 ± 4 млн лет [Туркина и др., 2003]. Химический состав этих микроклиновых гранитов и гнейсогранитов соответствует гранитам *A*-типа [Туркина и др., 2006]. По своей геодинамической позиции эти граниты рассматриваются как внутриплитные (анорогенные) образования [Туркина и др., 2003, 2006].

2.4. Структура и раннепротерозойские гранитоиды Урикско-Ийского грабена

Урикско-Ийский грабен располагается в южной части Сибирского кратона между Бирюсинским и Шарыжалгайским выступами. Согласно тектонической схеме О.М. Розена [Розен, 2003] породы Урикско-Ийского грабена принадлежат Ангарскому складчатому поясу Тунгусского супертеррейна, согласно схеме В.А. Глебовицкого с соавторами [2008а] они входят в состав Южно-Сибирского коллизийного пояса, а по схеме А.П. Смелова и В.Ф. Тимофеева [Smelov, Timofeev, 2007] попадают в пределы Урикского зеленосланцевого террейна.

Урикско-Ийский грабен сложен преимущественно раннепротерозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными породами, объединяемыми в составе нескольких свит [Эволюция..., 1988; Гладкочуб и др., 2002, 2014]. Общая мощность осадочных и вулканогенно-осадочных образований в пределах грабена достигает 15 км. В настоящее время не существует единого мнения о стратиграфической последовательности и объеме выделяемых свит. В соответствии с

одной из существующих стратиграфических схем [Эволюция..., 1988] в строении грабена выделяется следующая последовательность свит раннего протерозоя (снизу вверх): шаблыкская, большереченская (ингашинская), далдарминская, урикская (аршанская) свиты сублукской серии, а также ангаульская и одайская свита калбазыкской серии и ермосохинская свита. На основе датирования детритовых цирконов из песчаника ингашинской свиты и туфоалевролита далдарминской свиты было показано, что осадконакопление имело место на временных рубежах ~1.91 и ~1.75 – 1.70 млрд лет [Гладкочуб и др., 2014]. Залегающие в верхних частях разреза Урикско-Ийского грабена отложения ермосохинской свиты традиционно рассматриваются в качестве наиболее молодых и относятся к раннему рифею [Эволюция..., 1988]. В настоящее время, на основании данных по детритовым цирконам из песчаников ермосохинской свиты [Гладкочуб и др., 2014] и согласуясь с тем, что породы свиты прорываются дайками гранит-порфиров с возрастом 1537 ± 14 млн лет (Ar-Ar по биотиту [Гладкочуб и др., 2002]), было установлено, что отложения ермосохинской свиты накапливались вблизи границы палео- и мезопротерозоя. Породы Урикско-Ийского грабена преимущественно метаморфизованы в условиях различных субфаций зеленосланцевой фации, отложения ермосохинской свиты практически не метаморфизованы.

Раннепротерозойские гранитоиды Урикско-Ийского грабена могут быть подразделены на две группы. Первая группа постскладчатых – постметаморфических (постколлизийных) гранитоидов выделяется достаточно надежно; вторая группа рассматривается условно (постскладчатые – постметаморфические (внутриплитные)).

Гранитоиды первой группы пользуются широким распространением в юго-западной части Урикско-Ийского грабена (рис. 2.6), где они прорывают раннепротерозойские образования грабена, главным образом породы большереченской свиты. Эти гранитоиды образуют единый магматический пояс с раннепротерозойскими постскладчатыми гранитоидами саянского комплекса Бирюсинского выступа. Большая часть постскладчатых гранитоидов в Урикско-Ийском грабене также относятся к саянскому комплексу. Однако Г.Я. Абрамович выделял в структуре единого магматического пояса дополнительно гуникский комплекс [Галимова и др., 2011]. Наибольшим распространением среди гранитоидов, входящих в состав этого магматического пояса в пределах Урикско-Ийского грабена, пользуются биотитовые, роговообманково-биотитовые граниты и гранодиориты, граносиениты, сиениты [Галимова и др., 2011]. Отмечаются также двуслюдяные граниты, диориты, монцониты, монцодиориты.

В центральной части Урикско-Ийского грабена к гранитоидам первой группы могут быть отнесены породы игнокского комплекса (фаза 1), которые образуют дайки и небольшие тела, площадью 9 – 14 км², прорывающие отложения большереченской свиты [Галимова и др.,

2011]. В этот комплекс объединятся роговообманково-биотитовые граниты, гранодиориты, плагиограниты, тоналиты, реже диориты, кварцевые диориты [Галимова и др., 2011].

U-Pb возраст пород первой группы в пределах разных выделенных комплексов и массивов Урикско-Ийского грабена варьируется от 1875 ± 8 млн лет до 1827 ± 6 млн лет [Галимова и др., 2011].

Ко второй группе условно могут быть отнесены граниты с возрастом 1778 ± 9 млн лет, входящие в состав игнокского комплекса (фаза 2 (?)) [Галимова и др., 2011]. По составу исследованные граниты отвечают кварцевым диоритам. Предполагается, что по своей геодинамической позиции данные граниты могут быть рассмотрены как внутриплитные образования.

2.5. Структура и раннепротерозойские гранитоиды Шарыжалгайского выступа

Согласно тектонической схемы О.М. Розена [Розен, 2003] породы Шарыжалгайского выступа принадлежат Тунгусскому супертеррейну, согласно схемы В.А. Глебовицкого с соавторами [2008a] они входят в состав Южно-Сибирского коллизионного пояса, а по схеме А.П. Смелова и В.Ф. Тимофеева [Smelov, Timofeev, 2007] попадают в пределы Шарыжалгайского гранулит-ортогнейсового и Онотского гранит-зеленокаменного террейна (рис. 2.7).

Традиционно в строении Шарыжалгайского выступа выделяются четыре блока, отделенные друг от друга системами разломов: Иркутный, Китойский, Онотский и Булунский (рис. 2.7) [Грабкин, Мельников, 1980]. Иркутный и Китойский блок относятся к гранулит-гнейсовым областям, а Онотский и Булунский к гранит-зеленокаменным.

Иркутный блок расположен в юго-восточной части Шарыжалгайского выступа и сложен преимущественно метаморфизованными магматическими и осадочными породами, объединенными в состав шарыжалгайской серии [Петрова, Левицкий, 1984; Ножкин, Туркина, 1993; Эволюция..., 1988]. Степень метаморфизма пород варьируется от высокотемпературной амфиболитовой до гранулитовой фации. Возраст протолитов большей части пород шарыжалгайской серии считается архейским [Эволюция..., 1988; Poller et al., 2005; Туркина и др., 2009a; Turkina et al., 2012], однако для части метатерригенных пород в восточной части Иркутного блока было установлено палеопротерозойское время осадконакопления [Туркина, Урманцева, 2009; Туркина и др., 2010]. Nd модельный возраст архейских метаморфических пород шарыжалгайской серии составляет 3.9 – 2.9 млрд лет [Туркина, 2010; Gladkochub et al., 2009], палеопротерозойских метаосадочных пород – 3.1 – 2.4 млрд лет [Туркина и др., 2010]. Протолиты гранулитов по магматическим породам основного и кислого составов Иркутного блока были сформированы в надсубдукционной геодинамической обстановке на временном

интервале 2.7 – 2.6 млрд лет (возраст магматических цирконов в гранулитах) [Turkina et al., 2012].

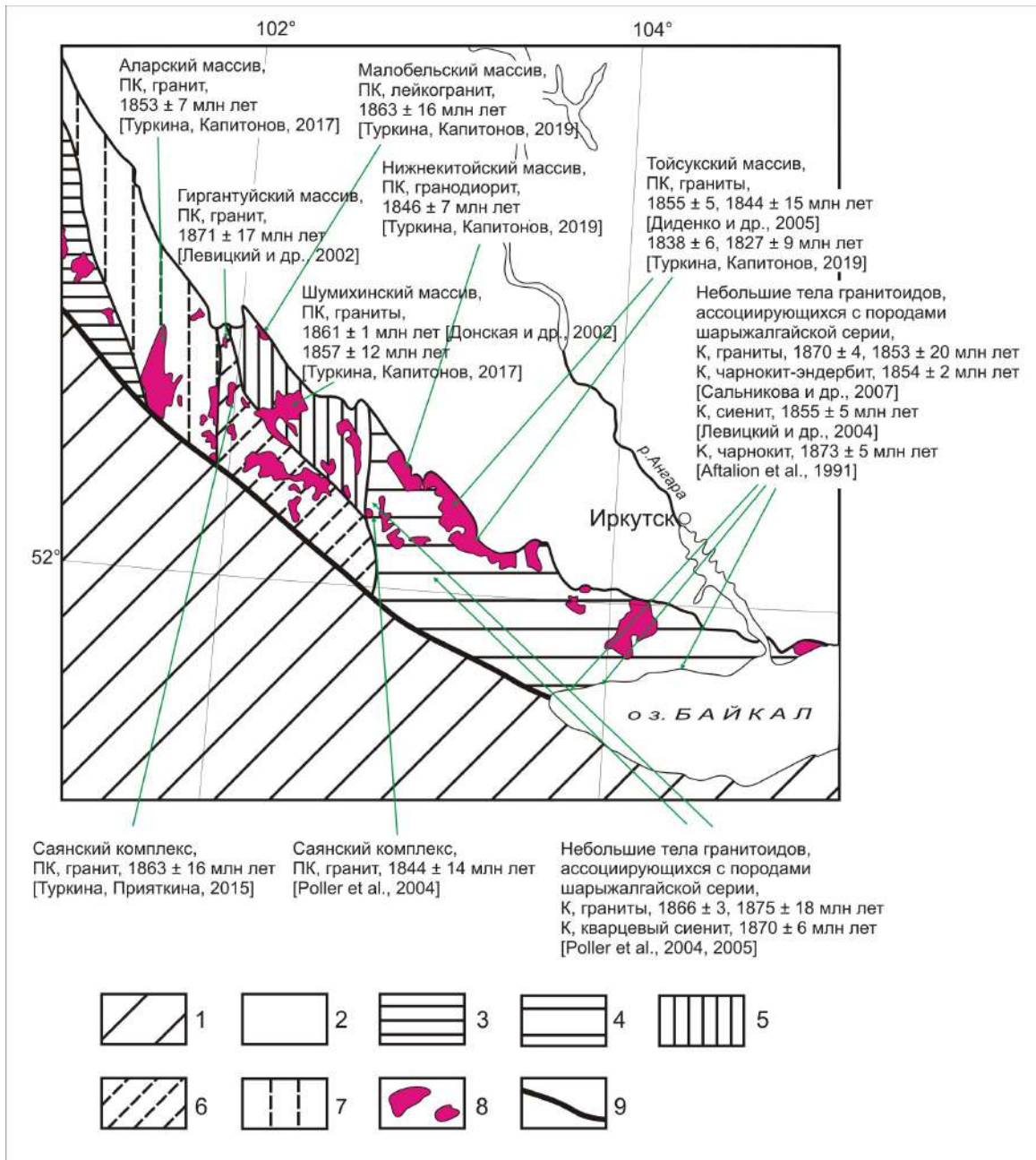


Рис. 2.7. Схема геологического строения Шарыжалгайского выступа фундамента южной части Сибирского кратона (модифицированная после [Геологическая..., 1983]).

1 – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 2 – фанерозойские образования чехла Сибирской платформы; 3 – раннепротерозойские породы Урикско-Ийского грабена; 4–7 – архейские породы Шарыжалгайского выступа: 4 – Иркутский гранулит-гнейсовый блок, 5 – Онетский гранит-зеленокаменный блок, 6 – Китойский гранулит-гнейсовый блок, 7 – Булунский гранит-зеленокаменный блок; 8 – раннепротерозойские гранитоиды саянского и шумихинского комплексов; 9 – Главный Саянский разлом.

К – коллизионные гранитоиды, ПК – постколлизионные гранитоиды.

Иркутский блок представляет собой область, для которой характерно полициклическое развитие эндогенных процессов [Сальникова и др., 2007; Aftalion et al., 1991; Poller et al., 2005; Мельников, 2011]. В настоящее время надежно обоснованы два временных рубежа проявления метаморфических, и сопряженных с ними магматических, событий в пределах Иркутского

блока: неоархейский – 2.65 – 2.48 млрд лет и палеопротерозойский – 1.88 – 1.84 млрд лет [Диденко и др., 2003; Левицкий и др., 2004; Гладкочуб и др., 2005; Сальникова и др., 2007; Туркина и др., 2009а; Левченков и др., 2012; Aftalion et al., 1991; Poller et al., 2004, 2005; Turkina et al., 2012]. Кроме того, допускается еще один более ранний этап проявления метаморфических процессов около 2.8 млрд лет [Aftalion et al., 1991; Сальникова и др., 2007].

Китойский блок представлен объединенными в китойскую серию метаморфизованными породами карбонатно-гнейсового состава [Галимова и др., 2011]. В строении серии принимают участие биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы, переслаивающиеся с силлиманитовыми, кордиерит-силлиманитовыми сланцами, а также с мраморами и кальцифирами [Галимова и др., 2011]. Степень метаморфизма пород китойской серии варьируется от высокотемпературной амфиболитовой до гранулитовой фации. Возраст протолитов метатерригенных пород серии считается архейским, их Nd модельный возраст составляет 3.2 – 3.1 млрд лет [Туркина, 2010]. Возраст метаморфических преобразований в Китойском блоке был определен по породам Китойского силлиманитового месторождения и составил 2.54 – 2.48 млрд лет [Левицкий и др., 2010; Глебовицкий и др., 2011].

Онотский и Булунский гранит-зеленокаменные блоки Шарыжалгайского выступа сложены чередующимися блоками и пластинами, в которых представлены плагиогнейсово-гранитоидные породные ассоциации тоналит-трондьемит-гранодиоритового (ТТГ) состава и метаосадочно-вулканогенные супракрустальные отложения зеленокаменных поясов [Ножкин и др., 2001; Туркина, Ножкин, 2008; Туркина, 2010]. Возраст пород ТТГ ассоциации Онотского блока был определен как 3.4 и 3.3 млрд лет [Бибикова и др., 1982, 2006], а породы этой же ассоциации Булунского блока были сформированы на временных рубежах ~3.30 и 3.25 млрд лет, при том что их метаморфизм и мигматизация имели место на рубеже ~3.30 млрд лет [Туркина и др., 2009б]. Формирование супракрустальных осадочно-вулканогенных отложений зеленокаменных поясов Онотского и Булунского блока имело место в неоархее [Туркина и др., 2014а, б]. Nd модельный возраст этих отложений в обоих блоках составляет 3.6 – 3.0 млрд лет [Туркина, 2010; Туркина и др., 2014а, б]. Время метаморфических преобразований, определенное для пород Онотского пояса, составило 1.88 млрд лет [Туркина, Ножкин, 2008].

Раннепротерозойские гранитоиды Шарыжалгайского выступа подразделяются на две группы: 1) синскладчатые – синметаморфические (коллизийные); 2) постскладчатые – постметаморфические (постколлизийные).

Гранитоиды первой группы выделены и изучены среди метаморфических образований Иркутского блока, в то время как в трех других блоках Шарыжалгайского выступа (Булунском, Китойском и Онотском) отмечены только постскладчатые гранитоиды второй группы (рис. 2.7). С гранулитами и мигматитами Иркутского блока пространственно ассоциируют разнообразные

гранитоиды. Гранитоиды которые приурочены к областям широкого развития мигматитов (район Кругобайкальской железной дороги) обнаруживают постепенные переходы как с мигматитами, так и друг с другом [Петрова, Левицкий, 1994; Мельников, 2011]. Выделяются автохтонные и аллохтонные разности гранитоидов. Среди гранитоидов этой группы преимущественное распространение имеют чарнокитоиды (эндербиты, черно-эндербиты, чарнокиты), а также биотитовые, аляскистовые и пегматоидные граниты [Петрова, Левицкий, 1994; Turkina, 2014]. В меньших количествах распространены пироксеновые сиениты и граносиениты, приуроченные к полям карбонатных пород, а точнее к области скарнов, развитых между карбонатными и силикатными породами шарыжалгайской серии [Петрова, Левицкий, 1984; Левицкий и др., 2004], а также гранатсодержащие граниты, образующие небольшие жилы среди парагнейсов [Turkina, 2014]. З.И. Петрова и В.И. Левицкий [1984] связывали формирования гранитоидов этой группы с процессами ультраметаморфизма. Структурное положение гранитоидов можно определить как синметаморфическое, при этом внедрение части гранитоидов связано с ранними метаморфическими событиями гранулитовой фации, другие с более поздними метаморфическими событиями высокотемпературной ступени амфиболитовой фации [Сальникова и др., 2007]. Возраст синметаморфических гранитоидов Иркутского блока района Кругобайкальской железной дороги составляет 1873 – 1853 млн лет [Aftalion et al., 1991; Левицкий и др., 2004; Сальникова и др., 2007]. Значения возраста метаморфизма полученные для метаморфических пород, главным образом гранулитов, Иркутского блока района Кругобайкальской железной дороги составляют 1880 ± 39 млн лет – 1849 ± 13 млн лет [Aftalion et al., 1991; Туркина и др., 2009а, 2010; Poller et al., 2005; Turkina et al., 2012], т.е. перекрываются с возрастом синметаморфических гранитов.

Синметаморфические гранитоиды первой группы, образующие небольшие тела (не более 1 м) среди гранулитов шарыжалгайской серии, отмечаются также в северо-западной части Иркутского блока (район р. Китой). Эти тела располагаются главным образом субсогласно залеганию плоскостных элементов вмещающих их гранулитов. Возраст этих гранитоидов, несколько более древний по сравнению с возрастом ультраметаморфических гранитоидов района Кругобайкальской железной дороги, составляет 1880 ± 11 – 1870 ± 6 млн лет и близок возрасту гранулитового метаморфизма в этом же регионе Иркутского блока – 1.88 млрд лет [Poller et al., 2004, 2005].

Геодинамическая обстановка формирования гранитоидов первой группы рассматривается как коллизионная [Сальникова и др., 2007; Poller et al., 2005].

Составы чарнокитоидов в районе Кругобайкальской железной дороги варьируются от эндербита до чарнокита через промежуточные разности, отличаясь друг от друга содержанием калиевого полевого шпата [Петрова, Левицкий, 1994]. В качестве темноцветного минерала

содержат гиперстен. По составу чарнокитоиды, а также биотитовые граниты, ассоциирующие с гранулитами, классифицируются как метаглиноземистые известково-щелочные тоналиты, гранодиориты и граниты, геохимические характеристики которых близки гранитам *I*-типа [Turkina, 2014]. Биотитовые, аляскитовые и пегматоидные граниты первой группы на всей площади Иркутского блока представляют собой двуполевошпатовые породы, характеризующиеся высоким содержанием SiO_2 (70 – 77 мас. %) и щелочей [Петрова, Левицкий, 1994; Poller et al., 2004]. Гранатсодержащие граниты, отмечающиеся среди парагнейсов района Кругобайкальской железной дороги, по составу соответствуют перглиноземистым тоналитам и калиевым гранитам и обнаруживают характеристики соответствующие гранитам *S*-типа [Turkina, 2014].

Гранитоиды второй группы пользуются широким распространением в пределах всех блоков Шарыжалгайского выступа. Гранитоиды образуют серию достаточно крупных массивов, площадь самого большого из которых составляет более 400 км². Гранитоиды прорывают метаморфические образования всех серий Шарыжалгайского выступа и занимают одинаковое структурное положение, а именно являются постскладчатыми, постметаморфическими образованиями. Все рассматриваемые гранитоиды принадлежат саянскому или шумихинскому комплексу [Донская и др., 2002, 2005; Левицкий и др., 2002; Диденко и др., 2005; Галимова и др., 2011; Мельников, 2011; Туркина, Прияткина, 2015; Туркина, Капитонов, 2017, 2019]. Гранитоиды второй группы, прорывающие метаморфические образования Булунского, Китайского и Онотского блоков распределены более-менее равномерно по территории этих блоков. В Иркутском блоке, где вскрыта наиболее глубинная часть разреза коры и где наиболее интенсивно проявлены процессы палеопротерозойских метаморфических, и сопряженных с ними магматических, событий, крупные массивы постколлизийных гранитоидов располагаются только в северной (в современных координатах) части выступа.

U-Pb возраст по циркону, определенный для гранитоидов разных массивов Шарыжалгайского выступа, варьируется от 1871 ± 17 млн лет до 1827 ± 9 млн лет [Левицкий и др., 2002; Донская и др., 2002; Кирнозова и др., 2003; Диденко и др., 2005; Туркина, Прияткина, 2015; Туркина, Капитонов, 2017, 2019; Poller et al., 2004]. При этом в Иркутском блоке отмечаются только наиболее молодые из проанализированных гранитоидов (1855 ± 5 – 1827 ± 9 млн лет). Значения возраста этих «молодых» гранитоидов немного моложе возраста синметаморфических гранитоидов первой группы и времени проявления метаморфических событий в Иркутском блоке Шарыжалгайском выступе. Е.Б. Сальникова с соавторами [2007] предположили, что совпадение возраста синметаморфических гранитоидов Кругобайкальской части Иркутского блока и постметаморфических гранитоидов в пределах всего Шарыжалгайского выступа связано с тем, что на отдельных участках Иркутского блока, где

найжены и исследованы синметаморфические ультраметагенные гранитоиды, вскрыт глубинный разрез коры, в пределах которого возможно было проследить процесс магмообразования, происходивший на глубинных уровнях коры, который в итоге привел к выплавлению и внедрению аллохтонных посттектонических гранитоидов на всей территории выступа, который продолжался вне зависимости от формирования аллохтонных гранитоидов на более высоких уровнях коры. Следует отметить также, что собственно на тех участках, где были отмечены ультраметагенные гранитоиды с возрастом 1.87 – 1.85 млрд лет отсутствуют выходы аллохтонных гранитоидов с возрастом 1.87 – 1.84 млрд лет, которые расположены севернее (в современных координатах) (рис. 2.7).

Гранитоиды второй группы в пределах массивов Шарыжалгайского выступа представлены преимущественно амфиболовыми, биотит-амфиболовыми кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранитами, биотитовыми гранитами и лейкогранитами. Большинство проанализированных гранитоидов по своему химическому составу соответствует гранитам *A*-типа [Левицкий и др., 2002; Донская и др., 2002, 2005; Туркина и др., 2006; Туркина, Прияткина, 2016; Туркина, Капитонов, 2017, 2019]. Исключением являются гранитоиды Аларского массива Булунского блока состав, которые по своим характеристикам соответствуют калиевым гранитам *I*-типа [Туркина, Капитонов, 2017]. Геодинамическая обстановка формирования гранитоидов второй группы определяется как постколлизийная [Левицкий и др., 2002; Донская и др., 2002, 2005; Туркина и др., 2006].

2.6. Структура и раннепротерозойские гранитоиды Байкальского выступа

Байкальский (Акитканский согласно [Smelov, Timofeev, 2007]) краевой выступ фундамента протягивается от пос. Большое Голоустное на юге до Патомского нагорья на севере (рис. 2.8). Географически породы Байкальского краевого выступа выходят на поверхность в пределах Приморского и Байкальского хребтов, а также Чуйского поднятия.

Согласно тектонической схемы О.М. Розена [Розен, 2003] породы Байкальского выступа принадлежат Акитканскому вулканогенному (складчатому) поясу, согласно схемы В.А. Глебовицкого с соавторами [2008a] они входят в состав Южно-Сибирского коллизийного пояса, а также приурочены к той части фундамента кратона, которая перекрыта рифейскими образованиями. По схеме А.П. Смелова и В.Ф. Тимофеева [Smelov, Timofeev, 2007] породы Байкальского выступа располагаются в пределах палеопротерозойских Акитканского пояса и Чуйского амфиболит-диорит-гранодиорит-гнейсового террейна.

В строении Байкальского выступа могут быть выделены три блока (с юга на север): Голоустенский, Сарминский и Чуйский (рис. 2.8).

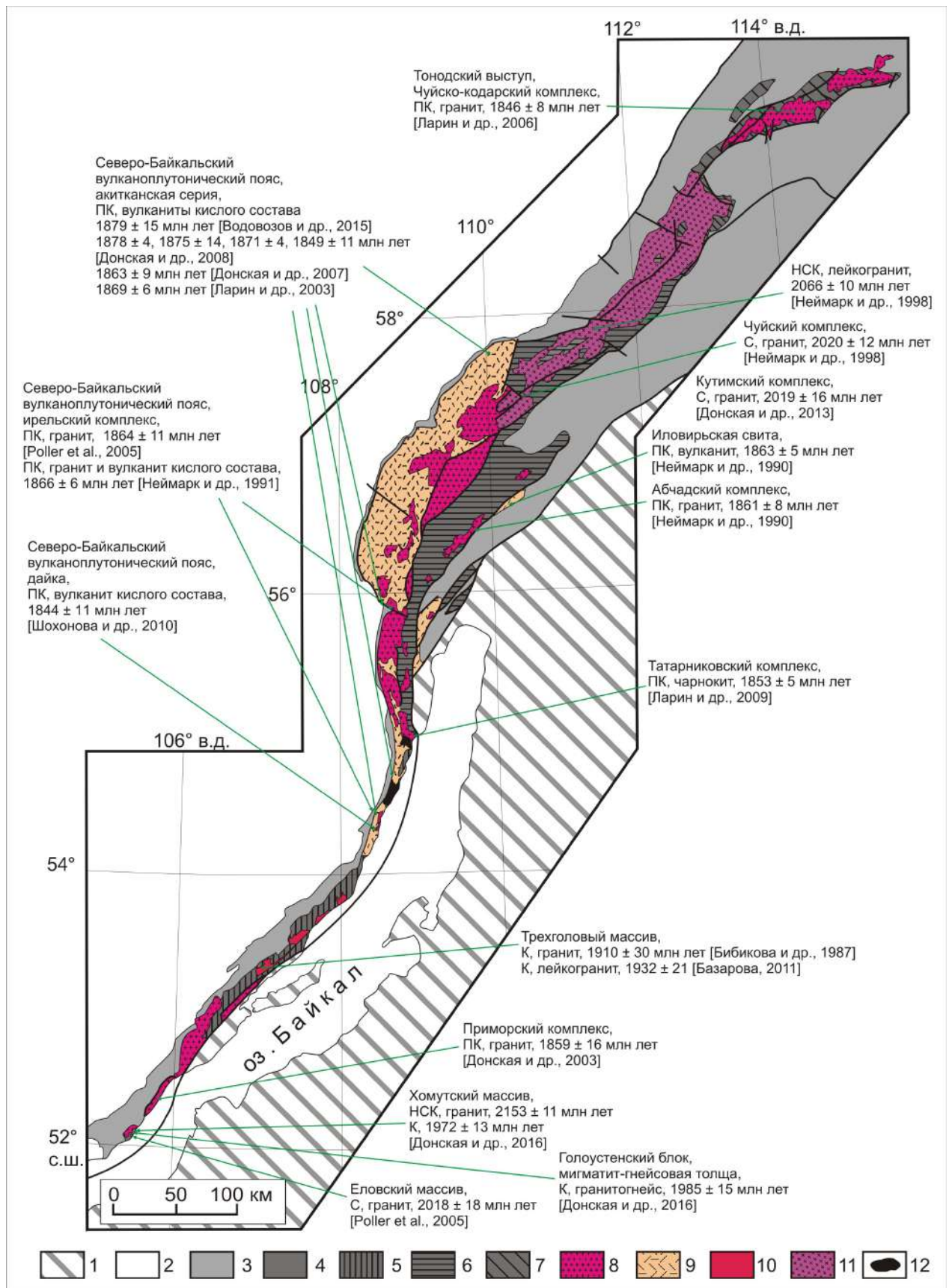


Рис. 2.8. Схема геологического строения Байкальского и Тонодского выступов фундамента южной части Сибирского кратона (модифицированная после [Donskaya et al., 2009]).

1 – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 2 – вендские – фанерозойские образования чехла Сибирской платформы; 3 – неопротерозойские осадочные породы; 4–6 – раннепротерозойские метаморфические породы Байкальского выступа: 4 – Голоустенский блок, 5 – Сарминский блок; 6 – Чуйский блок; 7 – раннепротерозойские метаморфические породы Тонодского выступа; 8–9 – раннепротерозойские породы Южно-Сибирского

постколлизийного магматического пояса: 8 – гранитоиды; 9 – вулканиты и терригенные породы акитканской и иловирьской свит; 10 – раннепротерозойские коллизийные гранитоиды; 11 – раннепротерозойские надсубдукцийные гранитоиды; 12 – архейские гранитоиды. НСК – гранитоиды, формирование которых не связано со становлением структуры Сибирского кратона, С – надсубдукцийные гранитоиды, К – коллизийные гранитоиды, ПК – постколлизийные гранитоиды и вулканиты.

Голоустенский блок расположен в южной части Байкальского выступа и сложен преимущественно мигматизированными гнейсами и гранитогнейсами, которые содержат в разной степени измененные тела, сложенные более ранними ассоциациями пород, в том числе двупироксеновыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, плагиогнейсами, ультрабазитами, гранитоидами [Гладкочуб и др., 2013а; Донская и др., 2016]. Степень метаморфизма пород достигает высокотемпературной амфиболитовой фации. На существующих геологических схемах породы мигматит-гнейсовой ассоциации рассматриваются в составе таланчанской толщи [Аносов, 1967]. З.И. Петровой [Петрова, 2001] было показано, что двупироксен-биотитовые кристаллические сланцы и амфиболиты Голоустенского блока по своим геохимическим характеристикам соответствуют вулканитам основного состава, формирование которых происходило в обстановке, подобной зрелой островной дуге или активной континентальной окраине. Nd модельный возраст ортогнейса Голоустенского блока составляет 2.6 млрд лет [Gladkochub et al., 2009].

Сарминский блок слагает центральную часть Байкальского краевого выступа и представлен, главным образом, объединенными в раннепротерозойскую сарминскую серию метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами, среди которых преобладают метатерригенные породы. Степень метаморфизма пород сарминской серии варьируется от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Nd модельный возраст палеопротерозойских метапесчаников и сланцев сарминской серии составляет 2.4 – 3.1 млрд лет [Макрыгина и др., 2005; Gladkochub et al., 2009]. Помимо пород сарминской серии в пределах Сарминского блока отмечаются выходы мезоархейских гранитоидов. Мезоархейские гранитоиды, близкие по составу породам ТТГ серии, слагают тектонический блок в северной части Сарминского блока [Donskaya et al., 2009]. Возраст тоналитов на основании U-Pb оценки возраста по цирконам был определен как 2884 ± 12 млрд лет, а их Nd модельный возраст как 3.23 – 3.07 млрд лет [Donskaya et al., 2009]. Породы Сарминского блока несогласно перекрывается осадочно-вулканогенными образованиями Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (1.88 – 1.85 млрд лет) [Неймарк и др., 1991; Ларин и др., 2003; Донская и др., 2007, 2008; Poller et al., 2005].

Чуйский блок представлен объединенными в чуйскую серию амфибол-биотитовыми, биотит-амфиболовыми и биотитовыми гнейсами, амфиболитами, которые в неметаморфизованном состоянии представляли собой вулканогенно-граувакковую толщу

[Макрыгина и др., 1981; Петрова и др., 1997]. Степень метаморфизма пород чуйской серии достигает высокотемпературных ступеней амфиболитовой и гранулитовой фаций. По своему химическому составу породы чуйской серии близки современным островодужным образованиям активных континентальных окраин [Макрыгина и др., 1981; Куц, Макрыгина, 2014]. Породы серии подвержены интенсивному разгнейсованию и мигматизации [Петрова и др., 1997]. Также как и породы Сарминского блока образования Чуйского блока несогласно перекрывается осадочно-вулканогенными образованиями Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (1.88 – 1.85 млрд лет) [Неймарк и др., 1991; Ларин и др., 2003; Донская и др., 2007, 2008; Poller et al., 2005], а верхняя чайская свита акитканской серии этого пояса в свою очередь перекрывается нижнепротерозойскими осадочными отложениями окуньской свиты [Срывцев, 1986], верхний предел осадконакопления которой ограничивается возрастом прорывающих ее долеритов (1.75 млрд лет) [Гладкочуб и др., 2010].

Раннепротерозойские гранитоиды Байкальского выступа подразделяются на четыре группы: 1) дометаморфические (реликтовые); 2) дометаморфические (надсубдукционные); 3) синскладчатые – синметаморфические и постскладчатые – постколлизийные (коллизийные); 4) постскладчатые – постметаморфические (постколлизийные).

К первой группе можно отнести граниты Хомутского массива Голоустенского блока и лейкограниты Чуйского блока (рис. 2.8).

Небольшой Хомутский массив биотитовых гранитов сохранился в мигматит-гнейсовой толще Голоустенского блока [Донская и др., 2016]. Контакты массива с вмещающими породами тектонические. U-Pb возраст по циркону этих гранитов оценивается как 2153 ± 11 млн лет [Донская и др., 2016]. Граниты были вовлечены в более поздние структурно-метаморфические преобразования, сопровождавшиеся мигматизацией. Геохимические характеристики гранитов Хомутского массива указывают на их близость к гранитам переходного *I-S* типа [Донская и др., 2016]. В качестве возможной обстановки формирования гранитов этого небольшого массива предполагается коллизия островных дуг [Донская и др., 2016].

К первой группе, по-видимому, можно также отнести лейкограниты Чуйского блока. U-Pb возраст по циркону этих гранитов оценивается как 2066 ± 10 млн лет [Неймарк и др., 1998]. Л.А. Неймарк с соавторами [Неймарк и др., 1998] рассматривали эти граниты как третью фазу чуйского комплекса, не учитывая, однако, того факта, что этот возраст оказался древнее, чем полученный ими же возраст для разгнейсованных гранодиоритов первой фазы чуйского комплекса. В связи с тем, что граниты, по которым получена оценка возраста, не имеют надежно задокументированных контактов с другими породами чуйского комплекса, то имеются все основания рассматривать их как выходы ранних раннепротерозойских пород в структуре Чуйского блока.

Ко второй группе надсубдукционных гранитоидов могут быть отнесены гранитоиды чуйского и кутимского комплексов Чуйского блока и гранитоиды Еловского массива Голоустенского блока (рис. 2.8). U-Pb возраст по циркону отмеченных гранитоидов оценивается как ~2.02 млрд лет [Неймарк и др., 1998; Poller et al., 2005; Донская и др., 2013].

Гранитоиды чуйского комплекса образуют крупные массивы, прорывающие отложения чуйской серии. Среди гранитоидов преобладают биотитовые и биотит-амфиболовые гранодиориты и граниты, часто разгнейсованные [Донская и др., 2013]. Граниты кутимского комплекса образуют несколько крупных (до 180 км²) и ряд мелких массивов в пределах Чуйского блока. С гранитами чуйского комплекса обнаруживают тектонические контакты. Гранитоиды чуйского и кутимского комплексов совместно с породами чуйской серии были вовлечены в процессы деформации, связанные с более поздними коллизионными событиями. U-Pb методом по циркону был определен возраст разгнейсованных гранодиоритов чуйского комплекса – 2020 ± 12 млн лет [Неймарк и др., 1998] и кутимского комплекса – 2019 ± 16 млн лет [Донская и др., 2013]. Граниты чуйского комплекса по своему химическому составу близки породам ТТГ серии и гранитам *I*-типа [Ларин и др., 2006а; Донская и др., 2013]. Граниты кутимского комплекса по содержанию в них петрогенных оксидов соответствуют окисленным гранитам *A*-типа, а по содержанию в них Y, Yb – высокоглиноземистым гранитоидам ТТГ серии и гранитам *I*-типа [Донская и др., 2013]. Формирование гранитоидов имело место в надсубдукционной геодинамической обстановке, а точнее в утолщенной континентальной коре в пределах аккреционного орогена, формирующегося над погружающейся зоной субдукции [Донская и др., 2013].

Биотит-амфиболовые граниты Еловского массива Голоустенского блока образуют небольшое тело площадью менее 0.5 км² среди мигматит-гнейсовой толщи Голоустенского выступа [Донская и др., 2016]. Совместно с другими породами блока они вовлечены в более поздние структурно-метаморфические преобразования, сопровождавшиеся мигматизацией. Структурное положение гранитоидов можно определить как дометаморфические. U-Pb возраст гранитов составляет 2018 ± 28 млн лет [Poller et al., 2005]. По своему химическому составу граниты Еловского массива близки к гранитам *I*-типа [Донская и др., 2005, 2016]. На основании всей совокупности геологических и геохимических данных можно допускать формирование этих гранитоидов в обстановке зрелой островной дуги или активной континентальной окраины [Донская и др., 2005, 2016].

В фундаменте южной части Сибирского кратона, скрытом под образования чехла (Тунгусский террейн по [Smelov, Timofeev, 2007] или Маганский террейн Анабарской провинции по [Розен, 2003]), скважиной были вскрыты гранитоиды с надсубдукционными геохимическими характеристиками, имеющие возраст ~2.00 млрд лет [Попов и др., 2015].

Совокупность данных по гранитоидам Голоуспенского и Чуйского блоков и гранитам, вскрытым скважиной в Маганском террейне, позволяет допускать на временной рубеж 2.02 – 2.00 млрд лет развитие геодинамической системы активной континентальной окраины Анабарской плиты с сопряженными с ней островными дугами [Донская и др., 2016].

К третьей группе коллизионных гранитоидов могут быть отнесены гранитоиды, ассоциирующиеся с мигматит-гнейсовыми толщами, распространенными в пределах Голоуспенского и Чуйского блоков, а также лейкограниты Трехголового массива Сарминского блока (рис. 2.8).

Среди гранитоидов, ассоциирующихся с мигматит-гнейсовыми толщами, распространенными в пределах Голоуспенского и Чуйского блоков, отмечаются как автохтонные, так и аллохтонные разности. Автохтонные разности обнаруживают признаки перехода с мигматитами, аллохтонные разности представляют собой либо перемещенные выплавки, либо небольшие интрузии, располагающиеся субсогласно структурам метаморфических пород [Петрова, 2001; Петрова и др., 1997]. Структурное положение гранитоидов можно определить как синметаморфическое. Для циркона из гранитогнейса мигматит-гнейсовой толщи Голоуспенского блока был определен средневзвешенный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 1985 ± 15 млн лет, который может рассматриваться как возраст частичного плавления и мигматизации, и соответственно, как возраст синметаморфических гранитов этой группы [Донская и др., 2016]. Химический состав гранитоидов позволяет сопоставлять их с лейкогранитами по классификации [Frost et al., 2001]. Геодинамическая обстановка формирования гранитоидов третьей группы может быть определена как коллизионная. Формирование гранитоидов этого этапа связано, наиболее вероятно, с приключением островных дуг (Чуйской, Голоуспенской) к Анабарской плите [Донская и др., 2016].

К гранитоидам этой же третьей группы могут быть отнесены лейкограниты Трехголового массива Сарминского блока. Граниты массива прорывают метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации породы сарминской серии в центральной части блока. Лейкограниты Трехголового массива ранее рассматривались или в составе приморского комплекса рапакивиподобных постметаморфических гранитоидов [Бибикова и др., 1981; Савельева, Базарова, 2012], или в составе кочериковского комплекса синметаморфических аллохтонных гранитоидов [Бибикова и др., 1987]. Структурное положение гранитов Трехголового массива позволяет охарактеризовать их как посттектонические образования. Химический состав гранитов сопоставим с составами классических лейкогранитов [Савельева, Базарова, 2012]. U-Pb возраст по циркону гранитов Трехголового массива был определен как 1910 ± 30 млн лет [Бибикова и др., 1987] и 1932 ± 21 млн лет [Базарова, 2011]. Возраст этих гранитов позволяет сделать вывод о том, что они были внедрены раньше основного объема

посттектонических гранитоидов Байкальского выступа (см. ниже). Наиболее вероятно, что внедрение этих гранитов фиксирует (завершает) один из коллизионно-аккреционных этапов формирования структуры Байкальского блока.

Гранитоиды четвертой группы пользуются наибольшим распространением в пределах всех блоков Байкальского выступа (рис. 2.8). Гранитоиды образуют серию крупных массивов, трассирующихся с юга на север через весь Байкальский выступ. Гранитоиды прорывают метаморфические образования всех серий выступа фундамента и занимают одинаковое структурное положение, а именно являются постскладчатыми, постметаморфическими образованиями. Совместно с другими породами фундамента Байкальского выступа гранитоиды несогласно перекрываются неопротерозойскими осадочными породами байкальской серии. Гранитоиды подразделяются на несколько комплексов: приморский, ирельский, татарниковский и абчадский. Геодинамическая обстановка формирования гранитоидов всех комплексов определяется как постколлизионная [Донская и др., 2003, 2005; Ларин и др., 2003, 2006а, 2009].

Гранитоиды приморского комплекса прорывают метаморфические породы Голоустненского блока и южной части Сарминского блока [Ескин и др., 1971; Мануйлова, Срывцев, 1974; Петрова и др., 1997; Донская и др., 2003, 2005]. U-Pb возраст по циркону гранитов составляет 1859 ± 16 млн лет [Донская и др., 2003]. Среди гранитоидов преобладают порфириовидные и крупновоидные биотитовые, биотит-амфиболовые разности. Граниты приморского комплекса рассматриваются как рапакивиподобные образования [Донская и др., 2003]. По своему химическому составу граниты приморского комплекса близки гранитам А-типа [Донская и др., 2003, 2005; Савельева, Базарова, 2012].

Граниты ирельского комплекса совместно с комагматичными им вулканитами акитканской серии входят в состав Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, который протягивается через северную часть Сарминского блока и Чуйский блок. Контакты пород Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса с вмещающими их докембрийскими образованиями, главным образом, тектонические. U-Pb возраст по циркону гранитов ирельского комплекса составляет $1866 \pm 6 - 1864 \pm 11$ млн лет [Неймарк и др., 1991; Poller et al., 2005], а возраст вулканитов кислого состава акитканской серии Северо-Байкальского пояса варьируется от 1878 ± 4 до 1849 ± 11 млн лет [Неймарк и др., 1990; Ларин и др., 2003; Донская и др., 2007, 2008]. Граниты ирельского комплекса представлены монцодиоритами, монцонитами, гранодиоритами, граносиенитами, гранитами. Среди вулканитов кислого состава акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса преобладают дациты и риолиты. Геохимические характеристики большинства гранитов и кислых вулканитов Северо-

Байкальского вулканоплутонического пояса соответствуют гранитам *A*-типа [Ларин и др., 2003; Донская и др., 2005, 2007, 2008].

Гранитоиды татарниковского комплекса распространены на границе между Сарминским и Чуйским блоками, главным образом в пределах Даванской зоны смятия [Срывцев и др., 1980; Ларин и др., 2009]. Гранитоиды преимущественно прорывают тектонизированные, динамометаморфизованные и милонитизированные породы Даванской зоны [Ларин и др., 2009; Куш, Макрыгина, 2014]. Гранитоиды образуют небольшие интрузивные тела. По химическому составу они соответствуют монцодиоритам, монцонитам, гранодиоритам, сиенитам, граносиенитам и гранитам [Срывцев и др., 1980; Ларин и др., 2009; Донская и др., 2018a]. Специфической особенностью минерального состава гранитоидов татарниковского комплекса является присутствие в них ромбического пироксена, что дало основание относить эти породы к чарнокитам. U-Pb возраст по циркону гранитоидов татарниковского комплекса составляет 1853 ± 5 млн лет [Ларин и др., 2009]. По своему химическому составу данные гранитоиды также близки гранитам *A*-типа [Ларин и др., 2009; Донская и др., 2018a].

Граниты абчадского комплекса, совместно с вулканитами иловирьской свиты, распространены главным образом к востоку от Чуйского блока в пределах Абчадской тектонической зоны. U-Pb возраст по циркону гранитов составляет 1861 ± 8 млн лет, а вулканитов кислого состава – 1863 ± 5 млн лет [Неймарк и др., 1990]. По своему химическому составу данные граниты абчадского комплекса соответствуют гранитам *A*-типа [Неймарк и др., 1998]. Близкий возраст (1843 ± 5 – 1846 ± 8 млн лет) обнаруживают и гранитоиды, также распространенные к востоку от Чуйского блока в пределах Маректинского выступа фундамента рифейской Олоkitской зоны [Рыцк и др., 2006].

В пределах Байкальского краевого выступа фундамента Сибирского кратона, а точнее в Северо-Байкальском вулканоплутоническом поясе, для отдельных небольших вулканических тел кислого состава были получены значения возраста моложе 1850 млн лет. В частности, подобные значения возраста были определены для латитов ламборского комплекса (1823 ± 7 млн лет [Неймарк и др., 1991]) и риодацитов чайского комплекса (1801 ± 22 млн лет [Собаченко и др., 2005]). В настоящее время допускается, что эти незначительные проявления вулканической активности связаны с затухающими процессами вулканизма в пределах Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, проявившиеся уже после его становления [Донская и др., 2007, 2008]. Интрузивные образования данного временного интервала в пределах Байкальского выступа не известны.

2.7. Структура и раннепротерозойские гранитоиды Тонодского выступа

Тонодский выступ фундамента располагается в районе Патомского нагорья к северу от Байкальского выступа (рис. 2.8). Географически породы Тонодского выступа выходят на поверхность в пределах Тонодского поднятия.

Согласно тектонической схемы О.М. Розена [Розен, 2003] породы Тонодского выступа принадлежат Аkitканскому вулканогенному (складчатому) поясу, согласно схемы В.А. Глебовицкого с соавторами [2008a] они входят в состав Южно-Сибирского коллизионного пояса, а также приурочены к той части фундамента кратона, которая перекрыта рифейскими образованиями. По схеме А.П. Смелова и В.Ф. Тимофеева [Smelov, Timofeev, 2007] породы Тонодского выступа располагаются в пределах палеопротерозойского Тонодского зеленосланцевого террейна.

Тонодский выступ сложен раннепротерозойскими метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами (разнообразными сланцами, метапесчаниками) албазинской и михайловской свит. Степень метаморфизма пород в основном не превышает зеленосланцевой фации.

Раннепротерозойские гранитоиды в пределах Тонодского выступа представлены только постскладчатыми – постметаморфическими (постколлизионными) образованиями. Граниты, объединяющиеся в чуйско-кодарский комплекс, прорывают породы михайловской и албазинской свит. Граниты представлены биотитовыми и биотит-мусковитовыми разновидностями и слагают крупный Кевактинский массив [Ларин и др., 2006a]. U-Pb возраст по циркону гранитов составляет 1846 ± 8 млн лет [Ларин и др., 2006a]. По своему химическому составу граниты чуйско-кодарского комплекса соответствуют гранитам S-типа [Ларин и др., 2006a]. Геодинамическая обстановка формирования гранитоидов определяется как постколлизионное растяжение [Ларин и др., 2006a].

2.8. Структура и раннепротерозойские гранитоиды Анабарского выступа

Согласно тектонической схемы О.М. Розена [Розен, 2003] породы Анабарского выступа принадлежат Маганскому и Далдынскому гранулит-гнейсовым террейнам Анабарской провинции, а также Хапчанскому складчатому поясу Оленекской провинции (рис. 2.9). По схеме В.А. Глебовицкого с соавторами [2008a] они входят в состав Центральной гранулит-гнейсовой области и Западно-Оленекского (Хапчанского) коллизионного пояса. А.П. Смелов и В.Ф. Тимофеев [Smelov, Timofeev, 2007] относили породы Анабарского выступа к Маганскому тоналит-грондьемит-гнейсовому, Далдынскому гранулит-ортогнейсовому и Хапчанскому гранулит-парагнейсовому террейнам.

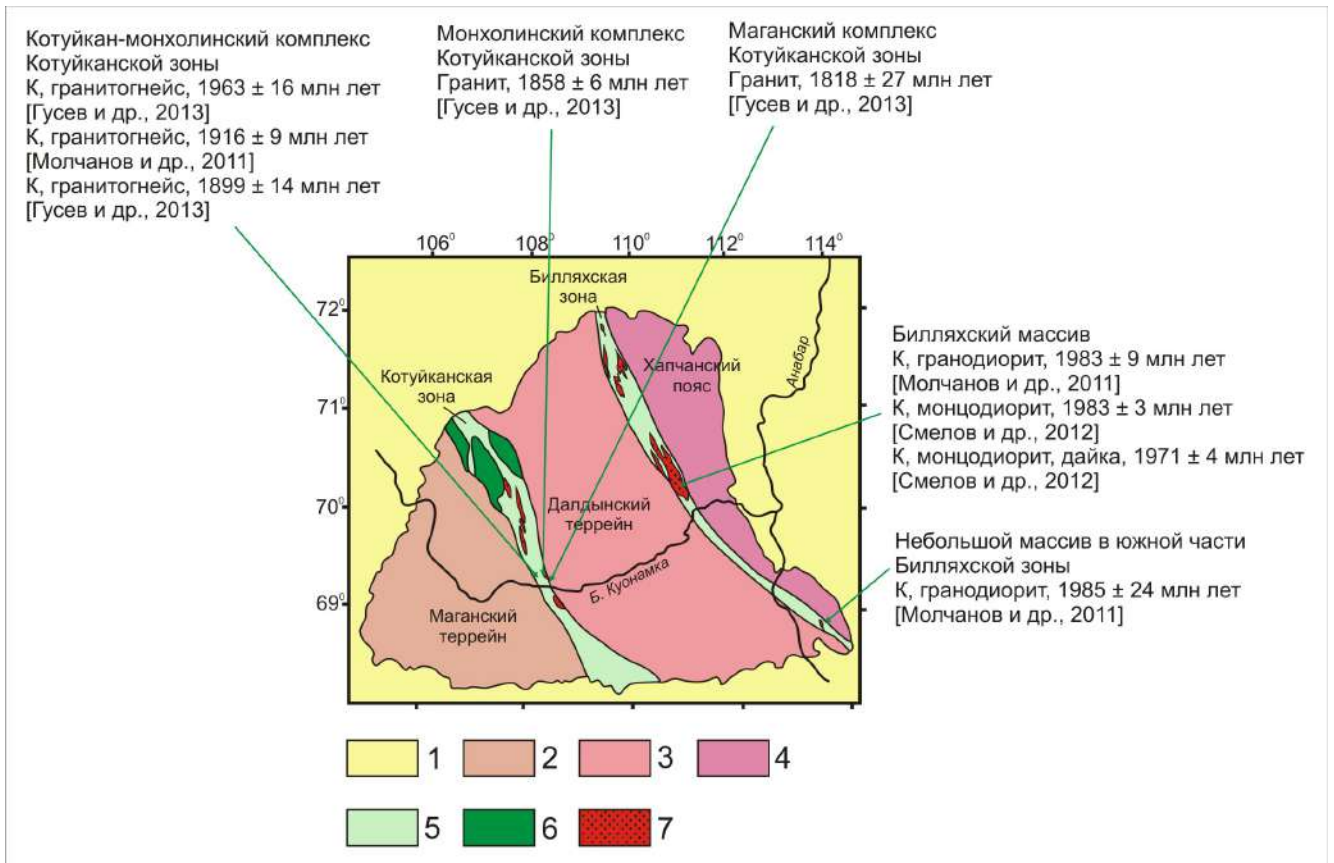


Рис. 2.9. Схема строения Анабарского щита Сибирского кратона (модифицированная после [Розен и др., 2000; Молчанов и др., 2011]).

1 – рифей-палеозойские отложения платформенного чехла; 2 – породы Маганского террейна; 3 – породы Далдынского террейна; 4 – породы Халчанского складчатого пояса (террейна); 5 – коллизионные зоны; 6 – анортозиты Котуйканской группы массивов; 7 – раннепротерозойские гранитоиды.
К – коллизионные гранитоиды.

Породы Маганского террейна расположены в западной части Анабарского выступа и представлены ортогнейсами тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава нижнего структурного яруса, а также парагнейсами, метабазитами и метакarbonатами верхнего структурного яруса [Розен и др., 2000; Оксман, 2001]. О.М. Розен с соавторами [2000] рассматривают ортогнейсы нижнего яруса в составе верхнеанабарской серии, а породы верхнего яруса в составе вюрбской серии. В работе [Оксман, 2001] все породы Маганского террейна относятся к верхнеанабарской серии. Степень метаморфизма пород Маганского террейна достигает гранулитовой фации [Вишневский, 1978; Оксман, 2001]. Nd модельный возраст пород террейна составляет 2.8 – 3.1 млрд лет [Розен и др., 2000]. О.М. Розен (2003) считает, что накопление пород вюрбской серии имело место 2.4 млрд лет назад.

Далдынский террейн занимает центральную часть Анабарского выступа и представлен ортогнейсами (чарнокитогнейсами, энебритогнейсами, гранитогнейсами) верхнеанабарской серии, а также гнейсами и плагиогнейсами, кварцитами и двупироксеновыми кристаллическими сланцами далдынской серии [Оксман, 2001; Мельников, 2011; Смелов и др., 2012]. Степень метаморфизма пород Далдынского террейна соответствует гранулитовой фации

[Вишнеvский, 1978; Оксман, 2001; Розен, Федоровский, 2001]. U-Pb возраст магматических цирконов из гиперстен-плаггиоклазового гнейса по андезиту далдынской серии составляет 3.32 ± 0.10 млрд лет (SHRIMP) и 3.00 ± 0.02 млрд лет (TIMS) [Бибикова и др., 1988, Розен и др., 1991]. Древние магматические ядра циркона из гранулитов обнаруживают возраст $3050 \pm 12 - 3012 \pm 15$ млн лет [Гусев и др., 2012]. Nd модельный возраст пород далдынской серии террейна составляет 2.9 – 3.3 млрд лет [Журавлев, Розен, 1991; Розен и др., 2000]. Время ранних метаморфических событий пород далдынской серии оценивается U-Pb методом (TIMS) по метаморфогенному циркону из плаггиогнейса как 2.76 ± 0.10 млрд лет [Розен и др., 1991], и U-Pb методов (SHRIMP II) по оболочкам циркона из гранулитов как 2683 ± 20 млн лет [Гусев и др., 2012]. Возраст основных палеопротерозойских метаморфических событий Sm-Nd изохронным методом был определен как $1.94 \pm 0.03 - 1.90 \pm 0.07$ млрд лет [Розен и др., 2000] и U-Pb методом (SHRIMP II) как $1990 \pm 12 - 1971 \pm 12$ млн лет [Гусев и др., 2012].

Хапчанский складчатый пояс или Хапчанский гранулит-парагнейсовый террейн занимает восточную часть Анабарского щита и сложен преимущественно метаморфическими породами хапчанской серии, представленными мраморами, кальцифирами, известково-силикатными породами, гранат-биотитовыми парагнейсами [Розен и др., 2000; Оксман, 2001; Смелов и др., 2012]. В меньшем количестве среди пород Хапчанского складчатого пояса отмечаются эндербиты и кристаллические сланцы [Оксман, 2001]. Степень метаморфизма пород Хапчанского пояса достигает гранулитовой фации [Вишнеvский, 1978; Оксман, 2001; Розен, Федоровский, 2001]. Nd модельный возраст метаосадочных пород хапчанской серии составляет 2.32 – 2.44 млрд лет [Журавлев, Розен, 1991; Розен и др., 1991; Розен и др., 2000]. Возраст метаморфизма был рассчитан по Sm-Nd минеральным изохронам и соответствует $1.92 \pm 0.003 - 1.91 \pm 0.014$ млрд лет [Розен и др., 2000].

Террейны в пределах Анабарского щита отделены друг от друга коллизионными зонами или зонами тектонического меланжа (рис. 2.9) [Розен и др., 2000; Розен, 2003; Оксман, 2001; Молчанов и др., 2011; Гусев и др., 2013; Rosen et al., 1994]. Котуйканская зона отделяет Маганский и Далдынский террейны, а Билляхская зона Далдынский и Хапчанский террейны. Коллизионные зоны или зоны тектонического меланжа сложены катаклазитами и милонитами, трассирующими разломные зоны, среди которых заключены блоки пород близлежащих террейнов [Розен и др., 2000; Розен, Федоровский, 2001; Розен, 2003; Оксман, 2001; Молчанов и др., 2011; Смелов и др., 2012; Гусев и др., 2013]. Породы блоков – отторженцев террейнов – в основном диафторированы в условиях амфиболитовой фации, иногда сохраняются породы с реликтами минеральных парагенезисов гранулитовой фации [Оксман, 2001; Смелов и др., 2012]. Помимо отторженцев террейнов, в пределах Котуйканской зоны отмечаются блоки анортозитового комплекса с возрастом 2.55 ± 0.05 млрд лет (Sm-Nd метод, [Розен и др., 2000]),

а также блоки монцонитов, отождествляемых с санукитоидами, возраст которых определен U-Pb методом по циркону как 2702 ± 9 млн лет [Гусев, Ларионов, 2012; Гусев и др., 2013]. Возраст формирования Котуйканской зоны может быть охарактеризован как позднеархейский на основании возраста гранулитового метаморфизма пород Далдынского террейна $2.76 - 2.68$ млрд лет [Розен и др., 1991, Гусев и др., 2012] и возраста монцонитов, отождествляемых с санукитоидами (2.7 млрд лет), в Котуйканской коллизионной зоне [Гусев, Ларионов, 2012; Гусев и др., 2013]. Однако нельзя исключать и раннепротерозойский возраст формирования Котуйканской зоны, основываясь на времени гранулитового метаморфизма, который испытали двупироксеновые кристаллосланцы данной зоны – 1975 ± 13 млн лет [Гусев и др., 2013]. Возраст формирования Билляхской зоны оценивается по времени гранулитового метаморфизма Хапчанского пояса в ее надвинутом восточном борту и составляет 1.97 ± 0.02 млрд лет [Бибикина и др., 1988; Розен и др., 2000]. Nd модельный возраст пород верхнеанабарской серии и хапчанской серии в блоках, заключенных в тектонической матрице Билляхской коллизионной зоны, составляет $2.16 - 2.36$ млрд лет и $2.21 - 2.39$ млрд лет соответственно [Смелов и др., 2012].

Раннепротерозойские гранитоиды в пределах Анабарского щита отмечаются преимущественно в Котуйканской и Билляхской коллизионных зонах и в меньших количествах среди пород основных террейнов. В связи с тем, что имеются отличия в возрасте между гранитоидами Котуйканской и Билляхской коллизионных зон, то рассматривать мы их будем отдельно. Несмотря на то, что среди гранитоидов выделяются как синскладчатые–синметаморфические, так и постскладчатые–постметаморфические разности, вместе они могут быть объединены в группу коллизионных гранитоидов. Отдельно группа постколлизионных гранитоидов в пределах Анабарского щита не выделяется из-за очень небольшого объема постскладчатых–постметаморфических интрузий.

Билляхская коллизионная зона (БКЗ)

К подгруппе синскладчатых гранитоидов БКЗ могут быть отнесены гранитоиды Билляхского массива и других более мелких массивов, в которых проявлены признаки структурно-метаморфических преобразований [Молчанов и др., 2011; Смелов и др., 2012]. А.П. Смелов с соавторами [2012] полагают, что формирование гранитов Билляхского массива происходило непосредственно перед началом проявления тектонических событий в Билляхской зоне. А.В. Молчанов с соавторами [2011] допускают синтектоническую природу этих массивов гранитоидов. Гранитоиды исследованных массивов, в том числе Билляхского, представлены амфибол-биотитовыми кварцевыми монцодиоритами, кварцсодержащими диоритами, гранодиоритами, кварцевыми сиенитами, гранитами и лейкогранитами [Молчанов и др., 2011; Смелов и др., 2012]. U-Pb возраст по циркону определенный для кварцевого монцодиорита

Билляхского массива составил 1983 ± 3 млн лет [Смелов и др., 2012], а для гранодиорита этого же массива – 1983 ± 9 млн лет [Молчанов и др., 2011]. U-Pb возраст по циркону, полученный для разгнейсованных гранитов массива, расположенного в южной части Билляхской коллизионной зоны, составил 1985 ± 24 млн лет [Молчанов и др., 2011]. По химическому составу гранитоиды Билляхского массива не были однозначно классифицированы как граниты какого-либо геохимического типа и обнаружили характеристики гранитов *A*- и *I*-типов [Смелов и др., 2012]. Геодинамическая обстановка их формирования была определена как доколлизийная [Смелов и др., 2012] или синколлизийная [Молчанов и др., 2011].

В подгруппу постскладчатых гранитоидов БКЗ могут быть объединены мелкие тела аляскитовых гранитов, пегматитов и дайки монцогаббро, кварцевых монцонитов и кварцевых монцодиоритов Билляхской коллизионной зоны [Смелов и др., 2012]. Эти небольшие интрузии пересекают породы коллизийных зон и могут рассматриваться как постметаморфические образования. А.П. Смелов с соавторами [2012] определили, что внедрение даек в Билляхской зоне имело место до или одновременно с образованием самых поздних складок. U-Pb возраст по циркону из кварцевого монцодиорита дайкового комплекса Билляхской оценивается как 1971 ± 4 млн лет [Смелов и др., 2012]. Проанализированные монцониты дайкового комплекса Билляхской зоны по своему химическому составу соответствует гранитам *A*-типа [Смелов и др., 2012].

Котуйканская коллизийная зона (ККЗ)

К подгруппе синскладчатых–синметаморфических гранитов ККЗ могут быть отнесены согласные и секущие тела и массивы автохтонных гранитов, ассоциирующих с мигматитами, относимые к котуйкан-монхолинскому комплексу [Розен и др., 2000; Розен, Федоровский, 2001; Розен, 2003; Молчанов и др., 2011; Гусев и др., 2013]. Возраст мигматитов Котуйканской коллизийной зоны был определен U-Pb методом по монациту и составил 1900 ± 100 млн лет [Степанов, 1974]. U-Pb методом по циркону был определен возраст гранитогнейсов котуйкан-монхолинского комплекса на нескольких участках ККЗ, который составил 1916 ± 9 млн лет [Молчанов и др., 2011], а также 1963 ± 16 и 1899 ± 14 млн лет [Гусев и др., 2013]. Структурное положение этих гранитоидов можно определить как синтектонические, а геодинамическую обстановку их формирования как коллизийную [Розен, 2003; Молчанов и др., 2011; Гусев и др., 2013]. Гранитогнейсы представляют собой перглиноземистые, щелочно-известковистые образования, характеризующиеся варьирующимися содержаниями редкоземельных элементов [Гусев и др., 2013].

В подгруппу постскладчатых гранитоидов ККЗ могут быть объединены небольшие жильные тела аляскитовых, биотитовых, двуслюдяных гранитов и пегматитов Котуйканской зоны [Розен, 2000; Смелов и др., 2002; Гусев и др., 2013]. Эти небольшие интрузии пересекают

породы коллизионных зон и могут рассматриваться как постметаморфические образования. U-Pb возраст по циркону жильных микроклиновых гранитов Котуйканской зоны оценивается как 1.84 ± 0.02 млрд лет [Степанюк, 1991; Розен и др., 2000]. U-Pb методом по циркону был определен возраст аляскитовых гранитов, который составил 1818 ± 27 млн лет, и возраст окварцованных двуслюдяных гранитов – 1858.0 ± 6.2 млн лет [Гусев и др., 2013].

2.9. Структура и раннепротерозойские гранитоиды Оленекского выступа

Согласно тектонической схемы О.М. Розена [Розен, 2003] породы Оленекского выступа принадлежат Экитскому складчатому поясу Оленекской провинции. По схеме В.А. Глебовицкого с соавторами [2008a] они входят в состав Оленекской гранит-зеленокаменной области. А.П. Смелов и В.Ф. Тимофеев [Smelov, Timofeev, 2007] относили породы Оленекского выступа к Биректинскому парагнейсовому террейну.

В строении Оленекского выступа выделяются метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации породы экитской свиты и прорывающие их гранитоиды оленекского комплекса (рис. 2.10) [Розен и др., 2000].

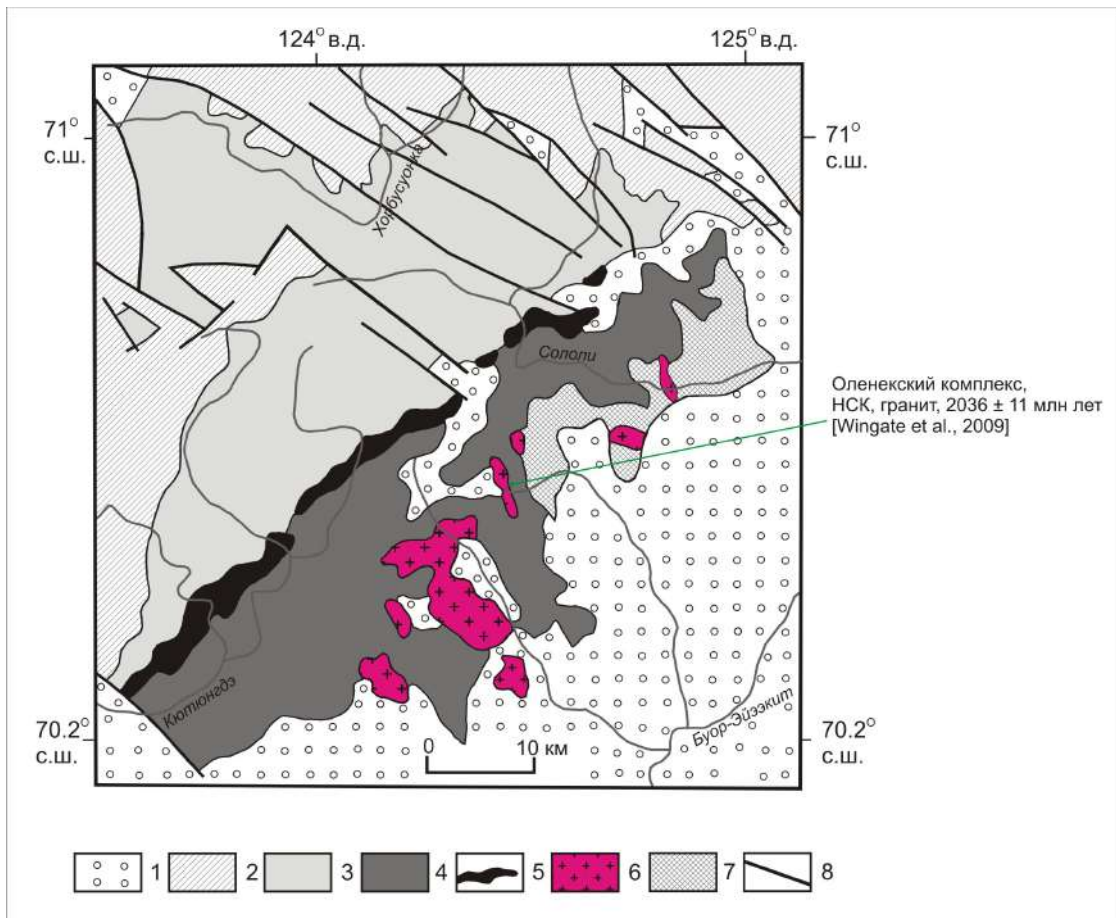


Рис. 2.10. Схема геологического строения Оленекского выступа фундамента Сибирского кратона (модифицированная после [Гладкочуб и др., 2016; Донская и др., 2018б]).

1 – фанерозойский осадочный чехол; 2 – хорбусуонская серия (эдиакарий); 3 – арымасская, дебенгдинская и хайпахская свиты объединенные (мезо-неопротерозой); 4 – сыгынахтахская и кютингдинская свиты объединенные

(мезопротерозой); 5 – силл долеритов (мезопротерозой); 6 – гранитоиды оленекского комплекса (палеопротерозой); 7 – метаосадочные породы экитской свиты (палеопротерозой); 8 – разломы. НСК – гранитоиды, формирование которых не связано со становлением структуры Сибирского кратона

В составе экитской свиты представлены метапесчаники, филлитовидные сланцы, метаалевролиты, метавулканиты [Шпунт, Нужнов, 1973; Шпунт и др., 1979; Смелов, 2001]. Породы экитской серии смяты в складки субмеридионального простирания. На основании K/Ag датирования слюд из метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации биотитовых песчаников возраст метаморфизма пород экитской свиты ранее оценивался как 1.98 млрд. лет [Крылов и др., 1963].

Раннепротерозойские гранитоиды Оленекского выступа представлены только посттектоническими (постаккреционно-коллизийными) породами оленекского комплекса. Гранитоиды оленекского комплекса образуют несколько массивов, прорывающих сформированную складчатую структуру экитской серии. Возраст гранитоидов оленекского комплекса по данным K/Ag датирования слюд из пегматита и порфириовидного гранита определялся как 2050-2080 млн лет [Крылов и др., 1963], согласно результатов U-Pb датирования цирконов возраст гранитоидов оценивается как 2036 ± 11 млн лет [Wingate et al., 2009]. Гранитоиды представлены, главным образом, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, биотитовыми гранитами, лейкогранитами. Совокупность минеральных и геохимических характеристик гранитоидов оленекского комплекса позволяет относить кварцевые диориты к группе гранитов переходного *I-S* типа, а граниты–лейкогранитов к гранитам *S*-типа [Донская и др., 2018б]. Тектоническая позиция гранитоидов оленекского комплекса – постскладчатые, постметаморфические образования. Геодинамическая обстановка формирования гранитоидов определяется как постаккреционная/постколлизийная. Формирование гранитоидов имело место еще до начала становления единой структуры Сибирского кратона.

2.10. Структура и раннепротерозойские гранитоиды Алдано-Станового выступа

Алдано-Становой выступ фундамента Сибирского кратона расположен в юго-восточной части Сибирского кратона. В структуре Алдано-Станового выступа выделяются Алданский щит, Становой выступ и разделяющий их Пристановой блок (Становой структурный шов) (рис. 2.11).

2.10.1. Алданский щит

Алданский щит расположен в юго-восточной части Сибирского кратона и протягивается от бассейна р. Витим на западе до р. Мая на востоке в широтном направлении [Котов, 2003; Ларин и др., 2012].

Согласно тектонической схемы О.М. Розена [Розен, 2003] породы Алданского щита принадлежат архейским Олекминскому и Батомгскому гранит-зеленокаменному, а также Алданскому и Учурскому гранулит-гнейсовым террейнам Алданской провинции. В соответствии со схемой В.А. Глебовицкого с соавторами [2008a] они входят в состав архейских Олекминской и Батомгской гранит-зеленокаменных областей, архейских Западно-Алданского и Восточно-Алданского гранулит-гнейсовых тектонических доменов, а также палеопротерозойского Иджеко-Сутамский раннего коллизийного пояса. По схеме А.П. Смелова и В.Ф. Тимофеева [Smelov, Timofeev, 2007] породы Алданского щита располагаются в пределах архейского Западно-Алданского гранит-зеленокаменного террейна, архей-палеопротерозойского Центрально-Алданского гранулит-ортогнейсового террейна, палеопротерозойских Батомгского гранит-зеленокаменного и Учурского гранулит-парагнейсового террейнов.

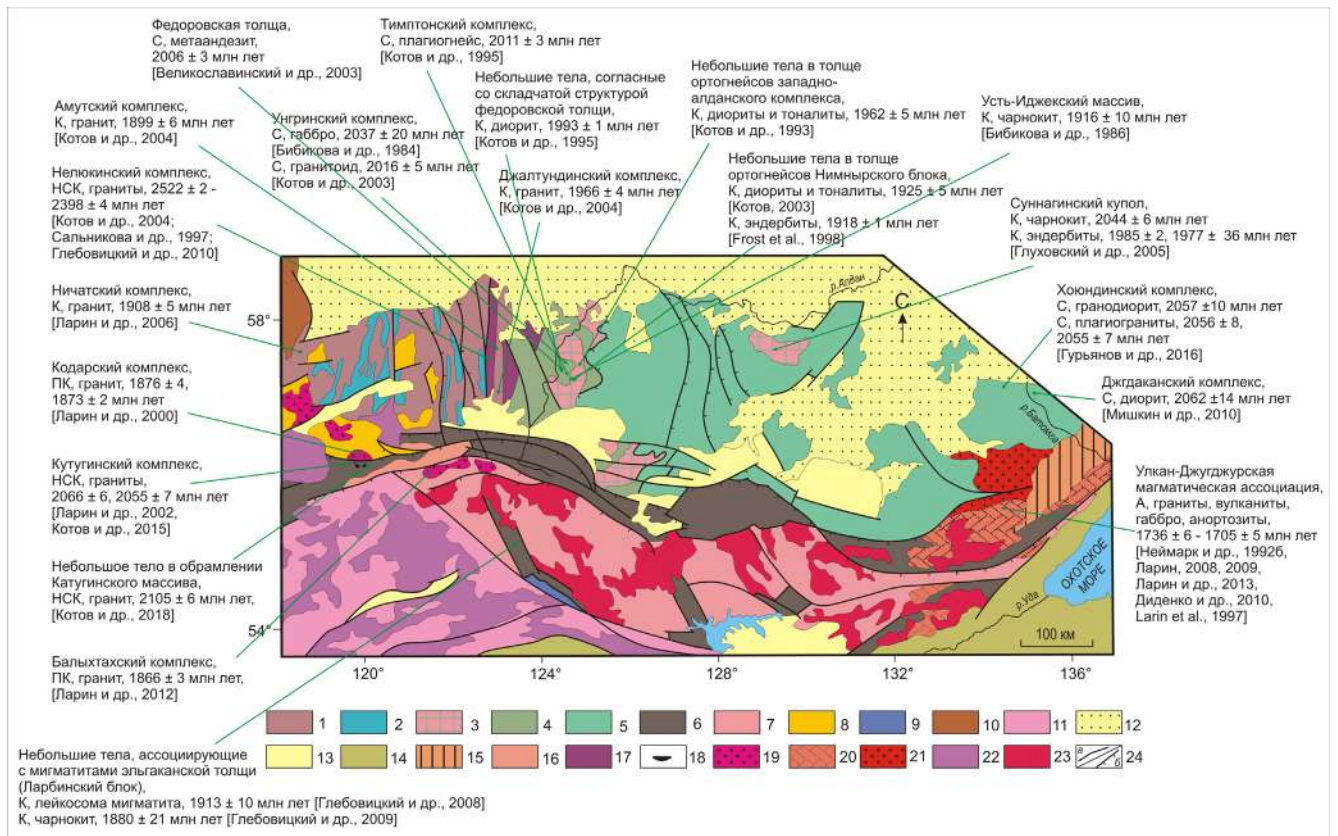


Рис. 2.11. Схема геологического строения Алданского щита [Котов, 2003; Ларин и др., 2012].

1–2 – раннедокембрийские комплексы: 1 – тоналит-трондьемитовые ортогнейсы олекминского комплекса; 2 – зеленокаменные пояса; 3 – гранитоиды западно-алданского и суннагинского комплексов; 4 – супракрустальные образования Западно-Алданского блока (курумканская, амедичинская, чугинская и федоровская толщи); 5 – супракрустальные образования Восточно-Алданского блока и Батомского геоблока (сеймская, иджекская, кюриканская, холболухская, омнинская и батомгская толщи); 6 – гранулитовые блоки Станового структурного шва и Джугджуро-Станового супертеррейна; 7 – супракрустальные образования станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна; 8 – метаосадочные породы эпикратонных впадин Удоканского типа; 9 – супракрустальные образования желтулакского комплекса; 10 – геологические комплексы Байкальской складчатой области; 11 – супракрустальные комплексы Селенгино-Станового супертеррейна; 12 – отложения чехла Сибирской платформы; 13 – мезо-кайнозойские отложения наложенных впадин; 14 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 15 – Охотско-Чукотский вулканический пояс; 16–21 – раннедокембрийские магматические комплексы и ассоциации: 16 – анортозиты, габброиды и чарнокиты каларского комплекса (2.62 млрд лет), 17 – гранитоиды нелюкинского

комплекса (2.5 – 2.4 млрд лет), 18 – граниты катугинского комплекса (2.06 млрд лет), 19 – гранитоиды кодарского и балыктахского комплексов (1.88 – 1.87 млрд лет), 20–21 – Улкан-Джугджурская магматическая ассоциация (1.74 – 1.70 млрд лет): 20 – анортозиты, габброиды и монциты джугджурского комплекса, 21 – улканский вулканоплутонический комплекс; 22 – палеозойские и мезозойские гранитоиды Селенгино-Станового супертеррейна; 23 – мезозойские гранитоиды; 24 – разрывные нарушения (а – разломы, б – надвиги). НСК – гранитоиды, формирование которых не связано со становлением структуры Сибирского кратона, С – надсубдукционные гранитоиды и вулканиты, К – коллизионные гранитоиды, ПК – постколлизионные гранитоиды, А – анорогенные (внутриплитные) гранитоиды и вулканиты.

В строении Алданского щита выделяется четыре блока, разделенные системой разрывных нарушений (с запада на восток): Чара-Олекминский, Западно-Алданский, Восточно-Алданский (Учурский) и Батомгский [Докембрийская геология..., 1988; Котов, 2003].

Чара-Олекминский гранит-зеленокаменный блок Алданского щита сложен блоками и пластинами, значительную площадь которых занимают тоналит-трондьемитовые ортогнейсы олекминского комплекса метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, а отдельные блоки в пределах зон разрывных нарушений представлены породами гранулитовой фации метаморфизма, а также слабометаморфизованными осадочными и вулканическими породами зеленокаменных поясов [Котов, 2003]. Возраст протолитов наиболее древних тоналит-трондьемитовых ортогнейсов олекминского комплекса был определен как 3212 ± 8 и 3184 ± 85 млн лет [Nutman et al., 1992; Сальникова и др., 1997]. Время формирования пород архейских зеленокаменных поясов оценивается в диапазоне 3.2 – 2.6 млрд лет [Котов, 2003]. Самыми древними являются Темулякитский и Токко-Ханинский зеленокаменные пояса [Котов, 2003]. Возраст пород в пределах Токко-Ханинского пояса составляет 3.02 – 2.95 млрд лет [Бибикова и др., 1984а; Baadsgaard et al., 1990; Nutman et al., 1992; Котов, 2003]. Кроме того, породы Чара-Олекминского блока претерпели несколько этапов позднеархейских архейских деформаций и внедрения магматических пород. Возраст гранитоидов ТТГ серии в нескольких массивах, прорывающих образования Чара-Олекминского блока, составляет 3.02 – 2.98 млрд лет [Baadsgaard et al., 1990; Nutman et al., 1992; Котов, 2003]. Отдельные небольшие массивы тоналитов имеют возраст 2862 ± 7 млн лет [Baadsgaard et al., 1990; Nutman et al., 1992]. Корообразующие процессы были проявлены в Чара-Олекминском блоке в возрастных интервалах 2.9-3.0, 3.2-3.3, 3.5-3.8 млрд лет [Котов, 2003].

Сочленение архейских образований, в настоящее время входящих в структуру Чара-Олекминского и Западно-Алданского блоков (который будут рассмотрен ниже), и формирование единой Олекмо-Алданской континентальной микроплиты имело место в позднем архее [Котов, 2003]. Окончание этого этапа фиксируется интрузиями гранитоидов с возрастом 2738 ± 8 – 2751 ± 8 млн лет [Nutman et al., 1992].

Породы Чара-Олекминского блока также претерпели раннепротерозойские деформации на временном рубеже 2.0 – 1.9 млрд лет [Котов, 2003; Котов и др., 2005]. В пределах Чара-

Олекминского блока отмечаются раннепротерозойские терригенные отложения удоканского комплекса с несогласием залегающие на архейских образованиях этого блока.

Западно-Алданский гранулит-гнейсовый блок сложен метаморфизованными в условиях гранулитовой фации архейскими тоналит-трондьемитовыми ортогнейсами западно-алданского, а также раннепротерозойскими ортогнейсами тимптонского комплексов и раннепротерозойскими супракрустальными образованиями курумканской и федоровской толщ [Котов, 2003]. U-Pb по циркону тоналит-трондьемитовых ортогнейсов западно-алданского комплекса составляет 3335 ± 3 млн лет [Nutman et al., 1992], ортогнейсов тимптонского комплексов – 2011 ± 3 млн лет [Котов и др., 1995]. Возраст терригенных отложений курумканской толщи оценивается как 2.3 – 2.0 млрд лет [Котов, 2003], а возраст пород федоровской толщи Федоровской островной дуги – 2.01 млрд лет [Великославинский и др., 2003, 2006]. Образование главных структурных элементов Западно-Алданского блока происходило в течение нескольких этапов в раннем протерозое на временном интервале 2.01 – 1.90 млрд лет [Котов и др., 2005].

Восточно-Алданский (Учурский) гранулит-гнейсовый блок представлен преимущественно метаморфизованными в условиях гранулитовой фации тоналит-трондьемитовыми ортогнейсами суннагинского комплекса и раннепротерозойскими метаосадочными и метавулканогенными породами кюриканской и холболохской толщ [Котов, 2003]. Nd модельный возраст пород кюриканской и холболохской толщ составляет 2.6 – 2.1 млрд лет [Котов, 2003]. Формирование главных структурных элементов Восточно-Алданского блока, также как и сочленение объединенной Олекмо-Алданской континентальной микроплиты и пород Восточно-Алданского блока имело место в раннем протерозое (1.95 – 1.92) [Котов, 2003].

Батомгский гранит-зеленокаменный блок представлен метаморфизованными в условиях гранулитовой фации породами омнинского комплекса, метаморфизованными в амфиболитовой фации породами батомгского комплекса, а также метаморфизованных с условиях от зеленосланцевой до низов амфиболитовой фации осадочно-вулканогенными отложениями чумиканского комплекса [Котов, 2003; Мишкин и др., 2010]. На некоторых стратиграфических схемах омнитский и батомгский комплексы выделяются в единую батомгскую серию [Решения..., 1994]. Согласно других стратиграфических схем батомгская серия подразделяется на утукачанскую, одолинскую и маймаканскую свиты [Лагздина и др., 1967]. Nd модельный возраст пород омнинского и батомгского комплексов составляет 2.2 – 2.1 млрд лет [Котов, 2003]. Формирование главных структурных элементов Батомгского блока относится к раннему протерозою [Котов, 2003]. Метаморфизованные породы Батомгского блока несогласно

перекрываются нижнепротерозойскими (~1.70 – 1.74 млрд лет) осадочно-вулканогенными отложениями улканского комплекса Улканского вулканоплутонического пояса.

Раннепротерозойские гранитоиды Алданского щита подразделяются на шесть групп: 1) дометаморфические (реликтовые, внутриплитные); 2) дометаморфические (реликтовые, коллизионные); 3) дометаморфические (надсубдукционные, островодужные, активных континентальных окраин); 4) синскладчатые – синметаморфические и постскладчатые – постколлизионные (коллизионные); 5) постскладчатые – постметаморфические (постколлизионные); 6) постскладчатые – постметаморфические (внутриплитные).

К первой группе отнесены гранитоиды нелюкинского комплекса, которые распространены как в зоне сочленения Чара-Олекминского и Западно-Алданского блоков, так в прилегающих областях этих блоков [Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011а; Ларин и др., 2012]. Гранитоиды слагают тектонические пластины и линзы, видимая мощность которых иногда превышает 1 км, а протяженность достигает десятки километров [Котов и др., 2004]. Гранитоиды подвержены наложенным структурно-метаморфическим преобразованиям, они сильно рассланцованы и в отдельных случаях представляют собой гранитогнейсы [Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011а]. U-Pb возраст по циркону гранитоидов нелюкинского комплекса варьируется в диапазоне 2522 ± 2 – 2398 ± 4 млн лет [Сальникова и др., 1997; Котов и др., 2004; Глебовицкий и др., 2010]. Среди гранитоидов преобладают роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты и лейкограниты [Котов и др., 2004; Ларин и др., 2012]. Химический состав этих гранитоидов, в том числе и гранитогнейсов, соответствует гранитам А-типа [Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011а; Ларин и др., 2012]. По своей геодинамической позиции эти граниты рассматриваются как внутриплитные (анорогенные) образования [Котов и др., 2004; Ларин и др., 2012].

Во вторую группу могут быть отнесены отдельные тела чарнокитов Суннагинского блока Восточно-Алданского блока [Глуховский и др., 2004], формирование которых не связано со становлением структуры Сибирского кратона. U-Pb возраст по циркону этих чарнокитов составляет 2044 ± 6 млн лет [Глуховский и др., 2004]. Эти чарнокиты рассматриваются М.З. Глуховским с соавторами [Глуховский и др., 2004] как изофациальные гранулитовой ступени метаморфизма и наиболее вероятно были сформированы в коллизионной геодинамической обстановке.

В третью группу могут быть объединены гранитоиды с возрастом 2.06 – 2.01 млрд лет, формирование которых связано с надсубдукционной геодинамической обстановкой. Такие гранитоиды были охарактеризованы в Западно-Алданском и Батомгском блоках [Бибикова и др., 1984б; Котов и др., 1995; Котов, 2003; Мишкин и др., 2010; Гурьянов и др., 2016]. Наиболее широко они проявлены в Западно-Алданском блоке [Бибикова и др., 1984б; Котов и др., 1995;

Котов, 2003]. К этой группе гранитоидов относятся породы дифференцированного габбро-диорит-тоналит-трондьемитового ряда унгринского комплекса и тоналит-трондьемитовые ортогнейсы тимптонского комплекса [Бибикова и др., 1984б; Котов, 2003]. Породы выделенных комплексов подвержены интенсивным наложенным структурно-метаморфическим преобразованиям, в том числе и метаморфизму в условиях гранулитовой фации [Бибикова и др., 1984б; Котов и др., 1995; Котов, 2003]. Выходы пород унгринского комплекса сосредоточены в виде протяженной зоны длиной более 200 км и шириной 30 км (Унгра-Дес-Маленкенская зона), площадь этих выходов составляет около 500 км² [Бибикова и др., 1984б; Котов, 2003]. U-Pb возраст по циркону габбро унгринского комплекса составляет 2037 ± 20 млн лет [Бибикова и др., 1984б], а гранитоидов этого комплекса – 2016 ± 5 млн лет [Котов, 2003]. Биотит-гиперстеновые тоналит-трондьемитовые ортогнейсы тимптонского комплекса занимают значительную площадь восточной части Нимнырского блока Западно-Алданского блока и зоны его сочленения с Восточно-Алданским блоком [Котов, 2003]. U-Pb возраст по циркону биотит-гиперстенового плагиогнейса тимптонского комплекса составляет 2011 ± 3 млн лет [Котов и др., 1995]. Гранитоиды унгринского и тимптонского комплексов по своему химическому составу близки породам ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) серии и гранитам I-типа. Формирование ассоциаций пород обеих комплексов имело место в надсубдукционной геодинамической обстановке [Котов, 2003]. Рассмотренные надсубдукционные гранитоиды Западно-Алданского блока коррелируются с образующими в той же самой геодинамической системе активная окраина Олекмо-Алданской континентальной микроплиты – Федоровская островная дуга осадочными и осадочно-вулканогенными отложениями Балаганахского зеленокаменного пояса (2.06 – 2.05 млрд лет, [Анисимова и др., 2006]) и породами федоровской толщи Федоровской островной дуги (2.01 млрд лет [Великославинский и др., 2003, 2006]) [Котов, 2003].

К этой же группе могут быть отнесены гранитоиды Батомгского блока Алданского щита. Гранитоиды слагают массивы разной величины и небольшие вытянутые тела; те и другие располагаются преимущественно согласно с вмещающими их метаморфическими породами батомгского комплекса [Мишкин и др., 2010; Гурьянов и др., 2016]. Гранитоиды представлены кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранитами и плагиогранитами. Гранитоиды подразделяются на три комплекса: хоюндинский плагиогранитовый, джагдаканский кварцевых диоритов и тыгыматский лейкогранитовый [Гурьянов и др., 2016]. U-Pb возраст по циркону диорита джагдаканского комплекса составляет 2062 ± 14 млн лет [Мишкин и др., 2010], а плагиогранитов и гранодиорита хоюндинского комплекса 2055 ± 7 , 2056 ± 8 и 2057 ± 10 млн лет, соответственно [Мишкин и др., 2010; Гурьянов и др., 2016]. Минеральный и химический состав гранитоидов позволяет сопоставлять их с гранитами I-типа [Мишкин и др., 2010; Гурьянов и др.,

2016]. По всей видимости для данных гранитоидов можно допускать надсубдукционную геодинамическую обстановку формирования.

К четвертой группе коллизионных гранитоидов могут быть отнесены гранитоиды с возрастом 2.00 – 1.95, 1.93 – 1.90 млрд лет, формирующиеся на нескольких стадиях становления структуры Алданского щита (рис. 2.11).

Наиболее ранними породами этой группы являются тектонизированные гранитоиды с возрастом 2.00 – 1.95 млрд лет, распространенные в пределах Западно-Алданского блока и зоне его сочленения с Чара-Олекминским блоком [Котов, 2003; Котов и др., 1993, 1995, 2004]. А.Б. Котовым (2003) среди гранитоидов данной объединенной группы выделяется несколько структурно-возрастных групп в зависимости от соотношений гранитоидов с разновозрастными структурными элементами. Однако в общем региональном аспекте все эти гранитоиды связаны с разными стадиями коллизии Олекмо-Алданской континентальной микроплиты и Федоровской островной дуги [Котов, 2003; Котов и др., 2004]. Самыми ранними среди этой группы гранитоидов являются небольшие тела сильнорассланцованных и превращенных в ортогнейсы и кристаллические сланцы субщелочных кварцевых диоритов и субщелочных диоритов, распространенных в восточной части Нимнырского блока Западно-Алданского блока [Котов, 2003; Котов и др., 1995]. Гранитоиды залегают среди пород федоровской толщи, образуя преимущественно линзовидные тела согласные со складчатыми структурами толщи. U-Pb возраст по циркону этих гранитоидов составляет 1993 ± 1 млн лет [Котов и др., 1995]. К гранитоидам этого этапа в пределах зоны сочленения Западно-Алданского и Чара-Олекминского блоков и сопредельной территории Западно-Алданского блока могут быть отнесены биотитовые и амфибол-биотитовые граниты, субщелочные граниты и лейкограниты джалтундинского комплекса, U-Pb возраст по циркону которых составляет 1966 ± 4 млн лет [Котов и др., 2004], в пределах северо-западной части Западно-Алданского блока кварцевые диориты и тоналиты с возрастом 1962 ± 5 млн лет [Котов и др., 1993], Состав гранитоидов этой группы достаточно разнообразен, А.Б. Котовым с соавторами [2004] гранитоиды джалтундинского комплекса сопоставлялись с гранитами S-типа. На основании совокупности геологических данных для гранитоидов этой группы устанавливается коллизионная геодинамическая обстановка.

В эту же группу могут быть объединены отдельные тела чарнокитоидов (чарнокитов и эндербитов) Суннагинского блока Восточно-Алданского блока [Глуховский и др., 2004, 2005; Котов, 2003]. U-Pb возраст по циркону низкокальциевых эндербитов составляет 1985 ± 2 млн лет и 1977 ± 36 млн лет [Глуховский и др., 2004]. Чарнокитоиды рассматриваются как изофациальные гранулитовой ступени метаморфизма в регионе [Глуховский и др., 2004, 2005]. Nd модельный возраст гранитоидов Суннагинского блока составляет 2.7 – 2.6 млрд лет [Котов,

2003]. Возраст низкокалиевых эндебитов Суннагинского купола, возможно, отражает коллизионную стадию в пределах Восточно-Алданского блока, связанного с причленением к Суннагинской континентальной микроплите Батомгской континентальной микроплиты и, соответственно, с формированием Учурской континентальной микроплиты (супертеррейна) [Котов, 2003].

К следующему коллизионному этапу относятся гранитоиды, внедрение которых произошло после столкновения Олекмо-Алданской микроплиты с Учурской континентальной микроплитой (восточная часть Алданского щита в современных координатах) [Котов, 2003] и Олекмо-Алданской микроплиты с Нечерским террейном (западная часть Алданского щита в современных координатах) [Ларин и др., 2006а]. Гранитоиды этой группы имеют возраст 1.95 – 1.90 млрд лет. Эти гранитоиды распространены, главным образом, в пределах Западно-Алданского блока и в зоне его сочленения с Чара-Олекминским блоком и, в меньшей степени, в пределах собственно Чара-Олекминского блока и в зоне сочленения Западно-Алданского и Восточно-Алданского блоков. Самыми возрастными представителями гранитоидов этой группы являются гиперстенсодержащие и субщелочные граниты с возрастом 1950 ± 19 млн лет, распространенные в зоне сочленения Западно-Алданского и Восточно-Алданского блоков [Котов и др., 1995]. В Западно-Алданском блоке к гранитоидам этой группы относятся небольшие тела кварцевых диоритов и тоналитов с возрастом 1925 ± 5 млн лет [Котов, 2003] и эндебиты с возрастом 1918 ± 1 млн лет [Frost et al., 1998]. Большинство этих гранитоидов подвержены наложенным структурно-метаморфическим преобразованиям [Котов, 2003]. В пределах Чара-Олекминского блока к гранитоидам этой группы относятся небольшие интрузивные тела гранитов ничатского комплекса с возрастом 1908 ± 5 млн лет [Ларин и др., 2006а]. Более молодыми представителями гранитоидов этой группы являются породы амутского комплекса, распространенными, главным образом, в зоне сочленения Западно-Алданского и Чара-Олекминского блоков, а также их структурно-возрастными аналогами в Западно-Алданском блоке [Котов, 2003]. U-Pb возраст по циркону биотитсодержащих гранитов амутского комплекса составляет 1899 ± 6 млн лет [Котов и др., 2004], аплитовидных гранитов и биотитовых гранитов западной части Западно-Алданского блока 1907 ± 15 млн лет [Котов и др., 1993] и 1901 ± 1 млн лет [Frost et al., 1998], а чарнокитов Усть-Иджекского массива, расположенного в пределах восточной части Западно-Алданского блока – 1916 ± 10 млн лет [Бибикова и др., 1986]. Эти более молодые гранитоиды слагают небольшие тела и массивы, а в структурном отношении представляют собой постскладчатые образования. Состав гранитоидов этой группы достаточно разнообразен. В пределах Западно-Алданского блока – это гиперстен-биотитовые гранитоиды, часто близкие по составу породам ТТГ серии [Котов, 2003], граниты ничатского комплекса Чара-Олекминского блока обнаруживают геохимические характеристики

сходные с гранитами *S*-типа [Ларин и др., 2006а]. Среди более молодых гранитоидов этой группы отмечаются биотитовые, биотит-амфиболовые, двуслюдяные граниты, лейкограниты, аплитовидные граниты, чарнокиты [Котов и др., 1993, 2004; Бибикина и др., 1986]. По своему химическому составу мета- и слабоглиноземистые граниты амутского комплекса сопоставляются с гранитами *I*-типа [Котов и др., 2004]. В региональном аспекте все эти гранитоиды, по всей видимости, необходимо рассматривать как отражающие одни из завершающих этапов коллизии в пределах Алданского щита. На основании совокупности геологических данных для гранитоидов этой группы, также как и для предыдущей группы, устанавливается коллизионная геодинамическая обстановка.

В следующую (пятую) группу могут быть объединены постколлизионные гранитоиды Чара-Олекминского блока. Гранитоиды этой группы представлены серией крупных массивов гранитоидов кодарского комплекса, прорывающих породы фундамента юго-западной части Чара-Олекминского блока, в том числе раннепротерозойские метаосадочные породы удоканской серии [Ларин и др., 2002, 2012]. U-Pb возраст по циркону гранитов кодарского комплекса составляет 1876.5 ± 4.2 и 1873.0 ± 2.5 млн лет [Ларин и др., 2000]. По своему структурному положению гранитоиды представляют собой постскладчатые, постметаморфические образования. Среди гранитоидов преобладают порфировидные биотитовые и биотит-амфиболовые разности [Ларин и др., 2000]. По своему химическому составу граниты кодарского комплекса близки гранитам *A*-типа [Ларин и др., 2012]. Близкими по возрасту гранитам кодарского комплекса являются габброиды расслоенных интрузий чинейского комплекса с возрастом 1867 ± 3 млн лет, также прорывающие породы удоканской серии Чара-Олекминского блока [Попов и др., 2009]. В региональном масштабе геодинамическая обстановка формирования гранитоидов определяется как постколлизионная [Котов, 2003; Котов и др., 2004; Ларин и др., 2000, 2012].

В шестую группу объединяются породы, в том числе и гранитоиды, Улкан-Джугджурской анортозит-рапакивигранит-щелочногранитной магматической ассоциации возрастом 1.74 – 1.70 млрд лет, приуроченные к Билякчан-Улканскому вулканоплутоническому поясу [Ларин, 2011; Ларин и др., 2012]. Породы Билякчан-Улканского пояса пересекают образования Батомгского блока Алданского щита, восточных частей Станового структурного шва и, возможно, Джугджуро-Станового блока. В Улкан-Джугджурскую магматическую ассоциацию объединяются Геранский массив анортозитов, Южно-Учурский массив гранитов, улканский вулканоплутонический комплекс, включающий в себя вулканогенно-осадочные породы улканской и уянской серий, Северо-Учурский (Улканский) массив гранитоидов, породы амундалинского вулканогенно-экструзивного комплекса, а также небольшие интрузии и дайки долеритов и габбро-долеритов [Диденко и др., 2010; Ларин, 2011, 2014; Ларин и др., 2012]. По

своему структурному положению гранитоиды являются постскладчатыми, постметаморфическими образованиями. U-Pb возраст по апатиту и циркону анортозитов Геранского массива (наиболее ранние образования Улкан-Джугджурской магматической ассоциации) составляет 1736 ± 6 (апатит) и 1734 ± 12 (циркон) млн лет [Неймарк и др., 1992a]. U-Pb возраст по циркону гранитов Южно-Учурского массива был определен как 1727 ± 6 млн лет [Неймарк и др., 1992б]. Для гранитов разных фаз Северо-Учурского (Улканского) массива значения возраста варьируются от 1730 ± 2 до 1705 ± 5 млн лет [Неймарк и др., 1992б; Larin et al., 1997; Ларин, 2008, 2009; Диденко и др., 2010]. U-Pb возраст по циркону трахириолитов улканской серии составляет 1722 ± 6 млн лет [Ларин и др., 2013]. Возраст габброидов гекунданского комплекса Улкан-Джугджурской магматической ассоциации определяет как 1718 ± 1 млн лет [Ларин, 2008]. Среди гранитоидов разных массивов Улкан-Джугджурской магматической ассоциации преобладают или биотит-амфиболовые граниты (Южно-Учурский массив), или биотитовые граниты (Северо-Учурский массив) [Ларин, 2011; Ларин и др., 2012]. Также присутствуют кварцевые монцониты, монцониты, монцодиорита, гранодиориты, кварцевые сиениты, сиениты, щелочные граниты [Ларин, 2011]. Вулканы улканской серии представлены породами бимодальной серии, среди которых преобладают вулканы кислого состава (трахидациты, трахириодациты, трахириолиты). Геохимические характеристики большинства гранитоидов и кислых вулканитов Улкан-Джугджурской магматической ассоциации соответствуют гранитам А-типа [Диденко и др., 2010; Ларин, 2011, 2014; Ларин и др., 2012]. Геодинамическая обстановка формирования пород Улкан-Джугджурской магматической ассоциации определяется как анорогенная [Ларин, 2011; Ларин и др., 2012].

2.10.2. Становой выступ

Становой выступ расположен в юго-восточной части Сибирского кратона южнее Алданского щита (рис. 2.11).

Согласно тектонической схемы О.М. Розена [Розен, 2003], породы Станового выступа принадлежат архейской Становой провинции, которая объединяет в себя Могочинский и Тындинский террейны. В соответствии со схемой В.А. Глебовицкого с соавторами [2008a] они входят в состав архейской Становой гранулит-гнейсовой тектонической области. По схеме А.П. Смелова и В.Ф. Тимофеева [Smelov, Timofeev, 2007] породы Станового выступа находятся в пределах архейских Тындинского тоналит-трондjemит-гнейсового и Чогарского гранулит-ортогнейсового террейнов.

В отличие от других выступов кратона, площадь выходов которых на рассмотренных выше схемах одинакова, площадь выходов пород Станового выступа на отмеченных схемах существенно различна. Связано это с тем, что западная часть Станового выступа (Могочинский

террейн согласно схемы О.М. Розена [Розен, 2003]) на других схемах (например, схема А.П. Смелова и В.Ф. Тимофеева [Smelov, Timofeev, 2007]) рассматривается уже в составе Центрально-Азиатского складчатого пояса.

В современных работах [Котов и др., 2008; Великославинский и др., 2011б, 2012; Ларин и др., 2012] породы Станового выступа рассматриваются как образования Джугджуро-Становой складчатой области или супертеррейна. Согласно работам [Котов и др., 2008; Глебовицкий и др., 2009] для ранее выделяемого Западно-Станового блока этой складчатой области (аналог Могочинского террейна по [Розен, 2003]) надежно установлена отдельная история развития относительно Восточно-Станового блока и доказана его принадлежность к структурам Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), а Западно-Становой блок рассматривается в современных работах как Селенгино-Становой террейн ЦАСП. Поэтому термин Джугджуро-Становая складчатая область относится собственно только к Восточно-Становому блоку или Тындинскому террейну согласно тектонической схемы О.М. Розена [Розен, 2003], и Тындинскому и Чогарскому террейнам по схеме А.П. Смелова и В.Ф. Тимофеева [Smelov, Timofeev, 2007]. В некоторых публикациях последних лет [Великославинский и др., 2011б; Ларин и др., 2012] не исключается принадлежность Джугджуро-Становой складчатой области (Тындинского террейна) к ЦАСП.

Джугджуро-Становая складчатая область является тектонической структурой, которая претерпела существенную переработку в фанерозое [Ларин и др., 2004; Котов и др., 2008; Великославинский и др., 2011б]. В пределах Джугджуро-Становой складчатой области выделяются тектонические блоки, сложенные породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации (Дамбукинский, Ларбинский, Чогарский и другие блоки), окружающие эти блоки структурно-формационные зоны (террейны), сложенные осадочно-вулканогенными породами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации, а также узкие линейные структуры, сложенные интенсивно тектонизированными породами [Докембрийская..., 1988; Ларин и др., 2004; Глебовицкий и др., 2009; Великославинский и др., 2011б]. Наиболее древние породы Джугджуро-Становой складчатой области зафиксированы в пределах гранулитовых блоков. В частности U-Pb возраст по циркону чарнокитоидов Чогарского блока составляет 2985 ± 15 млн лет [Котов и др., 2008], гранитов и эндербитов Дамбукинского блока – 2833 ± 15 и 2828 ± 34 млн лет [Ларин и др., 2004], тоналитовых ортогнейсов юго-западной части Джугджуро-Становой складчатой области 2785 ± 5 млн лет [Nutmans et al., 1992]. Nd модельный возраст позднеархейских метаморфических пород и гранитов Дамбукинского блока составляет 3.07 – 2.77 млрд лет [Ларин и др., 2004]. Породы древних блоков претерпели позднеархейский этап тектоно-метаморфических деформаций (метаморфизм гранулитовой фации), возраст

которого оценивает для пород Дамбукинского блока как 2647 ± 3 млн лет [Ларин и др., 2004], для пород Ларбинского блока как 2585 ± 20 млн лет [Бибикова и др., 1984а].

Метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации осадочные и вулканогенные породы, слагающие структурно-формационные зоны между гранулитовыми блоками, долгое время рассматривались в составе единого станового комплекса, включающего в себя несколько отдельных серий [Государственная..., 2009]. Проведенные в последние годы U-Pb геохронологические исследования показали, что в этот единый комплекс не обосновано были объединены породы, имеющие разный возраст и геодинамическую природу. В частности возраст пород иликанской толщи оценивается в диапазоне 2700 – 2630 млн лет [Великославинский и др., 2011б], возраст метабазальтов в разрезе брянской толщи был определен как 1933 ± 4 млн лет [Великославинский и др., 2012]. Для гранитогнейсов эльгаканской толщи был определен возраст протолита 2964 и 3010 млн лет и время метаморфических преобразований и мигматизации – 2703 ± 20 , 2706 ± 19 млн лет [Глебовицкий и др., 2007, 2008б, 2008в].

Раннепротерозойский этап тектоно-метаморфических деформаций и сопряженные с ним магматические события широко проявлены в пределах всей Джугджуро-Становой складчатой области. Для Дамбукинского блока время проявления этого этапа соответствует 1884 ± 9 – 1896 ± 15 млн лет [Ларин и др., 2004; Глебовицкий и др., 2009], для Ларбинского блока – 1880 ± 21 млн лет [Глебовицкий и др., 2009], для брянтинской толщи – 1890-1910 млн лет [Великославинский и др., 2012], для эльгаканской толщи – 1915 ± 7 млн лет [Глебовицкий и др., 2007, 2008б]. Отметим также, что породы Дамбукинского блока прорываются метаморфизованными базитовыми дайками с возрастом 1924 ± 24 млн лет [Nutman et al., 1992].

Раннепротерозойские гранитоиды Станового выступа подразделяются на три группы: 1) синскладчатые – синметаморфические (коллизионные); 2) постскладчатые – постметаморфические (постколлизионные); 3) постскладчатые – постметаморфические (внутриплитные).

Гранитоиды первой группы отмечаются среди метаморфизованных и мигматизированных образований Станового выступа. В частности в пределах Ларбинского блока выделяется две разновидности данных гранитоидов (автохтонные и параавтохтонные) [Глебовицкий и др., 2009]. Первые участвуют в складчатости и деформациях, связанных с метаморфизмом гранулитовой фации, вторые внедряются уже после формирования основных структурных элементов [Глебовицкий и др., 2009]. Среди гранитоидов этой группы Ларбинского блока преимущественное распространение имеют чарнокитоиды (эндербиты, чарнокиты) [Глебовицкий и др., 2009]. В эльгаканской толще к данной группе гранитоидов могут быть отнесены граниты, ассоциирующие с мигматитами. U-Pb возраст по циркону

параавтохтонных чарнокитов Ларбинского блока составляет 1880 ± 21 млн лет [Глебовицкий и др., 2009], а лейкосом мигматитов эльгаканской толщи – 1913 ± 10 млн лет [Глебовицкий и др., 2008б]. Структурное положение гранитоидов можно определить как синметаморфическое. Геодинамическая обстановка формирования этих гранитоидов рассматривается как коллизионная.

Гранитоиды второй группы представлены небольшими массивами балыхтахского комплекса, прорывающими породы Джугджуро-Становой складчатой области вблизи Станового структурного шва [Ларин и др., 2012]. Гранитоиды обнаруживают тектонические контакты с вмещающими их породами [Ларин и др., 2012]. U-Pb возраст по циркону гранитов балыхтахского комплекса составляет 1866 ± 3 млн лет [Ларин и др., 2010]. По своему структурному положению гранитоиды представляют собой постскладчатые, постметаморфические образования. Среди гранитоидов отмечаются биотитовые и биотит-амфиболовые кварцевые сиениты, кварцевые монзониты и гранодиориты [Ларин и др., 2012]. По своему химическому составу граниты балыхтахского комплекса близки гранитам А-типа [Ларин и др., 2012]. Геодинамическая обстановка формирования гранитоидов может быть определена как постколлизионная [Ларин и др., 2010, 2012].

Породы третьей группы в пределах Станового выступа представлены анортозитами, которые относят к джугджурскому комплексу, входящему в состав Улкан-Джугджурской анортозит-рапакивигранит-щелочногранитной магматической ассоциации Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса [Ларин, 2011, 2014; Ларин и др., 2012]. По своему структурному положению анортозиты представляют собой постскладчатые, постметаморфические образования. U-Pb возраст по апатиту и циркону анортозитов Геранского массива, прорывающего породы Станового структурного шва, составил 1736 ± 6 (апатит) и 1734 ± 12 (циркон) млн лет [Неймарк и др., 1992а].

2.10.3. Пристановой блок (Становой структурный шов)

Пристановой блок представляет собой зону сочленения между Алданским щитом и Становым выступом.

Согласно тектонической схемы О.М. Розена [2003] породы Пристанового блока принадлежат Сутамскому гранулитогнейсовому террейну, по схеме В.А. Глебовицкого с соавторами [2008а] они входят в структуру протерозойского Пристанового позднего коллизионного пояса. На схеме А.П. Смелова и В.Ф. Тимофеева [Smelov, Timofeev, 2007] породы Пристанового блока как отдельная тектоническая структура не выделяются и рассматриваются в составе террейнов Алданского щита.

В геологическом строении Аладно-Станового щита Пристановой пояс (или Становой структурный шов) представляет отдельную тектоническую структуру, разделяющую породы Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области [Котов, 2003]. Эта структура рассматривается как гигантская (более 1000 км) зона тектонического меланжа [Котов, 2003]. В строении Пристанового пояса выделяются Каларский, Курультинский, Зверевский, Сутамский, Аюмканский и Джугджурский тектонические блоки [Котов, 2003; Глебовицкий и др., 2009]. В строении этих блоков принимают участие метаморфизованные в условиях гранулитовой фации породы различных толщ алданского гранулит-гнейсового комплекса [Котов, 2003; Глебовицкий и др., 2009]. В результате проведенных в последние годы исследований было установлено, что одни тектонические блоки Пристанового пояса сложены породами, имеющими архейский возраст протолита, в других блоках представлены толщи с палеопротерозойским возрастом протолита. В частности, Nd модельный возраст архейских метаморфических пород курультинской толщи Курультинского блока составляет 3.5 – 3.0 млрд лет [Котов, 2003; Ковач и др., 1999; Глебовицкий и др., 2009], а палеопротерозойских пород сутаамской толщи Сутаамского блока – 3.0 – 2.4 млрд лет [Котов, 2003; Ковач и др., 1999; Глебовицкий и др., 2009; Великославинский и др., 2015]. На основании изучения возраста детритовых цирконов из гранат-биотитового гнейса (полимиктового песчаника) сутаамской толщи Сутаамского блока время накопления пород этой толщи оценивается как 2.06 – 2.00 млрд лет [Великославинский и др., 2015].

Породы Пристанового пояса претерпели несколько этапов деформаций и метаморфизма [Котов, 2003; Глебовицкий и др., 2009]. Для пород Курультинского блока фиксируется три эпизода архейского высокоградного метаморфизма: 2846 ± 33 млн лет, 2708 ± 7 млн лет, 2627 ± 16 и 2614 ± 7 млн лет [Сальникова и др., 2004а; Ларин и др., 2006б; Глебовицкий и др., 2009]. Кроме того, после завершения третьего этапа метаморфизма в породы Курультинского блока были внедрены породы каларского комплекса анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной ассоциации, имеющие возраст 2623 ± 23 – 2611 ± 38 млн лет [Сальникова и др., 2004б; Ларин и др., 2006б; Глебовицкий и др., 2009]. Палеопротерозойский этап деформаций и метаморфизма затронул породы всех блоков Пристанового пояса. В пределах Курультинского блока возраст высокотемпературного метаморфизма составил 1849 ± 15 млн лет [Сальникова и др., 2004а; Глебовицкий и др., 2009], а в пределах Сутаамского и Зверевского блоков возраст метаморфизма и сопряженного с магматизма – 1935 ± 35 млн лет [Шемякин и др., 1998].

Раннепротерозойские гранитоиды Пристанового блока подразделяются на четыре группы: 1) дометаморфические (реликтовые); 2) синскладчатые – синметаморфические (коллизийные); 3) постскладчатые – постметаморфические (постколлизийные); 4) постскладчатые – постметаморфические (внутриплитные).

К первой группе реликтовых гранитоидов относятся биотитовые плагиограниты, располагающиеся в обрамлении Катугинского массива катугинского комплекса, и собственно щелочные граниты катугинского комплекса.

Биотитовые плагиограниты, располагающиеся в обрамлении Катугинского массива, пересекают раннепротерозойские метаосадочные породы кодарской серии в северо-западной части Станового структурного шва [Котов и др., 2018]. Гранитоиды представляют собой рассланцованные разности и совместно с породами кодарской серии подвергаются структурно-метаморфическим преобразованиям в условиях амфиболитовой фации. U-Pb возраст по циркону биотитовых плагиогранитов составляет 2105 ± 6 млн лет [Котов и др., 2018]. Геодинамическая обстановка формирования этих гранитоидов не определяется.

Граниты катугинского комплекса слагают два массива (3 и 18 км²) в северо-западной части Станового структурного шва [Ларин и др., 2002, 2012; Gladkochub et al., 2017]. Граниты прорывают раннепротерозойские метаосадочные породы кодарской серии. Граниты катугинского комплекса испытали неоднократные структурно-метаморфические преобразования [Ларин и др., 2012]. U-Pb возраст по циркону пироксен-амфиболовых гранитов катугинского комплекса составляет 2066 ± 6 млн лет [Ларин и др., 2002], а U-Pb возраст по циркону из рудного циркон-пироксенового обособления в эгирин-амфиболовом щелочном граните катугинского комплекса составляет 2055 ± 7 млн лет [Котов и др., 2015]. По своему химическому составу граниты катугинского комплекса близки гранитам А-типа [Ларин и др., 2012]. К гранитам приурочено крупное редкометальное Ta-Nb месторождение [Ларин и др., 2002]. По своей геодинамической позиции эти граниты рассматриваются как внутриплитные (анорогенные) образования [Ларин и др., 2012].

Гранитоиды второй группы отмечаются среди метаморфизованных и мигматизированных образований Пристанового пояса. В частности, в пределах Сугамского блока среди мигматизированных гранулитов выделены автохтонные и параавтохтонные разности гранитоидов [Шемякин и др., 1998]. Автохтонные разности обнаруживают постепенные переходы с мигматитами, а параавтохтонные обнаруживают резкие контакты с вмещающими мигматитами [Шемякин и др., 1998]. Среди гранитоидов этой группы преимущественное распространение имеют чарнокитоиды (эндербиты, чарнокиты) [Шемякин и др., 1998]. Составы автохтонных разностей чарнокитоидов варьируются от гранодиоритов до лейкократовых гранитов, аллохтонные чарнокитоиды представлены массивными биотит-гиперстеновыми гранитами, химический состав которых близок известково-щелочным гранитам I-типа [Шемякин и др., 1998]. U-Pb возраст по циркону чарнокитоидов составляет 1935 ± 35 млн лет [Шемякин и др., 1998]. Структурное положение гранитоидов можно определить как синметаморфическое, их внедрение связано с метаморфическими событиями

гранулитовой фации [Шемякин и др., 1998; Глебовицкий и др., 2009]. Геодинамическая обстановка формирования гранитоидов данной группы рассматривается как коллизионная.

Третья группа представлена гранитоидами, которые относят к кодарскому комплексу, породы которого имеют возраст 1876 – 1873 млн лет [Глебовицкий и др., 2009]. По своему структурному положению эти гранитоиды представляют собой постскладчатые, постметаморфические образования. Геодинамическая обстановка формирования гранитоидов определяется как постколлизионная. Подробное описание гранитоидов кодарского комплекса приводится в разделе, посвященном Алданскому щиту.

Породы четвертой группы в пределах Пристанового блока представлены анортозитами джугджурского комплекса, который входит в состав Улкан-Джугджурской анортозит-рапакивигранит-щелочногранитной магматической ассоциации Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса [Ларин, 2011; Ларин и др., 2012]. U-Pb возраст по апатиту и циркону анортозитов Геранского массива, прорывающего породы Станового структурного шва, составил 1736 ± 6 (апатит) и 1734 ± 12 (циркон) млн лет [Неймарк и др., 1992a]. По своему структурному положению анортозиты представляют собой постскладчатые, постметаморфические образования. Геодинамическая обстановка их формирования определяется как анорогенная [Ларин, 2011, 2014; Ларин и др., 2012].

2.11. Обсуждение результатов и основные выводы

На основании обобщения данных по раннепротерозойским гранитоидам и ассоциирующим с ними магматическим породам Сибирского кратона можно выделить несколько основных этапов проявления гранитоидного магматизма, отражающих различные стадии эволюции кратона (рис. 2.12).

Два первых этапа гранитоидного магматизма (этапы I и II, рис. 2.12) не связаны собственно со стадиями становления Сибирского кратона и отражают локальные магматические события в пределах отдельных блоков кратона.

Самые древние из раннепротерозойских гранитоидов Сибирского кратона (этап I) отмечаются только в Западно-Алданском блоке Алданского щита. Это гранитоиды нелюкинского комплекса с возрастом $2522 \pm 2 - 2398 \pm 4$ млн лет [Сальникова и др., 1997; Котов и др., 2004; Глебовицкий и др., 2010]. По своему химическому составу эти граниты соответствуют гранитам А-типа [Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011a; Ларин и др., 2012]. По своей геодинамической позиции они рассматриваются как анорогенные образования, формирование которых по всей видимости связано с активностью мантийных плюмов [Котов и др., 2004; Ларин и др., 2012].

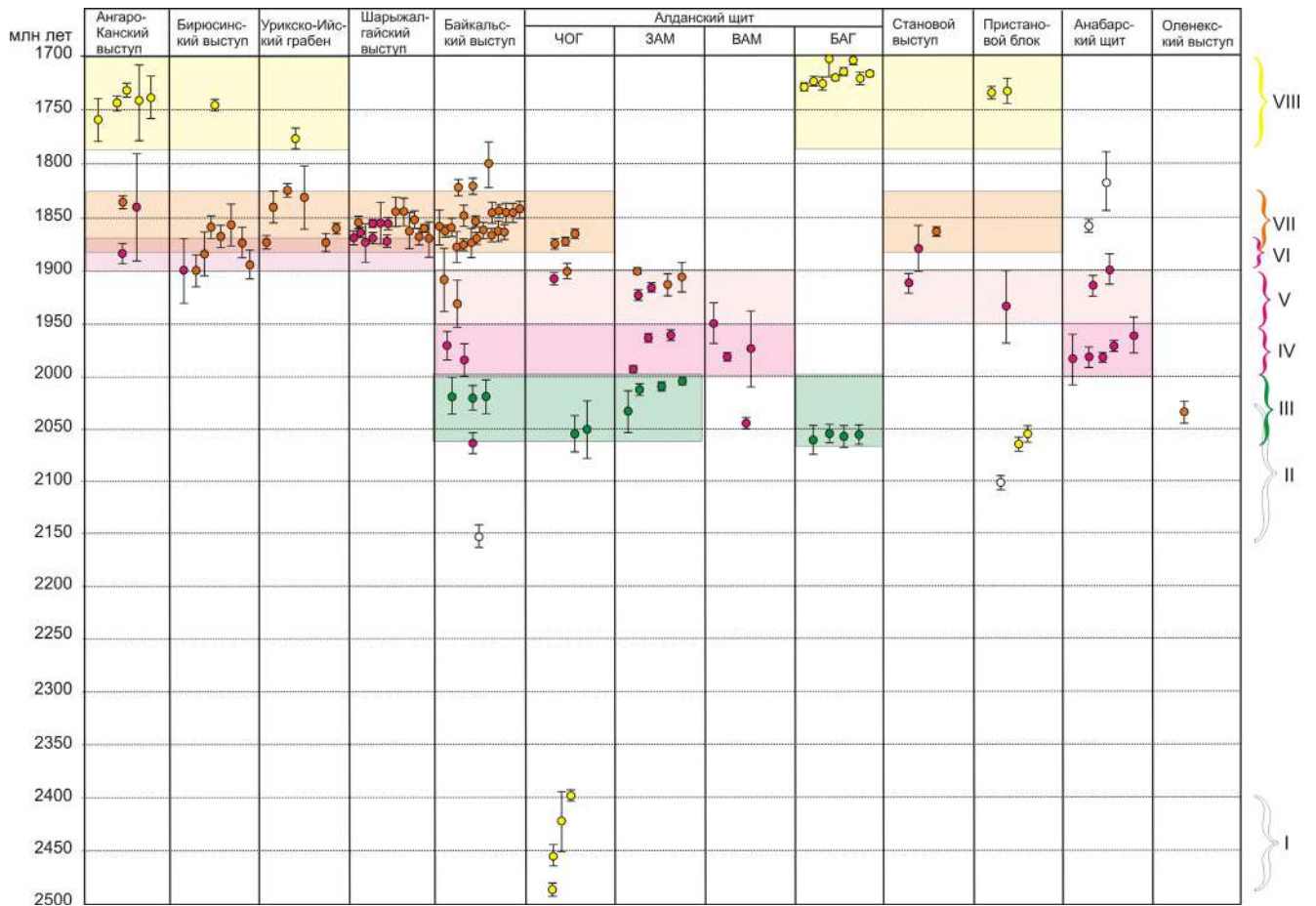


Рис. 2.12. Схема корреляции палеопротерозойских гранитоидов и сопряженных с ними вулканитов в разных блоках Сибирского кратона. Возраст магматических комплексов соответствует данным из таблицы 1.

ЧОГ – Чара-Олекминский блок, ЗАМ – Западно-Алданский блок, ВАМ – Восточно-Алданский блок, БАГ – Батомгский блок.

Зеленым цветом отмечены надсубдукционные комплексы, красным – коллизионные, оранжевым – постколлизионные, желтым – внутриплитные (анорогенные), белым – комплексы, с неопределенной обстановкой формирования.

Римскими цифрами отмечены этапы магматизма (объяснение в тексте).

Далее отмечается существенный перерыв в проявлении любой магматической активности, в том числе гранитоидного магматизма, в пределах всех блоков Сибирского кратона (~2.4 – 2.2 млрд лет) (рис. 2.12), который перекрывается с перерывом в магматической активности, зафиксированном на всех древних кратонах [Condie et al., 2009b].

После этого перерыва на временном интервале 2.15 – 2.04 млрд лет отмечается небольшой всплеск магматизма в разных частях кратона (этап II, рис. 2.12). В частности, в этот период были сформированы биотитовые граниты *I-S* типа Голоустенского блока Байкальского выступа с возрастом 2153 ± 11 млн лет [Донская и др., 2016]; лейкограниты Чуйского блока Байкальского выступа с возрастом 2066 ± 10 млн лет [Неймарк и др., 1998]; биотитовые плагиограниты Пристанового блока (Станового структурного шва) с возрастом 2105 ± 6 млн лет [Котов и др., 2018]; щелочные граниты *A*-типа катугинского комплекса Пристанового блока, для которых определяется возраст 2066 ± 6 и 2055 ± 7 млн лет [Ларин и др., 2002; Котов и др.,

2015]; чарнокиты Суннагинского блока Восточно-Алданского блока Алданского щита (2044 ± 6 млн лет [Глуховский и др., 2004], а также гранитоиды *I-S* типа оленекского комплекса Оленекского выступа с возрастом 2036 ± 11 млн лет [Wingate et al., 2009]. Рассмотренные гранитоиды существенно отличаются друг от друга по химическому составу и, соответственно, относятся к разным геохимическим типам. Для них фиксируются разные геодинамические обстановки формирования: коллизионная для гранитоидов Голоустенского и Чуйского блоков, а также чарнокитов Суннагинского блока, постколлизионная для гранитоидов Оленекского выступа и внутриплитная (анорогенная) для гранитов катугинского комплекса Пристанового блока. Объединение этих гранитоидов в единый этап обусловлено тем фактом, что все эти немногочисленные магматические образования, отмеченные в разных блоках Сибирского кратона, никак не связаны собственно со стадиями становления структуры кратона, а отражают локальные всплески магматической активности в пределах отдельных блоков будущего Сибирского кратона, находящихся на рассматриваемый период времени на разных расстояниях друг от друга.

Следующий (третий) этап гранитоидной и близкой к ним по возрасту вулканической активности (этап III, рис. 2.12) фиксируется в пределах нескольких блоков южной и юго-восточной (в современных координатах) частях кратона, а также в породах Маганского террейна Анабарской провинции, скрытых под чехлом. В частности, 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., 1984б; Котов, 2003; Котов и др., 1995; Великославинский и др., 2003; Poller et al., 2005; Мишкин и др., 2010; Гурьянов и др., 2016]. Большинство гранитоидов обнаруживает геохимические характеристики, близкие гранитам *I*-типа [Ларин и др., 2006а; Донская и др., 2013, 2016; Котов и др., 1995; Котов, 2003; Великославинский и др., 2011а; Гурьянов и др., 2016]. Некоторые из них по своему химическому составу близки также породам ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) серии. 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. Совокупность данных по породам Байкальского выступа фундамента (Голоустенский и Чуйский блоки) и гранитам, вскрытым скважиной в Маганском террейне Анабарской провинции, позволяет допускать на временной рубеж 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 блока предполагается развитие активной континентальной окраины Олекмо-Алданской микроплиты и Федоровской островной дуги на временном интервале 2.06 – 2.00 млрд лет, 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 развитию о формировании Батомгской островной дуги на временном рубеже 2.06 млрд лет, вошедшей в дальнейшем в структуру Алданского супертеррейна [Гурьянов и др., 2016]. Таким образом, 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 (в современных координатах) части Сибирского кратона, что позволяют реконструировать здесь надсубдукционную обстановку, имевшую место на протяжении этого периода. Именно с развития активной окраины в пределах отдельных блоков Сибирского кратона может быть начат отсчет формирования структуры Сибирского кратона. В других блоках Сибирского кратона магматизм либо полностью отсутствовал на этом временном интервале, либо имелись отдельные всплески магматической активности не связанные с процессами субдукции (этап II, рис. 2.12).

Четвертый этап магматической, в том числе гранитоидной активности, отмечается уже на большей площади Сибирского кратона, а именно в пределах Байкальского выступа, Алданского и Анабарского щитов (этап IV, рис. 2.12). Гранитоиды этого этапа имеют возраст 2.00 – 1.95 млрд лет и совпадают с оценками возраста метаморфических событий [Котов и др., 1993; 1995; 2004; Глуховский и др., 2004; Молчанов и др., 2011; Смелов и др., 2012; Гусев и др., 2013; Донская и др., 2016]. В Байкальском выступе фундамента на этом этапе (1.98 – 1.97 млрд лет) произошло формирование гранитогнейсов мигматит-гнейсовой толщи Голоустенского блока [Донская и др., 2016], а также, вероятно, гранитоидов, ассоциирующих с мигматитовой толщей Чуйского блока. В Алданском щите на этом этапе были сформированы тектонизированные 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]. Химический состав гранитоидов этого этапа достаточно разнообразен, но преобладают типичные коллизионные гранитоиды *I*- и *S*-типов [Котов и др., 2004; Смелов и др., 2012; Донская и др., 2016]. Предполагается, что формирование всех этих гранитоидов было связано с реализацией коллизионных событий. В пределах

Алданского щита гранитоиды этого этапа в региональном аспекте 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 [Котов, 2003]. В Анабарском щите внедрение этих гранитоидов связано с коллизией Хапчанского пояса Оленекской провинции к Далдынскому террейну Анабарской провинции 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 связано, наиболее вероятно, с причленением островных дуг (Чуйской, Голоустенской) к Анабарской плите [Донская и др., 2016].

Совокупность данных по Байкальскому выступу фундамента Сибирского кратона, Алданскому и Анабарскому щитам позволяют допускать широкое развитие близковозрастных коллизионных событий на площади Сибирского кратона, и, возможно, этот интервал (2.00 – 1.95 млрд лет) следует рассматривать как первую крупномасштабную стадию формирования структуры Сибирского кратона [Донская и др., 2016]. По распространению коллизионных комплексов этого этапа можно предположить, что в единый блок могли объединиться террейны, составляющие ядро Анабарской, Алданской и Оленекской провинций (по классификации [Розен, 2003]).

Гранитоиды пятого этапа (этап V, рис. 2.12) проявлены в меньшем объеме по сравнению с гранитоидами предыдущего 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. Гранитоиды этого этапа имеют возраст 1.95 – 1.90 млрд лет [Бибилова и др., 1986, 1987; Базарова, 2011; Ларин и др., 2006а; 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 [Бибилова и др., 1987; Базарова, 2011; Савельева, Базарова, 2012], на Анабарском щите – гранитогнейсы котуйкан-монголинского 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 [Бибилова и др., 1986; Ларин и др., 2006а; 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 этого этапа образуют, главным образом, небольшие по площади интрузивные тела. Состав

гранитоидов достаточно разнообразен, среди них отмечаются лейкограниты, чарнокитоиды, гранитоиды *I*- и *S*-типов. В группе гранитоидов этого этапа отмечаются как породы, сформированные в коллизионной, так и постколлизионной геодинамических обстановках (табл. 1). В региональном аспекте гранитоиды пятого этапа Байкальского выступа и Анабарского щита, по всей видимости, отражают завершающие этапы коллизии предыдущего основного этапа в этих частях кратона. Что касается Алданского щита, то гранитоиды пятого этапа фиксируют окончательную сборку Алданского супертеррейна посредством сочленения объединенной Олекмо-Алданской континентальной микроплиты с Учурской континентальной микроплитой [Котов, 2003], а также причленение Станового супертеррейна к Алданскому супертеррейну и формирование Пристанового блока (Станового структурного шва).

Гранитоиды шестого этапа (этап VI, рис. 2.12) проявлены главным образом только в южной части кратона и практически отсутствуют в северной части кратона. Гранитоиды этого этапа имеют возраст 1.90 – 1.87 млрд лет и отмечаются в пределах Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарыжалгайского выступов фундамента кратона [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] (рис. 2.12, табл. 1). Следует особо подчеркнуть, что в отмеченных выше выступлениях фундамента кратона гранитоиды на данном временном интервале были зафиксированы впервые для раннепротерозойского этапа эволюции кратона. До этого временного рубежа эти части кратона были амагматическими 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. Следует особо отметить тот факт, что в Шарыжалгайском выступе отмечается некоторое перекрытие возраста тектонизированных (синметаморфических) гранитоидов с возрастом недеформированных (постметаморфических) гранитов следующего этапа гранитоидного магматизма (табл. 1, рис. 2.12). Близкий возраст синметаморфических и постметаморфических гранитоидов в Шарыжалгайском выступе кратона, вероятно, связан с тем фактом, что на отдельных участках Ирутного блока, где найдены и исследованы синметаморфические гранитоиды, вскрыт глубинный разрез коры, в пределах которого можно проследить ранние стадии процесса магмообразования, который в итоге привел к выплавлению и внедрению аллохтонных посттектонических гранитоидов на всей территории выступа [Сальникова и др., 2007]. Химический состав гранитоидов шестого этапа достаточно

разнообразен [Туркина и др., 2006; Poller et al., 2004, 2005]. Коллизионные гранитоиды шестого этапа в Ангаро-Канском, Бирюсинском и Шарыжалгайском выступах фундамента кратона фиксируют коллизионные события в южной части кратона в части присоединения Ангаро-Канского, Бирюсинского, Шарыжалгайского и возможно других блоков к сформированному на предыдущих стадиях ядру кратона.

Гранитоиды седьмого этапа магматизма и близкие им по возрасту и геодинамической позиции вулканы вулканоплутонических поясов пользуются широким распространением в южной части Сибирского кратона (этап VII, рис. 2.12). Неметаморфизованные, недеформированные гранитоиды распространены в пределах Ангаро-Канского, Бирюсинского выступов, Урикско-Ийского грабена, Шарыжалгайского, Байкальского, Тонодского, Станового выступов фундамента кратона и на Алданском щите (Чара-Олекминский блок). 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, 2006а, 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, 2019; Poller et al., 2004, 2005]. Гранитоиды и породы вулканоплутонических поясов объединяются в Южно-Сибирский постколлизионный магматический пояс [Ларин и др., 2003]. В Байкальском, Тонодском выступах, в пределах Чара-Олекминского блока Алданского щита и в Становом выступе отмечаются только неметаморфизованные, недеформированные постколлизионные гранитоиды. В Байкальском выступе с гранитоидами ассоциируют близкие им по возрасту и геодинамической позиции вулканогенно-осадочные образования Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, а в Бирюсинском выступе вулканогенно-осадочные образования Саяно-Бирюсинского вулканоплутонического пояса. Постколлизионные гранитоиды представлены гранитами всех геохимических типов (*I*-, *S*- и *A*-типа) при существенном преобладании гранитов *A*-типа. Формирование пород Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса фиксирует окончательную стадию становления структуры Сибирского кратона и, возможно, вовлеченности его в структуру палеопротерозойского суперконтинента Колумбия.

Гранитоиды восьмого этапа (этап VIII, рис. 2.12) локально проявлены в юго-западной и юго-восточной частях кратона и отсутствуют в остальных частях кратона. Гранитоиды этого этапа имеют возраст 1.78 – 1.73 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]. В юго-западной части кратона магматические породы отмечаются в Ангаро-Канском выступе, Бирюсинском выступе, Урикско-Ийском

грабене, а в юго-восточной части в Батомгском блоке Алданского щита, Становом выступе и Пристановом блоке (рис. 2.12, табл. 1). В Ангаро-Канском выступе с гранитоидами этого возраста ассоциируют близкие им вулканиты енисейской серии [Ножкин и др., 2016]. В юго-восточной части кратона гранитоиды совместно с вулканитами и осадками объединяются в единый Билякчан-Улканский вулканоплутонический пояс. Гранитоиды этого этапа обнаруживают геохимические характеристики близкие гранитам *A*-типа [Ножкин и др., 2009; Туркина и др., 2006; Диденко и др., 2010; Ларин, 2011, 2014; Ларин и др., 2012]. Допускается, что формирование всех этих гранитоидов и вулканитов имело место во внутриплитной (анорогенной) геодинамической обстановке. Гранитоиды совместно с другими близкими им по возрасту породами рассматриваются как индикаторы процессов внутриконтинентального растяжения в пределах Сибирского кратона, не приведших к разрушению структуры кратона.

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. 2.12) было сформировано несколько массивов в разных частях кратона. Внедрение этих гранитоидов не связано собственно со стадиями становления Сибирского кратона и отражает только локальные магматические события в пределах отдельных блоков кратона.

Гранитоиды первого этапа с возрастом 2.5 – 2.4 млрд лет отмечаются только в зоне сочленения Чара-Олекминского и Западно-Алданского блоков Алданского щита (табл. 1, рис. 2.11, 3.1). Далее после длительного перерыва в магматической активности на временном интервале ~2.4 – 2.2 млрд лет (рис. 2.12), в отдельных блоках отмечается небольшой всплеск магматизма на интервале 2.15 – 2.04 (этап II, рис. 2.12). Как было отмечено в главе 2, гранитоиды этого этапа зафиксированы в Голоустенском и Чуйском блоках Байкальского выступа, Восточно-Алданском блоке Алданского щита, в Становом структурном шве, Оленекском выступе (рис. 3.1).

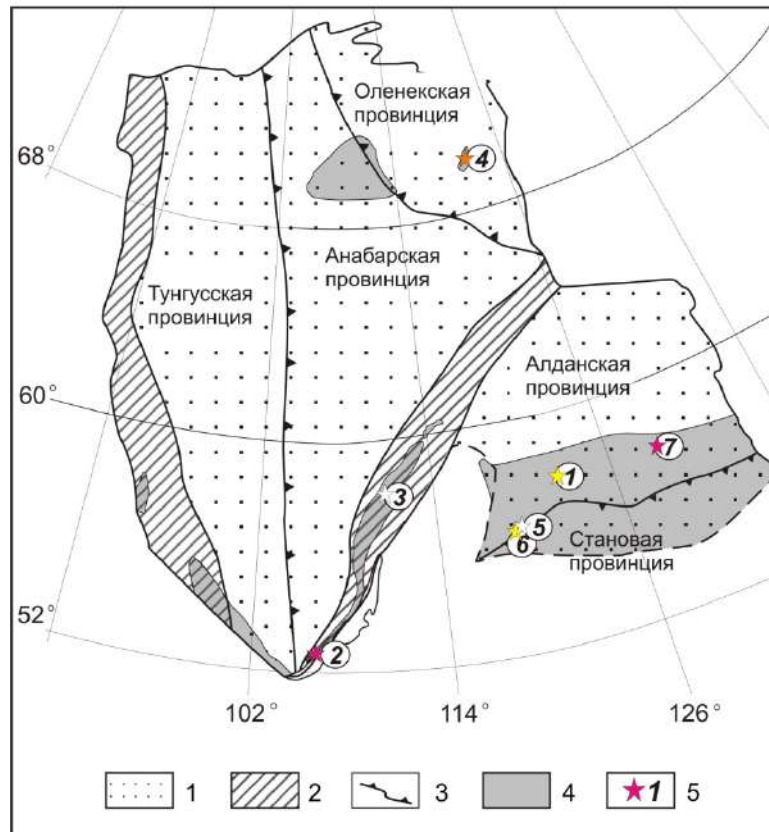


Рис. 3.1. Схема основных тектонических элементов Сибирского кратона и выходы раннепротерозойских гранитоидов, формирование которых не связано со становлением структуры кратона.

1 – основные супертеррейны (провинции); 2 – раннепротерозойские складчатые пояса; 3 – шовные зоны; 4 – выступы фундамента; 5 – выходы раннепротерозойских гранитоидов, формирование которых не связано со становлением структуры кратона.

Красным цветом отмечены выходы гранитоидов, формирование которых имело место в коллизионной обстановке, оранжевым – в постколлизионной, желтым – во внутриплитной (анорогенной); белым цветом показаны выходы гранитоидов, обстановка формирования которых не ясна.

Цифры в кружках: 1 – гранитоиды нелюкинского комплекса Алданского щита с возрастом 2.5 – 2.4 млрд лет [Сальникова и др., 1997; Котов и др., 2004; Глебовицкий и др., 2010]; 2 – граниты Хомутского массива Голоустенского блока Байкальского выступа (2.15 млрд лет [Донская и др., 2016]); 3 – лейкограниты Чуйского блока Байкальского выступа (2.06 млрд лет [Неймарк и др., 1998]); 4 – гранитоиды оленекского комплекса Оленекского выступа (2.04 млрд лет [Wingate et al., 2009]); 5 – плагиограниты Станового структурного шва (~2.1 млрд лет [Котов и др., 2018]); 6 – щелочные граниты катугинского комплекса Станового структурного шва (~2.06 млрд лет [Ларин и др., 2002; Котов и др., 2015]); 6 – гранитоиды Суннагинского купола Восточно-Алданского блока (2.04 млрд лет [Глуховский и др., 2004]).

В этой главе характеристика гранитоидов Голоустенского блока Байкальского выступа (раздел 3.2), Станового структурного шва (раздел 3.3) и Оленекского выступа (раздел 3.4) приведена с использованием авторских оригинальных данных. Изотопно-геохимическая характеристика гранитоидов Западно-Алданского блока Алданского щита (раздел 3.1) сделана на основе опубликованных работ 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., 2011a].

3.1. Гранитоиды Алданского щита с возрастом 2.5 – 2.4 млрд лет (обзор)

Самыми ранними раннепротерозойскими гранитоидами в Сибирском кратоне являются гранитоиды нелюкинского комплекса, которые распространены в зоне сочленения Чара-Олекминского и Западно-Алданского блоков Алданского щита, а также в прилегающих областях этих блоков (рис. 2.11, 3.1) [Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011a; Ларин и др., 2012]. Гранитоиды слагают тектонические пластины и линзы, видимая мощность которых иногда превышает 1 км, а протяженность достигает десятки километров [Котов и др., 2004]. Гранитоиды подвержены наложенным структурно-метаморфическим преобразованиям, они сильно рассланцованы и в отдельных случаях представляют собой гранитогнейсы [Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011a]. Среди гранитоидов преобладают роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты и лейкограниты [Котов и др., 2004; Ларин и др., 2012]. U-Pb возраст по циркону гранитоидов нелюкинского комплекса варьируется в диапазоне 2522 ± 2 – 2398 ± 4 млн лет [Сальникова и др., 1997; Котов и др., 2004; Глебовицкий и др., 2010].

Детальные изотопно-геохимические исследования гранитоидов нелюкинского комплекса были проведены А.Б. Котовым с соавторами [Котов и др., 2004] и А.М. Лариным с соавторами [Ларин и др., 2012]. С.Д. Великославинский с соавторами [Великославинский и др., 2011a] опубликовали результаты изотопно-геохимических исследований гранитогнейсов, образованных по гранитоидам этого комплекса.

Гранитоиды [Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011а] по своему химическому составу соответствуют умереннощелочным гранитам и лейкогранитам умеренной и нормальной щелочности [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 3.2а). Они характеризуются преимущественно высокой железистостью ($f = 0.75 - 0.97$) (рис. 3.2б). Гранитоиды образуют отрицательный тренд от пород щелочной к щелочно-известковой серии (рис. 3.2в). Они являются как метаглиноземистыми, так и пересыщенными глиноземом образованиями ($ASI = 0.92 - 1.21$, $A/NK = 1.08 - 1.33$) (рис. 3.2г).

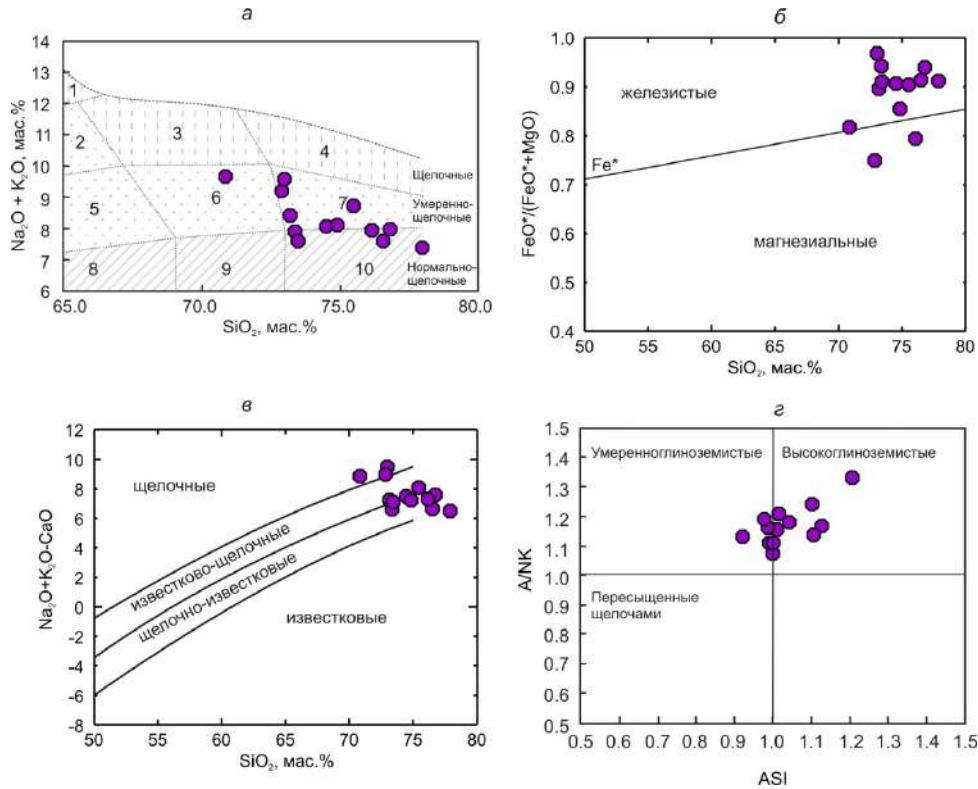


Рис. 3.2. Диаграммы $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (а) [Шарпенюк и др., 2013], $FeO^*/(FeO^*+MgO) - SiO_2$ (б) [Frost et al., 2001], $MAFI (Na_2O + K_2O - CaO) - SiO_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$] – ASI [мол. $Al_2O_3/(CaO + Na_2O+K_2O)$] (г) для гранитоидов нелюкинского комплекса. Химические составы по [Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011а].

Цифры на диаграмме (а): 1 – щелочные сиениты, 2 – сиениты, 3 – щелочные граниты, 4 – щелочные лейкограниты, 5 – граносиениты, 6 – умереннощелочные граниты, 7 – умереннощелочные лейкограниты, 8 – гранодиориты, 9 – граниты, 10 – лейкограниты.

Для гранитоидов нелюкинского комплекса отмечаются высокие содержания Y (31 – 112 г/т), Nb (18 – 80 г/т), Zr (270 – 700 г/т), Ba (339 – 1700 г/т) и пониженные концентрации Sr (31 – 186 г/т). Гранитоиды характеризуются фракционированными спектрами распределения РЗЭ ($(La/Yb)_n = 6 - 32$) и хорошо выраженной отрицательной европиевыми аномалиями ($Eu/Eu^* = 0.2 - 0.6$). Геохимические характеристики гранитоидов, а также расположение их фигуративных точек на диаграммах $FeO^*/MgO - (Ce+Zr+Nb+Y)$ [Whalen et al., 1987] и $CaO/(FeO^* + MgO + TiO_2) - Al_2O_3$ [Dall’Agnol, Oliveira, 2007], указывают на близость гранитоидов нелюкинского комплекса гранитам А-типа (рис. 3.3а, б).

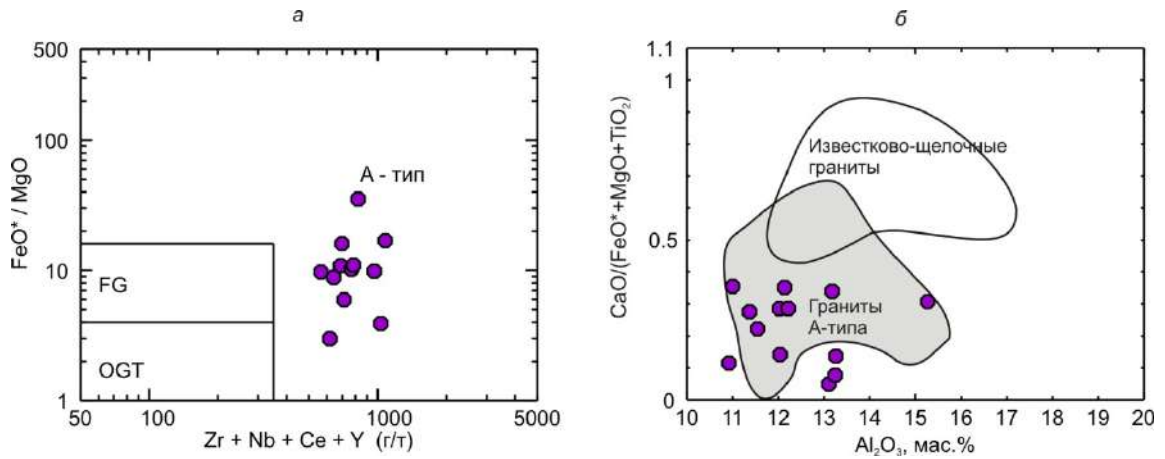


Рис. 3.3. Диаграммы $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ (a) [Whalen et al., 1987] и $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3$ (б) [Dall'Agno, Oliveira, 2007] для гранитоидов нелюкинского комплекса. Химические составы по [Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011а].

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

Согласно классификации [Barbarin, 1999] гранитоиды наиболее близки обогащенным калием известково-щелочным гранитоидам (КСГ-тип), формирование которых связано с обстановкой постколлизийного растяжения. На диаграмме $\text{Rb} - (\text{Y}+\text{Nb})$ [Pearce, 1996] точки составов гранитоидов попадают в поля как постколлизийных, так и внутриплитных гранитов (рис. 3.4). На диаграммах $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot x5 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{CaO}+\text{MgO}) \cdot x5$ [Гребенников, 2014] и $\text{Y} - \text{Nb} - \text{Ce}$ [Eby, 1992] фигуративные точки гранитоидов нелюкинского комплекса располагаются преимущественно в поле A_2 т.е. в поле гранитов, сформированных за счет плавления коровых источников, часть точек попадает на границу полей A_1 и A_2 (рис. 3.5 а, б).

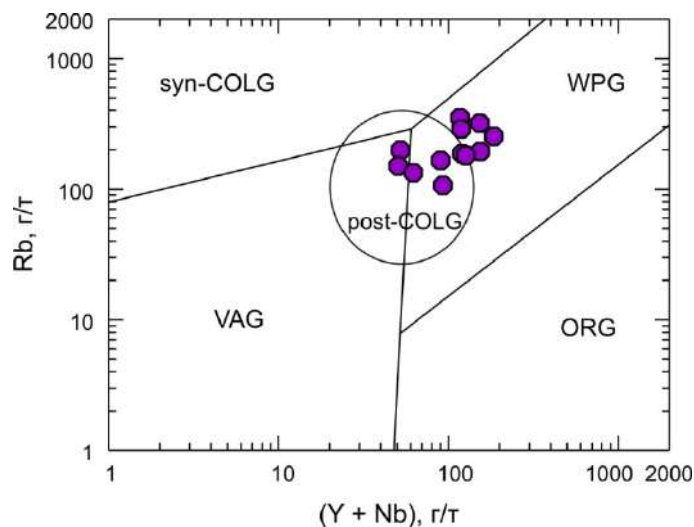


Рис. 3.4. Диаграмма $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$ [Pearce, 1996] для гранитоидов нелюкинского комплекса. Химические составы по [Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011а].

VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

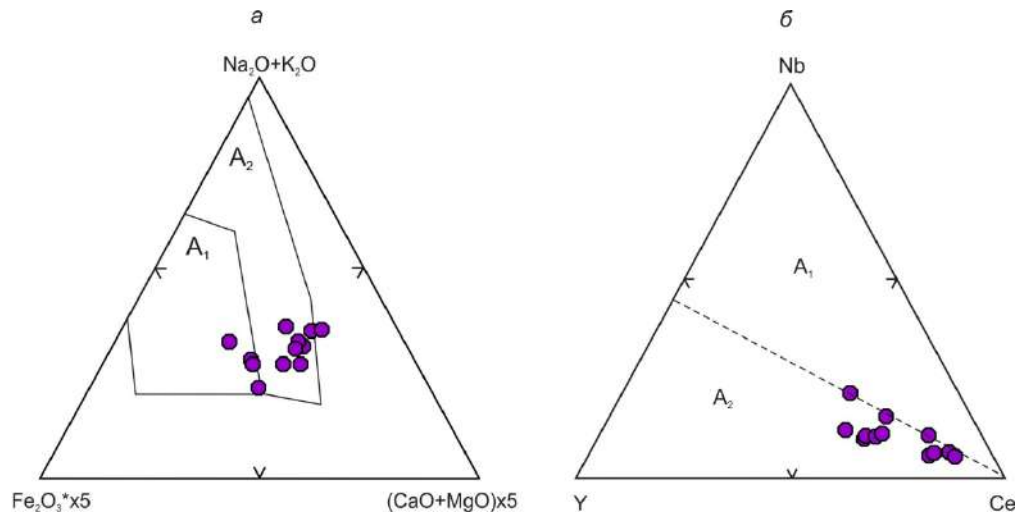


Рис. 3.5. Диаграммы $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot x5 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{CaO} + \text{MgO})x5$ (мол.) (а) [Гребенников, 2014] и $\text{Y} - \text{Nb} - \text{Ce}$ (б) [Ебу, 1992] для гранитоидов нелюкинского комплекса. Химические составы по [Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011а].

A_1 – гранитоиды, возникшие в результате дифференциации щелочно-базальтовых магм при незначительных процессах ассимиляции, A_2 – гранитоиды, сформированные в результате взаимодействия мантийных расплавов с кислым материалом континентальной коры или посредством плавления пород континентальной коры.

Гранитоиды характеризуется отрицательными величинами $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = -1.2 \dots -8.4$ и мезо- и палеоархейским модельным возрастом $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.9 - 3.3$ млрд лет [Сальникова и др., 1996; Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011а].

Изотопно-геохимические характеристики гранитоидов нелюкинского комплекса позволяют предполагать для них коровый метамагматический источник, а именно тоналит-трондьемитовые гнейсы олекминского и западно-алданского комплексов [Котов и др., 2004]. Совокупность геологических, геохронологических и геохимических данных дала основание А.Б. Котову с соавторами [Котов и др., 2004] допускать как постколлизийную, так и анорогенную геодинамическую обстановку формирования гранитоидов нелюкинского комплекса.

3.2. Хомутский массив Голоуспенского блока Байкальского выступа фундамента

3.2.1. Геологическое строение Хомутского массива, петрографическая характеристика гранитов и их возраст

Голоуспенский блок, расположенный в Байкальском краевом выступе фундамента Сибирского кратона, сложен преимущественно мигматитами, гранитогнейсами и гранитами (рис. 3.6). Мигматизированные породы и гранитогнейсы содержат в разной степени измененные тела, сложенные более ранними ассоциациями пород, в том числе двупироксеновыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, плагиогнейсами, ультрабазитами, гранитоидами [Петрова, 2001]. Размеры этих тел варьируют от нескольких

сантиметров до нескольких сотен метров. Метаморфизм пород Голоуспенского блока достигает высокотемпературной ступени амфиболитовой фации.

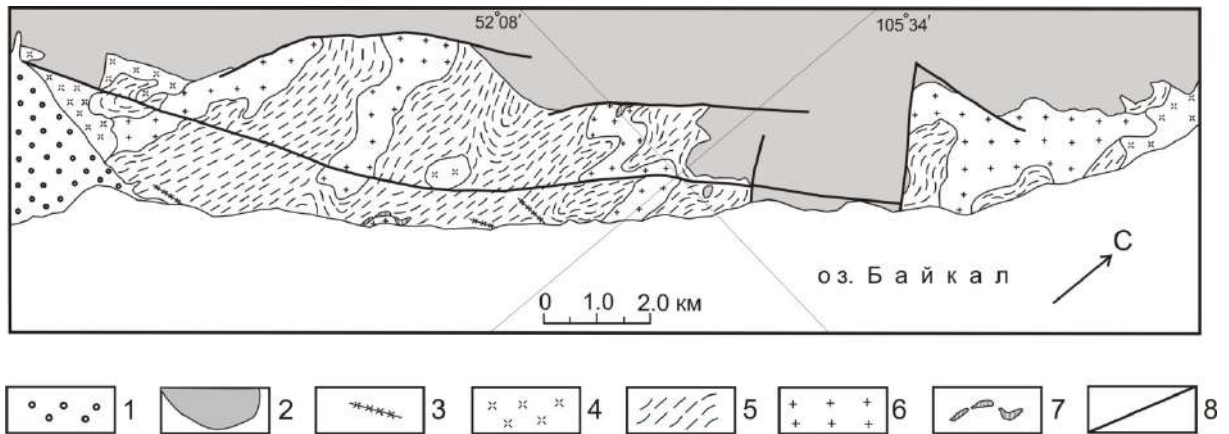


Рис. 3.6. Схема геологического строения Голоуспенского блока Байкальского краевого выступа фундамента Сибирского кратона [Донская и др., 2016].

1 – четвертичные отложения; 2 – вендские отложения байкальской серии; 3 – крупные дайки габбро-долеритов; 4 – раннепротерозойские постметаморфические гранитоиды приморского комплекса; 5 – раннепротерозойская мигматит-гнейсовая толща: мигматиты, гранитогнейсы, двупироксеновые кристаллические сланцы, амфиболиты, плагиогнейсы; 6 – раннепротерозойские дометаморфические гранитоиды; 7 – раннепротерозойские дометаморфические ультрабазиты; 8 – основные разломы.

Хомутский массив расположен в районе пади Нижние Хомуты Голоуспенского блока ($52^{\circ}07.755'$ с.ш., $105^{\circ}34.460'$ в.д.) (рис. 3.7). Массив имеет площадь около 1 км^2 . Контакты его с вмещающими образованиями (породы мигматит-гнейсовой толщи) тектонические. Конфигурация гранитного массива свидетельствует о том, что породы массива совместно с плагиогнейсами и кристаллическими сланцами были вовлечены в структурно-метаморфические преобразования, сопровождавшиеся мигматизацией.

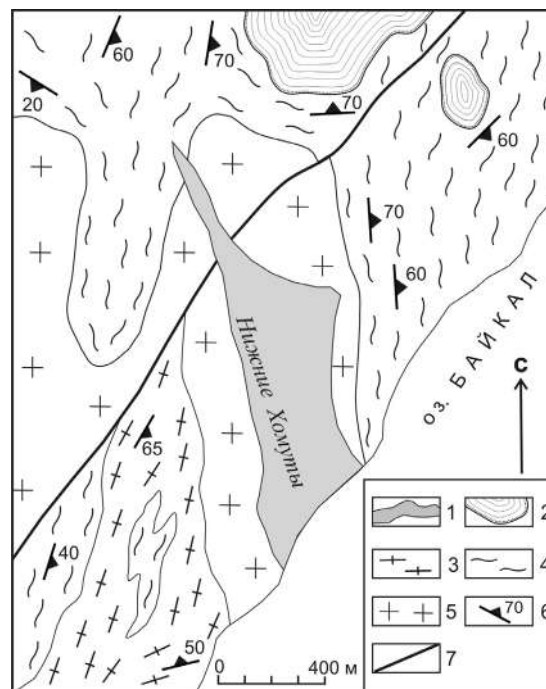


Рис. 3.7. Схема геологического строения пади Нижние Хомуты (Голоуспенский блок) [Донская и др., 2016].

1 – четвертичные отложения; 2 – вендские отложения голоуспенской свиты байкальской серии; 3 – раннепротерозойские мигматиты и гранитогнейсы; 4 – раннепротерозойские амфибол-биотитовые и пироксен-биотитовые гнейсы, двупироксеновые кристаллические сланцы; 5 – раннепротерозойские дометаморфические граниты; 6 – элементы залегания гнейсовидности; 7 – кайнозойский сброс.

Массив Хомутский сложен биотитовыми гранитами. Главными минералами гранитов являются серицитизированный плагиоклаз (30 – 40 %), кварц (25 – 30 %), калиевый полевой шпат (25 – 30 %). Биотит отмечается как единственный темноцветный минерал. Он хлоритизирован с сопутствующим образованием эпидота и сфен-лейкоксового агрегата. Акцессорные минералы гранитов – апатит, циркон, рудный минерал. Рудный минерал, вероятно, ильменит, часто обрастает сфен-лейкоксовым агрегатом.

Возраст гранитов Хомутского массива был определен U-Pb методом по циркону (SHRIMP) [Донская и др., 2016]. При микроскопическом изучении в режиме катодолюминесценции в цирконе из пробы гранита Хомутского массива (проба 1240) наблюдались зональные ядра и незональные оболочки (рис. 3.8а). Для центральных частей зерен циркона, характеризующихся магматической зональностью, был рассчитан конкордантный возраст, который составил 2153 ± 11 млн лет (СКВО = 0.34) (рис. 3.8б).

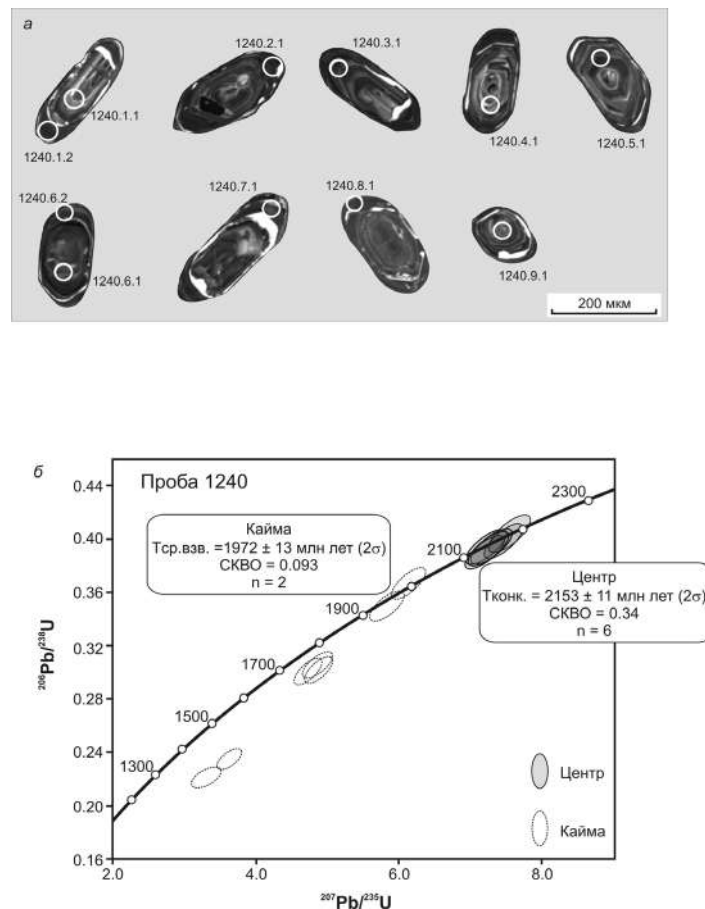


Рис. 3.8. Изображения кристаллов циркона, выполненные в режиме катодолюминесценции (а) и U-Pb диаграмма с конкордией (б) для цирконов из гранита Хомутского массива Голоуспенского блока (проба 1240) [Донская и др., 2016].

Практически для всех оболочек циркона были отмечены сильно дискордантные значения возраста, поэтому только краевые части двух зерен циркона, обнаруживающих наименьшую дискордантность, были выбраны для расчета средневзвешенного $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста, который составил 1972 ± 13 млн лет (СКВО = 0.093) (рис. 3.8б). На основании морфологических особенностей центральных частей зерен циркона, свидетельствующих о его магматическом происхождении, значение в 2153 ± 11 млн лет было проинтерпретировано как наиболее точная оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, возраста гранитов Хомутского массива. Морфология краевых частей зерен циркона позволила предположить его метаморфическое происхождение, а рассчитанное значение в 1972 ± 13 млн лет ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ метод) в первом приближении рассмотрено как оценка возраста метаморфического преобразования гранитов.

3.2.2. Геохимическая характеристика гранитов

Гранитоиды Хомутского массива по составу соответствуют гранитам и лейкогранитам нормальной щелочности [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 3.9а). Граниты массива принадлежат к щелочно-известковой серии, характеризуются повышенной или высокой железистостью ($f = 0.77 - 0.95$) и высокой глиноземистостью ($\text{ASI} = 1.18 - 1.26$, $\text{A/NK} = 1.40 - 1.56$) (рис. 3.9 б-г).

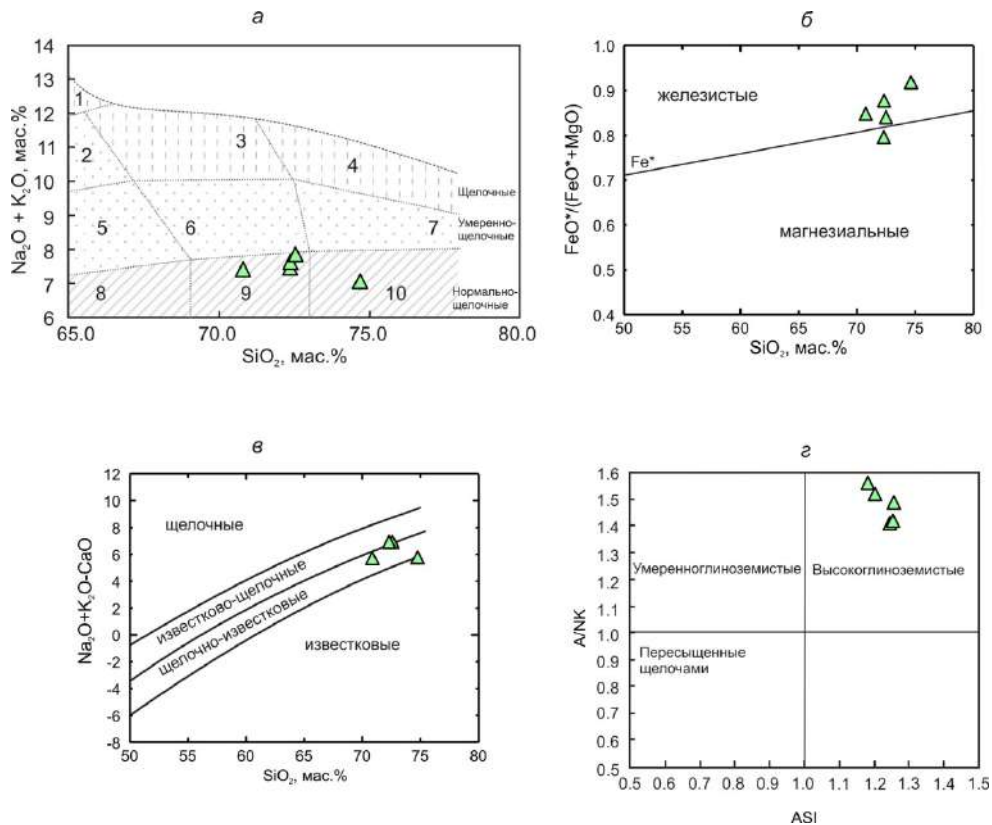


Рис. 3.9. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенюк и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], $\text{MALI} (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол.

$Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ – ASI [мол. $Al_2O_3/(CaO + Na_2O+K_2O)$] (*з*) для гранитов Хомутского массива Голоустенского блока.

Цифры на диаграмме (*а*): 1 – щелочные сиениты, 2 – сиениты, 3 – щелочные граниты, 4 – щелочные лейкограниты, 5 – граносиениты, 6 – умереннощелочные граниты, 7 – умереннощелочные лейкограниты, 8 – гранодиориты, 9 – граниты, 10 – лейкограниты.

Граниты Хомутского массива характеризуются невысокими содержаниями Y (до 16 г/т), Zr (до 111 г/т), Nb (до 9 г/т) (табл. 2). Для этих пород фиксируются умеренные содержания Sr (до 235 г/т) и повышенные Ba (до 938 г/т). Большинство гранитов Хомутского массива обнаруживают умеренно фракционированное распределение редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n = 8 - 15$) (рис. 3.10а). На графиках распределения РЗЭ этих гранитов отмечается слабовыраженная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0.73 - 0.79$) (рис. 3.10а). Для гранита с содержанием $SiO_2 = 74.7$ мас.% отмечается более фракционированное распределение РЗЭ ($(La/Yb)_n = 39$) (рис. 3.10а). На мультиэлементных диаграммах гранитов Хомутского массива отмечаются отрицательные аномалии Nb, Ta, P, Ti (рис. 3.10б).

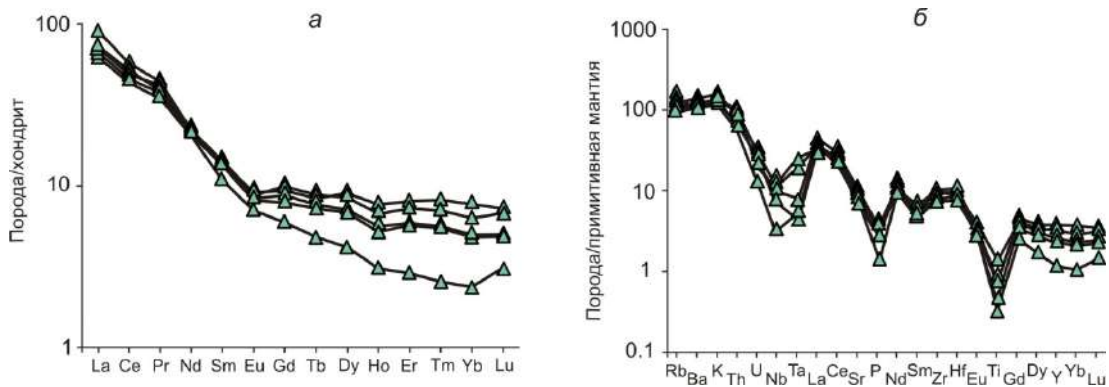


Рис. 3.10. Спектры распределения редкоземельных элементов (*а*), нормализованные к хондриту [Wakita et al., 1970], и мультиэлементные спектры (*б*), нормализованные к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], для гранитов Хомутского массива Голоустенского блока.

Значения $\epsilon_{Nd}(T)$ для гранитов Хомутского массива составили +2.0...+2.2, а Nd-модельный возраст – 2.4 млрд лет (табл. 3) [Донская и др., 2016].

3.2.3. Петрогенезис гранитов и геодинамическая обстановка формирования

Биотитовые граниты Хомутского массива с возрастом 2.15 млрд лет достаточно сложно отнести к какому-либо одному типу по «алфавитной» классификации гранитов. Повышенная глиноземистость гранитов ($ASI = 1.19 - 1.27$), а также отсутствие в них роговой обманки и первичного сфена позволяют рассматривать граниты Хомутского массива как граниты *S*-типа. В то же время низкие концентрации P_2O_5 (0.03 – 0.08 мас. %) и отсутствие таких типоморфных минералов как мусковит и кордиерит дают основание сопоставлять эти граниты с гранитами *I*-типа [Chappell, White, 1992]. В совокупности, геохимические и минералогические характеристики гранитов наиболее соответствуют переходному *I-S* типу [Liew et al., 1989].

Согласно классификации [Barbarin, 1999], граниты Хомутского массива близки обогащенным калием известково-щелочным гранитоидам (КСГ тип), благоприятной тектонической обстановкой для формирования которых являются переходный режим от субдукционного к коллизионному. Расположение фигуративных точек составов гранитов Хомутского массива на диаграммах Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] и Hf–Rb–Ta [Harris et al., 1986], где они попадают в поля как гранитов вулканических дуг, так и постколлизионных гранитов, подтверждает этот вывод (рис. 3.11 а, б). Высокие концентрации SiO₂ (71 – 75 мас.%), K₂O (3.7 – 4.7 мас. %) и низкая магнезиальность (mg# 16 – 35) гранитов указывают на то, что они могли быть сформированы за счет плавления пород континентальной коры среднего-кислого состава. В качестве подобных источников для рассматриваемых гранитов могут являться как метаграувакки, так и ортопороды тоналитового или диоритового состава [Liew et al., 1989].

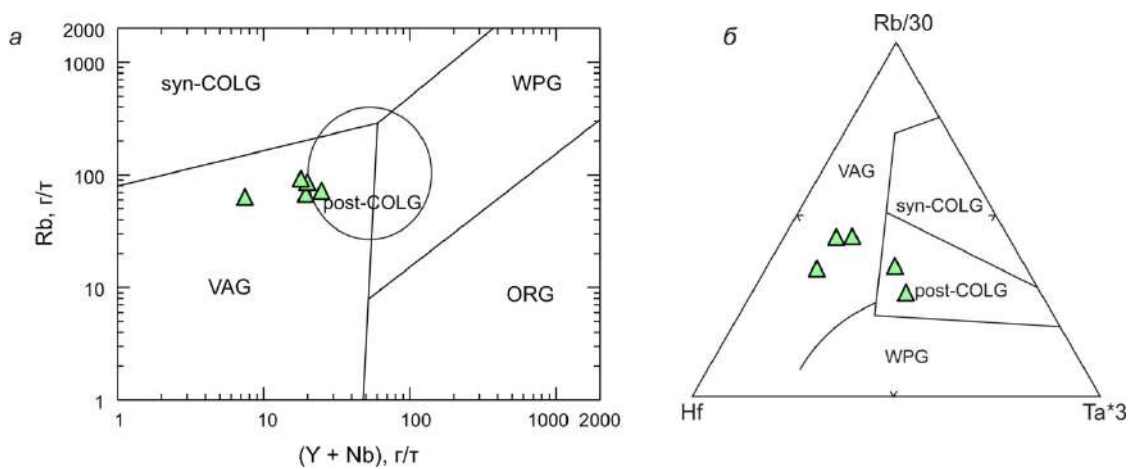


Рис. 3.11. Диаграммы Rb – (Y + Nb) (а) [Pearce, 1996] и Hf–Rb–Ta (б) [Harris et al., 1986] для гранитов Хомутского массива Голоуспенского блока.

VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизионные граниты, post-COLG – постколлизионные граниты.

Температуры насыщения расплава цирконом при его кристаллизации [Watson, Harrison, 1983], рассчитанные для гранитов Хомутского массива составляют 740 – 770 °С и близки низкотемпературным гранитам I-типа [Chappell et al., 1998]. Слабофракционированные графики в области тяжелых РЗЭ (рис. 3.10а) указывают на отсутствие граната в рестите, равновесном с расплавом, и, соответственно, на плавление магнообразующего субстрата при давлении менее 8–10 кбар.

Положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ и значения Nd-модельного возраста, которые всего на 200 – 240 млн лет древнее возраста образования гранитов, свидетельствуют о формировании гранитов Хомутского массива за счет переработки раннепротерозойской ювенильной континентальной коры. Суммируя все характеристики гранитов Хомутского массива, а именно положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ и при этом предполагаемый для них коровый источник среднего-кислого состава, а также близость составов изученных пород гранитам вулканических

дуг в качестве возможной обстановки формирования этих гранитов можно предположить столкновение (коллизию) островных дуг. При таком столкновении возможно как плавление ранее образованных в островных дугах магматических пород (тоналитов, диоритов), так и плавление погруженных на средние уровни коры вулканогенных граувакк. Возможно, фрагментами этих островных дуг являются кристаллические сланцы, амфиболиты и плагиогнейсы с островодужными геохимическими характеристиками, испытавшие деформации раннего этапа, которые встречаются среди мигматит-гнейсовой толщи [Петрова, 2001]. В любом случае, образование гранитов Хомутского массива не относится собственно к этапу становления структуры Сибирского кратона.

3.3. Катугинский массив Станового структурного шва

3.3.1. Геологическое строение Катугинского массива, петрографическая характеристика гранитов и их возраст

В пределах Станового структурного шва Алданского щита расположено два массива палеопротерозойских гранитов, относящихся к катугинского комплексу, получивших название Катугинский и Западный (рис. 3.12а). К этим массивам гранитов приурочено Катугинское комплексное редкометальное месторождение [Котов и др., 2015; Ларин и др., 2002, 2012; Левашова и др., 2014; Складоров и др., 2016; Донская и др., 2018в; Gladkochub et al., 2017]. Западный массив на 80% перекрыт моренными отложениями и поэтому практически не подходит для детального изучения. Поэтому все исследования были сосредоточены в пределах Катугинского массива гранитов, который имеет сердцеобразную форму, занимает площадь 3 км² и разделяется на два блока, восточный и западный (рис. 3.12б). Вмещающие Катугинский массив породы представлены разнообразными по составу гнейсами, мигматитами и кристаллическими сланцами.

Восточный блок Катугинского массива сложен преимущественно арфведсонитовыми (Arf), эгирин-арфведсонитовыми (Aeg-Arf) и эгириновыми (Aeg) гранитами. В подчиненном количестве встречаются биотит-арфведсонитовые (Bt-Arf) граниты, которые, как показало исследование керн скважин, образуют отдельные изолированные зоны в восточном блоке (рис. 3.12б). Arf, Aeg-Arf и Aeg граниты нередко чередуются между собой, создавая постепенные переходы от эгириновых до арфведсонитовых разновидностей, при этом количественные соотношения эгирина и арфведсонита могут значительно меняться даже в пределах коротких интервалов (3–5 м).

Западный блок Катугинского массива сложен, в основном, биотитовыми (Bt) и биотит-рибекитовыми (Bt-Rbk) гранитами (рис. 3.12б). Только в северной части западного блока

отмечается узкая полоса, сложенная Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитами, которая рассматривается как продолжение восточного блока.

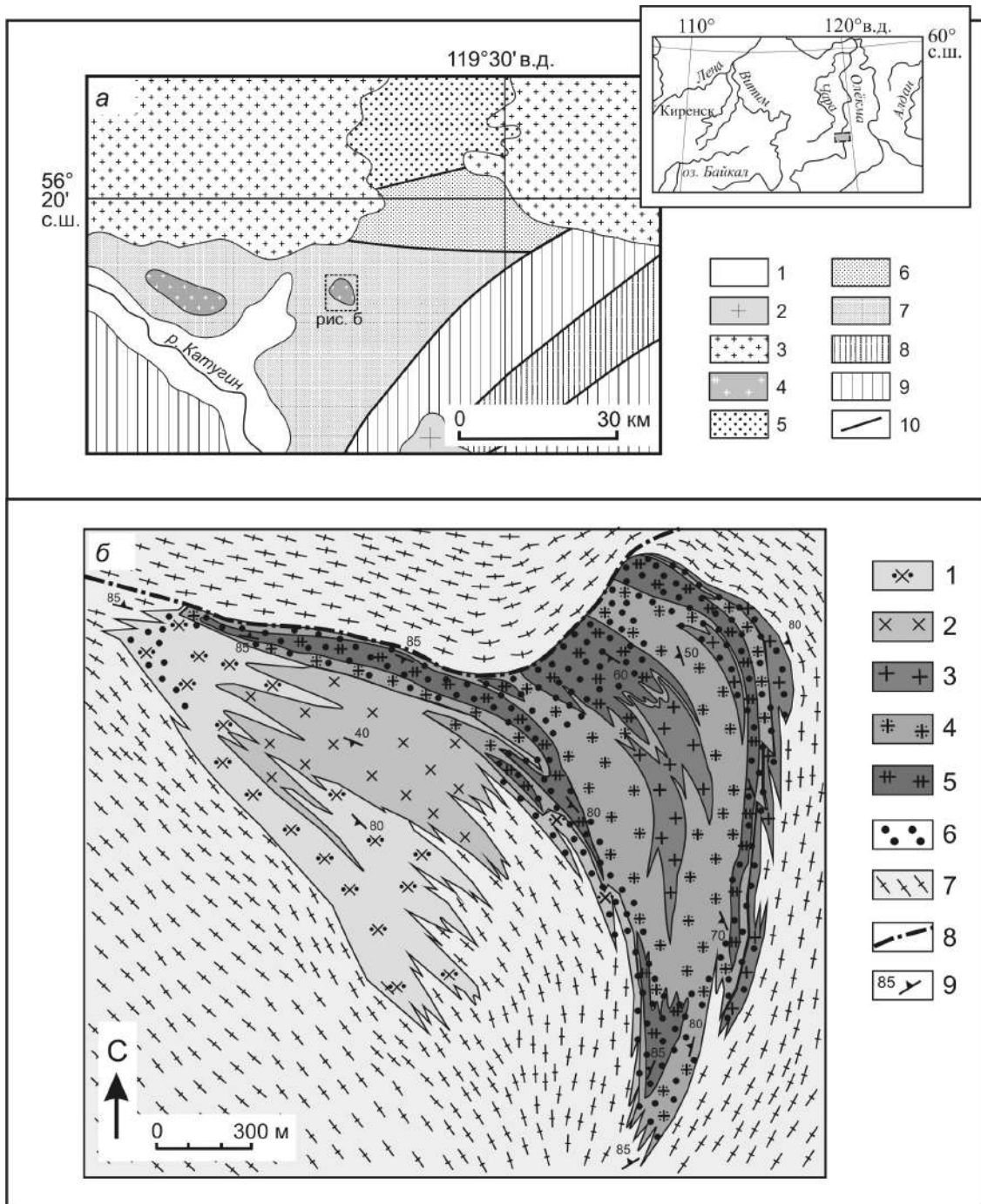


Рис. 3.12. Схематическая геологическая карта района расположения массивов гранитов катугинского комплекса (по [Подковыров и др., 2006] с изменениями) (а) и схема геологического строения Катугинского массива гранитов катугинского комплекса (по [Прохоров, Собаченко, 1985] с изменениями и дополнениями) (б).

(а) 1 – четвертичные отложения; 2 – гранитоиды ингамakitского комплекса (PZ₃); 3 – граниты кодарского комплекса (PR₁); 4 – граниты катугинского комплекса (PR₁); 5–7 – удоканская серия (PR₁): 5 – кеменская подсерия, 6 – чинейская подсерия; 7 – кодарская подсвита; 8 – субганский комплекс (AR₃); 9 – каларская толща (PR₁?); 10 – разрывные нарушения.

(б) 1-6 – граниты катугинского комплекса: 1 – биотитовые, 2 – биотит-рибекитовые, 3 – биотит-арфведсонитовые, 4 – арфведсонитовые, 5 – эгирин-арфведсонитовые и эгириновые; 6 – рудные граниты; 7 – гнейсы, мигматиты, бластомилониты кодарской подсвиты удоканской серии, 8 – разломы, 9 – элементы залегания.

Изолированное расположение выходов гранитов разных типов относительно друг друга может быть объяснено несколькими пульсами их внедрения. Очень слабая обнаженность массива не позволяет однозначно интерпретировать взаимоотношения между гранитами разных типов, однако изучение керн показало, что контакты между гранитами отдельных групп довольно четкие. На основании изучения единичных коренных выходов и кернов скважин можно предполагать, что Vt и Vt-Rbk граниты являются наиболее ранними образованиями массива, а последующее внедрение Vt-Arf гранитов предшествовало внедрению Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитов. В пользу первой части этого утверждения свидетельствуют особенности взаимоотношений Aeg-Arf и Vt гранитов в одном из очень немногочисленных обнажений. Мелко-среднезернистые Aeg-Arf граниты непосредственно у контакта характеризуются неясно выраженной гнейсовидностью, в то время как Vt граниты даже на некотором удалении от контакта огнейсованы, вплоть до превращения в биотитовые гнейсы. Вторая часть сделанного предположения опирается на факт присутствия в Vt-Arf гранитах маломощных (3-10 см) жил Aeg-Arf гранитов. Если эти предположения верны, то последовательность формирования разных типов гранитов была следующей: Vt и Vt-Rbk граниты (первая группа) → Vt-Arf граниты (вторая группа) → Arf, Aeg-Arf и Aeg граниты (третья группа).

Большинство гранитов Катугинского массива представлено средне-, мелкозернистыми разновидностями; крупно- и даже пегматоидные граниты встречаются, в основном, в виде секущих жил неправильной формы, мощность которых варьирует от 15 см до 3 м. Характерной чертой всех типов гранитов является гнейсовидность, выраженная в разной степени. Иногда гнейсовидность наблюдается только в макромасштабе, при петрографическом же изучении породы выглядят как нормальные граниты массивного облика, нередко гнейсовидность проявлена уже на микроуровне и выражена ориентированными выделениями биотита, арфведсонита или эгирина. Петрографическое изучение гнейсовидных гранитов показало, что эта гнейсовидность в большинстве случаев является кристаллизационной, а не более поздней, обусловленной процессами метаморфической переработки.

Граниты первой группы (биотитовые и биотит-рибекитовые граниты западного блока)

Vt и Vt-Rbk граниты западного блока сложены в основной массе альбитом (25 – 30 %), калиевым полевым шпатом (32 – 37 %) , кварцем (24 – 30 %), а также темновыми минералами – биотитом (3 – 6 %) и рибекитом (2 – 6 %). Кроме того среди основной массы отмечается присутствие округлых выделений кварца [Савельева и др., 2016]. В большинстве случаев калиевый полевой шпат содержит пертитовые вроски альбита. Биотит представлен аннитом, содержание MgO в нем нередко ниже предела обнаружения и не превышает 1 мас.%. Рибекит присутствует в породах либо в равнозначном, либо в подчиненном количестве по отношению к биотиту. В отдельных разновидностях рибекит отсутствует и единственным

темноцветным минералом является биотит. Основные акцессорные минералы представлены флюоритом, цирконом, ильменитом, фторапатитом, монацитом, ксенотимом, ферроколумбитом, в то же время иногда могут присутствовать пироклор, бастнезит, флюоцерит и твейтит.

Граниты второй группы (биотит-арфведсонитовые граниты восточного блока)

Основными минералами Vt-Arf гранитов являются кварц (25 – 28 %), альбит (20 – 30 %) и калиевый полевой шпат (35 – 40 %). Калиевый полевой шпат и альбит в гранитах преимущественно встречаются в виде пертитов. Темноцветные минералы представлены арфведсонитом (4 – 7%) и биотитом (0.5 – 2 %), т.е. амфибол обычно преобладает над биотитом. Биотит в этих гранитах по своему составу соответствует фторанниту, содержание MgO в нем не превышает 0.4 мас.%, концентрация TiO₂ варьирует от 1.5 до 4.0 мас.%. Среди акцессорных минералов Vt-Arf гранитов преобладают циркон, иттрофлюорит, в меньших количествах встречаются флюоцерит и пироклор.

Граниты третьей группы (арфведсонитовые, эгирин-арфведсонитовые и эгириновые граниты восточного блока)

Arf, Aeg-Arf и Aeg граниты состоят из кварца (20 – 35 %), а также альбита (20 – 30 %) и калиевого полевого шпата (38 – 48 %), которые, как и в гранитах двух других групп, отмечаются преимущественно в виде пертита. Второстепенными минералами являются арфведсонит и эгирин. Arf граниты содержат арфведсонит (1 – 8 %) как единственный темноцветный минерал, присутствующий в значимых количествах, биотит отсутствует, изредка отмечаются небольшие зерна эгирина. Aeg-Arf граниты содержат эгирин (1 – 8 %) и арфведсонит (1 – 8 %) в разных пропорциях и сочетаниях. В чистых Aeg гранитах содержание эгирина составляет 3 – 8 %. В Aeg и Aeg-Arf гранитах нередко в незначительных количествах присутствует рибекит, явно более поздний по отношению к арфведсониту и эгирину. Иногда встречаются астрофиллит и бафертисит. Набор акцессорных минералов в Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитах очень разнообразен, в преобладающих количествах встречаются циркон, пироклор, бастнезит, флюоцерит, твейтит, колумбит, гагаринит, криолит и другие фторалюминаты.

Специфическими особенностями Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитов являются высокие содержания в них циркона, пироклора и криолита. Криолит присутствует в виде прожилково-вкрапленных выделений и гнездовых обособлений в гранитах, а также слагает крупное обособленное линзоподобное тело в южной части восточного блока Катугинского массива. Мощность этого тела достигает 10 м. По простиранию оно прослежено на 200 м.

U-Pb возраст по циркону (ID TIMS) эгирин-арфведсонитовых гранитов восточного блока Катугинского массива составляет 2066 ± 6 млн лет [Ларин и др., 2002]. Близкий возраст (2055 ± 7 млн лет) имеют цирконы из рудного обособления в эгирин-амфиболовом граните восточного

блока (U-Pb возраст по циркону (ID TIMS); [Котов и др., 2015]). Подобное совпадение оценок возраста позволило предположить, что формирование Катугинского редкометального месторождения генетически связано с процессами становления массивов щелочных гранитов катугинского комплекса.

3.3.2. Геохимическая характеристика гранитов

Проанализированные граниты всех трех групп характеризуются достаточно высоким содержанием щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.2 - 11.8$ мас.%) и относятся к щелочным и умереннощелочным породам [Шарпенюк и др., 2013]. Vt-Rbk и Vt граниты с содержанием $\text{SiO}_2 = 73 - 78$ мас.% по составу отвечают преимущественно умереннощелочным лейкогранитам (табл. 2, рис. 3.13а). Vt-Arf граниты обнаруживают концентрации SiO_2 , изменяющиеся от 70 – 75 мас.%, и по своему составу соответствуют умереннощелочным гранитам и лейкогранитам (табл. 2, рис. 3.13а). Содержания кремнезема в Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитах варьирует от 67 до 74 мас.%, что позволяет классифицировать эти породы как щелочные и умереннощелочные граниты, а также умереннощелочные лейкограниты (табл. 2, рис. 3.13а) [Шарпенюк и др., 2013]. Для всех гранитов отмечается уменьшение содержания щелочей с увеличением концентрации кремнезема (рис. 3.13а). Подобный тренд для гранитов всех типов наблюдается и на диаграмме MAI индекс ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$) – SiO_2 (рис. 3.13в) [Frost et al., 2001].

Граниты всех групп имеют высокую железистость (Fe индекс = 0.95 – 1.00) (рис. 3.13б). Arf, Aeg-Arf и Aeg граниты характеризуются индексами A/NK и ASI меньше 1, что позволяет относить их к пересыщенным щелочами гранитам (рис. 3.13г). Большинство Vt-Arf гранитов также относятся к группе пересыщенных щелочами гранитов. Что касается Vt и Vt-Rbk гранитов, то среди них преобладают умеренно- и высокоглиноземистые разновидности, только несколько образцов соответствуют составам пересыщенных щелочами гранитов (рис. 3.13г). Для Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитов третьей группы фиксируется возрастание значений A/NK индекса с увеличением содержания SiO_2 , в то время как для гранитов остальных групп такая корреляция или отсутствует, или выражена гораздо слабее (рис. 3.13д).

Все изученные граниты характеризуются чрезвычайно низкими концентрациями MgO (< 0.23 мас.%) и P_2O_5 (< 0.03 мас.%) (табл. 2). Arf, Aeg-Arf и Aeg граниты также обнаруживают низкие содержания CaO, в большинстве случаев менее 0.05 мас.% (табл. 2, рис. 3.14а). Концентрации CaO в Vt-Arf, а также Vt и Vt-Rbk гранитах в преобладающем большинстве случаев несопоставимо выше и достигают 0.84 мас.% (рис. 3.14а). Arf, Aeg-Arf и Aeg граниты по сравнению с Vt-Arf, Vt и Vt-Rbk гранитами обогащены Fe_2O_3 (1.5 – 5.6 против 1.0 – 1.6 и 0.3 – 1.9 мас. %, соответственно) (рис. 3.14а).

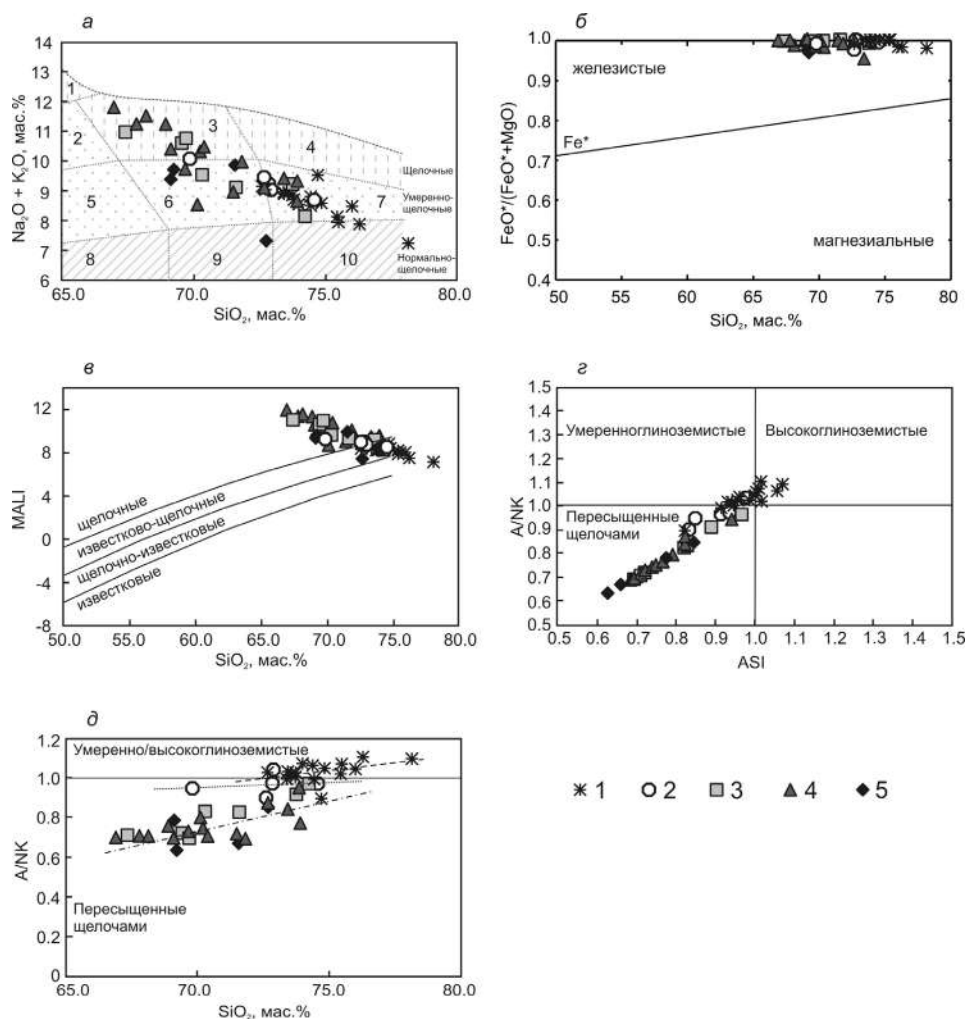


Рис. 3.13. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенюк и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], $\text{MALI} (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], $\text{A/NK} [\text{мол. Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] - \text{ASI} [\text{мол. Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$ (г), $\text{A/NK} - \text{SiO}_2$ (д) для гранитов Катугинского массива.

1 – биотитовые (Bt) и биотит-рибекитовые (Bt-Rbk) граниты западного блока, 2 – биотит-арфведсонитовые (Bt-Arf) граниты восточного блока, 3 – арфведсонитовые (Arf) граниты восточного блока, 4 – эгирин-арфведсонитовые (Aeg-Arf) граниты восточного блока, 5 – эгириновые (Aeg) граниты восточного блока.

Линии на диаграмме (д) – линейные тренды (пунктирная линия для Bt и Bt-Rbk гранитов, точечная линия для Bt-Arf гранитов, линия с точкой для Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитов).

Цифры на диаграмме (а): 1 – щелочные сиениты, 2 – сиениты, 3 – щелочные граниты, 4 – щелочные лейкограниты, 5 – граносиениты, 6 – умереннощелочные граниты, 7 – умереннощелочные лейкограниты, 8 – гранодиориты, 9 – граниты, 10 – лейкограниты.

Граниты всех групп обогащены F, содержания которого составляют 0.21 – 3.30 мас.%, причем в преобладающем большинстве случаев граниты третьей группы характеризуются более высокими концентрациями фтора по сравнению с гранитами первой и второй групп (рис. 3.14б). Кроме того, для Arf, Aeg-Arf и Aeg отмечается увеличение содержания Na_2O на фоне увеличения концентрации F (рис. 3.14б), что, по всей видимости, коррелируется с количеством в породах криолита. В Bt-Arf, Bt и Bt-Rbk гранитах подобная корреляция выражена намного слабее (рис. 3.14б). Перекрывание составов Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитов на всех диаграммах и единые тренды указывает на то, что они являются производными одного расплава.

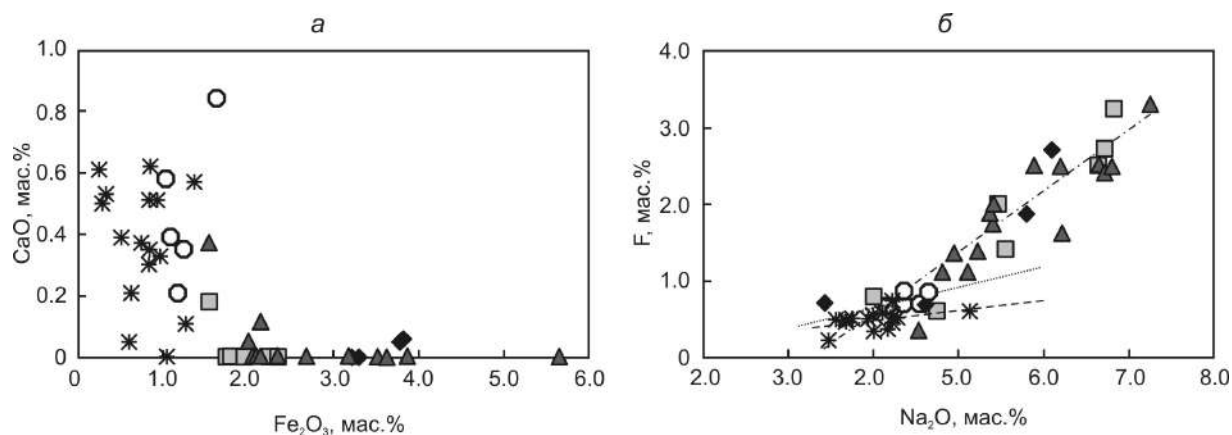


Рис. 3.14. Диаграммы CaO – Fe₂O₃ (а), F – Na₂O (б) для гранитов Катугинского массива. Условные обозначения см. рис. 3.13.

Линии на диаграмме (б) – линейные тренды (пунктирная линия для Bt и Bt-Rbk гранитов, точечная линия для Bt-Arg гранитов, линия с точкой для Arg, Aeg-Arg и Aeg гранитов).

Проанализированные граниты обнаруживают как практически нефракционированное, так и умеренно фракционированное распределение редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n = 1 - 13$) (рис. 3.15). На графиках распределения РЗЭ гранитов отмечается хорошо выраженная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0.11 - 0.19$) (рис. 3.15).

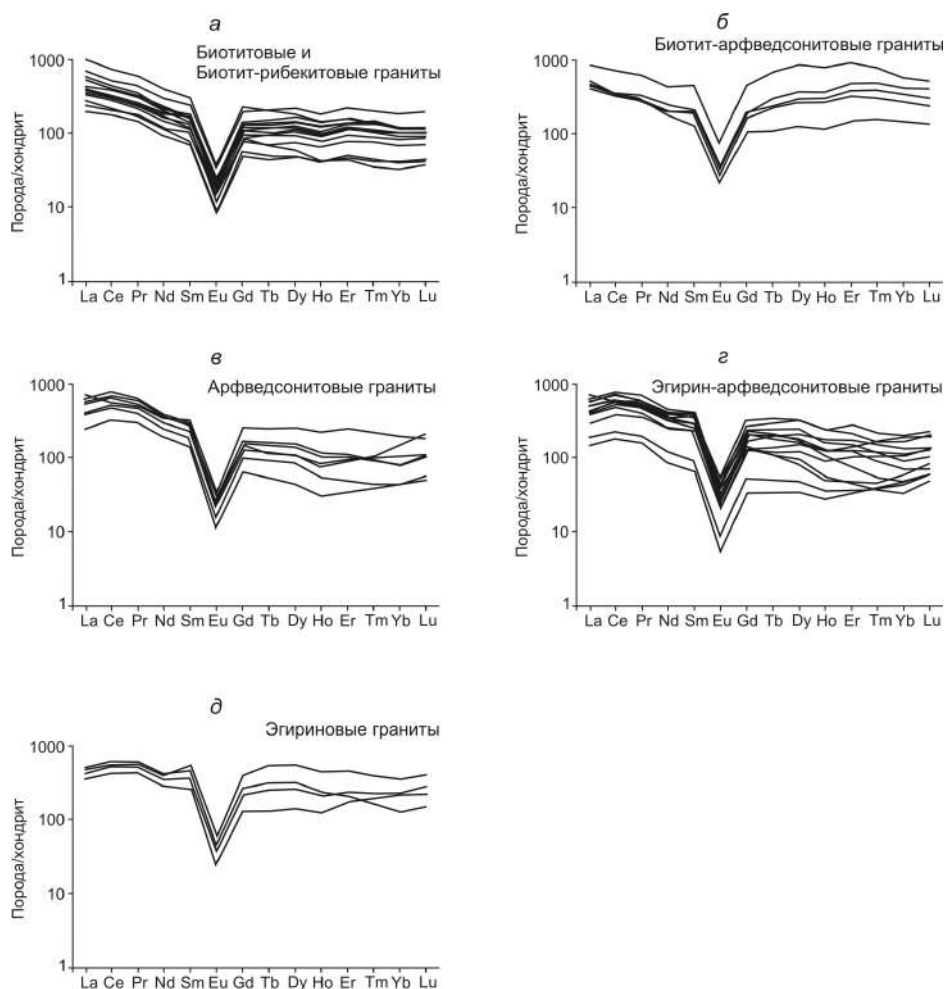


Рис. 3.15. Распределение редкоземельных элементов в гранитах Катугинского массива. Содержания элементов нормализованы к хондриту [Wakita et al., 1970].

Граниты первой и второй групп обнаруживают отсутствие Ce аномалии ($Ce/Ce^* = 0.89 - 1.05$) (рис. 3.15а, б). Для гранитов первой группы в большинстве случаев отмечается пологое распределение РЗЭ в области тяжелых редких земель ($((Gd/Yb)_n = 0.8 - 2.4)$) (рис. 3.15а), тогда как граниты второй группы обнаруживают отрицательный наклон графиков в этой области ($((Gd/Yb)_n = 0.45 - 0.78)$) (рис. 3.15б). Для большинства гранитов третьей группы характерна слегка выраженная позитивная Ce аномалия ($Ce/Ce^* = 0.95 - 1.24$) и различный наклон графиков в области тяжелых редких земель ($((Gd/Yb)_n = 0.62 - 4.80)$) (рис. 3.15в-д). Различия между графиками распределения РЗЭ гранитов трех групп могут быть связаны с разным набором акцессорных минералов, концентрирующих эти элементы, в гранитах разного состава (см. предыдущий раздел).

Все изученные граниты характеризуются высокими концентрациями большинства несовместимых элементов (Rb, Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U, REE, за исключением Eu) и пониженными содержаниями Sr и Ba. Vt и Vt-Rbk, а также Vt-Arf граниты обнаруживают преимущественно более высокие содержания Ba и пониженные Rb по сравнению с Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитами (рис. 3.16а, б). Повышенные содержания бария в отмеченных гранитах связаны с присутствием в них биотита, содержащего этот элемент. Концентрации Sr сопоставимы во всех типах гранитов (рис. 3.16а, б).

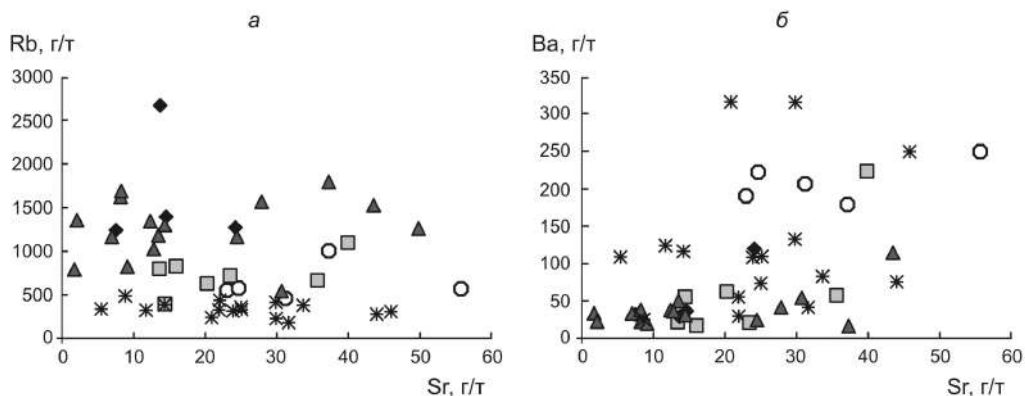


Рис. 3.16. . Диаграммы Rb – Sr (а) и Ba – Sr (б) для гранитов Катугинского массива. Условные обозначения см. рис. 3.13.

Arf, Aeg-Arf и Aeg граниты третьей группы характеризуются в подавляющем большинстве случаев более высокими концентрациями Zr, Hf, Nb, Ta по сравнению с Vt-Arf, Vt и Vt-Rbk гранитами (рис. 3.17). Экстремально высокие содержания Zr (до 32431 г/т), Hf (до 1360 г/т), Nb (4471 г/т), Ta (339 г/т) отмечаются в эгиринсодержащих гранитах (рис. 3.17). Vt-Arf граниты обнаруживают наиболее высокие среди всех проанализированных гранитов концентрации Y (до 1843 г/т) и Yb (до 129 г/т) (табл. 2). Содержания РЗЭ близки в гранитах всех типов (табл. 2). В целом граниты характеризуются не только высокими, но и

варьирующими содержаниями высоkozарядных и РЗЭ, что вероятно связано с неравномерным распределением минералов-концентратов этих элементов в гранитах.

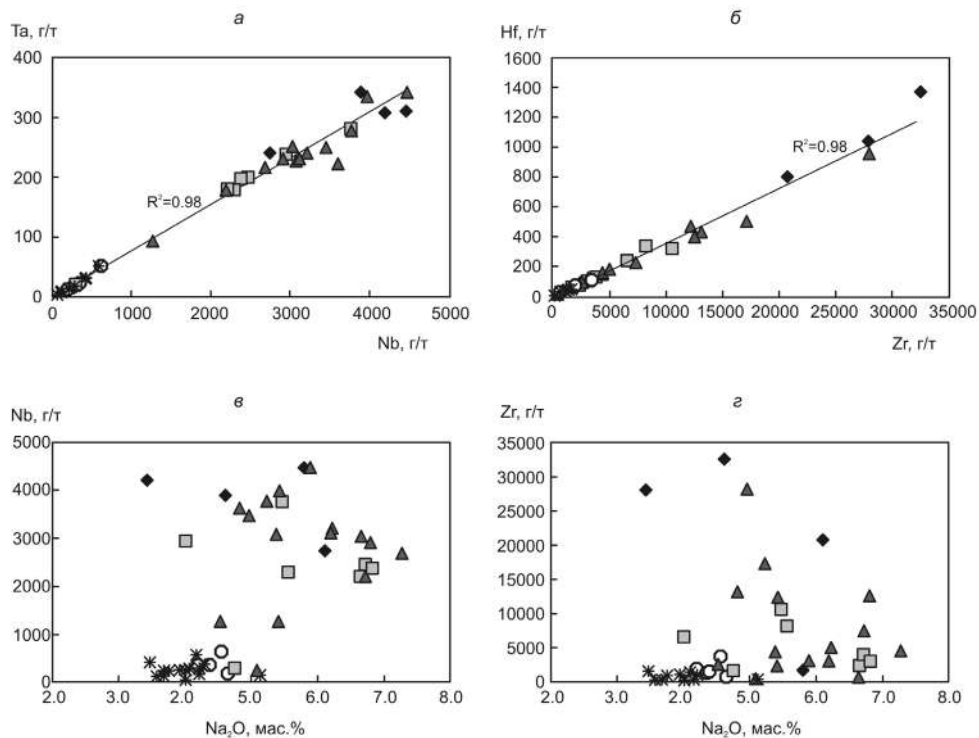


Рис. 3.17. Диаграммы Ta – Nb (а), Hf – Zr (б), Nb – Na₂O (в), Zr – Na₂O (г) для гранитов Катугинского массива. Условные обозначения см. рис. 3.13.

Arf, Aeg-Arf и Aeg граниты третьей группы характеризуются отрицательными и близкими к CHUR величинами $\epsilon_{Nd}(t) = 0.0 \dots -1.9$ и, как правило, весьма высокими отношениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ [Ларин и др., 2015]. Оценки Nd модельного возраста были рассчитаны для двух образцов гранитов и составили 2.7 и 2.6 млрд лет. Величины двухстадийного Nd модельного возраста ($t_{Nd(DM-2st)}$) всех изученных образцов Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитов находятся в интервале 2.7 – 2.5 млрд лет [Ларин и др., 2015].

3.3.3. Петрогенезис гранитов и геодинамическая обстановка формирования

Минеральный и химический состав гранитов всех групп Катугинского массива позволяет классифицировать их как граниты А-типа в соответствии с алфавитной классификацией гранитоидов [Whalen et al., 1987; Frost, Frost, 2011; Bonin, 2007]. На диаграммах $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Ce}+\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Y})$ [Whalen et al., 1987] и $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3$ [Dall’Agnol, Oliveira, 2007] фигуративные точки всех проанализированных гранитов попадают в поле гранитов А-типа (рис. 3.18а, б). Высокие значения отношения $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}) = 0.95 - 1.00$ позволяют рассматривать все граниты Катугинского массива как восстановленные граниты А-типа [Dall’Agnol, Oliveira, 2007]. Согласно классификации [Barbarin, 1999] граниты Катугинского массива соответствуют пересыщенным щелочами и

щелочным гранитам (РАG-тип), формирование которых приурочены к внутриконтинентальным рифтовым зонам. На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] точки составов гранитов всех групп попадают в поле внутриплитных гранитов (рис. 3.19).

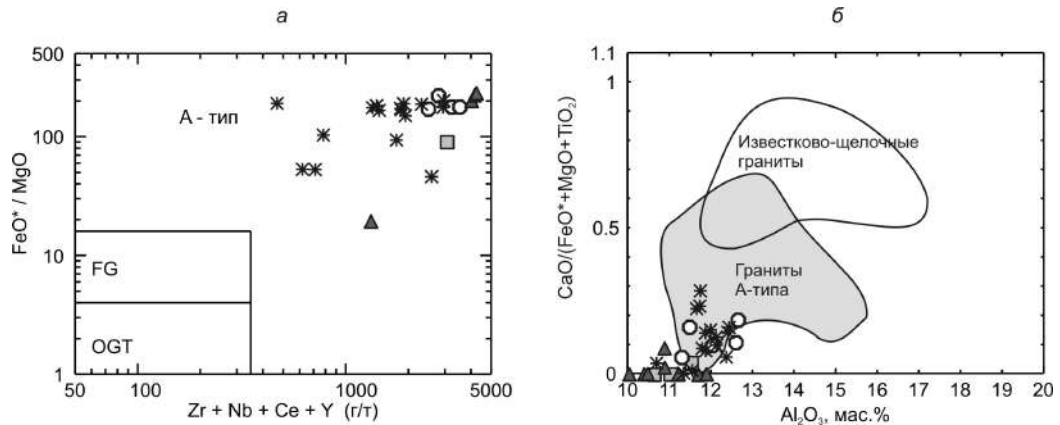


Рис. 3.18. Диаграммы $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ (а) [Whalen et al., 1987] и $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3$ (б) [Dall’Agnol, Oliveira, 2007] для гранитов Катугинского массива. Условные обозначения см. рис. 3.13.

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

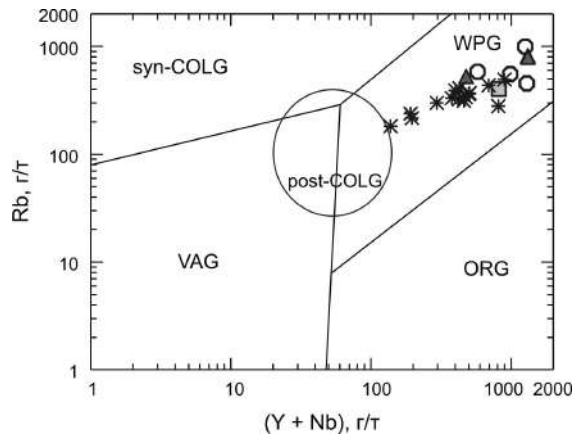


Рис. 3.19. Диаграмма Rb – (Y + Nb) [Pearce, 1996] для гранитов Катугинского массива. Условные обозначения см. рис. 3.13.

VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизонные граниты, post-COLG – постколлизонные граниты.

Катугинское редкометальное месторождение, приуроченное к гранитным массивам катугинского комплекса, имеет магматический генезис [Котов и др., 2015; Скляр и др., 2015, 2016; Gladkochub et al., 2017]. Геохимические исследования всех групп гранитов показали, что распределение элементов, входящих в состав рудных минералов, а именно Nb, Ta, Zr и Hf, контролировалось магматическими процессами. В частности, об этом свидетельствует хорошо выраженные линейные положительные корреляция между Nb и Ta, Zr и Hf (рис. 3.17 а, б). Кроме того, отсутствие корреляции между Na_2O и Nb, Na_2O и Zr (рис. 3.17 в, г) указывает на то, что пост-магматические (метасоматические) процессы, такие как альбитизация, не оказывали существенного влияния на поведение и распределение этих элементов [Huang et al., 2014].

Граниты всех групп обнаруживают повышенные концентрации фтора, при этом максимальные его содержания были обнаружены в гранитах третьей группы (рис. 3.14б). Собственно высокая концентрация фтора в расплаве и приводит к формированию редкометальных гранитов и соответственно редкометальных месторождений. Добавление фтора к высокотемпературному силикатному расплаву вызывает уменьшение температуры солидуса и изменение физических свойств расплавов, в частности, понижение их вязкости и увеличение скорости протекания диффузионных процессов в расплаве [Manning, 1981; Webster, 1990; Xiong et al., 1999; Scaillet, Macdonald, 2001; Huang et al., 2014]. Уменьшение температуры солидуса, соответственно, вызывает кристаллизацию главных минеральных фаз при более низких температурах, что приводит в итоге к поведению Ta-Nb, Zr-Nb, REE как несовместимых элементов в расплаве и объединение их в минеральные комплексы с фтором, который накапливается в остаточном расплаве [Граменицкий и др., 2005; Щекина и др., 2013; Manning, 1981; Webster et al., 1989, 2004; Markl et al., 2001; Schönerberger et al., 2008; Agansi et al., 2010; Dostal et al., 2014, 2016]. Эти минеральные комплексы вследствие высокой диффузии в кислом обогащенном фтором расплаве и низкой вязкости этого расплава могут быть хаотически распределены в такой магматической системе, что не позволяет им кристаллизоваться на ранних стадиях магматической кристаллизации, приводя к увеличению в остаточном расплаве концентраций редкометальных элементов [Huang et al., 2014]. Соответствующие редкометальные акцессорные минералы кристаллизуются на поздней магматической стадии при уменьшении температуры расплава.

Биотитовые и биотит-рибекитовые граниты первой группы

Биотитовые и биотит-рибекитовые граниты слагают западный блок Катугинского массива. Граниты этой группы представлены в большинстве своем умеренно- и высокоглиноземистыми разновидностями. На диаграмме $A/NK - ASI$ точки составов этих гранитов образуют тренд, прослеживающийся из умеренноглиноземистой в высокоглиноземистую область, только несколько точек смещается в поле пересыщенных щелочами пород (рис. 3.13 г). Согласно классификации К. Фрост и Р. Фроста [Frost, Frost, 2008a, 2011] умеренно- и высокоглиноземистые железистые граниты могут формироваться в результате плавления коровых пород или при взаимодействии мантийных расплавов с материалом континентальной коры. В связи с тем, что отношения редких элементов, например Y/Nb , Zr/Nb , в гранитах этой и других групп могут быть изменены относительно источника из-за обогащения остаточного расплава каким-либо одним элементом, то характеристика источников всех гранитов была проведена на основе соотношения петрогенных оксидов [Гребенников, 2014]. На диаграмме $Fe_2O_3 \cdot x_5 - (Na_2O + K_2O) - (CaO + MgO) \cdot x_5$ [Гребенников, 2014] точки составов Bt и Bt-Rbk гранитов попадают как в поле гранитов A_1 , так и в поле A_2 (рис. 3.20), что позволяет допускать

достаточное количество корового материала в источнике этих гранитов, в то же время исходя из составов Vt и Vt-Rbk гранитов нельзя исключать и определенную добавку мантийного материала в область магмогенерации. Для Vt и Vt-Rbk гранитов фиксируются высокие величины отношения Rb/Sr, составляющие 6 – 61, свидетельствующие о дифференцированности родоначального расплава. В то же время отношение Rb/Ba варьирует в Vt и Vt-Rbk гранитах от 0.7 до 19, что подтверждается сильно изменяющимися концентрациями Ba в этих гранитах.

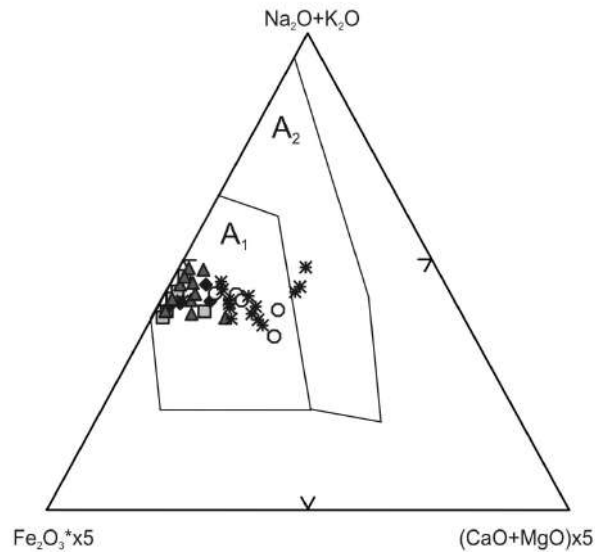


Рис. 3.20. Диаграмма $Fe_2O_3^* \times 5 - (Na_2O + K_2O) - (CaO + MgO) \times 5$ (мол.) [Гребенников, 2014] для гранитов Катугинского массива. Условные обозначения см. рис. 3.13.

A_1 – граниты, возникшие в результате дифференциации щелочно-базальтовых магм при незначительных процессах ассимиляции, A_2 – граниты, сформированные в результате взаимодействия мантийных расплавов с кислым материалом континентальной коры или посредством плавления пород континентальной коры.

Vt и Vt-Rbk граниты имеют варьирующие, но в среднем достаточно высокие концентрации CaO, а также минимальные из всех исследованных гранитов содержания Fe_2O_3 и F (рис. 3.14 а, б). На нормативной Ab–Qz–Or диаграмме [Tuttle, Bowen, 1958; Manning, 1981] большинство точек составов этих гранитов образуют поле в области насыщения расплава фтором от 0 до 1 % (рис. 3.21). Повышенные концентрации CaO в Vt и Vt-Rbk гранитах приводят к кристаллизации кальцийсодержащих фторидов, главным образом флюорита. Однако, в отличие от рассмотренных ниже Vt-Arf гранитов содержание других фторидов в Vt и Vt-Rbk гранитах минимально. Это связано, по-видимому, с тем, что в Vt и Vt-Rbk гранитах, обладающих в среднем более низкими концентрациями фтора относительно Vt-Arf, а тем более Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитов, после кристаллизации флюорита в расплаве не осталось достаточного количества фтора, чтобы он мог объединиться в минеральные комплексы с рассеянными элементами.

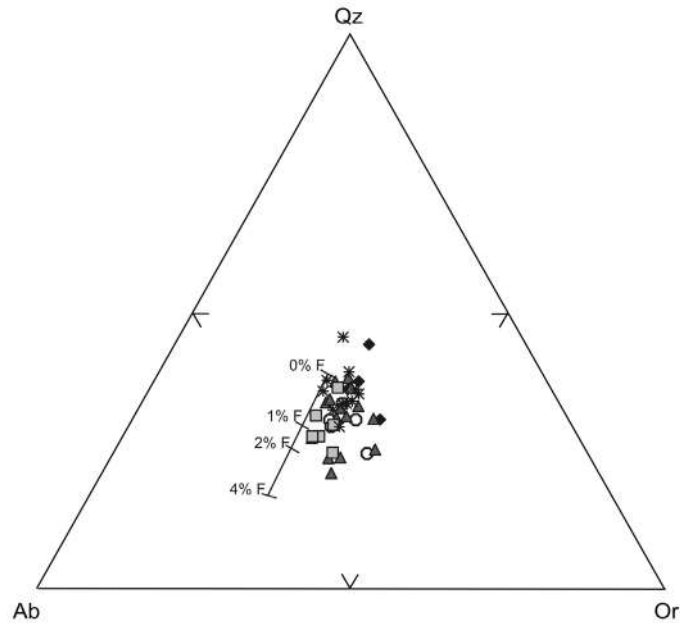


Рис. 3.21 Нормативная Ab – Qz – Or диаграмма [Tuttle, Bowen, 1958] для гранитов Катугинского массива. Условные обозначения см. рис. 3.13. Линиями на диаграмме показаны минимумы для расплавов при добавлении 1%, 2%, 4% фтора при давлении $H_2O = 1$ кбар [Manning, 1981].

Химический состав Vt и Vt-Rbk гранитов, в частности индекс A/NK, который в большинстве образцов больше 1 (рис. 3.13г), может указывать на то, что родоначальным для биотитовых и биотит-рибекитовых гранитов был умеренно-высокоглиноземистый, а не пересыщенный щелочами кремнекислый расплав. Несмотря на то, что щелочные минералы, такие как рибекит, присутствуют в анализируемых гранитах, эти фазы наиболее вероятно являлись поздними в кристаллизационной последовательности. Главными кристаллизующимися минеральными фазами являлись кварц, альбит, калиевый полевой шпат и аннит, что также может свидетельствовать о первоначально умеренно-высокоглиноземистом составе расплава.

Биотит-арфведсонитовые граниты второй группы

Биотит-арфведсонитовые граниты в большинстве своем относятся к группе пересыщенных щелочами гранитов, однако в среднем значения индексов ASI и A/NK в Vt-Arf гранитах выше, чем в Arf, Aeg-Arf и Aeg разностях (рис. 3.13г). Разные тренды на диаграмме $SiO_2 - A/NK$ показывают, что Vt-Arf граниты не являются более дифференцированными или контаминированными производными того же расплава, что и рассмотренные ниже Arf, Aeg-Arf и Aeg граниты (рис. 3.13д).

На диаграмме $Fe_2O_3 \cdot x5 - (Na_2O + K_2O) - (CaO + MgO) \cdot x5$ [Гребенников, 2014] точки составов Би-Арф гранитов попадают в поле A_1 , т.е. в поле гранитов, сформированных в результате плавления источника, образование которого является результатом дифференциации

щелочно-базальтовых магм (рис. 3.20). В то же время часть фигуративных точек в пределах этого поля смещается относительно области точек составов Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитов к полю гранитов A_2 , т.е. к полю гранитов, в источнике которых в значительном количестве присутствуют породы континентальной коры. В совокупности это позволяет допускать смешанную мантийно-коровую природу первичных магм этих гранитов. Также отметим, что величины Y/Nb в Vt-Arf гранитах составляют 0.7 – 11.3 и близки гранитам как A_1 , так и A_2 типов согласно классификации [Eby, 1992]. Не исключен вариант, что мантийный и коровый компоненты в источнике Vt-Arf гранитов были те же самые, что и в источнике Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитов, однако их пропорции в родоначальном очаге были различными. Для Vt-Arf гранитов типично превышение концентраций Rb относительно содержаний Sr и Ba ($Rb/Sr = 10 - 27$, $Rb/Ba = 2 - 5$), что свидетельствует об образовании гранитов в результате дифференциации исходных расплавов. Однако величины этих отношений в среднем ниже, чем в Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитах, что может означать меньшую степень дифференциации расплавов.

Биотит-арфведсонитовые граниты в отличие от Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитов обнаруживают более высокие концентрации CaO, более низкие Fe_2O_3 , Na_2O и F (рис. 3.14а, б). Содержания CaO в Vt-Arf гранитах сопоставимы с классическими гранитами A-типа [Whalen et al., 1987]. Как уже было отмечено, родоначальные расплавы для Vt-Arf гранитов были в меньшей степени дифференцированы по сравнению с Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитами и весь кальций не был удален из остаточного расплава фракционирующими минеральными фазами. Меньшая степень дифференциации родоначального расплава привела и к меньшим, относительно Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитов, концентрациям фтора в расплаве. Присутствие иттрофлюорита в Vt-Arf гранитах как одного из преобладающих акцессорных минералов указывает на то, что содержащийся в расплаве кальций связывался с фтором. Здесь надо еще учитывать и тот факт, что в богатых фтором системах обычно кристаллизуются два полевошпатовых минерала, альбит и калиевый полевой шпат [Manning, 1981], соответственно кальций входит в структуру не кальций-натриевого полевого шпата, а может создавать минеральную фазу с фтором. Присутствие в породах соединений фтора с кальцием и иттрием (иттрофлюорит) обусловлено высокими концентрациями Y в этих гранитах. Остальные элементы (Ta-Nb, Zr-Nb, REE) создают минеральные комплексы с фтором в значительно меньших количествах в связи с меньшей концентрацией фтора в расплаве по сравнению с Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитами.

Арфведсонитовые, эригин-арфведсонитовые и эгириновые граниты третьей группы

Пересыщенные щелочами железистые граниты могут формироваться в результате дифференциации расплавов как близких по составу к базальтам переходного типа, так и

сопоставимых с щелочными базальтами [Frost, Frost, 2008a, 2011]. В последнем случае допускается дополнительная коровая контаминация. Arf, Aeg-Arf и Aeg граниты Катугинского массива, которые являются классическими представителями пересыщенных щелочами железистых гранитов, наиболее вероятно, являются производными базальтовых магм, отделенных от источника OIB типа, при добавлении корового материала в область магмагенерации. Вывод о составе источника этих гранитов основывается на геохимических и изотопных данных. На диаграмме $Fe_2O_3 \cdot x5 - (Na_2O + K_2O) - (CaO + MgO) \cdot x5$ (мол. кол.) [Гребенников, 2014] точки составов Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитов Катугинского массива попадают в поле A_1 , то есть в поле гранитов, образовавшихся в результате плавления источника, формирование которого было обусловлено дифференциацией щелочно-базальтовых магм при незначительной коровой контаминации (рис. 3.20). Стоит отметить, что и отношения Y/Nb (0.01 – 1.72) в этих гранитах наиболее близки гранитам A_1 типа согласно классификации [Eby, 1992], что также подтверждает возможность рассматривать Arf, Aeg-Arf и Aeg граниты как производные базальтовых магм OIB типа. Уменьшение MAI индекса и увеличение A/NK индекса с возрастанием SiO_2 (рис. 3.13в, д) указывает на некоторую контаминацию коровым веществом пересыщенных щелочами дифференциатов базальтовой магмы. Arf, Aeg-Arf и Aeg граниты характеризуются отрицательными и близкими к CHUR величинами $\epsilon_{Nd}(t) = 0.0 \dots -1.9$ [Ларин и др., 2015], причем самое низкое значение $\epsilon_{Nd}(t) = -1.9$ имеет Aeg-Arf гранит с наиболее высокой концентрацией SiO_2 (74.2 мас. %), что подтверждает добавление корового компонента к дифференцированному мантийному источнику при формировании изученных гранитов.

Минеральный состав Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитов, а именно значительное количество в них минеральных фаз, типичных для пересыщенных щелочами гранитов, в том числе эгирина, арфведсонита, пирохлора, а также собственно химический состав гранитов с индексами ASI и A/NK меньше 1 (рис. 3.13г), свидетельствуют о том, что родоначальным для этих гранитов был пересыщенный щелочами кремнекислый расплав. Сильно дифференцированные составы Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитов ($Rb/Sr = 17 - 640$, $Rb/Ba = 5 - 122$) указывают на то, что инициальные для гранитов магмы основного состава должны были быть подвергнуты существенной фракционной кристаллизации для образования гранитного расплава. Также надо иметь в виду, что специфичной характеристикой Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитов являются чрезвычайно низкие концентрации CaO, что подразумевает кристаллизацию гранитов из бескальциевого или обедненного кальцием расплава. Возникновение подобного расплава, по-видимому, возможно в результате фракционной кристаллизации родоначальной магмы, где фракционирующими минеральными фазами могли являться кальцийсодержащие минералы, например клинопироксен, кальциевый амфибол и плагиоклаз. Собственно кристаллизация Arf, Aeg-Arf и

Аег гранитов происходила уже из дифференцированного пересыщенного щелочами низкокальциевого расплава.

Помимо сильно дифференцированного пересыщенного щелочами расплава, вторым немаловажным фактором, ответственным за формирование редкометальных Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитов является высокая концентрация в них фтора. На нормативной Ab–Qz–Or диаграмме [Tuttle, Bowen, 1958; Manning, 1981], точки составов этих гранитов образуют тренд, характеризующийся увеличением нормативного альбита и уменьшением нормативного кварца, и соответствующий прогрессивному добавлению фтора в гранитный расплав (рис. 3.21). В связи с этим, можно допускать, что редкометальные Arf, Aeg-Arf и Aeg граниты являются продуктами кристаллизации обогащенных фтором магматических расплавов. Считается, что обогащение фтором расплавов происходит по мере дифференциации магматических серий кислых и щелочных пород [Граменицкий и др., 2005; Щекина и др., 2013]. Однако исследованные Arf, Aeg-Arf и Aeg граниты обнаруживают чрезвычайно высокие содержания F как в породах (до 3.30 мас. %), так и в пороодообразующих и акцессорных минералах: арфведсонит (до 2.5 мас.%), пирохлор (до 5.5 мас. %), бастнезит (до 8.6 мас.%). Подобные концентрации фтора в гранитах позволяют допускать либо очень сильную дифференциацию родоначального расплава, о чем, в общем, свидетельствуют величины отношений Rb/Sr и Rb/Ba в этих гранитах, либо дополнительный источник фтора. Возможно, что дополнительным источником фтора могли быть обогащенные им флюидные фазы, отделившиеся от обогащенной мантии при ее апвеллинге. Важной причиной кристаллизации отмеченных минералов являлось отсутствие СаО в расплаве, обусловившее отсутствие в этих гранитах флюорита и других кальцийсодержащих фторидов. Бескальциевый состав расплава способствовал тому, что растворенный в нем фтор, объединялся в минеральные комплексы с Na, концентрация которого была велика в связи с тем, что граниты формировались из пересыщенных щелочами родоначальных расплавов, а также с Ta-Nb, Zr-Nb, REE, которые находились в расплаве в виде несовместимых элементов. Все это привело к образованию гранитов, обогащенных криолитом, цирконом, пирохлором и другими редкометальными минералами.

Анализ геохимических особенностей трех выделенных групп, а также их взаимоотношений позволяет предложить модель формирования Катугинского массива, предполагающую следующие этапы генерации и внедрения отдельных порций гранитного расплава:

1. Внедрение значительных объемов щелочно-базальтового расплава OIB типа в нижние части коры и кристаллизационная дифференциация этого расплава. Существенные объемы высокотемпературного базальтового расплава обусловили плавление пород континентальной

коры и выплавление корового гранитного расплава, смешивающегося с порциями кислого дифференциата базитовой магмы, а также последующее внедрение умеренно-высокоглиноземистого гранитного расплава на более высокие уровни коры. Производные кристаллизации этого расплава, биотитовые и биотит-рибекитовые граниты, отвечают по геохимическим характеристикам A_2 типу.

2. Удаление из области магмогенерации порций корового гранитного расплава при продолжающейся дифференциации глубинного магматического очага обусловило образование и последующее внедрение щелочногранитного расплава с меньшей долей контаминированного корового материала. Кристаллизация этой порции расплава, отвечающего A_1 типу гранитов, обеспечило появление биотит-арфведсонитовых гранитов.

3. Порции финальной стадии процесса дифференциации щелочно-базальтового глубинного очага были обогащены фтором и рядом несовместимых элементов, присутствующих в качестве рудных компонентов в Катугинском массиве. Роль контаминации коровыми расплавами была еще более редуцирована. Внедрение и кристаллизация этой порции расплава обеспечили появление Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитов, отвечающего A_1 типу, и наиболее обогащенных фтором и рудными компонентами.

Проведенные исследования показали, что набор и количество рудных минералов, кристаллизующихся в гранитах Катугинского массива, контролировались совокупностью нескольких факторов:

А) пересыщенным щелочами или умеренно-высокоглиноземистым составом родоначального расплава;

Б) кальциевым или бескальциевым составом родоначального расплава;

В) повышенными концентрациями фтора в родоначальном расплаве.

Наиболее продуктивными для кристаллизации рудных минералов являются пересыщенные щелочами бескальциевые высокофтористые расплавы. Именно подобные расплавы были ответственны за формирование Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитов восточного блока Катугинского массива, максимально обогащенными рудными минералами Nb-Ta, Zr-Hf и криолитом. Эти граниты являются рудоносными для Катугинского редкометального месторождения.

Из пересыщенных щелочами расплавов с повышенными концентрациями кальция и умеренновысокими концентрациями фтора могут кристаллизоваться кальцийсодержащие рудные минеральные фазы, такие как иттрофлюорит. Из подобных расплавов были сформированы Vt-Arf граниты, обогащенные иттрием.

Что касается умеренно-высокоглиноземистых расплавов с повышенными концентрациями кальция и умеренными содержаниями фтора, то они наименее перспективны

для кристаллизации рудных минералов. Такими гранитами являются Vt и Vt-Rbk граниты западного блока, рудные минералы в которых присутствуют в значительно меньших количествах по сравнению с Arf, Aeg-Arf и Aeg гранитами и Vt-Arf гранитами восточного блока Катугинского массива и эти граниты нельзя считать перспективно рудоносными.

Суммируя результаты геологических наблюдений и геохимические характеристики гранитов Катугинского массива, в качестве наиболее благоприятной обстановки формирования этих гранитов можно предположить анорогенную геодинамическую обстановку или обстановку внутриконтинентального растяжения. Данную обстановку для гранитов катугинского комплекса предполагали в своих работах А.М. Ларин с соавторами [Ларин и др., 2002, 2012]. Так как массивы гранитов располагаются в пределах Станового структурного шва (Пристановая зона), породы которого были вовлечены в структуру Сибирского кратона после временного рубежа 1.95 млрд лет (см. раздел 2.7.1), то блок, в котором располагаются массивы гранитов катугинского комплекса располагался вне основных тектонических структур кратона до этого временного рубежа, а, собственно, образование гранитов катугинского комплекса не относится к этапу становления структуры Сибирского кратона.

3.4. Гранитоиды оленекского комплекса Оленекского выступа

3.4.1. Геологическое положение гранитоидов оленекского комплекса, петрографическая характеристика гранитов и их возраст

Оленекский выступ, расположенный в северо-восточной части Сибирского кратона, сложен метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации раннепротерозойскими породами экинской свиты и гранитоидами оленекского комплекса (рис. 3.22) [Розен и др., 2000]. Гранитоиды оленекского комплекса прорывают складчатые породы экинской серии и совместно с ними перекрываются мезо-неопротерозойскими породами осадочного чехла (рис. 3.22). В соответствии со структурным положением, гранитоиды оленекского комплекса могут быть рассмотрены как постдеформационные, постскладчатые образования. В пределах Оленекского выступа гранитоиды образуют несколько отдельных массивов. В составе оленекского комплекса традиционно выделяются две фазы. Первая фаза представлена средне-крупнозернистыми гранитами, гранодиоритами, диоритами, вторая фаза – мелкозернистыми гранитами. Граниты обеих фаз прорваны мелкими жилами пегматитов и аплитов.

Гранитоиды оленекского комплекса были изучены в пределах двух массивов на р. Ортоку-Эйэкиит и р. Сололи (далее массивы Ортоку-Эйэкиит и Сололи) (рис. 3.22).

Гранитоиды массива Ортоку-Эйэкиит представлены, главным образом, средне-крупнозернистыми гранитами первой фазы, которые пересекаются лейкократовыми средне-мелкозернистыми гранитами второй фазы. Мощность тел гранитов второй фазы в пределах

исследованных обнажений достигает 3 м. Граниты обеих фаз прорваны мелкими жилами пегматитов и аплитов, мощностью до нескольких десятков сантиметров.

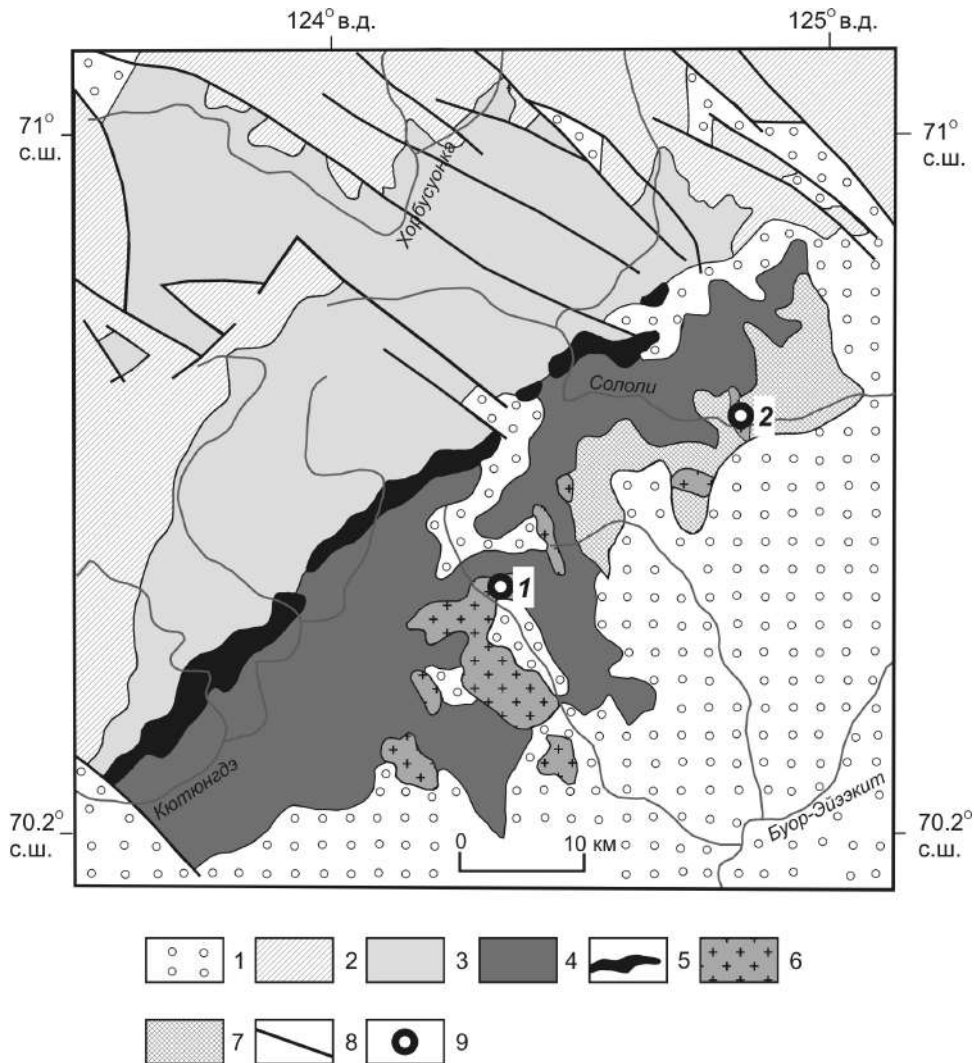


Рис. 3.22. Схема геологического строения Оленекского выступа фундамента Сибирского кратона [Гладкочуб и др., 2016; Донская и др., 2018б].

1 – фанерозойский осадочный чехол; 2 – хорбусуонская серия (эдиакарий); 3 – арымасская, дебэнгдинская и хайпахская свиты объединенные (мезо-неопротерозой); 4 – сыгынахтахская и кютингдинская свиты объединенные (мезопротерозой); 5 – силл долеритов (мезопротерозой); 6 – гранитоиды оленекского комплекса (палеопротерозой); 7 – метаосадочные породы экитской свиты (палеопротерозой); 7 – разломы; 8 – места отбора проб (1 – массив Ортоку-Эйээкит, 2 – массив Сололи).

Граниты первой фазы представляют собой массивные породы гипидиоморфнозернистой структуры, главными породообразующими минералами которых являются калиевый полевой шпат (35 – 40 %), кварц (25 – 35 %) и плагиоклаз (25 – 35 %). Биотит (4 – 6 %) является единственным темноцветным минералом в этих гранитах. Акцессорные минералы представлены преимущественно апатитом и цирконом. В гранитах отмечаются вторичные изменения, выраженные серицитизацией плагиоклаза и хлоритизацией биотита.

Граниты второй фазы по составу близки гранитам первой фазы, отличаясь от них более мелкозернистой текстурой.

Большинство гранитоидов массива Сололи, в отличие от массива Ортоку-Эйээкит, представлены кварцевыми диоритами первой фазы, в меньших количествах встречаются граниты первой фазы. Геологических взаимоотношений между кварцевыми диоритами и гранитами в массиве Сололи зафиксировано не было. Отнесение этих пород к одной фазе было сделано в соответствии с легендой геологической карты.

Кварцевые диориты являются массивными породами гипидиоморфнозернистой структуры, породообразующими минералами которых являются калиевый полевой шпат (28 – 30 %), плагиоклаз (25 – 30 %), кварц (20 – 25 %), биотит (5 – 6 %) и амфибол (5 – 6 %). В качестве акцессорных минералов отмечаются апатит, циркон, сфен и рудный минерал. Повсеместно проявлены вторичные изменения породы. Первичный амфибол полностью замещен амфиболом актинолитового ряда и хлоритом, поэтому определить его состав не представляется возможным. Кроме того, отмечается развитие псевдоморфоз хлорита по биотиту и серицита по плагиоклазу.

Граниты первой фазы массива Сололи по своему составу подобны гранитам первой фазы массива Ортоку-Эйээкит с более интенсивно проявленными вторичными изменениями породообразующих минералов.

Возраст гранитов оленекского комплекса был определен U-Pb методом по циркону (SHRIMP) [Wingate et al., 2009]. U-Pb исследование цирконов из гранитов (проба 03138) позволило оценить их возраст как 2036 ± 11 млн лет (рис. 3.23) [Wingate et al., 2009]. Кроме того, в анализируемой пробе гранитов были продатированы захваченные цирконы с возрастом 2111 ± 11 млн лет (рис. 3.23) [Wingate et al., 2009].

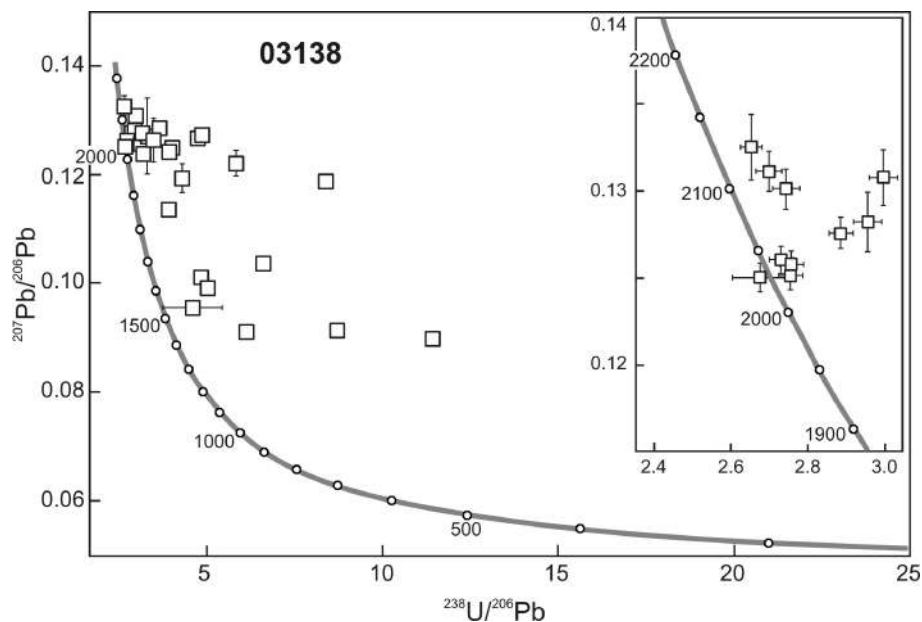


Рис. 3.23. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из гранита оленекского комплекса (проба 03138) [Wingate et al., 2009].

3.4.2. Геохимическая характеристика гранитов

Гранитоиды оленекского комплекса характеризуются содержанием $\text{SiO}_2 = 61.2 - 73.6$ мас.% и суммой щелочей от 6.1 до 7.9 мас.%, при превышении содержаний K_2O над Na_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \geq 1.2$) (табл. 2). Гранитоиды относятся к породам нормальной щелочности и по химическому составу соответствуют кварцевым диоритам, а также гранитам и лейкогранитам, т.е. выделяются две дискретные группы пород (рис. 3.24а) [Шарпенюк и др., 2013]. Гранитоиды принадлежат к щелочно-известковой и известково-щелочной сериям, характеризуются пониженной железистостью ($f = \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.54 - 0.80$) и высокой глиноземистостью ($\text{ASI} = 1.06 - 1.35$, $\text{A/NK} = 1.35 - 1.91$) (рис. 3.24 б-г).

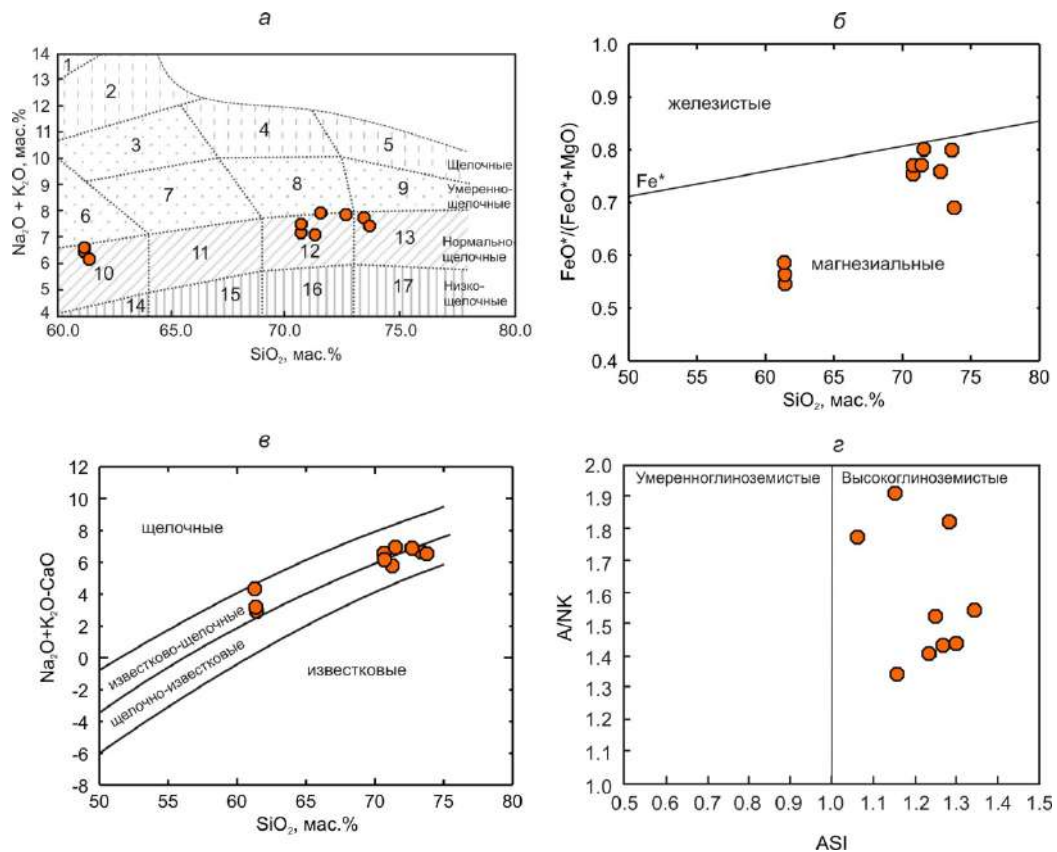


Рис. 3.24. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенюк и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], $\text{MALI} (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], $\text{A/NK} [\text{мол. Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] - \text{ASI} [\text{мол. Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$ (г) для гранитоидов оленекского комплекса. Цифры на диаграмме (а): 1 – фойдовые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – щелочные лейкограниты, 6 – монзониты; 7 – граносиениты, 8 – умереннощелочные граниты, 9 – умереннощелочные лейкограниты, 10 – кварцевые диориты, 11 – гранодиориты, 12 – граниты, 13 – лейкограниты, 14 – низкощелочные кварцевые диориты, 15 – низкощелочные гранодиориты, 16 – низкощелочные граниты, 17 – низкощелочные лейкограниты.

Кварцевые диориты относительно гранитов–лейкогранитов обнаруживают более высокие содержания Sr (161 – 190 г/т против 88 – 126 г/т), при близких концентрациях остальных редких элементов (табл. 2). Все гранитоиды характеризуются достаточно высокими содержаниями Rb (86 – 250 г/т), умеренными концентрациями Ba (378 – 749 г/т), Zr (103 – 192 г/т), Nb (6 – 20 г/т), Y (12 – 28 г/т) и Th (7 – 17 г/т) (табл. 2). Сумма редкоземельных элементов

составляет в них 56 – 189 г/т. Как кварцевые диориты, так и граниты–лейкограниты обнаруживают умеренно фракционированное распределение редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n = 5 - 16$) и отрицательную Eu аномалию ($Eu/Eu^* = 0.50 - 0.75$) на графиках распределения РЗЭ (рис. 3.25а). На мультиэлементных диаграммах отмечаются отрицательные аномалии Ba, Nb, Sr, P, Ti (рис. 3.25б).

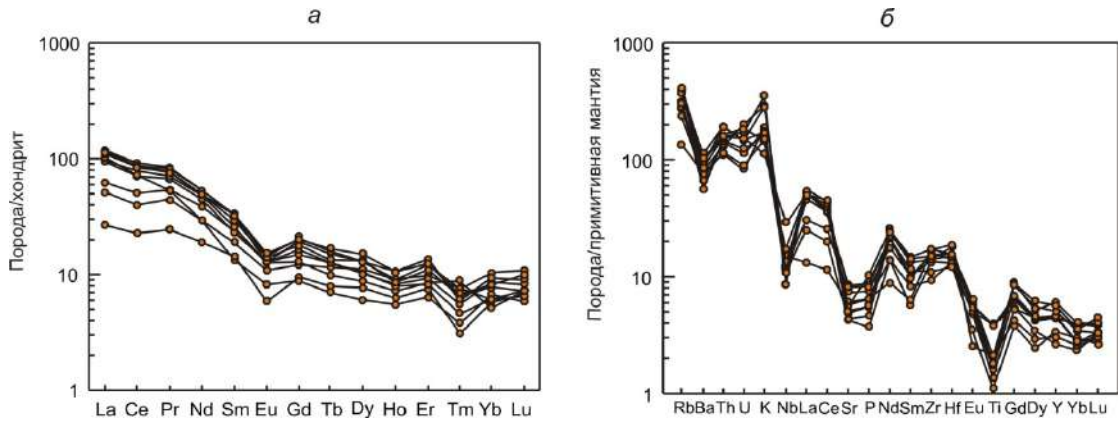


Рис. 3.25. Распределение редких и редкоземельных элементов в гранитоидах оленекского комплекса. Содержания элементов нормализованы к хондриту [Wakita et al., 1970] (а) и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] (б).

Sm-Nd изотопные исследования выполнены для двух проб гранитов и одной пробы кварцевого диорита оленекского комплекса. Граниты характеризуются незначительными отрицательными и положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$, равными -0.2 и +1.4 (табл. 3). Nd модельный возраст для гранитов составляет 2.4 – 2.5 млрд лет (табл. 3). Кварцевый диорит обнаруживает более высокое положительное значение $\epsilon_{Nd}(T)$, соответствующее +3.0, и раннепротерозойский Nd модельный возраст ($T_{DM} = 2.2$ млрд лет) (табл. 3).

3.4.3. Петрогенезис гранитов и геодинамическая обстановка формирования

Структурное положение гранитоидов оленекского комплекса, а именно, то, что они прорывают смятые в складки породы экитской свиты, и при этом сами являются недеформированными массивными образованиями, позволяет рассматривать их как породы, формирование которых происходило на постдеформационной стадии эволюции региона. На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] точки составов гранитоидов кучно располагаются в поле постколлизии гранитов (рис. 3.26). Совокупность данных по тектоническому положению и химическому составу гранитоидов оленекского комплекса свидетельствует об их близости к постколлизии высокоглиноземистым гранитам [Sylvester, 1998]. По большинству параметров они близки обогащенным калием известково-щелочным гранитоидам (КСГ тип), при этом все они являются магнезиальными, обогащенными глиноземом породами подобно

кордиерит-содержащим высокоглиноземистым гранитоидам (CPG-тип), однако кордиерит в проанализированных гранитоидах отсутствует.

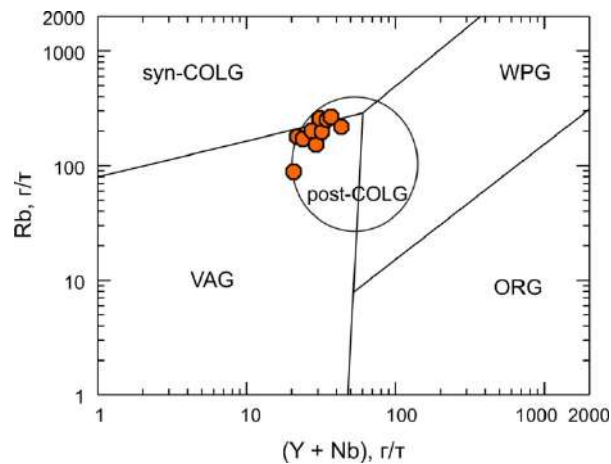


Рис. 3.26. Диаграмма Rb – (Y+Nb) [Pearce, 1996] для гранитоидов оленекского комплекса. VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

По «алфавитной» классификации гранитов [Chappell, White, 1974, 1992; Whalen et al., 1987; Liew et al., 1989] кварцевые диориты оленекского комплекса наиболее соответствуют переходному *I-S* типу гранитов. Этот вывод основывается на том, что кварцевые диориты обнаруживают минералогические особенности присущие гранитам *I*-типа, а именно присутствие в них амфибола, в то время как их химический состав наиболее близок гранитам *S*-типа [Chappell, White, 1974, 1992; Chappell, 1999]. В частности, кварцевые диориты характеризуются высокоглиноземистым составом (индекс ASI = 1.06 – 1.26) и высокими содержаниями P_2O_5 (0.16 – 0.19 мас. %). Что касается гранитов–лейкогранитов оленекского комплекса, то они по своим геохимическим характеристикам в большей мере соответствуют гранитам *S*-типа. Индекс ASI в гранитах и лейкогранитах варьируется от 1.15 – 1.33, а концентрации P_2O_5 составляет 0.08 – 0.22 мас. %.

Как кварцевые диориты, так и граниты–лейкограниты оленекского комплекса обнаруживают достаточно высокие значения отношения CaO/Na_2O , в том числе 0.77 – 1.24 в кварцевых диоритах и 0.23 – 0.46 в гранитах–лейкогранитах (рис. 3.27а). Кроме того, все гранитоиды оленекского комплекса характеризуются низкими значениями отношений Rb/Ba (0.2 – 0.5) и Rb/Sr (0.5 – 2.8) и расположением точек их составов в поле источников, обедненных глинистыми минералами (рис. 3.27б) [Sylvester, 1998]. Согласно исследованиям П. Сильвестер [Sylvester et al., 1998], высокоглиноземистые гранитоиды с подобными химическими характеристиками могут возникать либо в результате плавления псаммитового (грауваккового) источника, либо как результат смешения базальтового расплава с гранитным расплавом, произведенным при плавлении метапелитов. В пользу этих источников свидетельствуют также высокие суммарные содержания FeO^* , MgO и TiO_2 в кварцевых

диоритах (10.7 – 11.4 мас.%) и гранитах–лейкогранитах (2.7 – 4.9 мас.%), которые существенно выше, чем в гранитоидах, произведенных в результате плавления чистого метapelитового источника (рис. 3.27в). В то же время, для кварцевых диоритов источник, произведенный в результате смешения гранитного и базальтового расплавов, выглядит наиболее предпочтительным, чем метаграувакковый источник. Об этом свидетельствует расположение точек составов кварцевых диоритов вблизи линии смешения расплавов разного состава на диаграммах $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ и $(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - \text{SiO}_2$ (рис. 3.27 а, в). Кроме того, положительные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ в кварцевом диорите, равные +3.0, и которые выше чем гранитах оленекского комплекса, указывают на вклад ювенильного мантийного материала с высокими значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ в источник кварцевых диоритов.

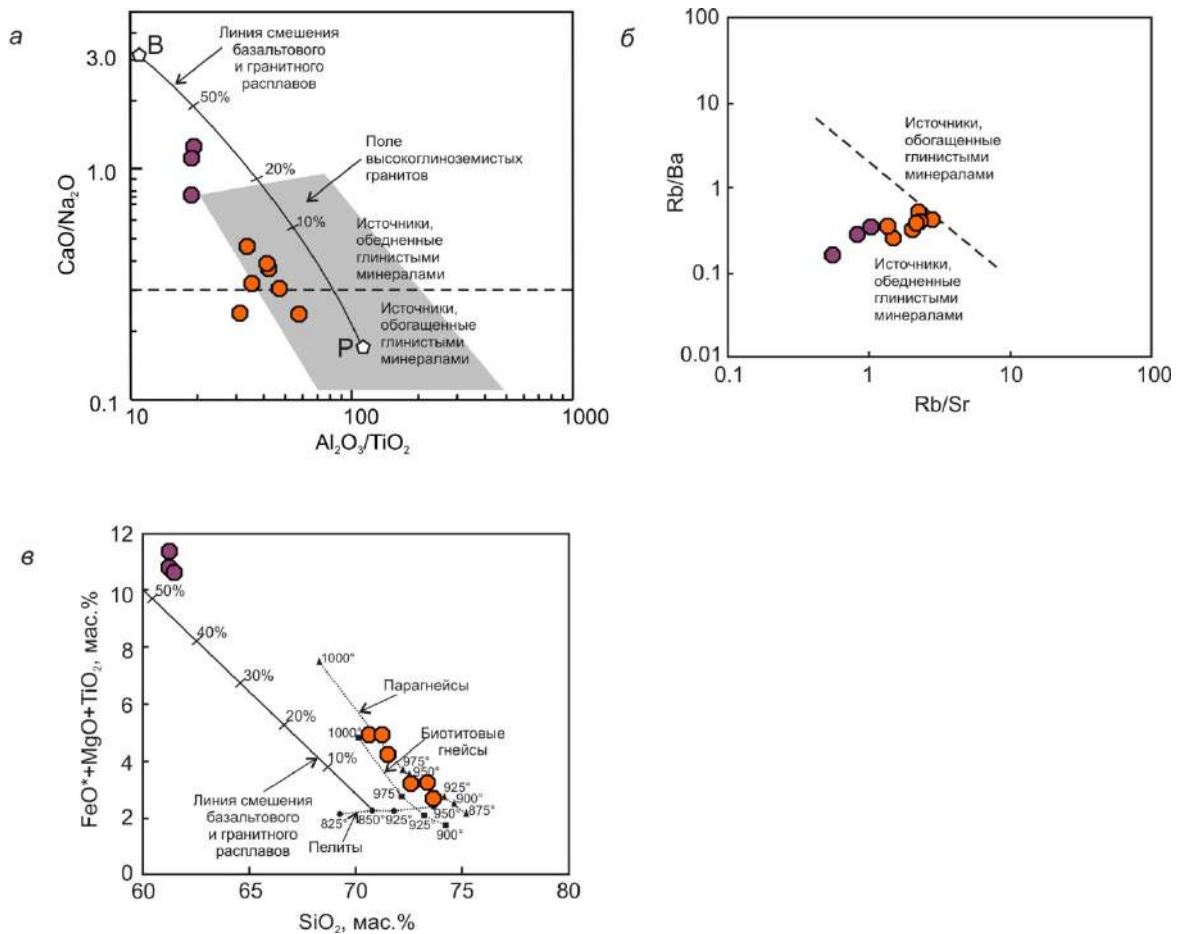


Рис. 3.27. Диаграммы $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ [Sylvester, 1998] (а), $\text{Rb}/\text{Ba} - \text{Rb}/\text{Sr}$ [Sylvester, 1998] (б), $(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - \text{SiO}_2$ (в) для гранитоидов оленекского комплекса.

Пурпурные кружки – кварцевые диориты, оранжевые кружки – граниты–лейкограниты.

Пунктирные линии на рисунках (а) и (б) разделяют поля источников, обогащенных и обедненных глинистыми компонентами.

Линия смешения базальтового и гранитного расплавов на рисунках (а) и (в) рассчитана между фанерозойским базальтом [Condie, 1993] (точка В на рисунке (а)) и расплавом, произведенном при плавлении пелита при $T = 850^\circ\text{C}$ и $P = 10$ кбар [Patiño Douce, Johnston, 1991] (точка Р на рисунке (а)).

Точечные линии на рисунке (в) построены по результатам экспериментов по плавлению при $P = 10$ кбар пелитов [Patiño Douce, Johnston, 1991], биотитовых гнейсов [Patiño Douce, Beard, 1995] и вулканокластических парагнейсов [Skjerlie, Johnston, 1996].

Теоретически можно было бы предложить, что граниты–лейкограниты оленекского комплекса также были образованы в результате смешения расплавов базальтового и гранитного составов, но объединенными в других пропорциях, чем в источнике кварцевых диоритов. Однако, близкие концентрации практически всех редких и редкоземельных элементов в кварцевых диоритах и гранитах–лейкогранитах (рис. 3.25 а, б) делают невозможным данную модель, так как в подобном случае изменялись бы и концентрации этих элементов [Туркина, 2014]. На диаграмме $(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - \text{SiO}_2$ (рис. 3.27 в) фигуративные точки гранитов–лейкогранитов располагаются далеко от линии смешения расплавов базальтового и гранитного составов и вблизи линий плавления пород псаммитового состава, поэтому предполагается, что эти породы были сформированы за счет плавления источника осадочного происхождения грауваккового состава.

Суммируя геологические, структурные и геохимические характеристики гранитоидов оленекского комплекса, можно сделать вывод, что внедрение этих гранитоидов произошло на постдеформационной стадии, после завершения аккреционно-коллизийных событий в регионе, и, по всей видимости, фиксирует завершение становления структуры раннепротерозойского Экинского складчатого пояса на западной (в современных координатах) окраине Биректинского террейна Оленекской провинции. Внедрение этих гранитоидов на временном рубеже 2.04 млрд лет также можно рассматривать как заключительную стадию в формировании Оленекского супертеррейна. Однако внедрение гранитоидов оленекского комплекса еще нельзя рассматривать как этап становления структуры всего Сибирского кратона.

3.5. Выводы

а) Гранитоиды первых двух выделенных этапов гранитоидного магматизма Сибирского кратона, имеющие возраст 2.5 – 2.4 и 2.15 – 2.04 млрд лет, располагаются в разных террейнах кратона и обнаруживают существенно различные геохимические характеристики [Донская и др., 2016, 2018б, в; Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011а]. Среди них отмечаются гранитоиды по своему химическому составу соответствующие породам нормальной щелочности (граниты Хомутского массива Голоуспенского выступа (2.15 млрд лет) и граниты оленекского комплекса Оленекского выступа (2.04 млрд лет)), гранитоиды преимущественно умеренной щелочности (гранитоиды нелюкинского комплекса Алданского щита (2.5 – 2.4 млрд лет)), а также щелочные и умереннощелочные гранитоиды (граниты катугинского комплекса Пристанового пояса (2.06 млрд лет)) (рис. 3.28 а, в). Исследованные гранитоиды варьируют по значениям железистости (рис. 3.28 б). В частности, гранитоиды оленекского комплекса обнаруживают пониженную железистость, среди гранитов Хомутского массива и гранитов

нелюкинского комплекса встречаются разности, характеризующиеся как пониженной, так и повышенной железистостью, а граниты катугинского комплекса имеют чрезвычайно высокую железистость. 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 (рис. 3.28 г).

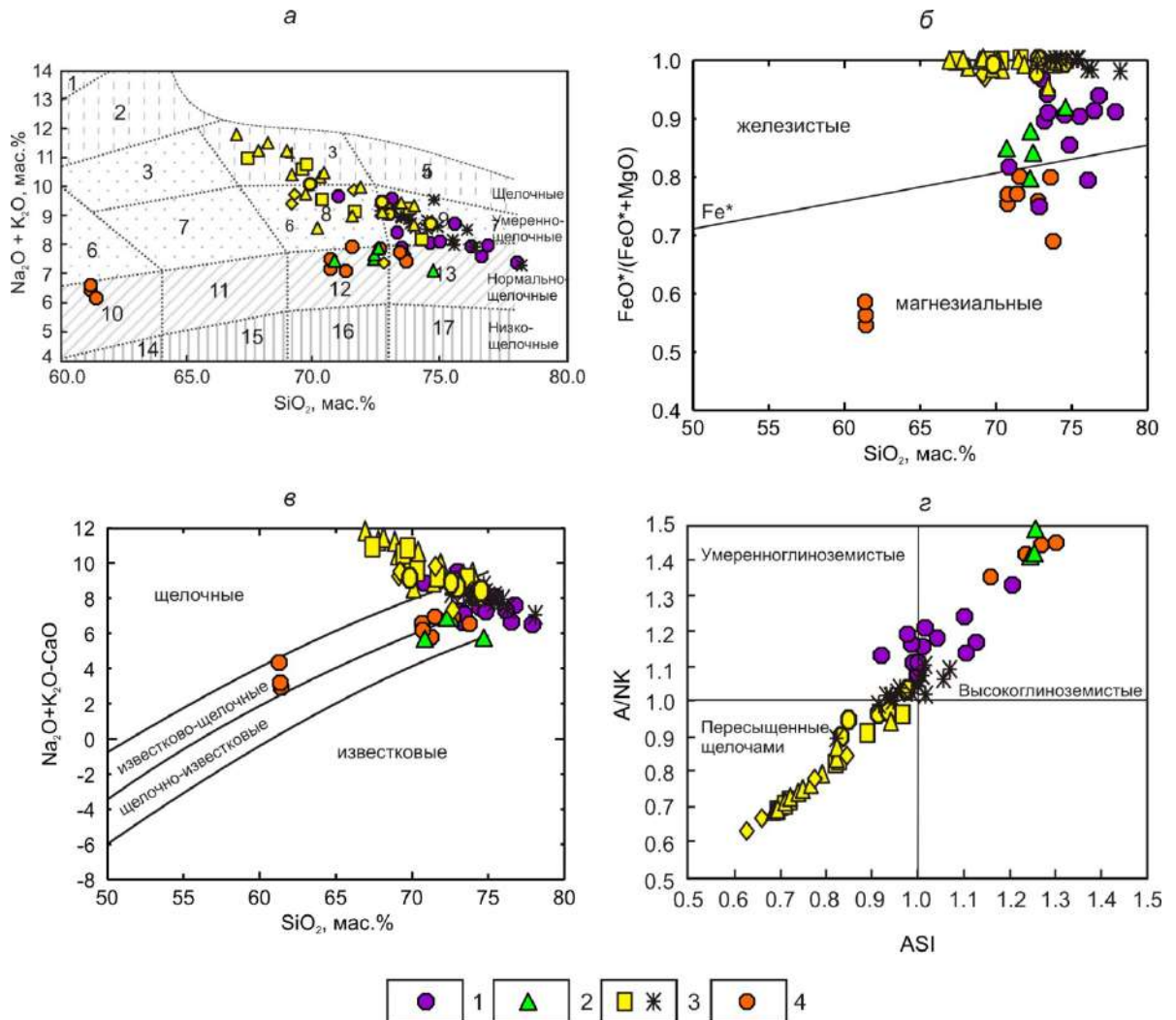


Рис. 3.28. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенко и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], MAFI $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] – ASI [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] (г) для гранитоидов, не связанных со становлением структуры Сибирского кратона. Химические составы по [Донская и др., 2016, 2018б, в; Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011а].

1 – гранитоиды нелюкинского комплекса Алданского щита (2.5 – 2.4 млрд лет), 2 – граниты Хомутского массива Голоустенского выступа (2.15 млрд лет), 3 – граниты катугинского комплекса Пристанового пояса (2.06 млрд лет), 4 – граниты оленекского комплекса Оленекского выступа (2.04 млрд лет).

Цифры на диаграмме (а): 1 – фойдовые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – щелочные лейкограниты, 6 – монцониты; 7 – граносиениты, 8 – умереннощелочные граниты, 9 – умереннощелочные лейкограниты, 10 – кварцевые диориты, 11 – гранодиориты, 12 – граниты, 13 – лейкограниты, 14 – низкощелочные кварцевые диориты, 15 – низкощелочные гранодиориты, 16 – низкощелочные граниты, 17 – низкощелочные лейкограниты.

б) Гранитоиды, рассматриваемые в этом разделе, 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., 2011а]. Что касается гранитов катугинского комплекса, то они относятся к группе классических высокожелезистых пересыщенных щелочами гранитов *A*-типа. Рудные арфведсонитовые, эгирин-арфведсонитовые и эгириновые граниты катугинского комплекса являются производные базальтовых магм, а источниками биотит-арфведсонитовых и биотитовых, биотит-рибекитовых гранитов были смешанные мантийно-коровые расплавы.

в) 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 (рис. 3.29).

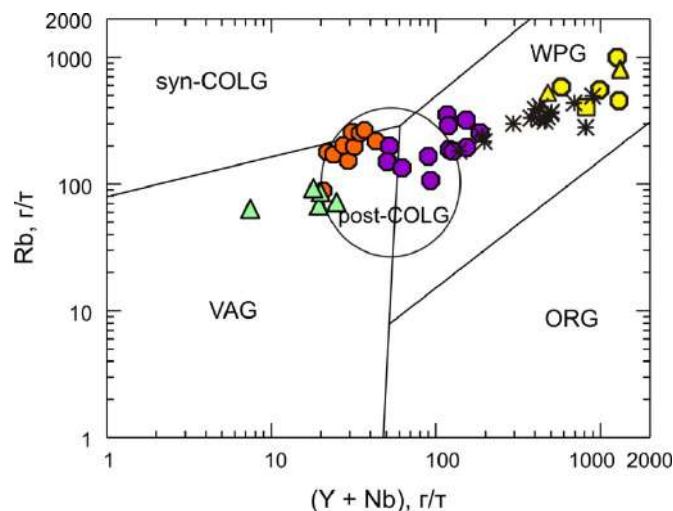


Рис. 3.29. Диаграмма $Rb - (Y+Nb)$ [Pearce, 1996] для гранитоидов, не связанных со становлением структуры Сибирского кратона. Условные обозначения см. рис. 3.28.

VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

В частности, фигуративные точки гранитов Хомутского массива попадают в поле гранитов вулканических дуг, смещаясь в область постколлизийных гранитов, точки гранитов оленекского комплекса располагаются исключительно в поле постколлизийных гранитов, смещаясь к полю син-коллизийных гранитов. Точки составов гранитов нелюкинского комплекса попадают в поля постколлизийных и внутриплитных гранитов, а точки гранитов катугинского комплекса располагаются исключительно в поле внутриплитных гранитов.

г) Гранитоиды разных массивов и комплексов, рассматриваемые в этом разделе, характеризуются различными величинами $\epsilon_{Nd}(t)$, что отражает разный состав их источников (рис. 3.30) [Донская и др., 2016, 2018б; Ларин и др., 2015; Котов и др., 2004; Сальникова и др., 1996; Великославинский и др., 2011а].

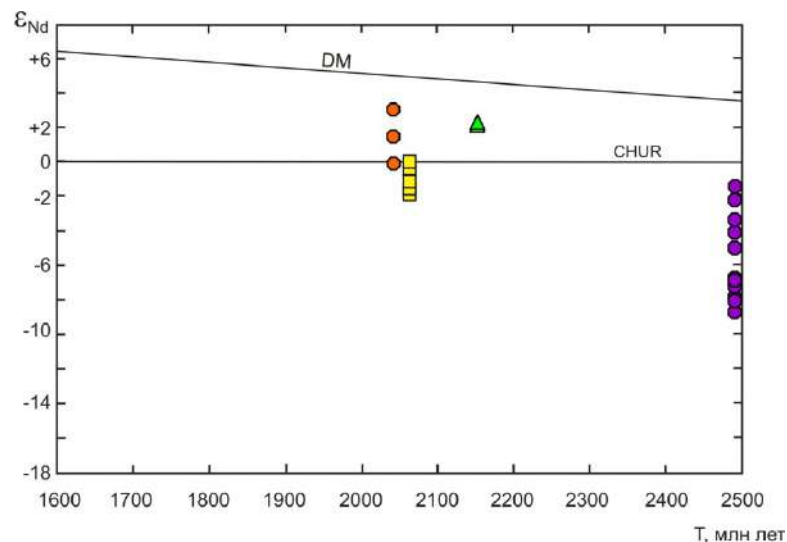


Рис. 3.30. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст породы для гранитоидов, не связанных со становлением структуры Сибирского кратона. Изотопный состав Nd по [Донская и др., 2016, 2018б; Ларин и др., 2015; Котов и др., 2004; Сальникова и др., 1996; Великославинский и др., 2011а]. Условные обозначения см. рис. 3.28.

д) Гранитоиды первых двух этапов раннепротерозойского гранитоидного магматизма Сибирского кратона фиксируются в пределах нескольких блоков кратона (зоне сочленения Чара-Олекминского и Западно-Алданского блоков Алданского щита, Голоустенском блоке Байкальского выступа, Пристановом блоке, Оленекском выступе), которые на момент формирования гранитоидов были разрознены между собой. Иными словами, на временном интервале 2.50 – 2.04 млрд лет Сибирского кратона как единой структуры еще не существовало 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. В частности, гранитоиды

нелюкинского комплекса (2.5 – 2.4 млрд лет) были внедрены в постколлизийной или анорогенной геодинамической обстановке, завершающей формирование единой Олекмо-Алданской континентальной микроплиты в позднем архее [Котов, 2003; Котов и др., 2004]. Граниты Хомутского массива (2.15 млрд лет) формировались в результате столкновения (коллизии) островных дуг, существовавших в раннепротерозойском океане [Донская и др., 2016]. Для гранитов катугинского комплекса (2.06 млрд лет) допускается обстановка внутриконтинентального растяжения, существовавшая в блоке, располагавшемся на момент внедрения гранитов вне основных тектонических структур кратона. Внедрение гранитоидов оленекского комплекса (2.04 млрд лет) произошло в постколлизийной обстановке после становления структуры Эекитского складчатого пояса на окраине Биректинского террейна Оленекской провинции.

е) Специфической особенностью гранитоидов, рассмотренных в данном разделе, можно являться существенное разнообразие их геохимических характеристик и геодинамических обстановок формирования.

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

Гранитоиды и вулканиты третьего выделенного этапа гранитоидного магматизма Сибирского кратона (этап III, рис. 2.12) фиксируются в пределах нескольких блоков южной и юго-восточной (в современных координатах) частях кратона, а также в породах Маганского террейна Анабарской провинции, скрытых под чехлом (рис. 4.1). Породы этого этапа отмечаются в Голоустенском и Чуйском блоках Байкальского выступа, в Чара-Олекминском, Западно-Алданском и Батомгском блоках Алданского щита (рис. 4.1). 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., 19846; 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.

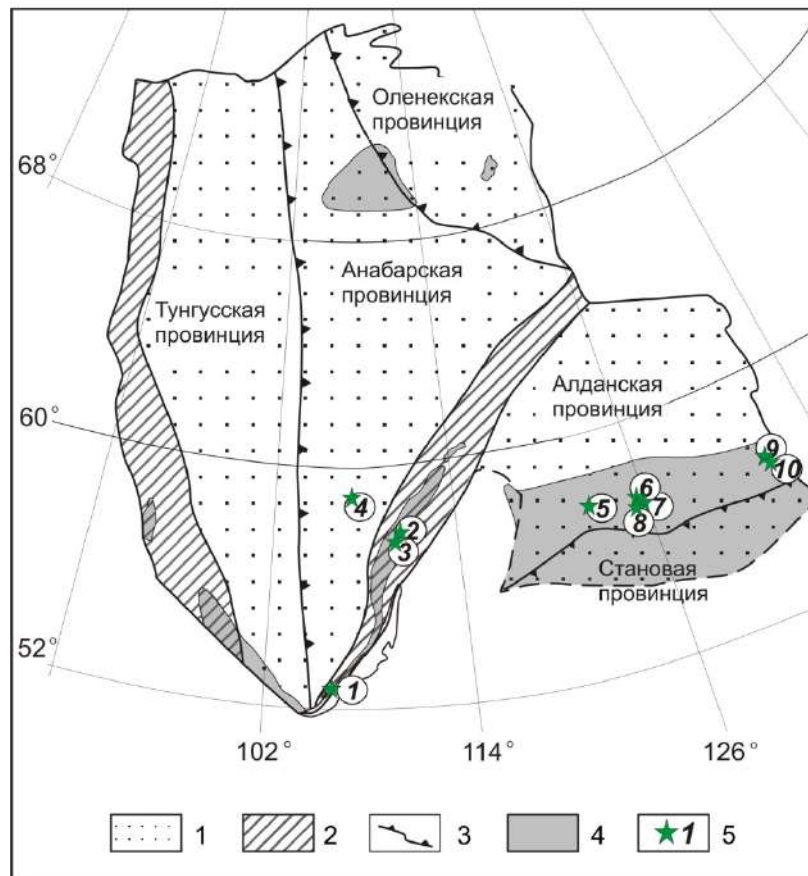


Рис. 4.1. Схема основных тектонических элементов Сибирского кратона и выходы раннепротерозойских надсубдукционных гранитоидов и вулканитов. 1 – основные супертеррейны (провинции); 2 – раннепротерозойские складчатые пояса; 3 – шовные зоны; 4 – выступы фундамента; 5 – выходы раннепротерозойских гранитоидов, формирование которых не связано со становлением структуры кратона.

Цифры в кружках: 1 – граниты Еловского массива Голоуспенского блока Байкальского выступа (2.02 млрд лет [Poller et al., 2005]), 2 – граниты чуйского комплекса Чуйского блока Байкальского выступа (2.02 млрд лет [Неймарк и др., 1998]), 3 – граниты кутимского комплекса Чуйского блока Байкальского выступа (2.02 млрд лет [Донская и др., 2013]), 4 – гранодиориты из керна скважины Маганского террейна (2.00 млрд лет [Попов и др., 2015]), 5 – метавулканы Балаганахского зеленокаменного пояса Чара-Олекминского блока Алданского щита (2.06 – 2.05 млрд лет [Анисимова и др., 2006]), 6 – габбро и гранитоиды унгринского комплекса Западно-Алданского блока Алданского щита (2.04 – 2.02 млрд лет [Бибикина и др., 1984; Котов, 2003]), 7 – плагиогнейсы тимптонского комплекса Западно-Алданского блока Алданского щита (2.01 млрд лет [Котов и др., 1995]), 8 – метаандезиты федоровской толщи Западно-Алданского блока Алданского щита (2.01 млрд лет [Великославинский и др., 2003]), 9 – диориты джагдаканского комплекса Батомского блока Алданского щита (2.06 млрд лет [Мишкин и др., 2010]), 10 – гранодиориты и плагиограниты хоюндинского комплекса Батомского блока Алданского щита (2.06 млрд лет [Мишкин и др., 2010; Гурьянов и др., 2016]).

В этой главе характеристика гранитоидов Голоуспенского и Чуйского блока Байкальского выступа (разделы 4.1, 4.2 и 4.3) приведена с использованием авторских оригинальных данных. Изотопно-геохимическая характеристика гранитоидов Западно-Алданского блока Алданского щита (раздел 4.4) сделана на основе опубликованных результатов С.Д. Великославинского с соавторами [Великославинский и др., 2011а], а гранитоидов хоюндинского комплекса Батомского блока (раздел 4.5) по результатам исследований В.А. Гурьянова с соавторами [Гурьянов и др., 2016].

4.1. Еловский массив Голоуспенского блока Байкальского выступа фундамента

4.1.1. Геологическое строение Еловского массива, петрографическая характеристика гранитоидов и их возраст

Еловский массив расположен южнее устья р. Еловка Голоуспенского блока Байкальского выступа фундамента (52°04.932' с.ш., 105°30.434' в.д.) (рис. 4.2). Массив имеет площадь менее 0.5 км². Вмещающими гранитоиды породами являются образования мигматит-гнейсовой толщи, слагающие основной объем Голоуспенского блока (рис. 4.2). Конфигурация Еловского массива указывает на то, что гранитоиды этого массива, также как и граниты Хомутского массива с возрастом 2.15 млрд лет (см. раздел 3.2), были вовлечены в структурно-метаморфические преобразования, сопровождавшиеся мигматизацией.

В Еловском массиве отмечаются гранитоиды, сложенные преимущественно серицитизированным плагиоклазом (30 – 35 %), калиевым полевым шпатом (30 – 35 %), кварцем (20 – 30 %). Темноцветные минералы (биотит, роговая обманка) практически полностью замещены вторичными минералами. В частности, отмечается развитие по биотиту псевдоморфоз хлорита с тонкими иголочками рутила, обрастание биотита тонко игольчатым актинолитом, а также развитие по биотиту лейкоксенового агрегата. Роговая обманка замещается эпидотом, хлоритом, кальцитом, в меньшей степени актинолитом. В качестве аксессуарных минералов встречаются апатит и циркон.

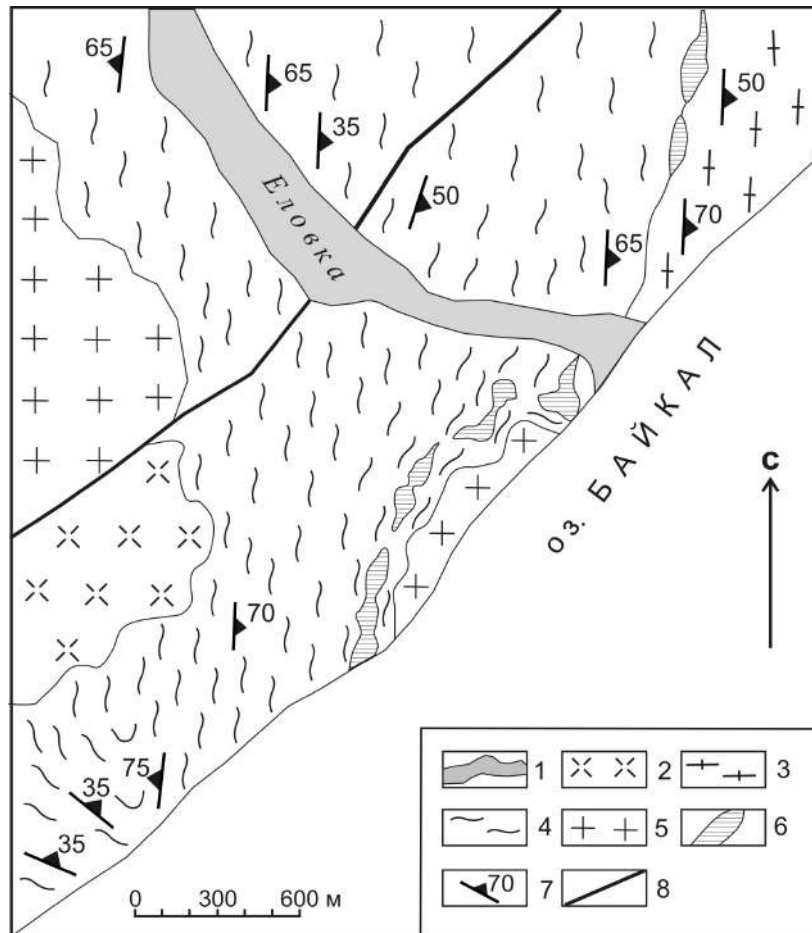


Рис. 4.2. Геологическое строение приустьевой части р. Еловки (Голоуспенский блок) [Донская и др., 2016].

1 – четвертичные отложения; 2 – раннепротерозойские постметаморфические гранитоиды приморского комплекса; 3 – раннепротерозойские мигматиты и гранитогнейсы; 4 – раннепротерозойские амфибол-биотитовые и пироксен-биотитовые гнейсы, дупироксеновые кристаллические сланцы; 5 – раннепротерозойские дометаморфические граниты; 6 – раннепротерозойские дометаморфические ультрабазиты; 7 – элементы залегания гнейсовидности; 8 – кайнозойский сброс.

Возраст гранитоидов Еловского массива был определен U-Pb методом по циркону двумя методами SHRIMP и TIMS [Poller et al., 2005]. Цирконы из гранодиорита Еловского массива (проба UP 3024) характеризуются магматической зональностью и содержат многочисленные включения апатита размером 5 – 20 мкр. Практически для всех зерен циркона были отмечены дискордантные значения возраста (рис. 4.3). Верхнее пересечение дискордии с конкордией соответствует возрасту 2037 ± 69 млн лет (СКВО = 3.7) (метод TIMS) и 2018 ± 28 млн лет (СКВО = 0.25) (метод SHRIMP). Таким образом, полученные значения перекрываются в пределах ошибки определения возраста. На основании морфологических особенностей зерен циркона, свидетельствующих о его магматическом происхождении, значение в 2018 ± 28 млн лет было проинтерпретировано как наиболее точная оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, возраст гранитоидов Еловского массива.

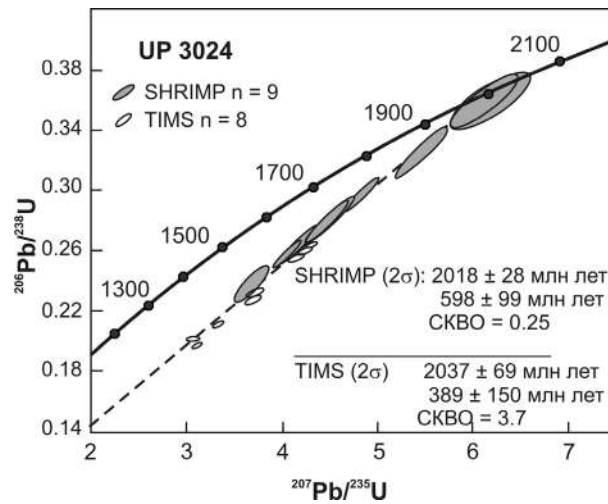


Рис. 4.3. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из гранодиорита Еловского массива (проба UP 3024) [Poller et al., 2005].

4.1.2. Геохимическая характеристика гранитоидов

Гранитоиды Еловского массива по своему химическому составу соответствуют гранодиоритам нормальной щелочности [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 4.4а). Гранитоиды принадлежат к щелочно-известковой серии, характеризуются пониженной железистостью ($f = 0.63 - 0.67$) и глиноземистостью ($ASI = 0.96 - 1.00$) (рис. 4.4 б-г).

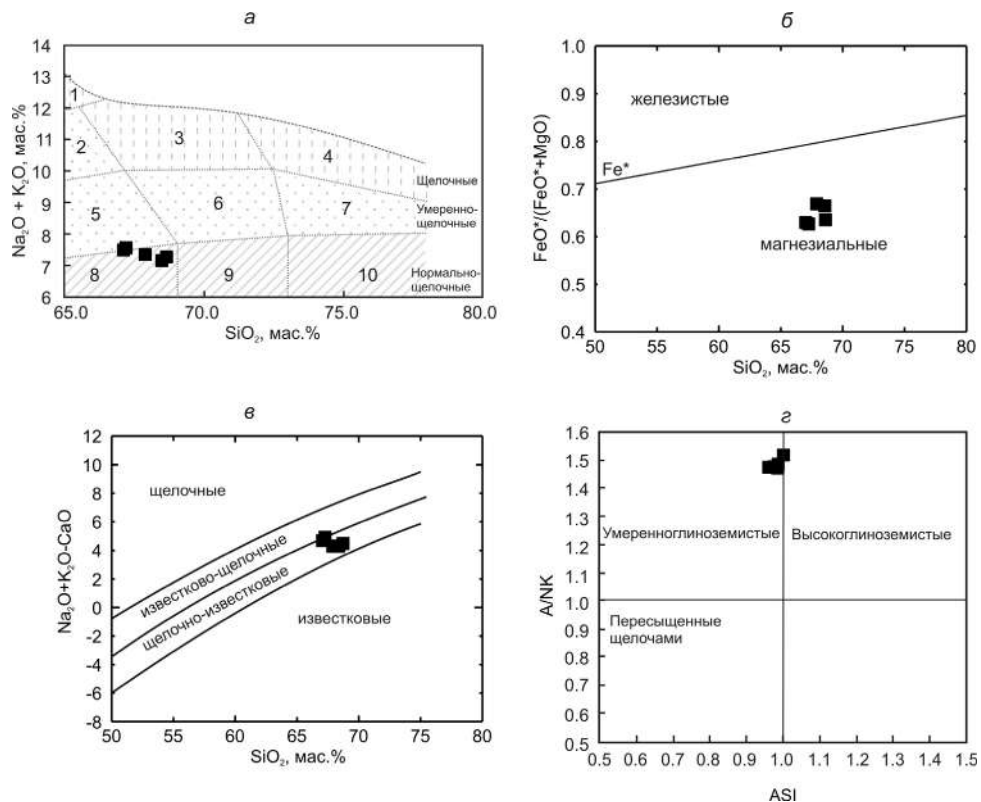


Рис. 4.4. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенюк и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], MAFI $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] - ASI [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] (г) для гранитоидов Еловского массива Голоустенского блока.

Цифры на диаграмме (а): 1 – щелочные сиениты, 2 – сиениты, 3 – щелочные граниты, 4 – щелочные лейкограниты, 5 – граносиениты, 6 – умереннощелочные граниты, 7 – умереннощелочные лейкограниты, 8 – гранодиориты, 9 – граниты, 10 – лейкограниты.

Для гранитоидов Еловского массива типичны низкие содержания Y (до 9 г/т), Nb (до 8 г/т), Zr (до 130 г/т), и высокие концентрации Sr (до 894 г/т) и Ba (до 1765 г/т) (табл. 2). Гранитоиды характеризуются сильнофракционированными спектрами распределения РЗЭ ($(La/Yb)_n = 31 - 39$, $(La/Sm)_n = 5.1 - 5.6$, $(Gd/Yb)_n = 2.1 - 3.5$) и положительной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 1.2 - 1.5$) (рис. 4.5а). На мультиэлементных диаграммах для гранитоидов Еловского массива отмечаются отрицательные аномалии Nb, Ta, P, Ti и положительные аномалии Ba и Sr (рис. 4.5б). Петрографические и геохимические характеристики гранитоидов Еловского массива указывают на их соответствие гранитам I-типа [Chappell, White, 1992].

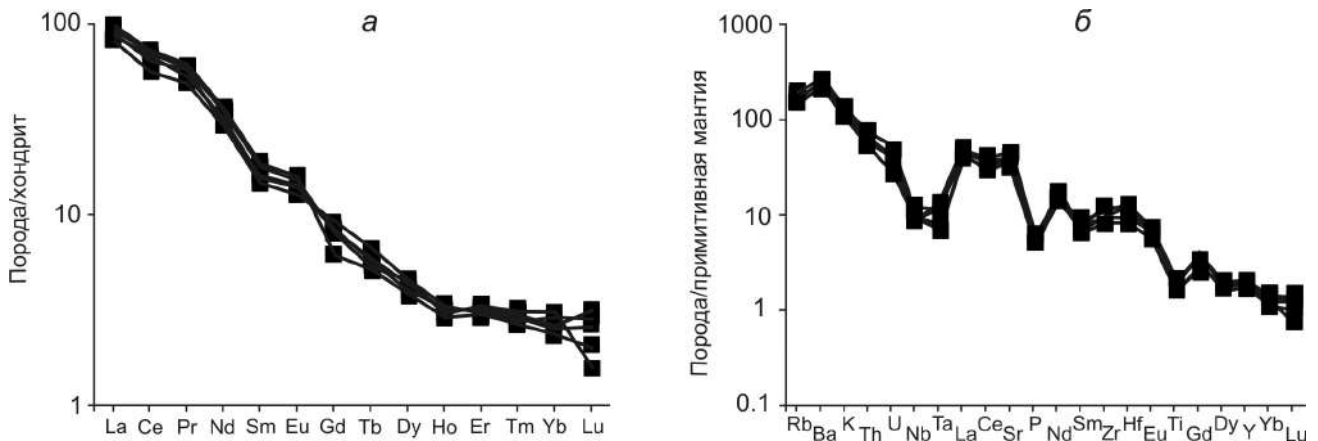


Рис. 4.5. Спектры распределения редкоземельных элементов (а), нормализованные к хондриту [Wakita et al., 1970], и мультиэлементные спектры (б), нормализованные к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], для гранитоидов Еловского массива Голоустенского блока.

Гранитоиды Еловского массива характеризуется незначительными отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T) = -0.9 \dots -1.8$ и раннепротерозойским модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 2.4 - 2.5$ млрд лет (табл. 3) [Gladkochub et al., 2009].

4.1.3. Петрогенезис гранитоидов и геодинамическая обстановка формирования

Гранитоиды Еловского массива с возрастом 2.02 млрд лет являются классическими представителями гранитов I-типа [Chappell, White, 1992]. Они содержат биотит и роговую обманку как основные темноцветные породообразующие минералы, характеризуются пониженной железистостью и низкой глиноземистостью. Согласно классификации [Barbarin, 1999] гранитоиды Еловского массива близки амфиболсодержащим известково-щелочным гранитоидам (ACG-тип), формирование которых связано с субдукционной обстановкой. На диаграммах Rb-(Y+Nb) [Pearce et al., 1984] и Hf-Rb-Ta [Harris et al., 1986] точки составов гранитоидов попадают в поля гранитов вулканических дуг (рис. 4.6 а-б). Считается, что граниты I-типа могут быть образованы в результате плавления коровых метамагматических источников или при дифференциации расплавов основного состава [Туркина и др., 2006 и

ссылки в этой работе]. Гранитоиды Еловского массива характеризуются высокими содержаниями Sr, Ba, а также положительными аномалиями по Sr и Ba на мультиэлементных диаграммах, для них типичны низкие содержания Nb и Ta и хорошо выраженная отрицательная Nb-Ta аномалия, т.е. эти гранитоиды имеют геохимические особенности, унаследованные от источников субдукционного происхождения [Туркина и др., 2006]. Отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(T)$, достаточно высокие концентрации K_2O (3.1 – 3.9 мас.%) и Th (4.4 – 6.9 мкг/г) в гранитоидах Еловского массива позволяют предполагать для них коровый метамагматический источник надсубдукционной природы.

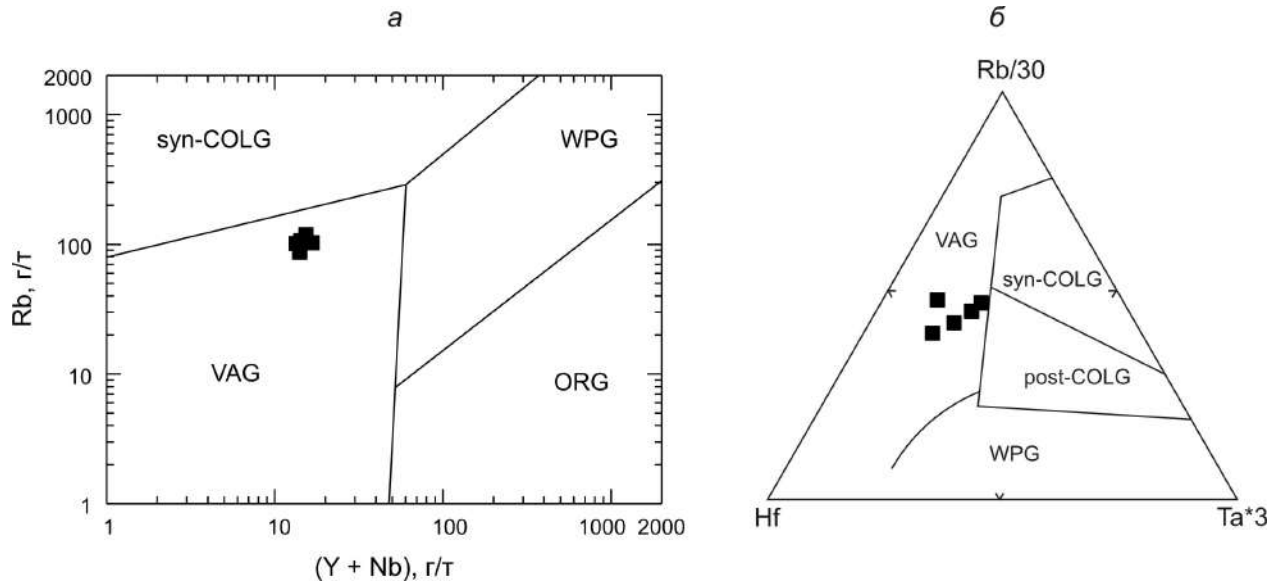


Рис. 4.6. Диаграммы Rb – (Y + Nb) (а) [Pearce et al., 1984] и Hf–Rb–Ta (б) [Harris et al., 1986] для гранитоидов Еловского массива Голоуспенского блока.

VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

Расчет температур насыщения расплава цирконом [Watson, Harrison, 1983] для гранитоидов Еловского массива показал невысокие температуры – 720 – 760°C [Донская и др., 2016], которые близки низкотемпературным гранитам I-типа [Chappell et al., 1998]. Низкие содержания Y и Yb в проанализированных гранитоидах, сильнофракционированное распределение РЗЭ (рис. 4.5 а-б) указывают на присутствие граната в рестите.

В совокупности, изотопно-геохимические характеристики гранитоидов дают основание принимать в качестве наиболее благоприятной для формирования этих гранитоидов геодинамическую обстановку, подобную зрелой островной дуге или активной континентальной окраины [Донская и др., 2016].

4.2. Гранитоиды чуйского комплекса Чуйского блока Байкальского выступа фундамента

4.2.1. Геологическое строение района распространения гранитоидов чуйского комплекса, петрографическая характеристика гранитоидов и их возраст

Гранитоиды чуйского комплекса распространены в северной части Байкальского краевого выступа Сибирского кратона (Чуйский блок) (рис. 4.7). Гранитоиды чуйского комплекса прорывают метаморфизованные осадочно-вулканогенные отложения чуйской и неруканской свит раннего протерозоя (рис. 4.7). Гранитоиды образуют крупные массивы, размеры которых достигают 600-1000 и более км². Во многих случаях гранитоиды подвержены динамометаморфическим изменениям, связанным с каледонскими событиями [Зорин и др., 2008].

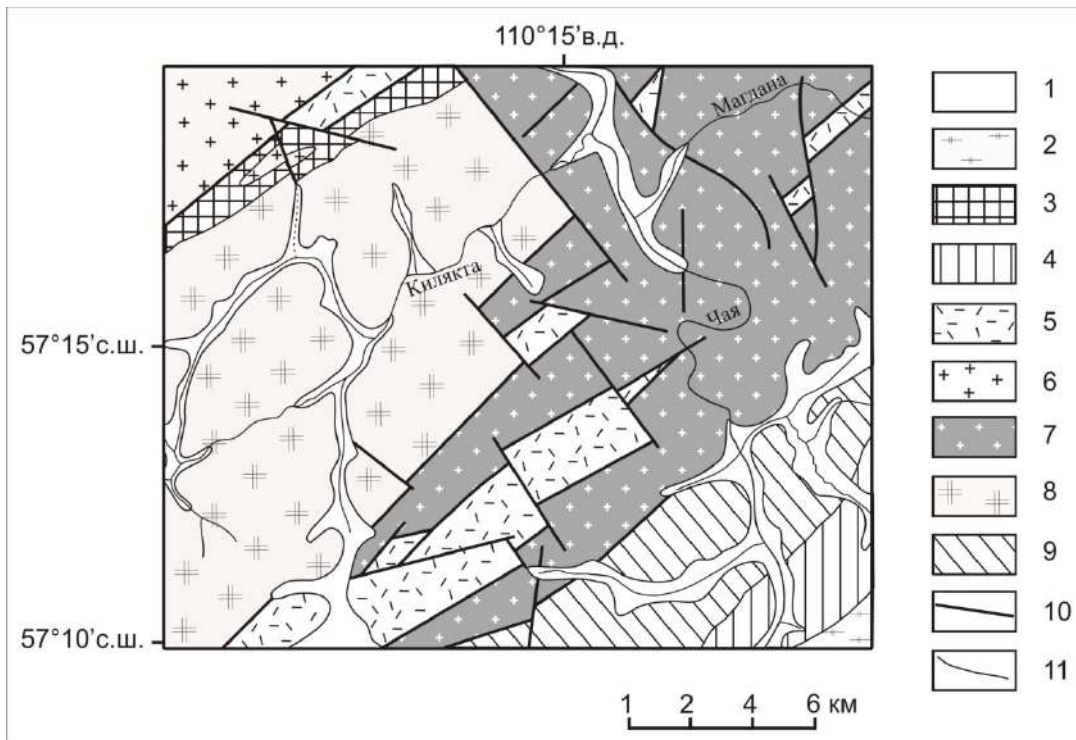


Рис. 4.7. Схема геологического строения района среднего течения р. Чая [Донская и др., 2013].

1 – четвертичные отложения; 2 – гранитоиды мамско-оронского комплекса (ранний палеозой); 3 – осадочные отложения байкальской серии (неопротерозой); 4 – метаморфизованные отложения витимской свиты (неопротерозой); 5-6 – Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс (палеопротерозой): 5 – терригенно-вулканогенные породы акитканской серии, 6 – гранитоиды ирельского комплекса; 7 – гранитоиды чуйского комплекса (палеопротерозой); 8 – гранитоиды кутимского комплекса (палеопротерозой); 9 – метаморфические породы чуйской свиты (палеопротерозой); 10 – разломы; 11 – прочие геологические границы.

Традиционно выделяется три фазы внедрения гранитоидов чуйского комплекса. Породы первой фазы, распространенные максимально широко, представлены биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранодиоритами и гранитами, часто разгнейсованными (динамометаморфизованными). Возраст разгнейсованных гранодиоритов, отобранных в междуречье рек Б.Черная и Б.Чуя и относимых к первой фазе комплекса, был определен U-Pb методом по циркону Л.А. Неймарком с соавторами [Неймарк и др., 1998] и составил 2020 ± 12 млн лет. Этот возраст в настоящее время принимается как возраст гранитоидов чуйского

комплекса. Вторая и третья фазы гранитов этого комплекса всегда выделялись достаточно условно, иногда на основании наличия между ними и гранитоидами первой фазы интрузивных контактов, в иных случаях на основании косвенных геологических данных.

Гранитоиды, относимые к первой фазе чуйского комплекса были исследованы в районе среднего течения реки Чая, где они подверглись минимальным наложенным динамометаморфическим преобразованиям (рис. 4.7). Породы чуйского комплекса представлены среднезернистыми гранитами, сложенными кварцем, серицитизированным плагиоклазом, и, в меньших количествах, калиевым полевым шпатом. Темноцветные минералы (биотит, роговая обманка) практически полностью замещены хлорит-эпидотовым агрегатом. Аксессуары представлены рудным минералом, апатитом и цирконом.

4.2.2. Геохимическая характеристика гранитоидов

Проанализированные гранитоиды чуйского комплекса характеризуются содержаниями $\text{SiO}_2 = 71 - 72$ мас.% (табл. 2). Гранитоиды по своему химическому составу соответствуют гранитам нормальной щелочности [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 4.8а). Концентрации K_2O в гранитоидах чуйского комплекса варьируются от 1.4 до 2.3 мас.%. На диаграмме Альбит – Анортит – Ортоклаз [Barker, 1979] точки составов гранитоидов чуйского комплекса попадают в поле трондьемитов (рис. 4.8б). Согласно классификации Б.Р. Фрост с соавторами [Frost et al., 2001], породы чуйского комплекса принадлежат к известковой и щелочно-известковой сериям, характеризуются пониженной железистостью ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.72 - 0.82$) и высокой глиноземистостью ($\text{ASI} = 1.06 - 1.21$, $\text{A/NK} = 1.55 - 1.61$) (рис. 4.7 в-д). Гранитоиды чуйского комплекса характеризуются высокими содержаниями Al_2O_3 , изменяющимися от 14.8 до 15.7 мас.%, что позволяет отнести эти породы к высокоглиноземистому трондьемит-тоналитовому типу [Barker, Arth, 1976].

Специфическими особенностями гранитоидов чуйского комплекса являются низкие содержания в них Zr, Nb, Y, Th, редкоземельных элементов (табл. 2). Кроме того, исследованные породы характеризуются повышенными содержаниями Sr (328 – 758 г/т) и Ba (337 – 1033 г/т). Гранитоиды чуйского комплекса обнаруживают фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов ($\text{La}_n/\text{Yb}_n = 12 - 28$) и отсутствие европиевой аномалии или положительную европиевую аномалию на спектрах распределения РЗЭ ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.95 - 1.25$) (рис. 4.9а). На мультиэлементных спектрах гранитоидов чуйского комплекса отмечаются отрицательные аномалии Nb, P, Ti и положительные аномалии Sr (рис. 4.9б).

По своему химическому составу исследованные гранитоиды чуйского комплекса сопоставимы с архейскими породами ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) серии [Condie, 2005; Martin et al., 2005] и с высокоглиноземистыми трондьемитами [Art, 1983]. В

соответствии с классификациями гранитов [Chappell, White, 1974, 1992; Whalen et al., 1987] гранитоиды чуйского комплекса на основании содержаний в них CaO, Sr, Ba могут быть отнесены к гранитам I-типа.

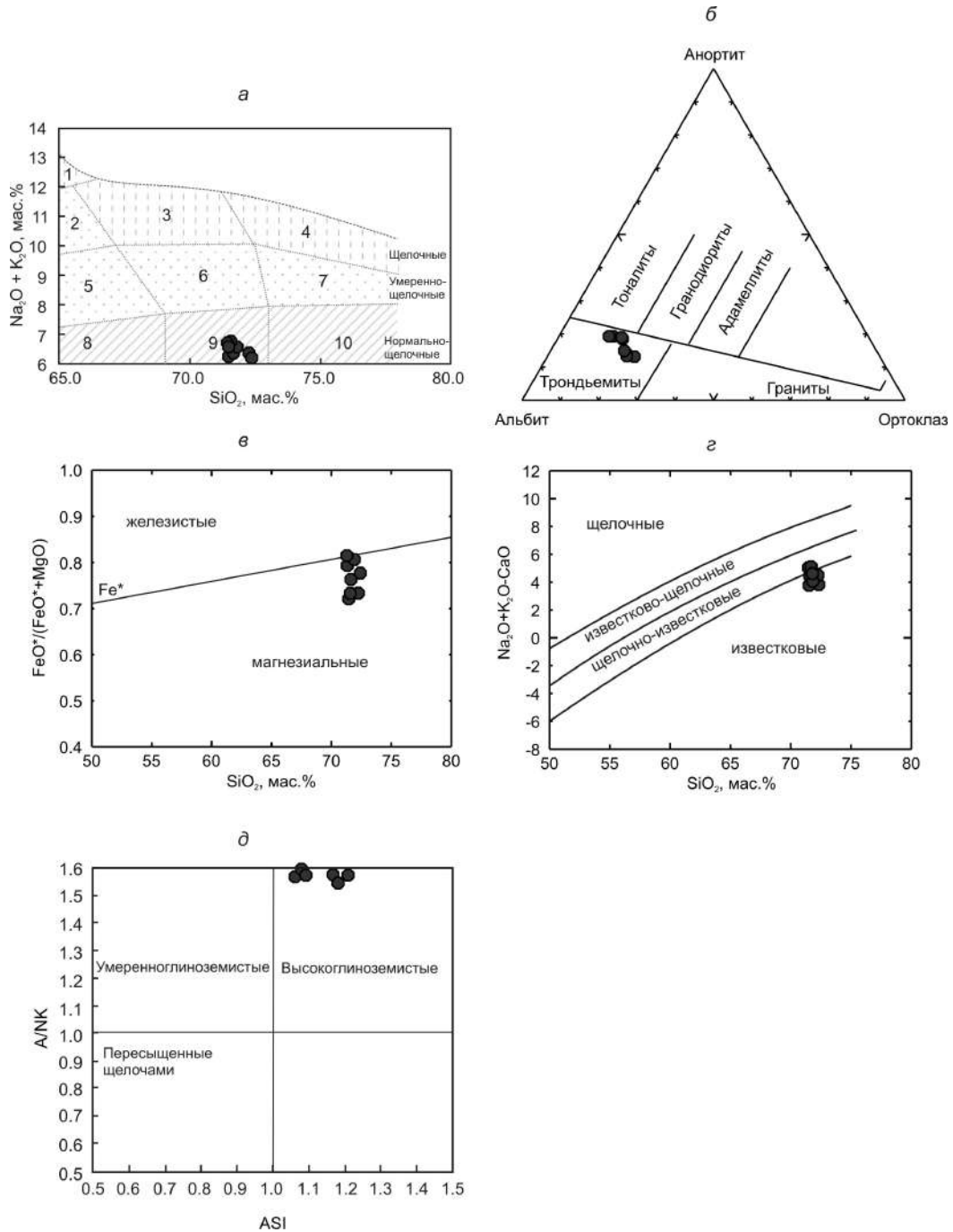


Рис. 4.8. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенюк и др., 2013], Альбит – Анортит – Ортоклаз (б) [Barker, 1979], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], MALI $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (г) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] – ASI [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] (д) для гранитоидов чуйского комплекса.

Цифры на диаграмме (а): 1 – щелочные сиениты, 2 – сиениты, 3 – щелочные граниты, 4 – щелочные лейкограниты, 5 – граносиениты, 6 – умереннощелочные граниты, 7 – умереннощелочные лейкограниты, 8 – гранодиориты, 9 – граниты, 10 – лейкограниты.

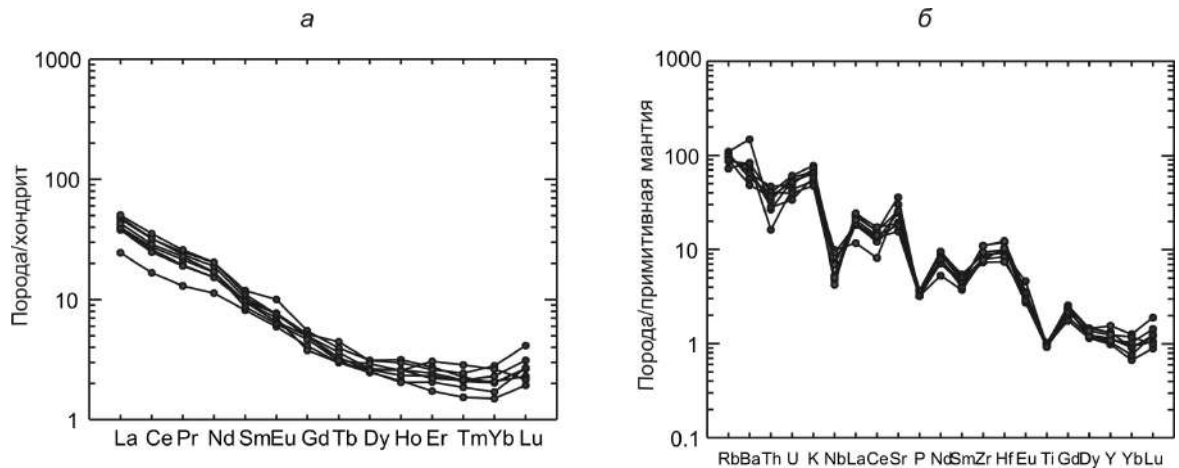


Рис. 4.9. Спектры распределения редкоземельных элементов (*а*), нормализованные к хондриту [Wakita et al., 1970], и мультиэлементные спектры (*б*), нормализованные к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], для гранитоидов чуйского комплекса.

Гранитоиды чуйского комплекса характеризуются положительными значениями $\varepsilon_{Nd}(T)$, равными +3.1...+3.5. Nd модельный возраст для этих гранитов составляет 2.2 млрд лет (табл. 3). Близкие значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ (+1.3...+1.8) и Nd модельного возраста (2.3 млрд лет) были получены для гранитоидов чуйского комплекса Л.А. Неймарком с соавторами [Неймарк и др., 1998].

4.2.3. Петрогенезис гранитов и геодинамическая обстановка формирования

Как было отмечено в разделе 4.2.2, гранитоиды чуйского комплекса обнаруживают химические составы близкие породам тоналит-трондьмитовой серии и гранитам *I*-типа. Согласно классификации [Barbarin, 1999] гранитоиды чуйского комплекса близки амфиболсодержащим известково-щелочным гранитоидам (ACG-тип), формирование которых связано с субдукционной обстановкой. На диаграммах Rb–(Y+Nb) [Pearce et al., 1984] и Hf–Rb–Ta [Harris et al., 1986] точки составов гранитоидов попадают в поля гранитов вулканических дуг (рис. 4.10 а-б). В качестве возможных источников для гранитоидов подобного состава могут рассматриваться базальтовые расплавы или их дифференциаты, а также породы нижней коры, главным образом, тоналитового или диоритового состава (обзоры в [Донская и др., 2005; Туркина и др., 2006]). Низкие содержания редкоземельных элементов и Th в гранитоидах чуйского комплекса заставляют предполагать метабазитовый, а не тоналитовый/диоритовый источник для этих пород. Гранитоиды чуйского комплекса также обнаруживают умеренные значения магнетиальности ($mg\# = 31-45$) и низкие содержания Ni и Cr [Донская и др., 2013]. Подобные геохимические характеристики свидетельствуют о том, что расплавы, возникающие в результате плавления метабазитов, не реагировали с перидотитами мантийного клина в зонах субдукции [Туркина, Ветрин, 2007; Condie, 2005]. Наиболее вероятно плавлению подвергались метабазиты нижних частей утолщенной коры [Туркина, Ветрин, 2007]. Согласно выводам О.М. Туркиной [Туркина, 2000], сделанным для реститовых минеральных ассоциаций, равновесных с

различными типами тоналит-грандьемитовых расплавов, формирование расплавов, близких по составу гранитоидам чуйского комплекса с содержаниями $Yb = 0.33 - 0.62$ г/т и $Eu = 0.46 - 0.77$ г/т, могло происходить в равновесии с гранат-плагиоклаз-клинопироксен-амфиболовым реститом при условии дегидратационного плавления метабазитового источника, и с гранат-клинопироксен-амфиболовым реститом в случае плавления в присутствии воды.

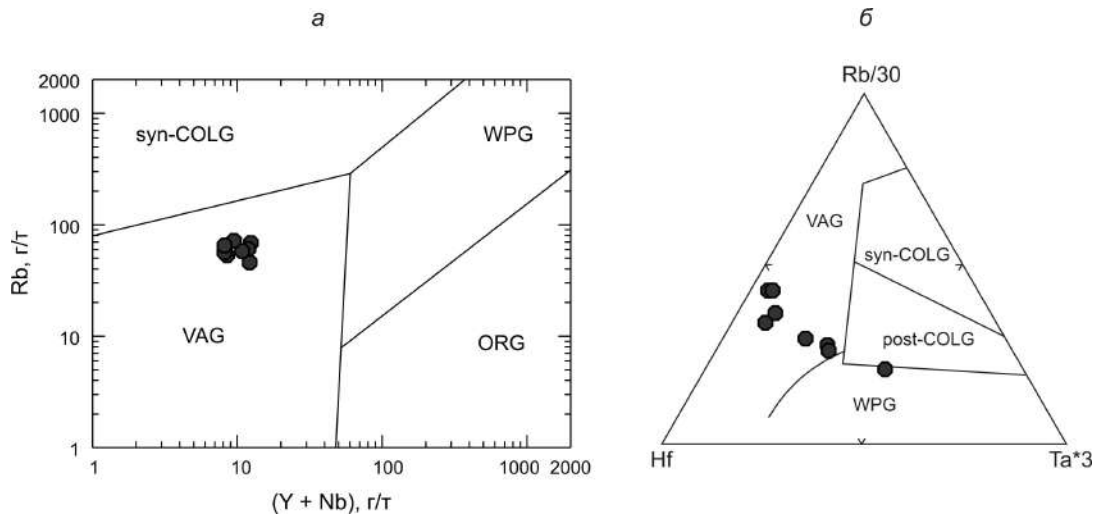


Рис. 4.10. Диаграммы Rb – (Y + Nb) (а) [Pearce et al., 1984] и Hf–Rb–Ta (б) [Harris et al., 1986] для гранитоидов чуйского комплекса.

VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

Расчет температур насыщения расплава цирконом [Watson, Harrison, 1983] для гранитоидов чуйского комплекса, составы которых близки высокоглиноземистым трондьемитам и гранитам *I*-типа, показал достаточно невысокие температуры – $735 - 776^\circ\text{C}$ [Донская и др., 2013]. Низкие содержания Y и Yb в гранитоидах чуйского комплекса свидетельствуют о присутствии граната в рестите и, соответственно, высокие (>10 кбар) давления при выплавлении [Туркина, 2000, 2005]. Магнезиальный состав и высокие содержания глинозема в гранитоидах указывают также на высокую активность H_2O при их формировании [Туркина и др., 2006].

Предполагаемая геодинамическая обстановка формирования гранитоидов контролируется в определенной степени условиями образования расплавов. В частности, считается, что расплавы, соответствующие высокоглиноземистым гранитам *I*-типа (TTG серия), могут образовываться либо при плавлении океанической коры, преобразованной в гранатовые амфиболиты или эклогиты, в зонах субдукции [Drummond, Defant, 1990; Martin, 1999; Martin et al., 2005], либо при плавлении метабазитовых или кварц-полевошпатовых пород в основании коры, утолщенной в результате андерплейдинга, аккреции океанических плато, коллизии, обдукции и т.п. [Jahn et al., 1984; Туркина, 2000; Smithies, 2000; Condie, 2005]. Главным условием формирования такого типа гранитоидов является высокое (> 10 кбар) давление. Как

было показано выше, геохимические характеристики гранитоидов чуйского комплекса не позволяют обосновать их формирование за счет плавления metabазитов непосредственно в зоне субдукции, таким образом, предполагается, что образование расплавов близких по составу к породам тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии чуйского комплекса возможно в основании утолщенной коры. При этом следует иметь в виду, что породы чуйского комплекса обнаруживают положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ и значения Nd модельного возраста, которые максимум на 200 млн лет древнее времени образования гранитоидов, т.е. утолщение коры, при котором происходило формирование гранитоидов, должно было достигаться без участия древней зрелой континентальной коры. Поэтому, утолщение коры в результате коллизии крупных континентальных блоков не рассматривается. Отметим также, что на временной период ~ 2.0 млрд лет в исследуемом регионе не фиксируется доказательств крупных коллизионных процессов, которые здесь имели место несколько позднее (1.97 – 1.90 млрд лет) [Ларин и др., 2006а; Донская и др., 2016; Donskaya et al., 2009]. Наиболее вероятно имело место утолщение коры в пределах формирующегося аккреционного орогена, объединяющегося в себя островные дуги, задуговые бассейны, океанические плато, небольшие континентальные блоки и т.д. В процессе формирования аккреционного орогена над погружающейся зоной субдукции периоды сжатия сменяются периодами растяжения, что связано с изменением наклона океанического слэба [Зорин и др., 2009; Collins, 2002]. В частности изменения угла наклона океанического слэба с крутого на более пологий и связанное с этим утолщение коры может быть вызвано подходом океанического плато к формирующемуся орогену [Collins, 2002]. В этом случае, над пологопогружающейся зоной субдукции происходит утолщение коры, связанное как с андерплейтингом базитовых расплавов к основанию коры, так и со складчато-надвиговыми деформациями [Мазукабзов и др., 2010; Collins, 2002]. Через некоторое время вновь происходит изменение угла наклона слэба и его откат в сторону желоба, и режим сжатия сменяется режимом растяжения. Предполагается, что условия растяжения, возникающие сразу же за периодом сжатия, в пределах формирующегося аккреционного орогена могут быть наиболее благоприятными для формирования гранитоидов чуйского комплекса, а metabазиты нижней коры аккреционного сооружения могли являться источником для этих гранитоидов.

4.3. Граниты кутимского комплекса Чуйского блока Байкальского выступа фундамента

4.3.1. Геологическое строение района распространения гранитов кутимского комплекса, петрографическая характеристика гранитов и их возраст

Гранитоиды кутимского комплекса, также как и гранитоиды чуйского комплекса, распространены в Чуйском блоке Байкальского краевого выступа Сибирского кратона (рис.

4.7). Кутимский комплекс гранитоидов в пределах Байкальского краевого выступа кратона всегда выделялся с определенной долей условности. Предполагалось, что он мог являться составной частью ирельского комплекса Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, и в то же самое время допускалось, что обнаруживается сходство по ряду петрографических и петрогеохимических характеристик между гранитоидами кутимского и чуйского комплексов. В легендах геологических карт возраст гранитоидов кутимского комплекса определялся по косвенным признакам как среднепротерозойский, надежные определения возраста отсутствовали [Демин, Демина, 1973; Артемьев и др., 1984]. Также вполне возможно, что в кутимский комплекс были объединены и разновозрастные гранитоиды. Обнаруживаются тектонические контакты гранитоидов кутимского комплексами с породами чуйского и ирельского комплексов. В зонах, прилегающих к крупным разломам, гранитоиды кутимского комплекса динамометаморфизованы.

Гранитоиды комплекса образуют крупные (до 180 км²) и ряд мелких массивов. При этом суммарная площадь выходов гранитоидов кутимского комплекса намного меньше, чем гранитов чуйского и ирельского комплексов (рис. 4.7). Согласно легендам геологических карт, породы кутимского комплекса представлены гранодиоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми монцонитами, гранитами, сиенитами, граносиенитами. Однако, возможно, что данный набор пород присущ не только собственно кутимскому комплексу, а скомбинирован из кутимского и ирельского комплексов, которые при полевых исследованиях часто не разделялись [Артемьев и др., 1984].

Гранитоиды кутимского комплекса были исследованы в районе среднего течения реки Чая (рис. 4.7). Породы кутимского комплекса представлены здесь средне-крупнозернистыми гранитами. Главными минералами этих гранитов являются кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, роговая обманка, биотит отмечается как второстепенный минерал, в качестве аксессуарных минералов встречаются сфен, ортит, апатит, циркон, рудный минерал. Породы подвержены вторичным изменениям: плагиоклаз серицитизирован, роговая обманка и биотит замещены хлоритом и эпидотом.

Возраст гранитов кутимского комплекса был определен U-Pb методом по циркону (SHRIMP) [Донская и др., 2013]. На катодолюминесцентных изображениях зерен аксессуарного циркона, выделенного из пробы 06330 гранитов кутимского комплекса, наблюдается хорошо выраженная магматическая зональность (рис. 4.11а). На U-Pb диаграмме с конкордией (рис. 4.11б) точки изотопного состава изученного циркона располагаются на конкордии, а его конкордантный возраст составляет 2019 ± 16 млн лет (СКВО = 1.9). Согласно с морфологическими особенностями циркона, свидетельствующими о его магматическом происхождении, значение возраста 2019 ± 16 млн лет было проинтерпретировано как наиболее

точная оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, возраст гранитов кутимского комплекса.

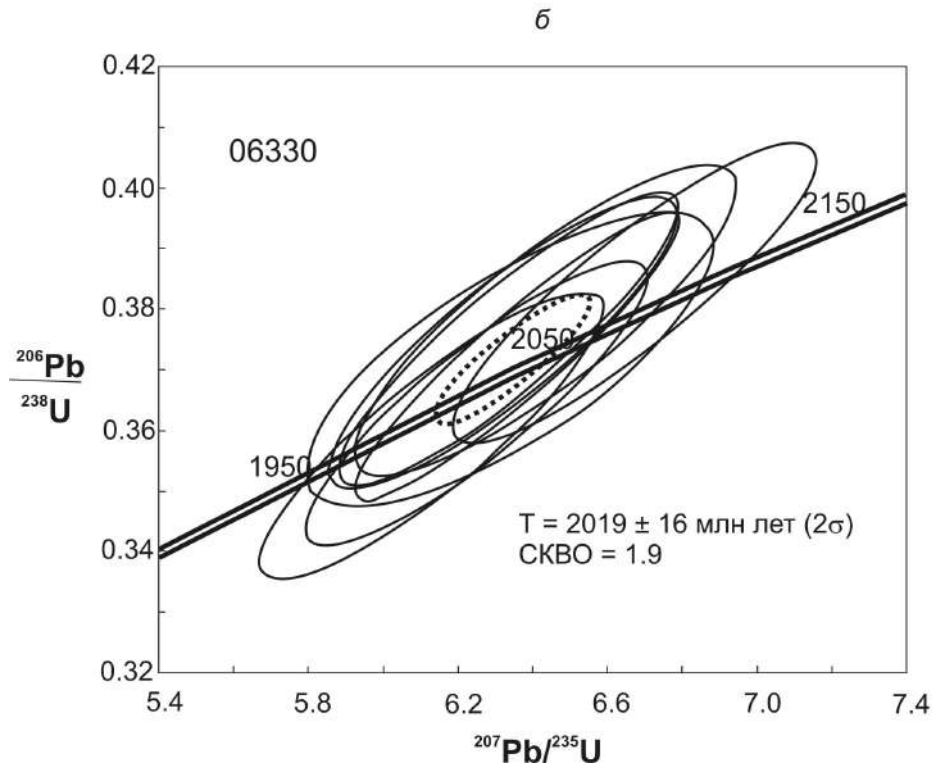
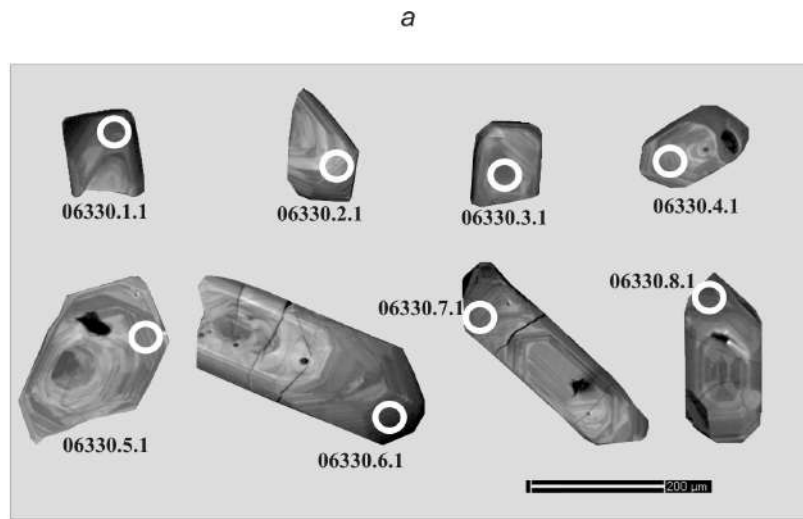


Рис. 4.11. Изображения кристаллов циркона, выполненные в режиме катодолуминесценции (а) и U-Pb диаграмма с конкордией (б) для цирконов из гранита кутимского комплекса (проба 06330) [Донская и др., 2013].

4.3.2. Геохимическая характеристика гранитов

Проанализированные гранитоиды кутимского комплекса характеризуются содержаниями $\text{SiO}_2 = 70 - 74$ мас.% (табл. 2, рис. 4.12а). Гранитоиды по своему химическому составу соответствуют гранитам нормальной и умеренной щелочности, а также нормальнощелочным лейкогранитам [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 4.12а). Согласно

классификации Б.Р. Фрост с соавторами [Frost et al., 2001], породы чуйского комплекса принадлежат к известково-щелочной и щелочно-известковой сериям, характеризуются преимущественно повышенной железистостью ($FeO^*/(FeO^*+MgO) = 0.77 - 0.95$) и высокой глиноземистостью ($ASI = 1.05 - 1.19$, $A/NK = 1.27 - 1.35$) (рис. 4.12 б-г).

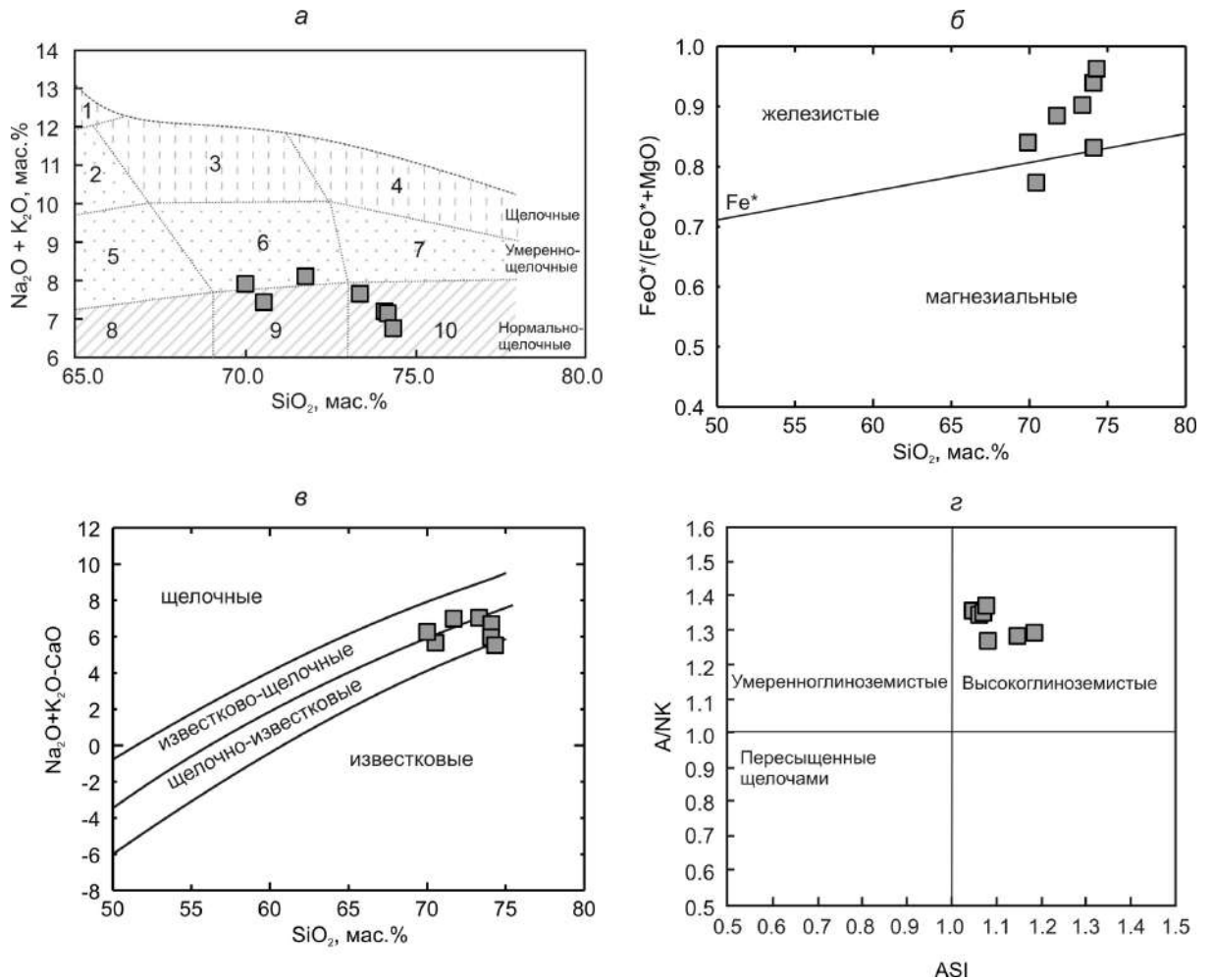


Рис. 4.12. Диаграммы $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (а) [Шарпенко и др., 2013], $FeO^*/(FeO^*+MgO) - SiO_2$ (б) [Frost et al., 2001], MAFI $(Na_2O + K_2O - CaO) - SiO_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$] – ASI [мол. $Al_2O_3/(CaO + Na_2O+K_2O)$] (г) для гранитоидов кутимского комплекса. Цифры на диаграмме (а): 1 – щелочные сиениты, 2 – сиениты, 3 – щелочные граниты, 4 – щелочные лейкограниты, 5 – граносиениты, 6 – умереннощелочные граниты, 7 – умереннощелочные лейкограниты, 8 – гранодиориты, 9 – граниты, 10 – лейкограниты.

Среди проанализированных гранитов кутимского комплекса можно выделить две группы: граниты с содержаниями $SiO_2 = 70.0 - 71.8$ мас.% и $73.4 - 74.4$ мас.%. Первые, в отличие от вторых, характеризуются более низкими содержаниями $Y = 9.6 - 15.4$ г/т против $35.2 - 46.8$ г/т; $Nb = 12.4 - 13.9$ г/т против $19.1 - 23.5$ г/т; $Zr = 233 - 322$ г/т против $406 - 526$ г/т; $Ba = 1070 - 1348$ г/т против $1498 - 2032$ г/т (табл. 2). Во всех породах обнаруживаются умеренные концентрации $Sr = 118 - 259$ г/т и $Th = 8.1 - 16.5$ г/т.

Для гранитов кутимского комплекса с содержаниями $SiO_2 = 70.0 - 71.8$ мас.% типичны сильно фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов $La_n/Yb_n = 21 -$

40 и положительная или отрицательная Eu аномалия ($Eu/Eu^* = 0.42 - 1.15$) (рис. 4.13а). Разности с содержанием $SiO_2 = 73.4 - 74.4$ мас.% характеризуются умеренно фракционированными спектрами распределения редких земель ($La_n/Yb_n = 5 - 16$) и отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.49 - 0.71$). На мультиэлементных спектрах гранитов кутимского комплекса все разности обнаруживают параллельные спектры с отрицательными аномалиями Nb, Sr, P, Ti (рис. 4.13б).

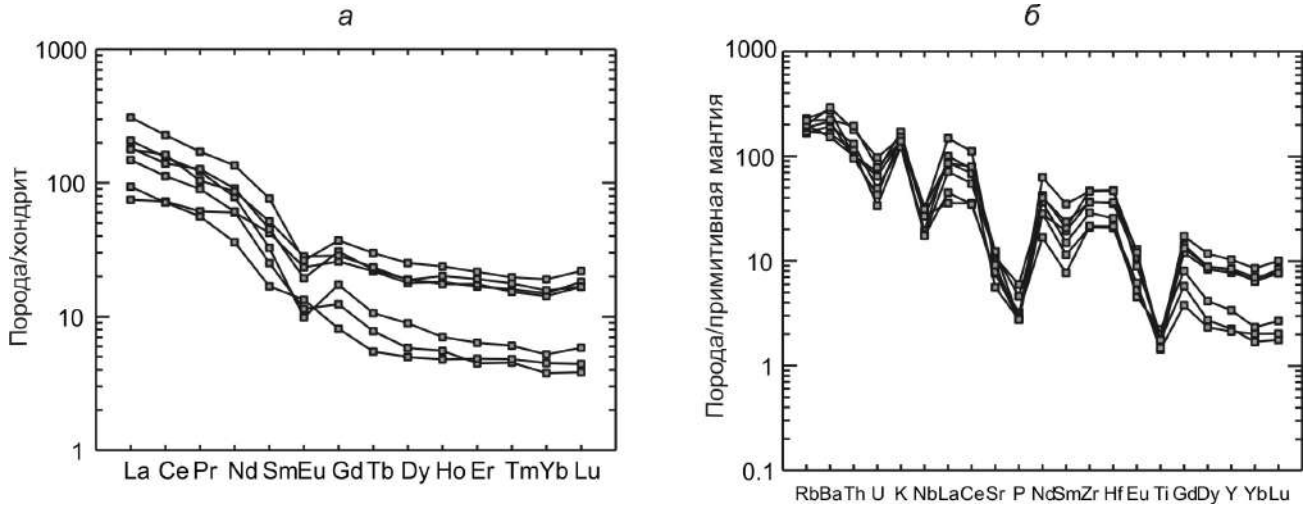


Рис. 4.13. Спектры распределения редкоземельных элементов (а), нормализованные к хондриту [Wakita et al., 1970], и мультиэлементные спектры (б), нормализованные к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], для гранитоидов кутимского комплекса.

Породы кутимского комплекса невозможно однозначно отнести по химическому составу к какому-либо одному типу гранитов. Повышенные содержания в них Zr и легких редких земель, в том числе и в гранитах с $SiO_2 = 70.0 - 71.8$ мас.%, а также расположение фигуративных точек в поле гранитов А-типа на диаграмме $FeO^*/MgO - (Ce+Zr+Nb+Y)$ [Whalen et al., 1987] (рис. 4.14а), указывают на их близость гранитам этого геохимического типа. Об этом же свидетельствуют и низкие значения отношения $CaO/(FeO^* + MgO + TiO_2)$ и положение точек составов гранитов на диаграмме $CaO/(FeO^* + MgO + TiO_2) - Al_2O_3$ [Dall'Agnol, Oliveira, 2007] (рис. 4.14б). По содержанию глинозема и отношению $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ граниты кутимского комплекса наиболее близки окисленным гранитам А-типа [Dall'Agnol, Oliveira, 2007] (рис. 4.14в). В то же время, низкие концентрации Y, Yb в гранитах с содержанием $SiO_2 = 70.0 - 71.8$ мас.% резко отличаются от классических гранитов А-типа [Whalen et al., 1987] и близки высокоглиноземистым гранитоидам тоналит-трондjemитовой серии [Арт, 1983; Туркина, 2000].

Гранитоиды кутимского комплекса характеризуются положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$, равными +1.9...+2.5. Nd модельный возраст для этих гранитов составляет 2.21 – 2.24 млрд лет (табл. 3).

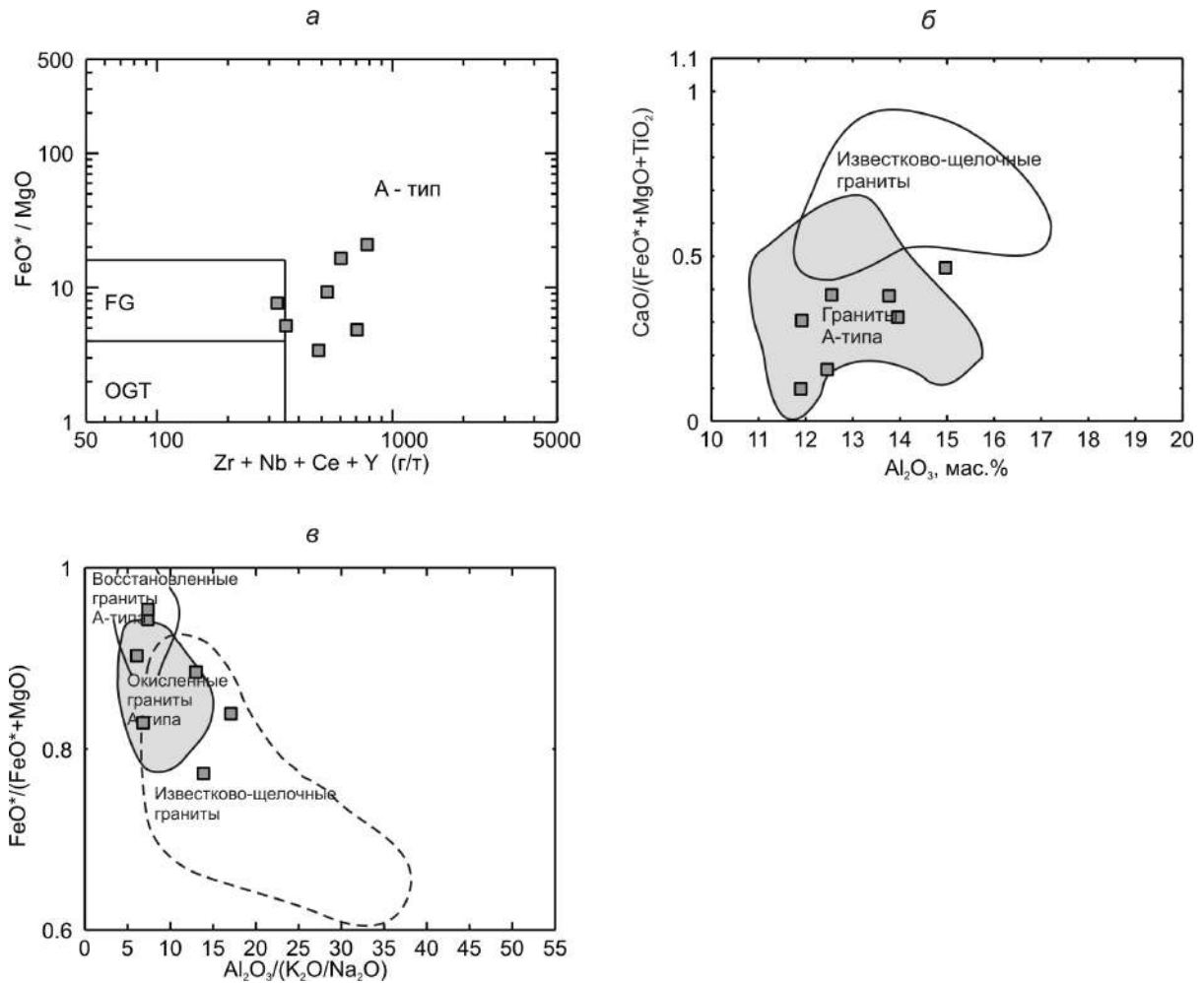


Рис. 4.14. Диаграммы $FeO^*/MgO - (Zr+Nb+Ce+Y)$ (а) [Whalen et al., 1987], $CaO/(FeO^*+MgO+TiO_2) - Al_2O_3$ (б) [Dall'Agnol, Oliveira, 2007] и $FeO^*/(FeO^*+MgO) - Al_2O_3/(K_2O/Na_2O)$ (в) [Dall'Agnol, Oliveira, 2007] для гранитов кутимского комплекса. Поля на диаграмме (а): FG – фракционированные граниты *M*-, *I*- и *S*-типов; OGT – нефракционированные граниты *M*-, *I*- и *S*-типов, А-тип – граниты А-типа.

4.3.3. Петрогенезис гранитов и геодинамическая обстановка формирования

Составы гранитов кутимского комплекса варьируют между гранитами *A*- и *I*-типов. Традиционно, для гранитов *A*- и *I*-типов в качестве возможных источников рассматриваются базальтовые расплавы или их дифференциаты, а также породы нижней коры, главным образом, тоналитового или диоритового состава (обзоры в [Донская и др., 2005; Туркина и др., 2006]). Кроме того, предлагаются различные модели смешения магм основного и кислого составов.

Согласно классификации [Barbarin, 1999] гранитоиды кутимского комплекса наиболее близки высококалийным известково-щелочным гранитоидам (КСГ-тип), формирование которых связано с тектонической обстановкой переходной от субдукции к коллизии. На диаграммах $Rb-(Y+Nb)$ [Pearce et al., 1984] и $Hf-Rb-Ta$ [Harris et al., 1986] точки составов гранитоидов попадают в поля гранитов вулканических дуг и постколлизийных гранитов (рис. 4.15 а-б).

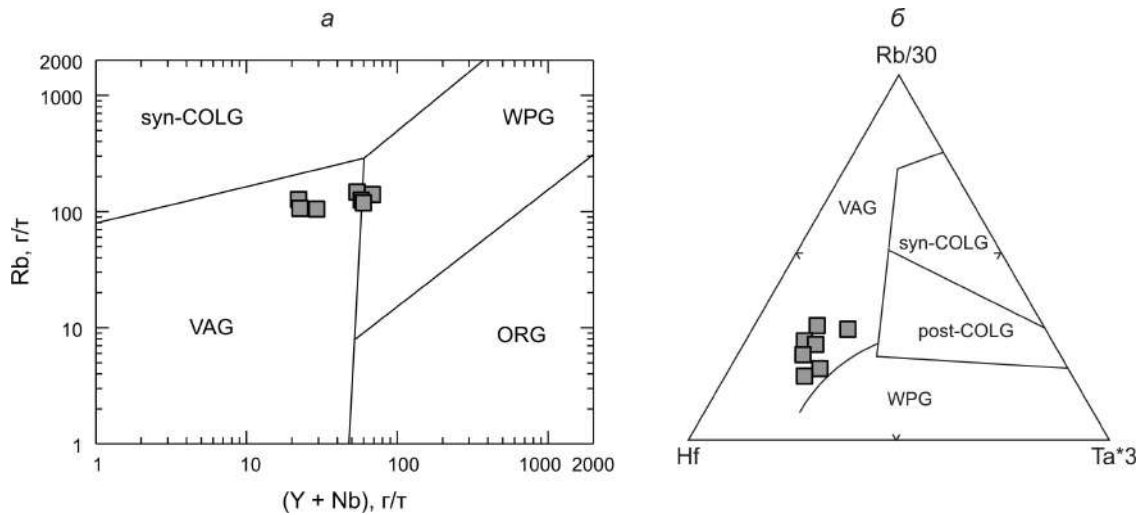


Рис. 4.15. Диаграммы Rb – (Y + Nb) (а) [Pearce et al., 1984] и Hf–Rb–Ta (б) [Harris et al., 1986] для гранитоидов кутимского комплекса. VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

Проведенные расчеты температур насыщения расплава цирконом [Watson, Harrison, 1983] показали, что для гранитов кутимского комплекса с содержанием $\text{SiO}_2 = 70.0 - 71.8$ мас.% фиксируются температуры – 819 – 848°C, для разностей с содержанием $\text{SiO}_2 > 73$ мас.% – 879 – 920°C. Рассчитанные температуры приближаются к температурам, установленным для расплавов с характеристиками гранитов А-типа, но не являются максимально возможными температурами, зафиксированными для гранитов этого типа [Creaser, White, 1991; Skjerlie, Johnston, 1993; King et al., 1997]. Низкие содержания Y и Yb в гранитах кутимского комплекса с содержанием $\text{SiO}_2 = 70.0 - 71.8$ мас.% могут свидетельствовать о присутствии граната в рестите и, соответственно, высокие (>10 кбар) давления при выплавлении [Туркина, 2000, 2005]. На формирование гранитов кутимского комплекса при высоких давлениях указывает также их перглиноземистый состав [Skjerlie, Johnston, 1993; Frost, Frost, 2011]. Близость гранитов кутимского комплекса по химическому составу окисленным гранитам А-типа [Dall’Agnol, Oliveira, 2007], а по ряду элементов высокоглиноземистым трондjemитам, позволяют допускать высокую для гранитов А-типа активность воды при формировании их родоначальных расплавов. Согласно экспериментальным данным [Dall’Agnol et al., 1999], содержание воды при образовании А-типа гранитов может достигать 4.5 – 6.5 мас.%, а для недосыщенных, но и не бедных водой расплавов составлять 2.4 – 4.3 мас.% [Clements et al., 1986]. Можно предположить, что образование расплавов, родоначальных для гранитов кутимского комплекса, происходило при окислительных условиях.

На первый взгляд положительные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$, полученные для гранитоидов кутимского комплекса, также дают основание предполагать базитовый, а не тоналитовый или диоритовый источник для этих пород. Однако петрогеохимические характеристики гранитов

кутимского комплекса свидетельствуют о том, что источником для этих пород должны быть коровые породы кварц-полевошпатового состава (например, тоналиты). На это указывает перглиноземистый известково-щелочной и щелочно-известковый состав изученных гранитов кутимского комплекса, что согласно данным К. Фрост и Р. Фрост [Frost, Frost, 2011] является типичной особенностью гранитов *A*-типа, образованных в результате плавления коровых кварц-полевошпатовых пород. На коровый источник для окисленных гранитов *A*-типа, к которым по своим характеристикам близки граниты кутимского комплекса, указывали также Р. Делл'Аньол и Д.К. Оливейра [Dall'Agnol, Oliveira, 2007]. Кроме того, эти авторы, согласуясь с выводами, сделанными К. Фрост и Р. Фрост [Frost, Frost, 1997], отметили, что базиты, а точнее толеиты или их дифференциаты, могут являться источниками только для *A*-типа гранитов, формирование которых происходило в восстановительных условиях.

Таким образом, для гранитов кутимского комплекса наиболее вероятным является коровый источник кварц-полевошпатового состава. Наличие в северном сегменте Байкальского краевого выступа лейкогранитов с возрастом 2066 ± 10 млн лет, которые ранее не обосновано относили к третьей фазе чуйского комплекса [Неймарк и др., 1998], может свидетельствовать о более ранних, относительно формирования гранитов чуйского и кутимского комплексов, процессах корообразования в данном регионе. Сформированная на этой ранней стадии кора и могла явиться источником для гранитов кутимского комплекса. Положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$, рассчитанные для гранитов кутимского комплекса, и значения Nd модельного возраста, которые максимум на 200 млн. лет древнее времени образования этих гранитов, могут указывать на то, что формирование коровых источников гранитоидов происходило за очень короткий промежуток времени до их образования.

Граниты кутимского комплекса с содержанием $SiO_2 = 70.0 - 71.8$ мас.% формировались при умеренно высоких температурах ($819 - 848^\circ C$), которые не являются максимально возможными температурами, зафиксированными для гранитов *A*-типа [Creaser, White, 1991; Skjerlie, Johnston, 1993; King et al., 1997]. Низкие содержания Y и Yb в этих гранитах могут указывать на присутствие граната и/или амфибола в рестите. Согласно экспериментальным данным [Skjerlie, Johnston, 1993], в случае дегидратационного выплавления магм, близких по составу гранитам *A*-типа, из коровых кварц-полевошпатовых пород при температуре ниже $950^\circ C$ и давлении 10 кбар в рестит могут входить гранат, амфибол, ортопироксен, биотит, кварц и плагиоклаз. Однако, для окисленных гранитов *A*-типа, к которым по своему составу близки граниты кутимского комплекса, согласно экспериментальным исследованиям Р. Делл'Аньол с соавторами [Dall'Agnol et al., 1999] важной реститовой фазой является не орто-, а клинопироксен. Кроме того, высокие содержания Ba в гранитах кутимского комплекса могут указывать на отсутствие биотита среди реститовых фаз. Таким образом, мы можем

предположить, что выплавление гранитов кутимского комплекса с содержанием $\text{SiO}_2 = 70.0 - 71.8$ мас.% могло происходить при температуре $<950^\circ\text{C}$, давлении 10 кбар из источника кварц-полевошпатового состава в равновесии с гранат-амфибол-клинопироксен-плагиоклаз-кварцевым реститом.

Для гранитов кутимского комплекса с содержанием $\text{SiO}_2 > 73$ мас.% фиксируются высокие содержания Y (35 – 47 г/т), Nb (19.1 – 23.5 г/т), Zr (406 – 526 г/т), что приближает их к классическим гранитам А-типа [Whalen et al., 1987]. Теоретически, можно было бы предположить, что данные граниты формировались при большей степени частичного плавления, чем граниты кутимского комплекса с $\text{SiO}_2 = 70.0 - 71.8$ мас.%, но при том же составе рестита. Однако в этом случае, содержание, например, Y в источнике, для которого D_Y (суммарный коэффициент распределения Y) $\gg 1$, должно быть еще выше, чем в исследованных гранитах с $\text{SiO}_2 > 73$ мас.%, что противоречит предполагаемому тоналитовому составу источника. Граниты кутимского комплекса с содержанием $\text{SiO}_2 > 73$ мас.%, характеризуются максимальными среди всех исследованных пород температурами насыщения расплава цирконом ($879 - 920^\circ\text{C}$), поэтому, вероятно, что выплавление данных пород происходило еще при более высоких температурах. Согласно экспериментам [Skjerlie, Johnston, 1993], при давлении 10 кбар и температурах $>950^\circ\text{C}$ гранат и амфибол уже не являются реститовыми фазами и, в случае дегидратационного плавления, основными реститовыми фазами могут быть ортопироксен, плагиоклаз и кварц. Так как для гранитов кутимского комплекса плавление осуществлялось в присутствии H_2O , то в состав рестита должен входить не орто-, а клинопироксен [Dall’Agnol, Oliveira, 2007]. Таким образом, мы полагаем, что после выплавления гранитов кутимского комплекса с $\text{SiO}_2 = 70.0 - 71.8$ мас.% произошло некоторое увеличение температуры, что вызвало замену граната и амфибола в рестите клинопироксеном. Соответственно, расплавы, близкие по составу гранитам кутимского комплекса с содержанием $\text{SiO}_2 > 73$ мас.%, могли формироваться при давлении 10 кбар и температуре $>950^\circ\text{C}$ из источника кварц-полевошпатового состава в равновесии с клинопироксен-плагиоклаз-кварцевым реститом.

В связи с тем, что граниты кутимского комплекса расположены в одной тектонической структуре и имеют сходный абсолютный возраст с рассмотренными выше гранитами чуйского комплекса, то необходимо предполагать единую геодинамическую обстановку их формирования, несмотря на различия их геохимических характеристик. Таким образом, утолщение коры в пределах аккреционного орогена является благоприятной обстановкой и для формирования гранитов кутимского комплекса. Вовлеченные в аккреционный ороген ранее сформированные породы кварц-полевошпатового состава (возможно тоналиты островной дуги) могли быть источником для гранитов кутимского комплекса. Кроме того, термальный вклад

базитовых расплавов, подходящих к основанию коры и вызывающих ее утолщение, мог быть тем дополнительным источником тепла, необходимым для формирования высокотемпературных гранитов кутимского комплекса.

4.4. Гранитоиды Алданского щита (*обзор*)

Гранитоиды с возрастом 2.06 – 2.01 млрд лет, формирование которых связано с надсубдукционной геодинамической обстановкой, широко представлены в Западно-Алданском блоке [Бибикова и др., 1984б; Котов и др., 1995; Котов, 2003] и в Батомгском блоке Алданского щита [Мишкин и др., 2010; Гурьянов и др., 2016]. Подробно они рассмотрены в разделе 2.10.1 настоящей работы.

В пределах Западно-Алданского блока детальные изотопно-геохимические исследования были проведены С.Д. Великославинским с соавторами [Великославинский и др., 2011а] для гранитогнейсов, образованных по гранитоидам, которые распространены в восточной части Западно-Алданского блока и образуют единую область с породами федоровской толщи и тоналит-трондьемитовыми ортогнейсами тимтонского комплекса, т.е. с породами с возрастом 2.01 млрд лет, сформированными в надсубдукционной обстановке [Великославинский и др., 2003, 2006; Котов, 2003; Котов и др., 1995] (рис. 2.11, 4.1).

Гранитогнейсы [Великославинский и др., 2011а] по своему химическому составу соответствуют гранитам нормальной и умеренной щелочности [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 4.16а). Они принадлежат к щелочно-известковой серии, характеризуются пониженной железистостью ($f = 0.70 - 0.81$) (рис. 4.16 б-в). Гранитогнейсы являются как метаглиноземистыми, так и слегла пересыщенными глиноземом образованиями ($ASI = 0.96 - 1.10$, $A/NK = 1.31 - 1.40$) (рис. 4.16г). Для гранитогнейсов отмечаются варьирующиеся содержания Y (2 – 21 г/т), невысокие концентрации Nb (3 – 13 г/т) и Zr (109 – 150 г/т), а также высокие содержания Sr (483 – 648 г/т) и Ba (1193 – 1250 г/т). Гранитогнейсы характеризуются фракционированными спектрами распределения РЗЭ ($(La/Yb)_n = 12 - 34$) и как положительной, так и отрицательной европиевыми аномалиями ($Eu/Eu^* = 0.3 - 3.7$). На мультиэлементных диаграммах для гранитогнейсов отмечаются отрицательные аномалии Nb, Ta, P, Ti и слабые положительные аномалии Ba и Sr. Геохимические характеристики гранитогнейсов указывают на их соответствие гранитам I-типа [Chappell, White, 1992]. Согласно классификации [Barbarin, 1999] гранитогнейсы близки амфиболсодержащим известково-щелочным гранитоидам (ACG-тип), формирование которых связано с субдукционной обстановкой. На диаграммах Rb–(Y+Nb) [Pearce et al., 1984] и Hf–Rb–Ta [Harris et al., 1986] точки составов гранитогнейсов попадают главным образом в поле гранитов вулканических дуг (рис. 4.17 а-б).

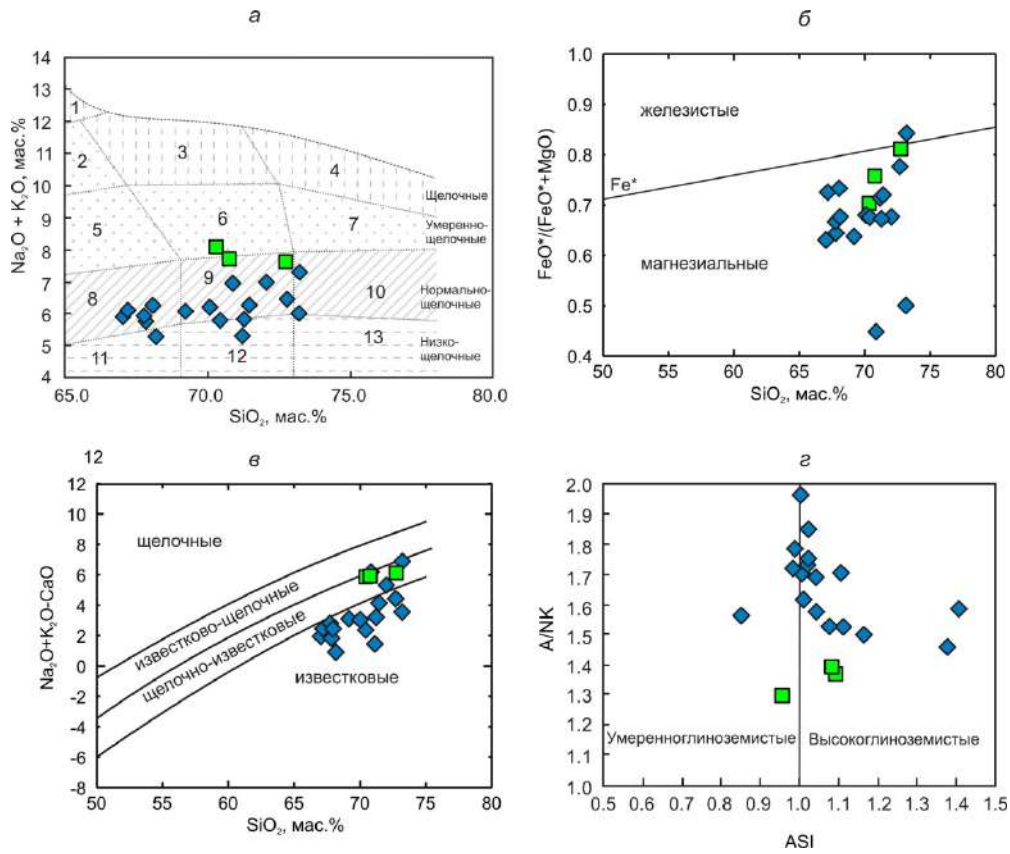


Рис. 4.16. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенко и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], $\text{MALI} (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], $\text{A/NK} [\text{мол. Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] - \text{ASI} [\text{мол. Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$ (г) для гранитогнейсов, образованных по гранитоидам, распространенным в восточной части Западно-Алданского мегаблока (зеленые квадраты), и для гранитоидов хоюндинского комплекса Батомгского геоблока Алданского щита (синие ромбы). Химические составы по [Великославинский и др., 2011а; Гурьянов и др., 2016]. Цифры на диаграмме (а): 1 – щелочные сиениты, 2 – сиениты, 3 – щелочные граниты, 4 – щелочные лейкограниты, 5 – граносиениты, 6 – умереннощелочные граниты, 7 – умереннощелочные лейкограниты, 8 – гранодиориты, 9 – граниты, 10 – лейкограниты, 11 – низкощелочные гранодиориты, 12 – низкощелочные граниты, 13 – низкощелочные лейкограниты.

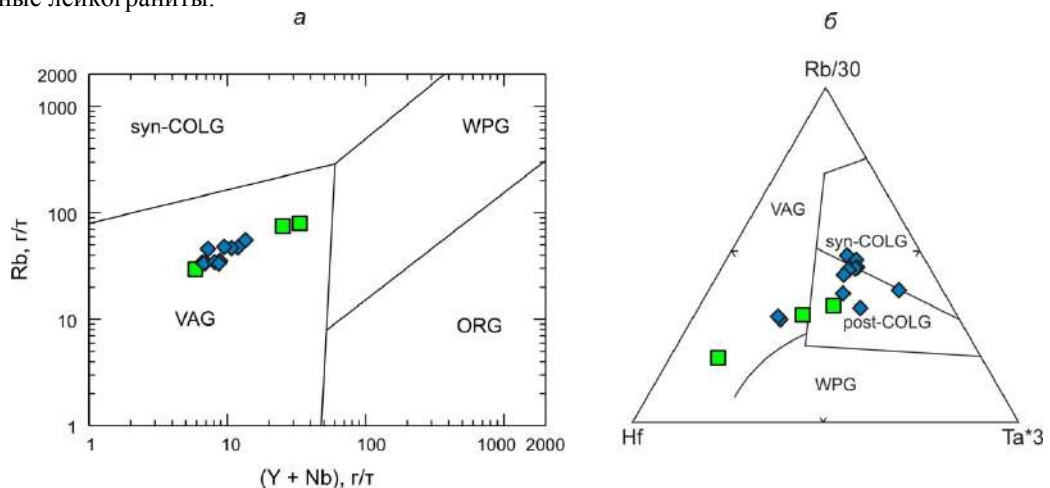


Рис. 4.17. Диаграммы $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$ (а) [Pearce et al., 1984] и $\text{Hf}-\text{Rb}-\text{Ta}$ (б) [Harris et al., 1986] для гранитогнейсов, образованных по гранитоидам, распространенным в восточной части Западно-Алданского мегаблока (зеленые квадраты), и для гранитоидов хоюндинского комплекса Батомгского геоблока Алданского щита (синие ромбы). Химические составы по [Великославинский и др., 2011а; Гурьянов и др., 2016]. VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

Гранитогнейсы, также как и плагиогнейсы по тоналит-трондьемитам тимптонского комплекса характеризуется положительными или незначительными отрицательными величинами $\varepsilon_{Nd}(T) = +3.2 \dots -0.2$ и раннепротерозойским Nd модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 2.2 - 2.4$ млрд лет [Великославинский и др., 2011a; Котов и др., 1995].

Изотопно-геохимические характеристики гранитогнейсов восточной части Западно-Алданского блока позволили С.Д. Великославинскому с соавторами [Великославинский и др., 2011a] предположить для гранитоидов, которые являлись протолитами гранитогнейсов, коровый метамагматический источник надсубдукционной природы. Пространственная сопряженность гранитогнейсов с породами федоровской толщи Федоровской островной дуги дала основание авторам цитируемой статьи допускать в качестве наиболее благоприятной для формирования протолитов гранитогнейсов геодинамическую обстановку, подобную зрелой островной дуге.

В Батомгском блоке надсубдукционные гранитоиды с возрастом около 2.06 млрд лет объединяются в три комплекса (хоюндинский плагиогранитовый, джагдаканский кварцевых диоритов и тыгыматский лейкогранитовый) [Мишкин и др., 2010; Гурьянов и др., 2016]. В настоящее время наиболее хорошо изученными являются гранитоиды хоюндинского комплекса, для которых выполнены детальные геохимические исследования [Гурьянов и др., 2016]. Гранитоиды хоюндинского комплекса представлены главным образом плагиогранитами, в подчиненном количестве встречаются граниты, гранодиориты и кварцевые диориты [Гурьянов и др., 2016]. U-Pb возраст по циркону определенный для плагиогранитов этого комплекса составил 2055 ± 7 и 2056 ± 8 млн лет [Мишкин и др., 2010; Гурьянов и др., 2016], а для гранодиорита – 2057 ± 10 млн лет [Гурьянов и др., 2016].

Гранитоиды хоюндинского комплекса [Гурьянов и др., 2016] по своему химическому составу соответствуют гранитам и гранодиоритам нормальной и низкой щелочности [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 4.16а). Концентрации K_2O в гранитоидах хоюндинского комплекса варьируются от 0.6 до 2.3 мас.%. Породы принадлежат к известковой и щелочно-известковой сериям, характеризуются пониженной железистостью ($f = 0.45 - 0.84$) и варьирующейся глиноземистостью ($ASI = 0.86 - 1.40$) (рис. 4.16 б-г). Для гранитоидов отмечаются низкие концентрации Y (3 – 7 г/т), Nb (3 – 7 г/т) и Zr (12 – 94 г/т), а также высокие содержания Sr (275 – 795 г/т) и Ba (327 – 568 г/т). Гранитоиды характеризуются сильно фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n = 9 - 21$) и отсутствием европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.8 - 1.2$). Геохимические характеристики гранитоидов хоюндинского комплекса указывают на их соответствие гранитам I-типа [Chappell, White, 1992]. Кроме того, по ряду геохимических характеристик гранитоиды хоюндинского комплекса сопоставимы с породами ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) серии [Condie, 2005;

Martin et al., 2005] и с высокоглиноземистыми трондьемитами [Арт, 1983], что отмечали в своей работе В.А. Гурьянов с соавторами [Гурьянов и др., 2016]. Согласно классификации [Barbarin, 1999] гранитоиды близки амфиболсодержащим известково-щелочным гранитоидам (ACG-тип), формирование которых связано с субдукционной обстановкой. На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce et al., 1984] точки составов гранитоидов попадают в поле гранитов вулканических дуг (рис. 4.17а), а на диаграмме Hf–Rb–Ta [Harris et al., 1986] они располагаются в полях гранитов вулканических дуг, син- и постколлизиионных гранитов (рис. 4.17б).

Гранитоиды характеризуется незначительными положительными или отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T) = +0.5 \dots -3.2$ и раннепротерозойским Nd модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 2.0 - 2.5$ млрд лет [Котов, 2003; Гурьянов и др., 2016].

Изотопно-геохимические характеристики гранитоидов хоюндинского комплекса позволили В.А. Гурьянову с соавторами [Гурьянов и др., 2016] предложить в качестве исходных для этих пород деплетированный мантийный источник надсубдукционной природы с некоторой добавкой древнего корового материала. В.А. Гурьянов с соавторами [Гурьянов и др., 2016] допускали, что формирование гранитоидов имело место в обстановке активной континентальной окраины на фоне развития Батомгской островной дуги.

4.5. Выводы

а) Надсубдукционные гранитоиды Сибирского кратона третьего выделенного этапа гранитоидного магматизма, имеющие возраст 2.06 – 2.00 млрд лет, обнаруживают во многом сходные геохимические характеристики [Ларин и др., 2006а; Донская и др., 2013, 2016; Великославинский и др., 2011а; Гурьянов и др., 2016]. Преобладающее большинство гранитоидов по своему химическому составу соответствуют породам нормальной щелочности (рис. 4.18а). Гранитоиды принадлежат преимущественно к известковой и щелочно-известковой сериям (рис. 4.18в). Гранитоиды четырех из пяти проанализированных объектов характеризуются пониженной железистостью, только для гранитоидов кутимского комплекса отмечаются более высокие значения железистости (рис. 4.18б). Гранитоиды представляют собой как умеренно-, так и высокоглиноземистые образования, при этом все они характеризуются высокими значениями индекса A/NK, более 1.2 (рис. 4.18г).

б) Большинство гранитоидов обнаруживает геохимические характеристики, близкие гранитам I-типа [Ларин и др., 2006а; Донская и др., 2013, 2016; Великославинский и др., 2011а; Гурьянов и др., 2016]. Некоторые из них, а именно гранитоиды чуйского и хоюндинского комплексов, по своему химическому составу близки также породам ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) серии [Ларин и др., 2006а; Донская и др., 2013; Гурьянов и др., 2016]. Исключение составляют граниты кутимского комплекса, составы которых близки как

высокоглиноземистым гранитоидам тоналит-трондьемитовой серии, так и гранитам А-типа [Донская и др., 2013].

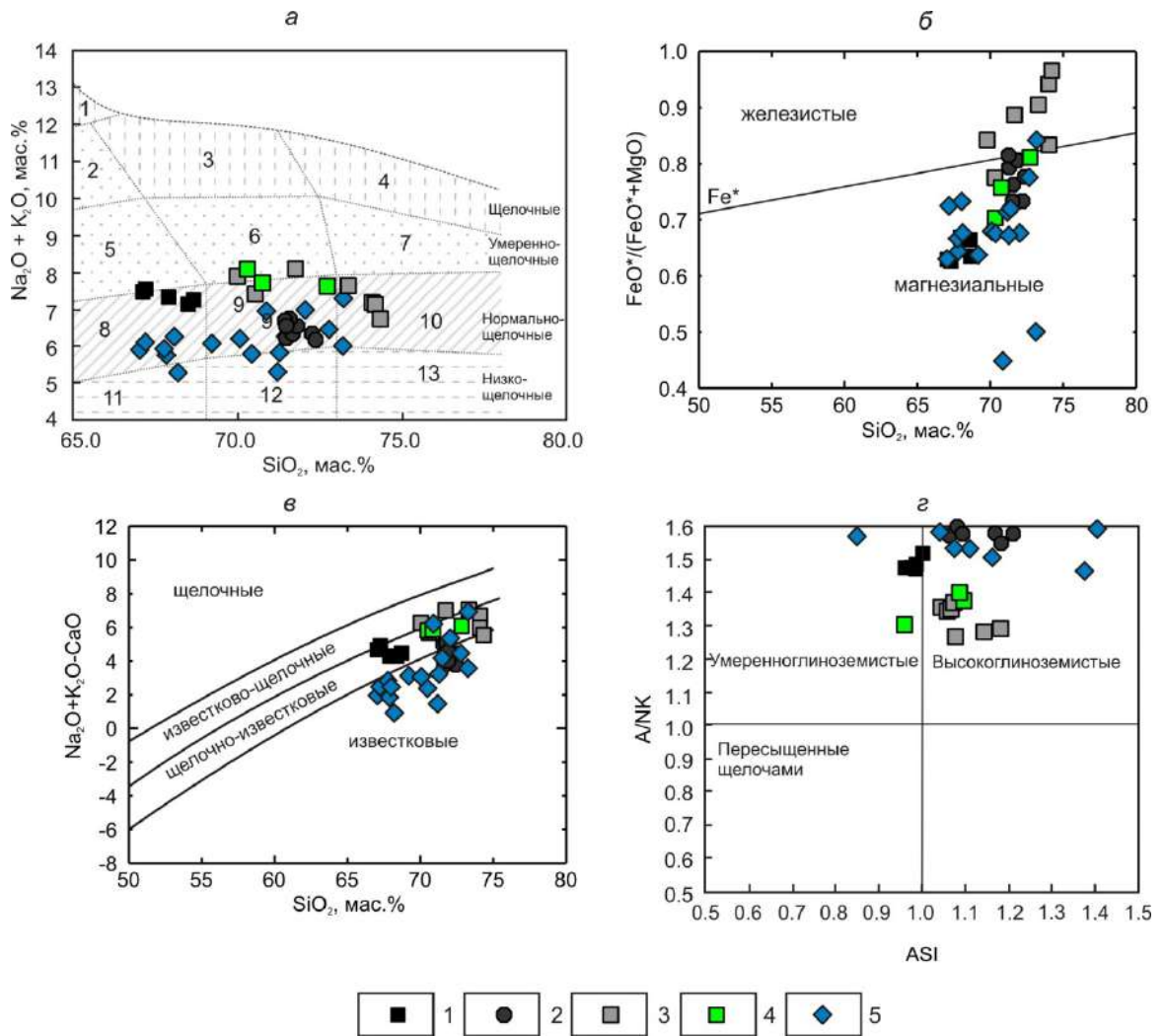


Рис. 4.18. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенко и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], MAFI $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] - ASI [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] (г) для надсубдукционных гранитоидов Сибирского кратона с возрастом 2.06 – 2.00 млрд лет. Химические составы по [Ларин и др., 2006а; Донская и др., 2013, 2016; Великославинский и др., 2011а; Гурьянов и др., 2016].

1 – гранитоиды Еловского массива Голоустенского блока Байкальского выступа фундамента, 2 – гранитоиды чуйского комплекса Чуйского блока Байкальского выступа фундамента, 3 – гранитоиды кутимского комплекса Чуйского блока Байкальского выступа фундамента, 4 – гранитоиды, образованные по гранитоидам, распространенным в восточной части Западно-Алданского мегаблока, 5 – гранитоиды хоюндиинского комплекса Батомгского геоблока Алданского щита.

Цифры на диаграмме (а): 1 – щелочные сиениты, 2 – сиениты, 3 – щелочные граниты, 4 – щелочные лейкограниты, 5 – граносиениты, 6 – умереннощелочные граниты, 7 – умереннощелочные лейкограниты, 8 – гранодиориты, 9 – граниты, 10 – лейкограниты, 11 – низкощелочные гранодиориты, 12 – низкощелочные граниты, 13 – низкощелочные лейкограниты.

в) На диаграммах Rb-(Y+Nb) [Pearce et al., 1984] и Hf-Rb-Ta [Harris et al., 1986] точки составов большинства гранитоидов с возрастом 2.06 – 2.00 млрд лет попадают в поле гранитов вулканических дуг, некоторые фигуративные точки смещаются в поле постколлизийных гранитов (рис. 4.19 а-б).

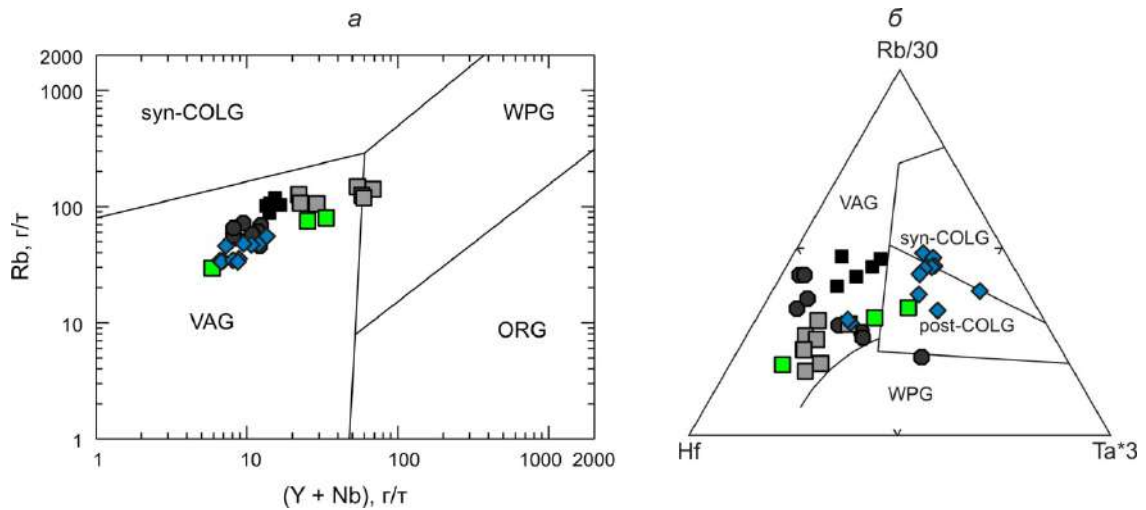


Рис. 4.19. Диаграмма Rb – (Y + Nb) (а) [Pearce et al., 1984] и Hf–Rb–Ta (б) [Harris et al., 1986] для надсубдукционных гранитоидов Сибирского кратона с возрастом 2.06 – 2.00 млрд лет. Условные обозначения см. рис. 4.18. VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

г) 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 со слегка отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(t)$ (рис. 4.20) [Неймарк и др., 1998; Донская и др., 2013; Котов и др., 1995; Великославинский и др., 2011а; Gladkochub et al., 2009].

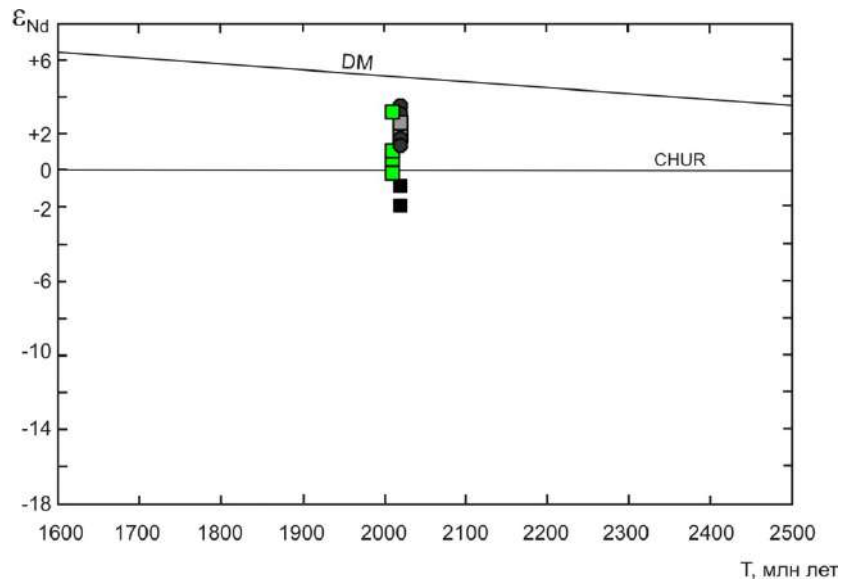


Рис. 4.20. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст породы для надсубдукционных гранитоидов Сибирского кратона с возрастом 2.06 – 2.00 млрд лет. Изотопный состав Nd по [Неймарк и др., 1998; Донская и др., 2013; Котов и др., 1995; Великославинский и др., 2011а; Gladkochub et al., 2009]. Условные обозначения см. рис. 4.18.

д) Совокупность данных по гранитоидам Байкальского выступа фундамента (гранитоиды Еловского массива Голоуспенского блока и гранитоиды чуйского и кутимского комплексов Чуйского блока), а также гранитам, вскрытым скважиной в Маганском террейне Анабарской провинции [Попов и др., 2015], позволяет допускать на временной рубеж 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 активной континентальной окраины Олекмо-Алданской микроплиты и Федоровской островной дуги на временном интервале 2.06 – 2.00 млрд лет, 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 развитии о формировании Батомгской островной дуги на временном рубеже 2.06 млрд лет, вошедшей в дальнейшем в структуру Алданского супертеррейна [Гурьянов и др., 2016].

е) 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 (в современных координатах) части Сибирского кратона, что позволяют реконструировать здесь надсубдукционную обстановку, имевшую место на протяжении этого периода. Именно с развития активной окраины в пределах отдельных блоков Сибирского кратона может быть начат 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 имело место в течение продолжительного интервала времени в пределах Сибирского кратона (рис. 2.12, табл. 1). 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. 2.12), 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 этой главе будут рассмотрены гранитоиды всех этих этапов.

Четвертый этап гранитоидной активности отмечается в пределах Байкальского выступа, Алданского и Анабарского щитов (этап IV, рис. 2.12, рис. 5.1). Гранитоиды этого этапа имеют возраст 2.00 – 1.95 млрд лет и совпадают с оценками возраста метаморфических событий [Котов и др., 1993; 1995; 2004; Глуховский и др., 2004; Великославинский и др., 2011а; Молчанов и др., 2011; Смелов и др., 2012; Гусев и др., 2013; Донская и др., 2016].

Гранитоиды пятого этапа (этап V, рис. 2.12) 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) (рис. 5.1). Гранитоиды этого этапа имеют возраст 1.95 – 1.90 млрд лет [Бибикова и др., 1986, 1987; Базарова, 2011; Ларин и др., 2006а; 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].

Гранитоиды шестого этапа (этап VI, рис. 2.12) распространены, главным образом, в южной части кратона и практически отсутствуют в северной части кратона. Коллизионные (синскладчатые, синметаморфические) гранитоиды отмечаются в пределах Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарыжалгайского выступов фундамента (рис. 2.12, 5.1, табл. 1). Коллизионные гранитоиды, которые будут 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]. Постколлизионные (постскладчатые, постдеформационные) гранитоиды имеют более широкое распространение в южной части кратона, отмечаются в Ангаро-Канском выступе, Бирюсинском выступе и Урикско-Ийском грабене, Шарыжалгайском выступе, Байкальском выступе, Тонодском выступе, Становом выступе и Чара-Олекминском блоке Алданского щита и

образуют Южно-Сибирский постколлизийный магматический пояс [Ларин и др., 2003]. Постколлизийные гранитоиды Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса были объединены в рамках седьмого этапа гранитоидного магматизма Сибирского крата, и им будет полностью посвящена следующая глава работы.

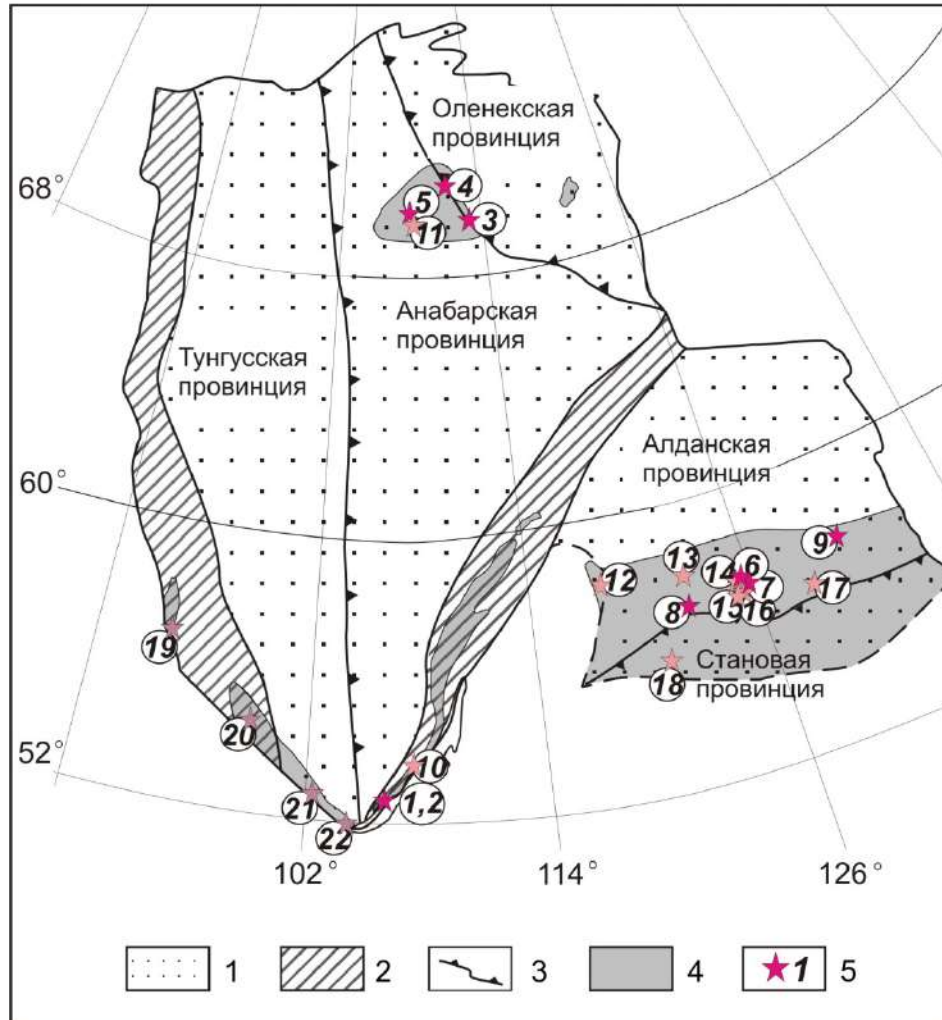


Рис. 5.1. Схема основных тектонических элементов Сибирского крата и выходы раннепротерозойских коллизийных гранитоидов.

1 – основные супертеррейны (провинции); 2 – раннепротерозойские складчатые пояса; 3 – шовные зоны; 4 – выступы фундамента; 5 – выходы раннепротерозойских гранитоидов, формирование которых не связано со становлением структуры крата.

Красным цветом отмечены выходы коллизийных гранитоидов, формирование которых имело место на временном интервале 2.00 – 1.95 млрд лет, розовым – на интервале 1.95 – 1.90 млрд лет, фиолетовым – на интервале 1.90 – 1.87 млрд лет.

Цифры в кружках: 1 – граниты Хомутского массива Голоустенского блока Байкальского выступа (кайма циркона 1.97 млрд лет [Донская и др., 2016]), 2 – гранитогнейсы Голоустенского блока Байкальского выступа (1.98 млрд лет [Донская и др., 2016]), 3 – гранодиорит из массива в Билляхской коллизийной зоне Анабарского щита (1.98 млрд лет [Молчанов и др., 2011]), 4 – гранитоиды Билляхского массива Анабарского щита (1.98 – 1.97 млрд лет [Молчанов и др., 2011; Смелов и др., 2012]), 5 – гранитогнейсы Котуйканской зоны Анабарского щита (1.96 млрд лет [Гусев и др., 2013]), 6 – диориты из тел ассоциирующих со складчатой структурой федоровской толщи Западно-Алданского блока Алданского щита (1.99 млрд лет [Котов и др., 1995]), 7 – диориты и тоналиты, ассоциирующие с западно-алданским комплексов Западно-Алданского блока Алданского щита (1.96 млрд лет [Котов и др., 1993]), 8 – граниты джалтундинского комплекса Западно-Алданского блока Алданского щита (1.97 млрд лет [Котов и др., 2004]), 9 – эндербиты Суннагинского купола Восточно-Алданского блока Алданского щита (1.98 – 1.97 млрд лет [Глуховский и др., 2004]), 10 – граниты Трехголового массива Сарминского блока Байкальского выступа (1.93 – 1.91 млрд лет [Бибикова и др., 1987; Базарова, 2011]), 11 – гранитогнейсы Котуйканской зоны Анабарского щита (1.92 – 1.90 млрд лет [Молчанов и др., 2011; Гусев и др., 2013]), 12 –

граниты ничатского комплекса Чара-Олекминского блока Алданского щита (1.91 млрд лет [Ларин и др., 2006а]), 13 – граниты амутского комплекса зоны сочленения Чара-Олекминского и Западно-Алданского блоков (1.90 млрд лет [Котов и др., 2004]), 14 – гранитоиды, ассоциирующие с ортогнейсами Нимнырского блока Западно-Алданского блока (1.93 – 1.92 млрд лет [Котов, 2003; Frost et al., 1998]), 15 – чарнокиты Усть-Иджекского массива Западно-Алданского блока (1.92 млрд лет [Бибикова и др., 1986]), 16 – граниты даек и небольших тел Западно-Алданского блока (1.91 – 1.90 млрд лет [Котов и др., 1993; Frost et al., 1998]), 17 – граниты зоны сочленения Западно-Алданского и Восточно-Алданского блоков (1.95 млрд лет [Котов и др., 1995]), 18 – мигматиты и чарнокиты Джугджуро-Становой складчатой области Станового выступа (1.91 – 1.88 млрд лет [Глебовицкий и др., 2008б, 2009]), 19 – мигматиты и автохтонные граниты, ассоциирующие с метаморфическими породами канской серии Ангаро-Канского выступа (1.88 млрд лет [Utmantseva et al., 2012]), 20 – мигматиты и автохтонные граниты, ассоциирующие с породами хайламинской серии Бирусинского выступа (1.90 млрд лет [Туркина и др., 2006]), 21-22 – гранитоиды, ассоциирующие с породами шарыжалгайской серии Иркутного блока Шарыжалгайского выступа с возрастом 1.87 – 1.85 млрд лет [Левицкий и др., 2004; Сальникова и др., 2007; Aftalion et al., 1991; Poller et al., 2004, 2005].

В этой главе характеристика гранитоидов Голоустенского блока Байкальского выступа и Шарыжалгайского выступа приведена с использованием авторских оригинальных данных. Изотопно-геохимическая характеристика гранитоидов IV – VI этапов магматизма в пределах других выступов кратона приведена с использованием литературных данных [Смелов и др., 2012; Котов и др., 2004; Ларин и др., 2006а; Туркина и др., 2006; Великославинский и др., 2011а; Савельева, Базарова, 2012].

5.1. Коллизионные гранитоиды с возрастом 2.00 – 1.95 млрд лет

Как уже было отмечено, гранитоиды этого этапа фиксируются в пределах Байкальского выступа, Алданского и Анабарского щитов (рис. 5.1). В Байкальском выступе фундамента на этом этапе (1.98 – 1.97 млрд лет) произошло формирование гранитогнейсов мигматит-гнейсовой толщи Голоустенского блока [Донская и др., 2016], а также, вероятно, гранитоидов, ассоциирующих с мигматитовой толщей Чуйского блока. На Алданском щите на этом этапе были сформированы тектонизированные 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; Великославинский и др., 2011а]. 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].

В этом разделе характеристика гранитоидов Голоустенского блока Байкальского выступа (раздел 5.1.1) приведена с использованием авторских оригинальных данных при добавлении результатов силикатного анализа, опубликованных в работе З.И. Петровой [Петрова, 2001]. Изотопно-геохимическая характеристика гранитоидов Анабарского щита (раздел 5.1.2) сделана на основе опубликованных данных А.П. Смелова с соавторами [Смелов и

др., 2012], а гранитоидов Западно-Алданского блока Алданского щита (раздел 5.1.3) с использованием результатов исследований А.Б. Котова с соавторами [Котов и др., 2004] и С.Д. Великославинского с соавторами [Великославинский и др., 2011а].

5.1.1. Гранитогнейсы Голоустенского блока Байкальского выступа фундамента

5.1.1.1. Геологическое положение гранитогнейсов, их петрографическая характеристика и возраст

Гранитогнейсы (автохтонные граниты) являются составной частью мигматит-гнейсовой толщи Голоустенского блока Байкальского выступа фундамента (рис. 3.7). Гранитогнейсы обнаруживают признаки постепенного перехода с мигматитами. Лейкократовые гранитогнейсы были детально изучены автором в районе Бухты Дыроватая ($52^{\circ}06.390'$ с.ш., $105^{\circ}32.875'$ в.д.) (рис. 3.7). Ранее автохтонные граниты были исследованы в Голоустенском блоке З.И. Петровой [Петрова, 2001].

Гранитогнейсы представляют собой породы, в которых отмечается чередование крупнозернистых участков с гранитовой структурой и мелкозернистых участков с гранобластовой структурой. Главными минералами гранитогнейсов являются плагиоклаз (30 – 35 %), калиевый полевой шпат (28 – 35 %), кварц (20 – 25 %). В мелкозернистых участках встречается гранат в ассоциации с эпидотом и биотитом, часто замещенным хлоритом.

Датирование гранитогнейсов было проведено U-Pb методом по циркону (SHRIMP) [Донская и др., 2016]. Из пробы гранитогнейса был выделен акцессорный циркон, представленный двумя типами кристаллов. Циркон первого типа представлен прозрачными и полупрозрачными субидiomорфными кристаллами сиреневого цвета, для внутреннего строения которого типична магматическая зональность (рис. 5.2а). Для шести зерен циркона первого типа, которые интерпретируются как захваченные, был рассчитан средневзвешенный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст, который составил 2104 ± 39 млн лет (СКВО = 26) (рис. 5.2в). Циркон второго типа представлен прозрачными субидiomорфными длиннопризматическими кристаллами практически с полным отсутствием зональности (рис. 5.2б), средневзвешенный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст для двух зерен циркона этого типа составил 1985 ± 15 млн лет (СКВО = 0.068) (рис. 5.2в). На основании морфологических особенностей циркона второго типа, формирование которого могло быть связано с процессами частичного плавления при структурно-метаморфических преобразованиях пород Голоустенского блока, сопровождавшегося мигматизацией, возраст 1985 ± 15 млн лет может быть рассмотрен как возраст частичного плавления и мигматизации в Голоустенском блоке и соответственно как возраст автохтонных гранитов.

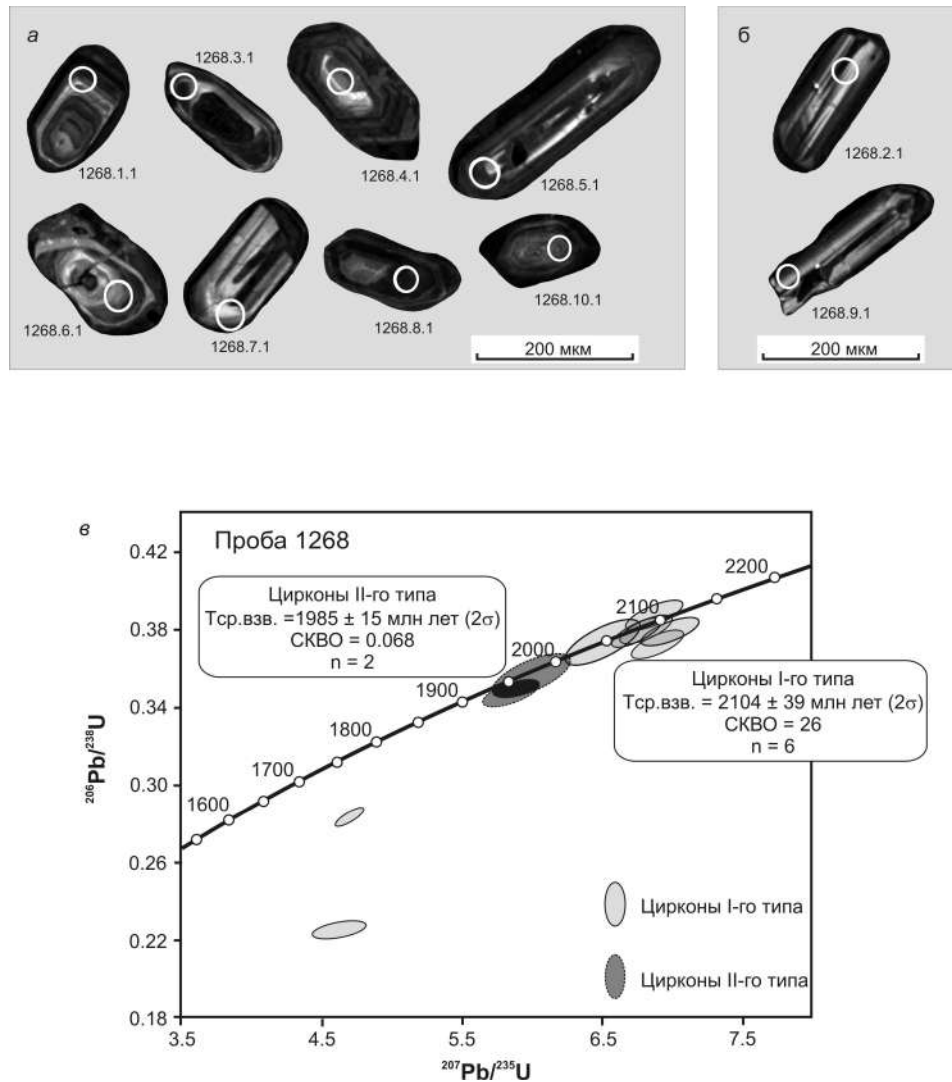


Рис. 5.2. Изображения кристаллов циркона, выполненные в режиме катодолуминесценции (а, б) и U-Pb диаграмма с конкордией (в) для цирконов из гранитогнейсы мигматит-гнейсовой толщи Голоуспенского блока (проба 1268) [Донская и др., 2016].

5.1.1.2. Геохимическая характеристика гранитогнейсов, их петрогенезис и геодинамическая обстановка формирования

Гранитогнейсы [Донская и др., 2016; Петрова, 2001] по своему химическому составу близки лейкогранитам умеренной и нормальной щелочности [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 5.3а). Они принадлежат к щелочно-известковой и известково-щелочной сериям, характеризуются повышенной или высокой железистостью ($f = 0.78 - 0.94$) и повышенной глиноземистостью ($ASI = 1.04 - 1.15$, $A/NK = 1.18 - 1.42$) (рис. 5.3 б-г). По своим петрогеохимическим характеристикам гранитогнейсы обнаруживают сходство с высокоглиноземистыми лейкогранитами различных регионов мира [Frost et al., 2001]. Гранитогнейсы мигматит-гнейсовой толщи Голоуспенского блока характеризуются достаточно высокими содержаниями Y (26 – 32 г/т), Rb (225 – 245 г/т), Th (10 – 13 г/т).

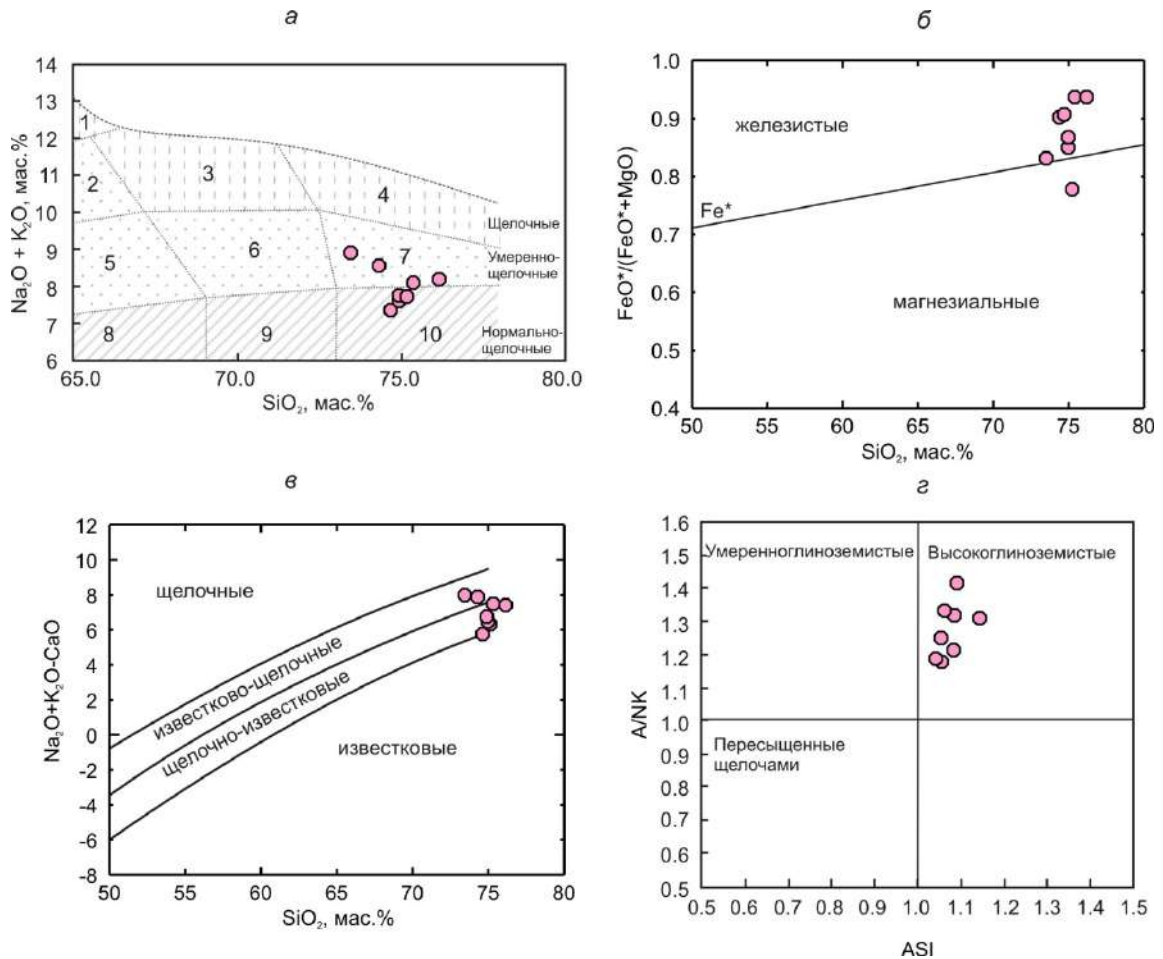


Рис. 5.3. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенюк и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], MAFI $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] – ASI [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] (г) для гранитогнейсов мигматит-гнейсовой толщи Голоуспенского блока. Химические составы по [Донская и др., 2016; Петрова, 2001]. Цифры на диаграмме (а): 1 – щелочные сиениты, 2 – сиениты, 3 – щелочные граниты, 4 – щелочные лейкограниты, 5 – граносиениты, 6 – умереннощелочные граниты, 7 – умереннощелочные лейкограниты, 8 – гранодиориты, 9 – граниты, 10 – лейкограниты.

Для гранитогнейсов типичны фракционированные графики распределения редкоземельных элементов ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 5 - 6$) и хорошо выраженная отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.32 - 0.34$) (рис. 5.4а). Высокие содержания Y и Yb в гранитогнейсах хорошо коррелируют с присутствием в них граната. На мультиэлементных диаграммах для гранитогнейсов отмечаются ярко выраженные отрицательные аномалии Ba, Nb, Ta, Sr, P, Ti (рис. 5.4б).

Проведенные Sm-Nd изотопные исследования для гранитогнейса мигматит-гнейсовой толщи показали, что он характеризуется отрицательной величиной $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -1.8$. Так как гранитогнейс имеет достаточно высокое отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.1397), то для него был рассчитан как одностадийный, так и двухстадийный Nd-модельный возраст: $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.8$ млрд лет, $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 2.6$ млрд лет.

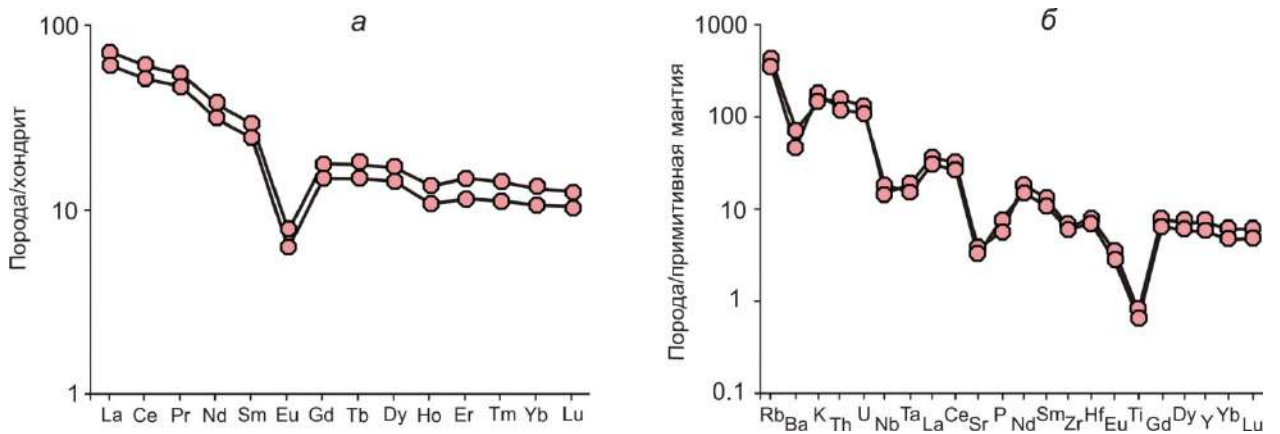


Рис. 5.4. Спектры распределения редкоземельных элементов (*а*), нормализованные к хондриту [Wakita et al., 1970], и мультиэлементные спектры (*б*), нормализованные к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], для гранитогнейсов мигматит-гнейсовой толщи Голоуспенского блока.

Гранитогнейсы мигматит-гнейсовой толщи имеют геохимические характеристики типичных пород континентальной коры. Они обнаруживают хорошо выраженную отрицательную Eu-аномалию на графиках распределения РЗЭ (рис. 5.4а), высокие содержания таких компонентов как K_2O , Rb, Th и отрицательное значение $\epsilon_{Nd}(T)$. По всей видимости, формирование протолитов гранитогнейсов происходило за счет плавления позднеархейских пород континентальной коры. На диаграммах Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] и Hf–Rb–Ta [Harris et al., 1986] точки составов гранитогнейсов попадают в поля коллизионных гранитов (рис. 5.5 а-б). По совокупности геологических и геохимических факторов, геодинамическая обстановка формирования гранитогнейсов (автохтонных гранитов) может быть определена как коллизионная, а их формирование, наиболее вероятно, связано с причленением островных дуг (Чуйской, Голоуспенской) к Анабарской плите [Донская и др., 2016].

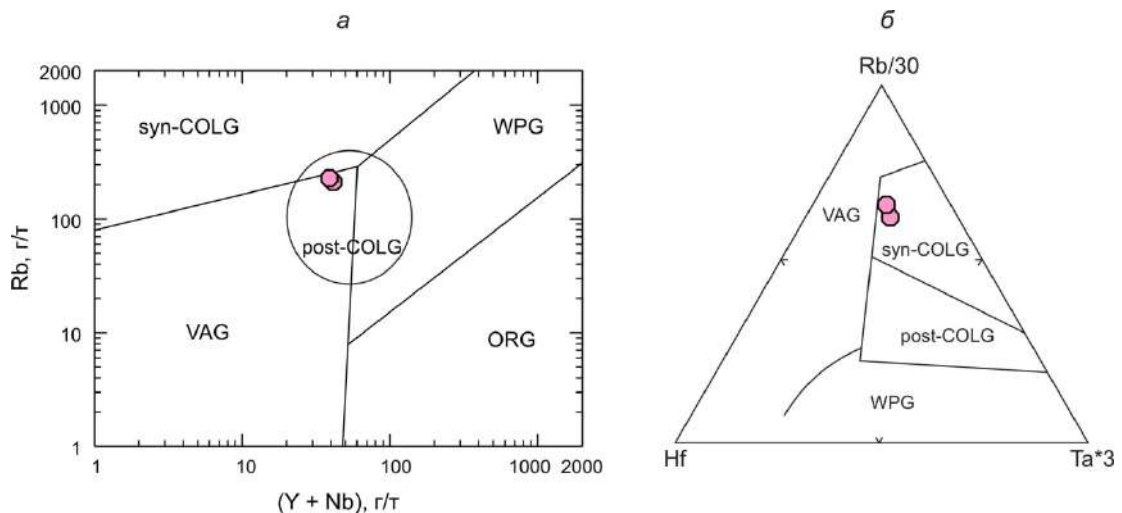


Рис. 5.5. Диаграммы Rb – (Y + Nb) (*а*) [Pearce, 1996] и Hf–Rb–Ta (*б*) [Harris et al., 1986] для гранитогнейсов мигматит-гнейсовой толщи Голоуспенского блока.

VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизионные граниты, post-COLG – постколлизионные граниты.

5.1.2. Гранитоиды Анабарского щита (обзор)

Как было отмечено в главе 2, раннепротерозойские гранитоиды в пределах Анабарского щита отмечаются преимущественно в Котуйканской и Билляхской коллизионных зонах и в меньших количествах среди пород основных террейнов (рис. 2.9). В настоящее время наиболее хорошо изученными являются гранитоиды Билляхского массива, в которых проявлены признаки наложенных структурно-метаморфических преобразований [Молчанов и др., 2011; Смелов и др., 2012]. Гранитоиды Билляхского массива представлены амфибол-биотитовыми кварцевыми монцодиоритами, диоритами, гранодиоритами, кварцевыми сиенитами, гранитами и лейкогранитами [Молчанов и др., 2011; Смелов и др., 2012]. U-Pb возраст по циркону определенный для кварцевого монцодиорита Билляхского массива составил 1983 ± 3 млн лет [Смелов и др., 2012], а для гранодиорита этого же массива – 1983 ± 9 млн лет [Молчанов и др., 2011]. Детальные изотопно-геохимические исследования гранитоидов Билляхского массива были проведены А.П. Смеловым с соавторами [Смелов и др., 2012].

Гранитоиды Билляхского массива [Смелов и др., 2012] по своему химическому составу соответствуют монцонитам, граносиенитам, гранитам и лейкогранитам умеренной щелочности [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 5.6а). Они принадлежат к известково-щелочной серии, характеризуются преимущественно повышенной железистостью ($f = 0.73 - 0.98$) и являются метаглиноземистыми образованиями ($ASI = 0.78 - 1.02$) (рис. 5.6 б-г).

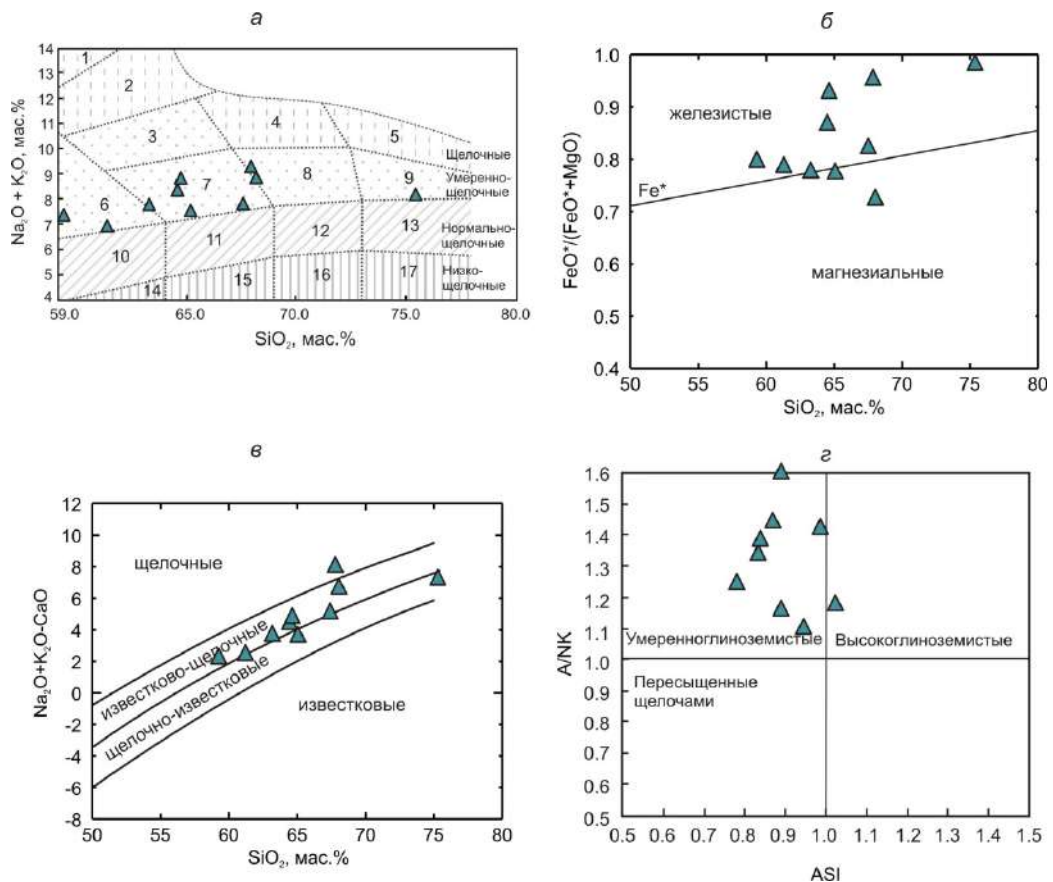


Рис. 5.6. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенко и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], $\text{MALI} (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], $\text{A/NK} [\text{мол. Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] - \text{ASI} [\text{мол. Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$ (г) для гранитоидов Билляхского массива Анабарского щита. Химические составы по [Смелов и др., 2012].

Цифры на диаграмме (а): 1 – фойидовые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – щелочные лейкограниты, 6 – монзониты; 7 – граносиениты, 8 – умереннощелочные граниты, 9 – умереннощелочные лейкограниты, 10 – кварцевые диориты, 11 – гранодиориты, 12 – граниты, 13 – лейкограниты, 14 – низкощелочные кварцевые диориты, 15 – низкощелочные гранодиориты, 16 – низкощелочные граниты, 17 – низкощелочные лейкограниты.

Для гранитоидов отмечаются сильно варьирующиеся содержания Y (11 – 79 г/т), Nb (11 – 40 г/т) и Zr (173 – 1365 г/т), Sr (150 – 1011 г/т) и Ba (732 – 4078 г/т). Геохимические характеристики гранитоидов указывают на близость гранитоидов как гранитам А-типа, так и гранитам I-типа [Смелов и др., 2012]. Согласно классификации [Barbarin, 1999] гранитоиды наиболее близки обогащенным калием известково-щелочным гранитоидам (КСГ-тип). На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] точки составов гранитоидов попадают в поле постколлизийных гранитов, а на диаграмме Hf–Rb–Ta [Harris et al., 1986] в поле гранитов вулканических дуг (рис. 5.7 а-б).

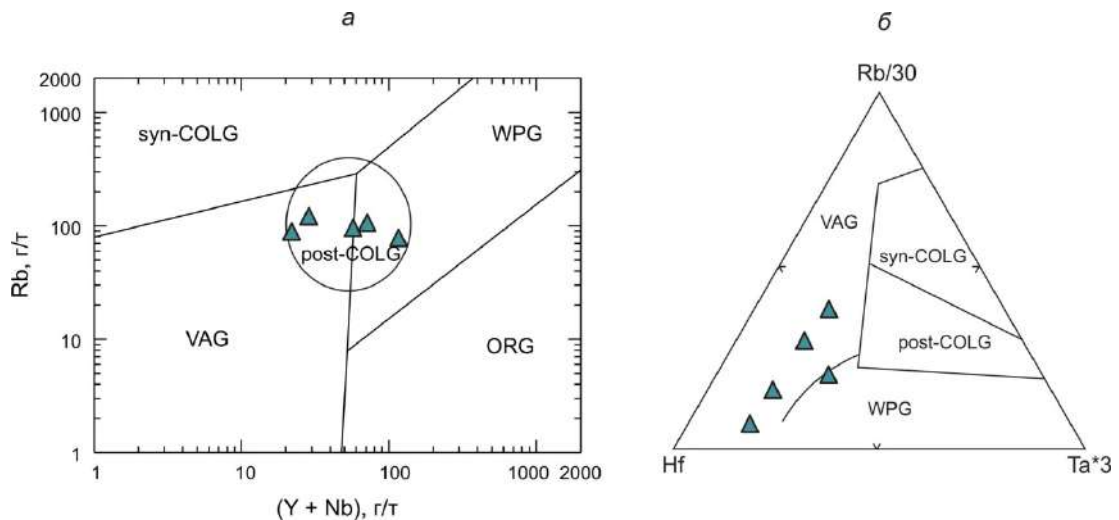


Рис. 5.7. Диаграммы Rb – (Y + Nb) (а) [Pearce, 1996] и Hf–Rb–Ta (б) [Harris et al., 1986] для гранитоидов Билляхского массива Анабарского щита. Химические составы по [Смелов и др., 2012].

VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

Согласно результатам исследований А.П. Смелова с соавторами [Смелов и др., 2012], гранитоиды Билляхского массива характеризуется близкими к нулю или незначительными положительными величинами $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -0.5 \dots +1.7$ и раннепротерозойскими Nd модельными возрастными $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.2 - 2.4$ млрд лет. В то же время, А.В. Молчанов с соавторами [Молчанов и др., 2011] для гранитоида Билляхского массива получили отрицательную величину $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -8.9$ и архейский Nd модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.3$ млрд лет.

Изотопно-геохимические характеристики гранитоидов Билляхского массива Билляхской коллизийной зоны Анабарского щита позволяют рассматривать породы континентальной

коры как раннепротерозойского, так и архейского возраста в качестве возможных источников для этих пород [Молчанов и др., 2011; Смелов и др., 2012]. Внедрение гранитоидов Билляхского массива, также как и других близких к нему по геологическому положению небольших массивов гранитоидов в Билляхской коллизионной зоне, по всей видимости, связано с коллизией Хапчанского пояса Оленекской провинции Сибирского кратона к Далдынскому террейну Анабарской провинции и формированием Билляхской коллизионной зоны.

5.1.3. Гранитоиды центральной части Алданского щита (*обзор*)

Тектонизированные гранитоиды с возрастом 2.00 – 1.95 млрд лет широко распространены в пределах Западно-Алданского блока и зонах его сочленения с Чара-Олекминским и Восточно-Алданским блоками (рис. 2.11) [Котов, 2003; Котов и др., 1993, 1995, 2004]. В региональном аспекте гранитоиды этого возраста связаны с разными стадиями коллизии Олекмо-Алданской континентальной микроплиты и Федоровской островной дуги [Котов, 2003; Котов и др., 2004]. Подробно они рассмотрены в разделе 2.10.1 настоящей работы.

Детальные изотопно-геохимические исследования были проведены А.Б. Котовым с соавторами [Котов и др., 2004] для гранитоидов джалтундинского комплекса и С.Д. Великославинским с соавторами [Великославинский и др., 2011a] для гранитогнейсов по коллизионным гранитоидам центральной части Алданского щита.

Гранитоиды джалтундинского комплекса распространены в пределах зоны сочленения Западно-Алданского и Чара-Олекминского блоков и сопредельной территории Западно-Алданского блока [Котов и др., 2004]. Гранитоиды этого комплекса образуют как крупные (до 800 км²), так и мелкие (1–2 км²) массивы, а также встречаются в виде жильных тел [Котов и др., 2004]. Гранитоиды джалтундинского комплекса представлены биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами, субщелочными гранитами и лейкогранитами. U-Pb возраст по циркону гранитов этого комплекса составляет 1966 ± 4 млн лет [Котов и др., 2004].

Гранитоиды джалтундинского комплекса [Котов и др., 2004] по своему химическому составу соответствуют умереннощелочным гранитам и лейкогранитам [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 5.8a). Они принадлежат к известково-щелочной серии, характеризуются варьирующей железистостью ($f = 0.64 - 0.86$) и являются высокоглиноземистыми образованиями ($ASI = 1.06 - 1.27$, $A/NK = 1.16 - 1.39$) (рис. 5.8 б-г). Для гранитоидов отмечаются умеренно повышенные содержания Y (13 – 39 г/т), Nb (17 – 30 г/т), Zr (86 – 311 г/т), а также пониженные содержания Sr (54 – 108 г/т). Гранитоиды характеризуются фракционированными спектрами распределения РЗЭ ($(La/Yb)_n = 7 - 22$) и в разной степени выраженной отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.3 - 0.8$). А.Б. Котов с соавторами [Котов и др., 2004] сопоставляли гранитоиды

джалтундинского комплекса с гранитами *S*-типа. Согласно классификации [Barbarin, 1999] тип гранитоидов джалтундинского комплекса однозначно не определяется. По основным параметрам они близки обогащенным калием известково-щелочным гранитоидам (КСГ тип), при этом в большинстве своем они являются магниальными, обогащенными глиноземом породами подобно кордиерит-содержащим высокоглиноземистым гранитоидам (СРГ-тип), однако кордиерит в них отсутствует.

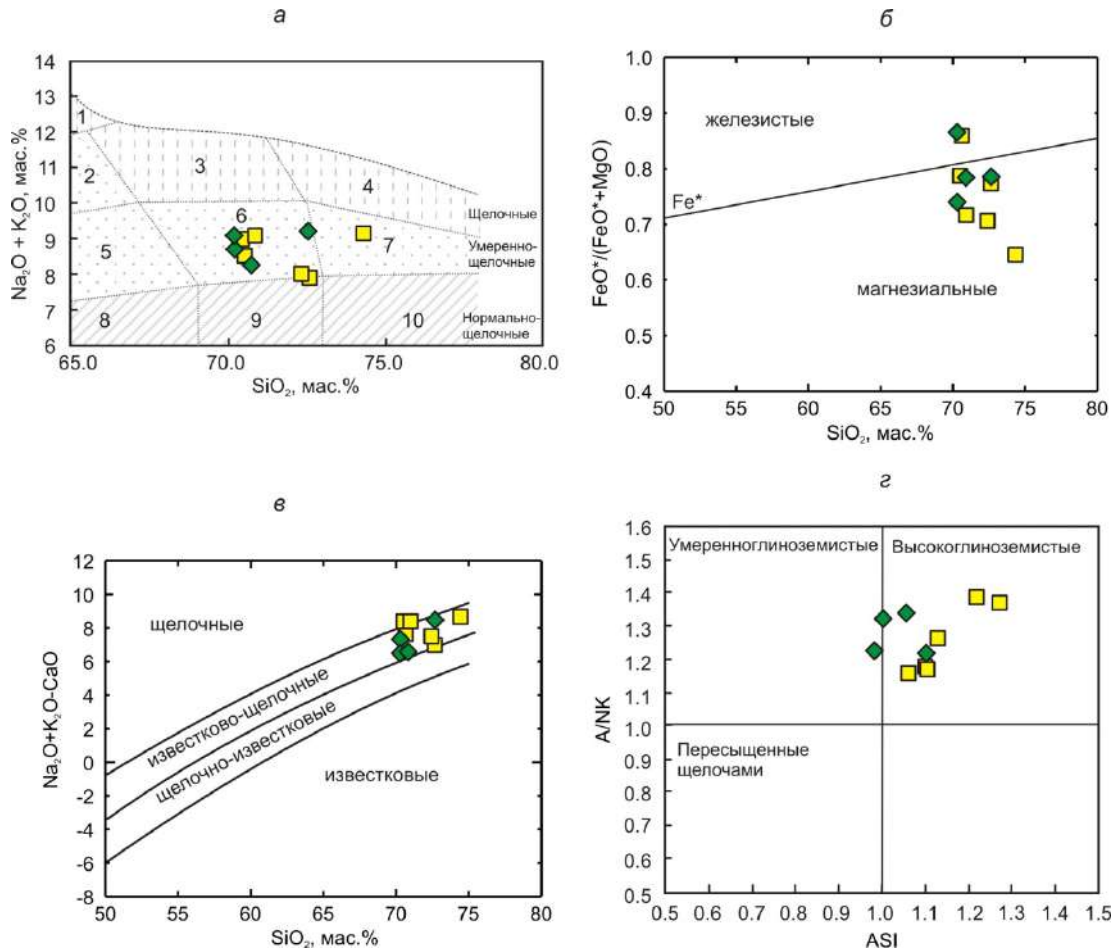


Рис. 5.8. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенко и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], MALI $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] – ASI [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] (г) для гранитоидов центральной части Алданского щита. Химические составы по [Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011а].

Желтые квадраты – гранитоиды джалтундинского комплекса, зеленые ромбы –гранитогнейсы, образованные по гранитоидам, распространенным в восточной части Западно-Алданского мегаблока.

Цифры на диаграмме (а): 1 – щелочные сиениты, 2 – сиениты, 3 – щелочные граниты, 4 – щелочные лейкограниты, 5 – граносиениты, 6 – умереннощелочные граниты, 7 – умереннощелочные лейкограниты, 8 – гранодиориты, 9 – граниты, 10 – лейкограниты.

На диаграммах Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] и Hf–Rb–Ta [Harris et al., 1986] точки составов гранитоидов попадают преимущественно в поле постколлизийных гранитов (рис. 5.9 а-б). Гранитоиды характеризуется отрицательными величинами $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -5.3 \dots -8.1$ и архейским модельным возрастом $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.7 - 3.1$ млрд лет [Котов и др., 2004].

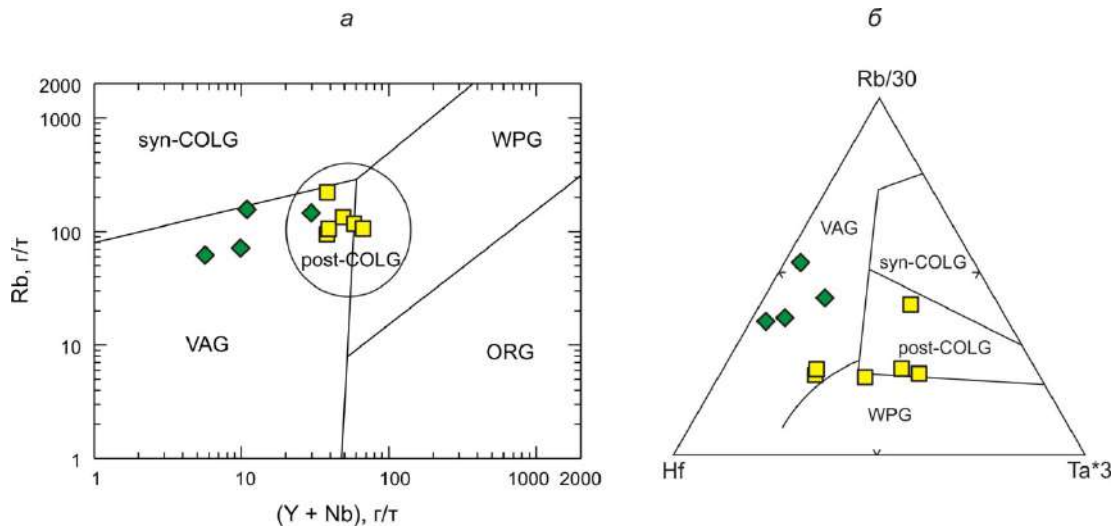


Рис. 5.9. Диаграммы Rb – (Y + Nb) (а) [Pearce, 1996] и Hf–Rb–Ta (б) [Harris et al., 1986] для гранитоидов центральной части Алданского щита. Химические составы по [Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011а].

Условные обозначения см. рис. 5.8.

VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

Среди гранитоиднейсов, образованных по гранитоидам, которые распространены в восточной части Западно-Алданского блока и образуют единую область с породами федоровской толщи и тоналит-трондьемитовыми ортогнейсами тимтонского комплекса, помимо пород с геохимическими характеристиками надсубдукционных гранитов (см. раздел 4.4) встречаются разновидности, сформированные по коллизийным гранитоидам. Детальные изотопно-геохимические исследования гранитоиднейсов, сформированных по коллизийным гранитоидам, также как и гранитоиднейсов, протолитами которых были надсубдукционные гранитоиды, были проведены С.Д. Великославинским с соавторами [Великославинский и др., 2011а]. С.Д. Великославинский и др. [2011а] полагают, что возраст этих гранитоиднейсов может варьироваться в интервале 2003 – 1962 млн лет.

Гранитоиднейсы [Великославинский и др., 2011а] по своему химическому составу соответствуют умереннощелочным гранитам [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 5.8а). Они принадлежат к известково-щелочной серии, характеризуются умеренной железистостью ($f = 0.74 - 0.86$) и индексом ASI = 0.98 – 1.10 (рис. 5.8 б-г). Для гранитоиднейсов отмечаются низкие концентрации Y (4 – 9 г/т) и Nb (1 – 20 г/т), а также повышенные содержания Sr (138 – 518 г/т) и Ba (938 – 1756 г/т). Гранитоиднейсы характеризуются сильнофракционированными спектрами распределения РЗЭ ($(La/Yb)_n = 26 - 129$) и отсутствием или положительной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 1.1 - 2.8$). Геохимические характеристики гранитоиднейсов указывают на их соответствие гранитам I-типа [Chappell, White, 1992]. Согласно классификации [Barbarin, 1999] гранитоиднейсы близки как амфиболсодержащим известково-щелочным гранитоидам (ACG-тип), так и обогащенным калием известково-щелочным гранитоидам (KCG тип). На

диаграммах Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] и Hf–Rb–Ta [Harris et al., 1986] точки составов гранитогнейсов попадают главным образом в поля гранитов вулканических дуг (рис. 5.9 а-б). Гранитогнейсы характеризуется как незначительными положительными, так и отрицательными величинами $\varepsilon_{Nd}(T) = -5.2...+1.9$ и позднеархейским и раннепротерозойским модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 2.2 - 2.6$ млрд лет [Великославинский и др., 2011а].

Изотопно-геохимические характеристики гранитоидов центральной части Алданского щита позволяют рассматривать коровые породы разного возраста и состава в качестве возможных источников для этих пород [Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011а]. Для гранитоидов джалтундинского комплекса А.Б. Котовым с соавторами [Котов и др., 2004] в качестве возможных источников расплавов принимаются архейские метаосадочные породы алданского гранулит-гнейсового мегакомплекса и (или) Булгунняхтахского зеленокаменного пояса. Что касается гранитогнейсов, образованных по гранитоидам, распространенным в восточной части Западно-Алданского блока, то С.В. Великославинский и др. [Великославинский и др., 2011а] считали, что они сформировались в результате плавления палеопротерозойских метамагматических пород федоровской толщи, а также пород более древней (архейской) континентальной коры. Формирование гранитоидов джалтундинского комплекса и протолитов гранитогнейсов имело место в коллизионной геодинамической обстановке в результате коллизии Олекмо-Алданской континентальной микроплиты и Федоровской островной дуги [Котов, 2003; Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011а].

5.2. Коллизионные гранитоиды с возрастом 1.95 – 1.90 млрд лет

Гранитоиды пятого этапа отмечаются в Байкальском краевом выступе, на Алданском, Анабарском щитах и в пределах Станового выступа (рис. 2.12, 5.1). 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 Западно-Алданском и Чара-Олекминском блоках, а также в зоне сочленения Западно-Алданского и Восточно-Алданского блоков [Бибикова и др., 1986; Ларин и др., 2006а; Котов, 2003; Котов и др., 1993, 2004; Frost et al., 1998], в пределах Станового выступа – небольшие тела гранитоидов, ассоциирующие с мигматитами эльгаканской толщи [Глебовицкий и др., 2008б, 2009], а в Пристановом блоке – чарнокитоиды, ассоциирующие с мигматизированными гранулитами Сутамского блока [Шемякин и др., 1998].

В этой главе характеристика лейкогранитов Трехголового массива Сарминского блока Байкальского выступа (раздел 5.2.1) приведена на основе результатов исследований В.Б.

Савельевой и Е.П. Базаровой [Савельева, Базарова, 2012], а изотопно-геохимическая характеристика гранитоидов Алданского щита (раздел 5.2.2) сделана с использованием данных А.Б. Котова с соавторами [Котов и др., 2004] и А.М. Ларина с соавторами [Ларин и др., 2006а].

5.2.1. Гранитоиды Байкальского выступа (обзор)

Лейкограниты Трехголового массива распространены в центральной части Сарминского блока Байкальского выступа, где они прорывают метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации породы иликтинской свиты сарминской серии [Савельева, Базарова, 2012]. Детальная характеристика гранитоидов приведена в разделе 2.6 настоящей работы. Среди гранитоидов Трехголового массива выделяются крупноовоидные и равномернозернистые граниты главной фазы и мелкозернистые граниты и гранит-порфиры второй фазы [Савельева, Базарова, 2012]. U-Pb возраст по циркону гранитов Трехголового массива был определен как 1910 ± 30 млн лет [Бибикина и др., 1987] и 1932 ± 21 млн лет [Базарова, 2011]. Детальные геохимические исследования гранитоидов были проведены В.Б. Савельевой и Е.П. Базаровой [Савельева, Базарова, 2012].

Гранитоиды Трехголового массива [Савельева, Базарова, 2012] по своему химическому составу соответствуют нормальнощелочным и умереннощелочным лейкогранитам [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 5.10а). Породы характеризуются высокой железистостью ($f = 0.87 - 0.98$), принадлежат к щелочно-известковой серии и являются преимущественно высокоглиноземистыми образованиями ($ASI = 0.97 - 1.31$) (рис. 5.10 б-г).

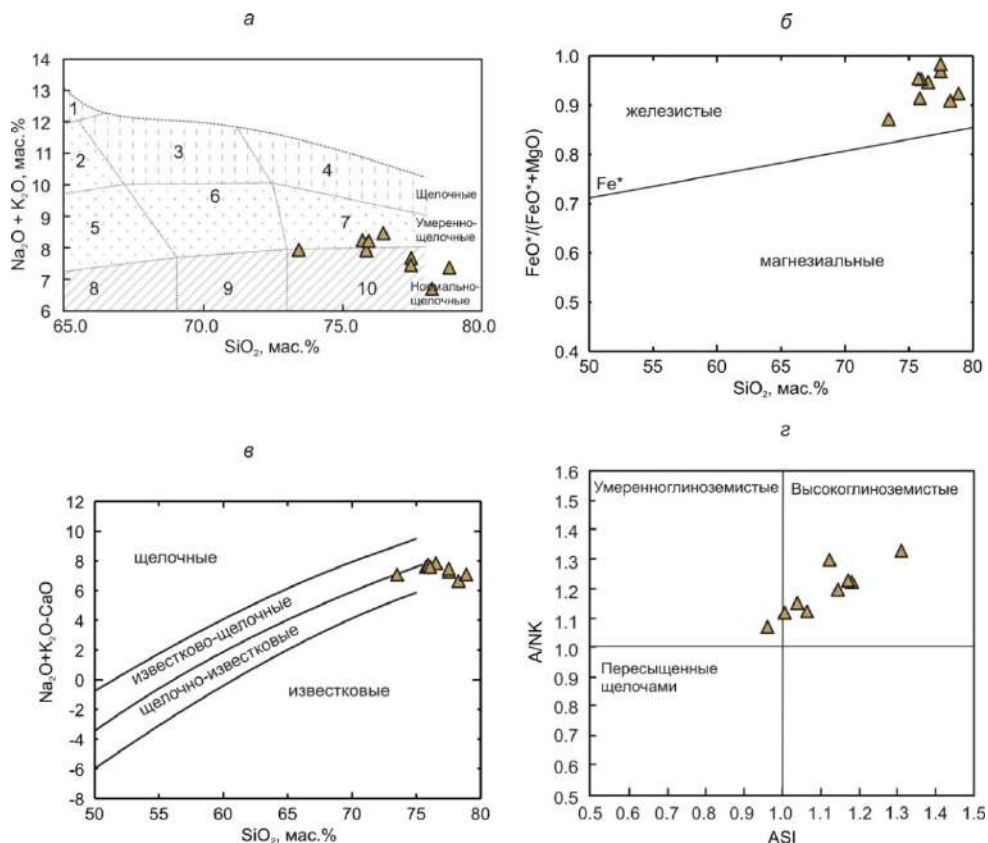


Рис. 5.10. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенко и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], MAlI $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] – ASI [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] (г) для гранитоидов Трехголового массива Сарминского блока Байкальского выступа. Химические составы по [Савельева, Базарова, 2012]. Цифры на диаграмме (а): 1 – щелочные сиениты, 2 – сиениты, 3 – щелочные граниты, 4 – щелочные лейкограниты, 5 – граносиениты, 6 – умереннощелочные граниты, 7 – умереннощелочные лейкограниты, 8 – гранодиориты, 9 – граниты, 10 – лейкограниты.

Для лейкогранитов отмечаются высокие концентрации Rb (270 – 650 г/т) Y (21 – 74 г/т), Nb (15 – 33 г/т) и Zr (130 – 312 г/т) и низкие содержания Sr (7 – 65 г/т). Гранитоиды характеризуются фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов $((\text{La}/\text{Yb})_n = 6 - 18)$ и хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.03 - 0.65$). Геохимические характеристики лейкогранитов указывают на близость гранитоидов Трехголового массива гранитам А-типа [Савельева, Базарова, 2012]. Однако надо иметь в виду, что лейкограниты Трехголового массива представляют собой сильно дифференцированные граниты (Rb/Sr = 4 – 81), и высокие концентрации высоkozарядных элементов могут быть связаны с процессом дифференциации родоначальных расплавов. Согласно классификации [Barbarin, 1999] гранитоиды наиболее близки обогащенным калием известково-щелочным гранитоидам (КСГ-тип), формирование которых связано с обстановкой постколлизии растяжения. Высокие концентрации Rb в гранитоидах Трехголового массива способствовали тому, что на диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] точки составов лейкогранитов попали в поля как синколлизии, так и постколлизии гранитов (рис. 5.11).

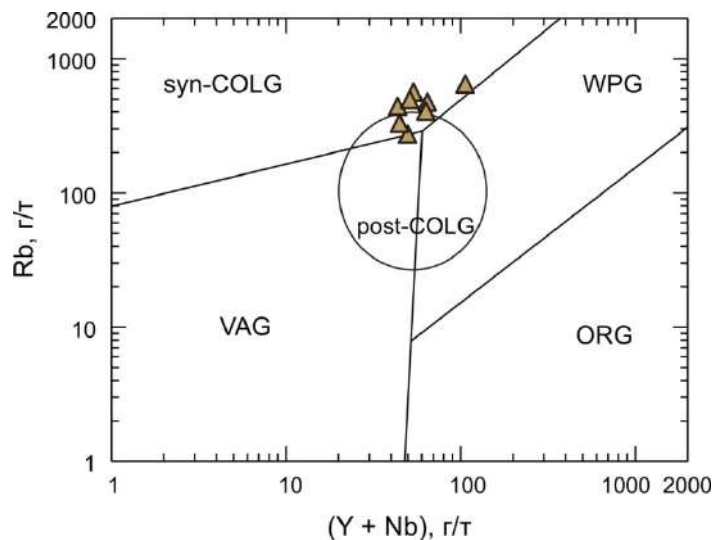


Рис. 5.11. Диаграмма Rb – (Y + Nb) [Pearce, 1996] для гранитоидов Трехголового массива Сарминского блока Байкальского выступа. Химические составы по [Савельева, Базарова, 2012]. VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизии граниты, post-COLG – постколлизии граниты.

Геохимические характеристики лейкогранитов Трехголового массива позволили В.Б. Савельевой и Е.П. Базаровой [Савельева, Базарова, 2012] сделать вывод о том, что исходным для этих гранитоидов был лейкогранитный расплав, возникший в процессе дифференциации

магмы известково-щелочного состава. Авторы цитируемой статьи показали, что кристаллизация этого расплава происходила в верхнекоровом уровне при пониженном $P_{\text{общ}}$. Совокупность геологических, геохронологических и геохимических данных позволяет допускать постколлизийную геодинамическую обстановку формирования гранитоидов Трехголового массива, после завершения главного коллизийно-аккреционного этапа формирования структуры Байкальского блока.

5.2.2. Гранитоиды западной и центральной частей Алданского щита (*обзор*)

Гранитоиды с возрастом 1.93 – 1.90 млрд лет распространены, главным образом, в пределах Западно-Алданского блока и в зоне его сочленения с Чара-Олекминским блоком и, в меньшей степени пределах Чара-Олекминского блока (рис. 2.11) [Бибикина и др., 1986; Котов, 2003; Котов и др., 1993, 2004; Ларин и др., 2006а; Frost et al., 1998]. Среди гранитоидов этого возрастного интервала в пределах Алданского щита выделяются группа «ранних» пород с возрастом 1.93 – 1.91 млрд лет, подверженных наложенным структурно-метаморфическим преобразованиям, и группа «поздних» пород, имеющих возраст 1.92 – 1.90 млрд лет, которые относятся к постскладчатым образованиям. В региональном аспекте внедрение гранитоидов этого возраста произошло после столкновения Олекмо-Алданской микроплиты с Учурской континентальной микроплитой [Котов, 2003] и Олекмо-Алданской микроплиты с Нечерским террейном [Ларин и др., 2006а]. Подробно они рассмотрены в разделе 2.10.1 настоящей работы.

Детальные изотопно-геохимические исследования были проведены А.М. Лариным с соавторами [Ларин и др., 2006а] для гранитоидов ничатского комплекса западной части Чара-Олекминского блока и А.Б. Котовым с соавторами [Котов и др., 2004] для гранитоидов амутского комплекса зоны сочленения Чара-Олекминского и Западно-Алданского блоков.

Гранитоиды ничатского комплекса распространены в зоне сочленения Нечерского террейна и Чара-Олекминского блока [Ларин и др., 2006а]. Гранитоиды этого комплекса образуют небольшие интрузивные тела и представлены двуслюдяными, нередко пегматоидными гранитами [Ларин и др., 2006а]. U-Pb возраст по циркону гранитов этого комплекса составляет 1908 ± 5 млн лет [Ларин и др., 2006а].

Гранитоиды ничатского комплекса [Ларин и др., 2006а] по своему химическому составу соответствуют щелочному граниту, умереннощелочному граниту и умереннощелочному лейкограниту [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 5.12а). Один из трех представленных в работе А.М. Ларина с соавторами [Ларин и др., 2006а] образцов обнаруживает повышенную железистость ($f = 0.89$), два других – пониженную ($f = 0.56 - 0.72$). Проанализированные гранитоиды принадлежат известково-щелочной – щелочной сериям и являются высокоглиноземистыми образованиями ($ASI = 1.13 - 1.16$, $A/NK = 1.22 - 1.27$) (рис. 5.12 б-г).

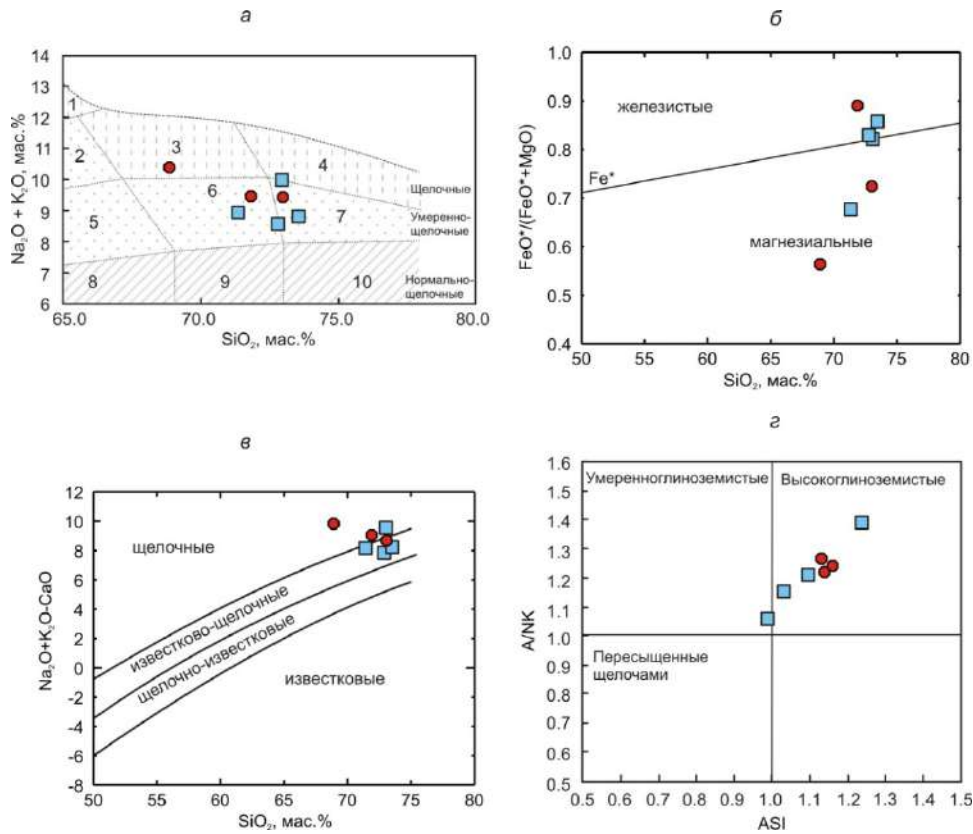


Рис. 5.12. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенюк и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], MALI $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] – ASI [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] (г) для гранитоидов западной и центральной частей Алданского щита. Химические составы по [Котов и др., 2004; Ларин и др., 2006а].

Красные кружки – гранитоиды ничатского комплекса, голубые квадраты – гранитоиды амутского комплекса. Цифры на диаграмме (а): 1 – щелочные сиениты, 2 – сиениты, 3 – щелочные граниты, 4 – щелочные лейкограниты, 5 – граносиениты, 6 – умереннощелочные граниты, 7 – умереннощелочные лейкограниты, 8 – гранодиориты, 9 – граниты, 10 – лейкограниты.

Для гранитоидов отмечаются варьирующие концентрации Y (6 – 39 г/т), низкие содержания Nb (<10 г/т), Zr (19 – 114 г/т). Представленные А.М. Лариным с соавторами [Ларин и др., 2006а] распределения редкоземельных элементов в двух образцах сильно отличаются друг от друга. Лейкогранит характеризуется умеренно фракционированным спектром распределения РЗЭ $((\text{La}/\text{Yb})_n = 6)$ и отрицательной европиевой аномалией $(\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.25)$, в то время как для пегматоидного граниты отмечается сильно фракционированное распределение РЗЭ $((\text{La}/\text{Yb})_n = 195)$ и положительная европиевая аномалия $(\text{Eu}/\text{Eu}^* = 7.8)$. Для пегматоидного гранита также фиксируется очень высокое содержание Ba = 4802 г/т. А.М. Ларин с соавторами [Ларин и др., 2006а] отмечали, что граниты ничатского комплекса по своим геохимическим признакам наиболее близки гранитам S-типа [Chappell, White, 1992]. По классификации [Barbarin, 1999] эти гранитоиды могут рассматриваться как обогащенные калием известково-щелочные гранитоиды (KCG тип), так и как кордиерит-содержащие высокоглиноземистые гранитоиды (CPG-тип), однако кордиерит в гранитах ничатского комплекса отсутствует. На

диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] точки составов гранитоидов располагаются вдоль линии разделяющей поля гранитов вулканических дуг и синколлизийных гранитов (рис. 5.13).

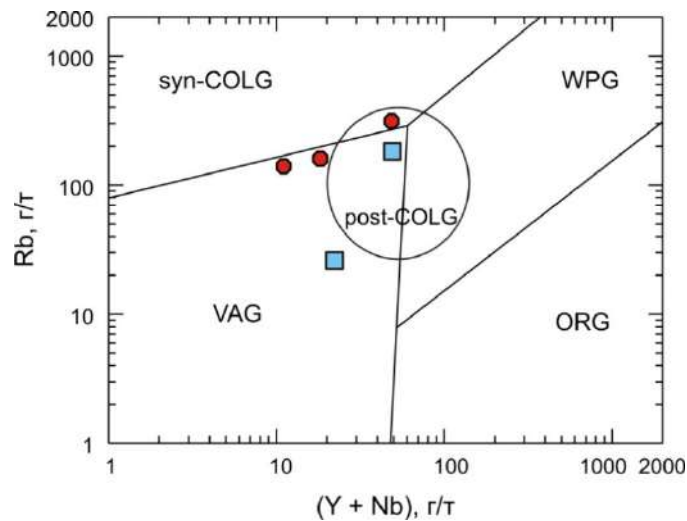


Рис. 5.13. Диаграмма Rb – (Y + Nb) [Pearce, 1996] для гранитоидов западной и центральной частей Алданского щита. Химические составы по [Котов и др., 2004; Ларин и др., 2006а]. Условные обозначения см. рис. 5.12.

VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

Гранитоиды ничатского комплекса характеризуется отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T) = -7.4...-7.8$ и позднеархейским Nd модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 2.7 - 2.8$ млрд лет [Великославинский и др., 2011а].

Изотопно-геохимические характеристики гранитоидов ничатского комплекса позволяют допускать для них коровый источник. Формирование гранитоидов ничатского комплекса место в коллизийной геодинамической обстановке в результате коллизии Олекмо-Алданской континентальной микроплиты и Нечерского террейна [Ларин и др., 2006а].

Гранитоиды амутского комплекса распространены в зоне сочленения Чара-Олекминского и Западно-Алданского блоков [Котов и др., 2004]. Гранитоиды этого комплекса образуют небольшие интрузивные тела, представлены биотитовыми, двуслюдяными и биотит-амфиболовыми гранитами и лейкогранитами, в которых отмечается протоматическая гнейсовидность, несогласная со сланцеватостью вмещающих пород [Котов и др., 2004]. U-Pb возраст по циркону гранитов этого комплекса составляет 1899 ± 6 млн лет [Котов и др., 2004].

Гранитоиды амутского комплекса [Котов и др., 2004] по своему химическому составу соответствуют умереннощелочным гранитам и лейкогранитам [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 5.12а). Породы характеризуются пониженной и умеренновысокой железистостью ($f = 0.67 - 0.86$), принадлежат к известково-щелочной серии и являются преимущественно высокоглиноземистыми образованиями ($ASI = 0.99 - 1.24$) (рис. 5.12 б-г). Для гранитоидов отмечаются варьирующие концентрации Rb (25 – 181 г/т) Y (14 – 36 г/т), Zr (45 – 849 г/т), Ba

(411 – 1503 г/т). Гранитоиды характеризуются фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n = 6 - 13$) и как отрицательной, так и положительной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.52 - 1.80$). А.Б. Котов с соавторами [Котов и др., 2004] отмечали, что граниты амутского комплекса имеют гетерогенные геохимические признаки и, соответственно, не могут однозначно быть отнесены к какому-либо типу по «алфавитной» классификации гранитов [Chappell, White, 1992]. По классификации [Barbarin, 1999] эти граниты наиболее близки обогащенным калием известково-щелочным гранитоидам (КСГ тип). На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] одна фигуративной точка гранита амутского комплекса попала в поле гранитов вулканических дуг, другая в поле постколлизиионных гранитов (рис. 5.13).

Гранитоиды амутского комплекса характеризуется отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T) = -7.0 \dots -11.5$ и архейским Nd модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 2.8 - 3.3$ млрд лет [Котов и др., 2004].

Изотопно-геохимические характеристики гранитов амутского комплекса позволяют рассматривать коровые породы разного состава в качестве возможных источников их расплавов, а именно метапелиты алданского гранулитогнейсового мегакомплекса и тоналит-трондьемитовые гнейсы олекминского нестратифицируемого комплекса [Котов и др., 2004]. Формирование гранитоидов амутского комплекса имело место в постколлизиионных условиях после столкновения Олекмо-Алдано-Федоровской микроплиты с Учурской (Суннагинской) континентальной микроплитой [Котов, 2003; Котов и др., 2004].

5.3. Коллизиионные гранитоиды с возрастом 1.90 – 1.87 млрд лет

Как уже отмечалось ранее синколлизиионные гранитоиды с возрастом 1.90 – 1.87 млрд лет распространены в южной части кратона и практически отсутствуют в северной части кратона. Собственно коллизиионные (синскладчатые, синметаморфические) гранитоиды, которые будут рассмотрены в этом разделе, пользуются менее широким распространением по сравнению с посттектоническими гранитоидами Южного Сибирского постколлизиионного магматического пояса. Синколлизиионные гранитоиды были отмечены в пределах Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарыжалгайского выступов. В Ангаро-Канском выступе они представлены мигматитами и автохтонными гранитоидами, ассоциирующими с породами канской серии, а также мигматитами и автохтонными разгнейсованными гранитоидами, располагающимися в краевой зоне Таракского плутона [Туркина и др., 2006; Ножкин и др., 2009]; в Бирюсинском выступе – гранитоидами, ассоциирующими с мигматитами и малыми интрузиями, распространенными среди пород хайламинской серии архея [Брынцев, 1994]. В Иркутском блоке Шарыжалгайского выступа к этой группе могут быть отнесены небольшие

тела гранитоидов, ассоциирующихся с гранулитами и мигматитами [Петрова, Левицкий, 1994; Poller et al., 2004, 2005; Turkina, 2014].

В этой главе характеристика гранитоидов Иркутского блока Шарыжалгайского выступа (раздел 5.3.1) будет выполнена с использованием оригинальных авторских данных, а гранитоидов Ангаро-Канского выступа, располагающихся в краевой зоне Таракского плутона (раздел 5.3.2), приведена на основе результатов исследований О.М. Туркиной и А.Д. Ножкина [Туркина и др., 2006; Ножкин и др., 2009].

5.3.1. Гранитоиды Иркутского блока Шарыжалгайского выступа

5.3.1.1. Геологическое положение гранитоидов, их петрографическая характеристика и возраст

В Шарыжалгайском выступе синтетектонические (синметаморфические) гранитоиды были охарактеризованы только в пределах Иркутского блока, в трех других блоках (Булунском, Китайском и Онотском) отмечены только посттектонические гранитоиды, которые будут рассмотрены в следующем разделе. В Иркутском блоке синтетектонические гранитоиды пространственно ассоциируют с гранулитами и мигматитами. Детально они охарактеризованы в разделе 2.5 настоящей работы.

Три небольших тела гранитоидов были детально исследованы в западной части Иркутского блока, в районах среднего течения р. Китай и верхнего течения р. Тойсук, где они располагаются среди гранулитов шарыжалгайской серии (рис. 5.14). В этом районе породы шарыжалгайской серии были вовлечены по крайней мере в два этапа метаморфических преобразований, на временных рубежах 2.62 – 2.57 и 1.88 млрд лет [Poller et al., 2004, 2005].

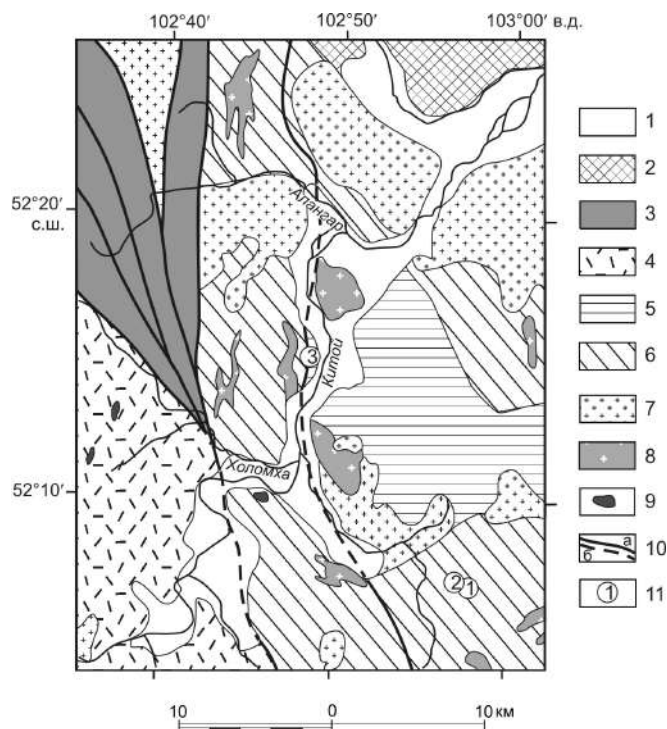


Рис. 5.14. Схема геологического строения среднего течения реки Китой модифицированная после [Галимова и др., 2006].

1 – четвертичные отложения; 2 – венд-раннепалеозойские отложения осадочного чехла Сибирской платформы; 3 – позднеархейские метаморфические породы свиты Соснового Байца; 4 – позднеархейские метаморфические породы китойской серии; 5-6 – позднеархейские метаморфические породы шарьжалгайской серии: 5 – черемшанская толща, 6 – жидойская толща; 7 – палеопротерозойские постколлизийные граниты; 8 – позднеархейские гранитоиды; 9 – позднеархейские базит-ультрабазитовые образования арбанского комплекса; 10 – разломы: наблюдаемые (а), предполагаемые (б), 11 – места исследованных гранитоидов.

Первое небольшое тело гранитоидов мощностью около 30 м, располагающееся субсогласно залеганию плоскостных элементов вмещающих их двупироксеновых (+биотит, роговая обманка) гнейсов, было исследовано в районе верхнего течения р. Тойсук (коорд. $52^{\circ}07.01'$ с.ш., $102^{\circ}56.51'$ в.д.) (рис. 5.14, точка 1). Гранитоиды представляют собой разгнейсованные породы серого цвета, состоящие из кварца и плагиоклаза, с подчиненным количеством калиевого полевого шпата. Темноцветный минерал биотит образует прослойки, формирующие гнейсовидность породы. Возраст гранитоидов был определен U-Pb методом по циркону методом SHRIMP [Poller et al., 2005]. Цирконы из гранитоида (проба UP 3002) характеризуются хорошо выраженной магматической зональностью (рис. 5.15а). На U-Pb диаграмме с конкордией (рис. 5.15а) точки изотопного состава изученного циркона ($n = 11$) располагаются на конкордии, а его конкордантный возраст составляет 1870 ± 6 млн лет (СКВО = 0.71). Согласно с морфологическими особенностями циркона, свидетельствующими о его магматическом происхождении, значение возраста 1870 ± 6 млн лет было проинтерпретировано как наиболее точная оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, возраст гранитоидов.

Второе небольшое тело гранитоидов было изучено приблизительно в том же районе (верхнее течение р. Тойсук), что и рассмотренные выше гранитоиды (рис. 5.14, точка 2). Тело гранитоидов также располагается субсогласно залеганию плоскостных элементов вмещающих их двупироксеновых гнейсов. Однако в отличие от рассмотренных выше гранитоидов, граниты второго тела представляют собой породы розового цвета массивной структуры. Главными минералами гранитов являются кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат; биотит отмечается как второстепенный минерал, в качестве аксессуарных минералов встречаются сфен, апатит, циркон, рудный минерал. Граниты подвержены вторичным изменениям, выраженным серицитизацией плагиоклаза и замещением биотита хлоритом.

Возраст гранитов второго тела был определен U-Pb методом по циркону методом TIMS [Poller et al., 2004]. Цирконы из гранита (проба UP 3005) характеризуются магматической зональностью (рис. 5.15б). Для всех проанализированных зерен циркона были отмечены дискордантные значения возраста (рис. 5.15б). На диаграмме с конкордией (рис. 5.15б) точки изотопного состава циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией

соответствует возрасту 1875 ± 18 млн лет, а нижнее пересечение отвечает возрасту 383 ± 100 млн лет. Исследованный циркон из пробы UP 3005 обладает морфологическими характеристиками циркона магматического генезиса и, следовательно, есть все основания принимать значение возраста 1875 ± 18 млн лет в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, возраста гранитов.

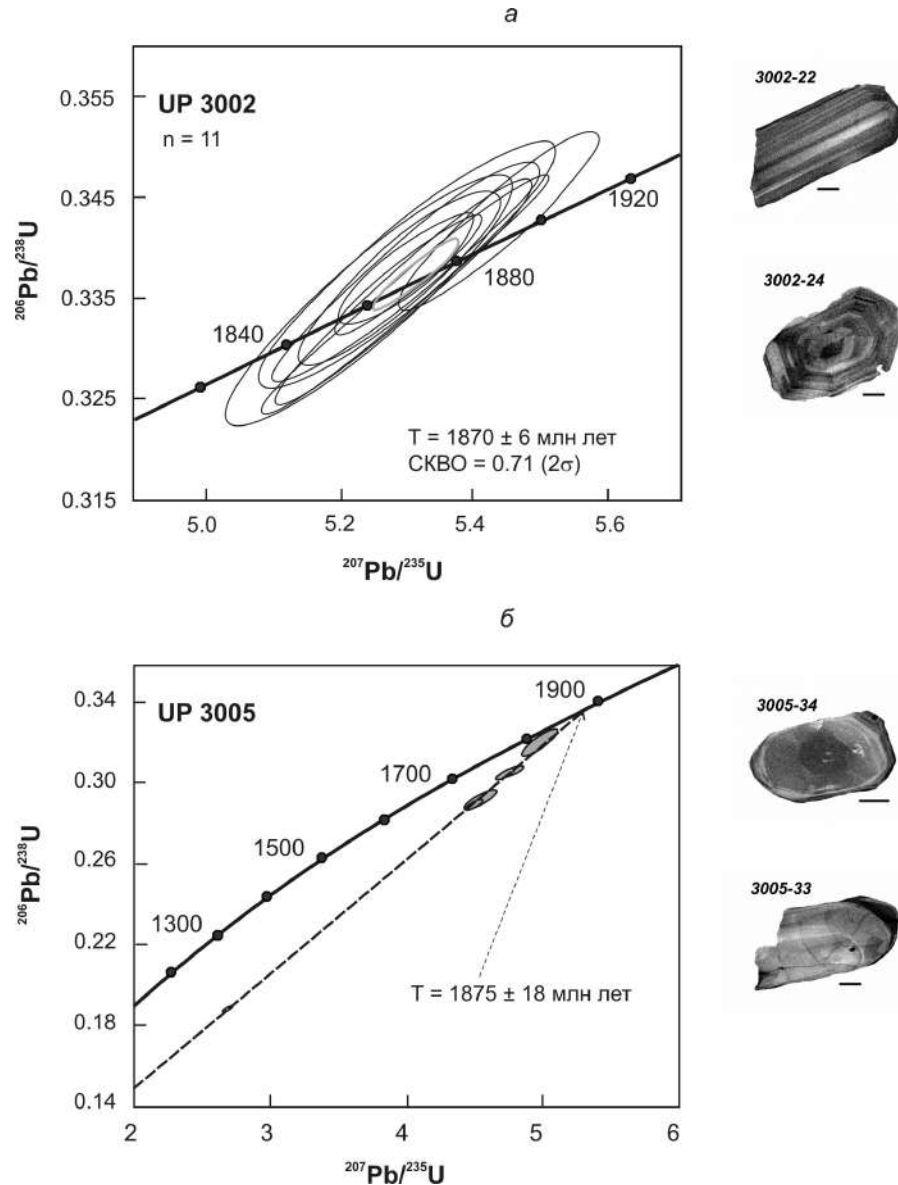


Рис. 5.15. U-Pb диаграммы с конкордией для цирконов из синтетонических гранитоидов района верхнего течения р. Тойсук и изображения кристаллов циркона, выполненные в режиме катодоллюминесценции: проба UP 3002 (а) [Poller et al., 2005] и проба UP 3005 (б) [Poller et al., 2004].

Третье тело гранитов было изучено в районе среднего течения р. Китой (левый борт реки, напротив о-ва Неудачинский, коорд. $52^{\circ}15.30'$ с.ш., $102^{\circ}48.75'$ в.д.) (рис. 5.14, точка 3). Здесь в крупном коренном обнажении отмечаются гранат-ортопироксен-биотитовые гнейсы, двупироксеновые гнейсы, мигматиты и мраморы, относимые к шарыжалгайской серии. Тело гранитов имеет мощность около 50 см и занимает согласно-секущее положение среди

метаморфических пород вмещающей толщи. Граниты представляют собой массивные породы серого цвета, состоящие из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата. Темноцветный минерал представлен биотитом.

Возраст гранитов третьего тела был определен U-Pb методом по циркону двумя методами TIMS и SHRIMP (рис. 5.16) [Poller et al., 2004, 2005].

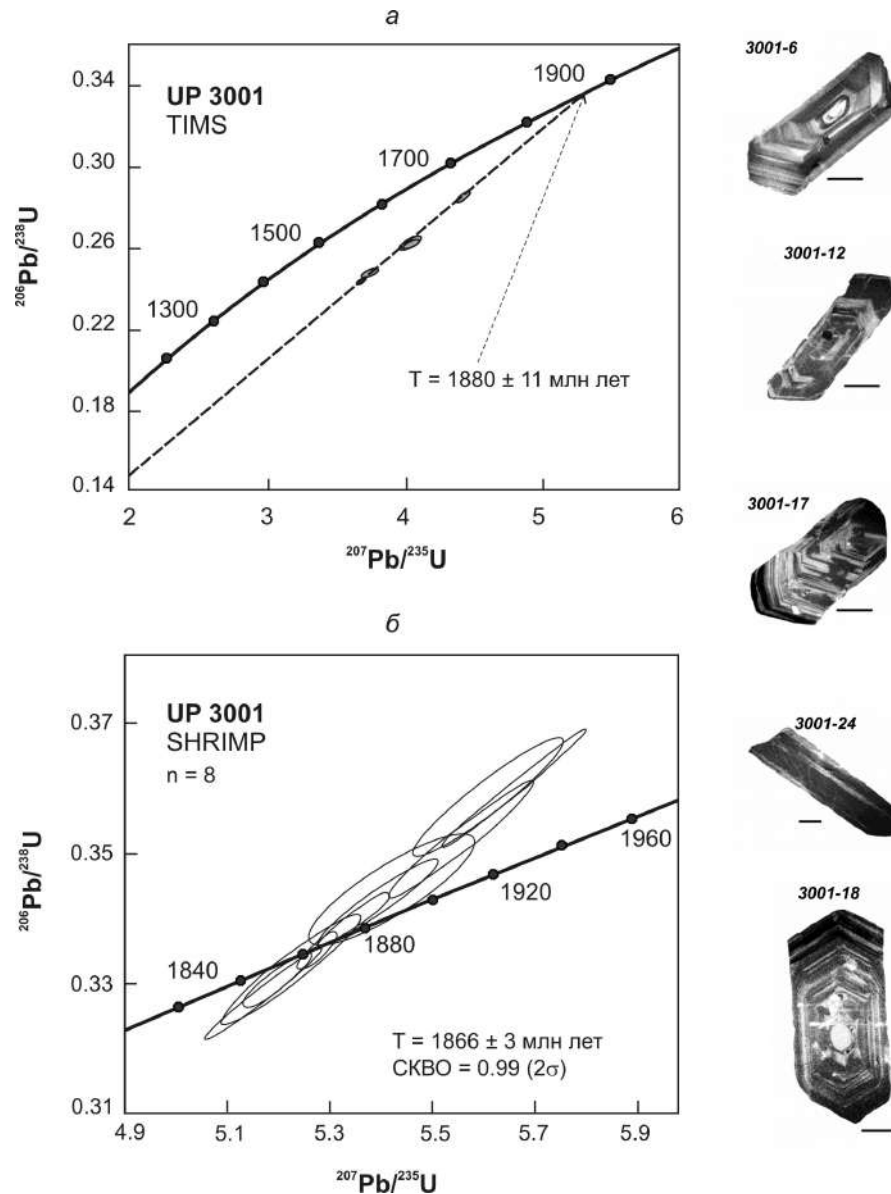


Рис. 5.16. U-Pb диаграммы с конкордией для цирконов из гранитоида района среднего течения р. Китоу (проба UP 3001): метод TIMS (а) и SHRIMP (б), а также изображения кристаллов циркона, выполненные в режиме катодолуминесценции [Poller et al., 2004, 2005].

Цирконы из гранита (проба UP 3001) характеризуются хорошо выраженной магматической зональностью (рис. 5.16а). Для всех зерен циркона, проанализированных методом TIMS, были отмечены сильно дискордантные значения возраста (рис. 5.16а). На диаграмме с конкордией (рис. 5.16а) точки изотопного состава циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1880 ± 11 млн лет, а нижнее

пересечение отвечает возрасту 311 ± 57 млн лет [Poller et al., 2004]. Зерна циркона, проанализированные методом SHRIMP, показывают слабо дискордантные значения возраста, а верхнее пересечение дискордии с конкордией соответствует возрасту 1866 ± 3 млн лет (рис. 5.16б) [Poller et al., 2005]. Полученные значения слегка перекрываются в пределах ошибки определения возраста, поэтому на основании морфологических особенностей зерен циркона, свидетельствующих о его магматическом происхождении, значение в 1880 ± 11 млн лет, полученное методом TIMS, может быть проинтерпретировано как наиболее точная оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, возраст гранитов.

На основании обобщения представленных данных по оценкам возраста трех небольших тел синтектонических гранитов, располагающиеся среди метаморфических образований шарыжалгайской серии в районах среднего течения р. Китой и верхнего течения р. Тойсук, можно сделать вывод, что все они имеют близкий возраст, перекрывающийся в пределах ошибок определения, который соответствует значениям 1.88 – 1.87 млрд лет и который близок возрасту раннепротерозойского метаморфического события в этом регионе [Poller et al., 2004, 2005].

5.3.1.2. Геохимическая характеристика гранитоидов, их петрогенезис и геодинамическая обстановка формирования

Исследованные гранитоиды из трех тел синтектонических гранитов обнаруживают некоторые отличия по химическому составу. Гранитоид первого тела с возрастом 1870 млн лет по составу соответствует монцониту, гранит из второго тела (1875 млн лет) по составу близок умереннощелочному лейкограниту, а гранит из третьего тела (1880 млн лет) – нормальнощелочному граниту [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 5.17а). Все гранитоиды представляют собой магнезиальные ($f = 0.69 - 0.74$), высокоглиноземистые ($ASI = 1.03 - 1.07$, $A/NK = 1.22 - 1.69$) образования, которые отличаются друг друга по индексу $MAL1$ (рис. 5.17 б-г). Гранитоиды трех тел обнаруживают существенно отличающиеся друг от друга концентрации редких элементов. В частности содержания Zr в гранитоидах первого–второго–третьего тела составляют соответственно 562–21–229 г/т, $Y = 17-6-29$ г/т, $Ba = 973-1972-293$ г/т. Для всех гранитоидов типичны сильно фракционированные графики распределения редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n = 16 - 58$) (рис. 5.18а). Отношение Eu/Eu^* и, соответственно, европиевая аномалия отличаются в гранитах трех исследованных тел ($Eu/Eu^* = 0.87-2.78-0.19$) (рис. 5.18а). Несмотря на отличия в концентрациях редких элементов, на мультиэлементных спектрах всех гранитов отмечаются отрицательные аномалии по Nb, Ta, P, T (рис. 5.18б).

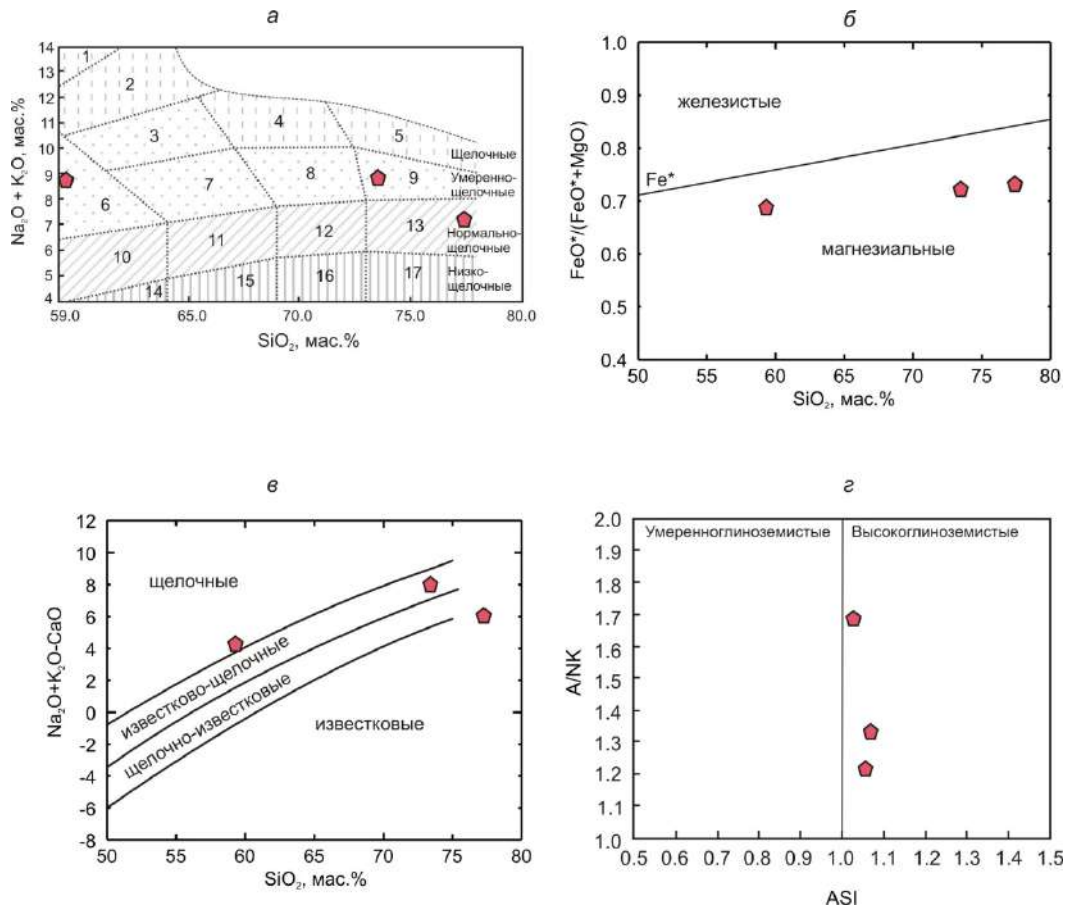


Рис. 5.17. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенко и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], $\text{MALI} (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] – ASI [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] (г) для гранитоидов Иркутского блока Шарыжалгайского выступа.

Цифры на диаграмме (а): 1 – фойдовые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – щелочные лейкограниты, 6 – монзониты; 7 – граносиениты, 8 – умереннощелочные граниты, 9 – умереннощелочные лейкограниты, 10 – кварцевые диориты, 11 – гранодиориты, 12 – граниты, 13 – лейкограниты, 14 – низкощелочные кварцевые диориты, 15 – низкощелочные гранодиориты, 16 – низкощелочные граниты, 17 – низкощелочные лейкограниты.

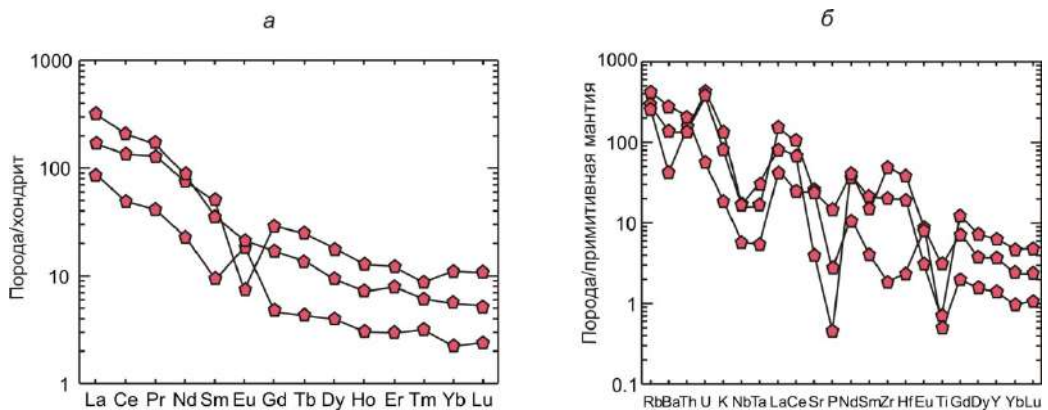


Рис. 5.18. Спектры распределения редкоземельных элементов (а), нормализованные к хондриту [Wakita et al., 1970], и мультиэлементные спектры (б), нормализованные к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], для гранитоидов Иркутского блока Шарыжалгайского выступа.

Гранитоиды всех трех тел характеризуется отрицательными величинами $\varepsilon_{Nd}(T) = -6.8 \dots -10.6$ и позднээрхейским Nd модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 2.6 - 2.9$ млрд лет (табл. 3) [Gladkochub et al., 2009].

Для гранитоидов из небольших тел не имеет смысла определять принадлежность к какому-либо типу гранитов ни по «алфавитной» классификации гранитоидов, ни по классификации Б. Барбарина [Barbarin, 1999], так как эти породы часто характеризуются неравновесными составами. При этом следует отметить, что на диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] фигуративные точки проанализированных гранитоидов располагаются достаточно компактно, попадая в поле син- и постколлизионных гранитов, что подтверждает коллизионную обстановку их формирования, установленную на основе геологических данных (рис. 5.19). Близкие отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ в гранитоидах, также как отрицательные аномалии по Nb-Ta на мультиэлементных спектрах позволяют рассматривать коровые породы в качестве источников расплавов гранитоидов. Наиболее вероятно, в качестве источников могут выступать породы шарыжалгайской серии, вмещающие гранитоиды. Определенные отличия в химическом составе проанализированных близковозрастных гранитоидов, занимающих одинаковое структурное положение в разрезе, могут быть связаны с гетерогенным составом пород шарыжалгайской серии, которые подвергались плавлению [Туркина, 2010].

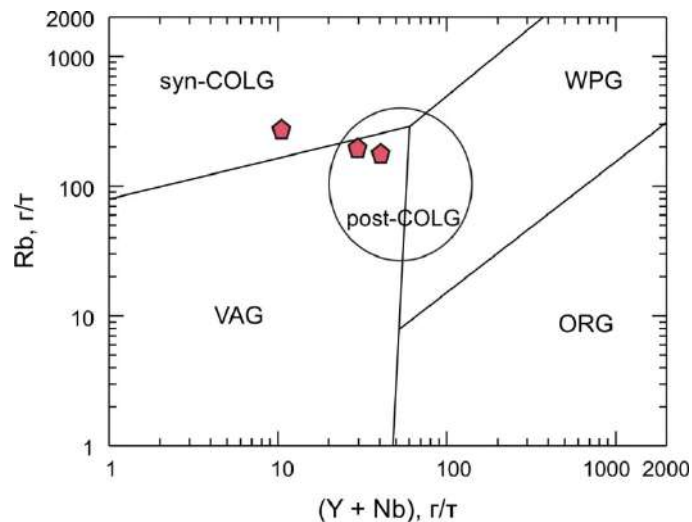


Рис. 5.19. Диаграмма Rb – (Y + Nb) [Pearce, 1996] для гранитоидов Иркутского блока Шарыжалгайского выступа.

VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизионные граниты, post-COLG – постколлизионные граниты.

По совокупности геологических факторов, геодинамическая обстановка формирования небольших тел синтектонических гранитоидов с возрастом 1.88 – 1.87 млрд в Иркутском блоке Шарыжалгайского выступа может быть определена как коллизионная, а их формирование, наиболее вероятно, связано с вхождением Шарыжалгайского блока (выступа) в единую структуру Сибирского кратона. U-Pb оценки возраста постколлизионных гранитоидов

саянского и шумихинского комплексов, широко распространенных в пределах Шарыжалгайского выступа и массивы которых располагаются непосредственно в районе распространения исследованных синтетектонических гранитов, обнаруживают несколько более молодые значения – 1.87 – 1.84 млрд лет [Донская и др., 2002; Левицкий и др., 2002; Диденко и др., 2005; Туркина, Капитонов, 2017; Poller et al., 2004]. Что касается ультраметагенных гранитоидов Иркутского блока, выходящих на поверхность в районе Кругобайкальской железной дороги и которые имеют возраст 1873 – 1853 млн лет [Aftalion et al., 1991; Левицкий и др., 2004; Сальникова и др., 2007], т.е. перекрывающийся с возрастом постколлизионных образований в этом блоке, то, как предположили Е.Б. Сальникова с соавторами [2007] и мы уже отмечали ранее в главе 2, на отдельных участках Иркутского блока вскрыт глубинный разрез коры, в пределах которого возможно было проследить процесс магмообразования, приведший в итоге к выплавлению и внедрению аллохтонных посттектонических гранитоидов, и продолжавшийся вне зависимости от формирования аллохтонных гранитоидов на более высоких уровнях коры. Собственно на тех участках, где были отмечены ультраметагенные гранитоиды с возрастом 1.87 – 1.85 млрд лет отсутствуют выходы аллохтонных гранитоидов с возрастом 1.87 – 1.84 млрд лет, которые расположены севернее (в современных координатах) (рис. 2.7).

5.3.2. Гранитоиды Ангаро-Канского выступа (*обзор*)

Разгнейсованные гранитоиды в пределах Ангаро-Канского выступа представлены как мигматитами и автохтонными гранитоидами, ассоциирующими с породами канской серии, так и мигматитами и автохтонными гранитоидами, располагающиеся в экзоконтактовой и краевой зонах крупного Таракского плутона, прорывающего породы канской серии (рис. 2.5) [Туркина и др., 2006; Ножкин и др., 2009]. Автохтонные гранитоиды краевой зоны Таракского плутона представлены биотитовыми гранат- и кордиеритсодержащими неоднородными гнейсогранитами, разгнейсованными гранодиоритами и плагиогранитами [Туркина и др., 2006]. U-Pb возраст магматических цирконов из мигматизированных высокоглиноземистых гнейсов канской серии составил 1883 ± 9 млн лет, что позволяет рассматривать эту оценку возраста в качестве наиболее точной оценки возраста мигматитов и автохтонных гранитоидов Ангаро-Канского выступа, в том числе и разгнейсованных гранитоидов Таракского плутона [Urmantseva et al., 2012]. Детальные геохимические исследования гранитоидов были проведены О.М. Туркиной с соавторами [Туркина и др., 2006].

Разгнейсованные гранитоиды Таракского плутона [Туркина и др., 2006] по своему химическому составу соответствуют гранодиоритам и гранитам нормальной щелочности, а также низкощелочным гранитам [Шарпенков и др., 2013] (рис. 5.20а). Породы характеризуются

умеренной железистостью ($f = 0.66 - 0.82$), принадлежат к щелочно-известковой и известковой сериям, являются преимущественно высокоглиноземистыми образованиями ($ASI = 0.96 - 1.28$) (рис. 5.20 б-г). Для гранитоидов отмечаются умеренные концентрации Rb (80 – 210 г/т), Sr (107 – 200 г/т), Ba (143 – 710 г/т), Y (16 – 26 г/т), Zr (60 – 255 г/т). Гранитоиды характеризуются фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n = 9 - 11$) и отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.26 - 0.71$).

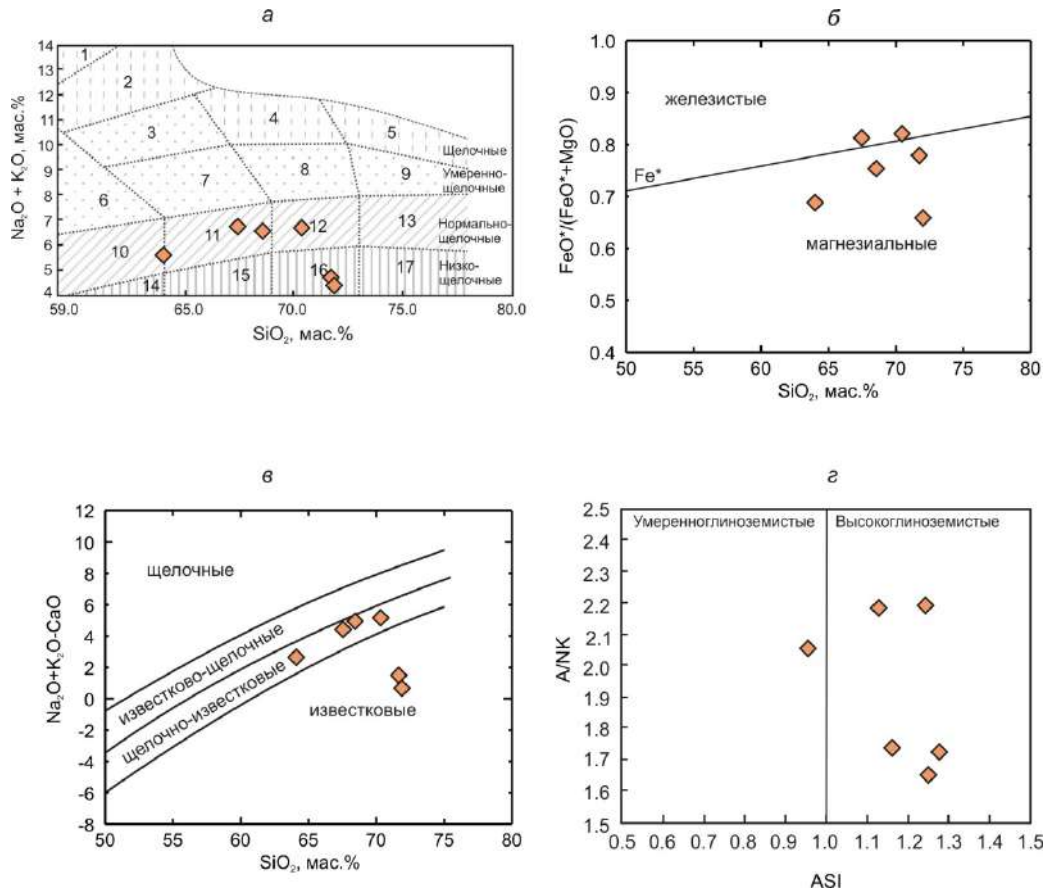


Рис. 5.20. Диаграммы $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (а) [Шарпенюк и др., 2013], $FeO^*/(FeO^*+MgO) - SiO_2$ (б) [Frost et al., 2001], MAFI $(Na_2O + K_2O - CaO) - SiO_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$] – ASI [мол. $Al_2O_3/(CaO + Na_2O+K_2O)$] (г) для разгнейсованных гранитоидов Таракского плутона Ангаро-Канского выступа. Химические составы по [Туркина и др., 2006].

Цифры на диаграмме (а): 1 – фойдовые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – щелочные лейкограниты, 6 – монзониты; 7 – граносиениты, 8 – умереннощелочные граниты, 9 – умереннощелочные лейкограниты, 10 – кварцевые диориты, 11 – гранодиориты, 12 – граниты, 13 – лейкограниты, 14 – низкощелочные кварцевые диориты, 15 – низкощелочные гранодиориты, 16 – низкощелочные граниты, 17 – низкощелочные лейкограниты.

О.М. Туркина с соавторами [Туркина и др., 2006] отмечали, что по своим минералогическим и геохимическим характеристикам разгнейсованные гранитоиды Таракского плутона соответствуют гранитам S-типа [Chappell, White, 1992]. По классификации [Barbarin, 1999] эти гранитоиды могут рассматриваться как кордиеритсодержащие высокоглиноземистые гранитоиды (CPG-тип). На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] точки составов гранитоидов располагаются в поле постколлизийных гранитов (рис. 5.21).

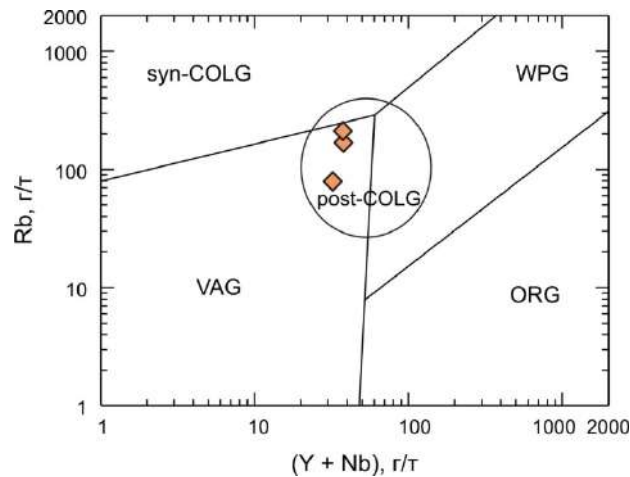


Рис. 5.21. Диаграмма Rb – (Y + Nb) [Pearce, 1996] для разгнейсованных гранитоидов Тарасового плутона Ангаро-Канского выступа. Химические составы по [Туркина и др., 2006]. VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

Проанализированный разгнейсованный гранит Тарасового плутона характеризуется отрицательной величиной $\epsilon_{Nd}(T) = -3.1$ и позднеархейским Nd модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 2.5$ млрд лет [Туркина и др., 2006].

Изотопно-геохимические характеристики разгнейсованных гранитоидов Тарасового плутона позволили О.М. Туркиной с соавторами [Туркина и др., 2006] рассматривать коровые породы Ангаро-Канского блока, а именно высокоглиноземистые и гранат-биотитовые гнейсы, в качестве возможных источников их расплавов. Формирование этих разгнейсованных гранитоидов имело место в коллизийной геодинамической обстановке, по всей видимости, в результате приращения Ангаро-Канского блока к крупному Тунгусскому супертеррейну.

5.4. Выводы

а) Коллизийные 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 становления Сибирского кратона. Среди коллизийных 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 постколлизийных гранитоидов, а представлены в виде небольших тел, жил и мелких массивов.

б) Коллизийные 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., 2011а; Савельева, Базарова, 2012; Ларин и др., 2006а; Poller et al., 2004; Туркина и др., 2006; Донская и др., 2016]. Преобладающее большинство гранитоидов вне зависимости от возраста по своему химическому составу соответствуют умереннощелочным породам, только лейкограниты характеризуются более низким содержанием щелочей и, соответственно, попадают в поле нормальнощелочных лейкогранитов (рис. 5.22а). Подобная тенденция прослеживается и на диаграмме индекс $MAL1 - SiO_2$ (рис. 5.22в), 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 (рис. 5.22 а, в). Среди проанализированных гранитоидов вне зависимости от возраста встречаются как железистые, так и магнезиальные образования (рис. 5.22б). Гранитоиды представляют собой преимущественно высокоглиноземистые образования, хотя умеренноглиноземистые образования также встречаются (рис. 5.22г). Гранитоиды характеризуются сильно варьирующими значениями индекса $A/NK = 1.06 - 2.19$ (рис. 5.22г).

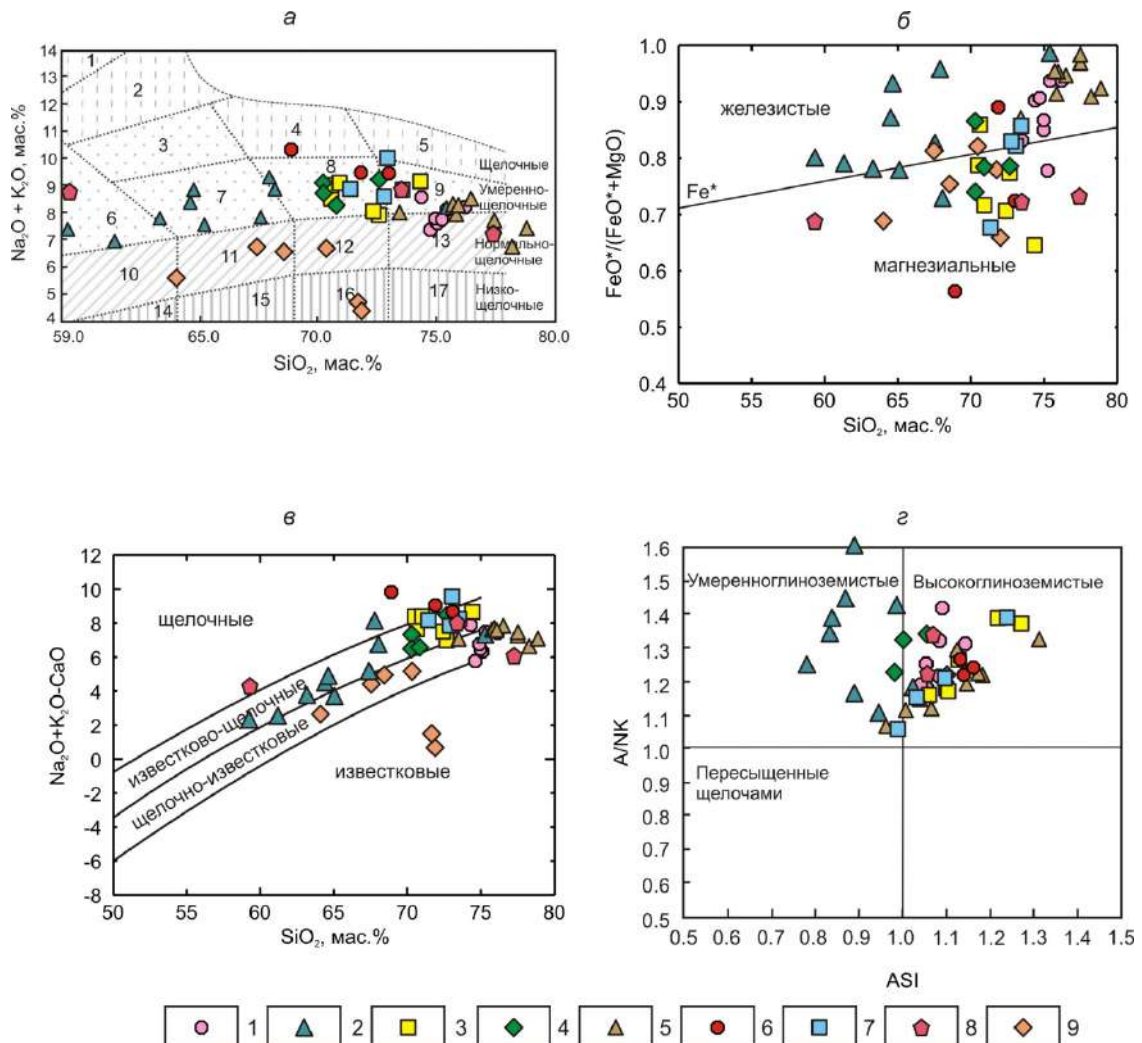


Рис. 5.22. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенюк и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], $\text{MALI} (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], $\text{A/NK} [\text{мол. Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] - \text{ASI} [\text{мол. Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$ (г) для коллизионных гранитоидов Сибирского кратона с возрастом 2.00 – 1.87 млрд лет. Химические составы по [Петрова, 2001; Смелов и др., 2012; Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011а; Савельева, Базарова, 2012; Ларин и др., 2006а; Poller et al., 2004; Туркина и др., 2006; Донская и др., 2016, неопубликованные авторские данные].

1 – гранитогнейсы Голоуспенского блока Байкальского выступа фундамента (1.98 млрд лет), 2 – гранитоиды Билляхского массива Билляхской коллизионной зоны Анабарского щита (1.98 млрд лет), 3 – гранитоиды джалтундинского комплекса Алданского щита (1.97 млрд лет), 4 – гранитогнейсы Западно-Алданского мегаблока Алданского щита (2.00 – 1.96 млрд лет), 5 – лейкограниты Трехголового массива Сарминского блока Байкальского выступа (1.93 млрд лет), 6 – гранитоиды ничатского комплекса Алданского щита (1.91 млрд лет), 7 – гранитоиды амутского комплекса Алданского щита (1.90 млрд лет), 8 – гранитоиды Иркутного блока Шарыжалгайского выступа (1.88 – 1.87 млрд лет), 9 – гранитоиды Таракского плутона Ангаро-Канского выступа (1.88 млрд лет).

Цифры на диаграмме (а): 1 – фойдовые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – щелочные лейкограниты, 6 – монзониты; 7 – граносиениты, 8 – умереннощелочные граниты, 9 – умереннощелочные лейкограниты, 10 – кварцевые диориты, 11 – гранодиориты, 12 – граниты, 13 – лейкограниты, 14 – низкощелочные кварцевые диориты, 15 – низкощелочные гранодиориты, 16 – низкощелочные граниты, 17 – низкощелочные лейкограниты.

в) Среди коллизионных гранитоидов Сибирского кратона с возрастом 2.00 – 1.87 млрд лет отмечаются объекты, имеющие гетерогенные химические характеристики и которые невозможно отнести к какому-либо типу по «алфавитной» классификации. Другие массивы и комплексы 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., 2011а], 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., 2006а], а также разгнейсованные 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 магмагенерации 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.

г) На диаграмме $\text{Rb}-(\text{Y} + \text{Nb})$ [Pearce, 1996] точки составов большинства коллизионных гранитоидов с возрастом 2.00 – 1.87 млрд лет попадают в поле постколлизионных гранитов, отдельные фигуративные точки смещаются в область синколлизионных гранитов и гранитов вулканических дуг (рис. 5.23). Интересной особенностью является тот факт, что ни одна из точек составов коллизионных гранитоидов, даже имеющих геохимические характеристики

гранитов *A*-типа, не выходит из поля постколлизийных гранитоидов в поле внутриплитных гранитов, что подтверждает сделанный выше вывод, что все гранитоиды Сибирского кратона с возрастом 2.00 – 1.87 млрд лет были сформированы за счет плавления коровых источников.

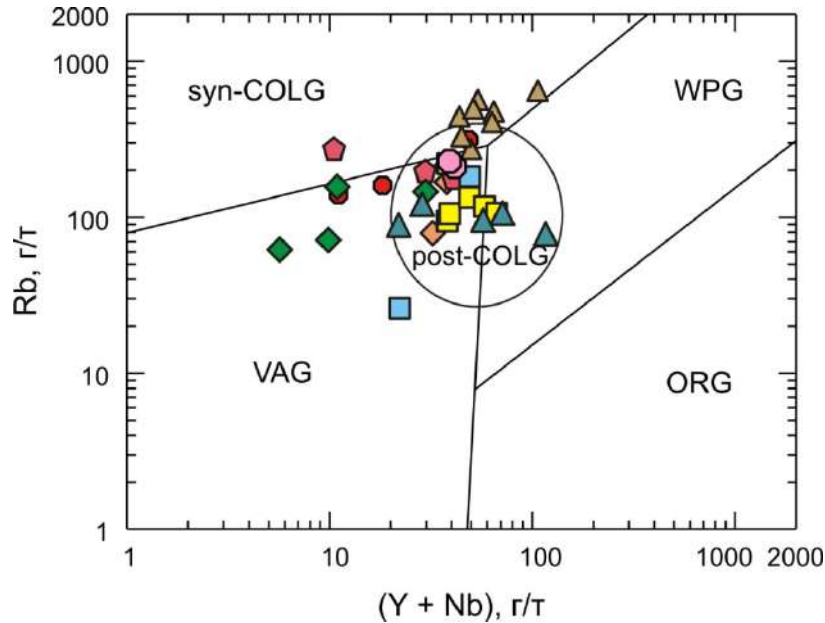


Рис. 5.23. Диаграмма Rb – (Y + Nb) [Pearce et al., 1984] для коллизийных гранитоидов Сибирского кратона с возрастом 2.00 – 1.87 млрд лет. Условные обозначения см. рис. 5.22. VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

д) Коллизийные гранитоиды Сибирского кратона с возрастом 2.00 – 1.87 млрд лет характеризуются варьирующими значениями $\epsilon_{Nd}(t)$, от слабо положительных до сильно отрицательных (рис. 5.24) [Котов и др., 1993, 1995, 2004; Сальникова и др., 1996; Туркина и др., 2006; Туркина, 2010; Ларин, 2011; Великославинский и др., 2011a; Молчанов и др., 2011; Смелов и др., 2012; Донская и др., 2016; Frost et al., 1998; Poller et al., 2004; Gladkochub et al., 2009]. Прим 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 палеопротерозойских пород, имеющих положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$, на ранних стадиях коллизии. Иными словами, идет переплавление либо метамагматических пород, сформированных на предшествующем этапе развития активных континентальных окраин, либо метатерригенных пород, отложение которых имело место непосредственно перед коллизийными событиями. Для более «молодых» коллизийных 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.

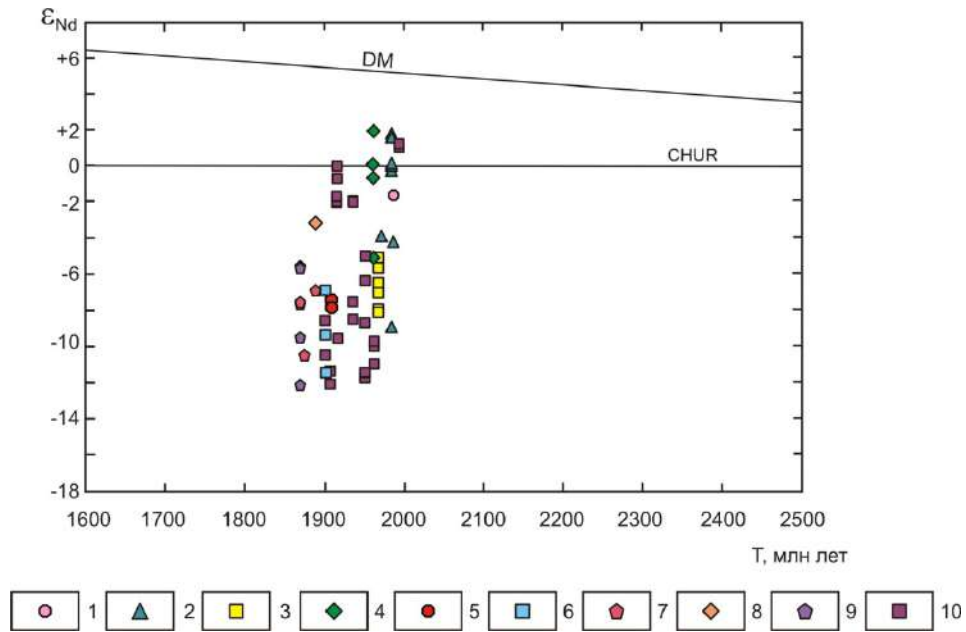


Рис. 5.24. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст породы для коллизионных гранитоидов Сибирского кратона с возрастом 2.00 – 1.87 млрд лет. Изотопный состав Nd по [Котов и др., 1993, 1995, 2004; Сальникова и др., 1996; Туркина и др., 2006; Туркина, 2010; Ларин, 2011; Великославинский и др., 2011a; Молчанов и др., 2011; Смелов и др., 2012; Донская и др., 2016; Frost et al., 1998; Poller et al., 2004; Gladkochub et al., 2009].

1 – гранитогнейсы Голоустенского блока Байкальского выступа фундамента (1.98 млрд лет), 2 – гранитоиды Билляхского массива Билляхской коллизионной зоны Анабарского щита (1.98 млрд лет), 3 – гранитоиды джалтундинского комплекса Алданского щита (1.97 млрд лет), 4 – гранитогнейсы Западно-Алданского мегаблока Алданского щита (2.00 – 1.96 млрд лет), 5 – гранитоиды ничатского комплекса Алданского щита (1.91 млрд лет), 6 – гранитоиды амутского комплекса Алданского щита (1.90 млрд лет), 7 – гранитоиды Иркутного блока Шарьжалгайского выступа (1.88 – 1.87 млрд лет), 8 – гранитоиды Таракского плутона Ангаро-Канского выступа (1.88 млрд лет), 9 – другие гранитоиды Иркутного блока Шарьжалгайского выступа (1.88 – 1.87 млрд лет), 10 – другие гранитоиды Алданского щита (1.99 – 1.90 млрд лет).

е) Анализ материалов по коллизионным гранитоидам Сибирского кратона позволяет предложить модель становления структуры Сибирского кратона в раннем протерозое, так как гранитоиды фиксируют каждую стадию в формировании структуры кратона. На первом этапе (2.00 – 1.95 млрд лет) (четвертый этап палеопротерозойского гранитоидного магматизма) в пределах Алданского щита произошла коллизия Олекмо-Алданской континентальной микроплиты и Федоровской островной дуги [Котов, 2003; Котов и др., 2004], а также, возможно, приращение к Суннагинской континентальной микроплите Батомгской континентальной микроплиты и, соответственно с формированием Учурской континентальной микроплиты [Котов, 2003]. В Анабарском щите имела место коллизия Хапчанского пояса Оленекской провинции к Далдынскому террейну Анабарской провинции и формирование Билляхской коллизионной зоны, а также подвижки вдоль Котуйканской коллизионной зоны, разделяющей Маганский и Далдынский террейны. В пределах Байкальского выступа формирование пород этого этапа связано, наиболее вероятно, с приращением островных дуг (Чуйской, Голоустенской) к Анабарской плите [Донская и др., 2016]. Совокупность данных по Байкальскому выступу фундамента Сибирского кратона, Алданскому и Анабарскому щитам

позволяют допускать широкое развитие близковозрастных коллизионных событий на площади Сибирского кратона, и, возможно, этот интервал (2.00 – 1.95 млрд лет) следует рассматривать как первую крупномасштабную стадию формирования структуры Сибирского кратона. По распространению коллизионных комплексов этого этапа можно предположить, что в единый блок могли объединиться террейны, составляющие ядро Анабарской, Алданской и Оленекской провинций (по классификации (Розен, 2003)).

На следующем этапе (1.95 – 1.90 млрд лет) (пятый этап палеопротерозойского гранитоидного магматизма) имело место завершение коллизионных процессов в пределах Анабарского супертеррейна Сибирского кратона, а также произошла окончательная сборка юго-восточной (в современных координатах) части кратона за счет сочленения объединенной Олекмо-Алданской континентальной микроплиты с Учурской континентальной микроплитой, причленением Нечерского террейна к Олекмо-Алданской микроплите, а также посредством причленения Станового супертеррейна к Алданскому супертеррейну и формирования Пристанового блока (Станового структурного шва).

Финальный этап коллизионного магматизма (1.90 – 1.87 млрд лет) проявлен в южной и юго-восточной частях кратона (шестой этап гранитоидного магматизма) и фиксирует присоединение Ангаро-Канского, Бирюсинского, Шарыжалгайского и возможно других блоков к сформированному на предыдущих стадиях ядру кратона. Возможно на этом этапе произошло причленение крупного Тунгусского супертеррейна (по [Розен, 2003] к остальным супертеррейнам кратона.

ж) Внедрение коллизионных гранитоидов в течение нескольких этапов на временном интервале 2.00 – 1.87 млрд лет фиксирует становления 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 (этап VII, рис. 2.12). Породы распространены в пределах Ангаро-Канского, Бирюсинского выступов, Урикско-Ийского грабена, Шарьжалгайского, Байкальского, Тонодского, Станового выступов фундамента кратона и Алданского щита (Чара-Олекминский блок) (рис. 6.1). Гранитоиды и породы вулканоплутонических поясов объединяются в Южно-Сибирский постколлизийный магматический пояс (рис. 6.1) [Ларин и др., 2003].

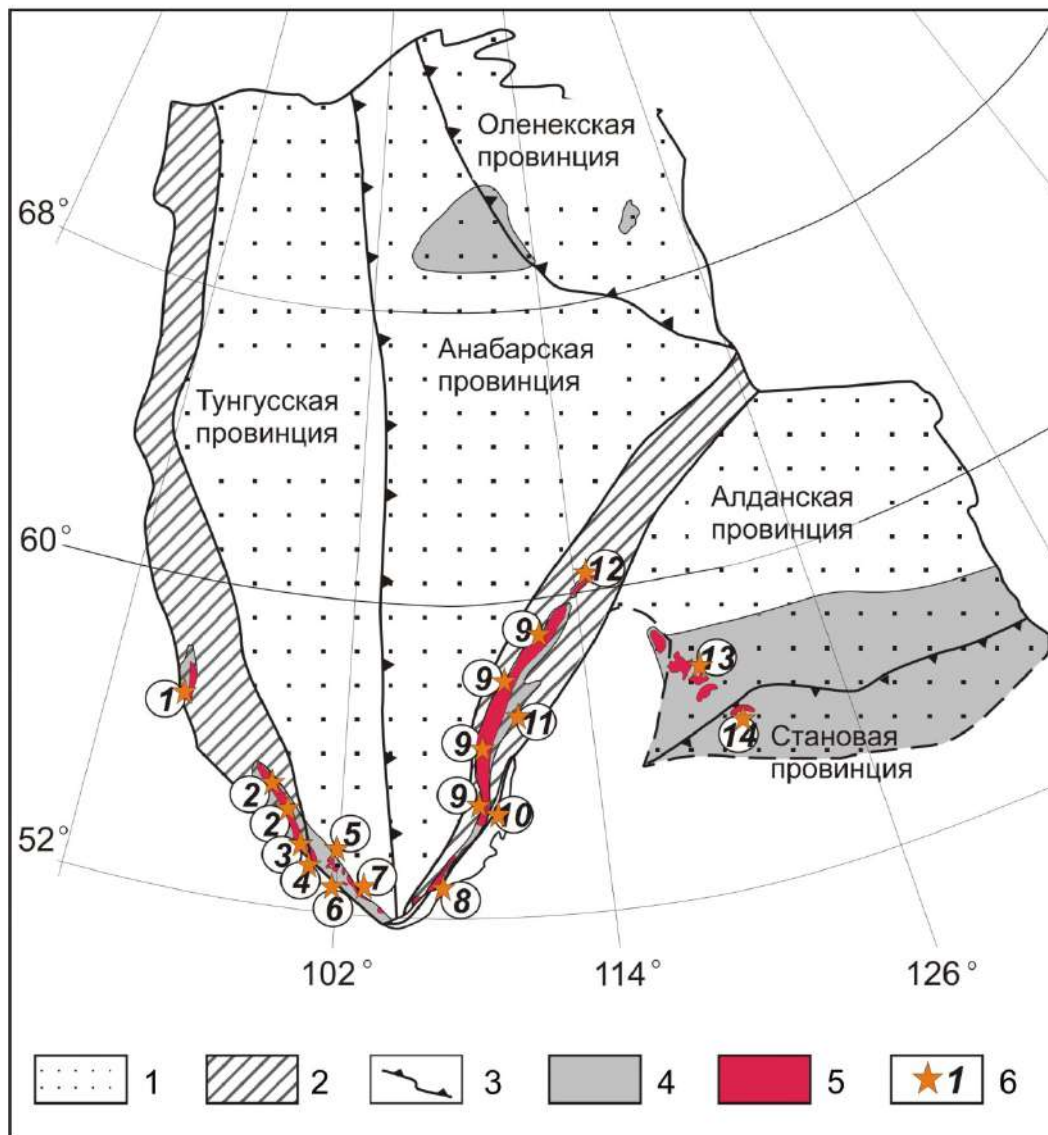


Рис. 6.1. Схема основных тектонических элементов Сибирского кратона и выходы раннепротерозойских пород Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса.

1 – основные супертеррейны (провинции); 2 – раннепротерозойские складчатые пояса; 3 – шовные зоны; 4 – выступы фундамента; 5 – раннепротерозойские породы Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса гранитоиды; 6 – отдельные выходы гранитоидов и ассоциирующих с ними вулканитов Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса.

Цифры в кружках: 1 – граниты Таракского плутона Ангаро-Канского выступа (1.84 млрд лет [Ножкин и др., 2013]), 2 – гранитоиды и вулканиты Саяно-Бирюсинского вулканоплутонического пояса Бирюсинского выступа (1.88 – 1.86 млрд лет [Донская и др., 2014, 2019; Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2003, 2006; Туркина, Прияткина, 2015]), 3 – гранитоиды Урикско-Ийского грабена (1.87 – 1.83 млрд лет [Галимова и др., 2011]), 4 – граниты Аларского массива Булунского блока Шарыжалгайского выступа (1.85 млрд лет [Туркина, Капитонов, 2017]), 5 – гранитоиды Онотского блока Шарыжалгайского выступа (1.86 млрд лет [Донская и др., 2002; Туркина, Капитонов, 2017, 2019]), 6 – граниты Китойского блока Шарыжалгайского выступа (1.87 – 1.86 млрд лет [Левицкий и др., 2002; Туркина, Прияткина, 2015]), 7 – граниты Иркутного блока Шарыжалгайского выступа (1.85 – 1.83 млрд лет [Диденко и др., 2005; Туркина, Капитонов, 2019; Poller et al., 2004]), 8 – граниты приморского комплекса Байкальского выступа (1.86 млрд лет [Донская и др., 2003]), 9 – гранитоиды ирельского комплекса и вулканиты акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Байкальского выступа (1.88 – 1.84 млрд лет [Водовозов и др., 2015; Донская и др., 2007, 2008; Ларин и др., 2003, 2009; Неймарк и др., 1991; Шохонова и др., 2010; Poller et al., 2005]), 10 – гранитоиды татарниковского комплекса Байкальского выступа Байкальского выступа (1.85 млрд лет [Ларин и др., 2009]), 11 – гранитоиды абчадского комплекса и вулканиты иловирьской свиты Чуйского блока Байкальского выступа (1.86 млрд лет [Неймарк и др., 1990]), 12 – граниты чуйско-кодарского комплекса Тонодского выступа (1.85 млрд лет [Ларин и др., 2006а]), 13 – граниты кодарского комплекса Алданского щита (1.88 – 1.87 млрд лет [Ларин и др., 2000]), 14 – граниты балыхтанского комплекса Станового выступа (1.87 млрд лет [Ларин и др., 2012]).

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, 2006а, 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]. Формирование пород Южно-Сибирского пояса фиксирует окончательную стадию становления структуры Сибирского кратона и, возможно, вовлеченности его в структуру палеопротерозойского суперконтинента Колумбия.

В этой главе характеристика большей части гранитоидов и вулканитов приведена с использованием авторских оригинальных данных (разделы 6.1.2.1, 6.1.2.2, 6.1.3.1, 6.1.3.2, 6.2.1, 6.2.2, 6.2.3). Изотопно-геохимическая характеристика гранитоидов в составе отдельных массивов в разных частях пояса сделана 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., 2006а].

Описание гранитоидов и вулканитов Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса будет проводиться по направлению с запада на восток в трех отдельных группах.

6.1. Гранитоиды Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса в Ангаро-Канском, Бирюсинском, Шарыжалгайском выступах

6.1.1. Гранитоиды Ангаро-Канского выступа (обзор)

Самыми западными представителями Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса являются гранитоиды Таракского плутона Ангаро-Канского выступа (рис. 2.5), U-Pb возраст по циркону которых составляет 1837 ± 3 млн лет [Ножкин и др., 2003]. Детальные изотопно-геохимические исследования неметаморфизованных гранитоидов в центральной и восточной частях Таракского плутона были проведены О.М. Туркиной с соавторами [Туркина и др., 2006]. Гранитоиды здесь представлены массивными порфировидными и равномернозернистыми биотитовыми гранитами и лейкогранитами.

Неметаморфизованные гранитоиды Таракского плутона [Туркина и др., 2006] по своему химическому составу соответствуют умереннощелочным гранитам [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 6.2а). Они принадлежат к известково-щелочной серии, характеризуются варьирующей, но преимущественно высокой, железистостью ($f = 0.78 - 0.90$), являются высокоглиноземистыми образованиями ($ASI = 1.11 - 1.20$, $A/NK = 1.35 - 1.41$) (рис. 6.2 б-г).

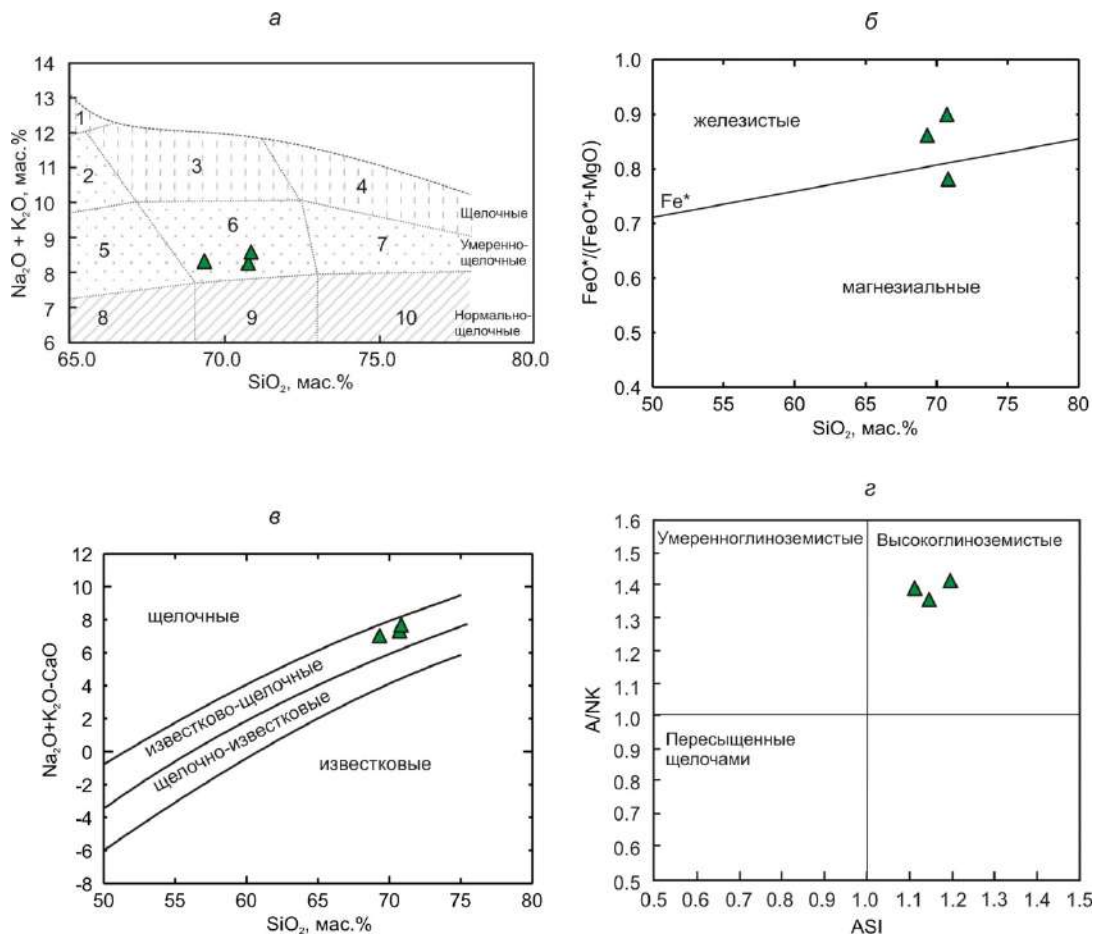


Рис. 6.2. Диаграммы $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (а) [Шарпенюк и др., 2013], $FeO^*/(FeO^*+MgO) - SiO_2$ (б) [Frost et al., 2001], MAFI ($Na_2O + K_2O - CaO$) - SiO_2 (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$] - ASI [мол. $Al_2O_3/(CaO + Na_2O+K_2O)$] (г) для неметаморфизованных гранитоидов Таракского плутона Ангаро-Канского выступа. Химические составы по [Туркина и др., 2006].

Цифры на диаграмме (а): 1 – щелочные сиениты, 2 – сиениты, 3 – щелочные граниты, 4 – щелочные лейкограниты, 5 – граносиениты, 6 – умереннощелочные граниты, 7 – умереннощелочные лейкограниты, 8 – гранодиориты, 9 – граниты, 10 – лейкограниты.

Для гранитов отмечаются умеренно высокие содержания Y (19 – 58 г/т), высокие концентрации Zr (390 – 500 г/т), а также пониженные содержания Sr (40 – 78 г/т). Граниты характеризуются сильно фракционированными спектрами распределения РЗЭ ($(La/Yb)_n = 17 – 51$) и хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.13 – 0.30$). Геохимические характеристики гранитов указывают на близость неметаморфизованных гранитов Таракского плутона гранитам А-типа [Туркина и др., 2006]. Согласно классификации [Barbarin, 1999] граниты наиболее близки обогащенным калием известково-щелочным гранитоидам (КСГ-тип), формирование которых связано с обстановкой постколлизиионного растяжения. Граниты характеризуется отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T) = -2.8$ и модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 2.5$ млрд лет [Туркина и др., 2006].

Изотопно-геохимические характеристики неметаморфизованных гранитов Таракского плутона позволяют считать, что они сформировались в результате плавления позднеархейского корового (тоналит-диорит-гнейсового) источника возможно с некоторым добавлением ювенильного мантийного материала, доля которого составляла 0 – 35% [Туркина и др., 2006]. Образование этих гранитоидов имело место в обстановке постколлизиионного растяжения на завершающих стадиях становления структуры Сибирского кратона.

6.1.2. Гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканиты Саяно-Бирюсинского вулканоплутонического пояса Бирюсинского выступа

Раннепротерозойские неметаморфизованные гранитоиды и ассоциирующие с ними близковозрастные вулканиты в пределах Бирюсинского выступа формируют Саяно-Бирюсинский вулканоплутонический пояс, который протягивается на расстояние около 300 км в северо-западном направлении вдоль зоны сочленения Бирюсинского блока Ангарского складчатого пояса с архейским Тунгусским супертеррейном Сибирского кратона (рис. 6.3). Наиболее хорошо изученными представителями Саяно-Бирюсинского пояса являются: двуслюдяные граниты Бирюсинского массива [Донская и др., 2014], тоналиты Подпорогского массива [Туркина, 2005; Туркина и др., 2003, 2006], кварцевые диориты и биотит-амфиболовые граниты Удинского массива [Туркина и др., 2006], биотит-амфиболовые граниты Барбитайского массива [Левицкий и др., 2002], вулканиты и долериты мальцевской толщи елашской серии [Донская и др., 2019].

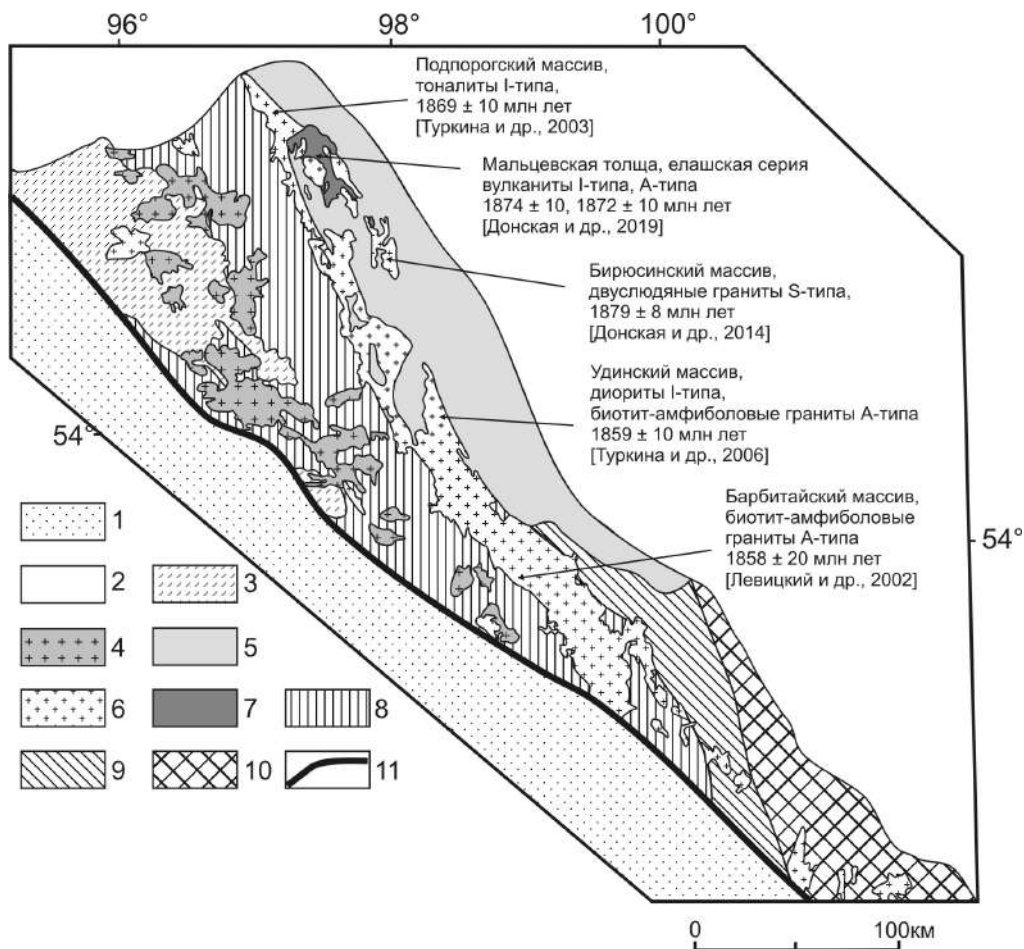


Рис. 6.3. Схема геологического строения Бирюсинского выступа (модифицированная после [Геологическая..., 1983; Донская и др., 2014]).

1 – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 2 – фанерозойские образования чехла Сибирской платформы; 3 – девонские вулканогенно-осадочные породы наложенных впадин, 4 – палеозойские гранитоиды, 5 – венд-позднерифейские осадочные породы, 6 – раннепротерозойские гранитоиды саянского комплекса, 7 – раннепротерозойские терригенно-вулканогенные породы елашской серии, 8 – раннепротерозойские – позднеархейские породы Бирюсинского выступа (неразделенные); 9 – раннепротерозойские породы Урикско-Ийского грабена; 10 – архейские породы Шарыжалгайского выступа; 11 – Главный Саянский разлом.

6.1.2.1. Гранитоиды Бирюсинского массива

6.1.2.1.1. *Геологическое строение Бирюсинского массива, петрографическая характеристика гранитоидов и их возраст*

Бирюсинский массив протягивается вдоль реки Бирюсы в ее среднем течении (рис. 6.3, 6.4). Контакты гранитов массива с вмещающими метаморфическими образованиями перекрыты неопротерозойскими осадочными отложениями. Исследованные граниты Бирюсинского массива представляют собой светло-серые средне-крупнозернистые породы, породообразующими минералами которых являются плагиоклаз (35-38%), кварц (30-35%), калиевый полевой шпат (25-30%), биотит (3-4%), мусковит (1-2%). Мусковит главным образом встречается как первичный в виде пластинок и чешуек. В отдельных разностях отмечается развитие псевдоморфоз серицита по плагиоклазу, хлорита по биотиту. Акцессорные минералы в гранитах представлены цирконом, апатитом, рутилом.

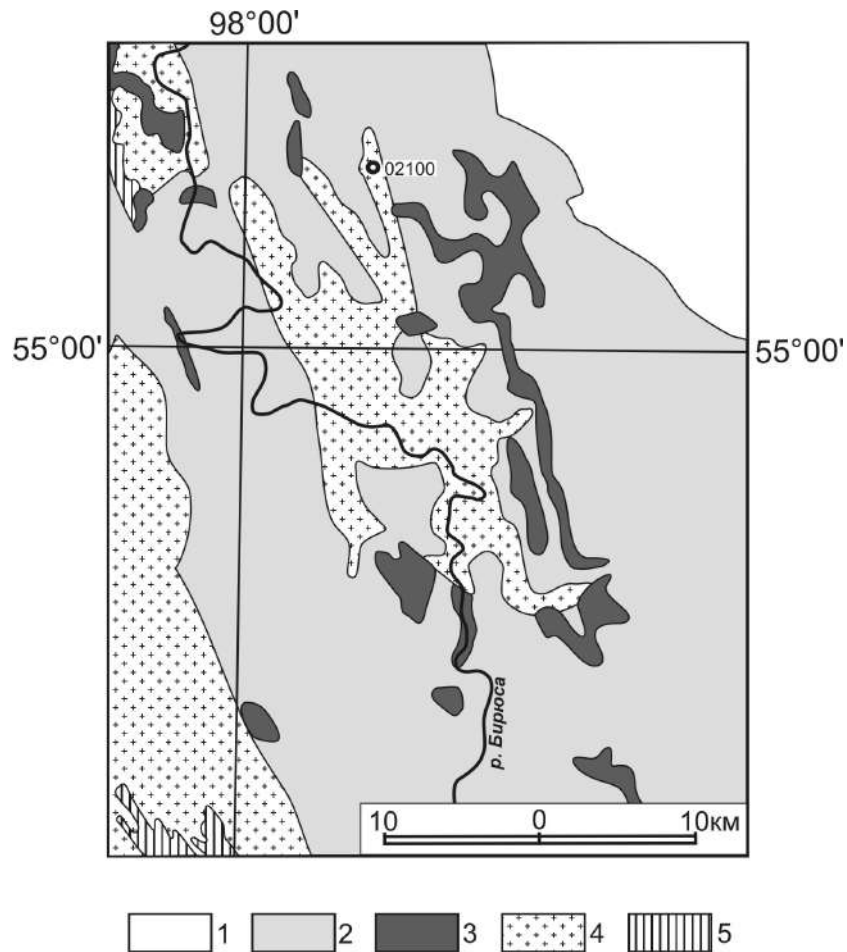
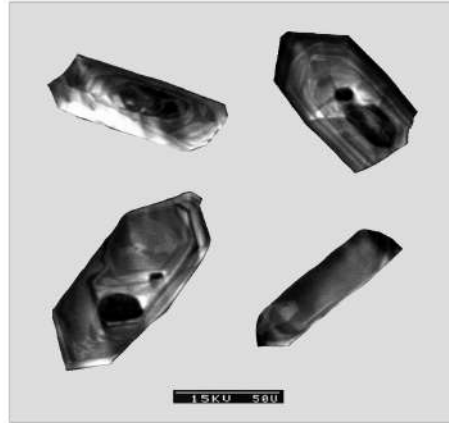


Рис. 6.4. Схема геологического строения района среднего течения р. Бирюсы (модифицирована после [Галимова и др., 2011]).

1 – фанерозойские образования чехла Сибирской платформы; 2 – неопротерозойские осадочные породы Присаянского прогиба; 3 – неопротерозойские дайки долеритов; 4 – раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды; 5 – раннедокембрийские образования Бирюсинского выступа.

Возраст гранитов Бирюсинского массива был определен U-Pb методом по циркону (SHRIMP) [Донская и др., 2014]. Цирконы из гранита (проба 02100) Бирюсинского массива представлены мелкими идиоморфными и субидиоморфными кристаллами. Размер зерен циркона изменяется от 50 до 130 мкр, удлинение кристаллов – 1 : 2, 1 : 3.5. На катодолюминесцентных изображениях зерен циркона наблюдается хорошо выраженная магматическая зональность (рис. 6.5 а). На U-Pb диаграмме с конкордией (рис. 6.5 б) пять точек изотопного состава изученного циркона располагаются на конкордии, а его конкордантный возраст составляет 1879 ± 8 млн лет (СКВО = 0.45). Средняя величина возраста, рассчитанного по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, для шести точек изотопного состава циркона составила 1874 ± 14 млн лет (СКВО = 2.0). Согласно с морфологическими особенностями циркона, свидетельствующими о его магматическом происхождении, значение средневзвешенного возраста 1874 ± 14 млн лет может быть проинтерпретировано как оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, возраст гранитов Бирюсинского массива.

а



б

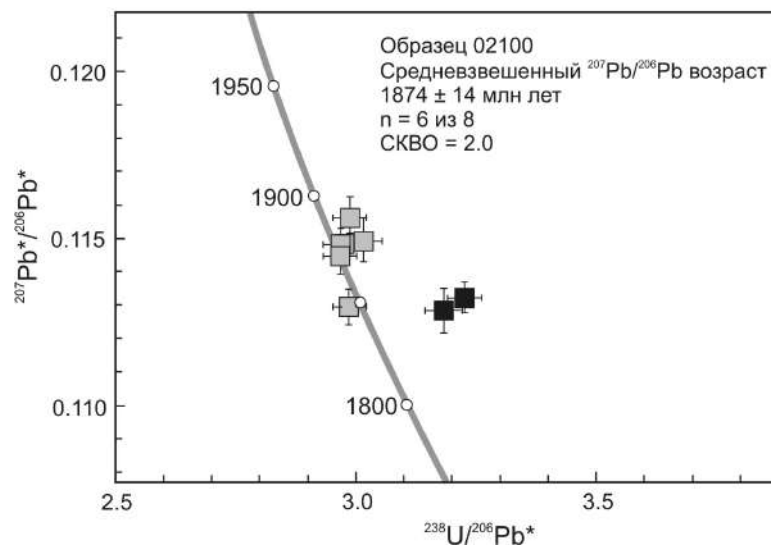


Рис. 6.5. Изображения кристаллов циркона, выполненные в режиме катодолуминесценции (а) и U-Pb диаграмма с конкордией (б) для цирконов из гранита Бирюсинского массива (проба 02100) [Донская и др., 2014].

6.1.2.1.2. Геохимическая характеристика гранитов

Двуслюдяные граниты Бирюсинского массива характеризуются содержанием SiO_2 71.9 – 74.5 мас.% и суммой щелочей от 7.3 до 8.5 мас.%, при превышении содержаний K_2O над Na_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \geq 1.4$) (табл. 2). Граниты Бирюсинского массива по своему химическому составу соответствуют гранитам и лейкогранитам умеренной и нормальной щелочности [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 6.6 а). Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавторами [Frost et al., 2001] исследованные граниты относятся как к магнезиальным, так и железистым ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}) = 0.73 - 0.86$), главным образом известково-щелочным образованиям (индекс $\text{MALI} = 7.1 - 8.3$) (рис. 6.6 б, в). Граниты представляют собой высокоглиноземистые образования ($\text{ASI} = 1.17 - 1.49$, $\text{A/NK} = 1.26 - 1.54$) (рис. 6.6 г). По перечисленным выше петрогеохимическим характеристикам граниты Бирюсинского массива обнаруживают сходство с высокоглиноземистыми лейкогранитами различных регионов мира [Frost et al., 2001].

Исследованные граниты характеризуются высокими содержаниями Rb (230-380 г/т) и Th (14 – 41 г/т), низкими концентрациями Sr (41-70 г/т), умеренными Ba (160-390 г/т), Zr (60 – 150 г/т), Nb (10 – 24 г/т), Y (8 – 27 г/т).

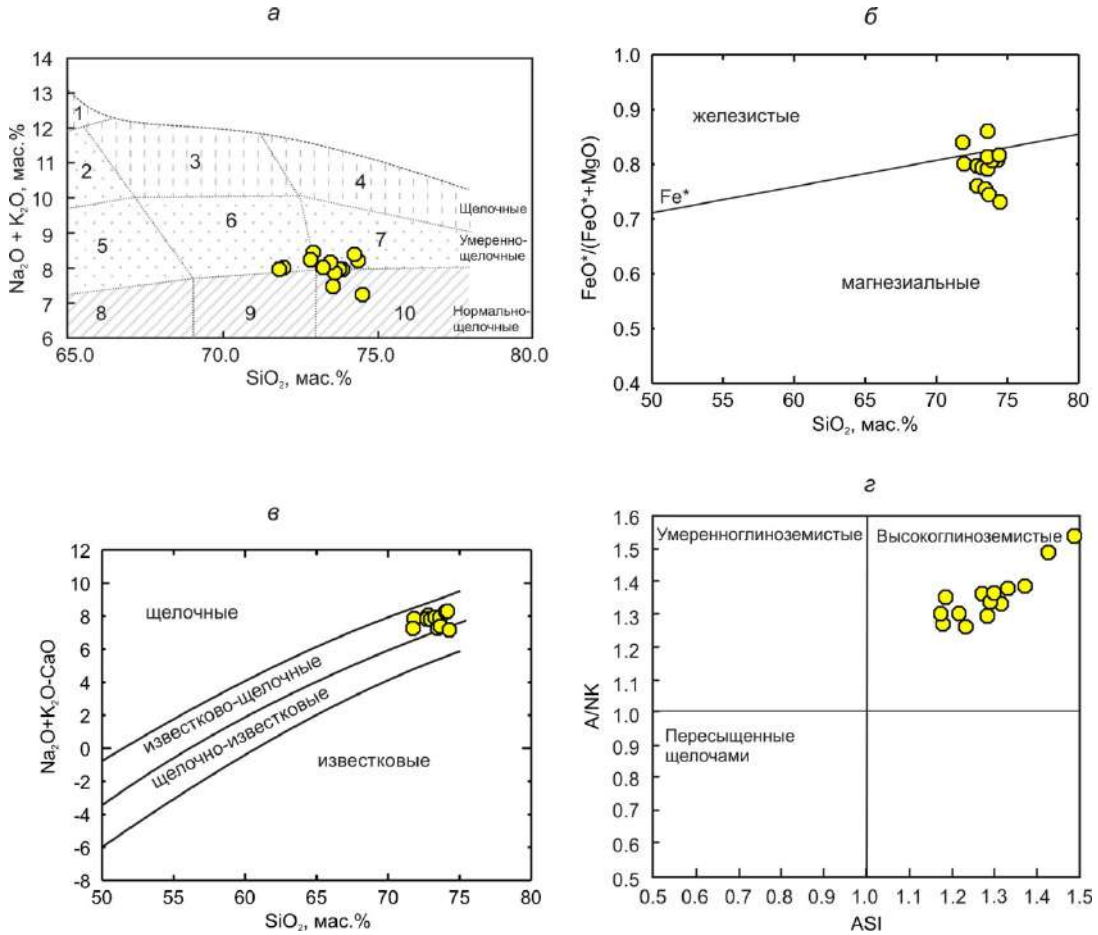


Рис. 6.6. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенко и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], MAFI $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] – ASI [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] (г) для гранитов Бирюсинского массива. Цифры на диаграмме (а): 1 – щелочные сиениты, 2 – сиениты, 3 – щелочные граниты, 4 – щелочные лейкограниты, 5 – граносиениты, 6 – умереннощелочные граниты, 7 – умереннощелочные лейкограниты, 8 – гранодиориты, 9 – граниты, 10 – лейкограниты.

Сумма редкоземельных элементов в гранитах Бирюсинского массива составляет 95 – 288 г/т. Граниты характеризуются фракционированным распределением РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 5.6 - 26.5$) и хорошо выраженной отрицательной Eu аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.16 - 0.37$) на спектрах распределения РЗЭ (рис. 6.7). Особенности минерального состава и петрогеохимии гранитов Бирюсинского массива позволяют рассматривать их как граниты S-типа в соответствии с классификацией Б. Чаппела и А. Уайта [Chappell, White, 1974, 1992].

Граниты Бирюсинского массива характеризуются отрицательными величинами $\epsilon\text{Nd}(T) = -5.4 \dots -6.4$ и неоархейским модельным возрастом – $T_{\text{NdDM}} = 2.7$ млрд лет (табл. 3) [Gladkochub et al., 2009; Донская и др., 2014].

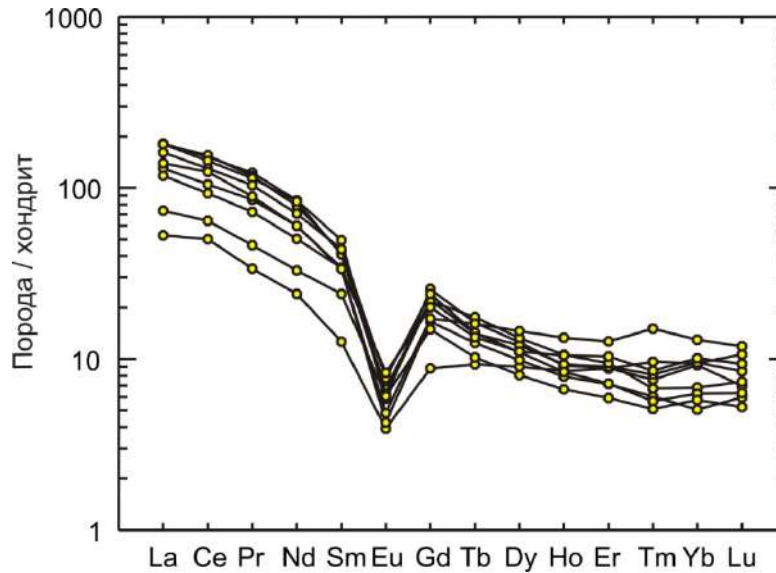


Рис. 6.7. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормализованные к хондриту [Wakita et al., 1970], для гранитов Бирюсинского массива.

6.1.2.1.3. Петрогенезис гранитов

Минеральный состав двуслюдяных гранитов Бирюсинского массива, их геохимические характеристики сопоставимые с гранитами *S*-типа, свидетельствуют о метаосадочной природе источника гранитов. Согласно классификации [Barbarin, 1999], граниты Бирюсинского массива близки мусковит-содержащим высокоглиноземистым гранитоидам (MPG типа). Согласно экспериментальным данным такие граниты могут формироваться за счет плавления источников пелитового или псаммитового составов [Patino Douce, Johnston, 1991; Miller, 1985; Harris, Inger, 1992; Skjerlie, Jonston, 1996]. Одним из критериев разделения гранитов, образовавшихся за счет плавления разных по составу источников, является отношение $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$, отражающее различное содержание плагиоклаза и глинистых минералов в пелитах и псаммитах [Sylvester, 1998]. Исследованные граниты Бирюсинского массива характеризуются низкими значениями отношения $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ (< 0.3), что указывает на источник пелитового состава (рис. 6.8 а) [Sylvester, 1998]. В пользу первичного метапелитового состава источника свидетельствуют также сильно высокоглиноземистый состав гранитов (содержание нормативного корунда – 2.12 – 4.88), содержания K_2O около 5 мас.%, $\text{CaO} < 1$ мас.%, высокие значения отношений Rb/Ba (0.7 – 1.9) и Rb/Sr (3.9 – 6.8) (рис. 6.8 б) [Miller, 1985; Sylvester, 1998]. Этот вывод подтверждается положением фигуративных точек проанализированных гранитов на диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{FeO}^*) - \text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^*)$ [Altherr et al., 2000] (рис. 6.8 в).

Поведение таких элементов как Rb, Ba и Sr в высокоглиноземистых гранитах позволяет оценить не только состав источника (рис. 6.8 б), но и определить условия кристаллизации расплава и основные минеральные фазы, контролирующие формирование гранитных

расплавов, т.к. эти элементы преобладают в главных минералах гранитов: плагиоклазе, калиевом полевом шпате и слюдах.

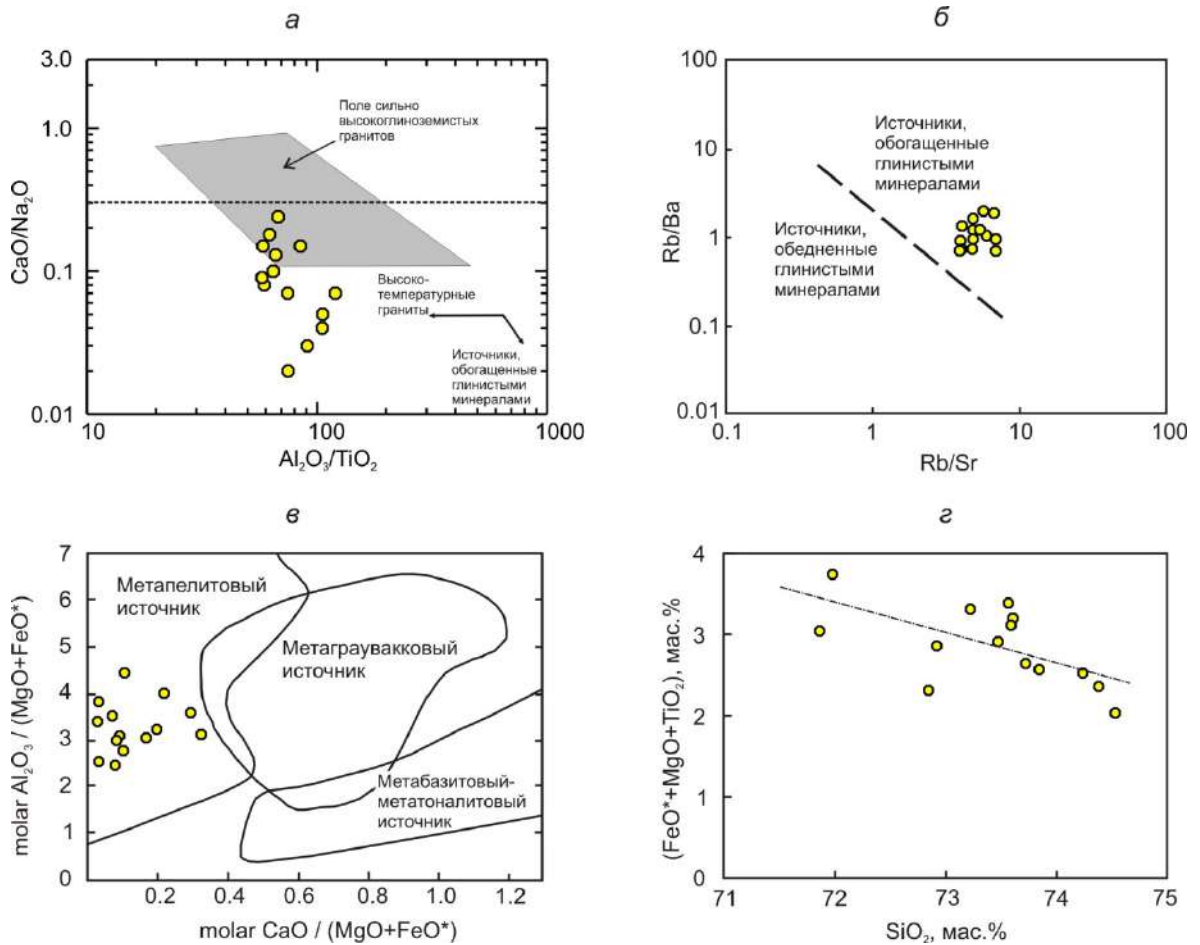


Рис. 6.8. Диаграммы $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ [Sylvester, 1998] (а), $\text{Rb}/\text{Ba} - \text{Rb}/\text{Sr}$ [Sylvester, 1998] (б), $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO}^*) - \text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$ [Altherr et al., 2000] (в), $(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - \text{SiO}_2$ (г) для гранитов Бирюсинского массива.

Согласно модельным расчетам Н.Б.В. Харриса и С. Ингера [Harris, Inger, 1992], лейкогранитные расплавы, образующиеся в результате инконгруэнтного плавления мусковита (или мусковита и биотита) в метапелите в отсутствии флюидной фазы, могут содержать среди релитовых фаз калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, гранат, силлиманит. В случае плавления только мусковита в источнике, в релите может присутствовать также биотит. Расплавы, возникающие при таком плавлении, характеризуются высокими значениями отношений Rb/Sr , низкими значениями отношений Sr/Ba и отрицательной Eu аномалией. Напротив, плавление в присутствии флюида обеспечивает в расплаве низкие значения отношений Rb/Sr и высокие значения отношений Sr/Ba , что связано с отсутствием в релите плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Таким образом, высокие значения отношений Rb/Sr (3.8 – 6.8) (рис. 6.8 б), низкие значения отношений Sr/Ba (0.1 – 0.3), также как и отрицательная Eu аномалия на спектрах распределения редкоземельных элементов (рис. 6.7) свидетельствуют о том, что плавление метапелитового источника происходило в отсутствии дополнительной

флюидной фазы [Harris, Inger, 1992]. Кроме того, отмеченные выше значения отношений Rb/Sr и Sr/Ba показывают, что как плагиоклаз, так и калиевый полевой шпат могли присутствовать в рестите при выплавлении двуслюдяных гранитов Бирюсинского массива [Harris, Inger, 1992]. Повышенные содержания Y и тяжелых редкоземельных элементов в гранитах (рис. 6.7) указывают на то, что гранат не мог являться основной реститовой фазой при их формировании. Отмечающаяся отрицательная корреляция между содержаниями SiO₂ и суммой (FeO*+MgO+TiO₂) (рис. 6.8 г) позволяет допускать присутствие биотита в рестите и, соответственно, рассматривать плавление только мусковита в метапелитовом источнике. Обобщая вышеизложенное, можно сделать вывод о том, что двуслюдяные граниты Бирюсинского массива были образованы в результате дегидратационного плавления мусковита в источнике пелитового состава в равновесии с реститом, содержащем плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит, кварц, силлиманит.

Близость изотопных составов Nd в двуслюдяных гранитах Бирюсинского массива ($\epsilon\text{Nd}(T) = -5.4 \dots -6.4$, $T_{\text{NdDM}} = 2.7$ млрд лет) и в архейских гнейсах хайламинской серии Бирюсинского выступа ($\epsilon\text{Nd}_{1874\text{Ma}} = -3.9 \dots -6.8$, $T_{\text{NdDM}} = 2.6 - 2.8$ млрд лет [Туркина, 2005, Туркина и др., 2006]) позволяет принимать архейские породы Бирюсинского выступа в качестве возможного источника для исследуемых гранитов.

Принятая ранее в некоторых работах [Левицкий и др., 2002] точка зрения о том, что двуслюдяные граниты принадлежат ко второй фазе единого саянского комплекса гранитоидов, распространенного в пределах Бирюсинского выступа, не подтверждается имеющимися изотопно-геохимическими данными. Амфиболовые и биотит-амфиболовые гранитоиды, относимые цитируемыми выше авторами к первой фазе комплекса, не могут быть даже потенциальными источниками для двуслюдяных гранитов, так как характеризуются $\epsilon\text{Nd}(t) = -0.7 \dots -2.0$ [Кирнозова и др., 2003]. Кроме того, как мы уже отмечали, граниты Бирюсинского массива образовались в результате плавления метапелитового источника, поэтому генетически не могут быть связаны с амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гранитами.

Низкие значения индикаторного отношения Al₂O₃/TiO₂ (58 – 120, среднее 78) в двуслюдяных гранитах Бирюсинского массива свидетельствуют об относительно высокой температуре гранитных расплавов (рис. 6.8 а) [Sylvester, 1998]. Данный вывод подтверждается расчетами, сделанными с использованием цирконового термометра Е.Б. Ватсона и Т.М. Харрисона [Watson, Harrison, 1983]. Проведенные расчеты показали, что для двуслюдяных гранитов Бирюсинского массива фиксируются температуры 740 – 800°C (средняя 780°C), что приближает их даже к некоторым гранитам А-типа [Донская и др., 2005]. Высокие содержания Y и Yb в гранитах и, соответственно, отсутствие граната в качестве реститовой фазы,

указывают на то, что давления при формировании родоначальных расплавов должны быть ниже 7 кбар [Patiño Douce, Johnston, 1991].

Геодинамическая обстановка формирования гранитов Бирюсинского массива – постколлизийное растяжение подтверждается расположением фигуративных точек составов гранитов на диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996], где они попадают преимущественно в поле постколлизийных гранитов (рис. 6.9).

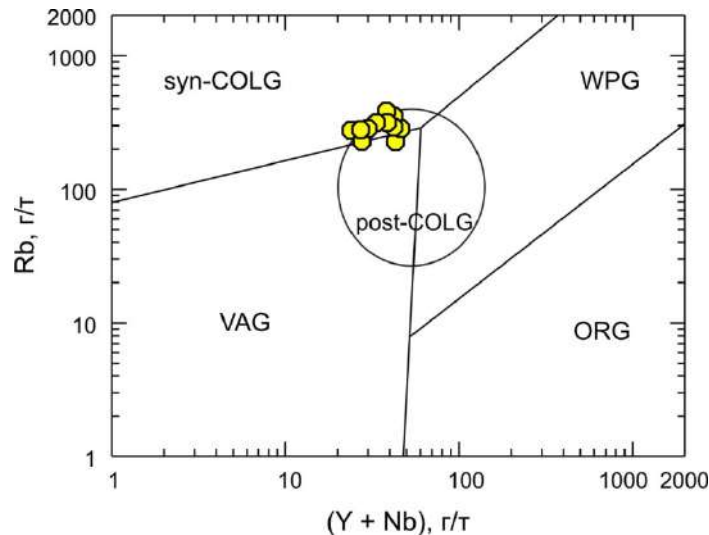


Рис. 6.9. Диаграмма Rb – (Y + Nb) [Pearce, 1996] для гранитов Бирюсинского массива. VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

6.1.2.2. Вулканы кислого состава мальцевской толщи елашской серии

6.1.2.2.1. Геологическое положение мальцевской толщи, петрографическая характеристика вулканитов и их возраст

Мальцевская толща входит в состав елашской серии Елашского грабена, породы которого наложены на позднеархейские образования Бирюсинского выступа (рис. 6.3). Породы елашской серии объединяют в себе терригенно-вулканогенные образования часовенской и мальцевской толщ (рис. 6.10) [Галимова и др., 2012]. Взаимоотношения между часовенской и мальцевской толщами – тектонические, стратиграфическое положение их друг относительно друга определяется только на основе косвенных данных [Галимова и др., 2012]. Нижняя, часовенская, толща сложена метапесчаниками, сланцами разного состава, железистыми кварцитами, амфиболитами по базальтоидам [Галимова и др., 2012]. Верхняя, мальцевская, толща состоит из метатерригенных пород, туфов и вулканитов разного состава [Галимова и др., 2012]. Терригенные породы мальцевской толщи включают в себя метапесчаники, метаалевролиты и сланцы разного состава, среди вулканических пород отмечаются андезибазальты, андезиты, дациты и риолиты, с преобладанием вулканитов кислого состава. На некоторых участках вулканические породы составляют существенную (до 90%) часть разрезов.

Кроме того, в мальцевской толще выделяются породы субвулканической фации, в том числе метадолериты, метагаббродолериты, гранит-порфиры, риолиты, дациты [Галимова и др., 2012].

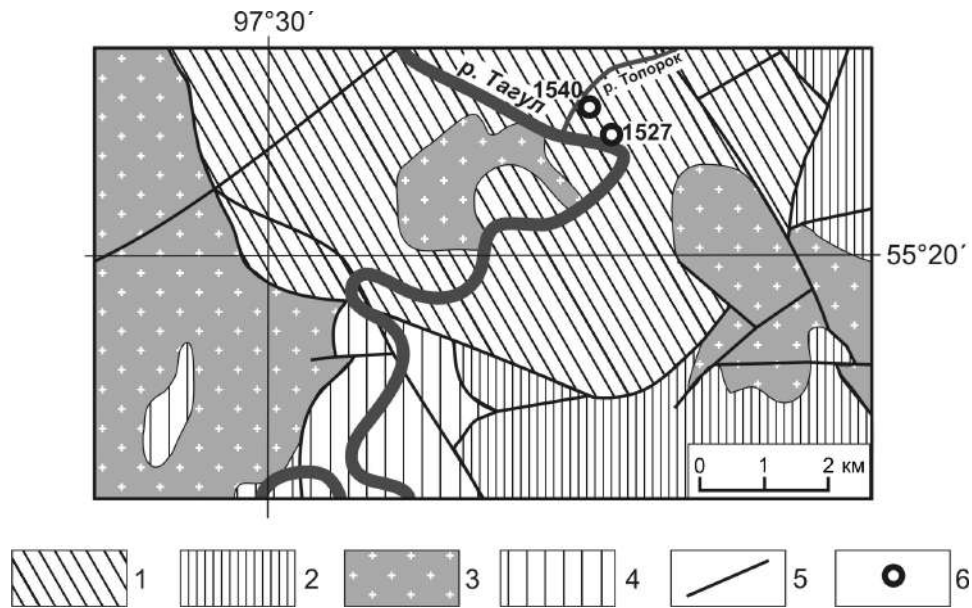


Рис. 6.10. Схема геологического строения района среднего течения р. Тагул.

1 – раннепротерозойские терригенно-вулканогенные породы мальцевской толщи елашской серии, 2 – раннепротерозойские терригенно-вулканогенные породы часовенской толщи елашской серии, 3 – раннепротерозойские гранитоиды саянского комплекса, 4 – позднеархейские (?) породы Бирусинского выступа (неразделенные), 5 – главные разломы, 6 – места отбора проб на геохронологические исследования (1527 – участок Тагул, 1540 – участок Топорок).

Детальные исследования пород мальцевской толщи елашской серии были проведены на двух участках в бассейне р. Тагул (далее участок Тагул) и в ее притоке р. Топорок (далее участок Топорок), где вулканические породы преобладают в разрезе, а метатерригенные породы и туфы слагают горизонты между ними (рис. 6.10).

На участке Тагул (рис. 6.10) в коренном обнажении отмечаются преимущественно серозеленные метавулканиды кислого состава, а также встречаются небольшие тела метаморфизованных долеритов.

Метавулканиды кислого состава участка Тагул представляют собой метаморфизованные породы с порфировой структурой. Порфировые включения представлены реликтивными фенокристаллами частично серицитизированного плагиоклаза. Основная масса породы состоит из кварца и полевого шпата, для которых на некоторых участках фиксируется реликтовая фельзитовая структура, а также серицита, хлоритизированного биотита, эпидота. На отдельных участках отмечаются новообразованные порфиробласты кварца. Кроме того, кварц, иногда в ассоциации с альбитом, хлоритом и эпидотом, формирует вторичные прожилки. Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, ортитом, рудным минералом.

Метаморфизованные долериты (субвулканические породы основного состава) характеризуются катакластической и гранобластовой структурами, а также реликтивными порфировой, микродолеритовой и интерсертальной структурами. Реликтовые порфировые

вкрапленники представлены лейстами плагиоклаза, а основная масса породы сложена мелкозернистым агрегатом плагиоклаза, а также более крупными агрегатами роговой обманки, возможно заместившей клинопироксен, и актинолитом. По роговой обманке частично развивается хлорит. Второстепенным минералом метаморфизованных долеритов является рудный минерал, содержание которого достигает 5%.

На участке Топорок (рис. 6.10) в коренных обнажениях отмечается чередование серо-зеленых, серых и светло-серых метавулканитов разного состава, а также небольших тел метаморфизованных долеритов. Вулканиты основного-среднего и кислого составов отмечены в пределах отдельных сегментов, т.е. в одном обнажении чередования вулканитов основного-среднего и кислого состава зафиксировано не было.

Метавулканиты кислого состава участка Топорок представляют собой в различной степени измененные породы с лепидогранобластовой, порфиробластовой и катакластической структурами, но в которых сохранились участки с реликтовыми порфировой и фельзитовой структурами. Порфиновые вкрапленники представлены реликтовым серицитизированным плагиоклазом. Основная масса метавулканитов кислого состава состоит из кварц-полевошпатового агрегата, серицита и биотита, который в большинстве своем замещен хлоритом. В отдельных разностях отмечается однонаправленное расположение чешуйчатых минералов, что обуславливает сланцеватость этих пород. Кроме этого, в метавулканитах встречаются порфиробластические образования новообразованного кварца. Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, рутилом.

Метавулканиты среднего состава состоят преимущественно из мелкозернистой лепидогранобластовой кварц-полевошпатовой основной массы, среди которой неоднородно распределены хлорит и рудный минерал. Изредка встречаются образования похожие на реликтовые порфиновые выделения плагиоклаза. Кроме того, в породах на фоне основной массы отмечаются новообразованные порфиробласты биотита.

Метавулканиты основного (андезиобазальтового) состава представляют собой метаморфизованные породы, характеризующиеся лепидобластовой структурой, с участками, на которых сохранились реликтовые пилотакситовая и порфировая структуры. Порфиновые вкрапленники представлены сосюритизированными лейстами плагиоклаза. Основная масса породы состоит из плагиоклаза, амфибола (актинолита), хлорита, биотита и рудного минерала.

Метаморфизованные долериты (субвулканические породы основного состава) участка Топорок подобны метадолеритам участка Тагул. Исключением является интенсивно проявленная в них сосюритизация плагиоклазов.

Возраст метавулканитов кислого состава мальцевской толщи елашской серии был определен U-Pb методом по циркону (SHRIMP) [Донская и др., 2019].

Цирконы из метаморфизованного вулканита кислого состава (проба № 1527), отобранного на участке Тагул, представлены бесцветными, иногда с дымчатым оттенком, прозрачными идиоморфными кристаллами (рис. 6.11 а).

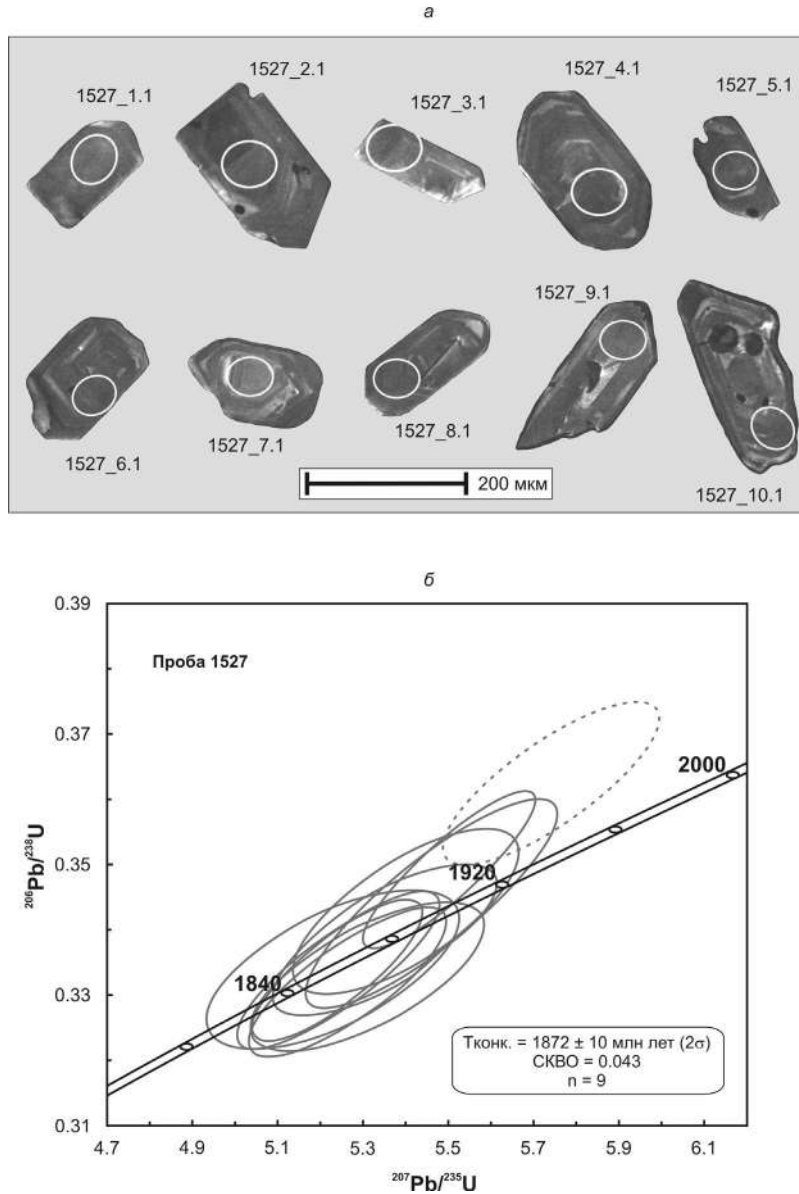


Рис. 6.11. Изображения кристаллов циркона, выполненные в режиме катодолуминесценции (а) и U-Pb диаграмма с конкордией (б) для цирконов из метаморфизованного вулканита кислого состава участка Тагул мальцевской толщи елашской серии (проба 1527) [Донская и др., 2019].

Размер зерен циркона изменяется от 150 до 250 мкм, удлинение кристаллов составляет 1:2, 1:3. На катодолуминесцентных изображениях зерен циркона наблюдается магматическая зональность (рис. 6.11 а). В измеренных зернах концентрации урана и тория составляют 152 – 488 г/т и 73 – 273 г/т, соответственно. Отношения $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ варьируются в узком диапазоне от 0.43 до 0.58. На U-Pb диаграмме с конкордией (рис. 6.11 б) девять точек изотопного состава изученного циркона располагаются на конкордии, а его конкордантный возраст составляет 1872 ± 10 млн лет (СКВО = 0.043). При расчете конкордантного возраста не учитывалась точка

изотопного состава № 10.1 в связи с дискордантностью полученных значений. Согласно с морфологическими особенностями циркона, свидетельствующими о его магматическом происхождении, значение возраста 1872 ± 10 млн лет может быть проинтерпретировано как оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, возраст вулканитов кислого состава мальцевской толщи участка Тагул.

Цирконы из метаморфизованного вулканита кислого состава (проба № 1540), отобранного на участке Топорок, представлены желтоватыми, с медовым оттенком, прозрачными, длиннопризматическими, идиоморфными кристаллами (рис. 6.12 а).

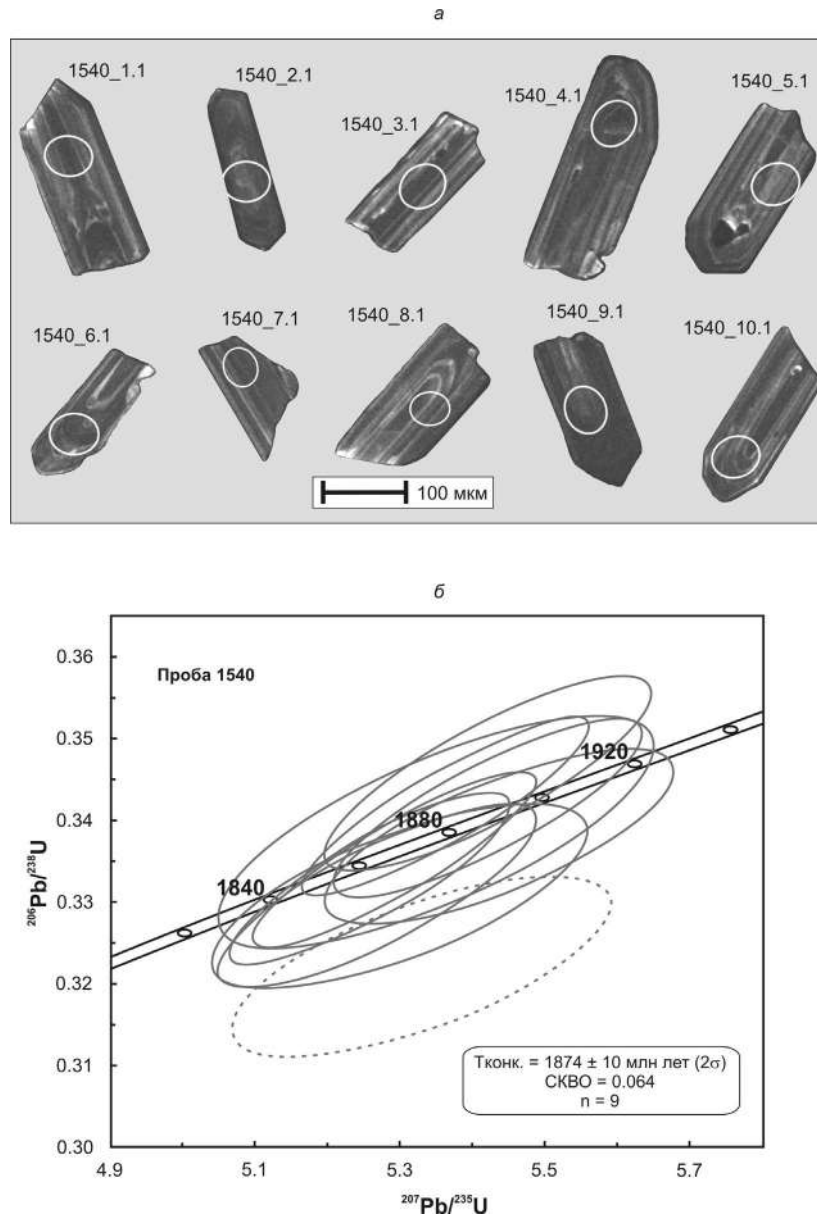


Рис. 6.12. Изображения кристаллов циркона, выполненные в режиме катодолюминесценции (а) и U-Pb диаграмма с конкордией (б) для цирконов из метаморфизованного вулканита кислого состава участка Топорок мальцевской толщи елашской серии (проба 1540) [Донская и др., 2019].

Размер зерен циркона изменяется от 120 до 300 мкм, а удлинение кристаллов варьируется от 1:2 до 1:4. Для внутреннего строения кристаллов циркона типична хорошо

выраженная магматическая зональность (рис. 6.12 а). В измеренных зернах отмечаются варьирующие содержания урана и тория, составляющие 250 – 748 г/т и 106 – 497 г/т, а также отношения $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.38 - 0.92$. На U-Pb диаграмме с конкордией (рис. 6.12 б) девять точек изотопного состава изученного циркона располагаются на конкордии, а его конкордантный возраст составляет 1874 ± 10 млн лет (СКВО = 0.064). Точка изотопного состава № 3.1, соответствующая зерну циркона с минимальными концентрациями U и Th, а также с максимальным содержанием ^{206}Pb , при расчете конкордантного возраста не учитывалась в связи с дискордантностью полученных значений. Согласно с морфологическими особенностями циркона, свидетельствующими о его магматическом происхождении, значение возраста 1874 ± 10 млн лет может быть проинтерпретировано как оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, возраст вулканитов кислого состава мальцевской толщи участка Топорок.

6.1.2.2.2. Геохимическая характеристика вулканитов среднего и кислого состава мальцевской толщи

Метавулканиты среднего состава участка Топорок характеризуются содержанием SiO_2 59.1 – 63.4 мас.% и суммой щелочей от 5.8 до 7.6 мас.% (табл. 2). Эти метавулканиты по своему химическому составу наиболее близки андезитам нормальной щелочности [Шарпенюк и др., 2008] (рис. 6.13 а). На диаграмме $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ [Frost et al., 2001], исследованные метаандезиты располагаются вдоль линии, разделяющей магнезиальные и железистые образования ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.71 - 0.77$) (рис. 6.13 б). Породы представляют собой главным образом известково-щелочные (индекс $\text{MALI} = 3.8 - 6.5$) и высокоглиноземистые образования ($\text{ASI} = 1.24 - 1.40$, $\text{A/NK} = 1.48 - 2.08$) (рис. 6.13 в, г). Для метаандезитов характерно фракционированное распределение редкоземельных элементов $\text{La}/\text{Yb}_n = 8 - 10$, при этом отрицательный наклон спектров наблюдается в области легких редких земель ($\text{La}/\text{Sm}_n = 3 - 6$) и пологие спектры в области средних и тяжелых РЗЭ ($\text{Gd}/\text{Yb}_n = 1 - 1.5$), а также слабовыраженная отрицательная европиевая аномалия или ее отсутствие ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.56 - 1.01$) (рис. 6.14 а). На мультиэлементных спектрах метаандезитов отмечается несовпадение спектров в области сильнонесовместимых элементов (Rb, Ba, K) и близкие параллельные друг другу спектры в области остальных элементов с отрицательными аномалиями Nb-Ta, Sr, Ti и положительными Th-U (рис. 6.14 б).

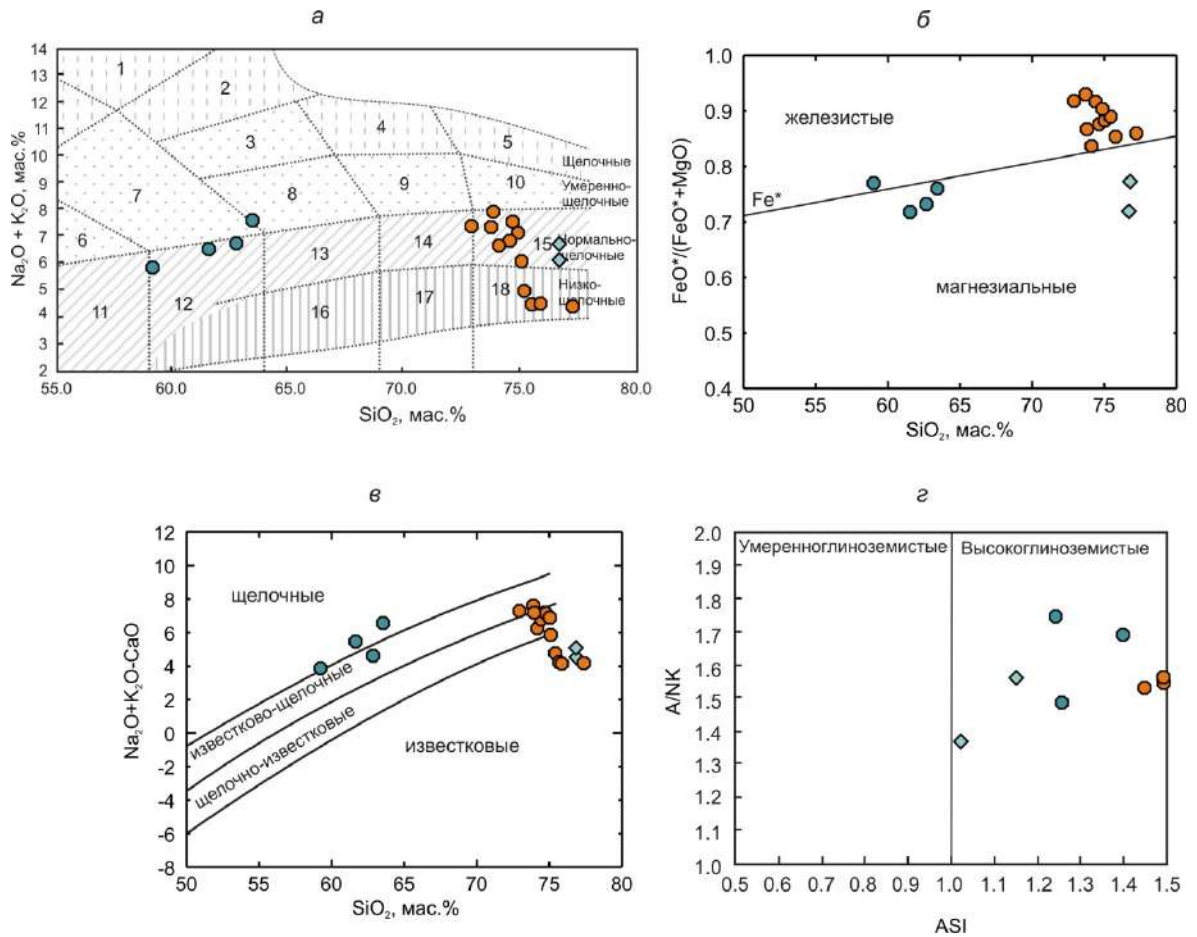


Рис. 6.13. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенюк и др., 2008], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], MAFI $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] – ASI [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] (г) для вулканитов среднего и кислого составов мальцевской толщи елашской серии.

Темно зеленые кружки – метаандезиты участка Топорок, оранжевые кружки – метариолиты участка Топорок, голубые ромбы – метариолиты участка Тагул.

Цифры на диаграмме (а): 1 – фонолиты, 2 – щелочные трахиты, 3 – трахиты, 4 – пантеллериты, 5 – комендиты, 6 – трахиандезибазальты, 7 – трахиандезиты, 8 – трахидациты, 9 – трахириодациты, 10 – трахириолиты, 11 – андезибазальты, 12 – андезиты, 13 – дациты, 14 – риодациты, 15 – риолиты, 16 – низкощелочные дациты, 17 – низкощелочные риодациты, 18 – низкощелочные риолиты.

Метавулканиты кислого состава участка Топорок по своим геохимическим характеристикам соответствуют риолитам нормальной и низкой щелочности (рис. 6.13 а). Породы обнаруживают высокие значения железистости ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.83 - 0.92$) (6.13 б). Метариолиты обнаруживают высокие содержания $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.9 - 14.7$ мас.%, низкие $\text{TiO}_2 < 0.07$ мас. %, а также варьирующие концентрации $\text{Na}_2\text{O} = 0.12 - 2.53$ и повышенные $\text{K}_2\text{O} = 4.1 - 6.9$ мас. %. Содержания последних двух элементов могут быть достаточно сильно изменены в результате вторичных преобразований породы, также, соответственно, могут не соответствовать исходным и содержания крупноионных литофильных элементов. Поэтому, классификация изученных метариолитов с использованием индексов MAFI и ASI, по-видимому, не имеет большого смысла. Специфическими особенностями кислых вулканитов участка Топорок являются низкие содержания Y (4 – 6 г/т), Nb (9 – 11 г/т), Zr (69 – 82 г/т), La (4

– 19 г/т) и повышенные концентрации Th (11 – 14 г/т) (табл. 2). Породы обнаруживают сильно фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов ($La/Yb_n = 7 - 30$) и отсутствие европиевой аномалии ($Eu/Eu^* = 0.66 - 1.13$) (рис. 6.14 в). На мультиэлементных спектрах отмечаются отрицательные аномалии Nb, Sr, Ti, положительные Th-U (см. рис. 6.14 г). Несмотря на высокие значения железистости, по содержанию редких элементов метавулканисты кислого состава участка Топорок обнаруживают сходство с гранитами *I*-типа [Chappell, White, 1992].

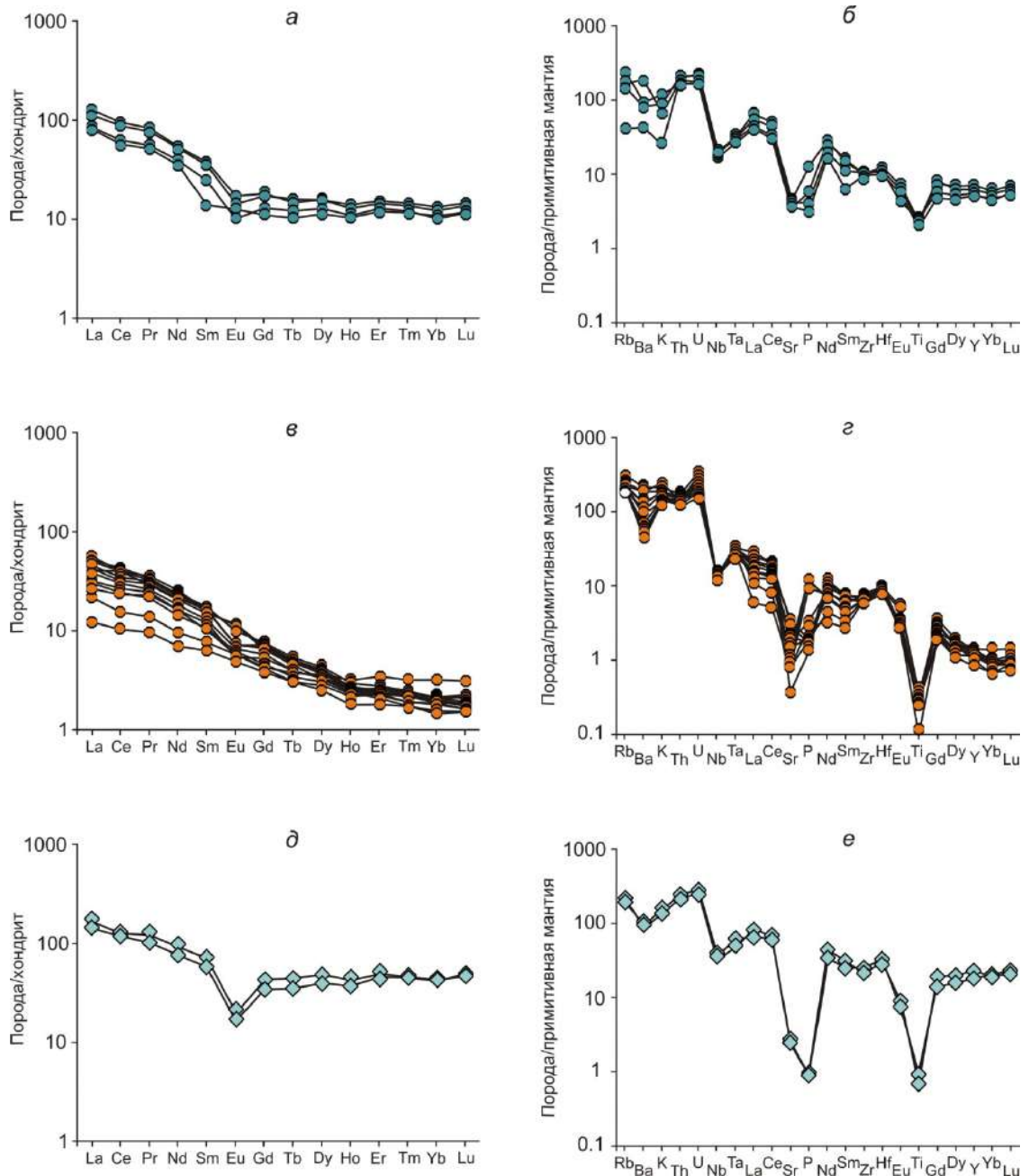


Рис. 6.14. Спектры распределения редкоземельных элементов (*а, в, д*), нормализованные к хондриту [Wakita et al., 1970], и мультиэлементные спектры (*б, г, е*), нормализованные к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], для вулканистов среднего и кислого составов мальцевской толщи елашской серии.

Условные обозначения см. рис. 6.13.

Метавулканыты кислого состава участка Тагул обнаруживают геохимические характеристики, отличающиеся от метавулканытов кислого состава участка Топорок, несмотря на то, что они также классифицируются как риолиты нормальной щелочности (рис. 6.13 а). Породы имеют пониженную железистость ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}) = 0.72 - 0.77$) (рис. 6.13 б), умеренно высокие для риолитов содержания $\text{MgO} = 0.64 - 0.84$ мас. % и $\text{CaO} = 1.45 - 1.54$ мас. %, низкие концентрации $\text{TiO}_2 = 0.14 - 0.18$ мас.%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11.46 - 11.64$ мас. % и $\text{P}_2\text{O}_5 < 0.03$ мас. % (табл. 2). Метариолиты участка Тагул представляют собой главным образом известковые (индекс $\text{MALI} = 4.5 - 5.0$) и слегка высокоглиноземистые образования ($\text{ASI} = 1.02 - 1.15$, $\text{A/NK} = 1.37 - 1.56$) (рис. 6.13 в, г). Для метавулканытов характерны высокие содержания Zr (239 – 265 г/т), Y (85 – 100 г/т), Nb (24 – 28 г/т), La (49 – 57 г/т), Th (19 – 20 г/т) (табл. 2). Метариолиты участка Тагул обладают умеренно фракционированными спектрами распределения редких земель ($\text{La/Yb}_n = 3 - 4$) и хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалией ($\text{Eu/Eu}^* = 0.35 - 0.38$) (рис. 6.14 д). На мультиэлементных спектрах метавулканытов отмечаются параллельные спектры с отрицательными аномалиями Nb-Ta , Sr , P , Ti (рис. 6.14 е). По содержаниям петрогенных элементов метариолиты участка Тагул можно классифицировать и как граниты *I*-типа, и как граниты *A*-типа [Chappell, White, 1992; Whalen et al., 1987]. В то же время концентрации в них редких и редкоземельных элементов указывают на их близость гранитам *A*-типа [Whalen et al., 1987].

Данные по изотопному составу Nd свидетельствуют о том, что в мальцевской толще присутствуют породы как с положительными, так и с отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ (табл. 3). Положительное значение $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$, соответствующее +2.2, было рассчитано для метариолита участка Тагул. Nd модельный возраст для этой породы составляет 2.2 млрд лет. Метаандезит участка Топорок характеризуется отрицательным значением $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -4.6$ и позднеархейским Nd модельным возрастом ($\text{T}_{\text{DM}} = 2.6$ млрд лет). Отрицательное значение $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -3.7$ и $\text{T}_{\text{DM}} = 2.7$ млрд лет были рассчитаны и для метариолита участка Топорок (табл. 3).

6.1.2.2.3. Петрогенезис вулканытов

Для метаандезитов мальцевской толщи типичны индикаторные геохимические отношения сопоставимые с таковыми в континентальной коре ($\text{La/Sm}_n = 3.2 - 6.0$, $\text{Th/La}_{\text{pm}} = 3.3 - 4.4$, $\text{Nb/La}_{\text{pm}} = 0.32 - 0.43$), мультиэлементные спектры с хорошо выраженными отрицательными аномалиями по Nb и Ti , а также отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$. В то же время метаандезиты имеют умеренно высокие значения $\text{mg}\#$ (39 – 46), сопоставимые или слегка пониженные относительно пород основного состава мальцевской толщи. На основании имеющихся данных можно предположить, что андезиты были сформированы в результате плавления корового источника, возможно, при определенном вкладе мантийного материала.

Теоретически также нельзя исключать вариант, что андезиты могли быть производными базитовых магм, возникших за счет литосферной мантии и характеризующихся отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$. Однако метавулканиды среднего состава мальцевской толщи по изотопному составу, а также по содержанию основных петрогенных оксидов и редких элементов, оказались сопоставимы с близковозрастными им тоналитами Подпорогского массива и диоритами Удинского массива Бирюсинского выступа, формирование которых связывалось с плавлением позднеархейского корового источника диорит-тоналит-гнейсового состава при добавлении ювенильного мантийного материала [Туркина и др., 2006]. Поэтому, наиболее вероятно, что формирование андезитов мальцевской толщи произошло в результате плавления смешанного корового-мантийного источника.

Метавулканиды кислого состава участка Тагул характеризуются редкоземельными составами близкими гранитам *A*-типа, имеющими высокие концентрации Zr, Y, Nb, Th, REE (кроме Eu). На диаграмме $FeO^*/MgO - (Ce+Zr+Nb+Y)$ [Whalen et al., 1987] их фигуративные точки попадают в поле гранитов *A*-типа (рис. 6.15 а). В то же время, породы обнаруживают невысокие отношения $FeO^*/(FeO^*+MgO) = 0.72 - 0.77$, и по этому отношению в совокупности с низкими концентрациями Al_2O_3 (11.5 – 11.6 мас. %) метариолиты участка Тагул могут сопоставляться только с окисленными гранитами *A*-типа или даже с известково-щелочными гранитами (рис. 6.15 б) [Dall’Agnol, Oliveira, 2007].

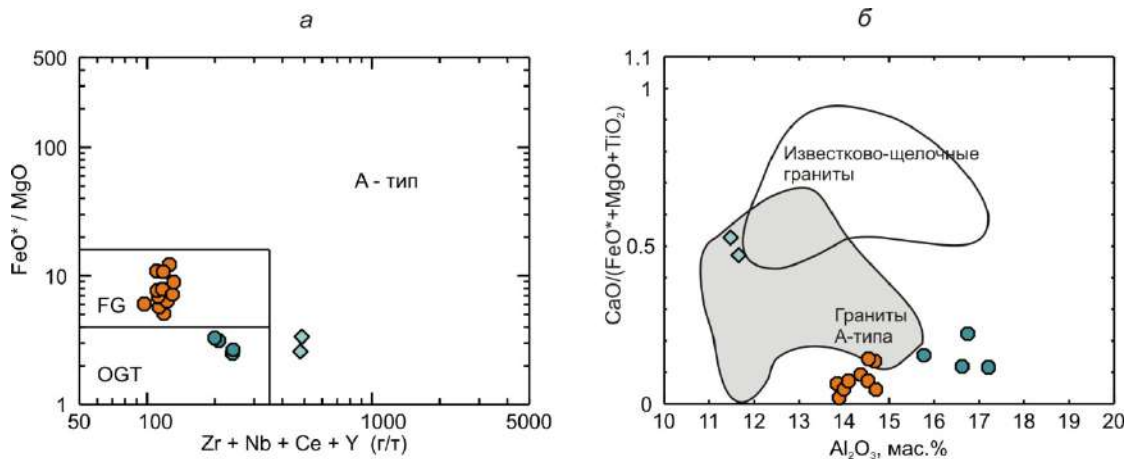


Рис. 6.15. Диаграммы $FeO^*/MgO - (Zr+Nb+Ce+Y)$ (а) [Whalen et al., 1987] и $CaO/(FeO^*+MgO+TiO_2) - Al_2O_3$ (б) [Dall’Agnol, Oliveira, 2007] для вулканитов среднего и кислого составов мальцевской толщи елашской серии.

Условные обозначения см. рис. 6.13.

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

На основе цирконового термометра Е.Б. Ватсона и Т.М. Харрисона [Watson, Harrison, 1983] температуры насыщения расплава цирконом были оценены в $\sim 840^\circ C$, т.е. являются умеренновысокими для расплавов с характеристиками гранитов *A*-типа [Creaser, White, 1991; Skjerlie, Johnston, 1993; King et al., 1997]. Таким образом, можно сделать предположение, что

образование инициальных для риолитов участка Тагул расплавов, происходило в окислительных условиях, при повышенной активности H_2O . Проанализированный метариолит участка Тагул имеет положительное значение $\epsilon_{Nd}(T)$, равное +2.2, которое является не намного менее радиогенным, чем в метадолеритах мальцевской толщи ($\epsilon_{Nd}(T) = +3.7...+4.1$ [Донская и др., 2019]). Кроме того, метариолиты и магматические породы основного состава обнаруживают высокие и частично перекрывающиеся значения отношения Y/Nb (3.02 – 4.20 в метариолитах и 4.2 – 7.9 в магматических породах основного состава), которое является индикаторным для оценки состава источников кислых магматических пород *A*-типа [Ебу, 1992]. Таким образом, наиболее вероятно, что формирование риолитов *A*-типа участка Тагул было связано с плавлением источника, близкого по изотопно-геохимическим характеристикам магматическим породам основного состава мальцевской толщи. В настоящее время, среди гранитоидов саянского комплекса полных аналогов риолитов участка Тагул по изотопному и химическому составу не обнаружено.

Метавулканиды кислого состава участка Топорок несмотря на высокую железистость характеризуются повышенными концентрациями $Al_2O_3 = 13.9 - 14.7$ мас.% при $SiO_2 = 73 - 77$ мас.%, а также низкими содержаниями Y , Nb , Zr , La и фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов ($La/Yb_n = 7 - 30$), что позволяет сопоставлять их с фракционированными гранитами *I*-типа (рис. 6.14 в, рис. 15). Температуры насыщения расплава цирконов для метариолитов участка Топорок составляют $750 - 790^\circ C$, что соответствует температурам начальных стадий кристаллизации высокотемпературных гранитов *I*-типа [Chappell et al., 1998]. Проанализированный метариолит участка Топорок имеет отрицательное значение $\epsilon_{Nd}(T) = -3.7$, что позволяет рассматривать породы континентальной коры в качестве источника для этих метариолитов. Считается, что источниками пород кислого состава *I*-типа в коллизионной обстановке могут являться коровые метамагматические породы [Туркина и др., 2006 и ссылки в этой работе]. Немного менее радиогенный состав метариолитов участка Топорок относительно позднеархейских пород хайламинской серии Бирюсинского выступа [Туркина и др., 2006], а также высокие концентрации Th (11 – 14 г/т) в метариолитах указывают на то, что нижнекоровые породы диорит-тоналитового состава могут рассматриваться в качестве наиболее вероятных источников для этих метариолитов, возможно при добавлении ювенильного мантийного материала в область магмагенерации. Метариолиты участка Топорок по своему составу оказались сопоставимы с лейкогранитами Удинского массива Бирюсинского выступа, для которых также допускается смешанный мантийно-коровый источник [Туркина и др., 2006].

Таким образом, на основании полученных данных можно сделать вывод, что в мальцевскую толщу елашской серии объединены близковозрастные вулканиды разного состава.

Первопричиной этого магматизма могло стать поступление мантийного материала к основанию коры и его последующее внедрение в виде даек долеритов и вулканитов основного состава. Кроме того мантийные расплавы послужили источником тепла, вызвавшим плавление пород континентальной коры Бирюсинского выступа, а также источником мантийного материала при формировании смешанных мантийно-коровых расплавов, родоначальных для пород среднего и кислого состава участка Топорок.

Геодинамическая обстановка формирования вулканитов мальцевской толщи – постколлизийное растяжение – подтверждается расположением фигуративных точек метариолитов участков Тагул и Топорок на диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996], где они попадают в поле постколлизийных гранитов или располагаются вблизи него (рис. 6.16).

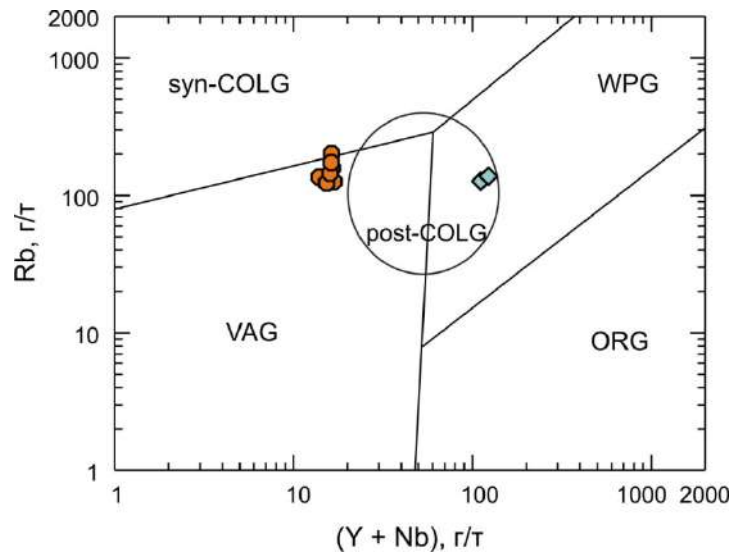


Рис. 6.16. Диаграмма Rb – (Y + Nb) [Pearce, 1996] для вулканитов кислого составов мальцевской толщи елашской серии.

Условные обозначения см. рис. 6.13.

VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

6.1.2.3. Гранитоиды Подпорогского, Удинского и Барбитайского массивов (обзор)

Несколько отдельных массивов были детально изучены в разных частях Бирюсинского выступа О.М. Туркиной с соавторами [Туркина, 2005; Туркина и др., 2006] и В.И. Левицким с соавторами [Левицкий и др., 2002] (рис. 6.3).

Подпорогский массив расположен в северо-западной части Бирюсинского выступа и по зонам разломов отделен от раннепротерозойских отложений Гутаро-Туманшетского прогиба и верхнерифейских-вендских отложений Присаянского прогиба (рис. 6.3) [Туркина и др., 2006]. В Подпорогском массиве выделяются пластины сложенные порфировидными микроклиновыми гранитами и гнейсогранитами, имеющими возраст 1.75 млрд лет (основной объем массива), а также пластина с видимой мощностью ~4-5 км и несколько тектонических линз среди микроклиновых гранитов, которые сложены среднекрупнозернистыми тоналитами [Туркина,

2005; Туркина и др., 2006]. U-Pb возраст по циркону тоналитов был определен как 1869 ± 10 млн лет [Туркина и др., 2003]. Детальные изотопно-геохимические исследования тоналитов были проведены О.М. Туркиной с соавторами [Туркина, 2005; Туркина и др., 2006]. Гранитоиды Подпорогского массива [Туркина, 2005; Туркина и др., 2006] по своему химическому составу соответствуют кварцевым диоритам и гранодиоритам нормальной и низкой щелочности [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 6.17 а). Породы характеризуются пониженной железистостью ($f = 0.64 - 0.77$), принадлежат к известковой и щелочно-известковой серии и являются высокоглиноземистыми образованиями ($ASI = 1.05 - 1.25$) (рис. 6.17 б-г).

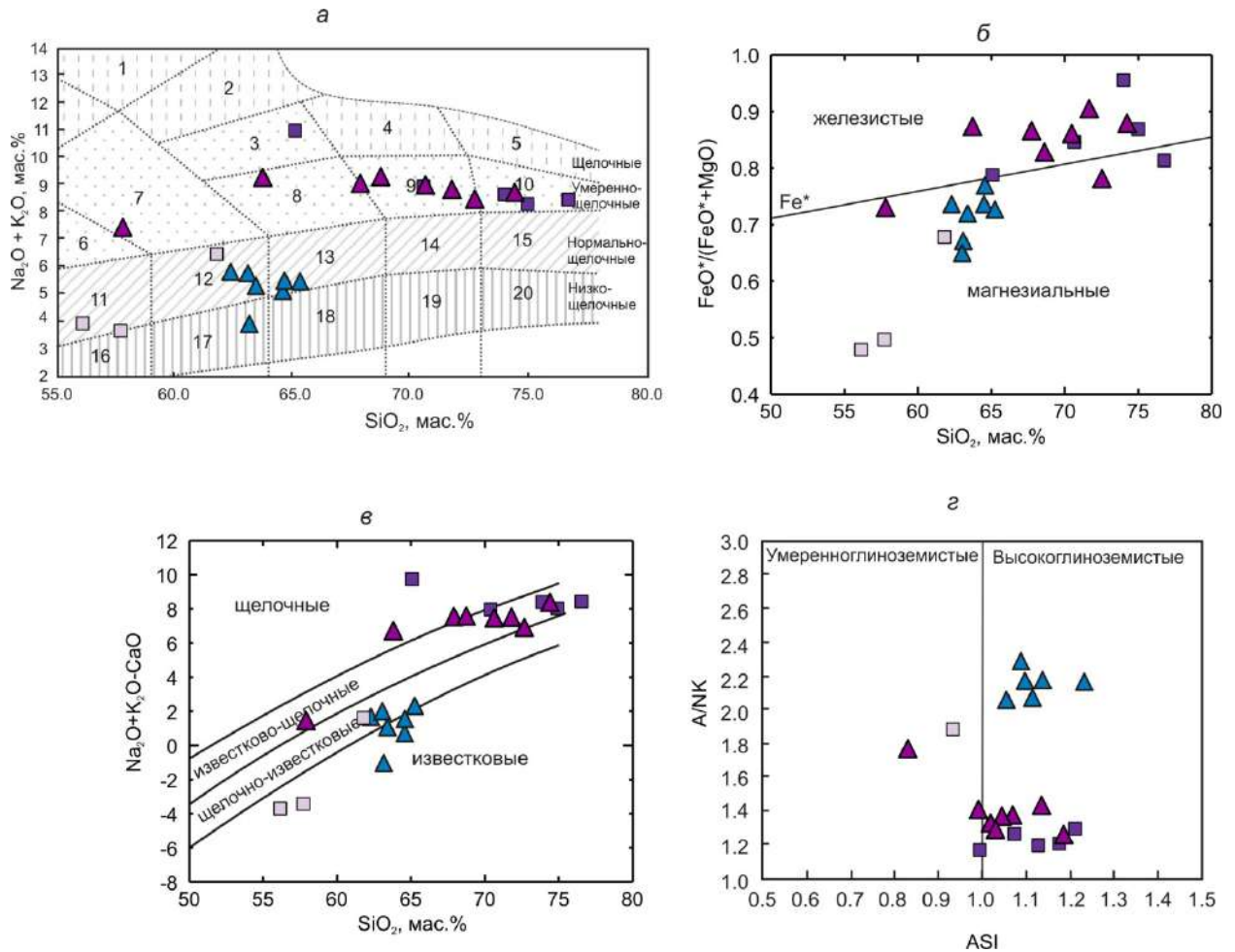


Рис. 6.17. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенюк и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], MAFI $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] – ASI [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] (г) для гранитоидов Подпорогского, Удинского и Барбитайского массивов Бирюсинского выступа. Химические составы по [Левицкий и др., 2002; Туркина, 2005; Туркина и др., 2006].

Синие треугольники – гранитоиды Подпорогского массива, бледно сиреневые квадраты – диориты, кварцевые диориты Удинского массива, темно сиреневые квадраты – граниты, лейкограниты Удинского массива, малиновые треугольники – гранитоиды Барбитайского массива.

Цифры на диаграмме (а): 1 – фойдовые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – щелочные лейкограниты, 6 – монцодиориты, 7 – монциты; 8 – граносиениты, 9 – умереннощелочные граниты, 10 – умереннощелочные лейкограниты, 11 – диориты, 12 – кварцевые диориты, 13 – гранодиориты, 14 – граниты, 15 – лейкограниты, 16 – низкощелочные диориты, 17 – низкощелочные кварцевые диориты, 18 – низкощелочные гранодиориты, 19 – низкощелочные граниты, 20 – низкощелочные лейкограниты.

Для гранитоидов Подпорогского массива отмечаются низкие концентрации Nb (9 – 16 г/т), Y (12 – 19 г/т), Yb (0.3 – 1.5 г/т) и повышенные содержания Sr (322 – 530 г/т). Породы характеризуются преимущественно сильно фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n = 6 – 129$) и как отрицательной, так и положительной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.70 – 2.06$) [Туркина, 2005; Туркина и др., 2006]. По своему химическому составу гранитоиды Подпорогского массива сопоставимы с архейскими породами ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) серии [Condie, 2005; Martin et al., 2005] и с высокоглиноземистыми трондьемитами [Арт, 1983]. Кроме того, геохимические характеристики гранитоидов указывают на их соответствие гранитам I-типа [Chappell, White, 1992]. Согласно классификации [Barbarin, 1999] гранитоиды близки амфиболсодержащим известково-щелочным гранитоидам (ACG-тип). На диаграмме Rb–[Y+Nb] [Pearce, 1996] точки составов гранитоидов попадают в поле постколлизиионных гранитов (рис. 6.18). Гранитоиды характеризуется отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T) = -3.1...-3.2$ и позднеархейским Nd модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 2.5 – 2.6$ млрд лет [Туркина и др., 2006].

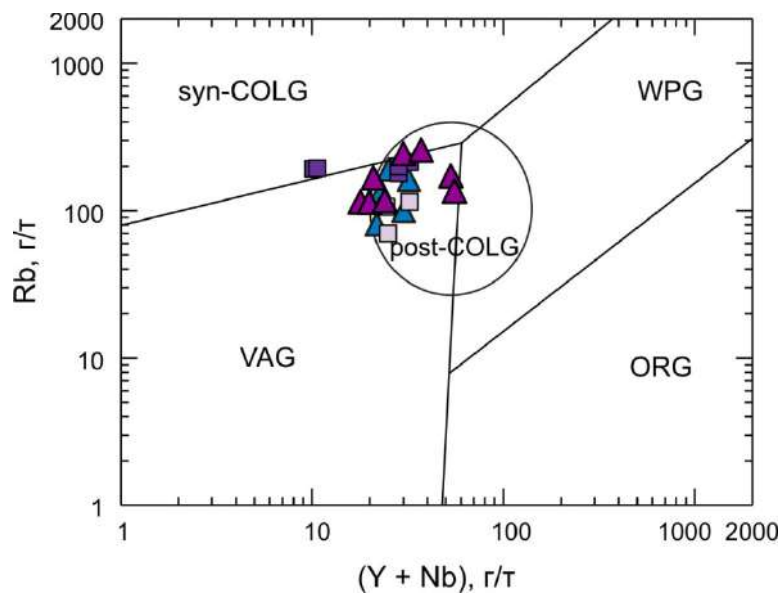


Рис. 6.18. Диаграмма Rb – (Y + Nb) [Pearce, 1996] для гранитоидов Подпорогского массива. Химические составы по [Левицкий и др., 2002; Туркина, 2005; Туркина и др., 2006]. Синие треугольники – гранитоиды Подпорогского массива, бледно-сиреневые квадраты – диориты, кварцевые диориты Удинского массива, темно-сиреневые квадраты – граниты, лейкограниты Удинского массива, малиновые треугольники – гранитоиды Барбитайского массива. VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизионные граниты, post-COLG – постколлизиионные граниты.

Изотопно-геохимические характеристики тоналитов Подпорогского массива позволили О.М. Туркиной с соавторами [Туркина и др., 2006] связывать их формирование с плавлением позднеархейского корового (тоналит-диорит-гнейсового) источника при вкладе ювенильного

мантийного материала от 25 до 55%. Родоначальные для тоналитов расплавы образовывались на нижнекоровом уровне при давлении > 10 кбар [Туркина, 2005; Туркина и др., 2006].

Удинский массив расположен в центральной части Бирюсинского выступа (рис. 6.3) [Туркина и др., 2006]. В Удинском массиве выделяются два типа пород: преобладающие биотитовые и биотит-амфиболовые граниты и лейкограниты, а также присутствующие в подчиненном количестве амфиболовые и амфибол-биотитовые кварцевые диориты и монцодиориты [Туркина и др., 2006]. U-Pb возраст по циркону кварцевых диоритов составляет 1859 ± 10 млн лет [Туркина и др., 2006]. Детальные изотопно-геохимические исследования гранитоидов Удинского массива были проведены О.М. Туркиной с соавторами [Туркина, 2005; Туркина и др., 2006]. Гранитоиды Удинского массива [Туркина и др., 2006] по своему химическому составу соответствуют диоритам и кварцевым диоритам нормальной щелочности, а также сиенитам, гранитам и лейкогранитам умеренной щелочности [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 6.17 а). Группы диоритов и сиенитов-гранитов обнаруживают отличные геохимические характеристики. Породы первой группы представляют собой магнезиальные ($f = 0.48 - 0.67$), умеренноглиноземистые ($ASI = 0.82 - 0.93$) образования и принадлежат к известковой и щелочно-известковой серии (рис. 6.17 б-г). Породы второй группы являются преимущественно железистыми ($f = 0.78 - 0.95$), высокоглиноземистыми ($ASI = 1.00 - 1.21$), известково-щелочными и щелочными образованиями (рис. 6.17 б-г). Группы диоритов и сиенитов-гранитов обнаруживают сходные содержания большинства редких и редкоземельных элементов, в том числе концентрации $Zr = 63 - 279$ г/т, $Nb = 3 - 11$ г/т, $Y = 6 - 22$ г/т, $La = 22 - 80$ г/т. Однако группа диоритов относительно группы сиенитов-гранитов имеет высокие концентрации Sr и более низкие Rb. Породы обеих групп обнаруживают близкие фракционированные спектры распределения РЗЭ $((La/Yb)_n = 11 - 28$ и как отрицательную, так и положительную европиевую аномалию ($Eu/Eu^* = 0.50 - 1.85$) [Туркина и др., 2006]. Геохимические характеристики пород группы диоритов указывают на их близость гранитам I-типа, что касается пород группы сиениты-граниты, то они обнаруживают сходство по геохимическим параметрам преимущественно с гранитами A-типа [Туркина и др., 2006]. Согласно классификации [Barbarin, 1999] гранитоиды наиболее близки обогащенным калием известково-щелочным гранитоидам (КСГ-тип). На диаграмме Rb-(Y+Nb) [Pearce, 1996] точки составов диоритов и трех из пяти проанализированных пород группы сиениты-граниты попадают в поле постколлизийных гранитов, а два образца лейкогранитов из группы сиениты-граниты, имеющие низкие концентрации Y и Nb, расположились на границе полей гранитов вулканических дуг и синколлизийных гранитов (рис. 6.18). Граниты характеризуются отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T) = -1.5 \dots -2.8$ и модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 2.4$ млрд лет [Туркина и др., 2006]. Изотопно-геохимические характеристики пород обеих групп Удинского

массива позволили О.М. Туркиной с соавторами [Туркина и др., 2006] связывать их формирование с плавлением позднеархейского корового (тоналит-диорит-гнейсового) источника при вкладе ювенильного мантийного материала, доля которого для диоритов оценивается в 50 – 70 %, а для пород группы сиениты–граниты до 40 – 50 %. Родоначальные расплавы для диоритов образовывались на нижнекоровом уровне при давлении < 10 кбар и $T \geq 850$ °С, а для сиенитов–гранитов при $T \geq 950$ °С и низкой активности воды [Туркина и др., 2006].

Барбитайский массив расположен в юго-восточной части Бирюсинского выступа, непосредственно в зоне сочленения Бирюсинского и Урикско-Ийского блоков (рис. 6.3) [Левицкий и др., 2002]. Породы Барбитайского массива представлены, главным образом, порфиоровидными амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гранодиоритами, биотит-амфиболовыми граносиенитами, порфиоровидными гранитами [Левицкий и др., 2002]. В подчиненном количестве отмечаются диориты. U-Pb возраст по циркону биотит-амфиболового гранита составляет 1858 ± 20 млн лет [Левицкий и др., 2002]. Детальные геохимические исследования гранитоидов Барбитайского массива были проведены В.И. Левицким с соавторами [Левицкий и др., 2002]. Гранитоиды Барбитайского массива [Левицкий и др., 2002] по своему химическому составу соответствуют монцонитам, граносиенитам, гранитам и лейкогранитам умеренной щелочности [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 6.17 а). Они принадлежат к известково-щелочной серии, характеризуются варьирующей, но преимущественно высокой, железистостью ($f = 0.73 - 0.90$), являются, главным образом, высокоглиноземистыми образованиями ($ASI = 0.83 - 1.19$, $A/NK = 1.23 - 1.74$) (рис. 6.17 б-г). Для гранитоидов (за исключением лейкогранита) отмечаются умеренные содержания Y (10 – 36 г/т), высокие концентрации Zr (233 – 721 г/т), Sr (360 – 1230 г/т), Ba (720 – 2940 г/т). Лейкогранит обнаруживает более низкие содержания всех элементов. Гранитоиды характеризуются в разной степени фракционированными спектрами распределения РЗЭ ($(La/Yb)_n = 5 - 60$) [Левицкий и др., 2002]. Геохимические характеристики гранитоидов Барбитайского массива указывают на их близость гранитам А-типа [Левицкий и др., 2002]. Однако высокие концентрации Sr и Ba, а также повышенные содержания Al_2O_3 (13.9 – 16.9 мас. %) существенно отличают граниты Барбитайского массива от классических гранитов А-типа. Согласно классификации [Barbarin, 1999] гранитоиды наиболее близки обогащенным калием известково-щелочным гранитоидам (КСГ-тип). На диаграмме Rb-(Y+Nb) [Pearce, 1996] точки составов гранитоидов попадают в поле постколлизиионных гранитов (рис. 6.18). Гранитоиды характеризуется незначительными отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T) = -0.7$ и раннепротерозойским Nd модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 2.3$ млрд лет [Ларин, 2011]. Изотопно-геохимические характеристики гранитоидов

Барбитайского массива позволяют связывать их формирование с плавлением корового источника при определенном вкладе ювенильного мантийного материала.

6.1.3. Гранитоиды Шарыжалгайского выступа

Раннепротерозойские неметаморфизованные гранитоиды в пределах Шарыжалгайского выступа представлены породами, относимыми к шумихинскому и саянскому комплексам. Наиболее хорошо изученным является Шумихинский массив гранитоидов [Донская и др., 2002, 2005; Туркина и др., 2006; Туркина, Капитонов, 2017] и Тойсукский массив гранитоидов [Туркина, Капитонов, 2019], относимые к шумихинскому комплексу, согласно легенды геологической карты 1:1000000, а также Аларский [Туркина, Капитонов, 2017], Малобельский [Туркина, Капитонов, 2019] и Нижнекитойский [Туркина, Капитонов, 2019] массивы. Кроме того, в пределах Шарыжалгайского выступа изучался Гиргантуйский массив, относимый к шумихинскому комплексу [Левицкий и др., 2002].

6.1.3.1. Гранитоиды Шумихинского массива

6.1.3.1.1. Геологическое строение Шумихинского массива, петрографическая и минералогическая характеристика гранитоидов и их возраст

Шумихинский массив располагается в пределах Шумихинского хребта, на водоразделе рек Алагна – Моты (рис. 6.19). Массив имеет почти изометричную форму и занимает площадь около пятидесяти квадратных километров. Гранитоиды Шумихинского массива прорывают архейские породы Онотского гранит-зеленокаменного блока Шарыжалгайского выступа (рис. 6.19) [Донская и др., 2002, 2005; Туркина, Капитонов, 2017]. Шумихинский массив сложен, главным образом, средне-крупнозернистыми часто порфировидными биотит-амфиболовыми гранодиоритами, в меньших количествах отмечаются кварцевые диориты, граносиениты и граниты. Изредка отмечаются небольшие жильные тела мелкозернистых гранитов и граносиенит-порфиров.

Основными породообразующими минералами гранодиоритов и гранитов являются кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, амфибол, биотит. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, ильменитом, магнетитом. Амфиболы в гранитоидах Шумихинского массива относятся к группе кальциевых амфиболов по классификации [Leake et al, 1997], удовлетворяющих условию $Ca_{av} \geq 1.50$, $Ti < 0.50$. Составы амфиболов близки ферроэденитовой и железистой роговой обманке (рис. 6.20 а). Биотиты в проанализированных образцах по составу наиболее близки анниту и характеризуются значениями железистости $(Fe/(Fe+Mg) = 0.67 - 0.72)$ (рис. 6.20 б). Плагиоклазы в гранитоидах Шумихинского массива по

своему составу соответствуют олигоклазу-андезину (An_{19-39}). Среди Fe-Ti окислов в гранитоидах были отмечены ильменит (Ti ф.е. = 0.97-0.99) и магнетит (Ti ф.е. = 0.003-0.018).

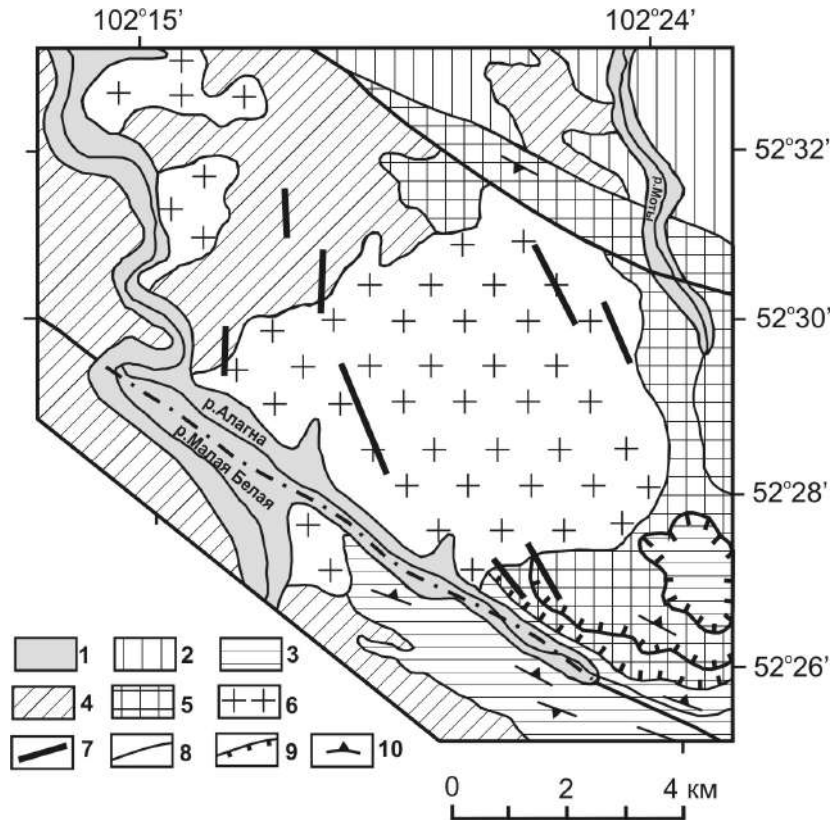


Рис. 6.19. Схема геологического строения обрамления Шумихинского массива гранитоидов [Донская и др., 2002, 2005].

1 – четвертичные отложения; 2–3 – архейские метаморфические образования онотской серии: 2 – свита Соснового Байца, 3 – камчадалская свита; 4 – архейские гранитоиды и граниты китойского комплекса; 5 – раннепротерозойские метаперидотиты и гранатовые гранулиты арбанского комплекса; 6 – раннепротерозойские гранитоиды шумихинского комплекса; 7 – неопротерозойские долериты нерсинского комплекса; 8 – субвертикальные разломы; 9 – надвиги; 10 – генерализованное положение сланцеватости и динамометаморфической полосчатости.

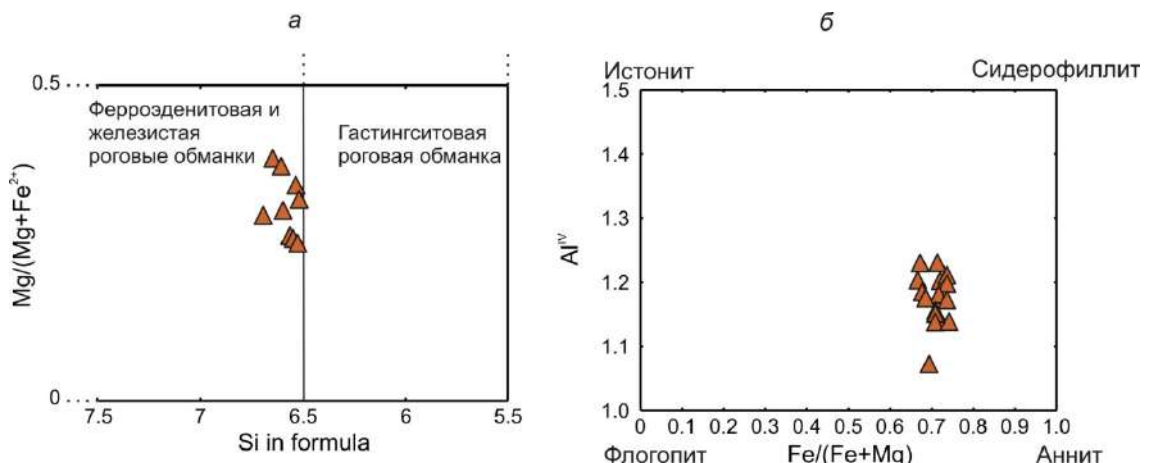


Рис. 6.20. Классификационные диаграммы $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - Si$ (модифицированная после [Leake, 1997]) для амфиболов (а) и для биотитов (б) из гранитоидов Шумихинского массива.

Возраст гранитоидов Шумихинского массива шумихинского комплекса был определен U-Pb методом по циркону (TIMS) [Донская и др., 2002]. Акцессорные цирконы из пробы

гранита представлены полупрозрачными и мутными, реже прозрачными, идиоморфными кристаллами розовато-желтого цвета цирконового габитуса призматической формы [Донская и др., 2002]. Для внутреннего строения кристаллов характерно присутствие магматической зональности. Изотопный анализ зерен циркона был выполнен в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН. Для изотопного анализа первоначально был использован наиболее прозрачный циркон из фракции $<85 \mu\text{m}$, который характеризуется значительной дискордантностью U/Pb отношений. На следующем этапе исследований циркон из фракции $>150 \mu\text{m}$ был подвергнут аэроабразивной обработке, в результате которой было удалено около 50% его вещества. Кроме того, для циркона из двух навесок, отобранных из более мелкой фракции $<85 \mu\text{m}$, была проведена предварительная кислотная обработка ($\text{HF}+\text{HNO}_3$) в течение соответственно 2.5 и 3 часов при температуре 220°C . Точки изотопных составов необработанного циркона, остатков циркона после аэроабразии и предварительной кислотной обработки образуют дискордию (рис. 6.21), верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1865 ± 12 млн лет, а нижнее – 455 ± 58 млн лет ($\text{СКВО} = 4.6$). При этом точка изотопного состава циркона, подвергнутого предварительной кислотной обработке в течение 3 часов, располагается на конкордии, а значение его возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) составляет 1861 ± 1 млн лет, т.е. в пределах ошибки совпадает с оценкой возраста, полученной по верхнему пересечению дискордии. Учитывая морфологические особенности изученного циркона, указывающие на его магматическое происхождение, значение возраста остатка циркона после кислотной обработки 1861 ± 1 млн лет можно интерпретировать как наиболее точную оценку возраста кристаллизации родоначальных для гранитов шумихинского комплекса расплавов.

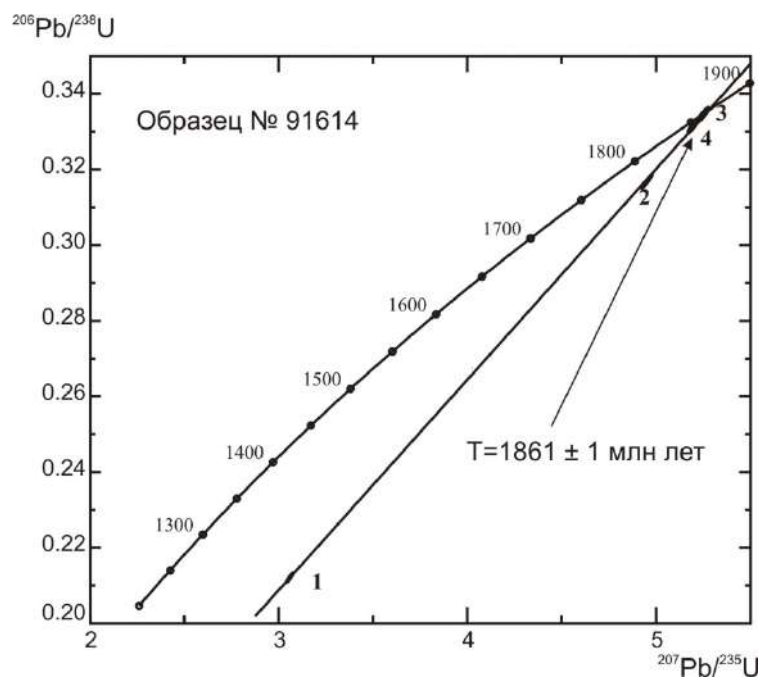


Рис. 6.21. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из гранита Шумихинского массива (проба 91614) [Донская и др., 2002].

Близкие значения возраста для гранитов Шумихинского массива (1857 ± 12 млн лет, SHRIMP метод) были опубликованы О.М. Туркиной, И.Н. Капитоновым [Туркина, Капитонов, 2017]. Также для гранитов Гиргантуйского массива шумихинского комплекса, расположенного в зоне сочленения Онотского и Китойского блоков Шарыжалгайского выступа, опубликована оценка возраста 1871 ± 17 млн лет (TIMS метод) [Левицкий и др., 2002].

6.1.3.1.2. Геохимическая характеристика гранитоидов

Проанализированные гранитоиды Шумихинского массива характеризуются содержаниями $\text{SiO}_2 = 64 - 75$ мас. % (табл. 2, рис. 6.22).

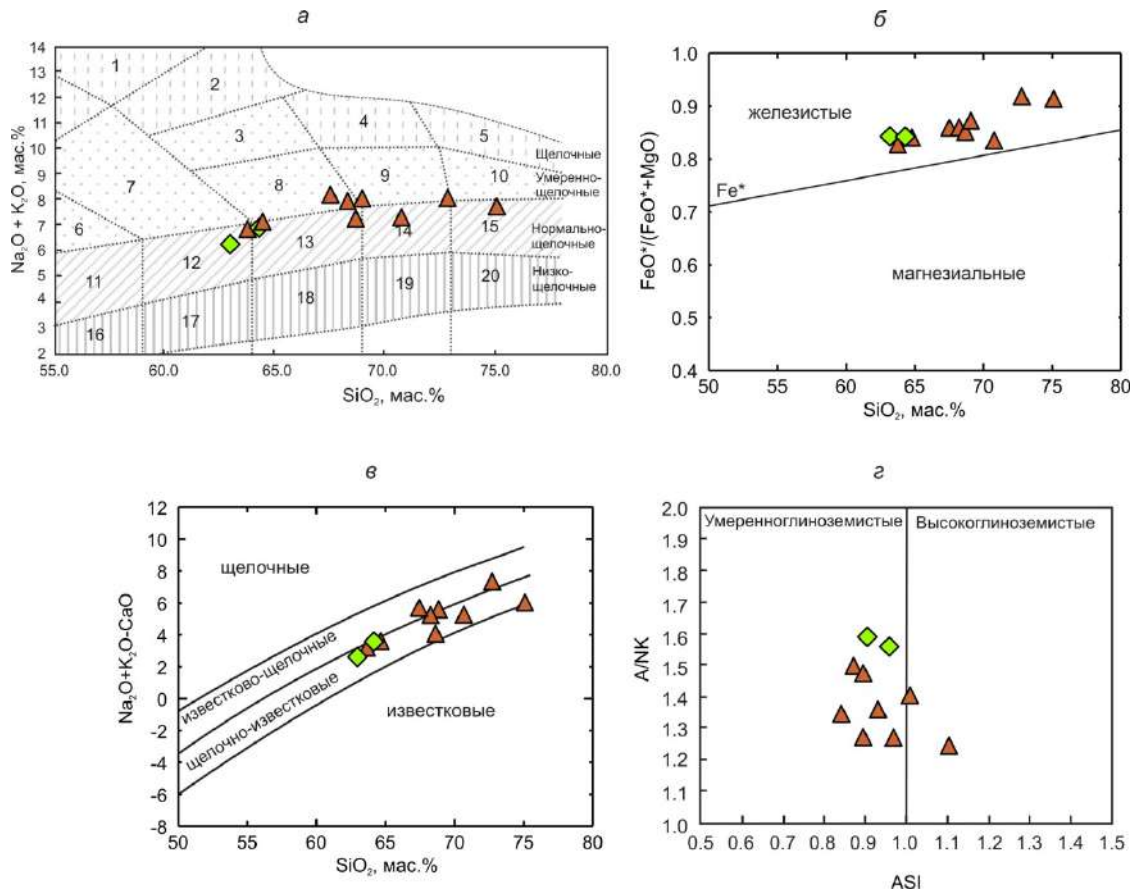


Рис. 6.22. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенко и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], $\text{MAFI} (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], $\text{A/NK} [\text{мол. } \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] - \text{ASI} [\text{мол. } \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$ (г) для гранитоидов Шумихинского и Тойсукского массивов Шарыжалгайского выступа.

Оранжевые треугольники – гранитоиды Шумихинского массива, зеленые ромбы – гранитоиды Тойсукского массива.

Цифры на диаграмме (а): 1 – фойдовые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – щелочные лейкограниты, 6 – монцодиориты, 7 – монцониты; 8 – граносиениты, 9 – умереннощелочные граниты, 10 – умереннощелочные лейкограниты, 11 – диориты, 12 – кварцевые диориты, 13 – гранодиориты, 14 – граниты, 15 – лейкограниты, 16 – низкощелочные диориты, 17 – низкощелочные кварцевые диориты, 18 – низкощелочные гранодиориты, 19 – низкощелочные граниты, 20 – низкощелочные лейкограниты.

Гранитоиды по своему химическому составу соответствуют преимущественно гранодиоритам, гранитам и лейкогранитам нормальной щелочности, некоторые образцы попадают в поля гранитоидов умеренной щелочности и близки по составу граносиенитам и умереннощелочным гранитам [Шарпенко и др., 2013] (рис. 6.22 а). Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавторами [Frost et al., 2001] исследованные граниты относятся к железистым ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}) = 0.83 - 0.92$), главным образом щелочно-известковым образованиям (индекс $\text{MALI} = 3.0 - 7.2$) (рис. 6.22 б-в). Граниты представляют собой как преимущественно умеренноглиноземистые образования ($\text{ASI} = 0.84 - 1.10$, $\text{A/NK} = 1.24 - 1.49$) (рис. 6.22 г). По перечисленным выше петрогеохимическим характеристикам гранитоиды Шумихинского массива обнаруживают сходство с умеренноглиноземистыми железистыми гранитами [Frost, Frost, 2011].

Исследованные гранитоиды характеризуются достаточно высокими концентрациями Zr (160 – 350 г/т), Nb (14 – 31 г/т), Y (34 – 81 г/т), а также Ba (550 – 1330 г/т). Сумма редкоземельных элементов в гранитоидах Шумихинского массива составляет 346 – 746 г/т. Гранитоиды Шумихинского массива характеризуются фракционированным распределением РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 5.6 - 18.5$) и отрицательной Eu аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.37 - 0.61$) на спектрах распределения РЗЭ (рис. 6.23 а). На мультиэлементных спектрах гранитоидов отмечаются параллельные спектры с отрицательными аномалиями Ba, Nb, Sr, P, Ti (рис. 6.23 б).

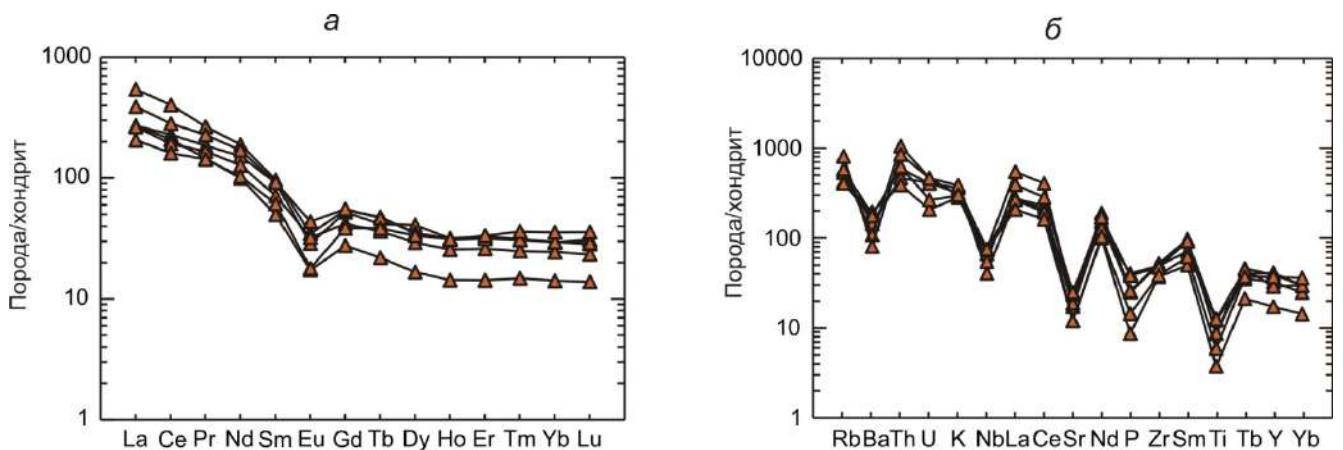


Рис. 6.23. Спектры распределения редкоземельных элементов (а), нормализованные к хондриту [Wakita et al., 1970], и мультиэлементные спектры (б), нормализованные к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], для гранитоидов Шумихинского массива.

Особенности минерального состава и петрогеохимии гранитоидов Шумихинского массива позволяют рассматривать их как граниты А-типа [Whalen et al., 1987]. На диаграммах $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Ce}+\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Y})$ [Whalen et al., 1987] и $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3$ [Dall'Agnol, Oliveira, 2007] фигуративные точки гранитоидов Шумихинского массива попадают в поле гранитов А-типа (рис. 6.24 а, б).

Граниты Шумихинского массива характеризуются отрицательными величинами $\epsilon\text{Nd}(T) = -7.4 \dots -8.3$ и мезоархейским модельным возрастом – $T_{\text{NdDM}} = 2.8 - 2.9$ млрд лет (табл. 3) [Донская и др., 2005; Туркина, Капитонов, 2017].

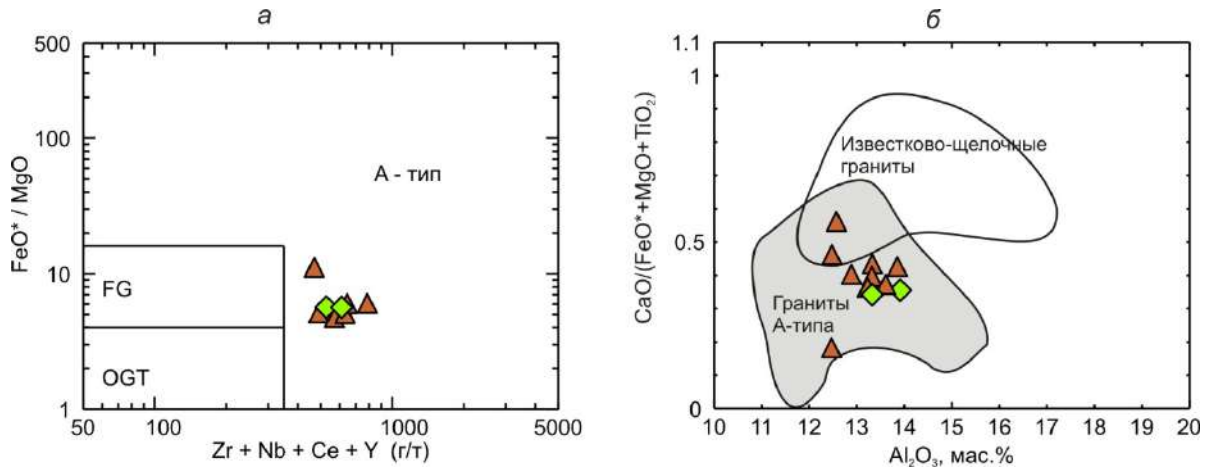


Рис. 6.24. Диаграммы $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ (а) [Whalen et al., 1987] и $\text{CaO}/(\text{FeO}^*+\text{MgO}+\text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3$ (б) [Dall’Agnol, Oliveira, 2007] для гранитоидов Шумихинского и Тойсукского массивов Шарьжалгайского выступа. Оранжевые треугольники – гранитоиды Шумихинского массива, зеленые ромбы – гранитоиды Тойсукского массива.

6.1.3.1.3. Петрогенезис гранитов

Совокупность минералогических и геохимических данных свидетельствует о близости гранитоидов Шумихинского массива гранитам А-типа. Согласно классификации [Barbarin, 1999] гранитоиды наиболее близки обогащенным калием известково-щелочным гранитоидам (КСГ-тип), формирование которых связано с обстановкой постколлизии растяжения. На диаграмме $\text{Rb}-(\text{Y}+\text{Nb})$ [Pearce, 1996] точки составов всех гранитоидов попадают в поле постколлизии гранитов (рис. 6.25).

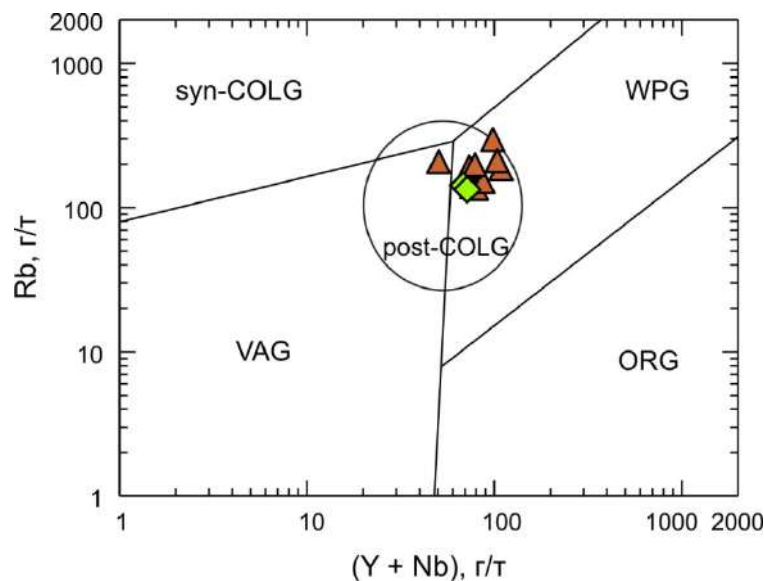


Рис. 6.25. Диаграмма $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$ [Pearce, 1996] для гранитоидов Шумихинского и Тойсукского массивов Шарьжалгайского выступа.

Оранжевые треугольники – гранитоиды Шумихинского массива, зеленые ромбы – гранитоиды Тойсукского массива.

VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизонные граниты, post-COLG – постколлизонные граниты.

Проведенные расчеты температур насыщения расплава цирконом [Watson, Harrison, 1983] показали, что для гранитоидов Шумихинского массива фиксируются температуры 804 – 834°C. Расчеты О.М. Туркиной и И.Н. Капитонова [Туркина, Капитонов, 2017] для отобранных ими пород из гранитоидов Шумихинского массива позволили оценить температуры насыщения расплава цирконов приблизительно в том же самом диапазоне – 781 – 857°C. Оценка давлений, при которых происходила кристаллизация гранитоидных расплавов родоначальных для пород Шумихинского массива, была выполнена с использованием амфиболового геобарометра М.Джонсона и М.Рутерфорда [Johnson, Rutherford, 1989]. Проведенные расчеты показали, что давления, рассчитанные для гранитоидов Шумихинского массива, соответствуют величинам 3.0 – 3.4 кбар. Присутствие магнетита и ильменита в гранитоидах Шумихинского массива свидетельствует о том, что кристаллизация гранитоидных расплавов происходила в условиях, когда величина fO_2 была выше буфера QFM [Anderson, 1996]. Аналогичный результат получается при анализе составов амфиболов из гранитоидов. Для амфиболов из гранитоидов Шумихинского массива фиксируются значения отношения $Fe/(Fe+Mg)$, изменяющиеся от 0.70 до 0.78, что свидетельствует об умеренных значениях fO_2 [Anderson, Smith, 1995].

Гранитоиды Шумихинского массива, соответствующие по своему составу умеренноглиноземистым щелочно-известковым железистым гранитам, характеризующиеся умеренными значениями fO_2 и отрицательными величинами ϵ_{Nd} наиболее вероятно были образованы за счет плавления пород континентальной коры. Об этом же свидетельствует положение их фигуративных точек на диаграмме Y-Nb-Ce [Eby, 1992], где они попадают в поле A_2 , т.е. в поле гранитов, источниками которых были породы континентальной коры (рис. 6.26).

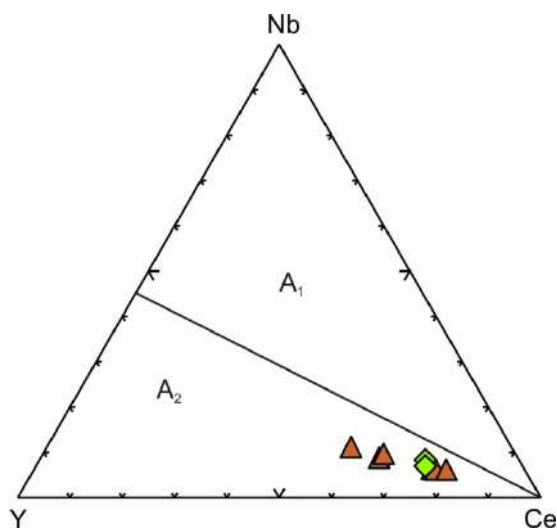


Рис. 6.26. Диаграмма Y – Nb – Ce [Eby, 1992] для гранитоидов Шумихинского и Тойсукского массивов Шарыжалгайского выступа.

Оранжевые треугольники – гранитоиды Шумихинского массива, зеленые ромбы – гранитоиды Тойсукского массива.

A₁ – гранитоиды, возникшие в результате дифференциации щелочно-базальтовых магм при незначительных процессах ассимиляции, A₂ – гранитоиды, сформированные в результате взаимодействия мантийных расплавов с кислым материалом континентальной коры или посредством плавления пород континентальной коры.

Геологическое положение гранитоидов Шумихинского массива, которые прорывают архейские породы Онотского зеленокаменного блока Шарыжалгайского выступа, позволяло высказывать предположение о возможном субстрате для данных пород [Донская и др., 2005]. Предполагалось, что таким субстратом могли являться архейские образования тоналитового состава (тоналиты, плагиогранитогайсы) широко представленные в составе Онотского зеленокаменного блока. В пользу этого источника свидетельствовало то, что метариолиты супракрустального комплекса Онотского зеленокаменного пояса, сопоставимые по своему составу с гранитами А-типа, как показали на основе геохимического моделирования А.Д. Ножкин с соавторами [Ножкин и др., 2001], были сформированы за счет плавления плагиогнейсового субстрата. В то же время возраст плагиогранитогайсов Онотского грабена оценивается как 3.25 млрд лет [Бибикова и др., 1982], а Nd модельный возраст гранитов шумихинского комплекса как 2.8 – 2.9 млрд лет. Кроме того, проведенное О.М. Туркиной и И.Н. Капитоновым [Туркина, Капитонов, 2017] изучение изотопного Lu-Hf состава циркона из гранитоидов Шумихинского массива показало, что цирконы из гранитоидов отличаются более радиогенным составом Hf по сравнению с плагиогнейсами Онотского блока, поэтому последние не могли служить непосредственным источником для гранитоидов. Однако, О.М. Туркина и И.Н. Капитонов [Туркина, Капитонов, 2017] не исключали, что формирование гранитоидов Шумихинского массива было связано с плавлением архейских ($T_{Hf}(DM) \geq 3.0$ млрд лет) пород континентальной коры тоналитового и основного составов, по-видимому, представленных в нижней коре Онотского блока. Кроме того, авторы цитируемой работы нашли ядро циркона с высоким положительным значением ϵ_{Hf} (до +7.8), что позволило им сделать вывод, что в источник гранитоидов был добавлен ювенильный, предположительно, мафический материал неоархейского возраста. В любом случае, все имеющиеся данные по изотопии Nd в гранитоидах и Hf в цирконах свидетельствуют, что формирование родоначального для гранитоидов Шумихинского массива расплава происходило за счет плавления смешанного источника при температурах $\geq 860^\circ\text{C}$ [Донская и др., 2005; Туркина, Капитонов, 2017].

6.1.3.2. Гранитоиды Тойсукского массива

Тойсукский массив располагается в северо-восточной части Шарыжалгайского выступа, имеет вытянутую форму и протягивается на расстояние около 60 км в направлении СЗ – ЮВ

(рис. 2.7). Гранитоиды Тойсукского массива прорывают архейские породы Иркутского гранулит-гнейсового блока Шарыжалгайского выступа, с северо-восточной стороны перекрыты отложения чехла Сибирской платформы (рис. 2.7). Согласно легенды геологической карты 1:1000000 гранитоиды Тойсукского массива принадлежат шумихинскому комплексу. Тойсукский массив, подобно Шумихинскому массиву, сложен биотит-амфиболовыми гранодиоритами и граносиенитами, в меньших количествах отмечаются монцодиориты, кварцевые диориты и граниты. Основными породообразующими минералами гранодиоритов и гранитов являются кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, амфибол, биотит. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, рудными минералами. U-Pb возраст по циркону порфирированных биотит-амфиболовых гранитов Тойсукского массива составил 1844 ± 15 и 1855 ± 5 млн лет [Диденко и др., 2005], монцодиоритов Тойсукского массива – 1838 ± 6 млн лет [Туркина, Капитонов, 2019]. Жильная фаза Тойсукского массива представлена биотитовыми гранитами и лейкогранитами. U-Pb возраст по циркону лейкогранитов составил 1827 ± 9 млн лет [Туркина, Капитонов, 2019].

Проанализированные два образца гранитоидов Тойсукского массива по химическому составу оказались идентичными гранитоидам Шумихинского массива. Гранитоиды характеризуются содержаниями $\text{SiO}_2 = 63 - 64$ мас.% (табл. 2, рис. 6.22), по своему химическому составу соответствуют кварцевым диоритам и гранодиоритам нормальной щелочности [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 6.22 а). Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавторами [Frost et al., 2001] исследованные граниты относятся к железистым ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}) = 0.84$), щелочно-известковым (индекс $\text{MALI} = 2.5 - 3.5$), умеренноглиноземистым образованиям ($\text{ASI} = 0.91 - 0.96$, $\text{A/NK} = 1.56 - 1.59$) (рис. 6.22 б-г). Исследованные гранитоиды характеризуются высокими концентрациями Zr (293 – 384 г/т), Nb (20 – 21 г/т), Y (46 – 53 г/т), Ba (1594 – 1950 г/т). Сумма редкоземельных элементов в гранитоидах составляет 408 – 450 г/т. Гранитоиды Тойсукского массива характеризуются фракционированным распределением РЗЭ ($(\text{La/Yb})_n = 13 - 14$) и отсутствием Eu аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.72 - 0.83$) на спектрах распределения РЗЭ (рис. 6.27).

Геохимические характеристики гранитоидов Тойсукского массива и расположение их фигуративных точек на диаграммах $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Ce}+\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Y})$ [Whalen et al., 1987] и $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3$ [Dall'Agnol, Oliveira, 2007] (рис. 6.24 а-б) позволяют рассматривать данные гранитоиды как граниты А-типа [Whalen et al., 1987]. Согласно классификации [Barbarin, 1999] гранитоиды наиболее близки обогащенным калием известково-щелочным гранитоидам (КСГ-тип), формирование которых связано с обстановкой постколлизийного растяжения. На диаграмме $\text{Rb}-(\text{Y}+\text{Nb})$ [Pearce, 1996] точки составов гранитоидов Тойсукского массива попадают в поле постколлизийных гранитов (рис. 6.25).

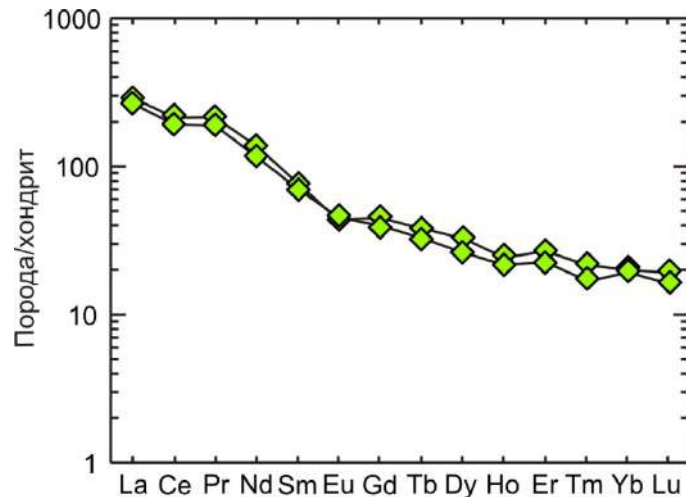


Рис. 6.27. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормализованные к хондриту [Wakita et al., 1970], для гранитоидов Тойсукского массива.

Проведенные расчеты температур насыщения расплава цирконом [Watson, Harrison, 1983] показали, что для гранитоидов Тойсукского массива фиксируются температуры подобные температурам, рассчитанным для Шумихинского массива, а именно 804 – 840°C. На диаграмме Y-Nb-Ce [Eby, 1992] точки составов гранитоидов Тойсукского массива также как и гранитов Шумихинского массива попадают в поле A_2 , т.е. в поле гранитов, источниками которых были породы континентальной коры (рис. 6.26). По всей видимости, гранитоиды Тойсукского массива, также как и гранитоиды Шумихинского массива, были сформированы в результате плавления смешанного источника, состоящего из архейских пород континентальной коры, в которую был добавлен ювенильный мафический материал.

О.М. Туркиной и И.Н. Капитоновым [Туркина, Капитонов, 2019] были детально охарактеризованы породы Тойсукского массива, представленные монцодиоритами, гранодиоритами – граносиенитами и гранитами – лейкогранитами. U-Pb возраст по циркону монцодиорита был определен как 1838 ± 6 млн лет, а лейкогранита как 1827 ± 9 млн лет [Туркина, Капитонов, 2017]. О.М. Туркина и И.Н. Капитонов [Туркина, Капитонов, 2019] показали, что все гранитоиды Тойсукского массива представляют собой известково-щелочные, железистые образования с варьирующими значениями ASI и по своим геохимическим характеристикам сопоставимы с гранитами A-типа. На основании содержаний редких элементов авторы разделили породы Тойсукского массива на две группы. В первую группу были объединены монцодиориты, монцониты и гранодиориты сильно обогащенные Ba, Sr и легкими редкоземельными элементами, во вторую группу были включены монцодиориты, и гранодиориты, характеризующиеся более низкими концентрациями перечисленных выше элементов. Отдельную группу составили жильные лейкограниты Тойсукского массива. Породы

первой группы характеризуются низкими значениями ϵNd равными -10.2 – -7.2, для пород второй группы и жильных гранитов были зафиксированы более низкие значения ϵNd , варьирующиеся от -4.6 до -5.5. О.М. Туркина и И.Н. Капитонов отметили, что формирование пород первой группы Тойсукского массива могло быть связано с дифференциацией субщелочной мафической магмы, образованной из обогащенной мантии, пород второй группы массива с частичным плавлением/дифференциацией менее обогащенного мафического источника, а лейкогранитов с плавлением корового кварц-полевошпатового материала.

6.1.3.3. Гранитоиды Аларского, Нижнекитойского и Малобельского массивов (обзор)

Несколько отдельных массивов были детально изучены в разных блоках Шарыжалгайского выступа О.М. Туркиной и И.Н. Капитоновым [Туркина, Капитонов, 2017, 2019] (рис. 2.7).

Аларский массив расположен в Булунском гранит-зеленокаменном блоке и протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние более чем 60 км (рис. 2.7) [Туркина, Капитонов, 2017]. Согласно легенды геологической карты 1:1000000 гранитоиды Аларского массива принадлежат саянскому комплексу. Среди гранитоидов Аларского массива отмечаются биотитовые, биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты, а также биотитсодержащие лейкограниты [Туркина, Капитонов, 2017]. U-Pb возраст по циркону гранитов Аларского массива составляет 1853 ± 7 млн лет [Туркина, Капитонов, 2017]. Детальные изотопно-геохимические исследования гранитоидов Аларского массива были проведены О.М. Туркиной и И.Н. Капитоновым [Туркина, Капитонов, 2017]. Проанализированные О.М. Туркиной и И.Н. Капитоновым [Туркина, Капитонов, 2017] гранитоиды Аларского массива по своему химическому составу соответствуют гранитам и лейкогранитам нормальной щелочности [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 6.28а). Граниты представляют щелочно-известковые и высокоглиноземистые ($ASI = 1.07 - 1.27$) образования (рис. 6.28 в-г). На диаграмме $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ их фигуративные точки располагаются на линии, разделяющей железистые и магнезиальные образования ($f = 0.79 - 0.84$) (рис. 6.28 б). Для гранитов отмечаются умеренные содержания Zr (164 – 239 г/т), Y (12 – 19 г/т), Nb (14 – 17 г/т), Sr (135 – 206 г/т), достаточно высокие концентрации Ba (506 – 768 г/т). Граниты характеризуются фракционированными спектрами распределения РЗЭ ($(La/Yb)_n = 15 - 21$) и слабой отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.48 - 0.73$) [Туркина, Капитонов, 2017]. Геохимические характеристики гранитов указывают на их близость гранитам I-типа [Туркина, Капитонов, 2017]. Согласно классификации [Barbarin, 1999] гранитоиды наиболее близки обогащенным калием известково-щелочным гранитоидам (КСГ-тип).

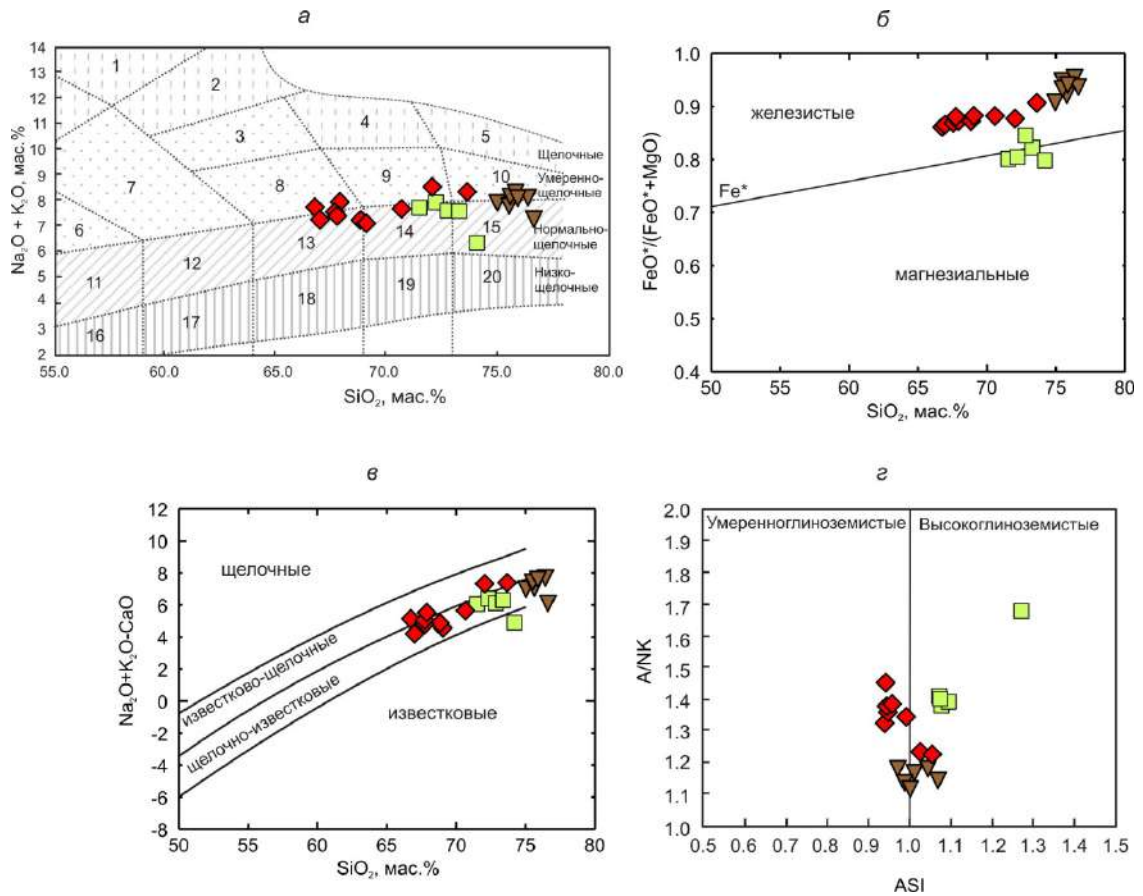


Рис. 6.28. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенко и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], MAFI $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] – ASI [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] (г) для гранитоидов Аларского массива (зеленые квадраты), Нижнекhitойского массива (красные ромбы), Малобельского массива (коричневые треугольники). Химические составы по [Туркина, Капитонов, 2017; 2019].

Цифры на диаграмме (а): 1 – фойдовые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – щелочные лейкограниты, 6 – монцодиориты, 7 – монцониты; 8 – граносиениты, 9 – умереннощелочные граниты, 10 – умереннощелочные лейкограниты, 11 – диориты, 12 – кварцевые диориты, 13 – гранодиориты, 14 – граниты, 15 – лейкограниты, 16 – низкощелочные диориты, 17 – низкощелочные кварцевые диориты, 18 – низкощелочные гранодиориты, 19 – низкощелочные граниты, 20 – низкощелочные лейкограниты.

На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] точки составов гранитов попадают в поле постколлизийных гранитов (рис. 6.29). Граниты характеризуются отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -2.8 \dots -5.4$ и значениями модельного возраста $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.4 - 2.7$ млрд лет [Туркина, Капитонов, 2017]. Изотопно-геохимические характеристики гранитов Аларского массива, в том числе и результаты изучения изотопного Lu–Hf состава циркона из гранитов массива позволили О.М. Туркиной и И.Н. Капитонову [Туркина, Капитонов, 2017] связывать их формирование с плавлением преимущественно грауваккового (вулканогенно-осадочного) субстрата при участии плагиогнейсов тоналит-трондьемит-гранодиоритового комплекса. На основании данных по изотопному Lu–Hf состава циркона, а также изотопному составу Nd в качестве коровых источников авторы цитируемой работы допускали палео- и мезоархейские породы Булунского блока, при этом подразумевался и определенный вклад ювенильного материала в образование

гранитов. Родоначальные расплавы для гранитов были образованы при $T \sim 780^\circ\text{C}$ и $P < 5-8$ кбар [Туркина, Капитонов, 2017].

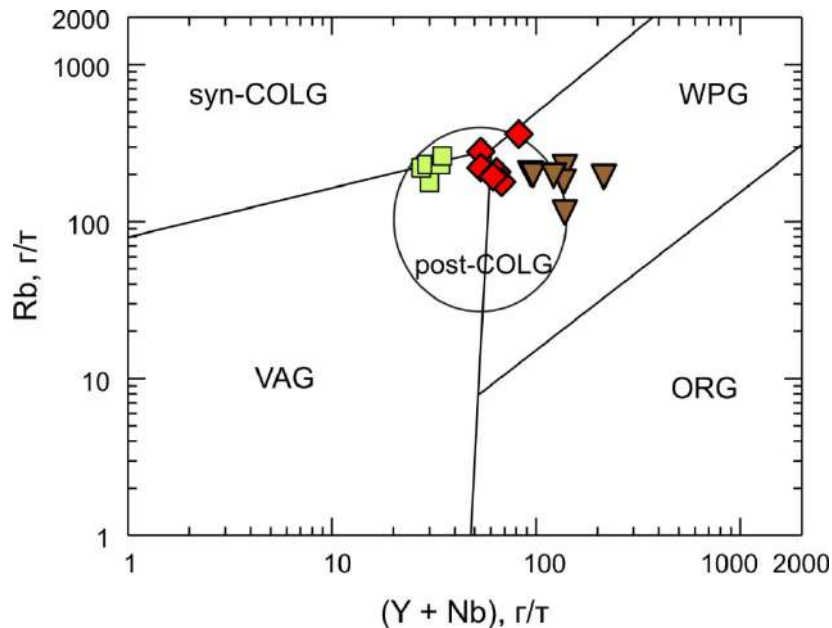


Рис. 6.29. Диаграмма Rb – (Y + Nb) [Pearce, 1996] для гранитоидов Аларского массива (зеленые квадраты), Нижнекитойского массива (красные ромбы), Малобельского массива (коричневые треугольники). Химические составы по [Туркина, Капитонов, 2017; 2019]. VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

Нижнекитойский массив расположен в северо-западной части Иркутского блока (рис. 2.7) [Туркина, Капитонов, 2019]. Массив сложен амфибол-биотитовыми гранодиоритами и гранитами. U-Pb возраст по циркону гранодиорита Нижнекитойского массива составляет 1846 ± 7 млн лет [Туркина, Капитонов, 2019]. Детальные изотопно-геохимические исследования гранитоидов Нижнекитойского массива были проведены О.М. Туркиной и И.Н. Капитоновым [Туркина, Капитонов, 2019]. Точки составов проанализированных О.М. Туркиной и И.Н. Капитоновым [Туркина, Капитонов, 2019] гранитоидов Нижнекитойского массива располагаются вдоль линии, разделяющей породы нормальной и умеренной щелочности. По своему химическому составу гранитоиды соответствуют граносиенитам, гранодиоритам и гранитам [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 6.28а). Гранитоиды представляют собой железистые, щелочно-известковые – известково-щелочные образования с варьирующими значениями ASI, равными 0.94 – 1.06 (рис. 6.28 в-г). Для гранитов отмечаются повышенные содержания Zr (290 – 495 г/т), Y (34 – 55 г/т), Ba (429 – 1433 г/т). Большинство гранитоидов характеризуются умереннофракционированными спектрами распределения РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 10 - 14$) и слабой отрицательной европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.49 - 0.63$) [Туркина, Капитонов, 2019]. Гранитоиды характеризуется отрицательными величинами $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = -4.0 \dots -5.1$ и значениями

модельного возраста $T_{Nd}(DM) = 2.6 - 2.7$ млрд лет [Туркина, Капитонов, 2019]. Геохимические характеристики гранитоидов указывают на их близость гранитам *A*-типа [Туркина, Капитонов, 2019]. На диаграмме $Rb-(Y+Nb)$ [Pearce, 1996] точки составов гранитоидов Нижнекитойского массива попадают в поле постколлизийных гранитов (рис. 6.29). Изотопно-геохимические характеристики гранитоидов Нижнекитойского массива, дали основание О.М. Туркиной и И.Н. Капитонову [Туркина, Капитонов, 2019] предположить, что эти гранитоиды были образованы за счет плавления обогащенного мафического источника, например, габброидов/ферродиоритов нижней коры, при некотором участии расплава, произведенного из корового кварц-полевошпатового субстрата.

Малобельский массив расположен на северо-востоке Онотского блока (рис. 2.7) [Туркина, Капитонов, 2019]. Массив сложен лейкократовыми биотит- и амфиболсодержащими гранитами. U-Pb возраст по циркону лейкогранита Малобельского массива составляет 1863 ± 16 млн лет [Туркина, Капитонов, 2019]. Детальные изотопно-геохимические исследования гранитоидов Малобельского массива были проведены О.М. Туркиной и И.Н. Капитоновым [Туркина, Капитонов, 2019]. По своему химическому составу граниты Малобельского массива соответствуют лейкогранитам нормальной и умеренной щелочности [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 6.28а). Граниты представляют собой железистые, щелочно-известковые, слегка высокоглиноземистые ($ASI = 0.98 - 1.07$) образования (рис. 6.28 в-г). Граниты Малобельского массива обнаруживают высокие содержания Y (68 – 187 г/т), Nb (18 – 33 г/т), Th (24 – 60 г/т), умеренные содержания Zr (147 – 303 г/т) и пониженные концентрации Sr (16 – 60 г/т). Граниты характеризуются слабофракционированными спектрами распределения РЗЭ ($(La/Yb)_n = 2 - 6$) и хорошо выраженной отрицательной Eu аномалией ($Eu/Eu^* = 0.17 - 0.41$) [Туркина, Капитонов, 2019]. Лейкограниты Малобельского массива обнаруживают близкие к нулю величины $\epsilon_{Nd}(T) = +0.7 \dots -1.9$ и значения двухстадийного модельного возраста $T_{Nd}(DM-2st) = 2.3 - 2.5$ млрд лет, а также положительные величины ϵ_{Hf} , равные $+5.9 \dots +2.4$ [Туркина, Капитонов, 2019]. Геохимические характеристики гранитов указывают на их близость гранитам *A*-типа [Туркина, Капитонов, 2019]. На диаграмме $Rb-(Y+Nb)$ [Pearce, 1996] точки составов гранитов Малобельского массива располагаются в поле внутриплитных гранитов, частично попадая в выделенное поле постколлизийных гранитов (рис. 6.29). О.М. Туркина и И.Н. Капитонов [Туркина, Капитонов, 2019] на основании изотопно-геохимических характеристик гранитов Малобельского массива, сделали вывод, что они могли быть сформированы в результате плавления палеопротерозойского кварц-полевошпатового корового субстрата.

6.1.4. Сравнительная характеристика магматических пород кислого состава Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса в Ангаро-Канском, Бирюсинском, Шарыжалгайском выступах

а) Раннепротерозойские неметаморфизованные гранитоиды южной – юго-западной частей Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса (Ангаро-Канский, Бирюсинский, Шарыжалгайский выступы) обнаруживают определенные отличия по своим геохимическим характеристикам [Левицкий и др., 2002; Туркина, 2005; Туркина и др., 2006; Туркина, Капитонов, 2017, 2019; Донская и др., 2005, 2014, 2019; неопубликованные авторские данные]. Гранитоиды Подпорогского и Аларского массивов, диориты Удинского массивов [Туркина, 2005; Туркина и др., 2006; Туркина, Капитонов, 2017] представляют собой преимущественно породы нормальной щелочности и относятся к магнезиальным, известковым – щелочно-известковым, высокоглиноземистым образованиям (рис. 6.30 а-г). Напротив, сиениты–граниты Удинского массива, гранитоиды Таракского плутона, гранитоиды Барбитайского, Шумихинского, Тойсукского, Нижнекитойского и Малобельского массивов [Левицкий и др., 2002; Донская и др., 2005; Туркина и др., 2006; Туркина, Капитонов, 2019] являются породами преимущественно умеренной щелочности и представляют собой, главным образом, железистые, известково-щелочные – щелочные, умеренно- и высокоглиноземистые образования (рис. 6.30 а-г). Двуслюдяные граниты Бирюсинского массива [Донская и др., 2014] являются как умеренно-, так нормальнощелочными образованиями, а также относятся как к магнезиальным, так и к железистым высокоглиноземистым разновидностям (рис. 6.30 а-г).

б) Гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканиты южной – юго-западной частей Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса обнаруживают геохимические характеристики близкие гранитам разных геохимических типов по «алфавитной» классификации гранитоидов. Гранитоиды Подпорогского и Аларского массивов, диориты Удинского массивов, а также вулканиты кислого состава участка Топорок мальцевской толщи наиболее близки гранитам *I*-типа по своему химическому составу [Туркина, 2005; Туркина и др., 2006; Туркина, Капитонов, 2017; Донская и др., 2019]. Биотитовые граниты и лейкограниты Таракского плутона, биотит-амфиболовые граниты Барбитайского массива, сиениты-граниты Удинского массива, вулканиты кислого состава участка Тагул мальцевской толщи, гранитоиды Шумихинского, Тойсукского, Нижнекитойского и Малобельского массивов обнаруживают составы, соответствующие по геохимическим характеристиками гранитам *A*-типа [Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2006; Донская и др., 2005, 2019; Туркина, Капитонов, 2019]. Двуслюдяные граниты Бирюсинского массива обнаружили составы близкие гранитам *S*-типа [Донская и др., 2014]. На диаграмме $FeO^*/MgO - (Zr+Nb+Y+Ce)$ [Whalen et al., 1987] гранитоиды и вулканиты разных типов образуют отдельные поля (рис. 6.31).

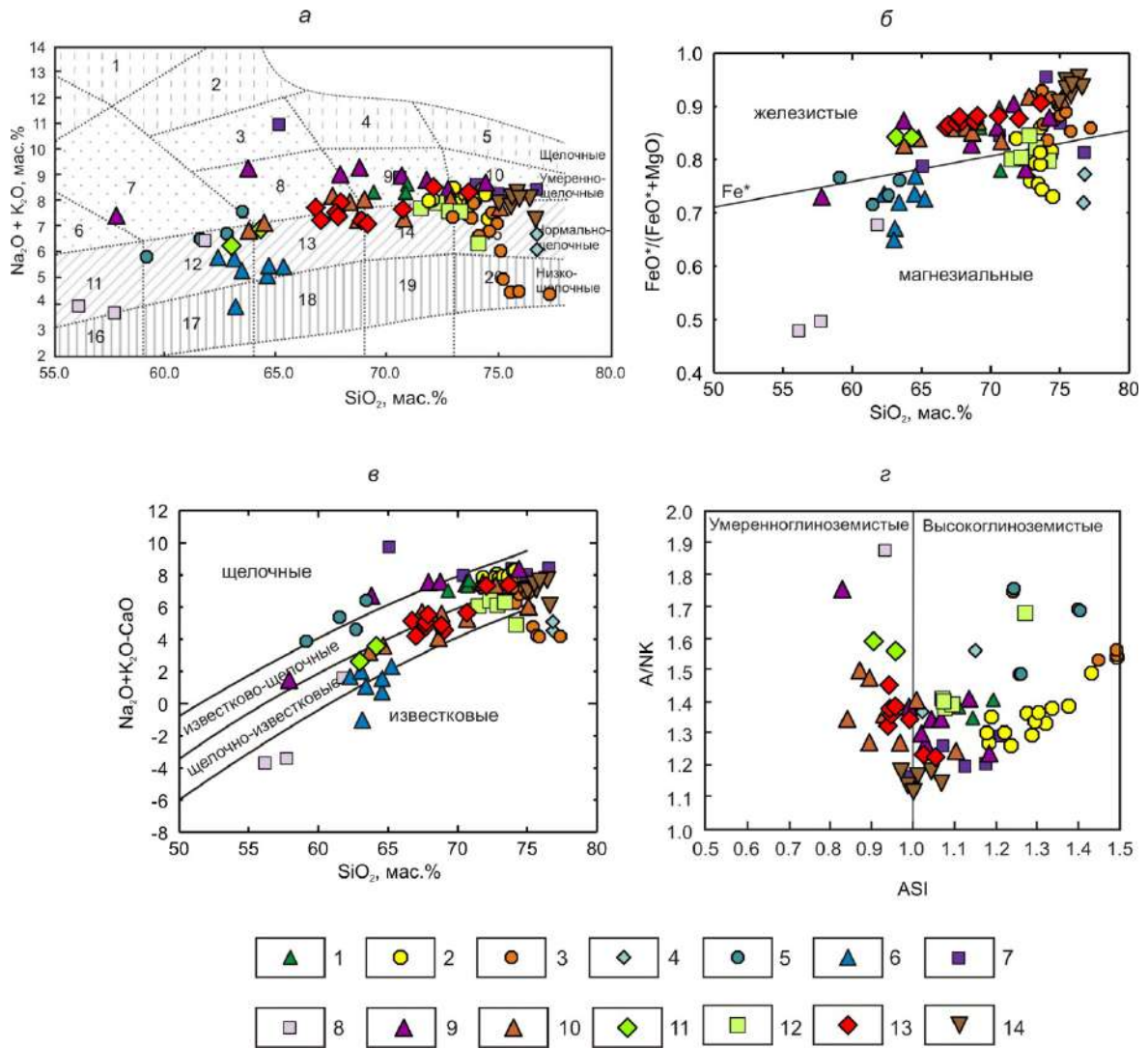


Рис. 6.30. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенко и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], MAFI $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] – ASI [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] (г) для гранитоидов и вулканитов Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса в Ангаро-Канском, Бирюсинском и Шарыжалгайском выступах. Химические составы по [Левицкий и др., 2002; Туркина, 2005; Туркина и др., 2006; Туркина, Капитонов, 2017, 2019; Донская и др., 2005, 2014, 2019; неопубликованные авторские данные].

1 – гранитоиды Таракского плутона Ангаро-Канского выступа; 2-9 – гранитоиды и вулканиты Саяно-Бирюсинского вулканоплутонического пояса Бирюсинского выступа: 2 – гранитоиды Бирюсинского массива, 3 – кислые вулканиты мальцевской толщи (участок Топорок), 4 – кислые вулканиты мальцевской толщи (участок Тагул), 5 – метаандезиты мальцевской толщи (участок Топорок), 6 – гранитоиды Подпорогского массива, 7 – гранитоиды Удинского массива, 8 – диориты Удинского массива, 9 – гранитоиды Барбитайского массива; 10-12 гранитоиды Шарыжалгайского выступа: 10 – гранитоиды Шумихинского массива, 11 – гранитоиды Тойсукского массива, 12 – гранитоиды Аларского массива, 13 – гранитоиды Нижнекитойского массива, 14 – гранитоиды Малобельского массива.

Цифры на диаграмме (а): 1 – фойдовые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – щелочные лейкограниты, 6 – монцодиориты, 7 – монцониты; 8 – граносиениты, 9 – умереннощелочные граниты, 10 – умереннощелочные лейкограниты, 11 – диориты, 12 – кварцевые диориты, 13 – гранодиориты, 14 – граниты, 15 – лейкограниты, 16 – низкощелочные диориты, 17 – низкощелочные кварцевые диориты, 18 – низкощелочные гранодиориты, 19 – низкощелочные граниты, 20 – низкощелочные лейкограниты.

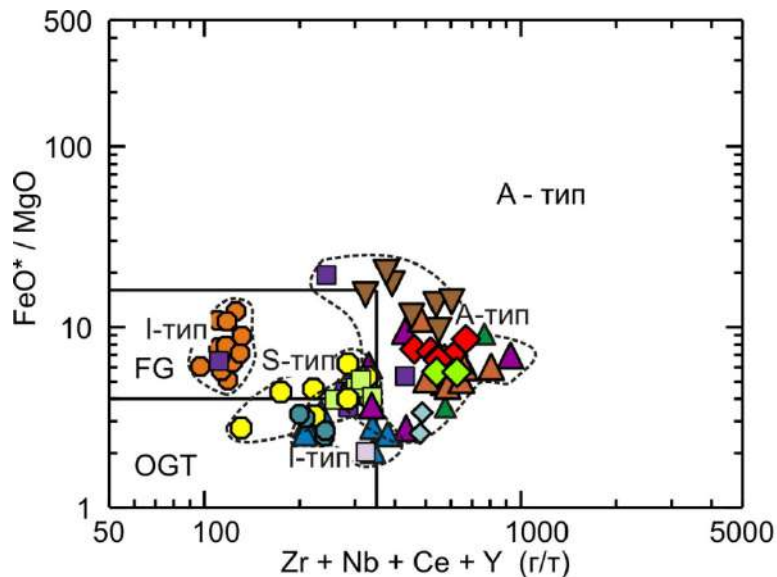


Рис. 6.31. Диаграмма FeO^*/MgO – $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ [Whalen et al., 1987] для гранитоидов и вулканитов Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса в Ангаро-Канском, Бирюсинском и Шарыжалгайском выступах. Химические составы по [Левицкий и др., 2002; Туркина, 2005; Туркина и др., 2006; Туркина, Капитонов, 2017, 2019; Донская и др., 2005, 2014, 2019; неопубликованные авторские данные].

Условные обозначения см. рис. 6.30.

Поля на диаграмме: FG – фракционированные граниты *M*-, *I*- и *S*-типов; OGT – нефракционированные граниты *M*-, *I*- и *S*-типов, *A*-тип – граниты *A*-типа.

Гранитоиды Подпорогского и диориты Удинского массивов (*I*-тип) попадают в поле нефракционированных гранитов *I*-, *S*- и *M*-типов, вулканиты кислого состава мальцевской толщи участка Топорок (*I*-тип) и лейкограниты Удинского массива в поле фракционированных гранитов *I*-, *S*- и *M*-типов, гранитоиды Аларского массива (*I*-тип) располагаются на линии, разделяющей фракционированные и нефракционированные граниты *I*-, *S*- и *M*-типов. Точки составов двуслюдяных гранитов Бирюсинского массива (*S*-тип) расположились в поле как фракционированных, так и не фракционированных гранитов *I*-, *S*- и *M*-типов. Гранитоиды Таракского плутона, биотит-амфиболовые граниты Барбитайского массива, сиениты-граниты Удинского массива, вулканиты кислого состава участка Тагул мальцевской толщи, гранитоиды Шумихинского, Тойсукского, Нижникитойского и Малобельского массивов попали, соответственно, в поле гранитов *A*-типа. Наибольшее разнообразие по своим геохимическим характеристикам обнаруживаются гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканиты Саяно-Бирюсинского вулканоплутонического пояса Бирюсинского выступа, среди которых отмечаются породы близкие по составу гранитам *I*-, *S*-, *A*-типов.

в) На диаграмме $\text{Rb}-(\text{Y}+\text{Nb})$ [Pearce, 1996] точки составов практически всех пород попадают в поле постколлизийных гранитов, а точнее располагаются вблизи области сточления полей гранитов вулканических дуг, синколлизийных и внутриплитных гранитов (рис. 6.32).

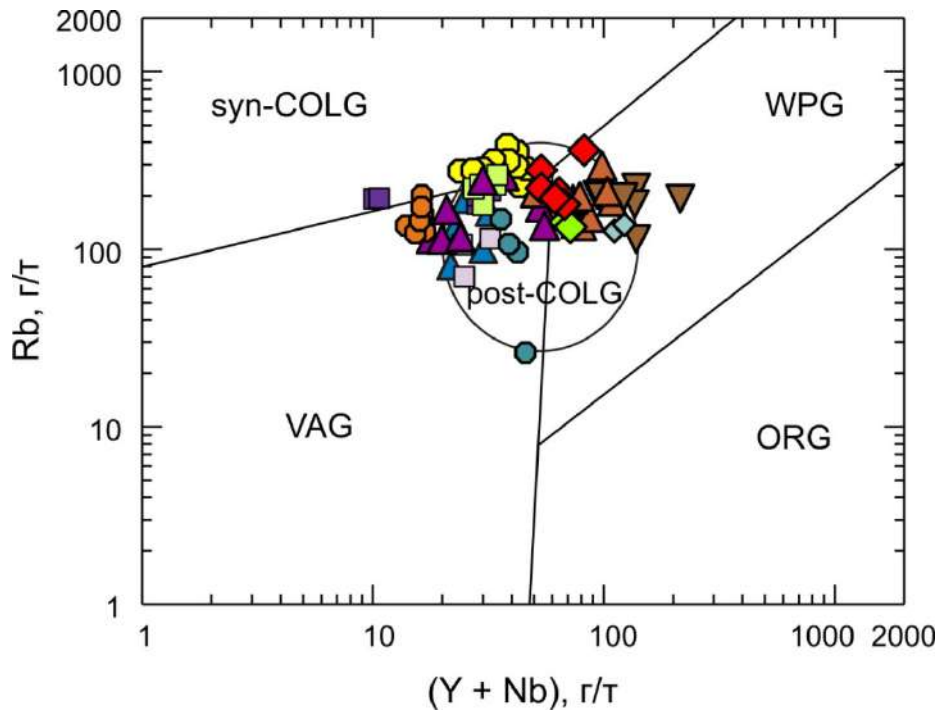


Рис. 6.32. Диаграмма Rb – (Y + Nb) [Pearce, 1996] для гранитоидов и вулканитов Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса в Анагаро-Канском, Бирюсинском и Шарыжалгайском выступах. Химические составы по [Левицкий и др., 2002; Туркина, 2005; Туркина и др., 2006; Туркина, Капитонов, 2017, 2019; Донская и др., 2005, 2014, 2019; неопубликованные авторские данные].

Условные обозначения см. рис. 6.30.

VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

г) Гранитоиды и вулканиты южной – юго-западной частей Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса характеризуются преимущественно варьирующимися отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(t)$ (рис. 6.33) [Туркина и др., 2006; Туркина, Капитонов, 2017, 2019; Ларин, 2011; Донская и др., 2005, 2014, 2019; Gladkochub et al., 2009; неопубликованные авторские данные]. Положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ зафиксированы для вулканитов кислого состава мальцевской толщи участка Тагул (рис. 6.33), которые могли быть сформированы в результате плавления источника, близкого по изотопно-геохимическим характеристикам магматическим породам основного состава мальцевской толщи, для которых также фиксируются положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$. Близкие к нулю величины $\epsilon_{Nd}(t)$ были отмечены для лейкогранитов Малобельского массива Шарыжалгайского выступа, для которых допускается коровый источник раннепротерозойского возраста [Туркина, Капитонов, 2019]. «Чистый» коровый источник позднеархейского возраста предполагается также для двуслюдяных гранитов Бирюсинского массива Бирюсинского выступа. Для большинства гранитоидов и вулканитов Анагаро-Канского, Бирюсинского и Шарыжалгайского выступов допускается смешанный мантийно-коровый источник.

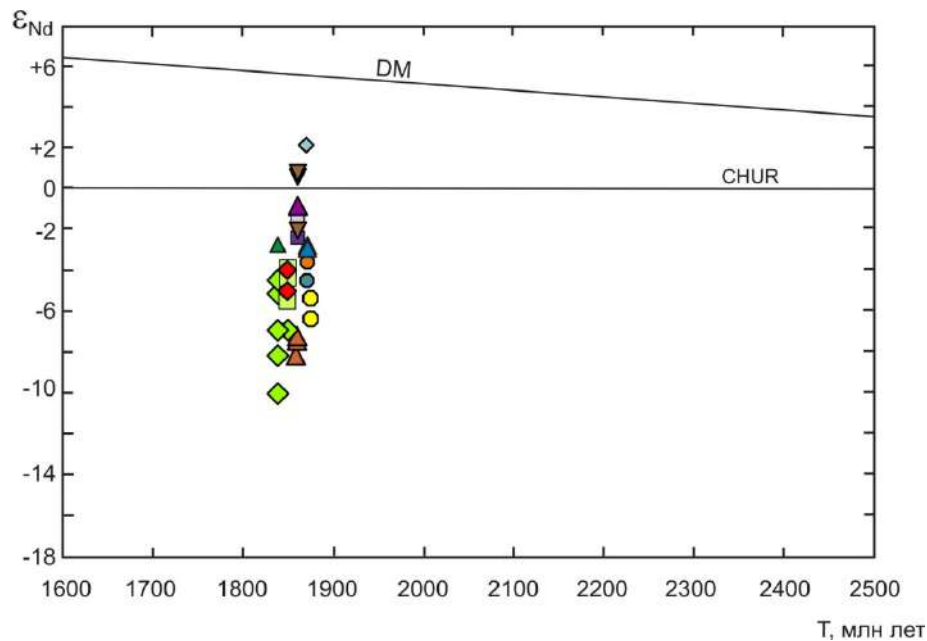


Рис. 6.33. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст породы для гранитоидов и вулканитов Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса в Ангаро-Канском, Бирюсинском и Шарыжалгайском выступах. Изотопный состав Nd по [Туркина и др., 2006; Туркина, Капитонов, 2017, 2019; Ларин, 2011; Донская и др., 2005, 2014, 2019; Gladkochub et al., 2009; неопубликованные авторские данные]. Условные обозначения см. рис. 6.30.

д) Разнообразные источники были зафиксированы для пород южной – юго-западной частей Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса. Формирование большинства пород, в том числе гранитоидов Таракского плутона, гранитоидов Подпорогского, Удинского, Барбитайского, Шумихинского, Тойсукского, Аларского, Нижнекитойского массивов, а также вулканитов кислого состава участка Топорок мальцевской молчи Бирюсинского выступа, связано с плавлением архейских коровых субстратов разного состава при определенном вкладе ювенильного мантийного материала [Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2006; Туркина, Капитонов, 2017; Донская и др., 2005, 2019]. «Чистый» коровый источник позднеархейского возраста допускается для двуслюдяных гранитов Бирюсинского массива Бирюсинского выступа [Донская и др., 2014], а коровый источник раннепротерозойского возраста для лейкогранитов Малобельского массива Шарыжалгайского выступа [Туркина, Капитонов, 2019]. Вулканиты кислого состава мальцевской толщи участка Тагул Бирюсинского выступа могли являться производными источника, близкого по изотопно-геохимическим характеристикам магматическим породам основного состава мальцевской толщи [Донская и др., 2019], а монцодиориты и монцониты первой группы Тойсукского массива могли образоваться в результате дифференциации субщелочной мафической магмы, образованной из обогащенной мантии [Туркина, Капитонов, 2019].

(е) В юго-западной – южной частях Сибирского кратона в раннем протерозое на стадии постколлизийного растяжения в пределах утолщенной коры были внедрены гранитоиды и

вулканиты разного состава. Геохимические особенности этих гранитоидов, позволяющие рассматривать их как граниты *I*-, *S*- и *A*-типов, указывают на то, что все они могли быть сформированы в коллизионной геодинамической обстановке, возникающей при объединении континентальных блоков и террейнов разной природы в единую структуру. По-видимому, подобное разнообразие разновозрастных гранитоидов характерно для областей сочленения нескольких блоков. Связано это с тем, что при таком объединении блоков в единую утолщенную структуру обеспечивается разнообразие субстратов, подвергающихся плавлению, что является одним из ключевых петрологических факторов, приводящих к формированию гранитов разного состава [Донская и др., 2005, 2013; Туркина и др., 2006]. Можно предположить, что утолщение коры в данном регионе могло достигаться за счет объединения Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарыжалагского континентальных блоков [Туркина и др., 2007, 2013; Gladkochub et al., 2009; Туркина, 2010; Урманцева и др., 2013], а также их вхождения в единую структуру Сибирского кратона [Розен, 2003; Rosen et al., 1994; Gladkochub et al., 2006]. Т.В. Донская с соавторами [2014] показали, что формирование постколлизионных гранитоидов в этой части Сибирского кратона могло происходить при повышенных температурах в пределах коллизионного сооружения, возникшего при объединении континентальных блоков и террейнов разной геодинамической природы в единую структуру. Высокая температура, фиксируемая для всех гранитоидов, связана, по всей видимости, с поступлением мантийного материала к основанию коры. Проецируя обсуждение модельных построений, приведенных в работе П. Сильвестера [Sylvester, 1998], на южную – юго-западную части Сибирского кратона, можно сделать вывод, что большой объем близких по возрасту и разнообразных по составу магматических образований в этой части кратона мог быть связан с утонением литосферы в результате деляминации, возникшей после завершения основных коллизионных событий, что привело к подъему мантийных магм к основанию коры, их дальнейшему внедрению в континентальную кору, где они могли служить либо в качестве источника тепла, либо взаимодействовать с коровым материалом при формировании гранитоидов и вулканитов. Формирование различных по химическому составу разновозрастных гранитоидов и вулканитов указывает на то, что базальтовые расплавы служили как источником тепла (например, для двуслюдяных гранитов *S*-типа Бирюсинского массива), так и взаимодействовали с коровым материалом при формировании гранитоидов *I*- и *A*-типов.

6.2. Гранитоиды Южно-Сибирского пояса постколлизионного магматического пояса в Байкальском выступе

Раннепротерозойские неметаморфизованные гранитоиды в пределах Байкальского выступа фундамента образуют серию крупных массивов, прорывающих метаморфические

образования всех серий выступа фундамента. Гранитоиды подразделяются на несколько комплексов: приморский, ирельский, татарниковский и абчадский. Граниты ирельского комплекса совместно с комагматичными им вулканитами акитканской серии объединяются в Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс. Практически все комплексы гранитоидов являются достаточно хорошо изученными.

6.2.1. Гранитоиды приморского комплекса

6.2.1.1. Геологическое строение Бугульдейско-Ангинского массива, петрографическая и минералогическая характеристика гранитоидов и их возраст

Гранитоиды приморского комплекса располагаются в южной части Байкальского блока и прорывают метаморфические породы Голоустенского блока и южной части Сарминского блока (рис. 2.8, 6.34).

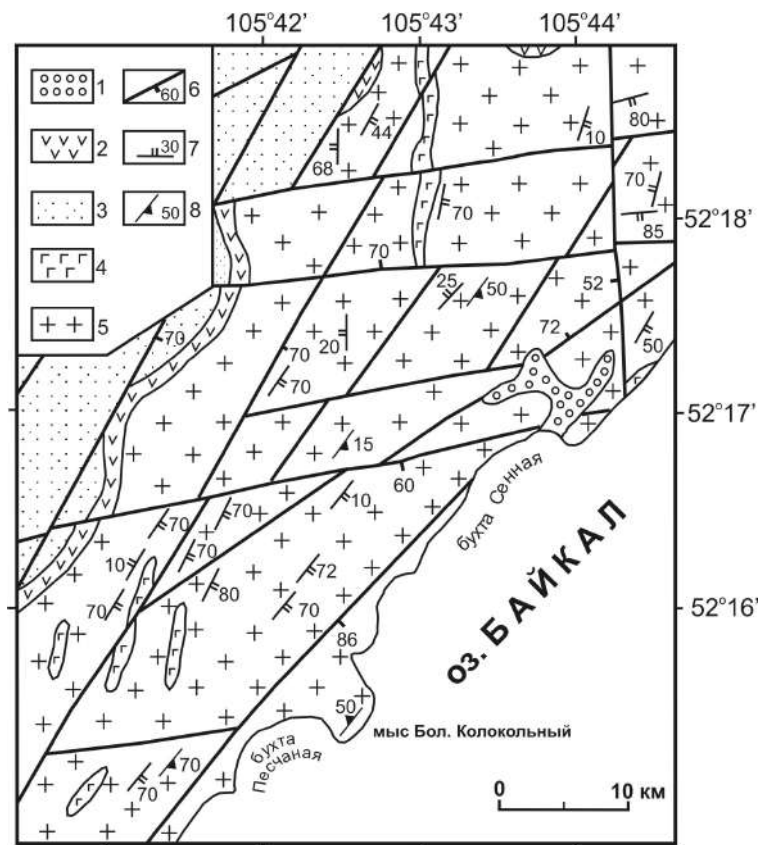


Рис. 6.34. Схема расположения гранитоидов приморского комплекса в районе бухты Сенная оз. Байкал (модифицированная после [Донская и др., 2003]).

1 – четвертичные отложения; 2 – метавулканиты хотской свиты (P_1); 3 – байкальская серия (V); 4 – долериты, габбро-долериты; 5 – гранитоиды приморского комплекса (PR_1); 6 – основные разрывные нарушения с элементами положения поверхности сместителя; 7 – элементы залегания трещин; 8 – элементы залегания сланцеватости.

Гранитоиды приморского комплекса образуют два массива Бугульдейско-Ангинский и Улан-Ханский [Савельева, Базарова, 2012]. Ранее к приморскому комплексу относили и Трехголовый массив. Однако оказалось, что гранитоиды этого комплекса имеют более древний возраст – 1.93–1.91 млрд лет [Бибикина и др., 1987, Базарова, 2011]. Наиболее хорошо

изученными являются гранитоиды Бугульдейско-Ангинского массива, которые и будут рассмотрены в данном разделе (рис. 6.34).

Гранитоиды Бугульдейско-Ангинского массива, относимые к приморскому комплексу, прорывают метаморфические породы Голоустенского блока, а также раннепротерозойские породы сарминской серии Сарминского блока и перекрываются вендскими осадочными отложениями байкальской серии. Породы первой фазы приморского комплекса представлены неравномернозернистыми порфировидными и крупноовоидными биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранитами. Вторая фаза приморского комплекса включает в себя средне-мелкозернистые биотитовые граниты, пегматиты, аплиты. Специфической особенностью приморского комплекса, отличающей его от других исследуемых комплексов гранитоидов, является наличие в нем крупноовоидных разностей, что позволяет рассматривать эти породы как граниты рапакиви [Ескин и др., 1971; Мануйлова, Срывцев, 1974], а точнее как рапакивиподобные образования [Брынцев и др., 1984], в связи с тем, что в ассоциации с ними отсутствуют габбро-анортозиты.

Минеральный состав гранитоидов всех выделенных разновидностей приморского комплекса подобен. Главные минералы представлены (в различных соотношениях) калиевым полевым шпатом – микроклином, плагиоклазом, кварцем, биотитом и роговой обманкой. Ряд исследователей приморского комплекса [Мануйлова, Срывцев, 1974; Обухов, 1979] отмечали присутствие ромбического пироксена в гранитоидах первой фазы. Акцессорные минералы в гранитоидах приморского комплекса в основном представлены апатитом, цирконом, сфеном, ильменитом. Отличительной особенностью приморского комплекса от других постколлизийных раннепротерозойских комплексов гранитоидов является присутствие в них крупноовоидных разностей. Овоиды представлены главным образом микроклином, нередко вокруг них отмечается плагиоклазовая оторочка. В микроклинах отмечаются пертитовые вроски, включения таких минералов как кварц, плагиоклаз, биотит. Амфиболы из гранитоидов Бугульдейско-Ангинского массива приморского комплекса по своему составу соответствуют гастингситовой роговой обманке (рис. 6.35 а), характеризуясь значениями $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}} > 0.5$, железистостью $(\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}) - 0.79-0.87)$, а также высокими содержаниями глинозема (Al ф.е. – 1.77-2.46, Al^{IV} ф.е. – 1.59-1.81). Биотиты во всех проанализированных образцах по составу наиболее близки анниту, для них фиксируется отношение $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) = 0.79-0.81$ (рис. 6.35 б). Проанализированные Fe-Ti окислы в гранитоидах приморского комплекса по составу соответствуют ильмениту (Ti ф.е. = 0.99-1.01).

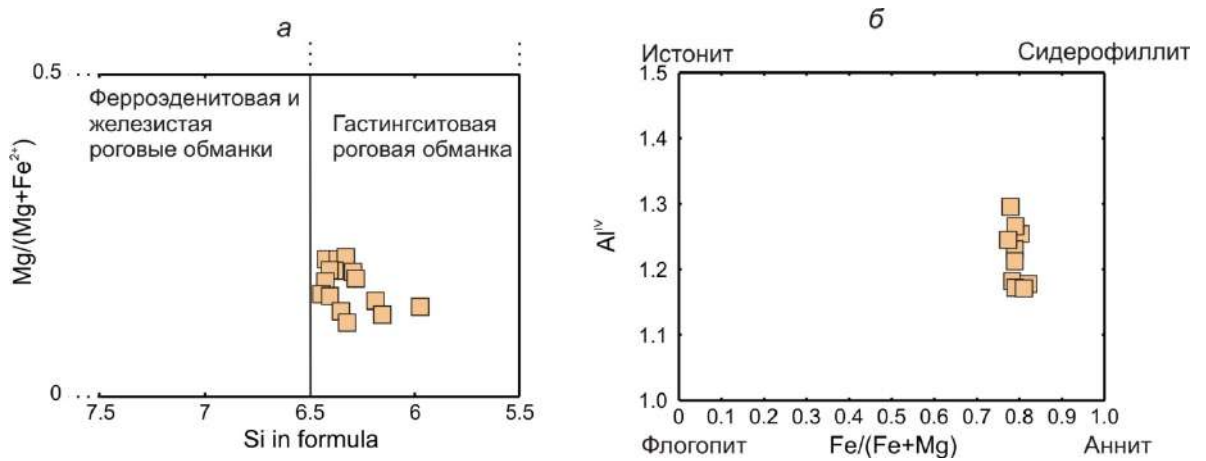


Рис. 6.35. Классификационные диаграммы $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - Si$ (модифицированная после [Leake, 1997]) для амфиболов (а) и для биотитов (б) из гранитоидов Бугульдейско-Ангинского массива приморского комплекса.

Возраст гранитоидов Бугульдейско-Ангинского массива приморского комплекса был определен U-Pb методом по циркону (TIMS) (рис. 6.36) [Донская и др., 2003].

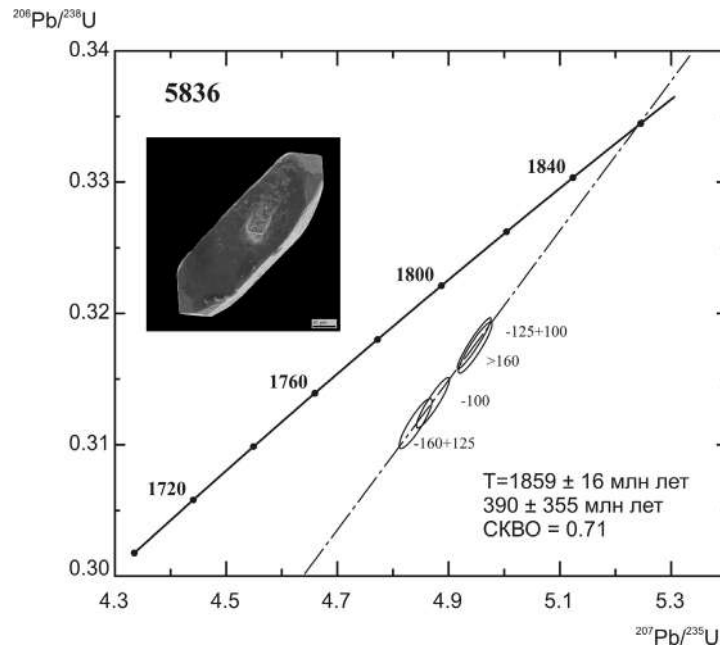


Рис. 6.36. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из гранита Бугульдейско-Ангинского массива приморского комплекса (проба 5836) [Донская и др., 2003].

Гранитоиды характеризуются обилием цирконов различных по размеру и морфологии. Габитус исследованных кристаллов циркона варьирует от длиннопризматического до короткопризматического. Для изотопного анализа были выбраны розовато-коричневые прозрачные цирконы одной популяции четырех размерных фракций, морфологические особенности которых свидетельствуют об их магматическом происхождении. Дискордия, построенная по четырем точкам изотопных составов необработанного циркона, дает значения возраста по верхнему пересечению 1859 ± 16 млн лет, по нижнему 390 ± 355 млн лет, СКВО = 0.71 (рис. 6.36). Точки изотопного состава расположены в верхней части дискордии, близко к ее

верхнему пересечению с конкордией, что может свидетельствовать о корректности полученных результатов. Таким образом, значение 1859 ± 16 млн лет принимается за возраст кристаллизации цирконов и, соответственно, становления гранитоидов Бугульдейско-Ангинского массива приморского комплекса.

6.2.1.2. Геохимическая характеристика гранитоидов

Проанализированные гранитоиды Бугульдейско-Ангинского массива приморского комплекса характеризуются содержаниями $\text{SiO}_2 = 66 - 74$ мас.% (табл. 2, рис. 6.37).

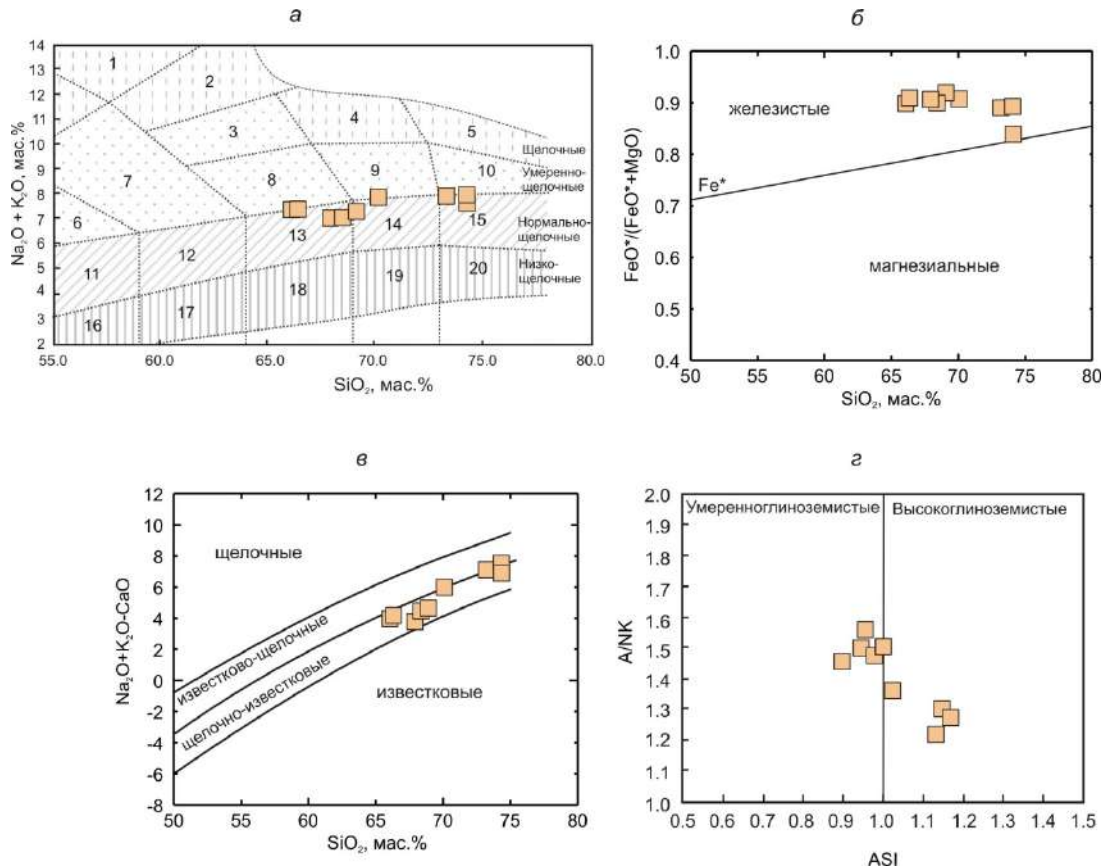


Рис. 6.37. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенюк и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], MAFI $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] – ASI [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] (г) для гранитоидов Бугульдейско-Ангинского массива приморского комплекса Байкальского выступа.

Цифры на диаграмме (а): 1 – фойдовые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – щелочные лейкограниты, 6 – монцодиориты, 7 – монцониты; 8 – граносиениты, 9 – умереннощелочные граниты, 10 – умереннощелочные лейкограниты, 11 – диориты, 12 – кварцевые диориты, 13 – гранодиориты, 14 – граниты, 15 – лейкограниты, 16 – низкощелочные диориты, 17 – низкощелочные кварцевые диориты, 18 – низкощелочные гранодиориты, 19 – низкощелочные граниты, 20 – низкощелочные лейкограниты.

Гранитоиды по своему химическому составу соответствуют преимущественно гранодиоритам, гранитам и лейкогранитам нормальной щелочности [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 6.37 а). Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавторами [Frost et al., 2001] исследованные граниты относятся к железистым ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.84 - 0.92$), главным образом, щелочно-известковым образованиям (индекс MAFI = 3.7 – 7.4) (рис. 6.37 б-в).

Граниты представляют собой как умеренноглиноземистые, так и высокоглиноземистые образования ($ASI = 0.90 - 1.17$, $A/NK = 1.23 - 1.56$) (рис. 6.37 г). Исследованные гранитоиды характеризуются достаточно умеренными концентрациями Zr (184 – 450 г/т), Nb (15 – 29 г/т), Y (17 – 36 г/т), а также высокими содержаниями Sr (87 – 355 г/т) и Ba (670 – 3450 г/т). Сумма редкоземельных элементов в гранитоидах Бугульдейско-Ангинского массива составляет 170 – 680 г/т. Гранитоиды первой фазы Бугульдейско-Ангинского массива характеризуются фракционированным распределением РЗЭ ($(La/Yb)_n = 10 - 13$) и отсутствием Eu аномалии или положительной Eu аномалией ($Eu/Eu^* = 0.94 - 1.66$) на спектрах распределения РЗЭ (рис. 6.38 а). Гранитоиды второй фазы обнаруживают в разной степени фракционированное распределение РЗЭ ($(La/Yb)_n = 10 - 19$) и хорошо выраженную отрицательную Eu аномалию ($Eu/Eu^* = 0.35 - 0.44$) (рис. 6.38 а). На мультиэлементных спектрах гранитоидов первой фазы отмечаются параллельные спектры с отрицательными аномалиями Nb, Sr, P, Ti (рис. 6.38 б).

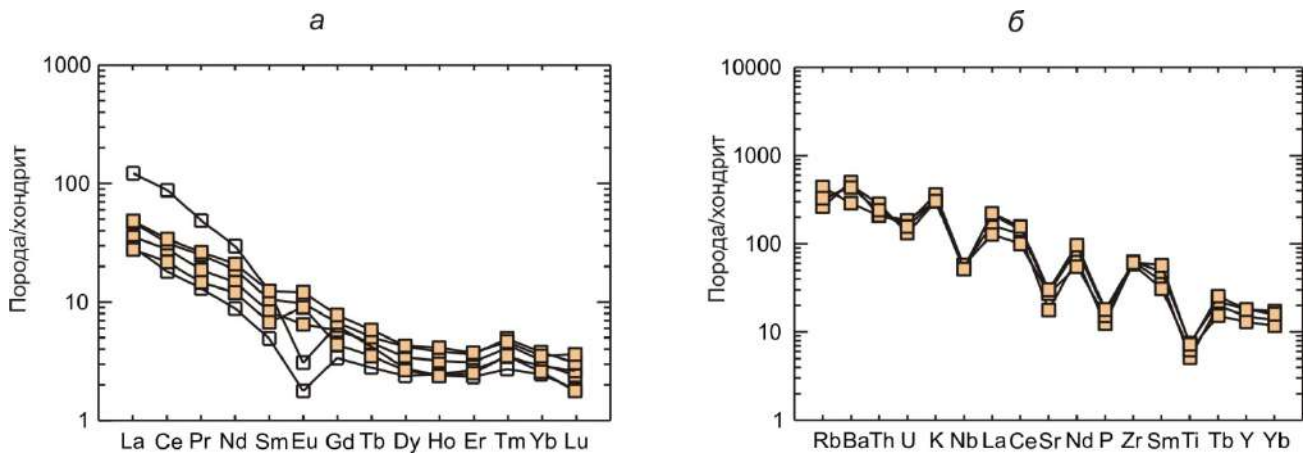


Рис. 6.38. Спектры распределения редкоземельных элементов (а), нормализованные к хондриту [Wakita et al., 1970], и мультиэлементные спектры (б), нормализованные к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], для гранитоидов Бугульдейско-Ангинского массива приморского комплекса Байкальского выступа.

Закрашенные квадраты – гранитоиды первой фазы, незакрашенные квадраты – гранитоиды второй фазы.

Особенности минерального состава и петрогеохимии гранитоидов Бугульдейско-Ангинского массива позволяют рассматривать их как граниты А-типа [Whalen et al., 1987]. На диаграммах $FeO^*/MgO - (Ce+Zr+Nb+Y)$ [Whalen et al., 1987] и $CaO/(FeO^* + MgO + TiO_2) - Al_2O_3$ [Dall'Agno, Oliveira, 2007] фигуративные точки гранитоидов попадают в поля гранитов А-типа (рис. 6.39 а-б).

Проанализированный гранит Бугульдейско-Ангинского массива характеризуется отрицательной величиной $\epsilon Nd(T) = -6.0$ и неоархейским модельным возрастом – $T_{NdDM} = 2.7$ млрд лет (табл. 3) [Донская и др., 2005].

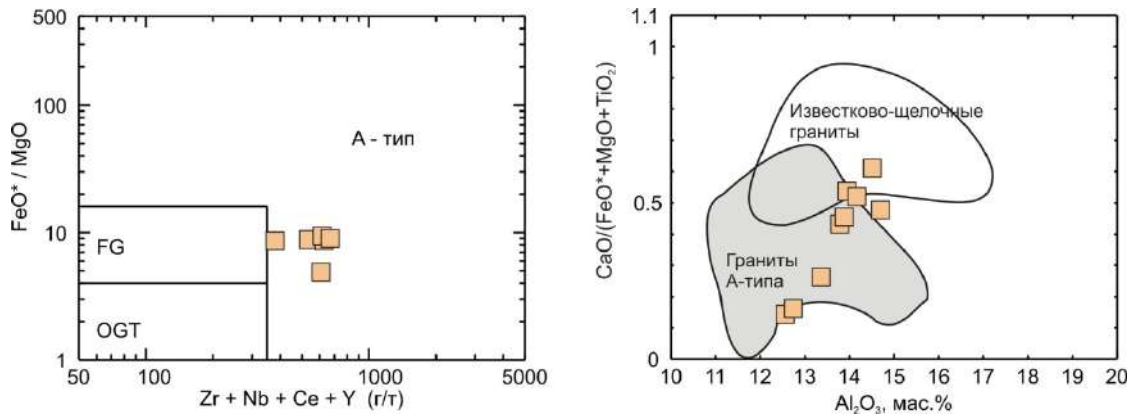


Рис. 6.39. Диаграммы $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ (а) [Whalen et al., 1987] и $\text{CaO}/(\text{FeO}^*+\text{MgO}+\text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3$ (б) [Dall'Agno, Oliveira, 2007] для гранитоидов Бугульдейско-Ангинского массива приморского комплекса Байкальского выступа.

6.2.1.3. Петрогенезис гранитов

Совокупность минералогических и геохимических данных свидетельствует о близости гранитоидов Бугульдейско-Ангинского массива гранитам А-типа. Согласно классификации [Barbarin, 1999] гранитоиды наиболее близки обогащенным калием известково-щелочным гранитоидам (КСГ-тип), формирование которых связано с обстановкой постколлизии растяжения. На диаграмме $\text{Rb}-(\text{Y}+\text{Nb})$ [Pearce, 1996] точки составов всех гранитоидов попадают в поле постколлизии гранитов (рис. 6.40).

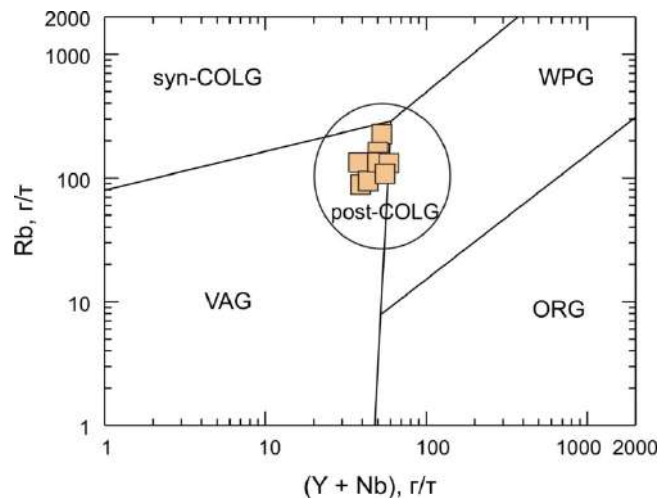


Рис. 6.40. Диаграмма $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$ [Pearce, 1996] для гранитоидов Бугульдейско-Ангинского массива приморского комплекса Байкальского выступа. VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

Проведенные расчеты температур насыщения расплава цирконом [Watson, Harrison, 1983] показали, что для гранитоидов Бугульдейско-Ангинского массива фиксируются температуры $840 - 873^\circ\text{C}$. Оценка давлений, при которых происходила кристаллизация гранитоидных расплавов составила $4.0 - 7.0$ кбар по амфиболовому геобарометру М.Джонсона и М.Рутерфорда [Johnson, Rutherford, 1989]. Наличие ильменита как единственного Fe-Ti оксида в

гранитоидах приморского комплекса свидетельствует о низких значениях фугитивности кислорода fO_2 [Ishihara, 1977], что может указывать на кристаллизацию в условиях, когда величина fO_2 соответствовала (или была ниже) QFM буфера [Anderson, 1996]. Кроме того, амфиболы в гранитоидах приморского комплекса характеризуются высокими значениями отношения $Fe/(Fe+Mg)$ (0.81 – 0.89), которые возможны только при кристаллизации в условиях низкой фугитивности кислорода (рис. 6.41) [Anderson, Smith, 1995].

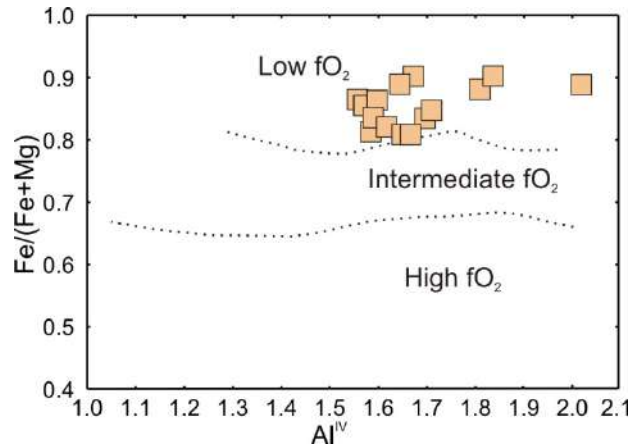


Рис. 6.41. Классификационная диаграмма $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) - Al^{IV}$ [Anderson, Smith, 1995] для амфиболов из гранитоидов Бугульдейско-Ангинского массива приморского комплекса Байкальского выступа.

Специфические особенности гранитоидов Бугульдейско-Ангинского массива приморского комплекса, в частности высокие значения отношения $FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO)$, высокая железистость амфиболов и биотитов, фугитивность кислорода ниже буфера QFM позволяют отнести их к типу наименее окисленных гранитов [Dall’Agnol, Oliveira, 2007]. Два основных источника предполагается для пород подобного состава. По мнению К. Фрост и Р. Фрост [Frost, Frost, 1997] инициальными породами для таких гранитоидов могли быть толеитовые базальты или их дифференциаты. В качестве альтернативного источника для наименее окисленных гранитоидов П.Л. Кингом с соавторами [King, 1997; King et al., 2001] были предложены нефракционированные кварц-двуполевошпатовые породы, характеризующиеся низкой фугитивностью кислорода. Гранитоиды приморского комплекса занимают достаточно большую площадь, поэтому маловероятно, чтобы такой объем гранитоидов был произведен непосредственно за счет плавления или фракционной кристаллизации толеитовых базальтов и даже их производных, к тому же низкие значения величины ϵ_{Nd} , фиксирующиеся для гранитов приморского комплекса, свидетельствуют в пользу корового источника для данных пород. Коровый источник для гранитоидов приморского комплекса реконструируется и на основе петрогенетической диаграммы Y-Nb-Ce [Eby, 1992], где фигуративные точки гранитоидов приморского комплекса располагаются в поле A_2 – поле гранитоидов, источниками которых являлись породы континентальной коры (рис. 6.42). Кроме того, К. Фрост и Р. Фрост [Frost,

Frost, 2011] показали, что щелочно-известковые железистые породы (рис. 6.37), к которым и относятся проанализированные гранитоиды приморского комплекса, формировались в результате частичного плавления пород континентальной коры.

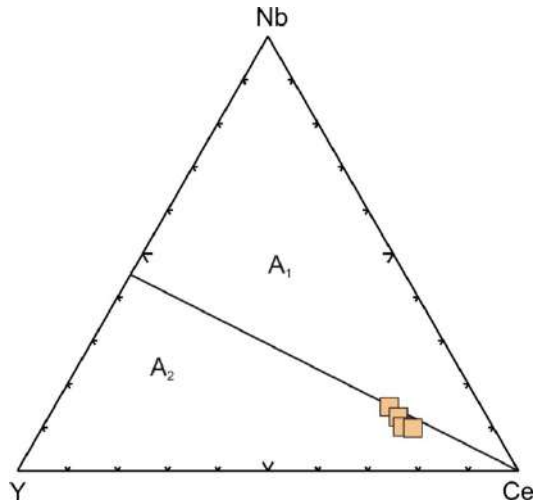


Рис. 6.42. Диаграмма Y – Nb – Ce [Eby, 1992] для гранитоидов Бугульдейско-Ангинского массива приморского комплекса Байкальского выступа.

A₁ – гранитоиды, возникшие в результате дифференциации щелочно-базальтовых магм при незначительных процессах ассимиляции, A₂ – гранитоиды, сформированные в результате взаимодействия мантийных расплавов с кислым материалом континентальной коры или посредством плавления пород континентальной коры.

Таким образом, вслед за процитированными выше авторами мы полагаем, что формирование родоначальных расплавов для гранитоидов приморского комплекса осуществлялось за счет плавления позднеархейских пород кварц-полевошпатового состава, по всей видимости, гнейсов инфракрустального комплекса, характеризующихся низкой фугитивностью кислорода. Высокие содержания Ba, Sr в наименее дифференцированных разновидностях гранитоидов приморского комплекса позволяют полагать, что породы субстрата были изначально обогащены этими элементами. Что касается наиболее дифференцированных разновидностей гранитоидов (гранитоиды второй фазы), то они, наиболее вероятно, были сформированы посредством фракционной кристаллизации первичных расплавов.

6.2.2. Гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканиты Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса

Раннепротерозойские неметаморфизованные гранитоиды и ассоциирующие с ними близковозрастные вулканиты в пределах Байкальского выступа фундамента формируют Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс, который протягивается от северо-западной оконечности оз. Байкал в северном – северо-восточном направлении на расстоянии 550 км при ширине 5-60 км [Бухаров, 1987]. Орографически Северо-Байкальский пояс приурочен к Байкальскому и Ажитканскому хребтам. Образования Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса с угловым несогласием залегают на раннепротерозойских

метаморфических породах (сарминская серия, чуйская серия и их аналоги) и мезоархейских гранитоидах [Donskaya et al., 2009] и перекрываются вендскими осадочными породами байкальской серии (рис. 2.8). Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс сложен терригенно-вулканогенными образованиями акитканской серии и гранитоидами, относимыми к ирельскому комплексу, комагматичными кислым вулканитам акитканской серии [Салоп, 1964; Мац и др., 1968]. В этой главе на основе оригинальных материалов будут рассмотрены как гранитоиды, относимые к ирельскому комплексу, так и вулканиты кислого состава акитканской серии.

6.2.2.1. Гранитоиды ирельского комплекса

6.2.2.1.1. Геологическое строение, петрографическая и минералогическая характеристика гранитоидов и их возраст

Гранитоиды ирельского комплекса отмечаются в виде субвулканических и гипабиссальных интрузивных образований [Бухаров, 1987] и являются комагматически связанными с вулканитами акитканской серии. Гранитоиды ирельского комплекса отмечаются на всем протяжении Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (рис. 6.43).

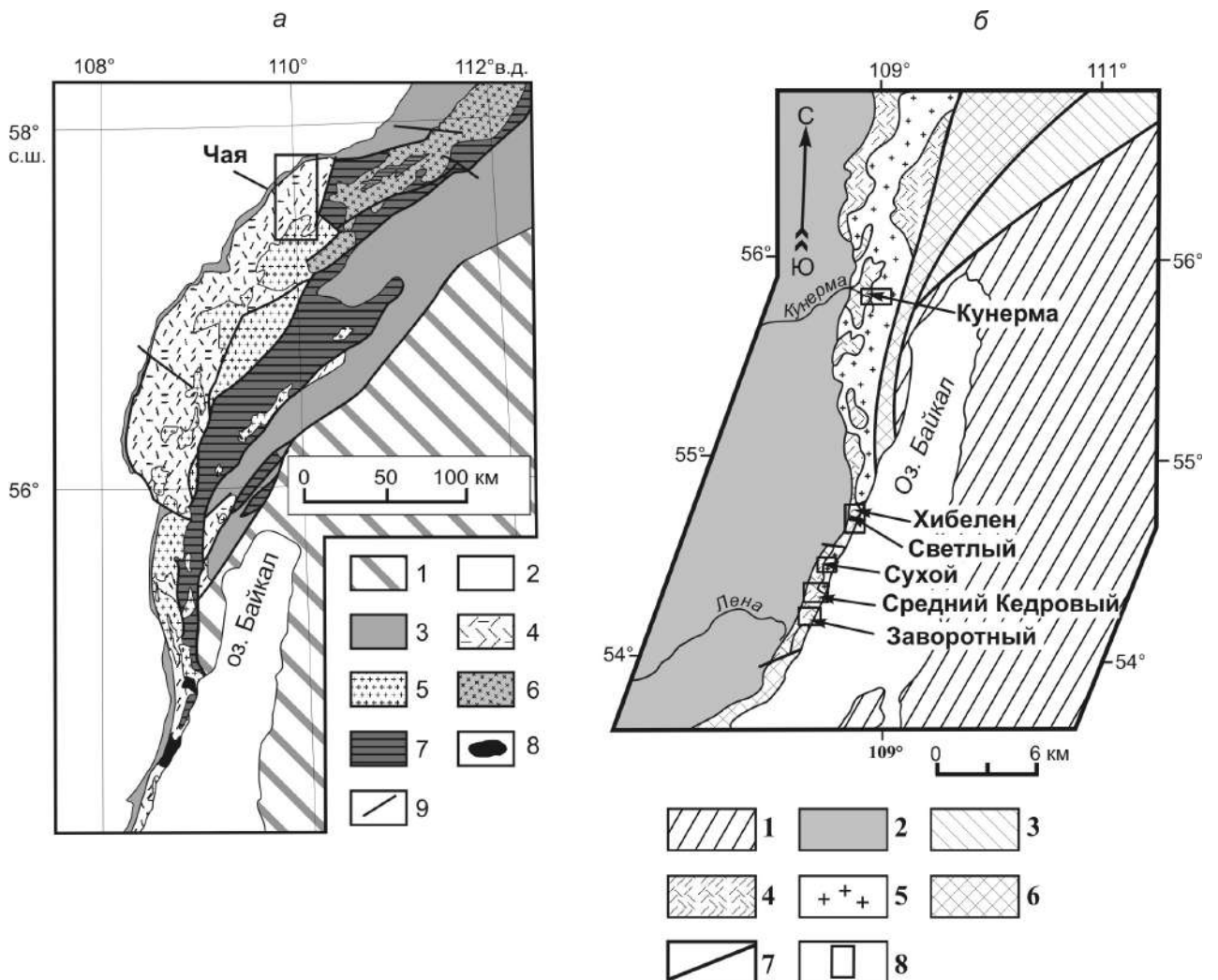


Рис. 6.43. Схема геологического строения Северного Прибайкалья (а) (модифицированная после [Донская и др., 2013; Donskaya et al., 2009]) и схема геологического строения южной части Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса с обозначенными участками детальных работ (б) [Донская и др., 2008].

(а) 1 – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 2 – фанерозойский осадочный чехол Сибирской платформы; 3 – неопротерозойские отложения Сибирской платформы; 4-8 – породы фундамента Сибирской платформы: 4 – палеопротерозойские осадочно-вулканогенные отложения акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (1.88 – 1.84 млрд лет), 5 – палеопротерозойские гранитоиды Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (1.88 – 1.84 млрд лет), 6 – палеопротерозойские гранитоиды чуйского комплекса (~2.0 млрд лет), 7 – палеопротерозойские метаморфические толщи, 8 – мезоархейские гранитоиды; 9 – основные разломы.

(б) 1 – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 2 – вендские – палеозойские образования чехла Сибирской платформы; 3 – высокометаморфизованные отложения рифейского перикратонного опускания; 4-5 – Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: 4 – терригенно-вулканогенные образования акитканской серии, 5 – гранитоиды ирельского комплекса; 6 – архей–раннепротерозойские метаморфические и магматические комплексы Сибирского кратона; 7 – главные разломы; 8 – районы детальных работ.

В составе ирельского комплекса традиционно выделяется три фазы [Лобанов, 1964]. Считается, что породы первой фазы представлены кварцевыми монцонитами, диоритами, гранодиоритами, гранитами. Вторая фаза сложена порфирированными граносиенитами, гранитами, граносиенит-порфирами. Третья фаза включает в себя граносиениты и аляскиты. Детальное изучение гранитоидов ирельского комплекса было проведено на четырех участках: *Сухой, Средний Кедровый, Кунерма, Чая* (рис. 6.43 а-б). Основными пороодообразующими минералами гранитоидов на всех участках являются кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит. В меланократовых разностях также присутствует амфибол. Составы минералов были проанализированы в гранитоидах на участке *Кунерма* (рис. 6.44).

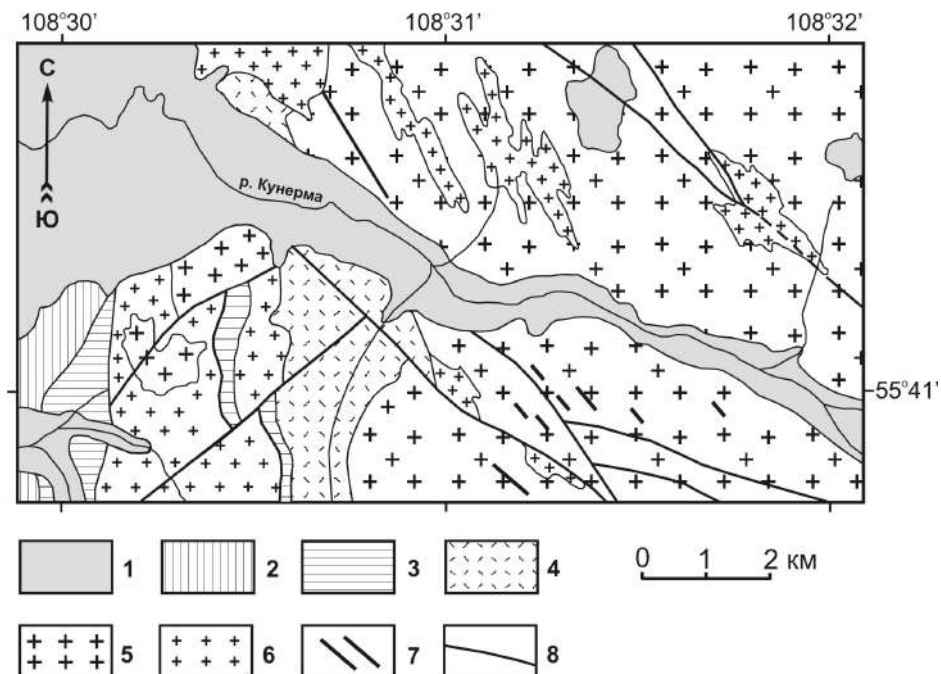


Рис. 6.44. Схема геологического строения района среднего течения р. Кунерма (участок *Кунерма*).

1 – четвертичные отложения; 2 – фанерозойские осадочные отложения чехла Сибирской платформы; 3 – осадочные отложения байкальской серии (венд); 4 – вулканиты кислого состава акитканской серии (ранней протерозой); 5 – гранитоиды I фазы ирельского комплекса (ранний протерозой); 6 – гранитоиды III фазы ирельского комплекса (ранний протерозой); 7 – дайки долеритов; 8 – разломы.

Составы амфиболов в гранитоидах участка *Кунерма* оказались близки ферроэденитовой и железистой роговой обманке (рис. 6.45 а). Для них типичны отношения $Fe/(Mg+Fe) = 0.70 - 0.81$ при $Al \text{ ф.е.} = 1.21-1.53$, $Al^{IV} \text{ ф.е.} = 1.13-1.46$. Биотиты в проанализированных образцах по составу наиболее близки анниту ($Fe/(Fe+Mg) = 0.80 - 0.83$) (рис. 6.45 б). Составы Fe-Ti окислов в гранитоидах участка *Кунерма* соответствуют титаномагнетиту (Ti ф.е. = 0.38-0.49) и ильмениту (Ti ф.е. = 0.88-0.96).

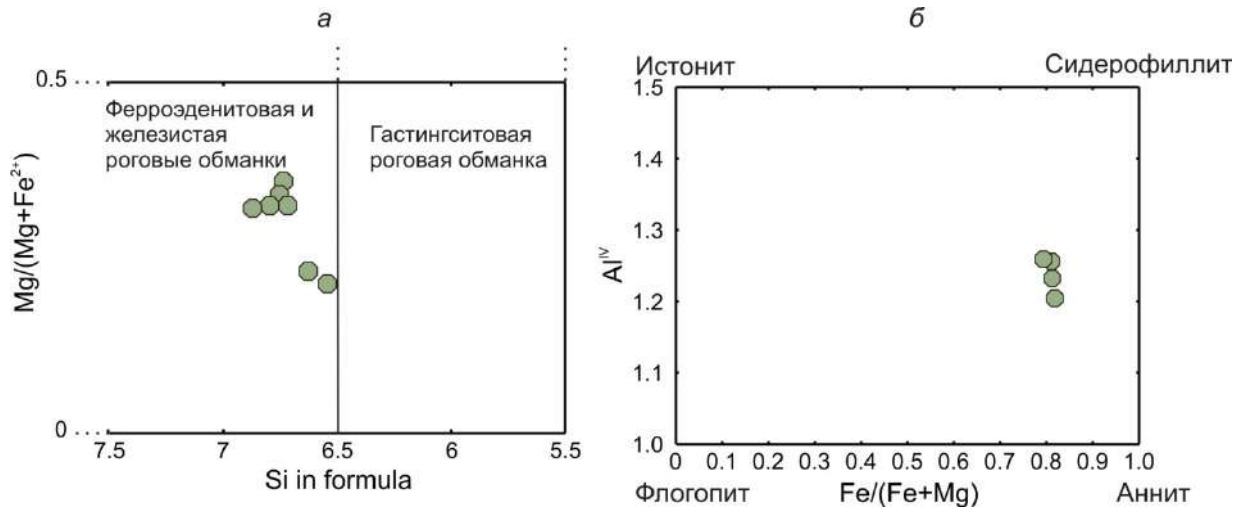


Рис. 6.45. Классификационные диаграммы $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - Si$ (модифицированная после [Leake, 1997]) для амфиболов (а) и для биотитов (б) из гранитоидов ирельского комплекса Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса участка *Кунерма*.

Возраст гранитов ирельского комплекса на участке *Средний Кедровый* был определен U-Pb методом по циркону методом SHRIMP (рис. 6.46) [Poller et al., 2005].

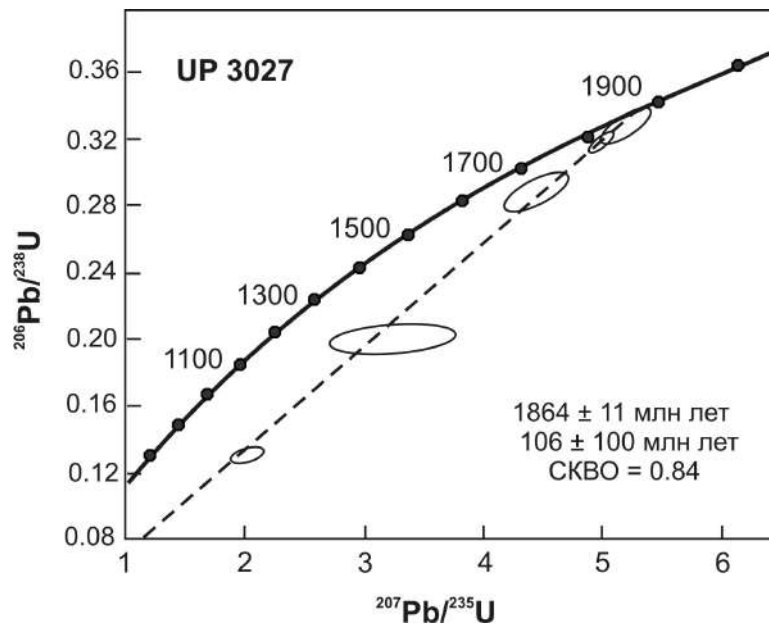


Рис. 6.46. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из гранита ирельского комплекса Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса участка *Средний Кедровый* (проба UP3027) [Poller et al., 2005].

Цирконы из гранита (проба UP3027) характеризуются однородной магматической зональностью. Точки изотопных составов циркона образуют дискордию (рис. 6.46), верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1864 ± 11 млн лет, а нижнее – 106 ± 100 млн лет ($СКВО = 0.84$). На основании морфологических особенностей зерен циркона, свидетельствующих о его магматическом происхождении, значение в 1864 ± 11 млн лет было проинтерпретировано как наиболее точная оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, возраст гранитов ирельского комплекса на участке *Средний Кедровый*. Кроме того, U-Pb методом по циркону (TIMS) была получена возрастная оценка 1866 ± 6 млн лет одновременно для вулканитов и гранитов участка *Кунерма* [Неймарк и др., 1991].

6.2.2.1.2. Геохимическая характеристика гранитоидов

Проанализированные гранитоиды ирельского комплекса характеризуются содержаниями $SiO_2 = 60 - 75$ мас. % (табл. 2, рис. 6.47).

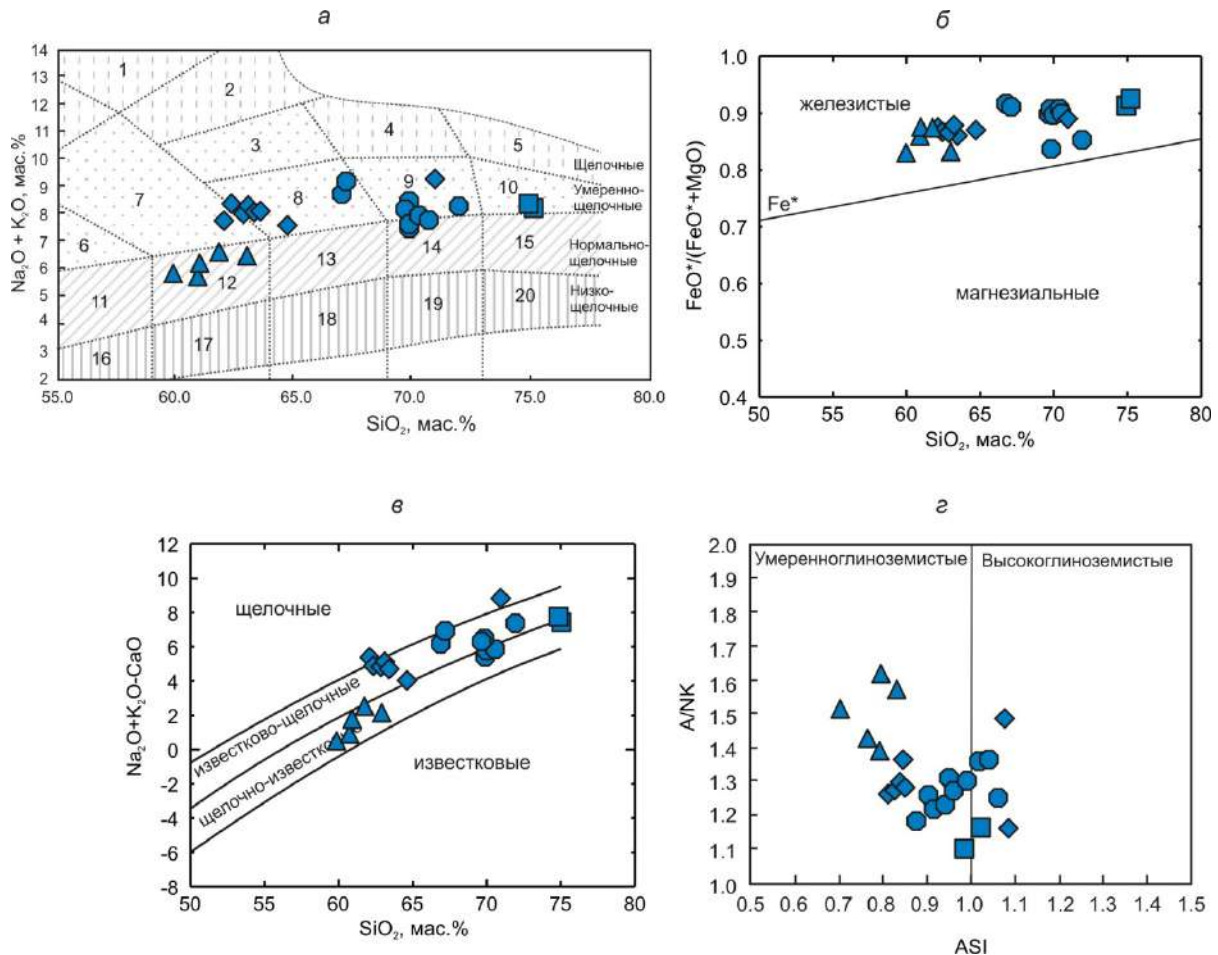


Рис. 6.47. Диаграммы $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (а) [Шарпенко и др., 2013], $FeO^*/(FeO^*+MgO) - SiO_2$ (б) [Frost et al., 2001], $MAI (Na_2O + K_2O - CaO) - SiO_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$] – ASI [мол. $Al_2O_3/(CaO + Na_2O+K_2O)$] (г) для гранитоидов ирельского комплекса Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Байкальского выступа.

Ромбы – гранитоиды участка *Кунерма*, квадраты – гранитоиды участка *Средний Кедровый*, треугольники – гранитоиды участка *Сухой*, круги – гранитоиды участка *Чая*.

Цифры на диаграмме (а): 1 – фойдовые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – щелочные лейкограниты, 6 – монциодориты, 7 – монциты; 8 – граносиениты, 9 – умереннощелочные граниты,

10 – умереннощелочные лейкограниты, 11 – диориты, 12 – кварцевые диориты, 13 – гранодиориты, 14 – граниты, 15 – лейкограниты, 16 – низкощелочные диориты, 17 – низкощелочные кварцевые диориты, 18 – низкощелочные гранодиориты, 19 – низкощелочные граниты, 20 – низкощелочные лейкограниты.

Гранитоиды участков *Кунерма* и *Чая* относятся к умереннощелочным породам и по своему химическому составу соответствуют граносиенитам и гранитам [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 6.47 а). Гранитоиды участка *Средний Кедровый* по составу близки умереннощелочным лейкогранитам (рис. 6.47 а). Что касается гранитоидов участка *Сухой*, то они по составу соответствуют кварцевым диоритам нормальной щелочности. Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавторами [Frost et al., 2001] все исследованные гранитоиды относятся к железистым образованиям ($FeO^*/(FeO^*+MgO) = 0.83 - 0.93$) (рис. 6.47 б). Гранитоиды участков *Средний Кедровый*, *Кунерма* и *Чая* представляют собой известково-щелочные образования, в то время как гранитоиды участка *Сухой* являются щелочно-известковыми образованиями (рис. 6.47 в). Большинство проанализированных гранитоидов представляют собой умеренноглиноземистые образования ($ASI = 0.70 - 1.08$, $A/NK = 1.10 - 1.61$) (рис. 6.47 г). По перечисленным выше петрогеохимическим характеристикам гранитоиды ирельского комплекса в большинстве своем обнаруживают сходство с умеренноглиноземистыми железистыми гранитами [Frost, Frost, 2011].

Исследованные гранитоиды ирельского комплекса характеризуются высокими, хотя и варьирующимися на разных участках, концентрациями Zr (160 – 1050 г/т), Nb (11 – 55 г/т), Y (30 – 92 г/т), Ba (704 – 1934 г/т). Все гранитоиды характеризуются фракционированным распределением РЗЭ ($(La/Yb)_n = 5.8 - 14.1$) (рис. 6.48). Для гранитоидов участков *Средний Кедровый*, *Кунерма* и *Чая* фиксируется хорошо выраженная отрицательная Eu аномалия ($Eu/Eu^* = 0.25 - 0.57$) на спектрах распределения РЗЭ (рис. 6.48 а, б, г), а для гранитоидов участка *Сухой* отмечается отсутствие Eu аномалии ($Eu/Eu^* = 0.70 - 1.00$) (рис. 6.48 в). Особенности минерального состава и петрогеохимии гранитоидов ирельского комплекса позволяют рассматривать их как граниты А-типа [Whalen et al., 1987]. На диаграммах $FeO^*/MgO - (Ce+Zr+Nb+Y)$ (Whalen et al., 1987) и $CaO/(FeO^* + MgO + TiO_2) - Al_2O_3$ [Dall'Agno, Oliveira, 2007] фигуративные точки гранитоидов всех участков ирельского комплекса попадают в поля гранитов А-типа (рис. 6.49 а-б).

Все гранитоиды ирельского комплекса характеризуются отрицательными величинами $\epsilon Nd(T)$, которые при этом отличаются на разных участках. В частности, на участке *Кунерма* величина $\epsilon Nd(T) = -1.7$ и модельный возраст $T_{NdDM} = 2.4$ млрд лет, на участке *Чая* $\epsilon Nd(T) = -3.2$ и $T_{NdDM} = 2.5$ млрд лет, на участке *Сухой* $\epsilon Nd(T) = -6.3$ и $T_{NdDM} = 2.8$ млрд лет, на участке *Средний Кедровый* $\epsilon Nd(T) = -8.0$ и $T_{NdDM} = 2.8$ млрд лет (табл. 3), [Донская и др., 2008; Gladkochub et al., 2009].

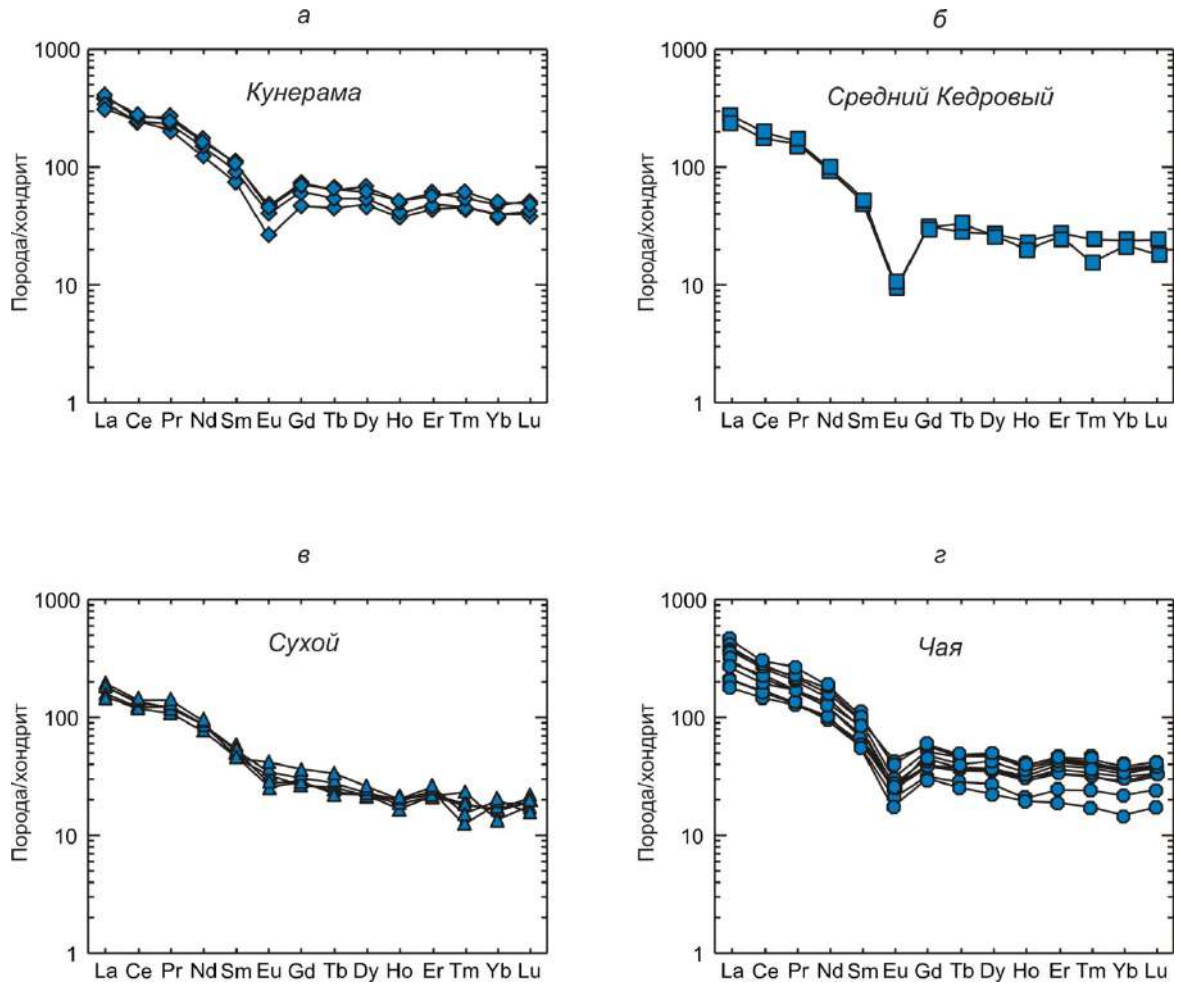


Рис. 6.48. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормализованные к хондриту [Wakita et al., 1970], для гранитоидов ирельского комплекса Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Байкальского выступа.

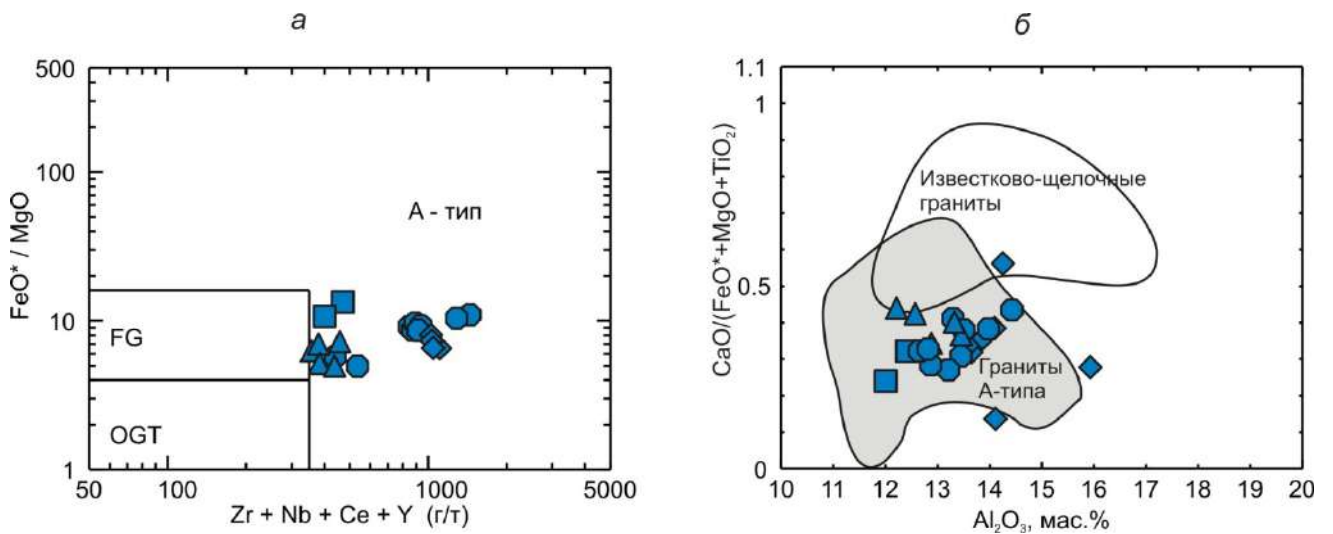


Рис. 6.49. Диаграммы $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ (а) [Whalen et al., 1987] и $\text{CaO}/(\text{FeO}^*+\text{MgO}+\text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3$ (б) [Dall'AgnoI, Oliveira, 2007] для гранитоидов ирельского комплекса Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Байкальского выступа. Условные обозначения см. рис. 6.47.

6.2.2.1.3. Петрогенезис гранитов

Совокупность минералогических и геохимических данных свидетельствует о близости гранитоидов ирельского комплекса гранитам А-типа. Согласно классификации [Barbarin, 1999] гранитоиды наиболее близки обогащенным калием известково-щелочным гранитоидам (КСГ-тип), формирование которых связано с обстановкой постколлизии растяжения. На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] точки составов большинства гранитоидов попадают в поле постколлизии гранитов, смещаясь в поле внутриплитных гранитов (рис. 6.50).

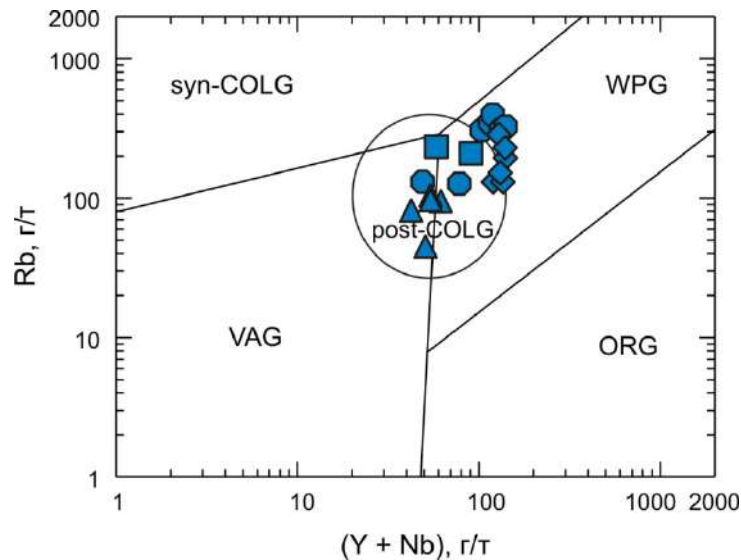


Рис. 6.50. Диаграмма Rb – (Y + Nb) [Pearce, 1996] для гранитоидов ирельского комплекса Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Байкальского выступа.

Условные обозначения см. рис. 6.47.

VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизионные граниты, post-COLG – постколлизии граниты.

Отрицательные значения ϵ_{Nd} (табл. 3), расположение фигуративных точек всех проанализированных гранитоидов ирельского комплекса в поле A_2 на диаграмме Y-Nb-Ce [Eby, 1992] свидетельствуют в пользу коровых источников для исследованных гранитоидов (рис. 6.51). В то же время отмечаются существенные отличия между гранитоидами по величине $\epsilon_{Nd}(T)$ (табл. 3). Теоретически возможны два варианта объяснения различий в изотопных характеристиках гранитоидов. Первое, они могли сформироваться за счет разных коровых источников. Второе, коровый источник гранитоидов был единый, а отличия в составах связаны с разной долей добавления ювенильного мантийного материала в области магмагенерации.

Кварцевые диориты участка *Сухой* согласно классификации К. Фрост и Р. Фрост [Frost, Frost, 2011] относятся к щелочно-известковым метаглиноземистым железистым породам (рис. 6.47), которые, наиболее вероятно, были образованы в результате частичного плавления пород континентальной коры. Для этих пород также отмечаются достаточно низкие величины $\epsilon_{Nd}(T)$, равные -6.3 и позднеархейский Nd модельный возраст. Низкие содержания SiO_2 (60 – 63 мас.%) могут свидетельствовать о том, что плавлению подвергались породы основного – среднего

состава. Кварцевые диориты участка *Сухой* отличаются от гранитоидов других участков пониженными содержаниями Th (12 – 16 г/т), повышенными Ba (1317 – 1934 г/т) и Sr (164 – 229 г/т), а также отсутствием отрицательной Eu аномалии на спектрах распределения РЗЭ. Подобные составы кварцевых диоритов участка *Сухой* позволяют нам предполагать, что плавлению подвергался слабо дифференцированный субстрат, обогащенный перечисленными выше элементами.

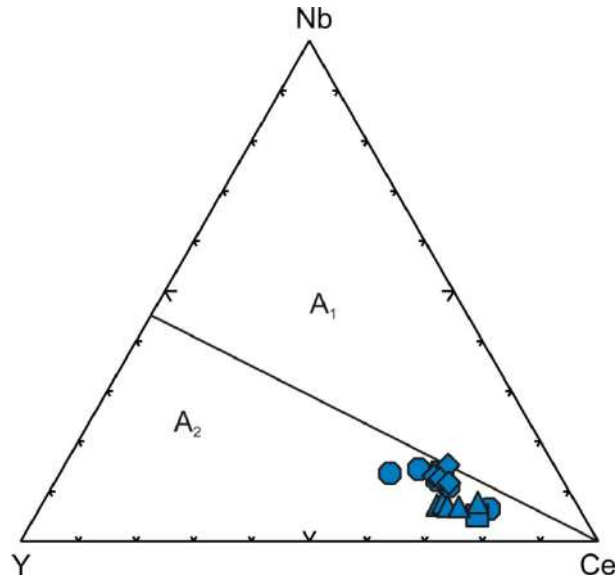


Рис. 6.51. Диаграмма Y – Nb – Ce [Eby, 1992] для гранитоидов ирельского комплекса Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Байкальского выступа.

Условные обозначения см. рис. 6.47.

A₁ – гранитоиды, возникшие в результате дифференциации щелочно-базальтовых магм при незначительных процессах ассимиляции, A₂ – гранитоиды, сформированные в результате взаимодействия мантийных расплавов с кислым материалом континентальной коры или посредством плавления пород континентальной коры.

Гранитоиды участков *Средний Кедровый*, *Кунерма* и *Чая* относятся к известково-щелочным метаглиноземистым железистым породам (рис. 6.47), которые, основываясь на классификации К. Фрост и Р. Фрост [Frost, Frost, 2011], могли быть образованы в результате дифференциации базальтов толеитового состава. Однако, как мы уже отмечали выше все эти породы характеризуются отрицательными значениями ϵ_{Nd} (табл. 3) и расположением точек составов в поле A₂ (коровый источник) на диаграмме Y-Nb-Ce [Eby, 1992] (рис. 6.51). Для этих пород мы предполагаем в качестве основного смешанный корово-мантийный источник. По главным геохимическим характеристикам гранитоиды этих трех участков обнаруживают больше сходства друг с другом, чем с кварцевыми диоритами участка *Сухой* (рис. 6.47, 6.48, 6.49). Поэтому, наверное, для них можно предполагать единый коровый источник, а отмеченные различия в значениях ϵ_{Nd} и величине $T_{Nd}(DM)$ могут быть связаны с разной долей добавления ювенильного мантийного материала к коровому источнику в области магмагенерации. Среди пород, вмещающих образования Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, в качестве подобного корового источника для гранитоидов

можно рассматривать только разгнейсованные гранитоиды с возрастом 2.88 млрд лет, по составу соответствующие тоналитам и плагиогранитам [Donskaya et al., 2009]. Таким образом, для объяснения отличий в изотопных характеристиках гранитоидов участков *Средний Кедровый*, *Кунерма* и *Чая* допускается единый коровый источник с разной долей добавления к нему мантийного материала.

Проведенные расчеты температур насыщения расплава цирконом [Watson, Harrison, 1983] показали, что для кварцевых диоритов участка *Сухой* фиксируются минимальные из всех проанализированных гранитоидов температуры 750 – 780°C. Перекрывающиеся высокие температуры были отмечены для гранитоидов участков *Хибелен* и *Чая* – 860 – 925°C и 820 – 940°C, соответственно. Для гранитов участка *Средний Кедровый* отмечаются температуры 785 – 820°C. Для гранитоидов участка *Кунерма* были рассчитаны давления, при которых происходила кристаллизация гранитоидных расплавов по амфиболовому геобарометру М.Джонсона и М.Рузерфорда [Johnson, Rutherford, 1989]. Величины давления составили 1.7 – 3.0 кбар, что свидетельствует о кристаллизации гранитоидных расплавов в гипабиссальных условиях.

6.2.2.2. Вулканиты кислого состава акитканской серии

6.2.2.2.1. Геологическое строение, петрографическая и минералогическая характеристика вулканитов и их возраст

Терригенно-вулканогенные образования акитканской серии наряду с гранитоидами ирельского комплекса образуют Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс [Салоп, 1964; Мац и др., 1968]. Среди вулканических образований акитканской серии преобладают породы кислого состава повышенной щелочности; общий объем вулканитов, близких по составу риолитам и дацитам, составляет ~75% [Неймарк и др., 1998].

Впервые акитканская серия была выделена Л.И. Салопом [Салоп, 1964], который объединил в нее (снизу вверх) малокосинскую, хибеленскую и чайскую свиты, выделенные ранее. Согласно этой схеме, в составе малокосинской и чайской свит представлены преимущественно терригенные образования, а в хибеленской – эффузивные, при этом подразумевалось, что вулканизм проявлялся одновременно в Акитканском и Байкальском хребтах. В.Д. Мац с соавторами [Мац и др., 1968] предложили выделять в составе акитканской серии в пределах Акитканского хребта домугдинскую (нижнюю) и чайскую (верхнюю) свиты, а в пределах Байкальского хребта хибеленскую свиту, которую они коррелировали с чайской свитой.

Начиная с начала 70-х годов прошлого столетия, в пределах Северо-Байкальского пояса большинство исследователей начали выделять вулканогенные, вулканоплутонические и вулканогенно-терригенные комплексы (обзоры в [Бухаров, 1987; Срывцев, 1986; Срывцев,

Булдыгеров, 1982]), общим признаком которых было то, что вулканогенные образования не являются частью стратифицированного разреза, а представляют собой различные палеовулканические постройки. Л.А. Неймарк с соавторами [Неймарк и др., 1998], А.М. Ларин с соавторами [Ларин и др., 2003], опубликовавшие в своих работах данные по петрологии и датированию U-Pb методом по циркону пород в составе Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, приняли за основу следующую обобщенную стратиграфическую схему пояса (снизу вверх): малокосинская, домугдинская, хибеленская, чайская свиты.

Детальное изучение вулканитов кислого состава было проведено на пяти участках в пределах южной части Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса: *Заворотный*, *Средний Кедровый*, *Светлый*, *Хибелен* и *Кунерма* (рис. 6.43 б). Вулканогенные породы четырех исследованных участков (*Заворотный*, *Средний Кедровый*, *Светлый*, *Хибелен*), согласно существующим стратиграфическим схемам, относятся к хибеленской свите акитканской серии [Салоп, 1964; Мац и др., 1968; Неймарк и др., 1998] либо к хибеленскому комплексу [Срывцев, 1986 и ссылки в этой работе; Бухаров, 1987]. Эффузивные образования участка *Кунерма* (перевал Даван) согласно одним схемам относят к домугдинской свите акитканской серии [Мац и др., 1968] или домугдинскому комплексу [Срывцев, 1986 и ссылки в этой работе; Бухаров, 1987; Неймарк и др., 1998], в других работах эти породы рассматриваются в структуре хибеленской свиты [Салоп, 1964; Собаченко и др., 2005].

По представлениям А.А. Бухарова [Бухаров, 1987], вулканиты кислого состава в пределах южной части Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса участвуют в строении вулканических аппаратов, слагая главным образом потоки, покровы, экструзии и силлы. На всех участках в разрезах кроме вулканитов отмечаются выходы терригенно-вулканогенных и терригенных пород: туффиты, туфоалевролиты, туфопесчаники, песчаники, алевролиты. На участке *Заворотный* терригенно-вулканогенные породы слагают горизонты и прослои среди вулканитов, а на участках *Светлый* и *Хибелен* такие породы фиксируются в нижних частях разреза непосредственно под вулканитами. На участке *Заворотный* кроме вулканитов кислого состава отмечаются андезиты.

Изученные вулканиты кислого состава на всех участках представлены риолитами или дацитами порфировой структуры. Порфиновые выделения сложены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем в разных соотношениях. Все фенокристаллы в разной степени подверглись вторичным изменениям. Плагиоклаз замещен серицитом, альбитом, иногда сосюритом; кварц имеет волнистое погасание; калиевый полевой шпат пелитизирован, альбитизирован. Основная масса пород состоит из кварца и полевого шпата, которые формируют фельзитовую, микрофельзитовую, пойкилитовую структуры. Отдельные образцы риолитов участка *Заворотный* имеют сферолитовую структуру. Встречаются как сферолиты,

состоящие из тонких волокон альбита и кварца с примесью калиевого полевого шпата, так и более сложные, центральная часть которых состоит из хлорита, сменяющегося к периферии форм калиевым полевым шпатом, кварцем, плагиоклазом. Хлорит в сферолитах, а также в обособлениях, отмеченных среди однородной кварц-полевошпатовой массы в некоторых образцах, по-видимому, заместил стекло. Некоторые из исследованных образцов обнаруживают реликты темноцветных минералов, замещенные хлоритом, часто с примесью рудных минералов, сфена, эпидота. Обычными акцессорными минералами во всех исследованных породах являются кристаллы циркона и апатита. Акцессорный сфен присутствует в кислых вулканитах всех участков, за исключением кислых вулканитов участка *Хибелен*. В вулканитах участков *Заворотный* и *Хибелен* отмечаются ксеноморфные обособления алланита, на участке *Заворотный* в ассоциации с вторичным эпидотом. Единичные кристаллы алланита были отмечены также в кислых вулканитах участков *Светлый* и *Кунерма*. Отличительной особенностью кислых вулканитов участка *Хибелен* является присутствие акцессорных кристаллов рутила и титаномагнетита. На участках *Кунерма*, *Светлый*, *Заворотный* наблюдается ксеноморфный титаномагнетит, полностью или частично разложившийся на ильменит и магнетит, в ассоциации с ксеноморфными же агрегатами сфена. На участке *Средний Кедровый* ильменит-магнетитовые сростки отмечаются также в ассоциации с ксеноморфным сфеном. Кристаллы чистого магнетита были обнаружены в кислых вулканитах участков *Кунерма* и *Светлый*. В кристалле апатита из риолита участка *Светлый* был отмечен монацит.

Возраст риолитов участка *Заворотный* был определен U-Pb методом по циркону методом SHRIMP (рис. 6.52) [Донская и др., 2008].

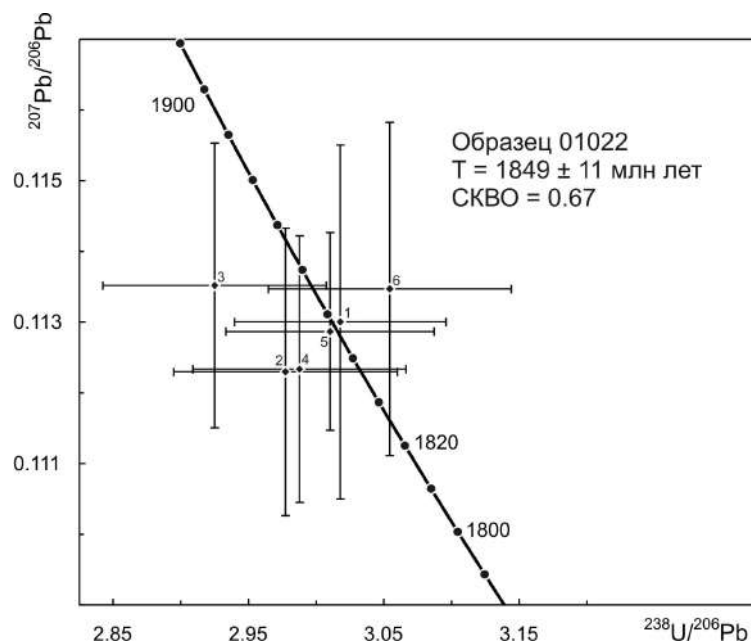


Рис. 6.52. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} - ^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ [Tera, Wasserburg, 1972] для цирконов из риолита участка *Заворотный* южной части Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса [Донская и др., 2008].

Акцессорный циркон, выделенный из пробы 01022 представлен бесцветными или желтоватыми идиоморфными кристаллами бипирамидальной формы. На катодоллюминесцентных изображениях зерен циркона прослеживается хорошо выраженная магматическая зональность. На изотопной диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} - ^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ [Tera, Wasserburg, 1972] шесть точек изотопного состава изученного циркона располагаются на конкордии, а его конкордантный возраст составляет 1849 ± 11 млн лет (СКВО = 0.67) (рис. 6.52). Учитывая морфологические и геохимические особенности циркона, свидетельствующие о его магматическом происхождении, полученное значение возраста может быть интерпретировано как наиболее точная оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, как возраст риолитов.

Возраст вулканитов кислого состава акитканской серии на участках *Хибелен*, *Светлый* и *Кунерма* был определен U-Pb методом по циркону методом TIMS (рис. 6.53) [Донская и др., 2008].

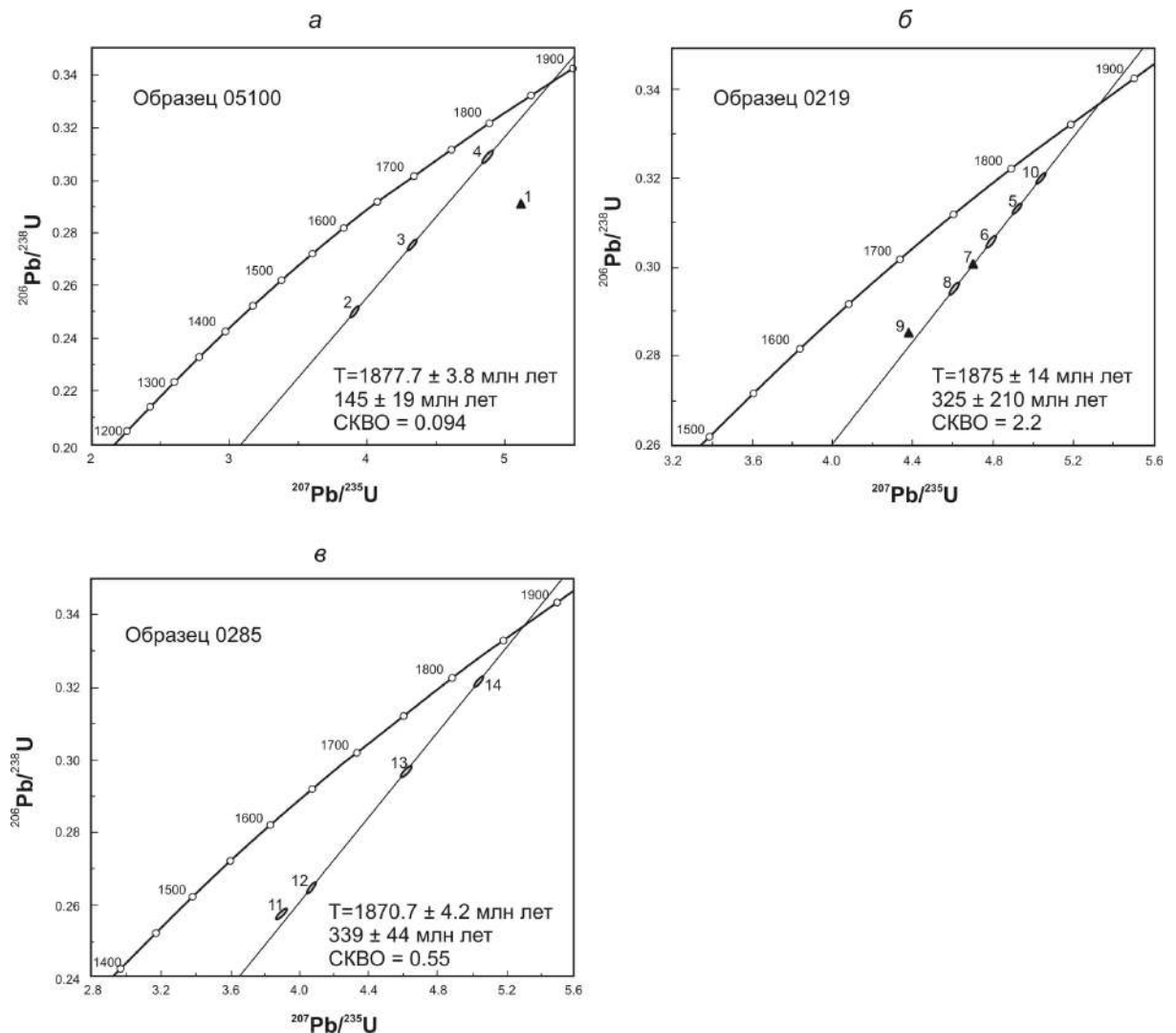


Рис. 6.53. U-Pb диаграммы с конкордией для цирконов из вулканитов кислого состава южной части Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса [Донская и др., 2008]. (а) дацит участка *Средний Кедровый* (обр. 05100), (б) риолит участка *Светлый* (обр. 0219), (в) трахидацит участка *Кунерма* (обр. 0285).

Акцессорный циркон, выделенный из пробы дацитов 05100 участка *Хибелен*, представлен короткопризматическими полупрозрачными кристаллами желтоватого цвета плохой огранки. Для анализа были выбраны наиболее прозрачные зерна, без включений и трещиноватости. На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по трем точкам изученного циркона, имеет верхнее пересечение с конкордией, отвечающее значению возраста 1877.7 ± 3.8 млн лет, и нижнее пересечение, отвечающее 145 ± 29 млн лет (СКВО = 0.094) (рис. 6.53 а). Учитывая морфологические особенности изученного циркона, указывающие на его магматическое происхождение, значение 1877.7 ± 38 млн лет можно интерпретировать как наиболее точную оценку возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, как возраст дацитов.

Акцессорный циркон, выделенный из пробы риолитов 0219 участка *Светлый*, имеет призматическую хорошо ограненную форму, в некоторых зернах видна тонкая внутренняя зональность. Дискордия, построенная по пяти точкам изученного циркона, имеет верхнее пересечение с конкордией, соответствующее возрасту 1875 ± 14 млн лет, и нижнее пересечение, соответствующее 325 ± 210 млн лет (СКВО = 2.2) (рис. 6.53 б). Учитывая морфологические особенности изученного циркона, свидетельствующие о его магматическом происхождении, значение 1875 ± 14 млн лет можно интерпретировать как наиболее точную оценку возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, как возраст риолитов.

Акцессорный циркон, выделенный из пробы трахириодацита 0285 участка *Кунерма*, имеет призматическую форму, окрашен в коричневый цвет. Дискордия, построенная по трем точкам изученного циркона, имеет верхнее пересечение с конкордией, соответствующее возрасту 1870.7 ± 4.2 млн лет, и нижнее пересечение, отвечающее возрасту 339 ± 44 млн лет (СКВО = 0.55) (рис. 6.53 в). Принимая во внимание морфологические особенности изученного циркона, указывающие на его магматическое происхождение, значение 1870.7 ± 4.2 млн лет можно интерпретировать как наиболее точную оценку возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, как возраст трахидацитов.

6.2.2.2.2. Геохимическая характеристика вулканитов

Проанализированные вулканиты акитканской серии участков *Заворотный*, *Средний Кедровый*, *Светлый*, *Хибелен* и *Кунерма* характеризуются содержаниями $\text{SiO}_2 = 65 - 74$ мас.% (табл. 2, рис. 6.54). Вулканиты участков *Заворотный*, *Средний Кедровый* и *Хибелен* относятся к породам нормальной щелочности. Вулканиты участка *Заворотный* по своему составу соответствуют, главным образом, риодацитам, по одной точке попадает в поля дацитов и риолитов [Шарпенюк и др., 2008] (рис. 6.54 а). Вулканиты участка *Средний Кедровый* по составу близки риодацитам и риолитам, а вулканиты участка *Хибелен* – дацитам и риодацитам

(рис. 6.54 а). Что касается вулканитов участков *Светлый* и *Кунерма*, то они по составу соответствуют умереннощелочным трахириодацитам (рис. 6.54 а). Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавторами [Frost et al., 2001] вулканиты кислого состава участков *Заворотный*, *Средний Кедровый*, *Светлый* и *Кунерма* относятся к железистым образованиям ($FeO^*/(FeO^*+MgO) = 0.76 - 0.96$) (рис. 6.54 б), в то время как вулканиты участка *Хибелен* представляют собой магнезиальные образования ($FeO^*/(FeO^*+MgO) = 0.65 - 0.80$) (рис. 6.54 б). Все проанализированные вулканиты представляют собой щелочно-известковые и известково-щелочные образования (рис. 6.54 в). Исследованные кислые вулканиты относятся к умеренно- и высокоглиноземистым образованиям, причем максимальные значения индексов ASI и A/NK фиксируются для вулканитов участка *Хибелен* (рис. 6.54 г).

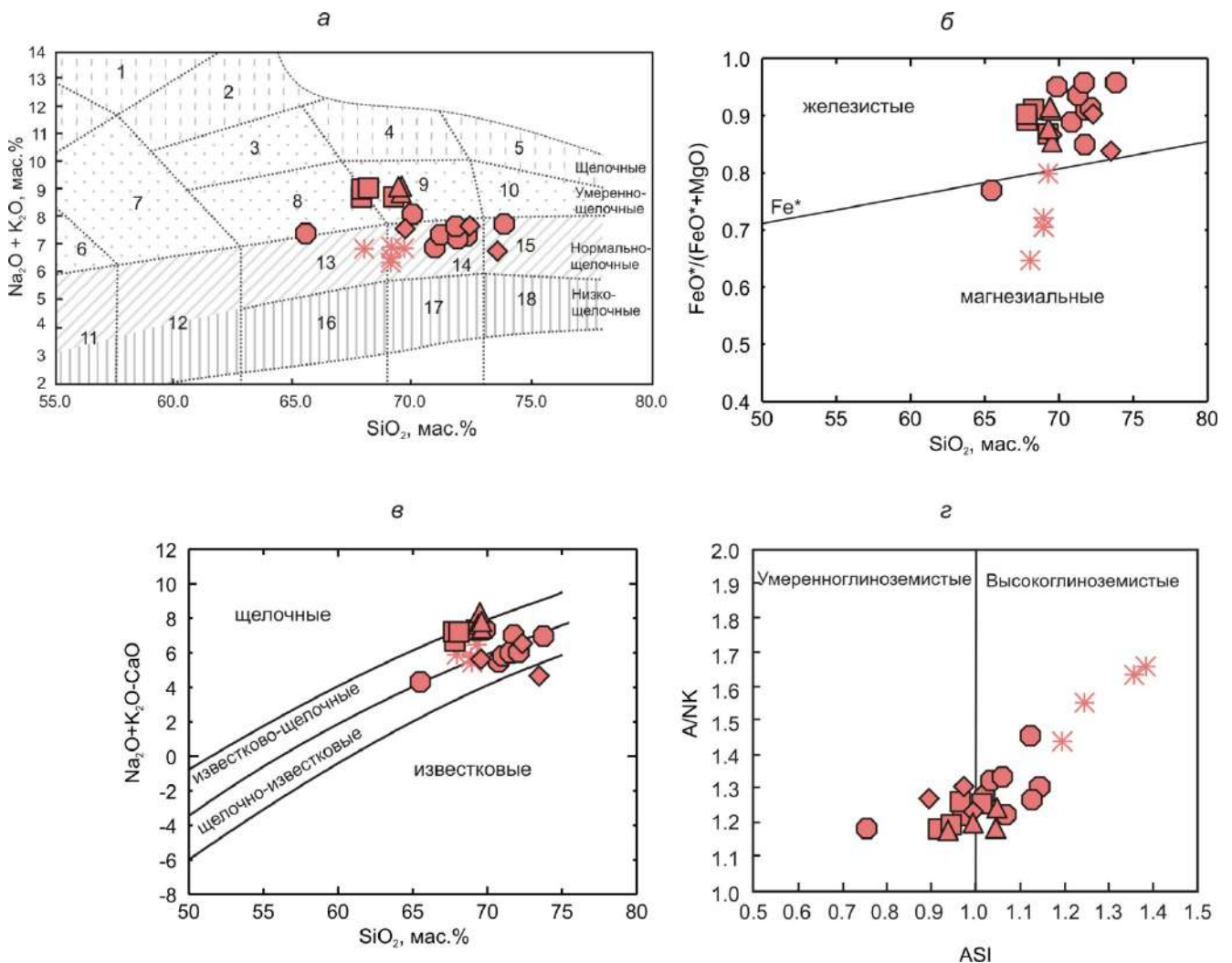


Рис. 6.54. Диаграммы $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (а) [Шарпенюк и др., 2008], $FeO^*/(FeO^*+MgO) - SiO_2$ (б) [Frost et al., 2001], MAFI $(Na_2O + K_2O - CaO) - SiO_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$] – ASI [мол. $Al_2O_3/(CaO + Na_2O+K_2O)$] (г) для вулканитов кислого состава южной части Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса.

Круги – вулканиты участка *Заворотный*, ромбы – вулканиты участка *Средний Кедровый*, звездочки – вулканиты участка *Хибелен*, треугольники – вулканиты участка *Светлый*, квадраты – вулканиты участка *Кунерма*.

Цифры на диаграмме (а): 1 – феолиты, 2 – щелочные трахиты, 3 – трахиты, 4 – пантеллериты, 5 – комендиты, 6 – трахиандезибазальты, 7 – трахиандезиты, 8 – трахидациты, 9 – трахириодациты, 10 – трахириолиты, 11 – андезибазальты, 12 – андезиты, 13 – дациты, 14 – риодациты, 15 – риолиты, 16 – низкощелочные дациты, 17 – низкощелочные риодациты, 18 – низкощелочные риолиты.

Некоторые различия между вулканитами из различных участков наблюдаются в содержаниях ряда петрогенных оксидов и редких элементов, в частности TiO_2 , Ba, Zr, Nb, Y, Th, REE. На вариационных диаграммах Харкера (рис. 6.55) можно видеть, что при сходных содержаниях SiO_2 имеются различия в концентрациях петрогенных оксидов и редких элементов между вулканитами разных участков, что может указывать на различные по составу источники этих пород.

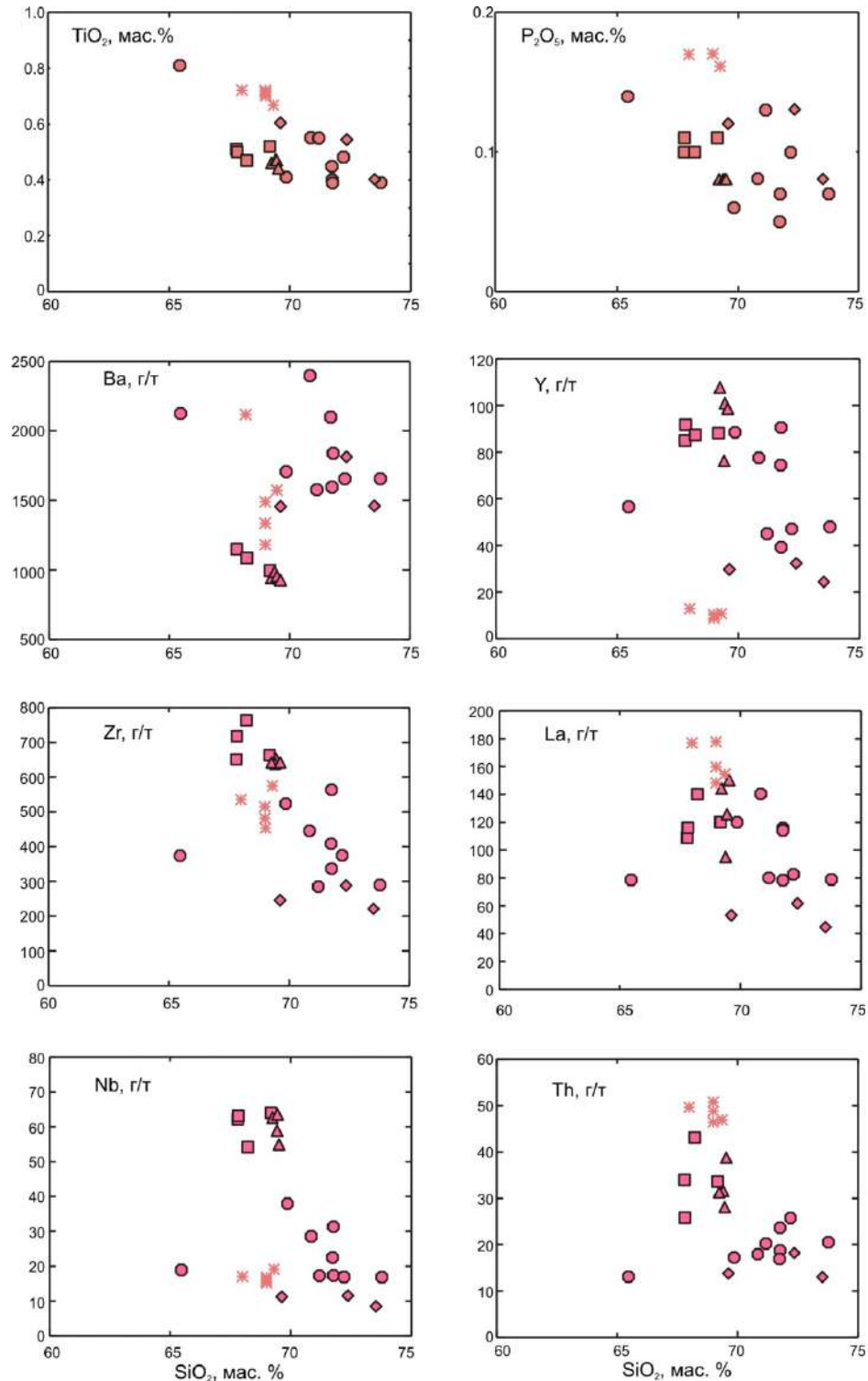


Рис. 6.55. Вариационные диаграммы Харкера для вулканитов кислого состава южной части Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. Условные обозначения см. рис. 6.54.

Минимальные содержания Ва отмечаются в вулканитах участков *Светлый* (925 – 986 г/т) и *Кунерма* (995 – 1152 г/т). Вулканиты кислого состава участков *Заворотный*, *Хибелен* и *Средний Кедровый* обладают более высокими содержаниями Ва 1577 – 2398, 1180 – 2149 и 1456 – 1813 г/т, соответственно. Что касается Zr, Nb, Y, то, напротив, максимальные концентрации этих элементов фиксируются в вулканитах участка *Светлый* (Zr = 636 – 655 г/т, Nb = 55 – 64 г/т, Y = 76 – 108 г/т) и вулканитах участка *Кунерма* (Zr = 651 – 766 г/т, Nb = 54 – 64 г/т, Y = 85 – 92 г/т) (рис. 6.55). Минимальными из всех проанализированных пород содержаниями Zr (220 – 288 г/т), Nb (9 – 12 г/т), ΣREE (201 – 261 г/т), Th (13.0 – 18.2 г/т) обладают вулканиты участка *Средний Кедровый*, они же характеризуются в среднем более высокими содержаниями Sr (164.0 – 188.1 г/т) (рис. 6.55). Вулканиты участка *Хибелен* имеют наиболее высокие из всех проанализированных разностей содержания Th (47 – 51 г/т), La (148 – 179 г/т), Ce (279 – 327 г/т) и минимальные Y (9 – 13 г/т) и Yb (0.35 – 0.88 г/т) (рис. 6.55).

За исключением вулканитов участка *Хибелен*, остальные проанализированные породы характеризуются умеренно фракционированным распределением редкоземельных элементов (рис. 6.56а). Наиболее низкие значения отношений $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 7 - 11$ и $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.3 - 0.5$ фиксируются в породах участков *Светлый* и *Кунерма*, а несколько повышенные в кислых вулканитах участка *Средний Кедровый* ($\text{La}_n/\text{Yb}_n = 14 - 15$ и $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.7 - 0.8$). На мультиэлементных спектрах для пород всех исследованных участков отмечаются отрицательные аномалии Nb-Ta, Sr, P, Ti (рис. 6.56 б). При этом фиксируются резко выраженные различия по глубине Nb-Ta минимумов. Некоторые различия наблюдаются в спектрах некогерентных элементов, в частности Ва (положительная аномалия для вулканитов участка *Заворотный*, отсутствие аномалии для кислых вулканитов участка *Средний Кедровый*, отрицательные аномалии для пород участков *Хибелен*, *Светлый*, *Кунерма*) и Th (положительная аномалия для вулканитов участков *Кунерма*, *Светлый* и *Хибелен*, слабовыраженная отрицательная аномалия для пород участков *Заворотный* и *Средний Кедровый*). Кроме того, отмечается хорошо проявленный минимум Y-Yb-Lu для вулканитов участка *Хибелен*.

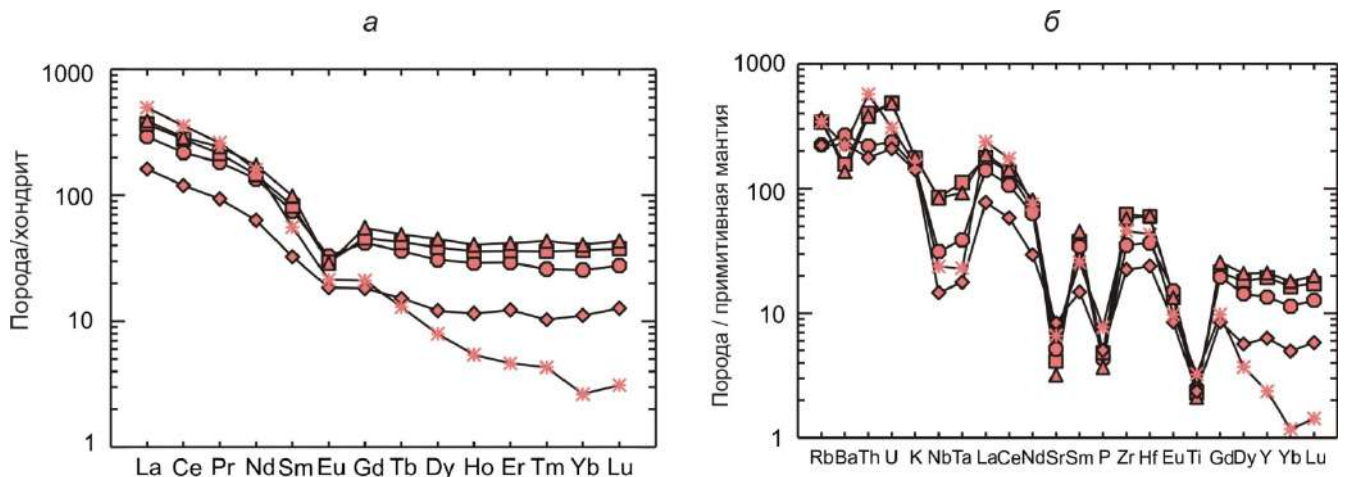


Рис. 6.56. Спектры распределения редкоземельных элементов (а), нормализованные к хондриту [Wakita et al., 1970], и мультиэлементные спектры (б), нормализованные к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], для средних составов кислых вулканитов южной части Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. Условные обозначения см. рис. 6.54.

Петрогеохимические особенности проанализированных кислых вулканитов акитканской серии позволяют сопоставлять их с гранитами А-типа [Whalen et al., 1987]. На диаграммах $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Ce} + \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Y})$ [Whalen et al., 1987] и $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3$ [Dall'Agnol, Oliveira, 2007] фигуративные точки всех вулканитов попадают в поля гранитов А-типа (рис. 6.57 а-б). Однако, чрезвычайно низкие содержания Y и Yb в вулканитах участка *Хибелен*, а также сильно повышенные значения отношения $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 135 - 283$ и перглиноземистый характер этих пород указывают на их сходство по этим параметрам с современными адакитами и архейскими TTG-ассоциациями [Martin, 1999; Туркина, 2000].

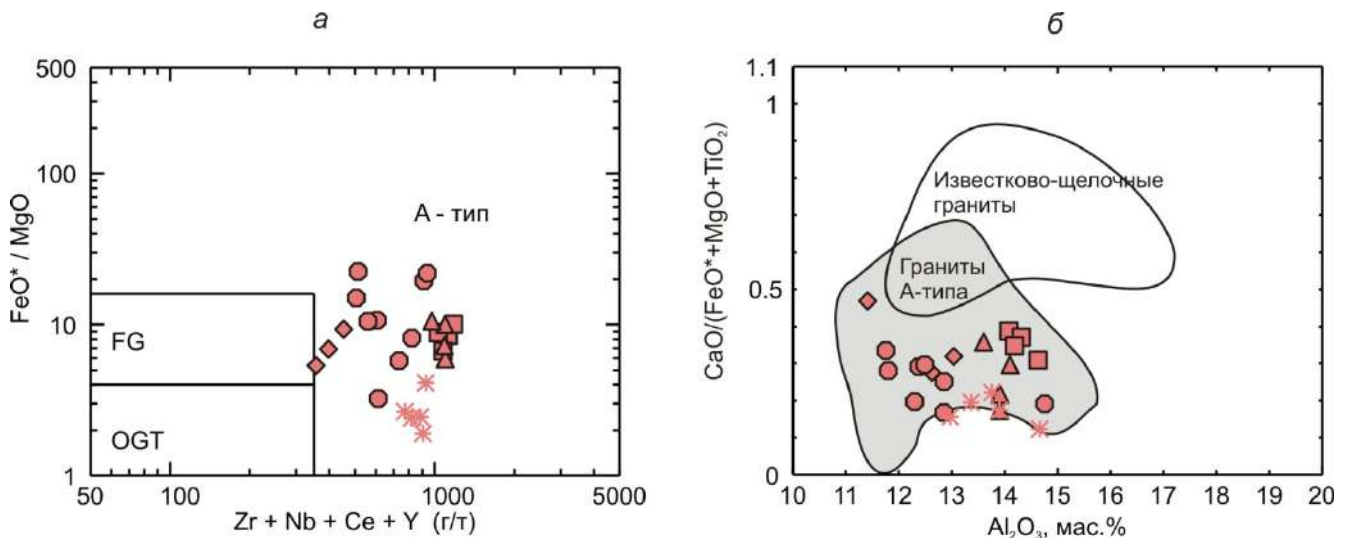


Рис. 6.57. Диаграммы $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ (а) [Whalen et al., 1987] и $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3$ (б) [Dall'Agnol, Oliveira, 2007] для вулканитов кислого состава южной части Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. Условные обозначения см. рис. 6.54.

На диаграмме $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$ [Pearce, 1996] точки составов вулканитов кислого состава участков *Заворотный*, *Средний Кедровый* и *Хибелен* попадают в поле постколлизийных гранитов, а точки составов участков *Светлый* и *Кунерма* смещаются уже в поле внутриплитных гранитов (рис. 6.58).

Данные по изотопному составу Nd (табл. 3) свидетельствуют о том, что все проанализированные вулканиты кислого состава и комагматичные им гранитоиды имеют ряд общих черт. Все образцы характеризуются отрицательными первичными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(1850 \text{ млн. лет})$ и значениями модельного возраста $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, варьирующими от 2.4 до 2.9 млрд лет, т.е. минимум на 600 млн. лет древнее времени образования вулканитов, что свидетельствует об их формировании за счет источников с длительной коровой предысторией. В то же время

отмечаются существенные различия в изотопном составе пород на различных участках. Максимальными из исследованных образцов значениями ϵ_{Nd} характеризуются вулканиты и гранитоиды участка *Кунерма* ($\epsilon_{Nd} = -1.7 \dots -2.8$). Слегка менее радиогенный состав Nd имеют вулканиты участка *Светлый* ($\epsilon_{Nd} = -3.7$). Близкие значения ϵ_{Nd} были получены для риолита участка *Заворотный* и вулканитов участка *Хибелен*: -6.3 и $-5.2 \dots -5.9$ соответственно. Самыми низкими из проанализированных пород значениями ϵ_{Nd} характеризуются риолиты и граниты участка *Средний Кедровый* ($\epsilon_{Nd} = -8.0 \dots -9.2$).

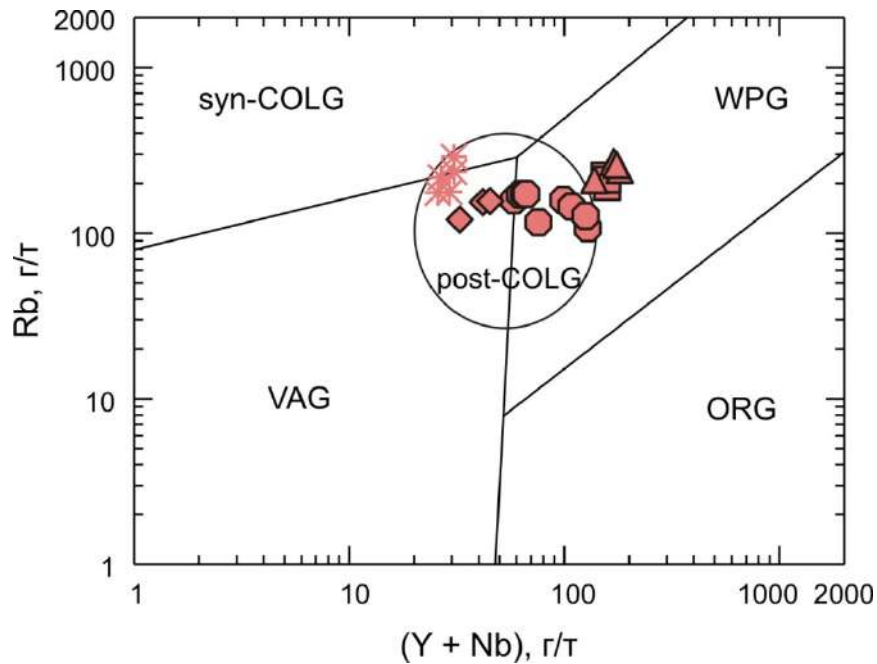


Рис. 6.58. Диаграмма Rb – (Y + Nb) [Pearce, 1996] для вулканитов кислого состава южной части Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса.

Условные обозначения см. рис. 6.54.

VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

6.2.2.2.3. Петрогенезис вулканитов

Отрицательные значения ϵ_{Nd} для вулканитов кислого состава в пределах всех исследованных участков (табл. 3) могут свидетельствовать о том, что их источники имели длительную коровую предысторию. Еще одним доказательством сиалического, а не мантийного (OIB) источника для проанализированных пород могут служить повышенные (> 1.2) значения отношения Y/Nb (рис. 6.59), отражающие состав источника пород, близких к гранитам A-типа [Ебу, 1992]. Исключением являются вулканиты участка *Хибелен*, которые обнаруживают низкие значения отношения Y/Nb ($0.56 - 0.76$), связанные с аномально низкими содержаниями Y в этих породах. В то же время отмечаются существенные различия между вулканитами по глубине Nb-Ta минимумов (рис. 6.56 б), значениям ϵ_{Nd} (рис. 6.60), величине $T_{Nd}(DM)$.

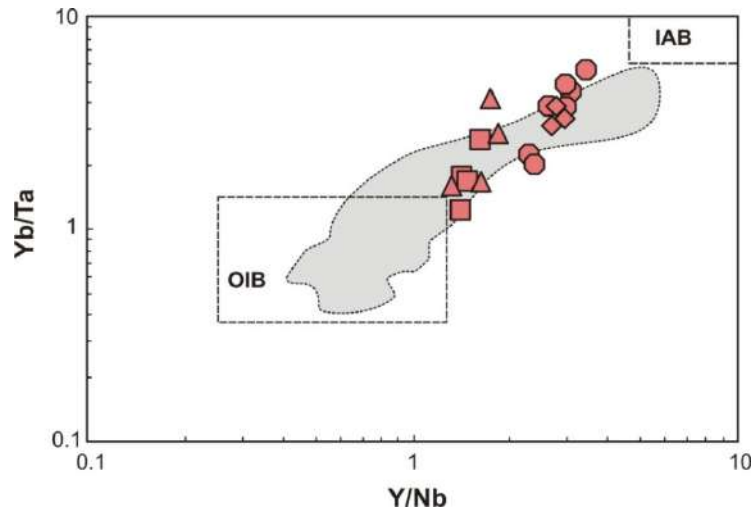


Рис. 6.59. Диаграмма $Yb/Ta - Y/Nb$ [Eby, 1990] для вулканитов кислого состава южной части Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. Серым цветом оконтурена область составов пород кислого состава А-типа по [Cadoux et al., 2005]. Условные обозначения см. рис. 6.54.

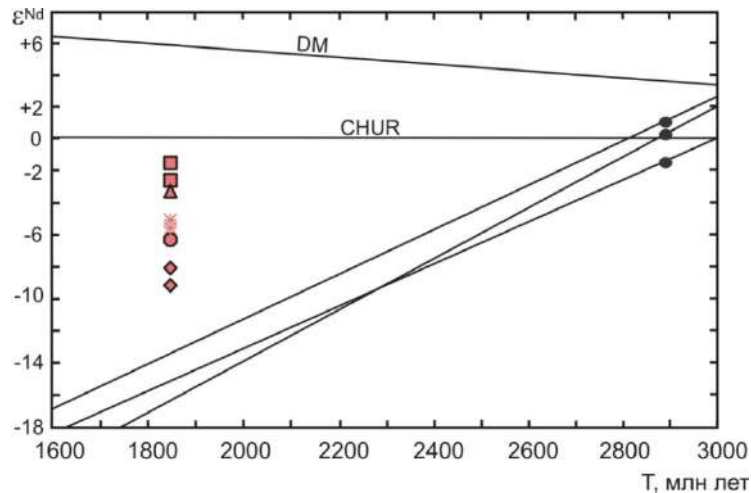


Рис. 6.60. Диаграмма $\epsilon_{Nd} - T$ для вулканитов кислого состава южной части Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса и мезоархейских гранитоидов основания пояса [Донская и др., 2008]. Условные обозначения см. рис. 6.54. Залитые кружки – мезоархейские гранитоиды.

Теоретически возможны два варианта объяснения различий в изотопных характеристиках вулканитов: (1) они могли сформироваться за счет разных коровых источников; (2) коровый источник вулканитов был единый, а различия в составах связаны с разной долей добавления ювенильного мантийного материала в области магмагенерации. Все проанализированные вулканиты по всем или некоторым геохимическим характеристикам близки по составу гранитам А-типа, хотя вулканиты участка *Хибелен* обнаруживают геохимические черты гранитов I-типа. В соответствии с экспериментальными данными [Creaser et al., 1991; Skjerlie, Johnston, 1993], возможными коровыми источниками для кислых расплавов как А-типа, так и I-типа могут быть сходные породы тоналитового или гранодиоритового состава. На образование того или иного типа расплавов из идентичного по составу источника

будут влиять главным образом температура плавления и окислительно-восстановительные условия [Туркина и др., 2006]. Среди пород, вмещающих образования Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса в его южной части, в качестве подобного корового источника для вулканитов кислого состава можно рассматривать только разгнейсованные гранитоиды с возрастом 2.88 млрд лет, по составу соответствующие тоналитам и плагиогранитам [Donskaya et al., 2009]. Другие потенциальные коровые источники для вулканитов кислого состава южной части Северо-Байкальского пояса не обнаружены. Вулканиты с разными изотопными характеристиками часто находятся на незначительном расстоянии друг от друга (в частности, вулканиты участков *Светлый* и *Хибелен*), поэтому вряд ли можно допускать для них совершенно разные коровые источники. В пользу единого корового источника для вулканитов свидетельствуют и располагающиеся, напротив, на значительном удалении друг от друга вулканиты участков *Светлый* и *Кунерма*, имеющие при этом очень близкие изотопные и геохимические характеристики. Маловероятно, чтобы породы, имеющие практически полностью идентичный состав, могли образоваться за счет разных коровых источников. Таким образом, различия в изотопных характеристиках вулканитов кислого состава могут быть объяснены разной долей мантийного материала, добавленного к единому коровому источнику.

Изотопный состав гранитоидов, залегающих в основании Северо-Байкальского пояса и рассматривающихся в качестве возможного корового источника для вулканитов кислого состава, при расчете на время формирования пород пояса (1.85 млрд лет) является намного менее радиогенным ($\epsilon_{Nd} = -13.3 \dots -16.6$) даже по сравнению с породами участка *Средний Кедровый*, имеющими самые низкие значения ϵ_{Nd} ($-8.0 \dots -9.2$) среди всех исследованных пород (рис. 6.60). Это свидетельствует о том, что для формирования всех вулканитов необходимо было добавление к коровому источнику ювенильного мантийного материала.

Оценку вклада мантийного и корового материала в источники вулканитов кислого состава проведем с использованием модели двухкомпонентного смешения [Jahn et al., 2000]:

$$X_m = [(\epsilon_c - \epsilon_{mc}) * Nd_c] / [\epsilon_{mc} * (Nd_m - Nd_c) - (\epsilon_m * Nd_m - \epsilon_c * Nd_c)],$$

где X_m – доля мантийного компонента, Nd_m и Nd_c – концентрация Nd в мантийном и коровом компонентах, ϵ_{mc} , ϵ_m , ϵ_c – значения ϵ_{Nd} для полученной мантийно-коровой смеси, мантийного и корового компонентов.

При расчетах в качестве корового компонента был принят средний состав мезоархейских гранитоидов, рассчитанный на возраст 1.85 млрд лет ($\epsilon_{Nd} = -15.0$; $Nd = 30$ ppm). В качестве мантийного компонента использовались изотопные характеристики CHUR ($\epsilon_{Nd} = 0$), а концентрация Nd была принята равной 38.5 ppm, что соответствует содержанию Nd в базальтах OIB [Sun, McDonough, 1989].

В результате проведенных расчетов оказалось, что при заданных параметрах минимальное количество мантийного материала необходимо для формирования пород кислого состава участка *Средний Кедровый* (~33-40%), максимальный вклад мантийного материала в область источника оценивается для пород участка *Светлый* (~70%) и пород участка *Кунерма* (~77-86%). Для вулканитов участков *Заворотный* и *Хибелен* вклад мантийного материала при заданных параметрах оценивается как ~52 и ~55-59% соответственно.

Для того чтобы оценить правдоподобие рассчитанных моделей корово-мантийного взаимодействия на основе изотопных данных, проанализируем как могут варьировать отношения редких элементов при смешении мантийного и корового компонентов. Для проверки использовались такие отношения микроэлементов, как Th/Nb, La/Nb, Ba/Nb, которые скорее отражают состав источника, чем зависят от процессов фракционной кристаллизации. Концентрации применяемых для расчетов элементов в мезоархейских гранитоидах основания Северо-Байкальского пояса взяты из [Donskaya et al., 2009], данные по базальтам OIB, которые были приняты как мантийная компонента, взяты из работы [Sun, McDonough, 1989]. Расчеты проводились по модели простого двухкомпонентного смешения [Fourcade, Allègre, 1981]:

$$C_{mc} - C_c = X_m * (C_m - C_c),$$

где C_{mc} , C_c и C_m – концентрации элемента в полученной мантийно-коровой смеси, коровом и мантийном компонентах соответственно, X_m – доля мантийного компонента. Результаты проведенных расчетов представлены на рис. 6.61.

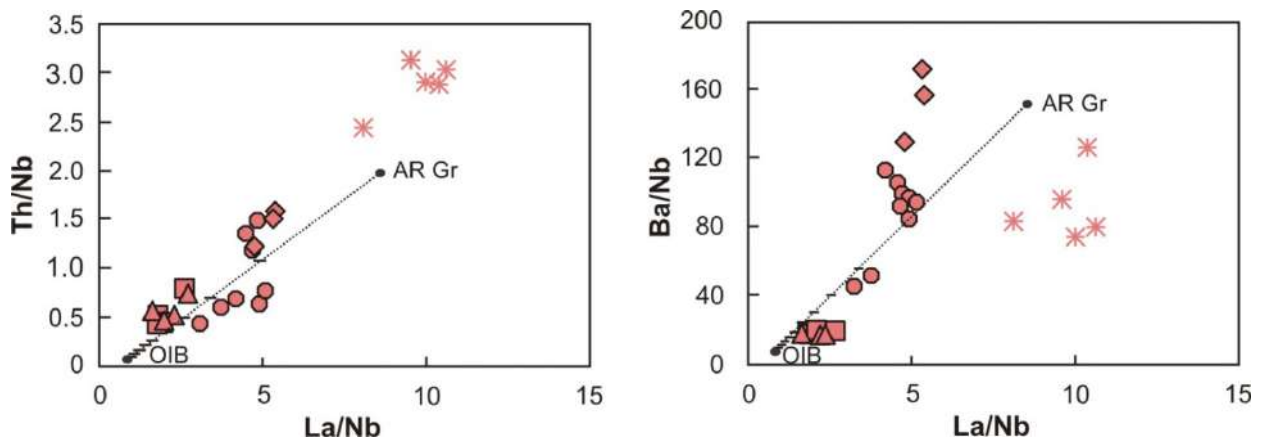


Рис. 6.61. Диаграммы Th/Nb – La/Nb и Ba/Nb – La/Nb для вулканитов кислого состава южной части Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. Пунктиром нанесена линия смешения между мезоархейскими гранитоидами (AR Gr) основания пояса (коровый компонент) и базальтами типа OIB (мантийный компонент). Деления на линии смешения указаны через 10%. Средний состав мезоархейских гранитоидов по [Donskaya et al., 2009], состав базальта OIB по [Sun, McDonough, 1989]. Условные обозначения см. рис. 6.54.

Как следует из приведенных диаграмм, отмечаются неплохие совпадения между расчетами, выполненными на основе изотопных и микроэлементных данных, для вулканитов кислого состава участков *Средний Кедровый*, *Заворотный*, *Светлый* и *Кунерма*. Фигуративные

точки вулканитов кислого состава участков *Светлый* и *Кунерма*, для которых на основе изотопных данных было рассчитано преобладающее количество мантийного материала относительно корового в источнике, располагаются ближе к точке состава OIB на диаграммах Th/Nb – La/Nb и Ba/Nb – La/Nb. Точки же составов вулканитов участка *Средний Кедровый*, для которых по расчетам с использованием изотопных данных фиксируется максимальное количество корового материала, находятся ближе к точке среднего состава мезоархейских гранитоидов. Фигуративные точки вулканитов участка *Заворотный* располагаются на диаграммах Th/Nb – La/Nb и Ba/Nb – La/Nb между точками составов участков *Средний Кедровый* и *Светлый – Кунерма*. Таким образом, с большой долей вероятности можно заключить, что вулканиты, отмечающиеся в пределах участков *Средний Кедровый*, *Заворотный*, *Светлый* и *Кунерма*, были образованы за счет единого корового источника (мезоархейские гранитоиды) при разной доле добавления ювенильного мантийного материала в области магмагенерации. Разной долей коровой компоненты в источниках объясняются и различия в концентрациях Ba и Th в породах на участках *Средний Кедровый*, *Заворотный*, *Светлый* и *Кунерма*. Формирование же вулканитов участка *Хибелен*, характеризующихся более высокими концентрациями Th, La, Ce, чем вулканиты всех других участков, невозможно объяснить добавлением определенного количества ювенильного мантийного материала к мезоархейским гранитоидам, рассматриваемым в качестве корового источника. Чтобы образовались породы с такими геохимическими характеристиками, как у дацитов участка *Хибелен*, необходимо, по-видимому, добавление еще одного компонента в область магмагенерации. В качестве такого компонента можно предположить породы верхней коры с высокими содержаниями Th и LREE, погруженные в результате коллизии на глубины становления магматических очагов. Добавление еще одного корового компонента в область источника вулканитов участка *Хибелен* может объяснить и различия в изотопии Nd, в частности более низкие Sm/Nd отношения, фиксирующиеся для вулканитов этого участка, по сравнению с вулканитами других участков.

Проведенные расчеты температур насыщения расплава цирконом [Watson, Harrison, 1983] показали, что максимальные температуры фиксируются для кислых вулканитов участков *Хибелен*, *Светлый* и *Кунерма*: 908 – 951, 904 – 917, 900 – 914°C соответственно. Минимальные температуры были получены для риолитов участка *Средний Кедровый* – 800 – 833°C. Для вулканитов участка *Заворотный* отмечаются температуры, варьирующие от 808 до 906°C.

Рассчитанные значения температур хорошо соотносятся с геохимическими характеристиками вулканитов. Одни из наиболее высоких рассчитанных температур были получены для вулканитов участков *Светлый* и *Кунерма*, которые наиболее близки по своим геохимическим характеристикам классическим гранитам А-типа [Whalen et al., 1987] и имеют

очень высокие содержания Zr, Nb, Y, REE. Повышенные концентрации отмеченных элементов могут быть связаны с высокой растворимостью аксессуарных фаз при таких высоких температурах, что способствует значительному обогащению расплавов высокозарядными и редкоземельными элементами [Creaser et al., 1991]. Минимальные рассчитанные температуры были получены для вулканитов участка *Средний Кедровый*, которые обладают наиболее низкими среди всех проанализированных пород содержаниями высокозарядных и редкоземельных элементов. Образование инициальных для вулканитов участка *Средний Кедровый* расплавов происходило, по всей видимости, в более окислительных условиях, при повышенной активности H_2O , по сравнению с родоначальными расплавами для вулканитов других участков. Доказательством этому является и тот факт, что в вулканитах участка *Средний Кедровый* отмечаются ильменит-магнетитовые сростки в качестве рудной аксессуарной фазы, а в вулканитах других участков был зафиксирован титаномагнетит, что свидетельствует о меньшей активности воды и более восстановительных условиях плавления.

Дать точную оценку давления в областях магмагенерации не представляется возможным, исходя из особенностей минерального и химического составов вулканитов. Отметим только, что чрезвычайно низкие содержания Y и Yb в вулканитах участка *Хибелен*, сильно повышенные значения отношения La_n/Yb_n могут указывать на формирование родоначальных расплавов при давлениях $\geq 12-15$ кбар в равновесии с гранатсодержащим рститом [Туркина, 2000].

Полученные в результате датирования U-Pb методом по циркону возрасты вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса позволяют предложить модель внутреннего строения пояса. На настоящий момент полученный возраст вулканитов участка *Хибелен* (1877.7 ± 3.8 млн лет) является самым древним среди датированных пород Северо-Байкальского пояса [Неймарк и др., 1991; Ларин и др., 2003; Донская и др., 2007, 2008; Собаченко и др., 2005; Poller et al., 2005]. Вулканиты кислого состава на участке *Хибелен* без видимого несогласия залегают на терригенных породах нижних частей акитканской серии, относимых к малокосинской свите Северо-Байкальского пояса, поэтому возраст этих терригенных пород можно определить как близкий возрасту вулканитов. Анализ возрастов, полученных по вулканитам кислого состава в пределах южной части Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, а также по гранитам, комагматичным вулканитам, на участке *Средний Кедровый* [Poller et al., 2005], показал, что возрастной диапазон их формирования составляет около 30 млн лет. Наиболее древний возраст был получен для вулканитов участка *Хибелен*. Самый молодой возраст в пределах южной части Северо-Байкальского пояса был получен по риолитам участка *Заворотный* (1849 ± 11 млн лет). Этот возраст практически полностью перекрывается с возрастом риолитов вулкана Гольцовского (1854 ± 5 млн лет;

[Ларин и др., 2003]), прорывающих осадочные породы чайской свиты акитканской серии, терригенные образования которой традиционно считаются самыми молодыми из стратифицированных образований пояса. Значения возраста моложе ~1850 млн. лет, полученные для отдельных небольших вулканических тел в Северо-Байкальском поясе, отражают затухающие процессы вулканизма в пределах пояса, проявившиеся уже после его становления [Донская и др., 2007].

6.2.3. Гранитоиды татарниковского комплекса

6.2.3.1. Геологическое строение, петрографическая и минералогическая характеристика гранитоидов и их возраст

Гранитоиды татарниковского комплекса образуют серию небольших массивов в зоне сочленения пород Сарминского и Чуйского блоков Байкальского краевого выступа фундамента Сибирского кратона и приурочены, главным образом, к Даванской зоне смятия [Срывцев и др., 1980] (рис. 6.62). Даванская зона смятия представляет собой контролируемую системой разломов субмеридиональную зону, сложенную тектонизированными, динамометаморфизованными, милонитизированными и метасоматизированными породами, образованными по раннепротерозойским породам чуйской и сарминской серий, архейским плагиогранитам, а также по раннепротерозойским образованиям нижних частей разреза акитканской серии и гранитоидам ирельского комплекса Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса [Срывцев и др., 1980; Куш, Макрыгина, 2014].

Породы татарниковского комплекса представлены преимущественно кварцевыми монцодиоритами, кварцевыми монцонитами и гранодиоритами [Срывцев и др., 1980; Ларин и др., 2009]. Среди гранитоидов выделяются две фациальные разновидности с постепенными переходами: крупнозернистые породы и средне- и мелкозернистые порфировые породы. В гранитоидах отмечаются ксенолиты вмещающих пород, при этом их повышенное количество сосредоточено в эндоконтактной зоне. Минеральный состав гранитоидов, а именно присутствие в них ромбического пироксена, позволяет относить их к чарнокитам [Срывцев и др., 1980; Ларин и др., 2009].

Долгое время возраст гранитоидов татарниковского комплекса варьировался от среднего протерозоя до раннего палеозоя. В работе Н.А. Срывцева с соавторами [Срывцев и др., 1980] Rb-Sr методом по валу горных пород был определен их возраст как 2030 ± 60 млн лет. Однако U-Pb методом по циркону (TIMS) для гранитоида Татарниковского массива татарниковского комплекса была получена оценка возраста 1853 ± 5 млн лет [Ларин и др., 2009]. Данная оценка возраста в настоящее время принимается как наиболее точная для кристаллизации расплавов, родоначальных для гранитоидов татарниковского комплекса [Ларин и др., 2009]. Полученное

значение возраста совпадает с возрастом наиболее молодых образований Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, а именно трахириолитов верхней части акитканской серии в северной части пояса (1854 ± 5 млн лет) [Ларин и др., 2003], риолитов верхней части акитканской серии в южной части пояса (1849 ± 11 млн лет) [Донская и др., 2008], а также комбинированных даек южной части Северо-Байкальского пояса (1844 ± 11 млн лет) [Шохонова и др., 2010].

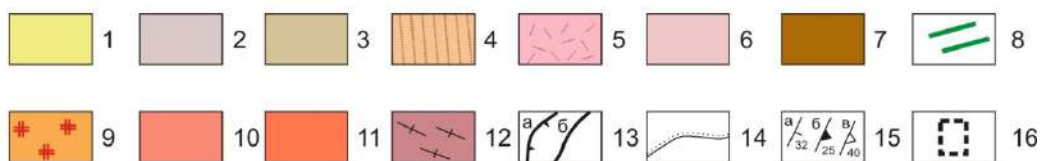
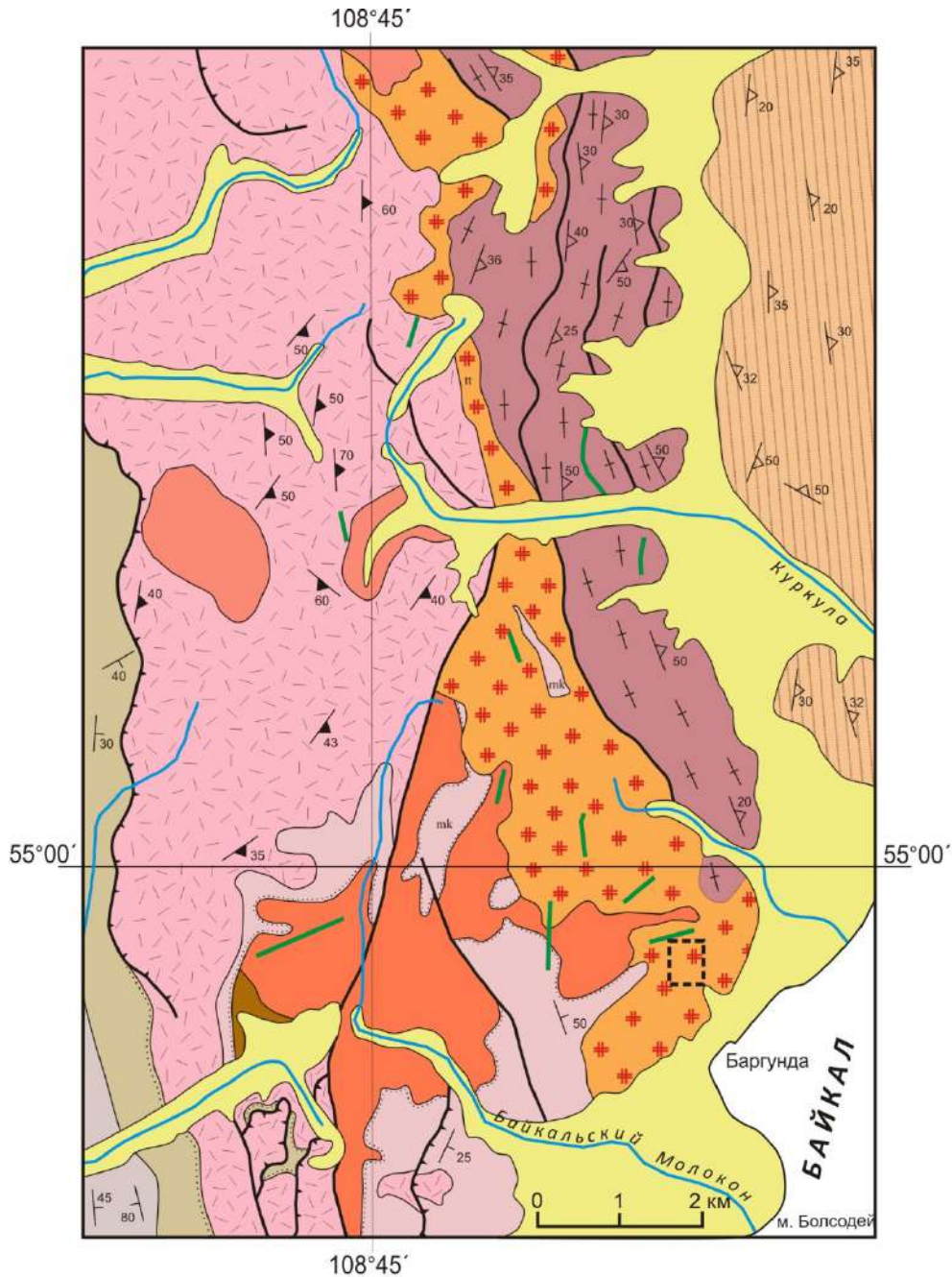


Рис. 6.62. Геологическое строение бассейна рек Байкальский Молокон и Куркула северного Прибайкалья (модифицированная после [Александров, 1990; Донская и др., 2018а]).

1 – голоценовые отложения (аллювиальные, ледниковые); 2 – поздневендские отложения (ушаковская свита); 3 – ранневендские отложения (байкальская серия); 4 – позднерифейские образования (нерундуканская толща); 5–7 – раннепротерозойские образования: 5–6 – акитканская серия: 5 – вулканиты (хибеленская свита), 6 – вулканогенно-терригенные породы (малокосинская свита), 7 – метаосадочные и вулканогенные образования (иликтинская свита сарминской серии); 8–10 – раннепротерозойские магматические образования: 8 – габбро-долериты (чайский комплекс), 9 – чарнокиты (татарниковский комплекс), 10 – гранитоиды (ирельский комплекс); 11 – архейские плагиограниты; 12 – динамометаморфиты по породам акитканской серии; 13 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – сдвига-взбросы; 14 – угловое несогласие; 15 – залегание плоскостных элементов: а – слоистости, б – флюидального течения, в – сланцеватости, полосчатости; 16 – участок детального исследования.

Детальные петрографические, минералогические, геохимические и изотопно-геохимические исследования были проведены для гранитоидов Татарниковского массива татарниковского комплекса. Этот массив является самым южным в цепочке массивов комплекса и расположен недалеко от залива Баргунда оз. Байкал, в районе руч. Татарниковский (рис. 6.62). Гранитоиды Татарниковского массива прорывают архейские плагиограниты, раннепротерозойские метаосадочные породы иликтинской свиты сарминской серии, а также раннепротерозойские породы малокосинской и хибеленской свит акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, в том числе и динамометаморфизованные породы Даванской зоны смятия, образованные по породам акитканской серии (рис. 6.62).

Исследованные гранитоиды Татарниковского массива представляют собой преимущественно массивные крупнозернистые породы, среди которых отмечаются более мелкозернистые порфиоровые разновидности.

Крупнозернистые гранитоиды представляют собой массивные породы гипидиоморфнозернистой структуры, главными породообразующими минералами которых являются калиевый полевой шпат (30 – 35 %) и плагиоклаз (35 – 36%). В меньших количествах в породах представлены кварц (9 – 10 %), пироксен (5 – 6 %), амфибол (5 – 7 %), биотит (4 – 5 %), рудные минералы (3 – 5 %). В качестве аксессуарных минералов отмечаются сфен, ортит, циркон, апатит. Для гранитоидов характерно замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом, и наоборот замещение калиевого полевого шпата плагиоклазом с образованием мирмекитов. Кроме того отмечается большое количество пертитовых вростков альбита в калиевом полевым шпате. Пироксен замечается роговой обманкой и биотитом, а также хлоритом и эпидотом. Гранитоиды подвержены незначительным вторичным изменениям, выраженным хлоритизацией, альбитизацией, серицитизацией и сосюритизацией отдельных минералов.

Мелкосреднезернистые гранитоиды характеризуются массивной текстурой и порфиоровой структурой. Главные породообразующие минералы представлены плагиоклазом (35 – 40 %), калиевым полевым шпатом (30 – 32 %), кварцем (10 – 12 %). Второстепенные минералы – амфибол (9 – 10 %), биотит (5 – 6 %), рудный минерал (около 4 %). Аксессуары – сфен, циркон, апатит. Породы состоят из большого количества фенокристаллов плагиоклаза,

калиевого полевого шпата, амфибола и биотита. Промежутки между фенокристаллами выполнены полнокристаллической основной массой, в которой помимо плагиоклаза, калиевого полевого шпата, амфибола и биотита также присутствует кварц. Вторичные изменения проявлены в виде сосюритизации и альбитизации отдельных минералов.

Пироксены были проанализированы в одном образце крупнозернистого гранитоида (№ 0270). Согласно классификации пироксенов [Morimoto et al., 1988], химический состав одного проанализированного пироксена соответствует пижониту ($W_{0.15}En_{12}Fs_{73}$), а второго ферросилиту ($W_{0.2}En_7Fs_{90}$).

Амфиболы в гранитоидах Татарниковского массива относятся к группе кальциевых амфиболов по классификации [Leake, 1997], удовлетворяющих условию $Ca_B \geq 1.50$, $Ti < 0.50$. Проанализированные амфиболы характеризуются Si ф.е. > 6.5 (рис. 6.63 а). Все они обнаруживают высокие значения отношения $Fe^{2+}/(Mg + Fe^{2+}) = 0.72 - 0.88$ и, соответственно, пониженные $Mg/(Mg + Fe^{2+}) = 0.12 - 0.28$. Составы амфиболов из гранитоидов Татарниковского массива близки ферроэдентиту при условии $(Na+K)_A \geq 0.5$ и железистой роговой обманке (при $(Na+K)_A < 0.5$) (рис. 6.63 а).

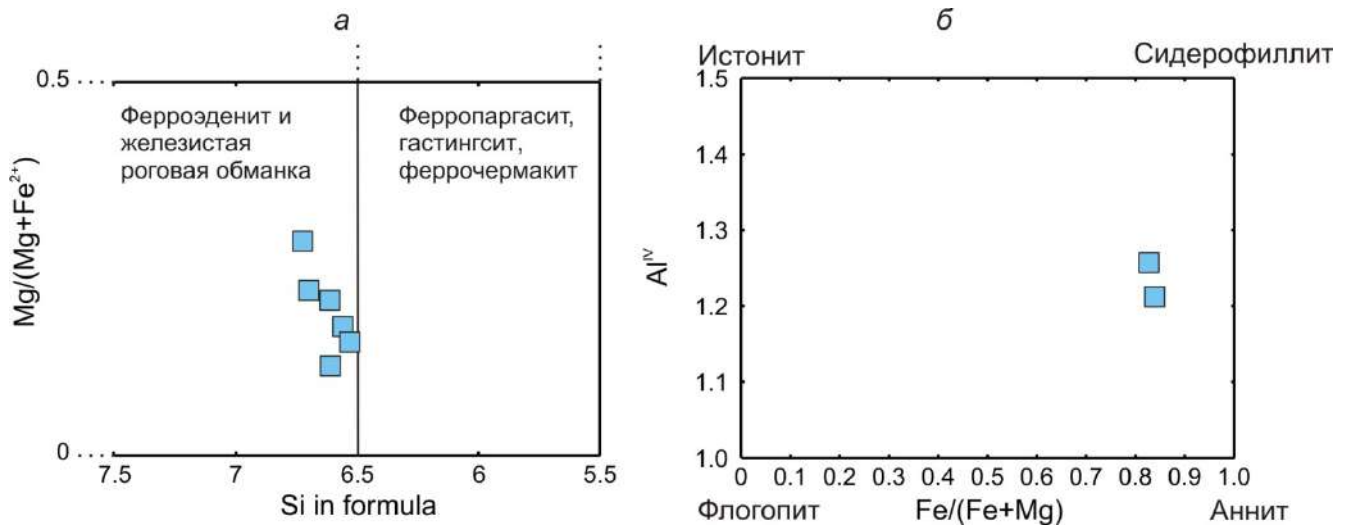


Рис. 6.63. Классификационные диаграммы $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - Si$ (модифицированная после [Leake, 1997]) для амфиболов (а) и для биотитов (б) из гранитоидов Татарниковского массива татарниковского комплекса Байкальского выступа.

Биотиты были проанализированы только в одном образце мелкозернистого гранитоида (№ 0273). Биотиты характеризуются повышенной железистостью ($Fe/(Fe+Mg) = 0.82 - 0.84$) и по составу наиболее близки анниту (рис. 6.63 б).

Fe-Ti окислы. Проанализированные рудные минералы в гранитоидах Татарниковского массива соответствуют по составу ильмениту (Ti ф.е. = 0.71 – 1.01).

6.2.3.2. Геохимическая характеристика гранитоидов

Проанализированные гранитоиды Татарниковского массива характеризуются содержаниями $\text{SiO}_2 = 60 - 64$ мас. % (табл. 2, рис. 6.64).

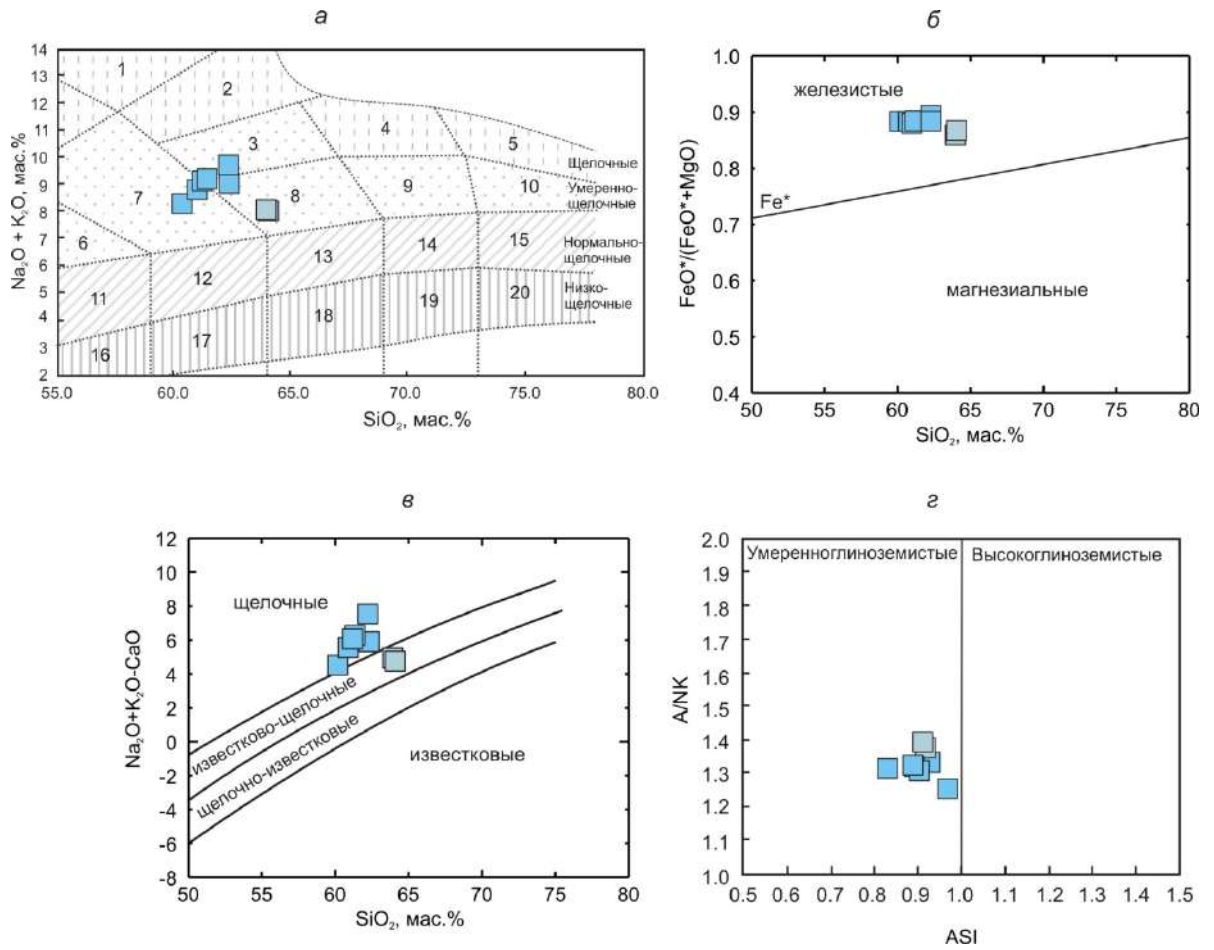


Рис. 6.64. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенюк и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], MAFI $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] – ASI [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] (г) для гранитоидов Татарниковского массива татарниковского комплекса Байкальского выступа.

Темно голубые квадраты – крупнозернистые гранитоиды; светло голубые квадраты – мелкозернистые гранитоиды. Цифры на диаграмме (а): 1 – фойдовые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – щелочные лейкограниты, 6 – монцодиориты, 7 – монцониты; 8 – граносиениты, 9 – умереннощелочные граниты, 10 – умереннощелочные лейкограниты, 11 – диориты, 12 – кварцевые диориты, 13 – гранодиориты, 14 – граниты, 15 – лейкограниты, 16 – низкощелочные диориты, 17 – низкощелочные кварцевые диориты, 18 – низкощелочные гранодиориты, 19 – низкощелочные граниты, 20 – низкощелочные лейкограниты.

Все проанализированные породы принадлежат умереннощелочной серии (рис. 6.64 а). Крупнозернистые гранитоиды по своему химическому составу соответствуют монцонитам и сиенитам, в то время как мелкозернистые гранитоиды порфировой структуры обнаруживают более низкие концентрации щелочей и по составу соответствуют граносиенитам [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 6.64 а). Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавторами [Frost et al., 2001] исследованные гранитоиды относятся к железистым ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.86 - 0.89$), умеренноглиноземистым образованиям ($\text{ASI} = 0.83 - 0.97$) [рис. 6.64 б-г]. На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$ крупнозернистые гранитоиды попадают в поле щелочных пород, а

мелкозернистые – в поле известково-щелочных пород (рис. 6.64 в). По перечисленным выше петрогеохимическим характеристикам гранитоиды Татарниковского массива обнаруживают сходство с щелочными и известково-щелочными умеренноглиноземистыми железистыми гранитами [Frost, Frost, 2011].

Исследованные гранитоиды Татарниковского массива характеризуются высокими концентрациями Nb (23 – 48 г/т), Y (57 – 95 г/т), Zr (1058 – 1663 г/т – крупнозернистые гранитоиды, 702 – 765 г/т – мелкозернистые), Ba (2156 – 2670 г/т – крупнозернистые, 1168 – 1343 г/т – мелкозернистые), а также пониженными содержаниями Sr (91 – 131 г/т). Все гранитоиды характеризуются фракционированным распределением РЗЭ ($(La/Yb)_n = 6.2 – 8.6$) (рис. 6.65 а), при этом для крупнозернистых гранитоидов фиксируется хорошо выраженная положительная Eu аномалия ($Eu/Eu^* = 1.08 – 1.82$) на спектрах распределения РЗЭ (рис. 6.65 а), а для мелкозернистых гранитоидов отмечается отрицательная Eu аномалия ($Eu/Eu^* = 0.51 – 0.61$) (рис. 6.65 а). На мультиэлементных спектрах всех гранитоидов Татарниковского массива отмечаются отрицательные аномалии по Nb-Ta, Sr, P, Ti, положительные аномалии по La-Ce и Zr-Hf (рис. 6.65 б). Различия наблюдаются в спектрах несовместимых элементов, в частности Rb, Ba, Th, U (рис. 6.65 б).

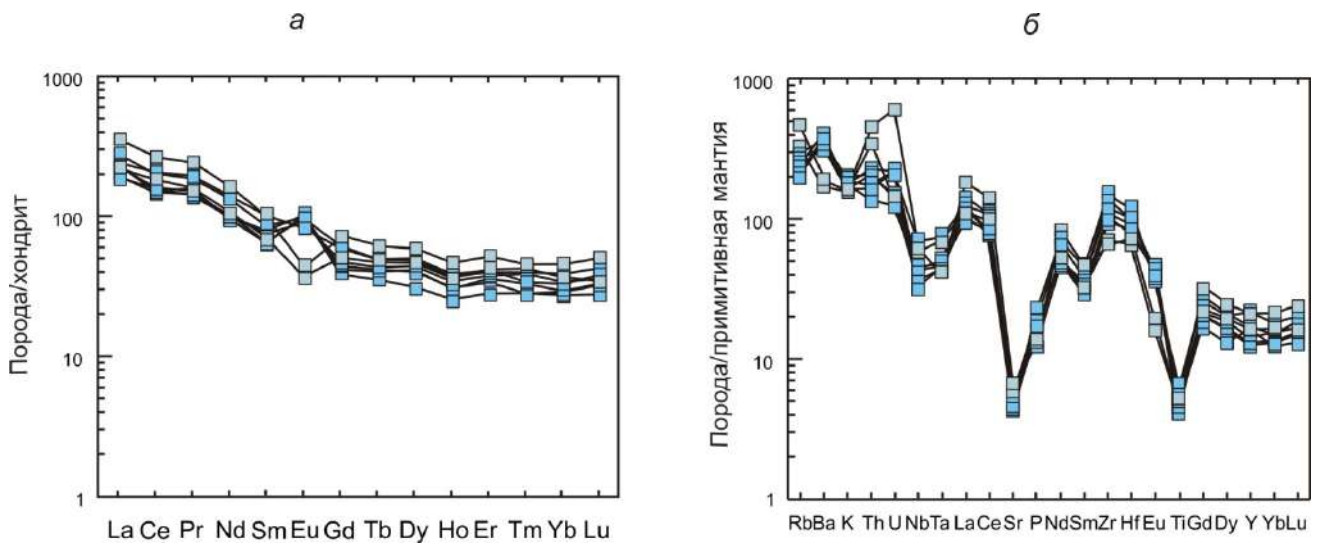


Рис. 6.65. Спектры распределения редкоземельных элементов (а), нормализованные к хондриту [Wakita et al., 1970], и мультиэлементные спектры (б), нормализованные к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], для гранитоидов Татарниковского массива татарниковского комплекса Байкальского выступа. Условные обозначения см. рис. 6.64.

Химический состав гранитоидов Татарниковского массива позволяет рассматривать их как граниты А-типа [Whalen et al., 1987]. На диаграмме $FeO^*/MgO - (Ce+Zr+Nb+Y)$ [Whalen et al., 1987] фигуративные точки гранитоидов попадают в поле гранитов А-типа (рис. 6.66 а), а на диаграмме $CaO/(FeO^*+MgO+TiO_2) - Al_2O_3$ [Dall’Agnol, Oliveira, 2007] располагаются либо в поле гранитов А-типа, либо находятся в непосредственной близости от этого поля (рис. 6.66 б).

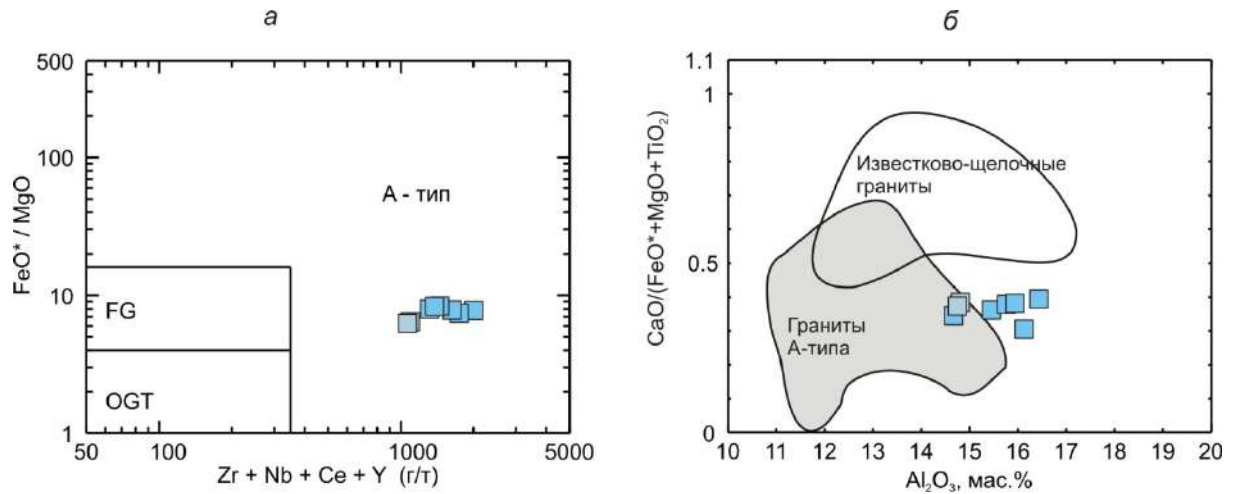


Рис. 6.66. Диаграммы $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ (а) [Whalen et al., 1987] и $\text{CaO}/(\text{FeO}^*+\text{MgO}+\text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3$ (б) [Dall’Agnol, Oliveira, 2007] для гранитоидов Татарниковского массива татарниковского комплекса Байкальского выступа. Условные обозначения см. рис. 6.64.

На диаграмме $\text{Rb}-(\text{Y}+\text{Nb})$ [Pearce, 1996] точки составов большинства гранитоидов попадают в поле постколлизийных гранитов (рис. 6.67).

Проанализированные гранитоиды Татарниковского массива характеризуются незначительными отрицательными величинами $\varepsilon\text{Nd}(T) = -1.4 \dots -3.5$ и модельным возрастом $T_{\text{NdDM}} = 2.4 - 2.5$ млрд лет (табл. 3) [Gladkochub et al., 2009].

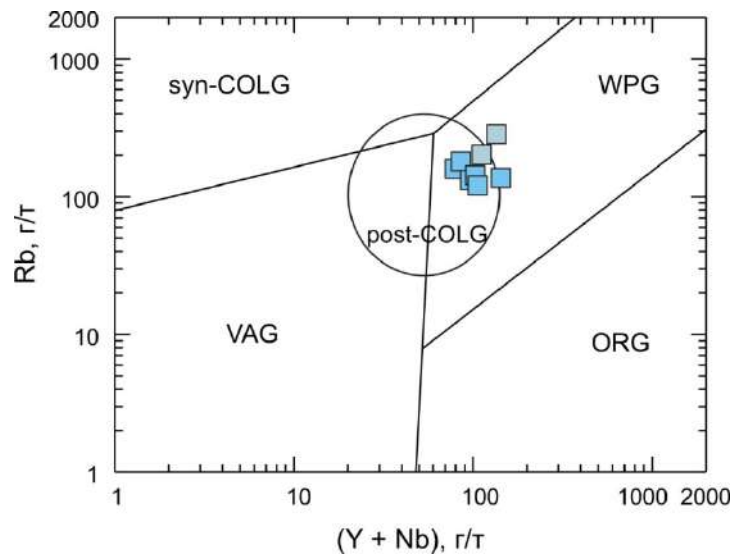


Рис. 6.67. Диаграмма $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$ [Pearce, 1996] для гранитоидов Татарниковского массива татарниковского комплекса Байкальского выступа.

Условные обозначения см. рис. 6.64.

VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

6.2.3.3. Петрогенезис гранитоидов

Приблизительная оценка температур начальных стадий кристаллизации родоначальных для гранитоидов Татарниковского массива расплавов была проведена на основе цирконового

термометра Е.Б. Ватсона и Т.М. Харрисона [Watson, Harrison, 1983], фиксирующего степень насыщения расплава цирконом в зависимости от температуры и состава этого расплава. Проведенные расчеты показали, что для крупнозернистых гранитоидов фиксируются температуры – 930 – 960°C, а для мелкозернистых порфировидных разновидностей – 890 – 900°C.

Давления, существующие при кристаллизации гранитоидных расплавов, были рассчитаны с использованием амфиболового геобарометра М.Джонсона и М.Рутерфорда [Johnson, Rutherford, 1989]. В результате проведенных расчетов были зафиксированы давления 2.2 – 2.9 кбар, близкие давлениям, полученным для гранитоидов ирельского комплекса [Донская и др., 2005], что свидетельствует о кристаллизации гранитоидных расплавов в гипабиссальных условиях.

Качественная оценка фугитивности кислорода в гранитоидах Татарниковского массива была выполнена на основании составов Fe-Ti окислов и амфиболов в исследуемых породах. Наличие ильменита как единственного Fe-Ti окисла в гранитоидах свидетельствует о низких значениях fO_2 [Ishihara, 1977], что может указывать на кристаллизацию в условиях, когда величина fO_2 соответствовала (или была ниже) QFM буфера [Anderson, 1996]. Амфиболы в гранитоидах Татарниковского массива характеризуются достаточно высокими значениями отношения $Fe^{2+}/(Mg + Fe^{2+}) = 0.72 - 0.88$, которые возможны при кристаллизации в условиях низкой или умеренной фугитивности кислорода (рис. 6.68) [Anderson, Smith, 1995].

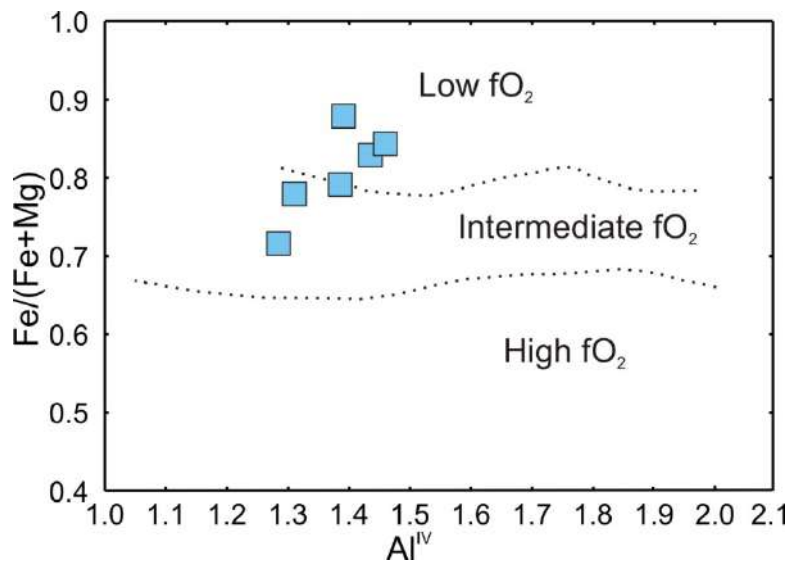


Рис. 6.68. Классификационная диаграмма $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) - Al^{IV}$ [Anderson, Smith, 1995] для амфиболов для гранитоидов Татарниковского массива татарниковского комплекса Байкальского выступа.

Как уже было отмечено, по своим геохимическим характеристикам гранитоиды Татарниковского массива соответствуют гранитам А-типа [Whalen et al., 1987], а на основании присутствия в них ортопироксена массива могут быть отнесены к группе чарнокитов [Frost, Frost, 2008b]. Гранитоиды Татарниковского массива характеризуются высокой железистостью

$(\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}) = 0.86 - 0.89)$ и в совокупности с другими петрохимическими характеристиками обнаруживают сходство с щелочными и известково-щелочными умеренноглиноземистыми железистыми гранитами [Frost, Frost, 2011]. Для гранитоидов такого состава предполагается формирование в результате фракционной кристаллизации или частичного плавления толеитовых базальтов или их дифференциатов [Loiselle, Wones, 1979; Frost, Frost, 1997, 2011]. Подобный источник для гранитоидов Татарниковского массива подтверждается также высокой железистостью амфиболов и биотитов в этих породах (рис. 6.63), а также низкой или умеренной фугитивностью кислорода (рис. 6.68) [Frost, Frost, 1997]. В то же время гранитоиды Татарниковского массива обнаруживают отрицательные значения ϵ_{Nd} , равные $-1.4 - -3.5$, а их фигуративные точки располагаются на диаграмме Y-Nb-Ce [Eby, 1992] в поле A_2 (рис. 6.69), т.е. в поле гранитов, сформированных в результате плавления пород континентальной коры или в результате взаимодействия мантийных расплавов с материалом континентальной коры.

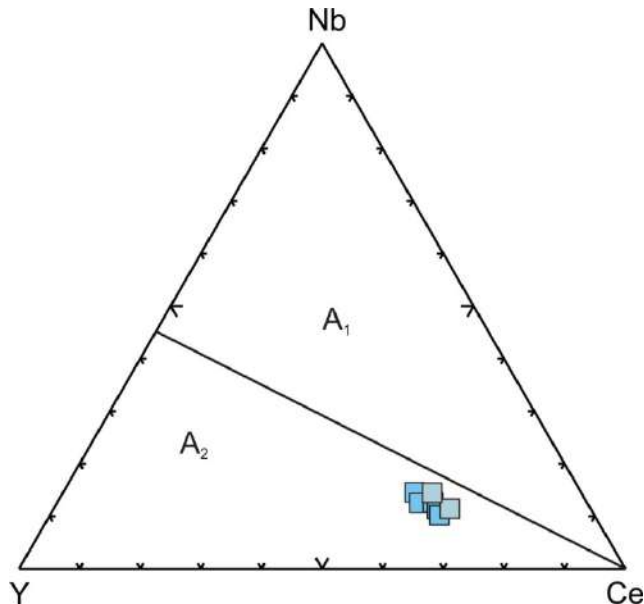


Рис. 6.69. Диаграмма Y – Nb – Ce [Eby, 1992] для гранитоидов Татарниковского массива татарниковского комплекса Байкальского выступа.

Условные обозначения см. рис. 6.64.

A_1 – гранитоиды, возникшие в результате дифференциации щелочно-базальтовых магм при незначительных процессах ассимиляции, A_2 – гранитоиды, сформированные в результате взаимодействия мантийных расплавов с кислым материалом континентальной коры или посредством плавления пород континентальной коры.

Таким образом, маловероятно, что в качестве источника для гранитоидов Татарниковского массива, а также других массивов татарниковского комплекса, служил ювенильный мантийный материал. Однако предлагаемая нами петрогенетическая модель все же связана с внедрением мантийных магм в основание коры. На основании минералогических и геохимических характеристик гранитоидов Татарниковского массива можно допустить, что наиболее вероятным источником этих пород являлись мафические породы нижней коры

(габброиды, ферродиориты), которые могли быть сформированы в результате дифференциации мантийных толеитовых магм, внедрившихся в основание континентальной коры. Подобный источник для гранитоидов (чарнокитов) батолита Шерман (Sherman batholith), с которыми по многим своим характеристикам обнаруживают сходство гранитоиды Татарниковского массива, предполагали К. Фрост с соавторами [Frost et al., 1999]. В настоящее время невозможно точно установить, когда именно произошло внедрение толеитовых магм к основанию коры и их преобразование в габброиды нижней коры. Возможно андерплейтинг базитовых расплавов к основанию коры имел место в процессе формирования аккреционного орогена над погружающейся зоной субдукции, когда были сформированы гранитоиды чуйского и кутимского комплексов Чуйского блока с возрастом около 2.02 млрд лет, о чем мы предполагали ранее [Донская и др., 2013]. С такой же долей вероятности можно предложить, что андерплейтинг базальтовых расплавов и их преобразование в породы нижней коры произошли на стадии утолщения коры в процессе коллизии. Также на основании анализа геологической ситуации в регионе, а именно того факта, что одновременно с формированием гранитоидов татарниковского комплекса в южной части Северо-Байкальского вулканического пояса произошло внедрение комбинированных даек, одним из компонентов которых являются долериты, по составу соответствующие высокожелезистым толеитам [Шохонова и др., 2010], можно предположить, что внедрение мантийных толеитовых магм к основанию коры и их дифференциация с образованием габброидов произошла непосредственно перед внедрением гранитоидов Татарниковского массива. В любом случае, в районе распространения гранитоидов татарниковского комплекса имеются все предпосылки для присутствия в основании нижней коры пород основного состава (габброидов, ферродиоритов), которые и послужили источником для данных гранитоидов. Также следует отметить, что формирование расплавов с геохимическими характеристиками гранитов А-типа в результате дифференциации или частичного плавления ферродиоритов подтверждено экспериментальными работами [Scoates et al., 1996]. Высокие температуры насыщения расплава цирконом [Watson, Harrison, 1983], рассчитанные для крупнозернистых гранитоидов Татарниковского массива – 930–960°C, показали что формирование гранитоидных расплавов происходило в условиях нижней коры при температурах, соответствующих образованию классических гранитов А-типа [Creaser, White, 1991; Skjerlie, Johnston, 1993]. Высокие температуры свидетельствуют также и о высокой растворимости аксессуарных фаз, что способствует значительному обогащению расплавов высокозарядными элементами, что подтверждается высокими содержаниями Zr, Nb, Y, REE в гранитоидах Татарниковского массива. Высокая железистость амфиболов и биотитов в гранитоидах, присутствие ильменита как единственного Fe-Ti оксида, низкая или умеренная фугитивность кислорода указывают на кристаллизацию гранитоидов из сухих (маловодных)

расплавов. Что касается кристаллизации расплавов, раднаначальных для гранитоидов Татарниковского массива, то она происходила в гипабиссальных условиях, о чем свидетельствуют достаточно низкие давления (2.2 – 2.9 кбар), рассчитанные для гранитоидов с использованием амфиболового геобарометра [Johnson, Rutherford, 1989].

Высокие концентрации Ва и положительные Еи аномалии на спектрах распределения редкоземельных элементов крупнозернистых гранитоидов (рис. 6.65 а-б) позволяют предполагать, что процесс частичного плавления базитового источника был предпочтительным при формировании этих пород. Что касается мелкозернистых порфировых гранитоидов, то они обнаруживают более высокие содержания кремнезема и существенно более низкие содержания Ва, Zr по сравнению с крупнозернистыми разновидностями, а также отрицательные Еи аномалии на спектрах распределения РЗЭ (рис. 6.65 а), поэтому процесс фракционной кристаллизации принимается в качестве основного при формировании этих наиболее дифференцированных разновидностей.

6.2.4. Гранитоиды абчадского комплекса (обзор)

Гранитоиды абчадского комплекса также как ассоциирующие с ними вулканиты иловирьской свиты прорывают раннепротерозойские породы чуйской серии Чуйского блока Байкальского выступа фундамента (рис. 2.8). Гранитоиды абчадского комплекса представлены гранитами и граносиенитами, а вулканиты иловирьской свиты трахириолитами и трахириодацитами [Неймарк и др., 1990]. U-Pb возраст по циркону гранитов абчадского комплекса составляет 1861 ± 8 млн лет, а вулканитов кислого состава иловирьской свиты – 1863 ± 5 млн лет [Неймарк и др., 1990]. На основании близкого возраста и сходства химических составов гранитоиды абчадского комплекса и вулканиты иловирьской свиты были объединены в единую вулканоплутоническую ассоциацию [Неймарк и др., 1990]. Детальные изотопно-геохимические исследования гранитоидов абчадского комплекса и вулканитов иловирьской свиты были проведены Л.А. Неймарком с соавторами [Неймарк и др., 1998] и З.И. Петровой с соавторами [Петрова и др., 1997].

Проанализированные Л.А. Неймарком с соавторами [Неймарк и др., 1998] и З.И. Петровой с соавторами [Петрова и др., 1997] гранитоиды абчадского комплекса по своему химическому составу соответствуют гранитам и лейкогранитам умеренной щелочности [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 6.70 а). Вулканиты кислого состава также попадают в поле умереннощелочных пород и по составу соответствуют трахириолитам (рис. 6.70 а). Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавторами [Frost et al., 2001] исследованные граниты и вулканиты относятся к железистым ($FeO^*/(FeO^*+MgO) = 0.90 - 0.98$) и известково-щелочным образованиям (индекс MAI = 7.9 – 9.7) (рис. 6.70 б, в). Граниты и вулканиты представляют

собой как умеренно-, так и высокоглиноземистые образования ($ASI = 0.87 - 1.27$, $A/NK = 1.05 - 1.37$) (рис. 6.70 г).

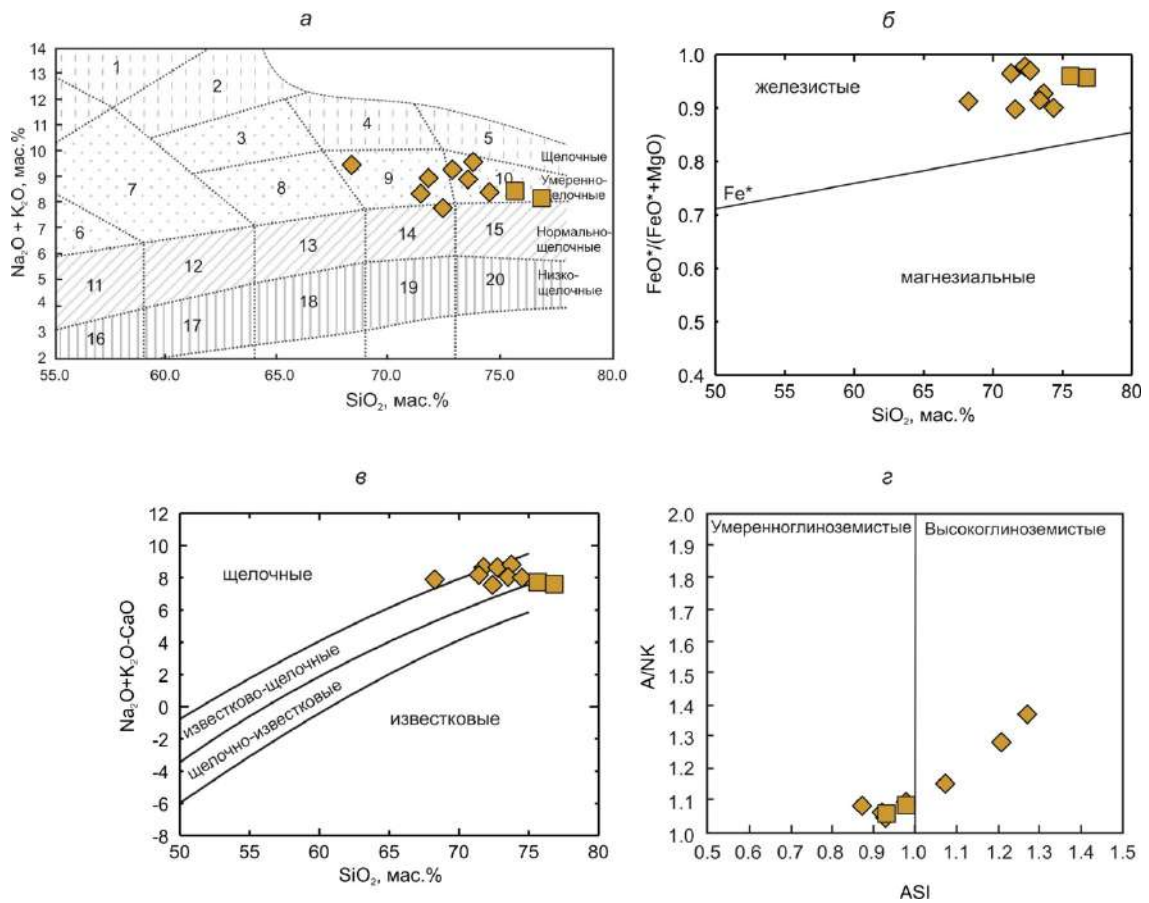


Рис. 6.70. Диаграммы $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (а) [Шарпенюк и др., 2013], $FeO^*/(FeO^*+MgO) - SiO_2$ (б) [Frost et al., 2001], MAFI $(Na_2O + K_2O - CaO) - SiO_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$] – ASI [мол. $Al_2O_3/(CaO + Na_2O+K_2O)$] (г) для гранитоидов абчадского комплекса и вулканитов иловирьской свиты Чуйского блока Байкальского выступа. Химические составы по [Неймарк и др., 1998; Петрова и др., 1997].

Ромбы – гранитоиды абчадского комплекса, квадраты – вулканиты иловирьской свиты.

Цифры на диаграмме (а): 1 – фойдовые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – щелочные лейкограниты, 6 – монцодиориты, 7 – монциты; 8 – граносиениты, 9 – умереннощелочные граниты, 10 – умереннощелочные лейкограниты, 11 – диориты, 12 – кварцевые диориты, 13 – гранодиориты, 14 – граниты, 15 – лейкограниты, 16 – низкощелочные диориты, 17 – низкощелочные кварцевые диориты, 18 – низкощелочные гранодиориты, 19 – низкощелочные граниты, 20 – низкощелочные лейкограниты.

Для гранитов отмечаются высокие содержания Zr (480 – 1240 г/т), Y (84 – 182 г/т), Nb (18 – 78 г/т) и низкие концентрации Sr (12 – 33 г/т). Граниты характеризуются фракционированными спектрами распределения РЗЭ $((La/Yb)_n = 5 - 14)$. Геохимические характеристики гранитов указывают на близость гранитов абчадского комплекса и кислых вулканитов иловирьской свиты гранитам А-типа [Неймарк и др., 1998; Петрова и др., 1997]. На диаграмме $Rb-(Y+Nb)$ [Pearce, 1996] точки составов гранитов и кислых вулканитов попадают в поле внутриплитных гранитов (рис. 6.71). Граниты характеризуется незначительными отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T) = -0.1...-1.6$ и раннепротерозойскими значениями модельного возраста $T_{Nd}(DM) = 2.3 - 2.4$ млрд лет [Неймарк и др., 1998].

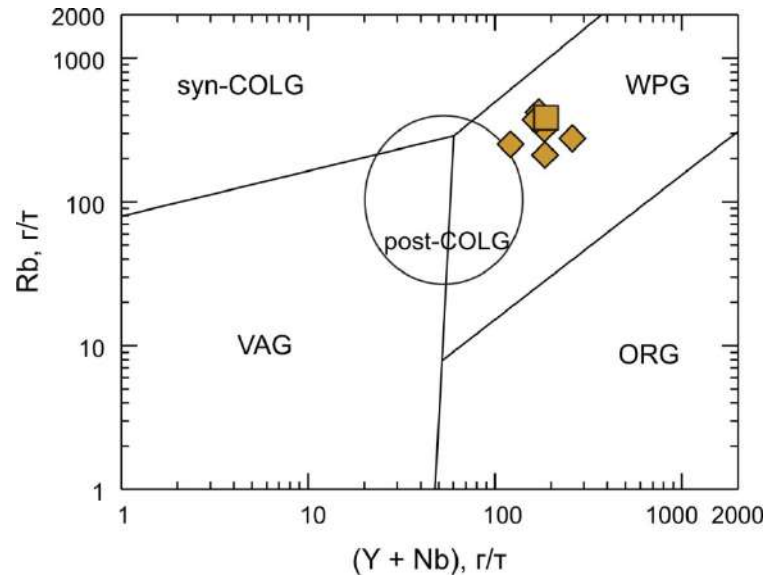


Рис. 6.71. Диаграмма Rb – (Y + Nb) [Pearce, 1996] для гранитоидов абчадского комплекса и вулканитов иловирьской свиты Чуйского блока Байкальского выступа. Химические составы по [Неймарк и др., 1998; Петрова и др., 1997].

Ромбы – гранитоиды абчадского комплекса, квадраты – вулканиты иловирьской свиты.

VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

Изотопно-геохимические характеристики гранитоиды абчадского комплекса и вулканиты иловирьской свиты позволяют считать, что они сформировались в результате плавления раннепротерозойской ювенильной континентальной коры, представленной в пределах Чуйского блока [Неймарк и др., 1998].

6.2.5. Сравнительная характеристика магматических пород кислого состава Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса в Байкальском выступе

а) Раннепротерозойские неметаморфизованные гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканиты Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса в Байкальском выступе обнаруживают во многом сходные геохимические характеристики по ряду параметров (рис. 6.72) [Донская и др., 2005, 2008, 2018а; Неймарк и др., 1998; Петрова и др., 1997; неопубликованные авторские данные]. Все проанализированные гранитоиды и вулканиты по своему химическому составу соответствуют породам умеренной и нормальной щелочности (рис. 6.72 а). Подобная тенденция прослеживается и на диаграмме индекс $MAL1 - SiO_2$ (рис. 6.72 в), где гранитоиды и вулканиты располагаются преимущественно в полях щелочно-известковых и известково-щелочных пород. Подавляющее большинство гранитоидов и вулканитов являются железистыми образованиями (рис. 6.72 б). Гранитоиды представляют собой как умеренно-, так и высокоглиноземистые образования (рис. 6.72 г). Пересыщенные щелочами гранитоиды среди проанализированных пород отмечены не были.

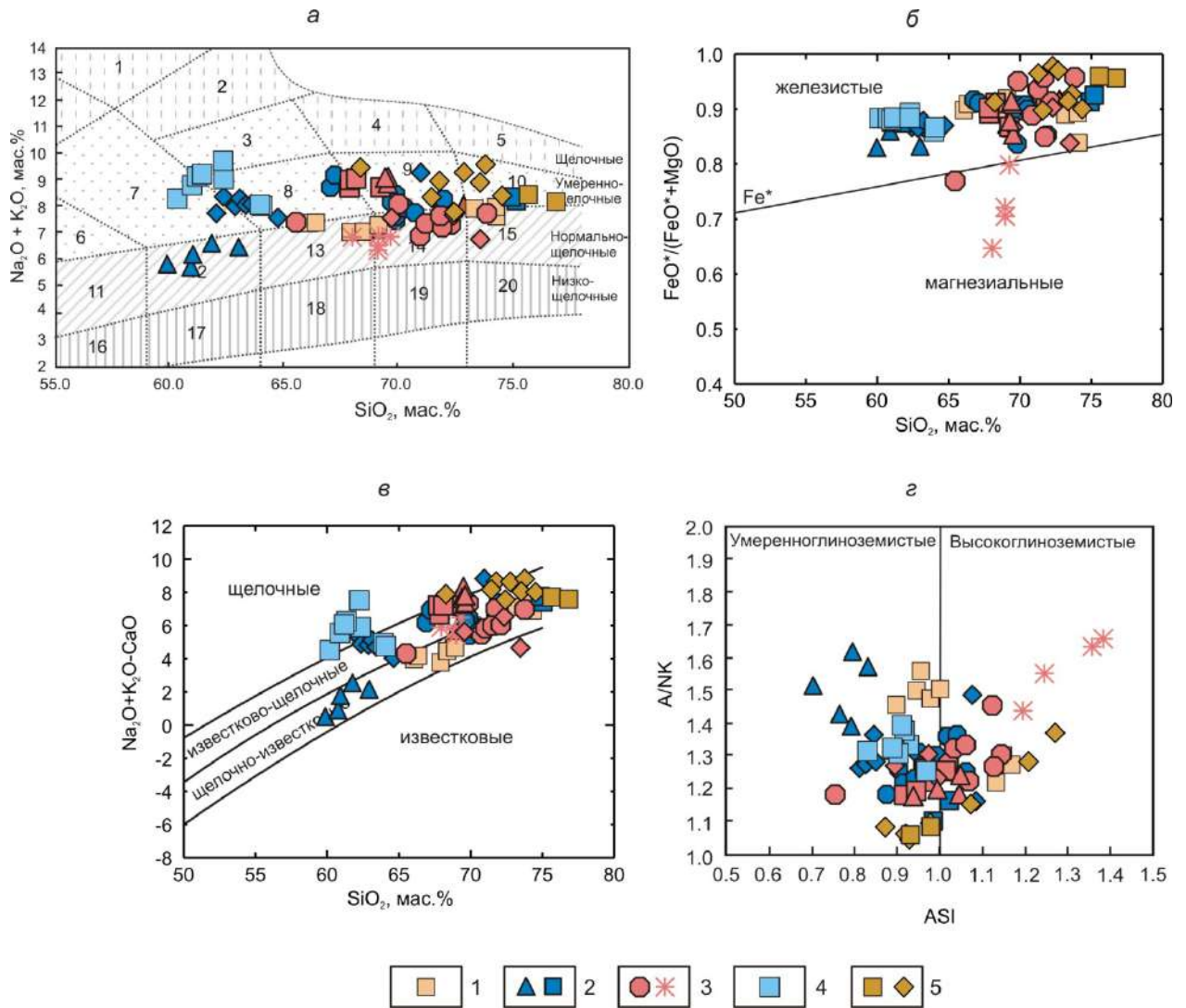


Рис. 6.72. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенко и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], MALI $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] – ASI [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] (г) для гранитоидов и вулканитов Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса в Байкальском выступе. Химические составы по [Донская и др., 2005, 2008, 2018a; Неймарк и др., 1998; Петрова и др., 1997; неопубликованные авторские данные].

1 – гранитоиды Бугульдейско-Ангинского массива приморского комплекса, 2 – гранитоиды ирельского комплекса Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, 3 – вулканиты кислого состава акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, 4 – гранитоиды Татриковского массива татарниковского комплекса, 5 – гранитоиды абчадского комплекса и вулканиты иловирьской свиты Чуйского блока.

Цифры на диаграмме (а): 1 – фойдовые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – щелочные лейкограниты, 6 – монцодиориты, 7 – монцониты; 8 – граносиениты, 9 – умереннощелочные граниты, 10 – умереннощелочные лейкограниты, 11 – диориты, 12 – кварцевые диориты, 13 – гранодиориты, 14 – граниты, 15 – лейкограниты, 16 – низкощелочные диориты, 17 – низкощелочные кварцевые диориты, 18 – низкощелочные гранодиориты, 19 – низкощелочные граниты, 20 – низкощелочные лейкограниты.

б) Все гранитоиды и вулканиты Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса в Байкальском выступе оказались близки гранитам А-типа по «алфавитной» классификации гранитоидов (рис. 6.73). Их фигуративные точки попадали в поля гранитов А-типа на диаграммах $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Ce} + \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Y})$ [Whalen et al., 1987] и $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3$ [Dall'AgnoI, Oliveira, 2007] (рис. 6.73).

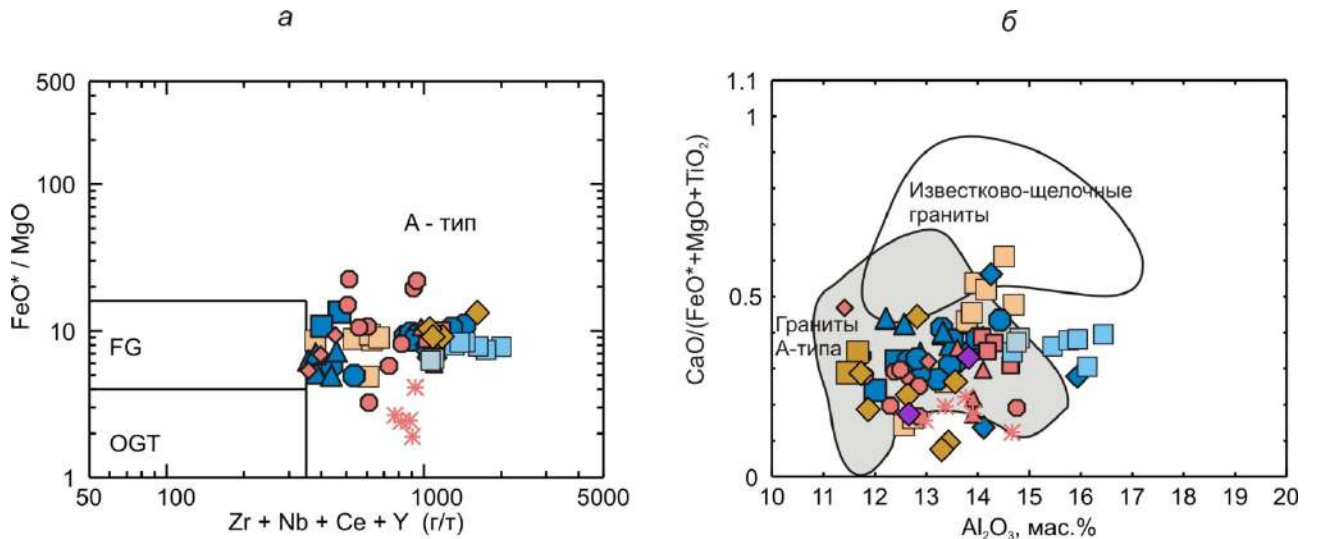


Рис. 6.73. Диаграммы $FeO^*/MgO - (Zr+Nb+Ce+Y)$ (а) [Whalen et al., 1987] и $CaO/(FeO^*+MgO+TiO_2) - Al_2O_3$ (б) [Dall'AgnoI, Oliveira, 2007] для гранитоидов и вулканитов Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса в Байкальском выступе. Химические составы по [Донская и др., 2005, 2008, 2018а; Неймарк и др., 1998; Петрова и др., 1997; неопубликованные авторские данные].

Условные обозначения см. рис. 6.72. Поля на диаграмме (а): FG – фракционированные граниты *M*-, *I*- и *S*-типов; OGT – нефракционированные граниты *M*-, *I*- и *S*-типов, А-тип – граниты А-типа.

в) На диаграмме $Rb-(Y+Nb)$ [Pearce, 1996] большинство точек составов гранитоидов и вулканитов Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса в Байкальском выступе попадают в поле постколлизийных гранитов, причем главным образом в ту область, которая перекрывается с полем внутриплитных гранитов (рис. 6.74). Отдельные точки составов гранитоидов и вулканитов Байкальского выступа, а именно гранитоиды ирельского комплекса и кислые вулканиты акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, а также граниты абчадского комплекса и вулканиты иловирьской свиты смещаются в область внутриплитных гранитов (рис. 6.74).

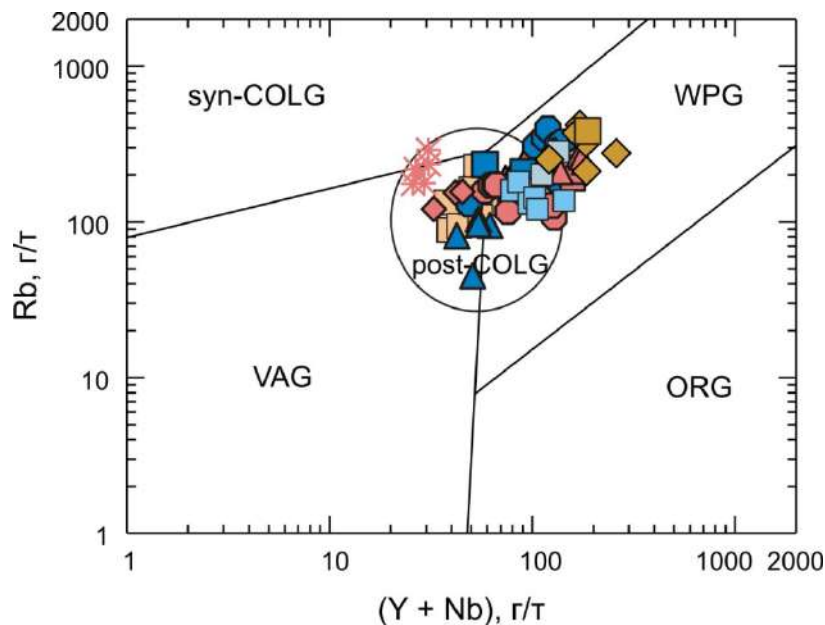


Рис. 6.74. Диаграмма $Rb - (Y + Nb)$ [Pearce, 1996] для гранитоидов и вулканитов Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса в Байкальском выступе. Химические составы по [Донская и др., 2005, 2008, 2018a; Неймарк и др., 1998; Петрова и др., 1997; неопубликованные авторские данные].

Условные обозначения см. рис. 6.72.

VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, sup-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

г) Постколлизийные гранитоиды и вулканиты кислого состава Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса в Байкальском выступе характеризуются варьирующимися отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(t)$ (рис. 5.75) [Донская и др., 2005, 2008; Неймарк и др., 1998; Ларин, 2011; Gladkochub et al., 2009].

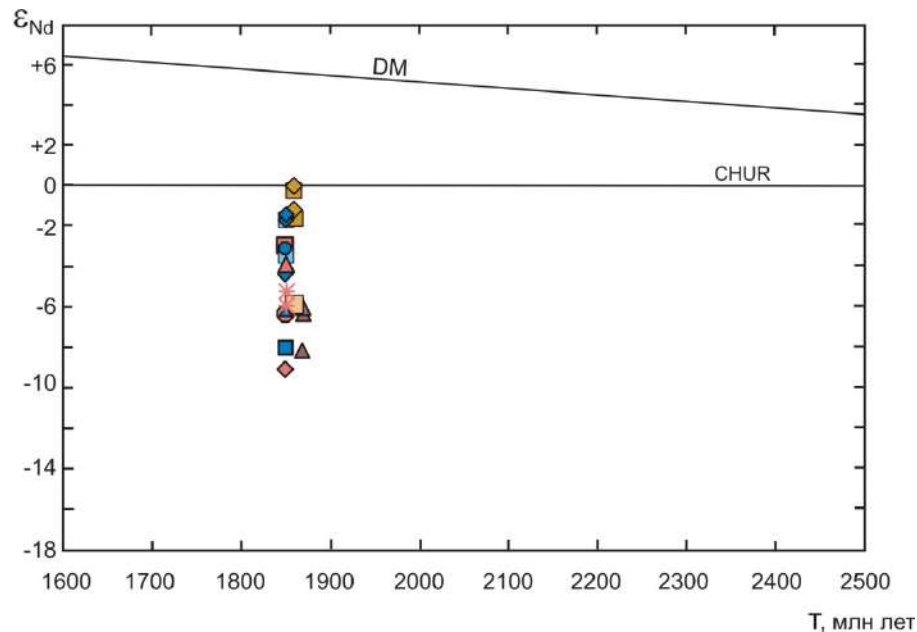


Рис. 6.75. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст породы для гранитоидов и вулканитов Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса в Байкальском выступе. Изотопный состав Nd по [Донская и др., 2005, 2008; Неймарк и др., 1998; Ларин, 2011; Gladkochub et al., 2009].

Условные обозначения см. рис. 6.72.

Для большинства гранитоидов и вулканитов на основании их изотопно-геохимических характеристик предполагается смешанный корово-мантийный источник, но с разной долей ювенильного материала в источнике. Варьирующиеся значения $\epsilon_{Nd}(t)$ в гранитах и вулканитах одного комплекса или серии, в частности в породах Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, свидетельствуют о разной доле мантийного материала в источнике гранитоидов и вулканитов на разных участках пояса. Архейские коровые источники без возможной примеси мантийного материала предполагаются для гранитоидов приморского комплекса Байкальского выступа, а раннепротерозойский ювенильный коровый источник допускается для гранитоидов абчадского комплекса и вулканитов иловирьской свиты Байкальского выступа.

6.3. Гранитоиды Южно-Сибирского пояса постколлизийного магматического пояса в Тонодском выступе и в западной части Алданского щита (обзор)

6.3.1. Гранитоиды чуйско-кодарского комплекса Тонодского выступа (обзор)

Гранитоиды чуйско-кодарского комплекса распространены в пределах Тонодского выступа, который является самым северным выступом из выступов фундамента южной части Сибирского кратона, и прорывают породы михайловской и албазинской свит (рис. 2.8). Гранитоиды представлены биотитовыми и биотит-мусковитовыми гранитами, которые объединяются в крупный Кевактинский массив [Ларин и др., 2006а]. U-Pb возраст по циркону гранитов составляет 1846 ± 8 млн лет [Ларин и др., 2006а]. Детальные изотопно-геохимические исследования гранитов чуйско-кодарского комплекса были проведены А.М. Лариным с соавторами [Ларин и др., 2006а].

Проанализированные А.М. Лариным с соавторами [Ларин и др., 2006а] граниты чуйско-кодарского комплекса по своему химическому составу соответствуют лейкогранитам нормальной щелочности [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 6.76 а).

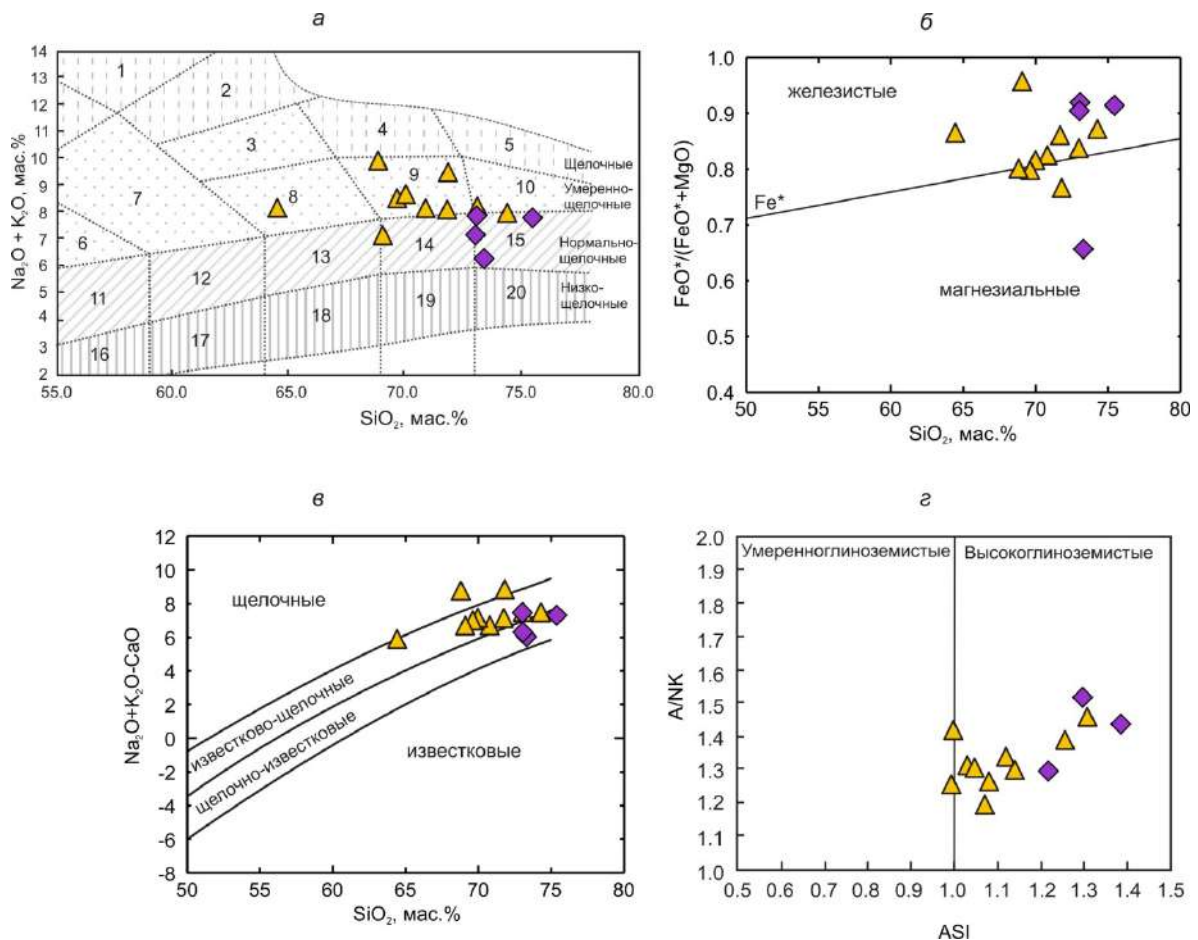


Рис. 6.76. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенюк и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], MAFI $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] – ASI [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] (г) для гранитоидов Тонодского выступа и западной части Алданского щита. Химические составы по [Ларин и др., 2006а, 2012]. Сиреневые ромбы – гранитоиды чуйско-кодарского комплекса Тонодского выступа, желтые треугольники – гранитоиды кодарского комплекса западной части Алданского щита.

Цифры на диаграмме (а): 1 – фойдовые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – щелочные лейкограниты, 6 – монцодиориты, 7 – монциты; 8 – граносиениты, 9 – умереннощелочные граниты, 10 – умереннощелочные лейкограниты, 11 – диориты, 12 – кварцевые диориты, 13 – гранодиориты, 14 – граниты, 15 – лейкограниты, 16 – низкощелочные диориты, 17 – низкощелочные кварцевые диориты, 18 – низкощелочные гранодиориты, 19 – низкощелочные граниты, 20 – низкощелочные лейкограниты.

Граниты чуйско-кодарского комплекса принадлежат к щелочно-известковой серии, характеризуются варьирующей железистостью ($f = 0.65 - 0.92$), являются высокоглиноземистыми образованиями (рис. 6.76 б-г). Для гранитов отмечаются умеренные содержания Y (21 – 35 г/т), Zr (97 – 160 г/т), Nb (9 – 19 г/т), Sr (36 – 113 г/т) и высокие концентрации Rb (199 – 379 г/т). Граниты характеризуются в разной степени фракционированными спектрами распределения РЗЭ ($(La/Yb)_n = 6 - 23$) и отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.42 - 0.72$). По петрогеохимическим характеристикам граниты чуйско-кодарского комплекса обнаруживают сходство с высокоглиноземистыми лейкогранитами различных регионов мира [Frost et al., 2001]. А.М. Ларин с соавторами [Ларин и др., 2006а] на основании минерального и химического составов сопоставляли граниты чуйско-кодарского комплекса с гранитами S-типа. На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] точки составов гранитов чуйско-кодарского комплекса попадают в поле постколлизийных гранитов (рис. 6.77). Граниты чуйско-кодарского комплекса характеризуются отрицательными величинами $\epsilon Nd(T) = -5.5...-8.8$ и архейским модельным возрастом – $T_{NdDM} = 2.8 - 3.4$ млрд лет [Ларин, 2011]. Изотопно-геохимические характеристики гранитов чуйского-кодарского комплекса позволяют рассматривать архейские породы континентальной коры в качестве возможных источников их расплавов [Ларин и др., 2006а].

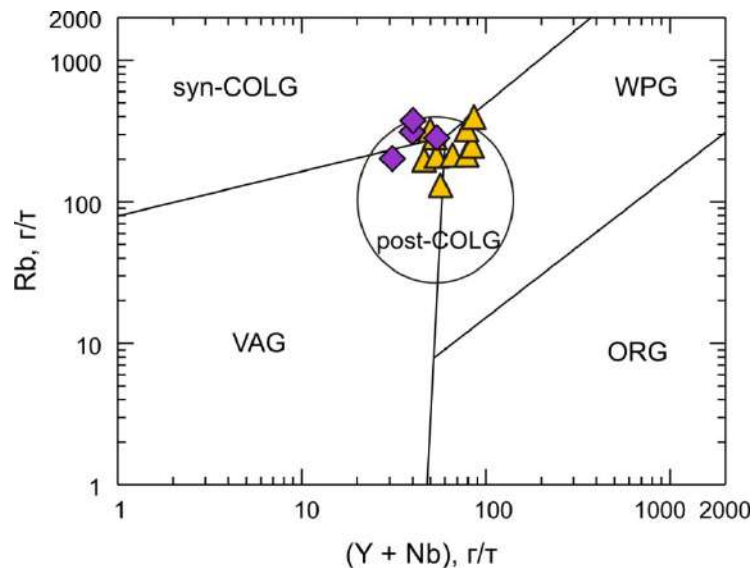


Рис. 6.77. Диаграмма Rb – (Y + Nb) [Pearce, 1996] для гранитоидов Тонодского выступа и западной части Алданского щита. Химические составы по [Ларин и др., 2006а, 2012].

Условные обозначения см. рис. 6.76.

VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

6.3.2. Гранитоиды кодарского комплекса Алданского щита (*обзор*)

Восточными представителями Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса являются гранитоиды кодарского комплекса, распространенные в пределах Чара-Олекминского блока западной части Алданского щита. Гранитоиды представлены серией крупных массивов (Кадарский, Кеменский, Каларский), прорывающих породы фундамента юго-западной части Чара-Олекминского блока, в том числе раннепротерозойские метаосадочные породы удоканской серии [Ларин и др., 2002, 2012]. Гранитоиды кодарского комплекса представлены массивными порфировидными биотит-амфиболовыми и биотитовыми гранитами, реже гранодиоритами и граносиенитами первой фазы, а также мелкозернистыми порфировидными биотитовыми лейкогранитами второй фазы [Ларин и др., 2012]. U-Pb возраст по циркону гранитов кодарского комплекса составляет 1876.5 ± 4.2 и 1873.0 ± 2.5 млн лет [Ларин и др., 2000]. Детальные изотопно-геохимические исследования гранитоидов кодарского комплекса были проведены А.М. Лариным с соавторами [Ларин, 2011; Ларин и др., 2012].

Гранитоиды кодарского комплекса [Ларин и др., 2012] по своему химическому составу соответствуют граносиенитам, гранитам и лейкогранитам умеренной щелочности [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 6.76 а). Они принадлежат к известково-щелочной серии, характеризуются варьирующейся, но преимущественно высокой, железистостью ($f = 0.77 - 0.96$), в большинстве своем являются высокоглиноземистыми образованиями ($ASI = 0.99 - 1.31$, $A/NK = 1.19 - 1.45$) (рис. 6.76 б-г). Для гранитоидов отмечаются высокие содержания Y (26 – 64 г/т), Nb (18 – 41 г/т), варьирующиеся концентрации Zr (87 – 350 г/т) и Ba (260 – 2122 г/т). Гранитоиды характеризуются фракционированными спектрами распределения РЗЭ ($(La/Yb)_n = 6 - 18$). Геохимические характеристики гранитов указывают на близость гранитоидов кодарского комплекса гранитам А-типа [Ларин и др., 2012]. На диаграмме Rb-(Y+Nb) [Pearce, 1996] точки составов гранитов кодарского комплекса попадают в поле постколлизийных гранитов (рис. 6.77). Гранитоиды характеризуется отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T) = -6.2...-8.2$ и архейским модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 2.7 - 3.1$ млрд лет [Ларин, 2011]. Изотопно-геохимические характеристики гранитов кодарского комплекса позволяют считать, что они сформировались за счет переработки пород континентальной коры позднеархейского возраста Чара-Олекминского блока при добавлении к источнику некоторого количества мантийного радиогенного компонента [Ларин и др., 2012].

6.3.3. Сравнительная характеристика магматических пород гранитоидов Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса в Тонодском выступе и в западной части Алданского щита

а) Раннепротерозойские неметаморфизованные гранитоиды Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса в Тонодском выступе и в западной части Алданского щита обнаруживают как сходства, так и отличия в своих геохимических характеристиках (рис. 6.76) [Ларин и др., 2006а, 2012]. Граниты чуйско-кодарского комплекса Тонодского выступа по своему составу соответствуют породам нормальной щелочности, а гранитоиды кодарского комплекса Алданского щита, главным образом, породам умеренной щелочности (рис. 6.76 а, в), при этом гранитоиды обоих комплексов характеризуются варьирующей железистостью и являются высокоглиноземистыми образованиями (рис. 6.76 б, г).

б) Гранитоиды чуйско-кодарского и кодарского комплексов относятся к разным типам гранитов согласно «алфавитной» классификации. А.М. Ларин соавторами [Ларин и др., 2006а, 2012] показали, что лейкограниты чуйско-кодарского комплекса обнаруживают сходство с гранитами *S*-типа, а граниты кодарского комплекса с гранитами *A*-типа.

в) На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] точки составов гранитоидов чуйско-кодарского и кодарского комплексов попадают в поле постколлизийных гранитов, концентрируясь вокруг точки сочленения гранитов разных обстановок (рис. 6.77).

г) Гранитоиды чуйско-кодарского и кодарского комплексов характеризуются близкими отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(t)$ (рис. 6.78) [Ларин и др., 2006а; Ларин, 2011]. А.М. Ларин [Ларин и др., 2006а, 2012; Ларин, 2011] предполагал «чистый» коровый источник для гранитов чуйско-кодарского комплекса и смешанный корово-мантийный источник для гранитов кодарского комплекса.

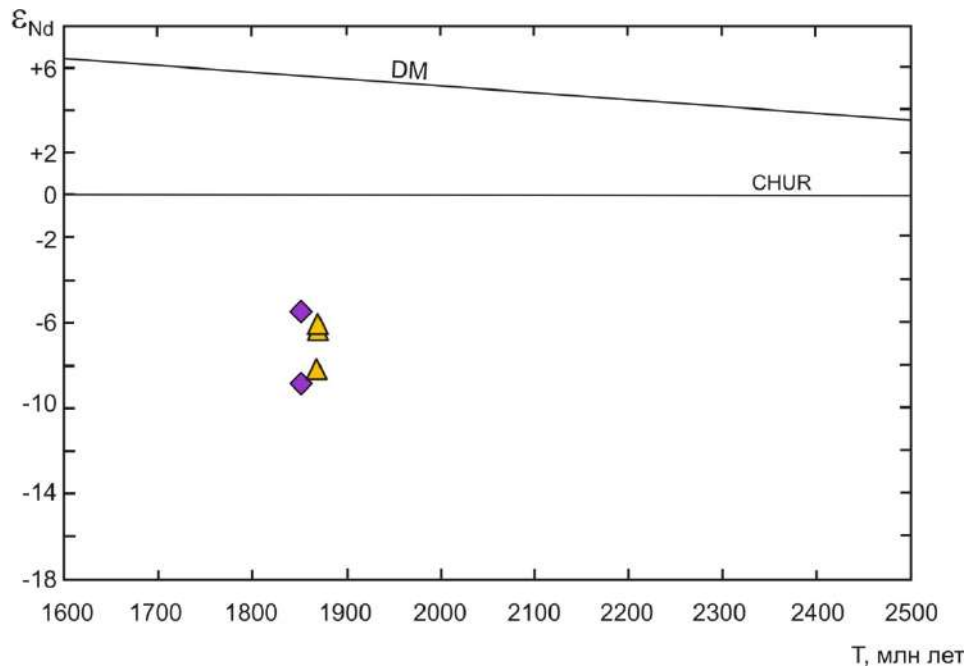


Рис. 6.78. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст породы для гранитоидов Тонодского выступа и западной части Алданского щита. Изотопный состав Nd по [Ларин, 2011; Ларин и др., 2006а]. Условные обозначения см. рис. 6.76.

6.4. Выводы

а) Постколлизийные гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканические породы, рассмотренные в этой главе, распространены только в южной части Сибирского кратона и не встречаются в северной части кратона. Гранитоиды и вулканиты объединяются в Южно-Сибирский постколлизийный магматический пояс [Ларин и др., 2003] и формируют наиболее крупные массивы среди всех исследованных раннепротерозойских гранитоидов кратона. Внедрение гранитоидов и вулканитов имело место в достаточно узком временном диапазоне – 1.88 – 1.84 млрд лет. Все гранитоиды и вулканиты имеют одинаковую структурную позицию: являются постскладчатыми и недеформированными образованиями.

б) Постколлизийные гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканиты кислого состава в пределах Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса можно разделить на три группы. В первую группу объединяются гранитоиды и вулканиты Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарыжалгайского выступов, во вторую – гранитоиды и вулканиты Байкальского выступа и в третью гранитоиды Тонодского выступа и западной части Алданского щита (рис. 6.79).

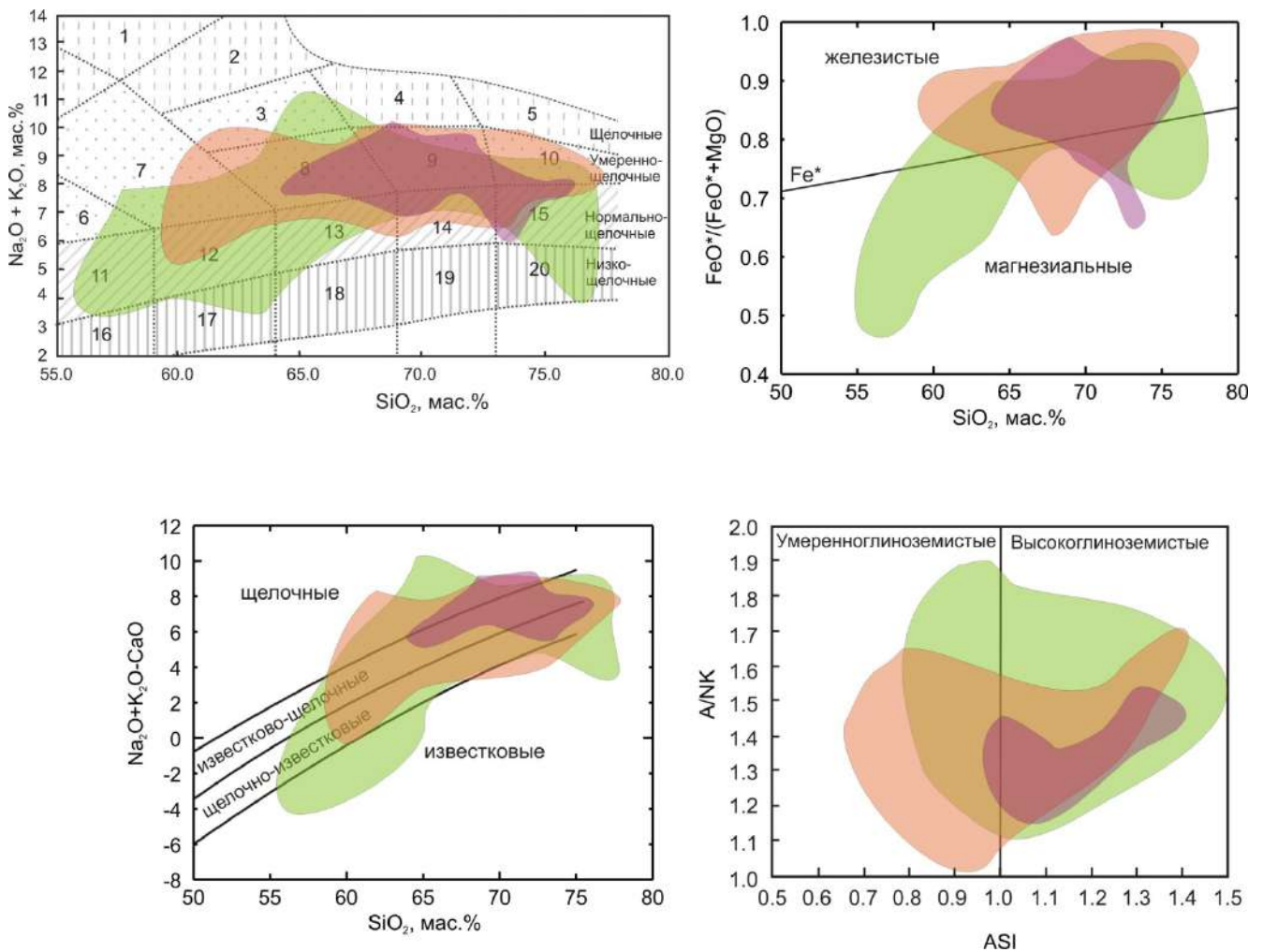


Рис. 6.79. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенко и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], $\text{MALI} (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол.

$Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ – ASI [мол. $Al_2O_3/(CaO + Na_2O+K_2O)$] (*z*) 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., 2006а, 2012; неопубликованные авторские данные].

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

Цифры на диаграмме (*a*): 1 – фойидовые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – щелочные лейкограниты, 6 – монцодиориты, 7 – монцониты; 8 – граносиениты, 9 – умереннощелочные граниты, 10 – умереннощелочные лейкограниты, 11 – диориты, 12 – кварцевые диориты, 13 – гранодиориты, 14 – граниты, 15 – лейкограниты, 16 – низкощелочные диориты, 17 – низкощелочные кварцевые диориты, 18 – низкощелочные гранодиориты, 19 – низкощелочные граниты, 20 – низкощелочные лейкограниты.

Породы первой и третьей групп обнаруживают отличия друг от друга по своим геохимическим характеристикам (рис. 6.30, 6.31, 6.76, 6.79) [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., 2006а, 2012], гранитоиды и вулканиты второй группы, напротив, достаточно близки друг другу по своим геохимическим данным (рис. 6.72, 6.73) [Донская и др., 2005, 2008, 2018а; Неймарк и др., 1998; Петрова и др., 1997; Ларин и др., 2012; неопубликованные авторские данные]. На рисунке 6.79 хорошо видно насколько более разнообразные химические составы были зафиксированы для гранитоидов и вулканитов Южно-Сибирского пояса в Ангаро-Канском, Бирюсинском и Шарыжалгайском выступах.

в) Проанализированные гранитоиды и вулканиты Южно-Сибирского пояса в Байкальском выступе по своим геохимическим характеристикам соответствуют гранитам А-типа. В том числе, на диаграмме $FeO^*/MgO - (Ce+Zr+Nb+Y)$ [Whalen et al., 1987] (рис. 6.80) их фигуративные точки достаточно компактно располагаются в поле гранитов А-типа. На диаграмме $Rb-(Y+Nb)$ [Pearce, 1996] точки составов этих пород попадают в поле постколлизийных гранитов, смещаясь при этом в область внутриплитных гранитов (рис. 6.81).

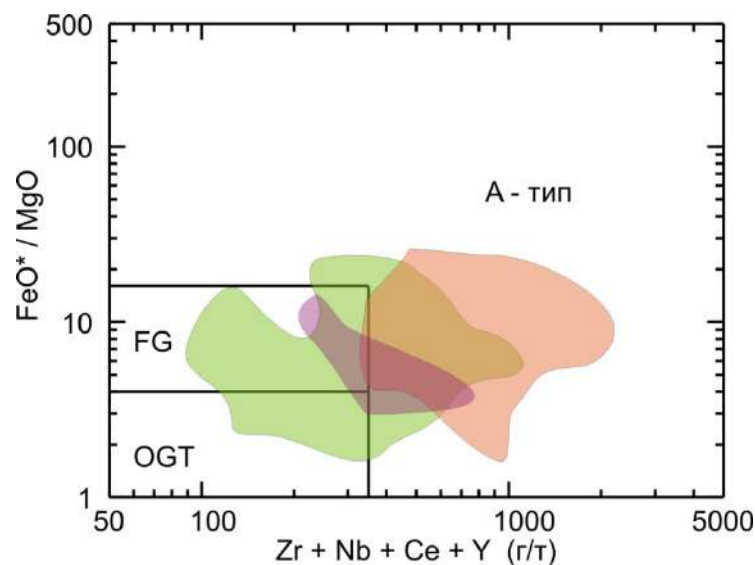


Рис. 6.80. Диаграмма $FeO^*/MgO - (Zr+Nb+Ce+Y)$ [Whalen et al., 1987] для гранитоидов и вулканитов Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса. Химические составы по

[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., 2006а, 2012; неопубликованные авторские данные].

Условные обозначения см. рис. 6.79. Поля на диаграмме: FG – фракционированные граниты *M*-, *I*- и *S*-типов; OGT – нефракционированные граниты *M*-, *I*- и *S*-типов, *A*-тип – граниты *A*-типа.

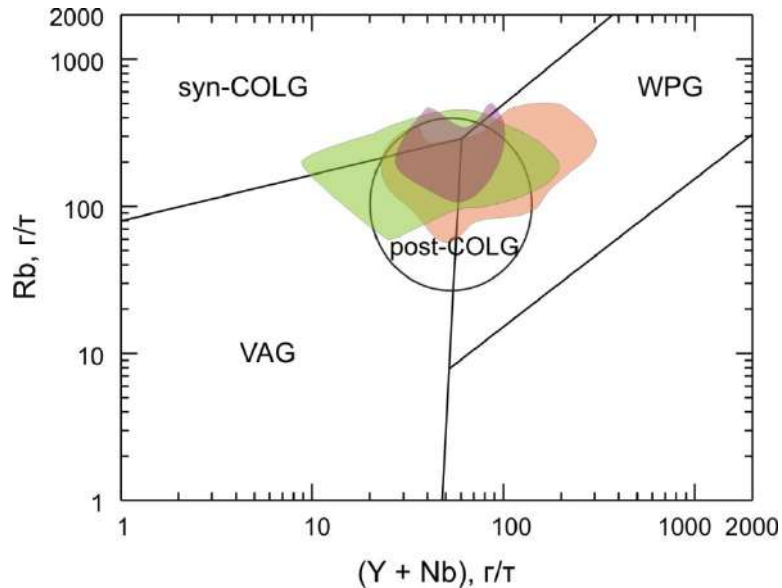


Рис. 6.81. Диаграмма Rb – (Y + Nb) [Pearce, 1996] для гранитоидов и вулканитов Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса. Химические составы по [Левицкий и др., 2002; Туркина, 2005; Туркина и др., 2006; Туркина, Капитонов, 2017, 2019; Донская и др., 2005, 2008, 2014, 2018а, 2019; Неймарк и др., 1998; Петрова и др., 1997; Ларин и др., 2006а, 2012; неопубликованные авторские данные].

Условные обозначения см. рис. 6.79.

VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

Таким образом, можно сделать вывод, что по своим характеристикам гранитоиды и вулканиты Южно-Сибирского пояса в Байкальском выступе 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 рапакивиподобные гранитоиды (приморский комплекс) и чарнокиты (татарниковский комплекс), т.е. породы для формирования которых наиболее благоприятной является обстановка внутриконтинентального рифтогенеза [Ларин, 2011; Frost, Frost, 2008b].

В отличие от гранитоидов Байкальского выступа, гранитоиды и вулканиты Южно-Сибирского пояса в Ангаро-Канском, Бирюсинском и Шарыжалгайском выступлениях обнаруживают геохимические характеристики близкие гранитам трех основных геохимических типов (*I*-, *S*-, *A*-типов) (рис. 6.30, 6.31). Причем еще раз отдельно подчеркнем, что максимальное разнообразие составов было зафиксировано для гранитоидов и вулканитов Саяно-

Бирюсинского вулканоплутонического пояса Бирюсинского выступа. На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] точки составов практически всех пород попадают в поле постколлизионных гранитов, а точнее располагаются вблизи области сочленения полей гранитов вулканических дуг, синколлизионных и внутриплитных гранитов (рис. 6.32, 6.81). Таким образом, геохимические характеристики гранитоидов и вулканитов в этой части Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса, позволяющие рассматривать их как граниты *I*-, *S*- и *A*-типов, указывают на их сходство с гранитоидами, формирующимися в коллизионной геодинамической обстановке [Barbarin, 1999].

Среди гранитоидов третьей группы (Тонодский выступ – западная часть 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) (рис. 6.79, 6.80), что также позволяет допускать их сходство с гранитами, формирующимися в коллизионной обстановке.

г) Изотопно-геохимические характеристики постколлизионных гранитоидов и вулканитов 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., 2006а; Туркина, Капитонов, 2019].

д) Разнообразие составов гранитоидов и ассоциирующих с ними вулканитов, имеющих близкий возраст и занимающих одинаковую структурную позицию в Южно-Сибирском постколлизионном 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 постколлизионных гранитоидов и вулканитов обстановкой становления структуры кратона. Геохимическое разнообразие гранитоидов первой группы (Ангаро-Канский, Бирюсинский и Шарьжалгайский выступы) и третьей группы (Тонодский выступ и западная часть Алданского щита), указывают на то, что все они могли быть сформированы в коллизионной 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 анорогенными гранитоидами.

Как было отмечено в главе 2, последние коллизионные 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., 2006а; 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 постколлизионного магматического пояса и рассматриваются как постколлизионные образования. В то же время объединение Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарыжалагского 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 постколлизионный 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 постколлизионных магматических пород в этих частях Южно-Сибирского пояса началось непосредственно сразу же после завершения коллизионных событий в процессе коллапса сформированных орогенных сооружений. Иными словами, формально эти постколлизионные образования можно считать коллизионными и в этом случае разнообразие составов магматических пород является вполне закономерным, 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 постколлизионные образования и включаются в состав Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса. Однако в региональном масштабе Аkitканского складчатого пояса, породы которого они пересекают, их можно считать анорогенными, так как основные коллизионные 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 постколлизионного 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.

е) 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 (этап VIII, рис. 2.12) локально распространены в пределах юго-западной и юго-восточной частей кратона и отсутствуют в остальных частях кратона (рис. 7.1).

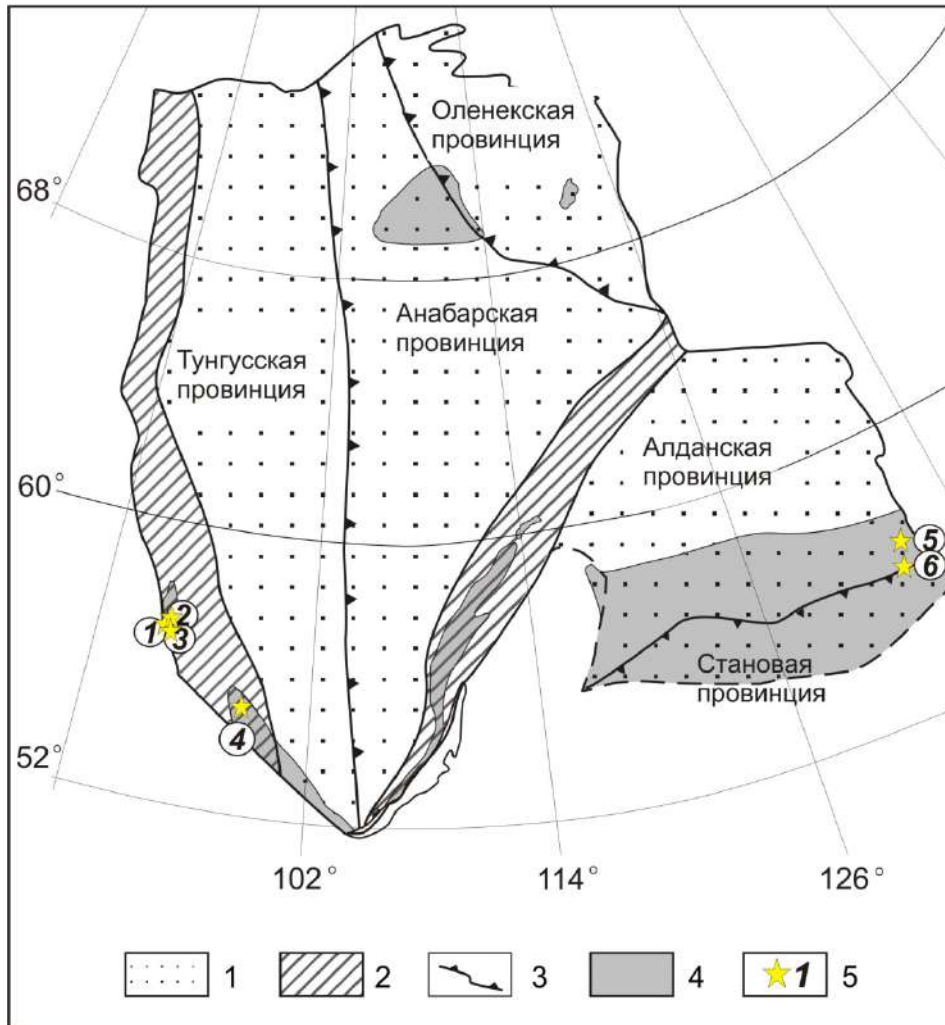


Рис. 7.1. Схема основных тектонических элементов Сибирского кратона и выходы раннепротерозойских внутриплитных (анорогенных) гранитоидов и вулканитов с возрастом 1.76 – 1.71 млрд лет.

1 – основные супертеррейны (провинции); 2 – раннепротерозойские складчатые пояса; 3 – шовные зоны; 4 – выходы фундамента; 5 – выходы раннепротерозойских внутриплитных (анорогенных) гранитоидов и вулканитов. Цифры в кружках: 1 – граниты Таракского выступа Ангаро-Канского выступа (1.75 млрд лет [Ножкин и др., 2009]), 2 – кузевиты Ангаро-Канского выступа (1.74 млрд лет [Бибикова и др., 2001]), 3 – вулканиты енисейской серии Ангаро-Канского выступа (1.74 млрд лет [Ножкин и др., 2016]), 4 – граниты Подпорожского массива Бирюсинского выступа (1.75 млрд лет [Туркина и др., 2003]), 5 – граниты и вулканиты Улкан-Джугджурской магматической ассоциации Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса (1.73 – 1.71 млрд лет [Диденко и др., 2010; Ларин, 2009; Ларин и др., 2013; Неймарк и др., 1992б; Larin et al., 1997]), 6 – анортозиты Улкан-Джугджурской магматической ассоциации Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса (1.74 – 1.73 млрд лет [Неймарк и др., 1992а]).

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. 2.12, 7.1). 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 в анорогенной геодинамической обстановке (остановке внутриконтинентального растяжения). Гранитоиды совместно с другими близкими им по возрасту породами рассматриваются как индикаторы процессов внутриконтинентального растяжения в пределах Сибирского кратона, не приведших к разрушению структуры кратона.

Эта глава представляет собой обзор опубликованных результатов 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.

7.1. Гранитоиды и вулканиты юго-западной части кратона (обзор)

К гранитоидам, сформированным на данном этапе в юго-западной части кратона, относятся породы Ангаро-Канского и Бирюсинского выступов, а также вулканиты кислого состава Ангаро-Канского выступа.

В Ангаро-Канском выступе на этом этапе были образованы порфиридные биотитовые граниты, распространенные в северной части многофазного Таракского плутона, U-Pb возраст по циркону которых составляет 1761 ± 18 млн лет, а по монациту – 1746 ± 5 млн лет [Ножкин и др., 2009]. Помимо гранитоидов в течение того же самого временного интервала в пределах Ангаро-Канского выступа имело место формирование пород енисейского комплекса, среди которых выделяются метаосадочные и метавулканогенные образования. Метавулканиты в составе енисейского комплекса относятся к андезит-дацит-трихириодацитовой, лейкобазальт-базальтовой, базальт-андезибазальт-трахиандезитовой и базальтовой ассоциациям [Ножкин и др., 2016]. U-Pb возраст по циркону дацитового порфира из андезит-дацит-трихириодацитовой ассоциации составляет 1741 ± 30 млн лет, а метаандезиты той же ассоциации – 1756 ± 40 млн лет [Ножкин и др., 2016]. Породы енисейского комплекса испытали метаморфизм на рубеже около 750 млн лет [Ножкин и др., 2016]. Изотопно-геохимические исследования биотитовых гранитов Таракского плутона, а также вулканитов андезит-дацит-трихириодацитовой

ассоциации енисейского комплекса были проведены А.Д. Ножкиным с соавторами [Ножкин и др., 2009, 2016].

Биотитовые граниты Таракского плутона [Ножкин и др., 2009] по своему химическому составу соответствуют умереннощелочным гранитам [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 7.2 а). Вулканиды андезит-дацит-трихириодацитов ассоциации енисейского комплекса по своему составу близки нормальнощелочным андезитам и дацитам, а также умереннощелочным трахириодацитам (рис. 7.2 а). Андезиты и дациты енисейского комплекса принадлежат к щелочно-известковой серии, а граниты и трахириодациты к известково-щелочной серии (рис. 7.2 в). Вулканиды енисейского комплекса характеризуются варьирующей желистостью ($f = 0.59 - 0.86$), которая возрастает с увеличением содержаний кремнезема (рис. 7.2 б), для гранитов Таракского плутона отмечается высокая желистость ($f = 0.87 - 0.88$). Граниты относятся к группе высокоглиноземистых образований ($ASI = 1.07 - 1.18$, $A/NK = 1.37 - 1.42$), в то время как среди вулканитов отмечаются как умеренно-, так и высокоглиноземистые образования ($ASI = 0.91 - 1.08$, $A/NK = 1.23 - 2.32$) (рис. 7.2 г).

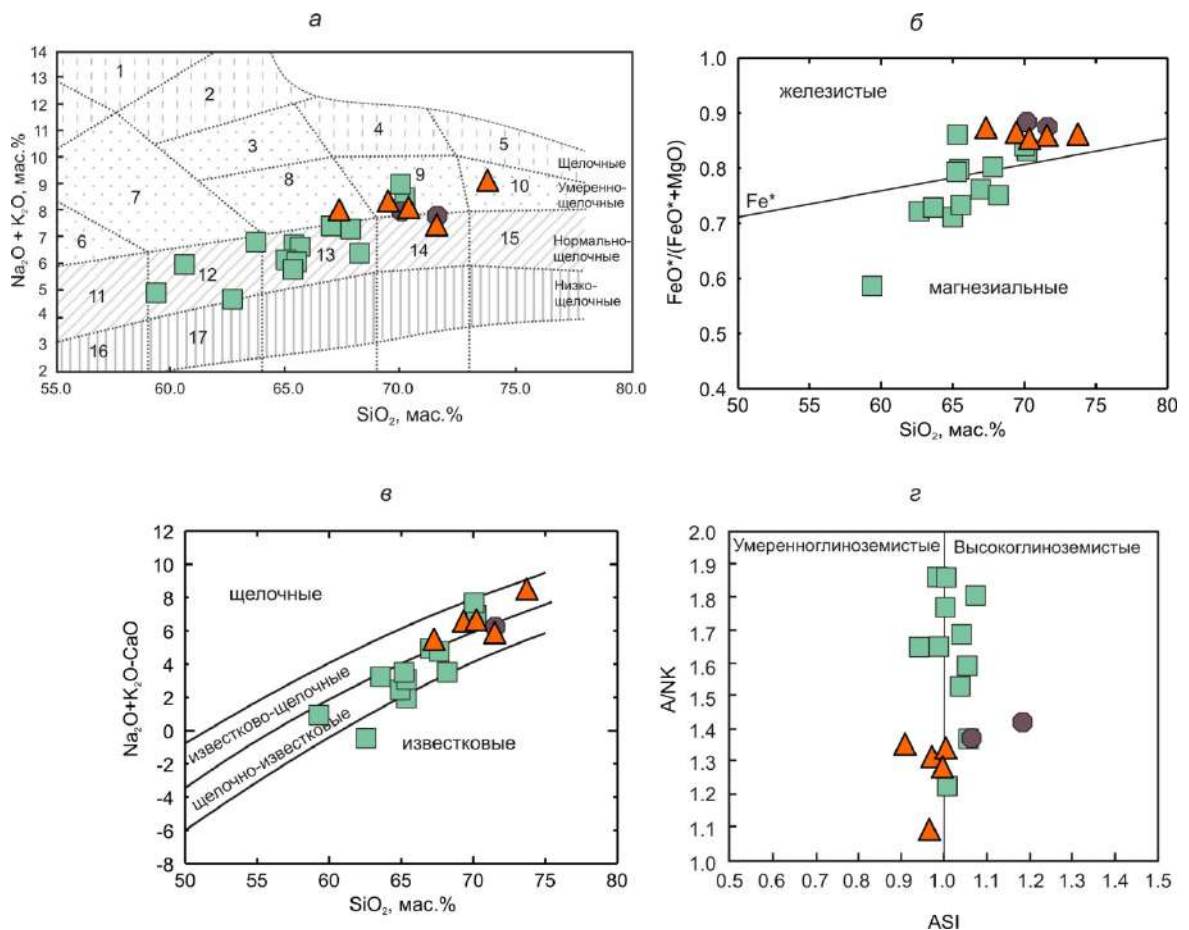


Рис. 7.2. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенюк и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], $\text{MALI} (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] – ASI [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] (г) для гранитоидов и вулканитов Ангаро-Канского выступа и для гранитоидов Подпорогского массива Бирюсинского выступа. Химические составы по [Туркина и др., 2006; Ножкин и др., 2009, 2016].

Зеленые квадраты – вулканиты андезит-дацит-трихириодацитов ассоциации енисейского комплекса, темно коричневые круги – граниты Таракского плутона, оранжевые треугольники – граниты Подпорогского массива.

Цифры на диаграмме (а): 1 – фойдовые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – щелочные лейкограниты, 6 – монцодиориты, 7 – монцониты; 8 – граносиениты, 9 – умереннощелочные граниты, 10 – умереннощелочные лейкограниты, 11 – диориты, 12 – кварцевые диориты, 13 – гранодиориты, 14 – граниты, 15 – лейкограниты, 16 – низкощелочные диориты, 17 – низкощелочные кварцевые диориты, 18 – низкощелочные гранодиориты, 19 – низкощелочные граниты, 20 – низкощелочные лейкограниты.

Граниты Таракского плутона и трахириодациты енисейского комплекса обнаруживают близкие друг другу высокие содержания Zr (730 г/т и 460 – 622 г/т), Ce (200 г/т и 251 – 281 г/т), а также пониженные концентрации Sr (75 г/т и 130 – 133 г/т). Граниты и трахириодациты характеризуются сильно фракционированными спектрами распределения РЗЭ ($(La/Yb)_n = 19$ в гранитах и 29 – 37 в вулканитах) и хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.09$ в гранитах и 0.24 в вулканитах). Андезиты и дациты енисейского комплекса также обнаруживают достаточно высокие содержания Zr (140 – 426 г/т), Ce (51 – 157 г/т) и фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов с отрицательной европиевой аномалией ($(La/Yb)_n = 6 – 30$ и $Eu/Eu^* = 0.38 – 0.72$). Геохимические характеристики гранитов Таракского плутона, а также расположение их фигуративных точек на диаграммах $FeO^*/MgO – (Ce+Zr+Nb+Y)$ [Whalen et al., 1987] и $CaO/(FeO^* + MgO + TiO_2) – Al_2O_3$ [Dall’Agnol, Oliveira, 2007], указывают на их близость гранитам А-типа (рис. 7.3 а-б) [Ножкин и др., 2009]. Что касается вулканитов андезит-дацит-трихириодацитов ассоциации енисейского комплекса, то часть из них по составу близки гранитам А-типа, другие обнаруживают геохимические характеристики, соответствующие высококалиевым гранитам I-типа, отдельные разности имеют характеристики как гранитов А-, так и I-типа (рис. 7.3 а, б) [Ножкин и др., 2016].

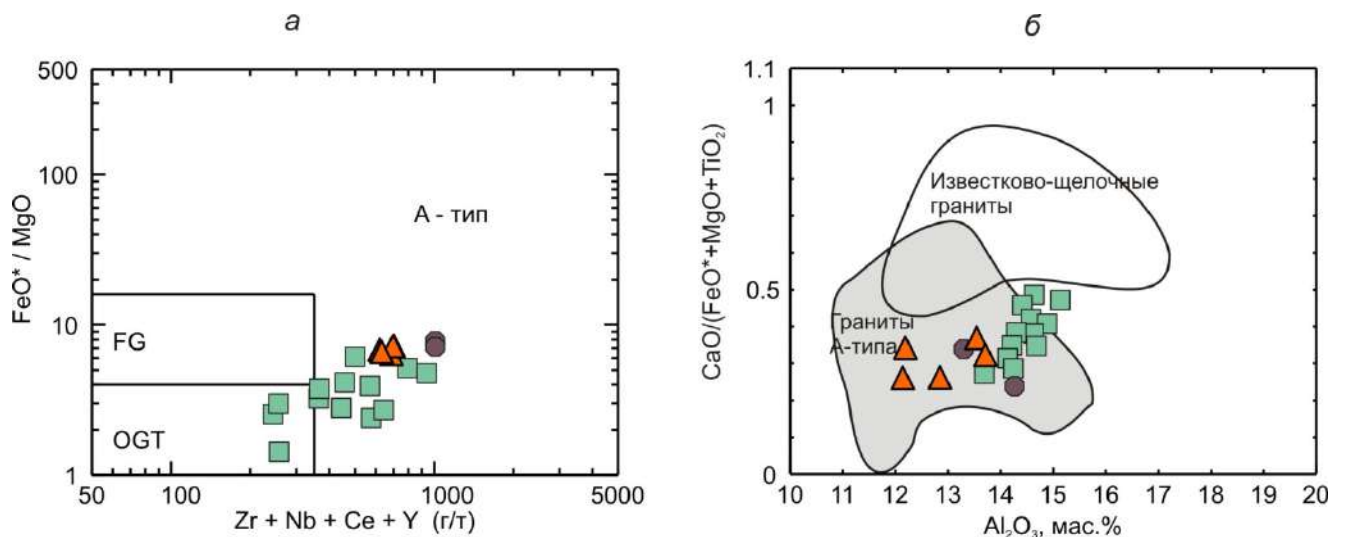


Рис. 7.3. Диаграммы $FeO^*/MgO – (Zr+Nb+Ce+Y)$ (а) [Whalen et al., 1987] и $CaO/(FeO^*+MgO+TiO_2) – Al_2O_3$ (б) [Dall’Agnol, Oliveira, 2007] для гранитоидов и вулканитов Ангаро-Канского выступа и для гранитоидов Подпорогского массива Бирюсинского выступа. Химические составы по [Туркина и др., 2006; Ножкин и др., 2009, 2016].

Условные обозначения см. рис. 7.2. Поля на диаграмме (а): FG – фракционированные граниты M-, I- и S-типов; OGT – нефракционированные граниты M-, I- и S-типов, А-тип – граниты А-типа.

На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] все фигуративные точки гранитов Таракского плутона и вулканитов енисейского комплекса располагаются в поле постколлизийных гранитов, но при этом точки составов гранитов попадают в область, перекрывающуюся с полем внутриплитных гранитов, в то время как точки составов вулканитов енисейского комплекса образуют тренд из поля гранитов вулканических дуг в поле внутриплитных гранитов (рис. 7.4).

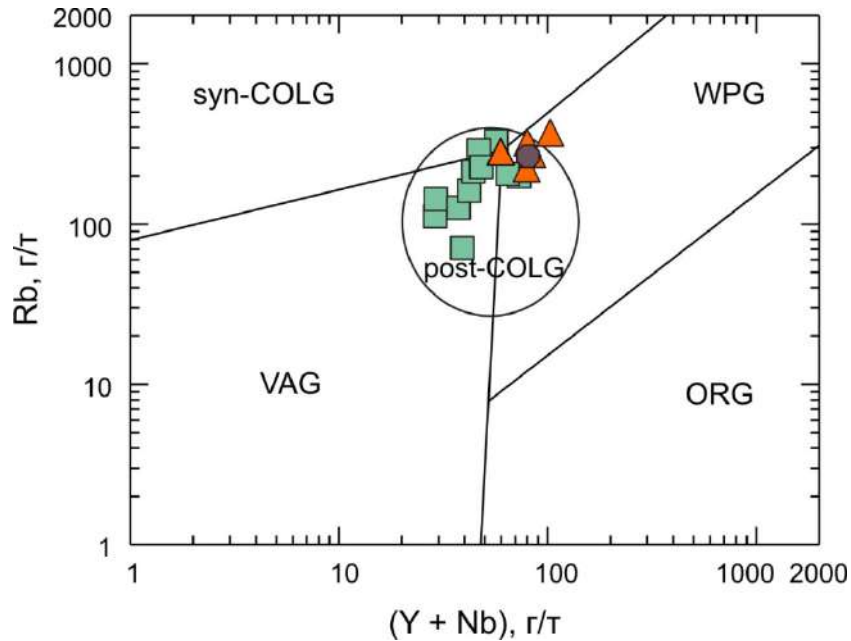


Рис. 7.4. Диаграмма Rb – (Y + Nb) [Pearce, 1996] для гранитоидов и вулканитов Ангаро-Канского выступа и для гранитоидов Подпорогского массива Бирюсинского выступа. Химические составы по [Туркина и др., 2006; Ножкин и др., 2009, 2016]. Условные обозначения см. рис. 7.2. VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

Проанализированный гранит Таракского плутона характеризуется отрицательной величиной $\varepsilon_{Nd}(T) = -4.4$ и модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 2.5$ млрд лет [Туркина и др., 2007]. Для метаандезита и метадацита енисейского комплекса отмечаются сходные с гранитом величины $\varepsilon_{Nd}(T) = -3.8 \dots -4.5$ и модельный возраст $T_{Nd}(DM) = 2.4 - 2.5$ млрд лет [Ножкин и др., 2016].

Изотопно-геохимические характеристики гранитов Таракского плутона с возрастом 1.76 млрд лет, также как и вулканитов андезит-дацит-трихириодацитово-ассоциации енисейского комплекса позволяют считать, что они были сформированы за счет плавления древнего корового источника, по-видимому, гнейсов (гранулитов) канского комплекса Ангаро-Канского выступа [Ножкин и др., 2009, 2016]. Образование гранитов и вулканитов на временном интервале 1.76 – 1.74 млрд лет имело место в обстановке внутриконтинентального растяжения.

В Бирюсинском выступе на данном этапе были образованы граниты Подпорогского массива. Как уже было отмечено в предыдущей главе, Подпорогский массив расположен в северо-западной части Бирюсинского выступа [Туркина и др., 2006]. Основной объем массива

сложен пластинами порфирированных микроклиновых гранитов и гнейсогранитов [Туркина и др., 2006]. U-Pb возраст по циркону гранитов был определен как 1747 ± 4 млн лет [Туркина и др., 2003]. Детальные изотопно-геохимические исследования гранитоидов были проведены О.М. Туркиной с соавторами [Туркина и др., 2006]. Гранитоиды Подпорогского массива с возрастом 1.75 млрд лет [Туркина и др., 2006] по своему химическому составу соответствуют граносиенитам, гранитам и лейкогранитам умеренной щелочности [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 7.2 а). Породы характеризуются высокой железистостью ($f = 0.85 - 0.87$), принадлежат к известково-щелочной серии и являются умеренноглиноземистыми образованиями ($ASI = 0.91 - 1.00$, $A/NK = 1.09 - 1.35$) (рис. 7.2 б-г). Для гранитоидов отмечаются высокие концентрации Zr (338 – 447 г/т), Nb (18 – 25 г/т), Y (42 – 77 г/т) и пониженные содержания Sr (40 – 75 г/т). Породы характеризуются фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n = 8 - 14$) и хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.18 - 0.32$). Геохимические характеристики гранитов, а также расположение фигуративных точек на диаграммах $FeO^*/MgO - (Ce+Zr+Nb+Y)$ [Whalen et al., 1987] и $CaO/(FeO^* + MgO + TiO_2) - Al_2O_3$ [Dall'Agno, Oliveira, 2007] указывают на их близость гранитам А-типа (рис. 7.3 а-б). На диаграмме Rb-(Y+Nb) [Pearce, 1996] точки составов гранитов попадают в поле внутриплитных (постколлизийных) гранитов (рис. 7.4). Граниты характеризуются отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T) = -4.7...-5.2$ и позднеархейским Nd модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 2.5 - 2.6$ млрд лет [Туркина и др., 2006].

Изотопно-геохимические характеристики гранитов Подпорогского массива с возрастом 1.75 млрд лет позволили О.М. Туркиной с соавторами [Туркина и др., 2006] связывать их формирование с плавлением позднеархейского корового источника при минимальном вкладе ювенильного мантийного материала (0 – 35 %).

7.2. Гранитоиды и вулканиты юго-восточной части кратона (обзор)

На данном этапе были сформированы породы Улкан-Джугджурской анортозит-рапакивигранит-щелочногранитной магматической ассоциации Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса [Ларин, 2011; Ларин и др., 2012]. В Улкан-Джугджурскую магматическую ассоциацию объединяются Геранский массив анортозитов, Южно-Учурский массив гранитов, улканский вулканоплутонический комплекс, включающий в себя вулканогенно-осадочные породы улканской и уянской серий, Северо-Учурский (Улканский) массив гранитоидов, породы амундалинского вулканогенно-экструзивного комплекса, а также небольшие интрузии и дайки долеритов и габбро-долеритов [Диденко и др., 2010; Ларин, 2011, 2014; Ларин и др., 2012]. Среди гранитоидов разных массивов Улкан-Джугджурской магматической ассоциации преобладают биотит-амфиболовые граниты (Южно-Учурский

массив) и биотитовые граниты (Северо-Учурский массив) [Ларин, 2011; Ларин и др., 2012], также присутствуют кварцевые монзониты, монзониты, монцодиориты, гранодиориты, кварцевые сиениты, сиениты, щелочные граниты [Ларин, 2011]. Вулканиды улканской серии представлены породами бимодальной серии, среди которых преобладают вулканиды кислого состава (трахидациты, трахириодациты, трахириолиты) [Ларин, 2011; Диденко и др., 2010]. U-Pb возраст по апатиту и циркону магматических пород Улкан-Джугджурской ассоциации варьируются в диапазоне – 1736 – 1705 млн лет [Неймарк и др., 1992а, 1992б, Larin et al., 1997; Ларин, 2008, 2009б; Ларин и др., 2013; Диденко и др., 2010]. Более детально оценки возраста охарактеризованы в разделе 2.10 данной работы. Изотопно-геохимические исследования гранитоидов и вулканидов Улкан-Джугджурской магматической ассоциации Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса были проведены А.М. Лариным с соавторами [Ларин, 2011, 2014; Ларин и др., 2012] и А.Н. Диденко с соавторами [Диденко и др., 2010].

Гранитоиды Южно-Учурского и Северо-Учурского массивов [Ларин, 2011] по своему химическому составу соответствуют монзонитам, сиенитам, граносиенитам, гранитам и лейкогранитам умеренной щелочности [Шарпенюк и др., 2013] (рис. 7.5 а). Кислые вулканиды элгэгэйской свиты улканской серии по своему составу преимущественно близки умереннощелочным трахиандезитам, трахидацитам и трахириолитам (рис. 7.5 а). Гранитоиды и вулканиды характеризуются высокой желистостью ($f = 0.89 - 0.99$) (рис. 7.5 б). Большинство проанализированных пород принадлежит известково-щелочной и щелочной сериям (рис. 7.5 в). Гранитоиды Южно-Учурского и Северо-Учурского массивов [Ларин, 2011] образуют тренд из области пересыщенных щелочами образований к умеренноглиноземистым и слегка высокоглиноземистым разностям ($ASI = 0.57 - 1.07$, $A/NK = 0.59 - 1.24$). Проанализированные кислые вулканиды улканской серии относятся к умеренно- и высокоглиноземистым образованиям ($ASI = 0.76 - 1.17$, $A/NK = 1.02 - 1.25$) (рис. 7.5 г). Гранитоиды Южно-Учурского, Северо-Учурского и Улканского массивов, а также вулканиды кислого состава улканской серии [Ларин, 2011; Диденко и др., 2010] характеризуются высокими концентрациями Zr (118 – 1071 г/т и даже 1750 – 2960 г/т), Nb (17 – 385 г/т), Y (5 – 538 г/т) и пониженными содержаниями Sr (1 – 389 г/т). Гранитоиды и вулканиды кислого состава обнаруживают фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов и хорошо выраженные отрицательные европиевые аномалии: гранитоиды Южно-Учурского, Северо-Учурского массивов – $(La/Yb)_n = 5 - 11$, $Eu/Eu^* = 0.11 - 0.29$; гранитоиды I фазы Улканского массива – $(La/Yb)_n = 3 - 7$, $Eu/Eu^* = 0.04 - 0.09$; гранитоиды II фазы Улканского массива – $(La/Yb)_n = 3 - 12$, $Eu/Eu^* = 0.05 - 0.11$; гранитоиды III фазы Улканского массива – $(La/Yb)_n = 15 - 48$, $Eu/Eu^* = 0.09 - 0.11$; вулканиды улканской серии – $(La/Yb)_n = 2 - 20$, $Eu/Eu^* = 0.05 - 0.32$.

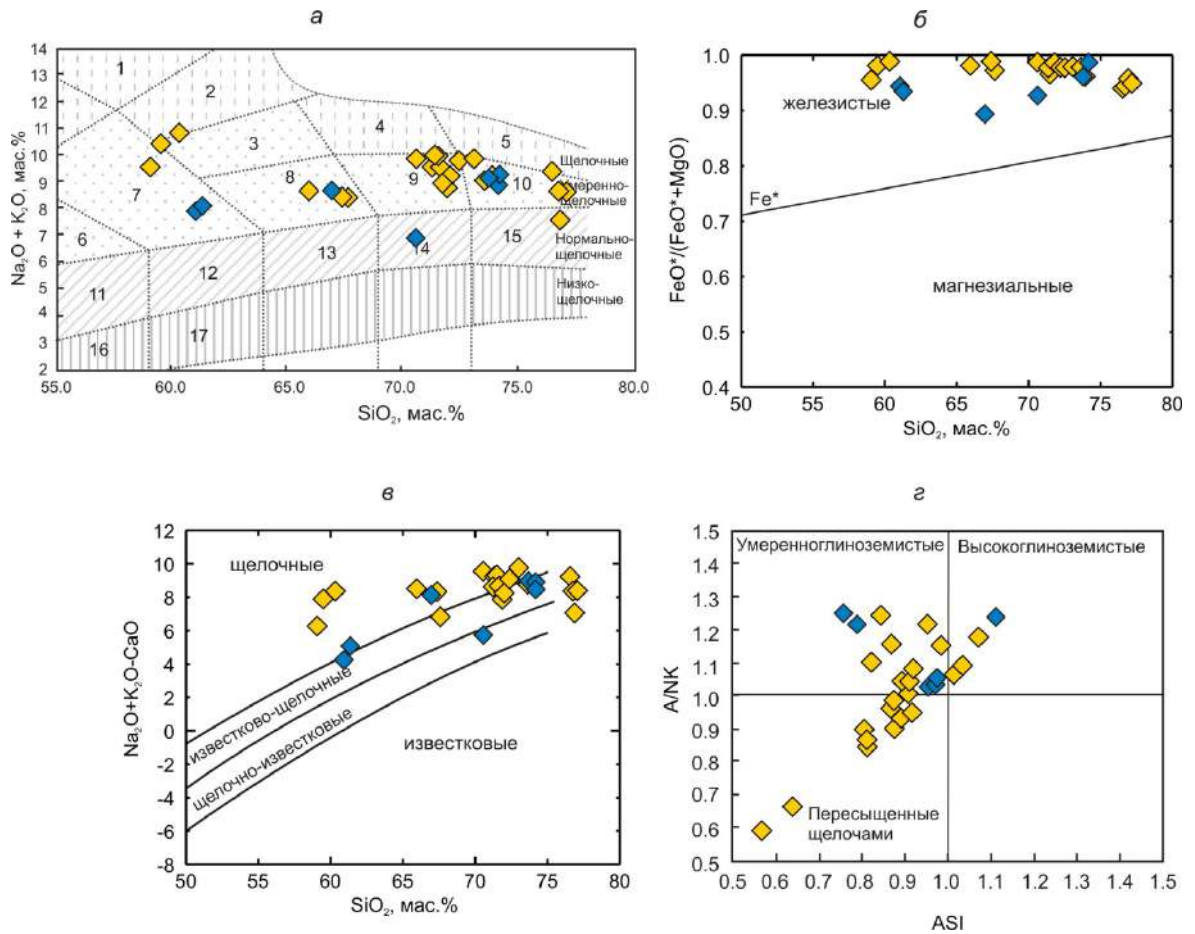


Рис. 7.5. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенко и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], MAFI $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] – ASI [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] (г) для гранитоидов и вулканитов Улкан-Джугджурской магматической ассоциации Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса. Химические составы по [Ларин, 2011].

Желтые ромбы – гранитоиды, синие ромбы – вулканиты.

Цифры на диаграмме (а): 1 – фойдовые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – щелочные лейкограниты, 6 – монцодиориты, 7 – монциты; 8 – граносиениты, 9 – умереннощелочные граниты, 10 – умереннощелочные лейкограниты, 11 – диориты, 12 – кварцевые диориты, 13 – гранодиориты, 14 – граниты, 15 – лейкограниты, 16 – низкощелочные диориты, 17 – низкощелочные кварцевые диориты, 18 – низкощелочные гранодиориты, 19 – низкощелочные граниты, 20 – низкощелочные лейкограниты.

Геохимические характеристики гранитоидов и вулканитов Улкан-Джугджурской магматической ассоциации, а также расположение их фигуративных точек на диаграммах $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Ce} + \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Y})$ [Whalen et al., 1987] и $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3$ [Dall’Agnol, Oliveira, 2007], указывают на их близость гранитам А-типа (рис. 7.6 а, б). На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] большинство точек составов гранитоидов и вулканитов попадает в поле внутриплитных гранитов, при этом гранитоиды в среднем обнаруживают более высокие концентрации Y+Nb по сравнению с вулканитами (рис. 7.7). Гранитоиды и кислые вулканиты Улкан-Джугджурской магматической ассоциации характеризуется отрицательными или положительными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +3.5 \dots -2.5$ и раннепротерозойским Nd модельным возрастом $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.9 - 2.4$ млрд лет [Диденко и др., 2010; Ларин, 2011].

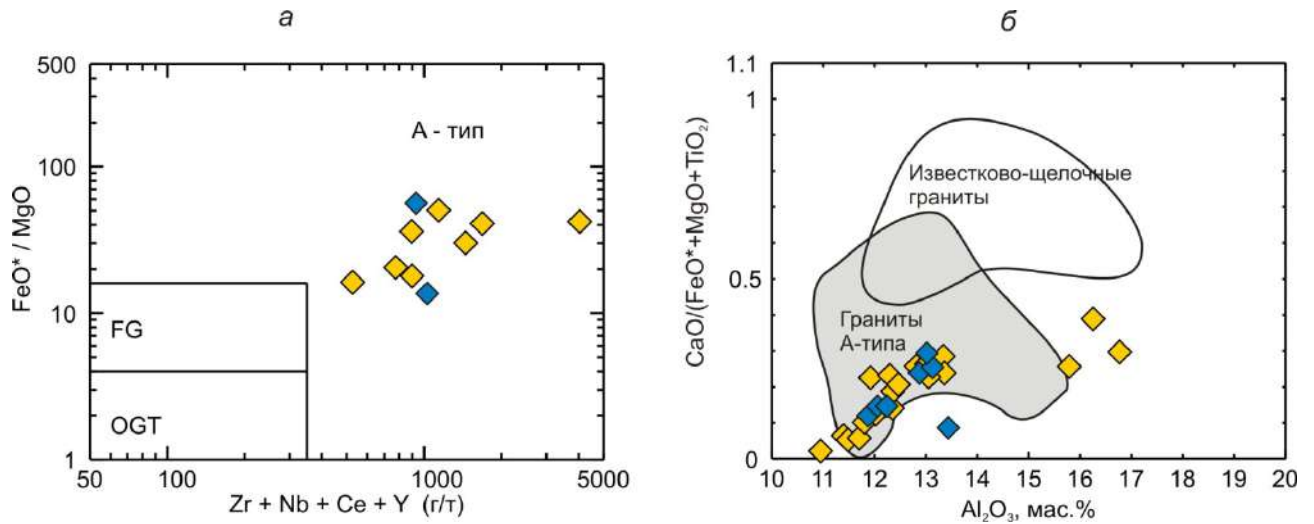


Рис. 7.6. Диаграммы $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ (а) [Whalen et al., 1987] и $\text{CaO}/(\text{FeO}^*+\text{MgO}+\text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3$ (б) [Dall'Agnol, Oliveira, 2007] для гранитоидов и вулканитов Улкан-Джугджурской магматической ассоциации Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса. Химические составы по [Диденко и др., 2010; Ларин, 2011].

Условные обозначения см. рис. 7.5. Поля на диаграмме (а): FG – фракционированные граниты *M*-, *I*- и *S*-типов; OGT – нефракционированные граниты *M*-, *I*- и *S*-типов, А-тип – граниты А-типа.

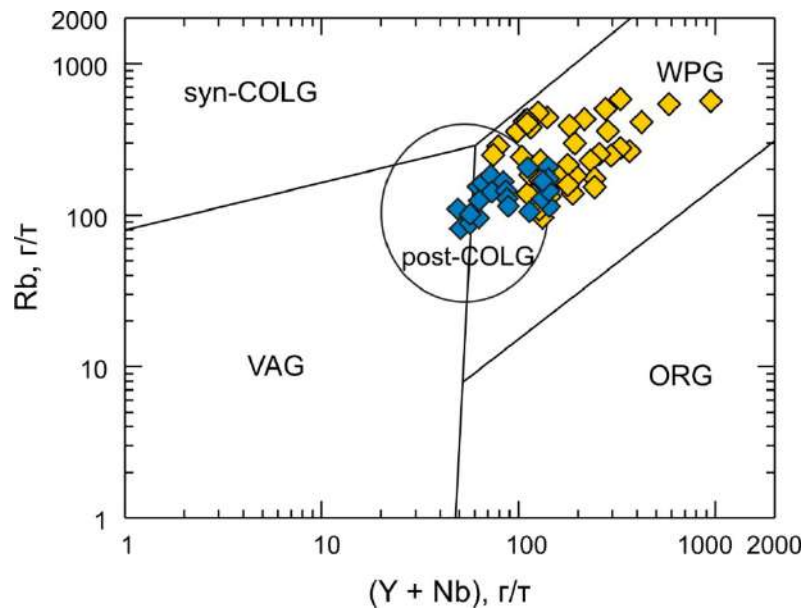


Рис. 7.7. Диаграмма $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$ [Pearce, 1996] для гранитоидов и вулканитов Улкан-Джугджурской магматической ассоциации Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса. Химические составы по [Диденко и др., 2010; Ларин, 2011].

Условные обозначения см. рис. 7.5. VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – постколлизийные граниты.

Изотопно-геохимические характеристики гранитоидов и вулканитов кислого состава Улкан-Джугджурской магматической ассоциации позволяют с большой долей вероятности предполагать, что они сформировались в результате смешения позднеархейского корового источника и ювенильного мантийного источника.

7.4. Выводы

а) Гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканические породы, рассмотренные в этой главе, распространены очень локально и только в южной части Сибирского кратона. Внедрение гранитоидов и вулканитов имело место во временном интервале 1.76 – 1.71 млрд лет, т.е. приблизительно через 0.08 – 0.10 млрд лет после магматических событий, связанных с формированием Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса (1.88 – 1.84 млрд лет). Иными словами, фиксируется перерыв около 100 млн лет между двумя эпизодами магматической активности в пределах Сибирского кратона, что свидетельствует об анорогенной (внутриплитной) обстановке формирования гранитоидов и вулканитов на временном интервале 1.76 – 1.71 млрд лет.

б) Внутриплитные (анорогенные) 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 (рис. 7.8).

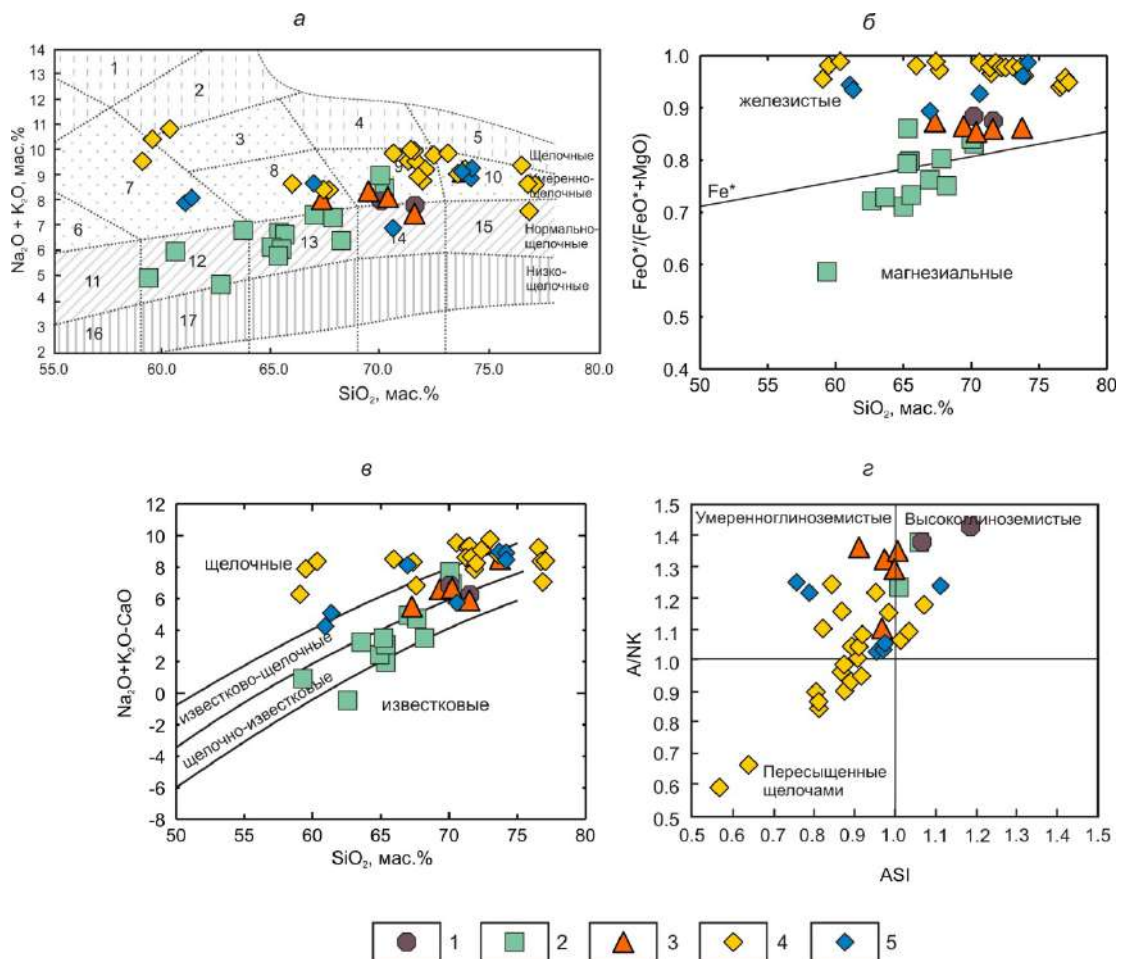


Рис. 7.8. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [Шарпенко и др., 2013], $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], MAFI $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (в) [Frost et al., 2001], A/NK [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] – ASI [мол. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] (г) для внутриплитных (анорогенных) гранитоидов и вулканитов с возрастом 1.76 – 1.71 млрд лет. Химические составы по [Ларин, 2011; Ножкин и др., 2009, 2016; Туркина и др., 2006].

1 – граниты Таракского плутона; 2 – вулканиты андезит-дацит-трихириодацитово-ассоциации енисейского комплекса; 3 – гранитоиды Подпорогского массива; 4 – гранитоиды Улкан-Джугджурской магматической ассоциации; 5 – вулканиты Улкан-Джугджурской магматической ассоциации.

Цифры на диаграмме (а): 1 – фойдовые сиениты, 2 – щелочные сиениты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – щелочные лейкограниты, 6 – монцодиориты, 7 – монцониты; 8 – граносиениты, 9 – умереннощелочные граниты, 10 – умереннощелочные лейкограниты, 11 – диориты, 12 – кварцевые диориты, 13 – гранодиориты, 14 – граниты, 15 – лейкограниты, 16 – низкощелочные диориты, 17 – низкощелочные кварцевые диориты, 18 – низкощелочные гранодиориты, 19 – низкощелочные граниты, 20 – низкощелочные лейкограниты.

Большинство гранитоидов и вулканитов по своему химическому составу соответствуют породам умеренной щелочности (рис. 7.8 а). На диаграмме индекс $MAI - SiO_2$ (рис. 7.8 в) данные гранитоиды и вулканиты располагаются преимущественно в полях известково-щелочных и щелочных пород. Подавляющее большинство гранитоидов и вулканитов являются железистыми образованиями (рис. 7.8 б). Гранитоиды и вулканиты Ангаро-Канского и Бирюсинского выступов представляют собой умеренноглиноземистые и слегка высокоглиноземистые образования. Что касается гранитоидов Улкан-Джугджурской магматической ассоциации Алданского щита, то среди них встречаются помимо умеренно- и высокоглиноземистых также пересыщенные щелочами породы, что является большой редкостью среди раннепротерозойских гранитоидов Сибирского кратона. 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 (рис. 7.8 а-в).

в) Внутриплитные гранитоиды и вулканиты кислого состава Сибирского кратона в подавляющем большинстве близки гранитам А-типа по «алфавитной» классификации гранитоидов (рис. 7.9).

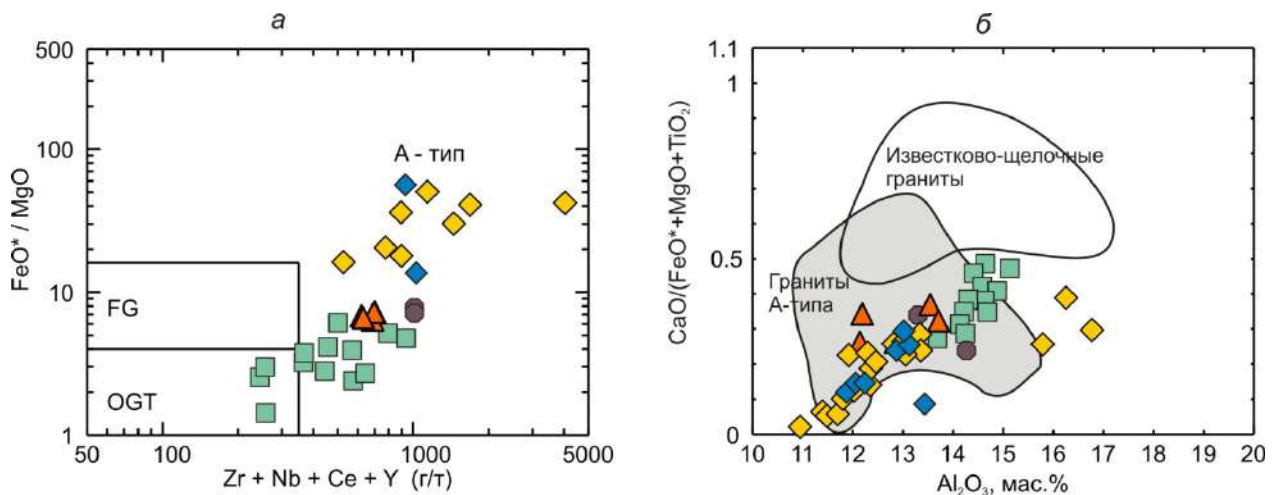


Рис. 7.9. Диаграммы $FeO^*/MgO - (Zr+Nb+Ce+Y)$ (а) [Whalen et al., 1987] и $CaO/(FeO^*+MgO+TiO_2) - Al_2O_3$ (б) [Dall'Agnol, Oliveira, 2007] для внутриплитных (анорогенных) гранитоидов и вулканитов с возрастом 1.76 – 1.71 млрд лет. Химические составы по [Диденко и др., 2010; Ларин, 2011; Ножкин и др., 2009, 2016; Туркина и др., 2006].

Условные обозначения см. рис. 7.8. Поля на диаграмме (а): FG – фракционированные граниты *M*-, *I*- и *S*-типов; OGT – нефракционированные граниты *M*-, *I*- и *S*-типов, А-тип – граниты А-типа.

Их фигуративные точки попадают в поля гранитов *A*-типа на диаграммах $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Ce} + \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Y})$ [Whalen et al., 1987] и $\text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3$ [Dall’Agnol, Oliveira, 2007] (рис. 7.9 а-б). Определенное исключение составляют некоторые из вулканитов андезит-дацит-трихириодацитов ассоциации енисейского комплекса, которые обнаруживают геохимические характеристики, соответствующие высококалийным гранитам *I*-типа (рис. 7.9) [Ножкин и др., 2016].

г) На диаграмме $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$ [Pearce, 1996] подавляющее большинство фигуративных точек анорогенных гранитоидов и вулканитов кислого состава южной части Сибирского кратона попадает в поле внутриплитных гранитов (рис. 7.10). Отдельные точки составов вулканитов андезит-дацит-трихириодацитов ассоциации енисейского комплекса смещаются в поле гранитов вулканических дуг, при этом, не выходя за область постколлизиионных гранитов (рис. 7.10).

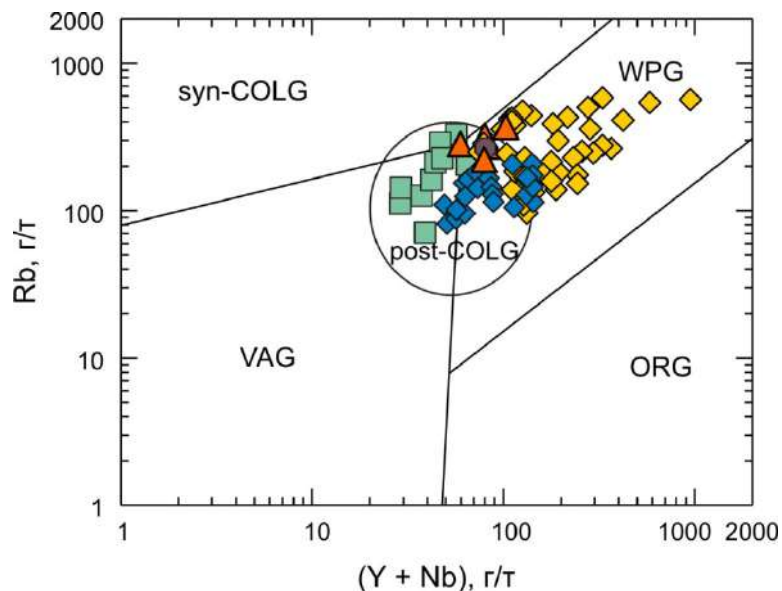


Рис. 7.10. Диаграмма $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$ [Pearce, 1996] для внутриплитных (анорогенных) гранитоидов и вулканитов с возрастом 1.76 – 1.71 млрд лет. Химические составы по [Диденко и др., 2010; Ларин, 2011; Ножкин и др., 2009, 2016; Туркина и др., 2006]. Условные обозначения см. рис. 7.8. VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриконтинентальные граниты, syn-COLG – синколлизиионные граниты, post-COLG – постколлизиионные граниты.

д) Гранитоиды и вулканиты Ангаро-Канского и Бирюсинского выступов фундамента обнаруживают отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (рис. 7.11) [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 варьирующими значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, от положительных до слабо отрицательных (рис. 7.11), свидетельствуют о смешанном корово-мантийном источнике для данных пород.

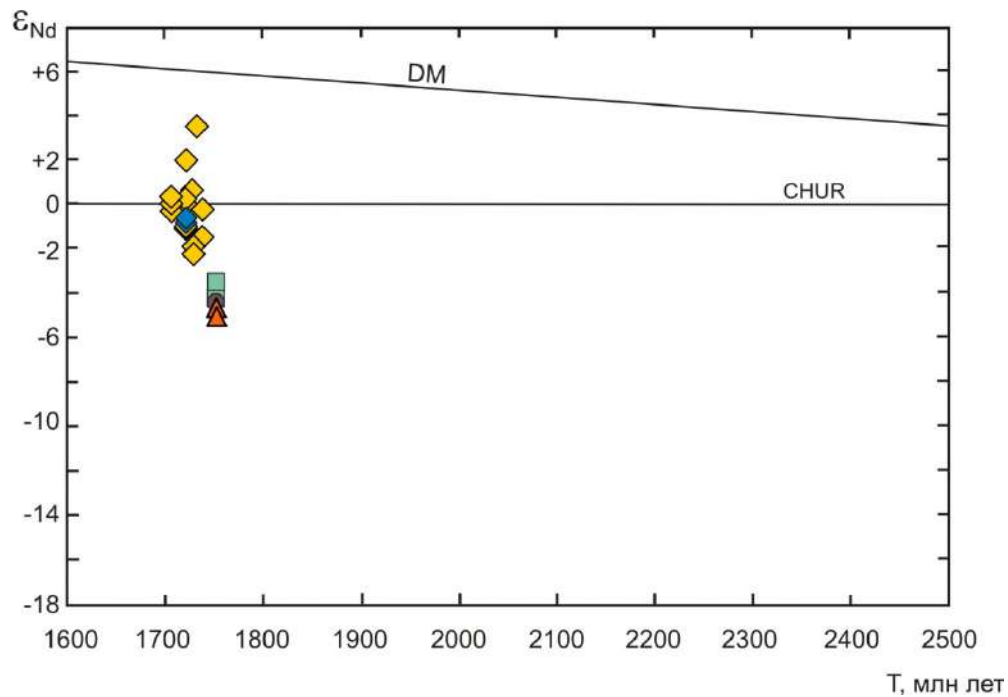


Рис. 7.11. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст породы для внутриплитных (анорогенных) гранитоидов и вулканитов с возрастом 1.76 – 1.71 млрд лет. Изотопный состав Nd по [Диденко и др., 2010; Ларин, 2011; Ножкин и др., 2016; Туркина и др., 2006, 2007].
Условные обозначения см. рис. 7.8.

е) Локальное формирование гранитоидов и вулканитов с возрастом 1.76 – 1.71 млрд лет в пределах юго-западной и юго-восточной частей Сибирского кратона имело место после перерыва около 0.08 – 0.10 млрд лет от внедрения постколлизийных гранитоидов и вулканитов Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса. Кроме того, 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.

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

Гранитоиды считаются основными реперами формирования и эволюции континентальной коры [Пейве и др., 1976; Condie et al., 2009a; Лучицкая, 2012; Крук, 2015]. Во-первых, гранитоиды фиксируют ранние этапы образования ювенильной континентальной коры посредством преобразования ее из первичной коры базальтового или андезитового состава [Крук, 2015]. Во-вторых, гранитоиды являются главными индикаторами процессов внутрикорового плавления на всей стадиях эволюции крупных континентальных блоков. В третьих, гранитоиды, образованные в результате взаимодействия коровых и мантийных расплавов, фиксируют процесс формирования континентальной коры за счет поступления ювенильного мантийного материала в источники магмагенерации кислых расплавов. Таким образом, гранитоиды маркируют два основных этапа роста континентальной коры: 1) трансформация примитивной коры в зрелую континентальную кору; 2) увеличение объема континентальной коры за счет добавления ювенильного мантийного материала в источники гранитоидов. Считается, что первый этап формирования континентальной коры приурочен, главным образом, к обстановкам активных окраин, а второй к обстановкам пост-(поздне-) коллизионного или внутриконтинентального растяжения. Кроме того, вещественный состав гранитоидов является в определенной степени отражением состава коры в момент их формирования [Крук, 2015], что позволяет проследить эволюцию континентальной коры в пределах отдельных блоков. Иными словами, в связи с тем, что состав гранитоидов коррелируется с составом магматического субстрата, то по мере возрастания «зрелости» коры меняется и состав гранитоидов от высококальциевых и низкокалийевых к высокощелочным разностям.

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

Ниже приводится анализ изменения химического и изотопного состава Nd раннепротерозойских гранитоидов Сибирского кратона, иногда вкратце повторяющий выводы, сделанные в конце разделов 3 – 7.

1) Наиболее ранние из палеопротерозойских гранитоидов породы с возрастом 2.5 – 2.4 и 2.15 – 2.04 млрд лет располагаются в разных блоках кратона и обнаруживают существенно различные геохимические характеристики (рис. 8.1 – 8.3).

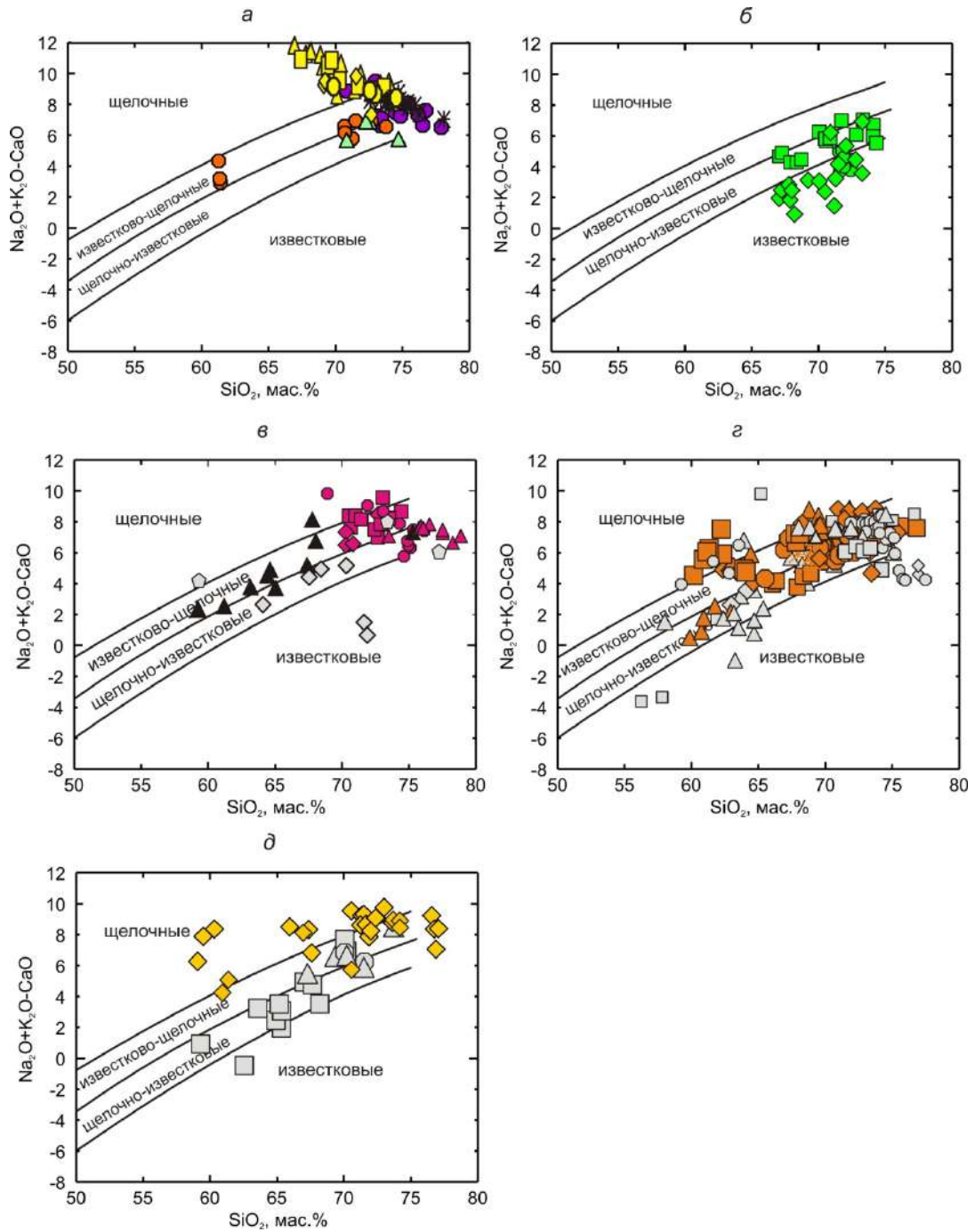


Рис. 8.1. Диаграмма MALI ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$) – SiO_2 [Frost et al., 2001] для раннепротерозойских гранитоидов Сибирского кратона. Химические составы по [Донская и др., 2005, 2008, 2013, 2014, 2016, 2018а, б, в, 2019; Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011а; Ларин, 2011; Ларин и др., 2006а, 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 и др., 2006; 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 (условные обозначения см. рис. 3.28); (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 Шарыжалгайского выступов); (г) – гранитоиды и вулканиты Южно-Сибирского постколлизионного 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 Шарыжалгайского 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).

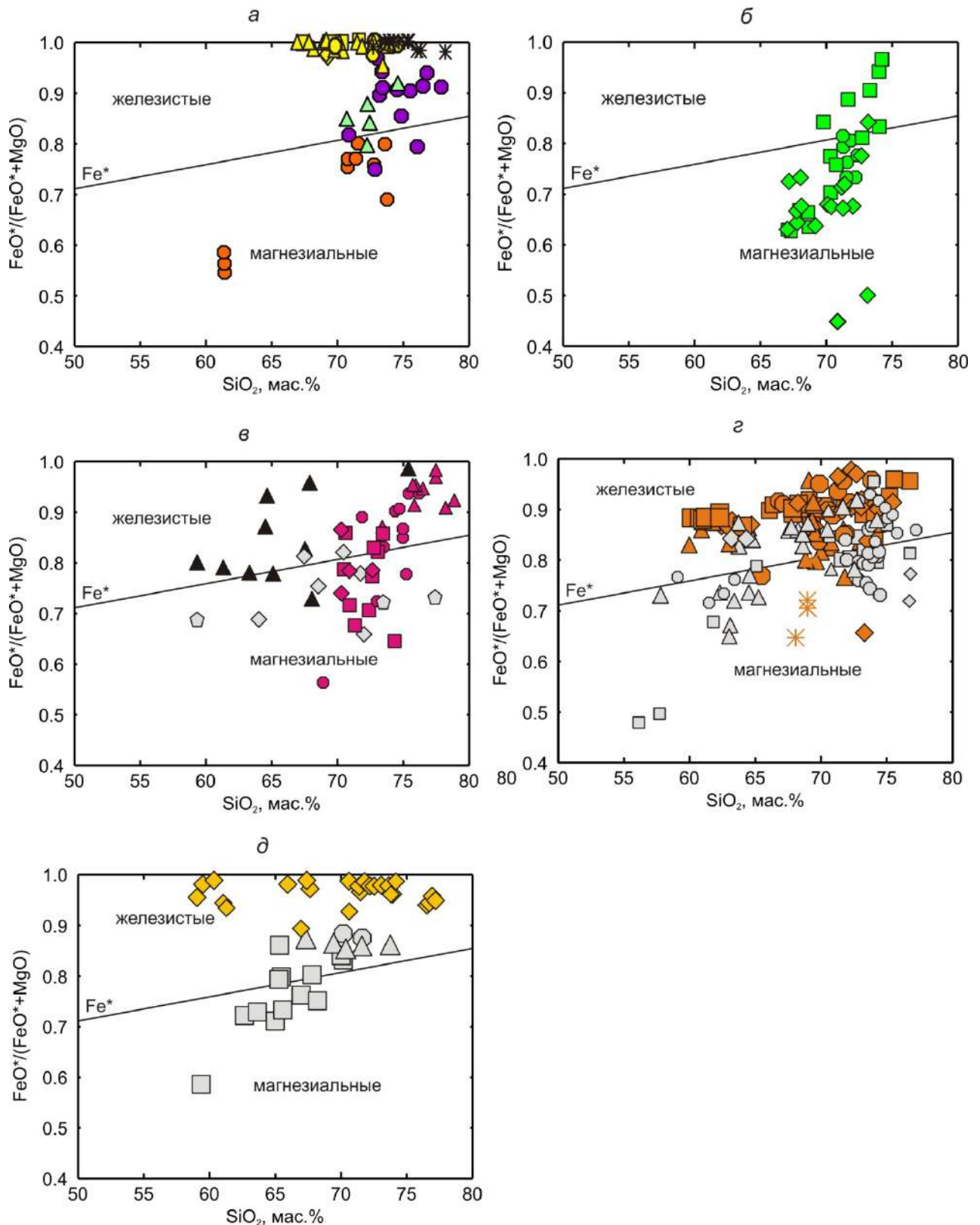


Рис. 8.2. Диаграмма $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ [Frost et al., 2001] для раннепротерозойских гранитоидов Сибирского кратона. Химические составы по [Донская и др., 2005, 2008, 2013, 2014, 2016, 2018а, б, в, 2019; Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011а; Ларин, 2011; Ларин и др., 2006а, 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 и др., 2006; 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. рис. 8.1.

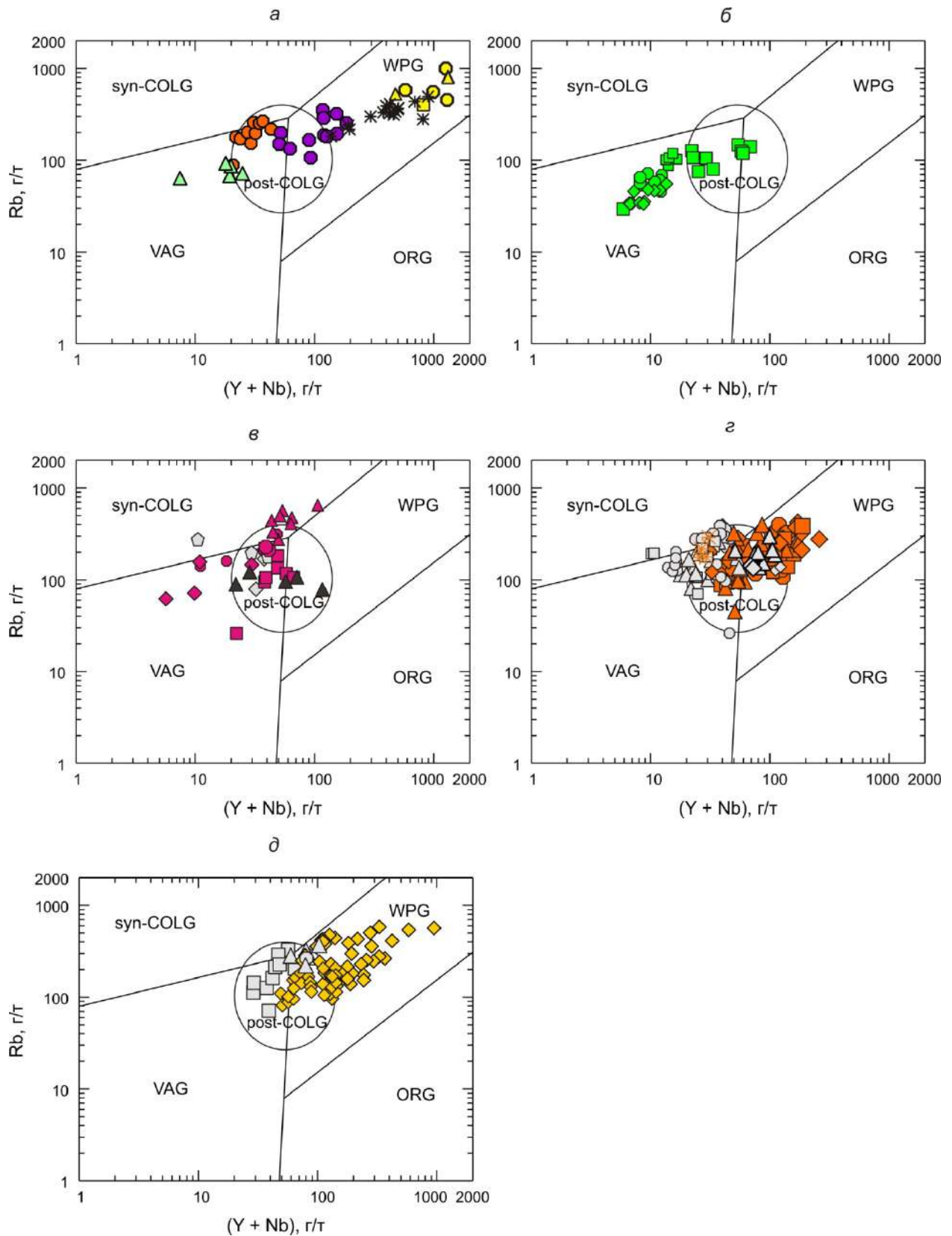


Рис. 8.3. Диаграмма Rb – (Y + Nb) [Pearce, 1996] для раннепротерозойских гранитоидов Сибирского кратона. Химические составы по [Донская и др., 2005, 2008, 2013, 2014, 2016, 2018а, б, в, 2019; Котов и др., 2004; Великославинский и др., 2011а; Ларин, 2011; Ларин и др., 2006а, 2012; Гурьянов и др., 2016; Петрова, 2001; Смелов и др., 2012; Савельева, Базарова, 2012; Poller et al., 2004; Туркина и др., 2006; Левицкий и др., 2002; Туркина, 2005; Туркина и др., 2006; 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. рис. 8.1.

В две группы гранитоидов с возрастом 2.5 – 2.4 и 2.15 – 2.04 млрд лет попадают гранитоиды нелюкинского комплекса Алданского щита с возрастом 2.5 – 2.4 млрд лет, а также граниты Хомутского массива Голоустенского выступа (2.15 млрд лет), граниты катугинского комплекса Пристанового блока (2.06 млрд лет) и граниты оленекского комплекса Оленекского выступа (2.04 млрд лет) (табл. 4). Проанализированные гранитоиды характеризуются варьирующими значениями щелочности (рис. 8.1) и железистости (рис. 8.2). Кроме того отмечается совершенно разные тренды в изменении щелочности относительно содержания кремнезема для гранитоидов разных массивов (рис. 8.1). Гранитоиды с возрастом 2.5 – 2.4 и 2.15 – 2.04 млрд лет обнаруживает геохимические характеристики гранитов, относящихся к разным типам по «алфавитной» классификации (табл. 4) и, соответственно, для них реконструируются разнообразные по составу источники. На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] точки составов данных гранитоидов попадают в разные поля, что указывает как на разнообразие их источников, так и на разные геодинамические обстановки их формирования (рис. 8.3). Гранитоиды разных массивов и комплексов характеризуются различными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, что отражает разный состав их источников (рис. 3.30) [Донская и др., 2016; Донская и др., 2018б; Ларин и др., 2015; Котов и др., 2004; Сальникова и др., 1996; Великославинский и др., 2011а]. Для гранитоидов нелюкинского комплекса предполагается коровый метамагматический источник [Котов и др., 2004], а для гранитов оленекского комплекса коровый метаосадочный источник [Донская и др., 2018б]. Изотопные-геохимические характеристики гранитов Хомутского массива Голоустенского блока, щелочных гранитов катугинского комплекса Пристанового блока и кварцевых диоритов оленекского выступа Оленекского выступа свидетельствуют либо о переработке раннепротерозойской ювенильной континентальной коры (граниты Хомутского массива), либо о смешении ювенильного мантийного и корового компонентов в источниках магмагенерации (щелочные граниты катугинского комплекса и кварцевые диориты оленекского комплекса). В любом случае, наверное, имеет смысл рассуждать о формировании континентальной коры в пределах отдельных блоков, в последующем вошедших в структуру Сибирского кратона. Однако, в связи с тем, что на временном интервале 2.50 – 2.04 млрд лет Сибирского кратона как единой структуры еще не существовало, рассмотренные гранитоиды не фиксируют рост континентальной коры Сибирского кратона.

2) Раннепротерозойские гранитоиды с возрастом 2.06 – 2.00 млрд лет, распространены только в пределах южной и юго-восточной частях кратона и образуют цепочку массивов от Голоустенского блока Байкальского выступа через Чуйский блок этого же выступа, далее в Западно-Алданский и Батомгский блоки Алданского щита [Неймарк и др., 1998; Ларин и др., 2006а; Донская и др., 2013, 2016; Котов, 2003; Котов и др., 1995; Великославинский и др.,

2011a; Poller et al., 2005; Мишкин и др., 2010; Гурьянов и др., 2016]. В отличие от рассмотренных ранее гранитоидов не связанных со становлением структуры кратона, данные гранитоиды обнаруживают во многом сходные геохимические характеристики [Ларин и др., 2006a; Донская и др., 2013, 2016; Великославинский и др., 2011a; Гурьянов и др., 2016]. Гранитоиды принадлежат преимущественно к известковой и щелочно-известковой сериям (рис. 8.1). Подавляющее большинство гранитоидов характеризуются пониженной железистостью (высокой магнезиальностью), которая возрастает только в гранитоидах кутимского комплекса, для которых отмечаются и наиболее высокие концентрации кремнезема (рис. 8.2). Практически все гранитоиды обнаруживает геохимические характеристики, близкие гранитам *I*-типа (табл. 4) [Ларин и др., 2006a; Донская и др., 2013, 2016; Великославинский и др., 2011a; Гурьянов и др., 2016]. Только граниты кутимского комплекса обнаруживают составы, имеющие геохимические характеристики гранитов *I*- и *A*-типа [Донская и др., 2013]. На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] точки составов гранитоидов с возрастом 2.06 – 2.00 млрд лет попадают в поле гранитов вулканических дуг (рис. 8.3). Среди данных 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 $\epsilon_{Nd}(t)$ (рис. 4.20) [Неймарк и др., 1998; Донская и др., 2013; Котов, 2003; Котов и др., 1995; Великославинский и др., 2011a; Gladkochub et al., 2009]. В связи с тем, что в качестве источников гранитов *I*-типа традиционно рассматриваются метамагматические породы, а также то, что среди всех проанализированных гранитов встречаются только породы с содержанием $SiO_2 > 65$ мас.%, то можно предложить, что большая часть этих гранитоидов формировалась в результате преобразования первичной коры среднего состава. В любом случае данный этап, может рассматриваться как первый этап трансформации примитивной коры в зрелую континентальную кору начавшегося формироваться Сибирского кратона. Формирование всех гранитоидов и ассоциирующих с ними вулканитов с возрастом 2.06 – 2.00 млрд лет в южной и юго-восточной частях кратона происходило в надсубдукционной обстановке в пределах островных дуг или активных континентальных окраин архейских блоков, в дальнейшем вошедших в структуру Сибирского кратона.

3) Гранитоиды с возрастом 2.00 – 1.87 млрд лет распространены уже практически на всей площади кратона и впервые для раннего протерозоя на временном рубеже 1.90 – 1.87 млрд лет фиксируются в пределах Шарыжалгайского и Ангаро-Канского выступов кратона (табл. 1, рис. 2.12). Гранитоиды этого возраста относятся к группе коллизионных гранитоидов и их внедрение происходило в течение нескольких этапов. Гранитоиды с возрастом 2.00 – 1.95 млрд лет отмечаются в пределах Байкальского выступа, Алданского и Анабарского щитов (табл. 1, 4,

рис. 2.12), гранитоиды, имеющие возраст 1.95 – 1.90 млрд лет были внедрены в пределах этих же частей кратона, а также в Становом выступе. Что касается гранитоидов с возрастом 1.90 – 1.87 млрд лет, то они распространены, главным образом, в южной части кратона и практически отсутствуют в северной части кратона (табл. 1, 4, рис. 2.12). По своему химическому составу подавляющее большинство коллизионных гранитоидов соответствует породам известково-щелочной серии со смещением лейкогранитов в поле щелочно-известковой серии (рис. 8.1). Исключение составляют разгнейсованные гранитоиды Таракского плутона Ангаро-Канского выступа с возрастом 1.88 млрд лет [Туркина и др., 2006] которые относятся к щелочно-известковой и известковой сериям (рис. 5.22, 8.1). Коллизионные гранитоиды характеризуются разнообразной железистостью и образуют обширное поле точек составов на рис. 8.2. Коллизионные гранитоиды обнаруживают геохимические характеристики близкие гранитам разных геохимических типов (табл. 4), при этом для части гранитоидов оказалось невозможным отнесение их к какому-либо типу по «алфавитной» классификации. На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] точки составов коллизионных гранитоидов с возрастом 2.00 – 1.87 млрд лет попадают в поля гранитов вулканических дуг и синколлизионных гранитоидов, что свидетельствует о разнообразии составов источников, подвергавшихся плавлению, на различных участках Сибирского кратона (рис. 8.3).

Коллизионные гранитоиды характеризуются варьирующими значениями $\epsilon_{Nd}(t)$, от слабо положительных до сильно отрицательных (рис. 5.24, 8.4 – 8.8). Однако важно отметить, что точки изотопного состава всех коллизионных гранитоидов вне зависимости от возраста и блока, в котором они расположены, попадают в поля эволюции изотопного состава Nd вмещающих их пород (рис. 8.4 – 8.8). Иными словами, даже положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ в коллизионных гранитоидах Байкальского выступа, Анабарского и Алданского щитов (рис. 8.6 – 8.8) свидетельствуют не о трансформации примитивной коры в зрелую континентальную кору, а о переплавлении уже сформированной на предыдущем этапе континентальной коры, имеющей положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ (рис. 8.6 – 8.8). Общим для всех коллизионных гранитоидов Сибирского кратона с возрастом 2.00 – 1.87 млрд лет является их формирование за счет плавления архейских или раннепротерозойских коровых источников, т.е. роста континентальной коры на данном этапе не происходило. На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] точки составов коллизионных гранитоидов с возрастом 2.00 – 1.87 млрд лет попадают в поля гранитов вулканических дуг и синколлизионных гранитоидов, что свидетельствует о разнообразии составов источников, подвергавшихся плавлению, на различных участках Сибирского кратона (рис. 8.3). Еще раз повторимся, что ни одна из точек составов коллизионных гранитоидов, даже имеющих геохимические характеристики гранитов A-типа, не выходит за поле постколлизионных гранитов в поле внутриплитных гранитов, что

подтверждает сделанный выше вывод, что все гранитоиды Сибирского кратона с возрастом 2.00 – 1.87 млрд лет были сформированы за счет плавления коровых источников. Внедрение коллизионных гранитоидов в течение нескольких этапов на временном интервале 2.00 – 1.87 млрд лет фиксирует становление единой структуры Сибирского кратона и, соответственно, с рубежа 1.87 млрд лет структуру Сибирского кратона можно считать сформированной.

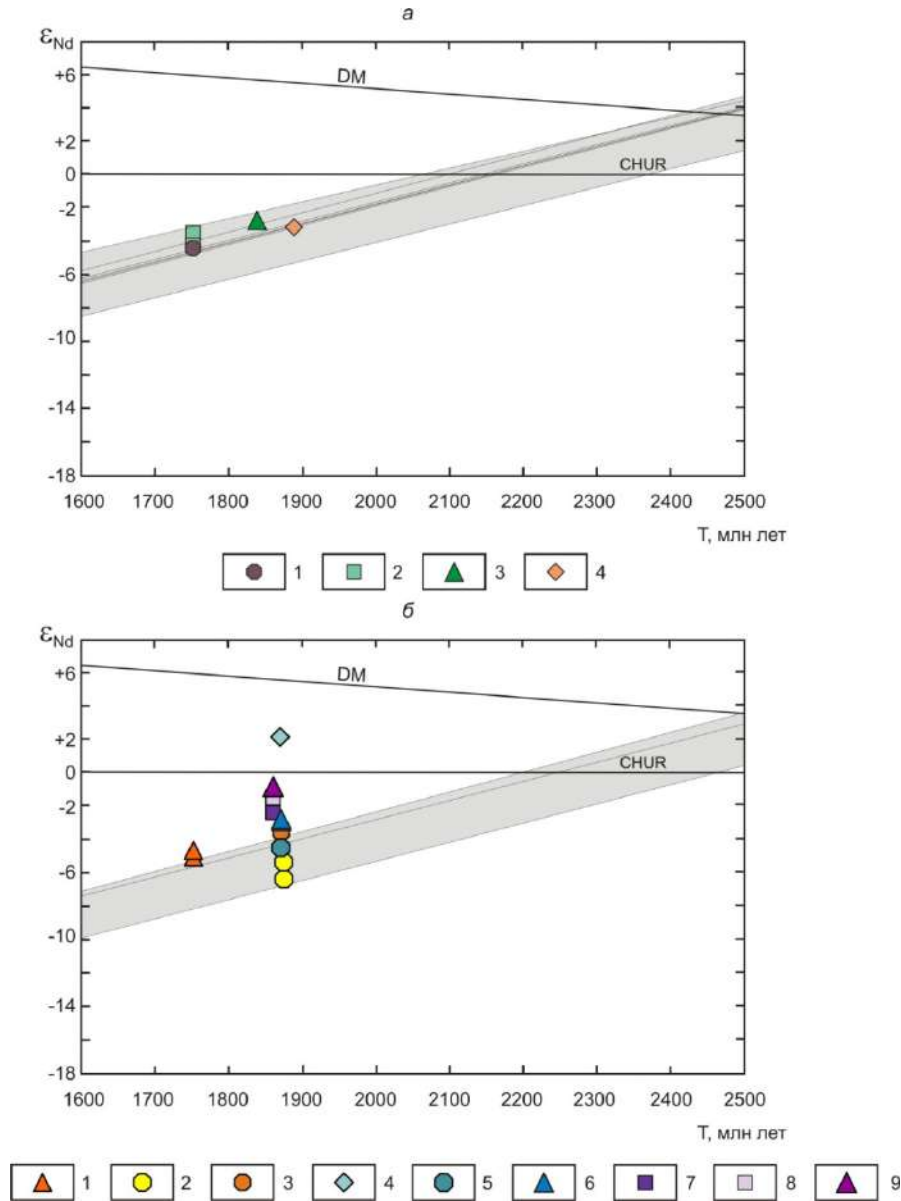


Рис. 8.4. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст породы для палеопротерозойских гранитоидов и вулканитов Ангаро-Канского выступа (а) и Бирюсинского выступа (б). Изотопный состав Nd для гранитоидов и вулканитов Ангаро-Канского выступа по [Туркина и др., 2006, 2007; Ножкин и др., 2016], для пород Бирюсинского выступа по [Туркина и др., 2006; Донская и др., 2014, 2019; Ларин, 2011; Gladkochub et al., 2009].

(а) 1-2 – внутриплитные (анорогенные) гранитоиды и вулканиты с возрастом 1.75 – 1.74 млрд лет: 1 – граниты Таракского плутона, 2 – вулканиты андезит-дацит-трихириодацитовая ассоциация енисейского комплекса; 3 – гранитоиды Таракского плутона с возрастом 1.84 млрд лет (постколлизонные); 4 – гранитоиды Таракского плутона с возрастом 1.88 млрд лет (коллизонные). Серым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd пород фундамента Ангаро-Канского выступа [Туркина и др., 2006, 2007; Ножкин и др., 2008].

(б) 1 – внутриплитные (анорогенные) граниты Подпорогского массива с возрастом 1.75 млрд лет; 2-9 – постколлизонные гранитоиды и вулканиты с возрастом 1.88 – 1.86 млрд лет: 2 – гранитоиды Бирюсинского массива, 3 – кислые вулканиты мальцевской толщи (участок Топорок), 4 – кислые вулканиты мальцевской толщи (участок Тагул), 5 – метаандезиты мальцевской толщи (участок Топорок), 6 – гранитоиды Подпорогского массива, 7 – сиениты–граниты Удинского массива, 8 – диориты Удинского массива, 9 – гранитоиды Барбитайского массива.

Серым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd пород фундамента Бирюсинского выступа [Туркина и др., 2006].

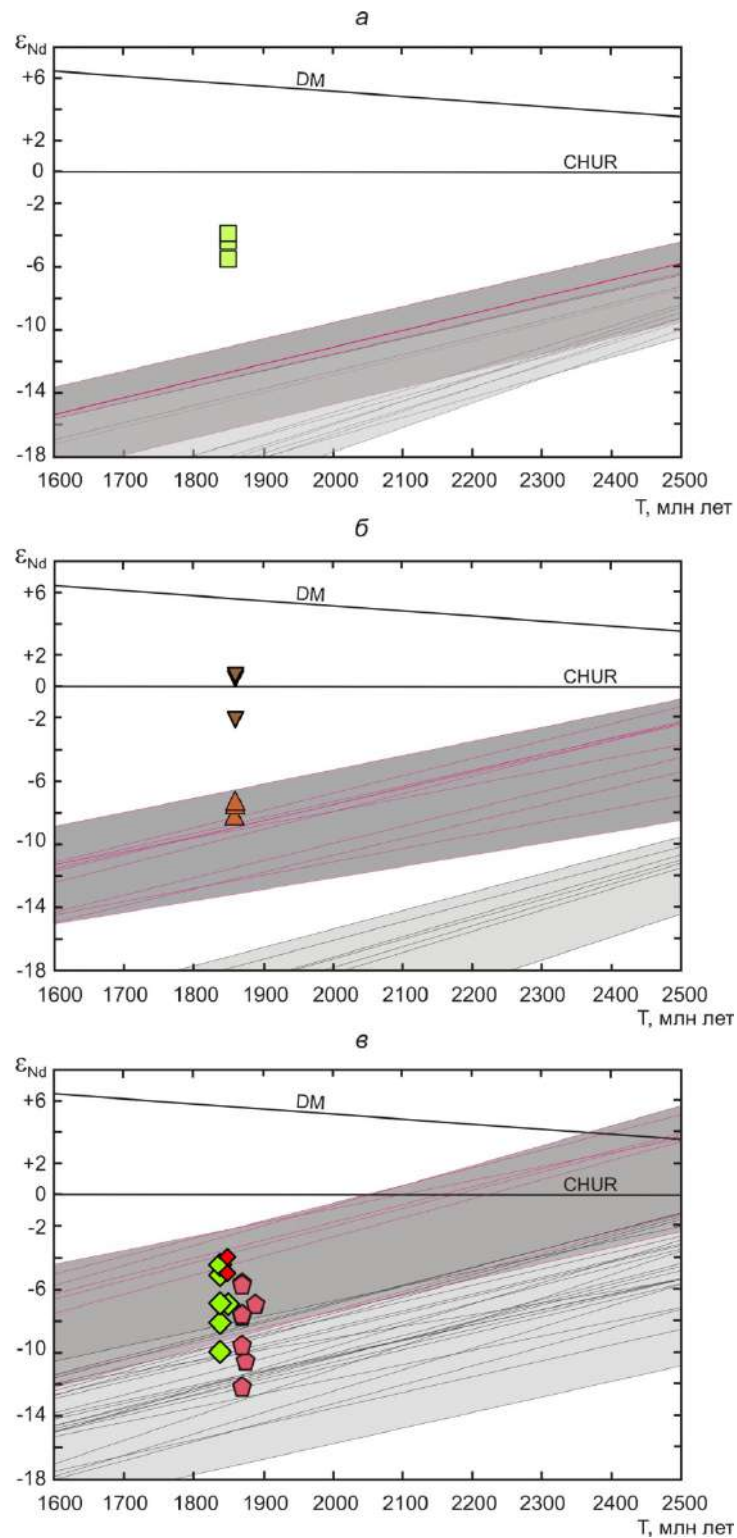


Рис. 8.5. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст породы для палеопротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа: Булунский блок (а), Онотский блок (б), Иркутский блок (в). Изотопный состав Nd для гранитоидов Булунского блока по [Туркина, Капитонов, 2017], Онотского блока по [Донская и др., 2005; Туркина и др., 2006; Туркина, Капитонов, 2019], Иркутского блока по [Туркина, 2010; Туркина, Капитонов, 2019; Gladkochub et al., 2009; неопубликованные авторские данные].

(а) Светло серым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd палеоархейских пород фундамента Булунского блока Шарыжалгайского выступа [Туркина, 2010]. Темно серым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd неоархейских пород Урикского зеленокаменного пояса Булунского блока Шарыжалгайского выступа [Туркина, 2010; Туркина и др., 2014].

(б) Рыжие треугольники – постколлизийные гранитоиды Шумихинского массива с возрастом 1.86 млрд лет; коричневые треугольники – постколлизийные гранитоиды Малобельского массива с возрастом 1.86 млрд лет.

Светло серым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd палеоархейских пород фундамента Онотского блока Шарыжалгайского выступа [Туркина и др., 2010]. Темно серым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd неархейских пород Онотского зеленокаменного пояса Шарыжалгайского выступа [Туркина, 2010; Туркина и др., 2014б].

(в) Зеленые ромбы – постколлизийные гранитоиды Тойсукского массива с возрастом около 1.85 – 1.83 млрд лет; красные ромбы – постколлизийные гранитоиды Нижнекитойского массива с возрастом 1.84 млрд лет; розовые пятиугольники – коллизийные гранитоиды Иркутского блока с возрастом 1.88 – 1.87 млрд лет.

Светло серым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd архейских пород фундамента Иркутского блока Шарыжалгайского выступа [Gladkochub et al., 2009; Туркина, 2010; Туркина, Сухоруков, 2015]. Темно серым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd палеопротерозойских парагнейсов (гранулитов) Иркутского блока Шарыжалгайского выступа [Туркина, 2010].

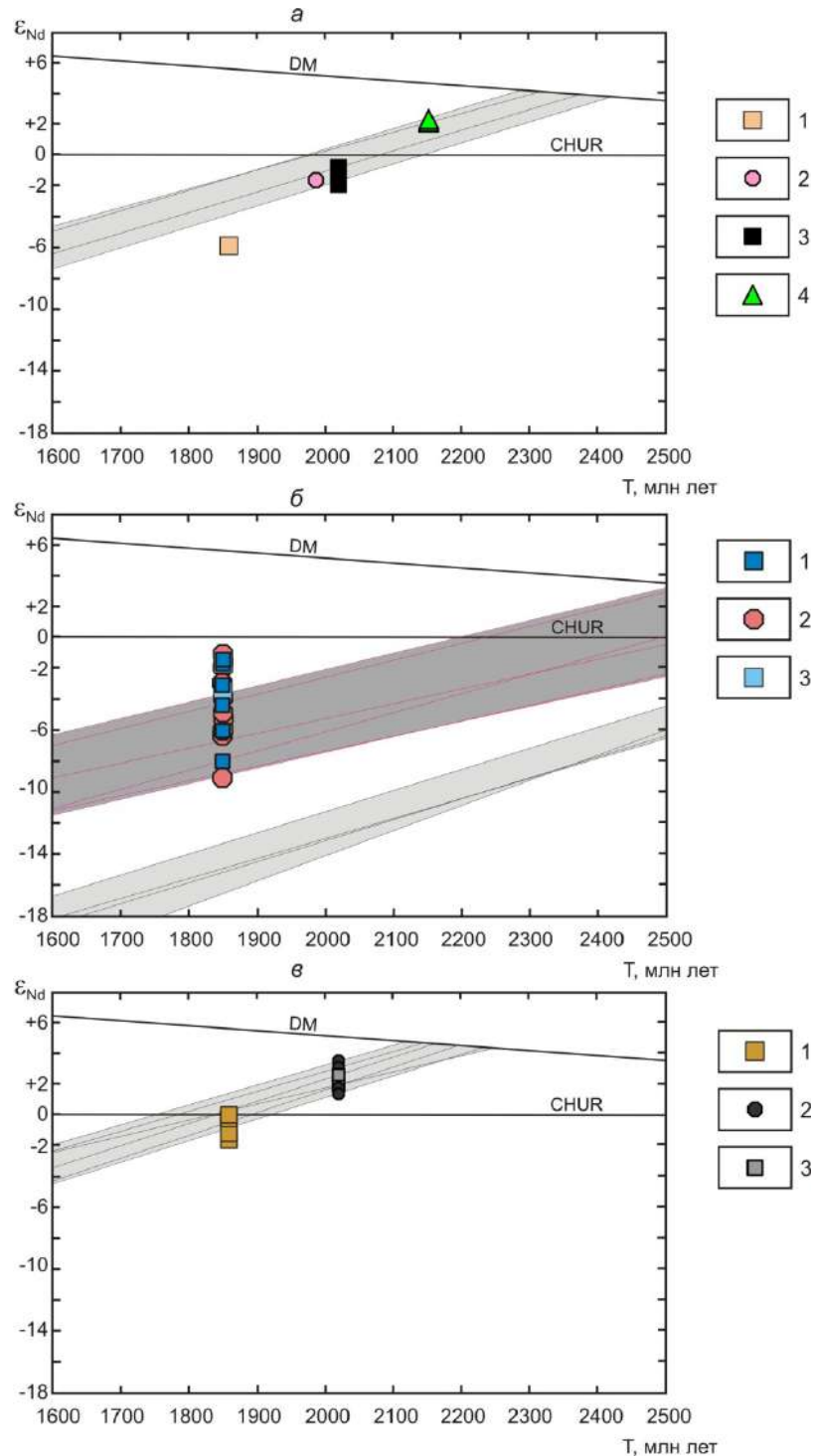


Рис. 8.6. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст породы для палеопротерозойских гранитоидов и вулканитов Байкальского выступа: Голоуспенский блок (а), Сарминский блок (б), Чуйский блок (в). Изотопный состав Nd для гранитоидов Голоуспенского блока по [Донская и др., 2005, 2016; Gladkochub et al., 2009], гранитоидов и вулканитов кислого состава Сарминского блока по [Донская и др., 2008, 2018a; Gladkochub et al., 2009; Неймарк и др., 1998], гранитоидов и вулканитов Чуйского блока по [Неймарк и др., 1998; Донская и др., 2013].

(а) 1 – постколлизийные гранитоиды Бугульдейско-Ангинского массива приморского комплекса с возрастом 1.86 млрд лет; 2 – гранитогнейсы мигматит-гнейсовой толщи Голоуспенского блока с возрастом 1.98 млрд лет (коллизийные); 3 – надсубдукционные гранитоиды Еловского массива с возрастом 2.02 млрд лет; 4 – граниты Хомутского массива с возрастом 2.15 млрд лет, не связанные со становлением структуры Сибирского кратона. Серым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd палеопротерозойских пород фундамента Голоуспенского блока Байкальского выступа [Донская и др., 2016; Gladkochub et al., 2009].

(б) 1 – постколлизийные гранитоиды ирельского комплекса Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса с возрастом 1.87 – 1.85 млрд лет; 2 – постколлизийные вулканиты кислого состава акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса с возрастом 1.87 – 1.85 млрд лет; 3 – постколлизийные гранитоиды татарниковского комплекса с возрастом 1.85 млрд лет.

Светло серым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd мезоархейских пород фундамента Байкальского выступа [Donskaya et al., 2009]. Темно серым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd палеопротерозойских терригенных пород сарминской серии Байкальского выступа [Макрыгина и др., 2005; Gladkochub et al., 2009, неопубликованные авторские данные].

(в) 1 – постколлизийные гранитоиды абчадского комплекса и вулканиты иловирьской свиты с возрастом 1.86 млрд лет; 2-3 – надсубдукционные гранитоиды с возрастом 2.02 млрд лет: 2 – гранитоиды чуйского комплекса, 3 – гранитоиды кутимского комплекса.

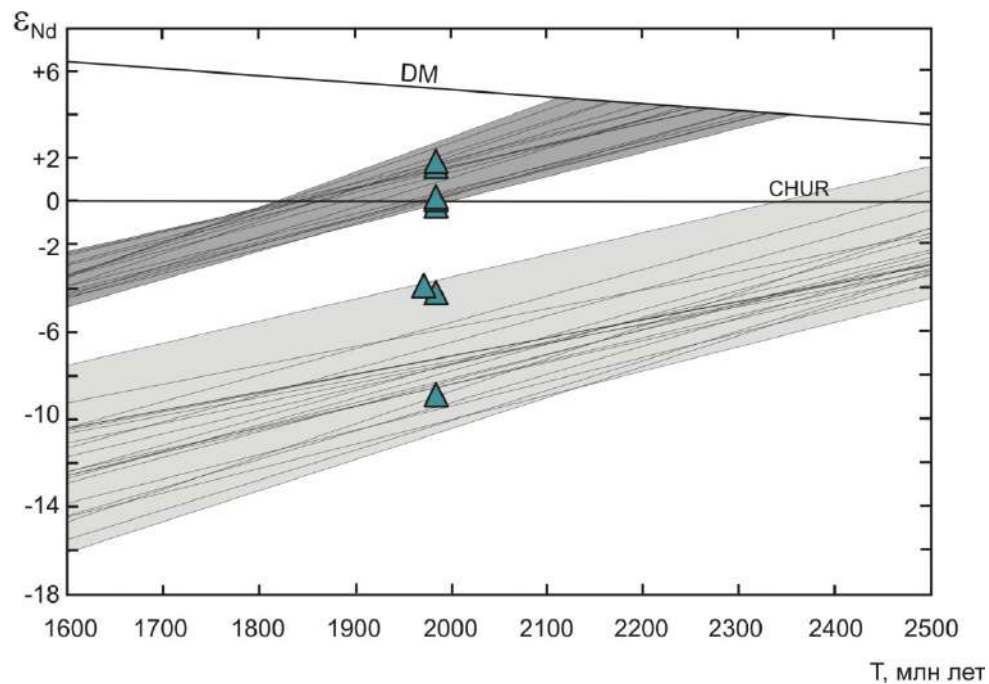


Рис. 8.7. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст породы для палеопротерозойских коллизийных гранитоидов с возрастом 1.98 – 1.97 млрд лет Биляхской коллизийной зоны Анабарского щита. Изотопный состав Nd по [Молчанов и др., 2011; Смелов и др., 2012].

Светло серым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd архейских пород фундамента Анабарского выступа (Далдынский и Маганский террейны) [Розен и др., 2000; Гусев и др., 2013]. Темно серым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd палеопротерозойских пород Хапчанского террейна, а также палеопротерозойских пород в составе Биляхской коллизийной зоны [Розен и др., 2000; Смелов и др., 2012].

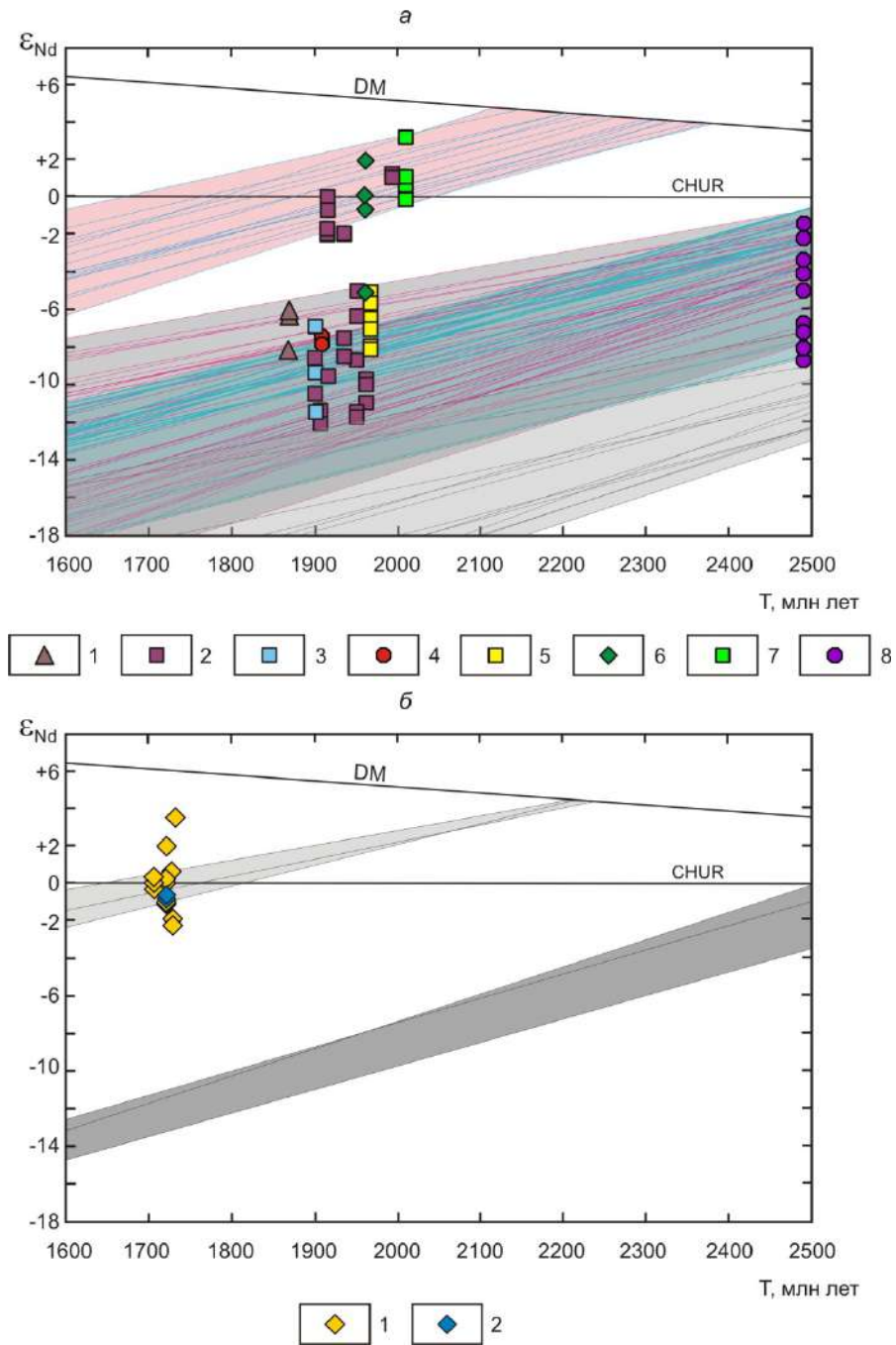


Рис. 8.8. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст породы для палеопротерозойских гранитоидов и вулканитов Алданского щита и Станового выступа: Чара-Олекминский и Западно-Алданский блоки Алданского щита (а), Батомгский блок Алданского щита и Становой выступ. Изотопный состав Nd для гранитоидов и вулканитов Чара-Олекминского и Западно-Алданского блоков по [Котов и др., 1993, 1995, 2004; Ларин, 2011; Сальникова и др., 1996; Великославинский и др., 2011а; Frost et al., 1998], Батомгского блока и Станового выступа по [Диденко и др., 2010; Ларин, 2011].

(а) 1 – постколлизийные гранитоиды кодарского комплекса с возрастом 1.86 млрд лет; 2 – коллизийные гранитоиды Чара-Олекминского и Западно-Алданского блоков с возрастом 1.99 – 1.90 млрд лет; 3 – коллизийные гранитоиды амутского комплекса с возрастом 1.90 млрд лет; 4 – коллизийные гранитоиды ничатского комплекса с возрастом 1.91 млрд лет; 5 – коллизийные гранитоиды джалтундинского комплекса с возрастом 1.96 млрд лет; 6 – гранитогнейсы Западно-Алданского блока с возрастом 2.00 – 1.96 млрд лет (коллизийные); 7 – надсубдукционные гранитоиды Западно-Алданского блока с возрастом 2.01 млрд лет; 8 – гранитоиды нелюкинского комплекса с возрастом 2.5 – 2.4 млрд лет, не связанные со становлением структуры Сибирского кратона. Светло серым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd архейских пород Западно-Алданского блока (тоналитогнейсы, гранитогнейсы) [Котов и др., 1993; Сальникова и др., 1996]. Темно серым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd архейских пород Чара-Олекминского геоблока (гранитоиды, тоналит-трондьемитовые гнейсы) [Сальникова и др., 1996]. Цветом морской волны показано поле эволюции изотопного состава Nd позднеархейских супракрустальных комплексов Западно-Алданского блока

(курумканская, амедичинская толщи) [Ковач и др., 1996, 1999]. Розовым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd раннепротерозойских супракrustальных комплексов Западно-Алданского блока (федоровская, курумканская, чугинская толщи) [Ковач и др., 1996, 1999].

(б) 1-2 – внутриплитные (анорогенные) гранитоиды и вулканиты с возрастом 1.76 – 1.71 млрд лет: 1 – гранитоиды Улкан-Джугджурской магматической ассоциации, 2 – вулканиты кислого состава Улкан-Джугджурской магматической ассоциации. Темно серым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd архейских пород Дамбукинского блока Станового выступа фундамента [Ларин и др., 2004]. Светло серым цветом показано поле эволюции изотопного состава Nd пород, вмещающих для образований Билюкчан-Улканского вулканоплутонического пояса (гранулиты, гнейсы) [Ларин, 2011].

4) Отдельное обособленное место на территории южной части Сибирского кратона занимают гранитоиды и вулканиты, объединяемые в Южно-Сибирский постколлизийный магматический пояс. Эти породы распространены в Ангаро-Канском, Бирюсинском, Шарыжалгайском, Байкальском, Тонодском выступах фундамента кратона и на Алданском щите (Чара-Олекминский блок) (рис. 6.1). Возраст гранитоидов и вулканитов варьируется преимущественно в диапазоне 1.88 – 1.84 млрд лет (табл. 1, 4). Несмотря на близкий возраст и одинаковую структурную позицию, гранитоиды Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса обнаруживают существенные отличия их химических составов на разных участках пояса. Гранитоиды и ассоциирующие с ними кислые вулканиты Байкальского выступа фундамента кратона обнаруживают во многом сходные геохимические характеристики (рис. 8.1 – 8.3). В то же время гранитоиды и вулканиты Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарыжалгайского выступов характеризуются гораздо большим разнообразием их составов (рис. 8.1 – 8.3). Большинство гранитоидов и вулканитов Байкальского выступа по своему химическому составу соответствуют породам щелочно-известковой и известково-щелочной серий (рис. 6.79), а также относятся к железистым образованиям (рис. 6.79). Существенные вариации составов от известковых до известково-щелочных и даже щелочных, а также от сильно магнезиальных до существенно железистых характерны для пород Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарыжалгайского выступов (рис. 6.79). Гранитоиды Тонодского выступа и западной части Алданского щита по своему составу близки щелочно-известковым – известково-щелочным образованиям с варьирующей железистостью (рис. 6.79). Все гранитоиды и кислые вулканиты Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса в Байкальском выступе близки гранитам *A*-типа по «алфавитной» классификации гранитоидов (табл. 4). Гранитоиды и вулканиты Южно-Сибирского пояса в Ангаро-Канском, Бирюсинском и Шарыжалгайском выступах обнаруживают геохимические характеристики близкие гранитам трех основных геохимических типов (*I*-, *S*-, *A*-типов). В пределах Тонодского выступа и Чара-Олекминского блока Алданского щита были отмечены граниты *S*- и *A*-типов. На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce, 1996] подавляющее большинство точек составов гранитоидов и вулканитов кислого состава Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса попадают в поле постколлизийных гранитов (рис. 8.3). В то же время, фигуративные точки магматических

пород Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарыжалгайского выступов смещаются в область гранитов вулканических дуг и синколлизонных гранитов, а часть точек составов гранитоидов и вулканитов Байкальского выступа фундамента попадает в ту часть поля внутриплитных гранитов, которые не имеет области перекрытия с постколлизонными гранитами.

Гранитоиды и вулканиты кислого состава Южно-Сибирского пояса характеризуются, главным образом, варьирующимися отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$ (рис. 8.4 – 8.6, 8.8) [Неймарк и др., 1998; Туркина и др., 2006; Туркина, Капитонов, 2017, 2019; Донская и др., 2005, 2008; Ларин, 2011; Gladkochub et al., 2009]. Для отдельных пород Бирюсинского и Шарыжалгайского выступов отмечаются слабopоложительные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ (рис. 8.4, 8.5б). Для большинства гранитоидов и вулканитов на основании их изотопно-геохимических характеристик предполагается смешанный корово-мантийный источник, но с разной долей ювенильного материала в источнике [Левицкий и др., 2002; Туркина и др., 2006; Туркина, Капитонов, 2017, 2019; Донская и др., 2005, 2008, 2019; Ларин и др., 2012]. В то же время для отдельных пород допускается и коровый источник архейского или палеопротерозойского возраста без примеси мантийного материала (рис. 8.4 – 8.6, 8.8) [Донская и др., 2005, 2014, 2018а; Неймарк и др., 1998; Ларин и др., 2006а; Туркина, Капитонов, 2019]. Расположение точек составов гранитоидов и вулканитов кислого состава на диаграммах $\varepsilon_{Nd}(t)$ – возраст породы, построенных для разных блоков кратона, показывает, что при формировании большинства пород Южно-Сибирского постколлизонного пояса должно было иметь место добавление ювенильного мантийного материала в источники гранитоидов (рис. 8.4 – 8.6, 8.8). В частности, точки составов большинства постколлизонных гранитоидов и вулканитов обнаруживают значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ выше, чем во вмещающих их породах, и располагаются над полями эволюции изотопного состава Nd архейских пород фундамента кратона (рис. 8.4 – 8.6, 8.8). Добавление мантийного материала в источники гранитоидов и кислых вулканитов Южно-Сибирского постколлизонного магматического пояса может свидетельствовать о росте континентальной коры на данном этапе формирования структуры Сибирского кратона в пределах его южной части за счет увеличения объема континентальной коры в обстановке постколлизонного растяжения. В глобальном масштабе породы Южно-Сибирского постколлизонного магматического пояса, пересекающие все основные тектонические структуры в этой части кратона, фиксируют окончательное становление единого Сибирского кратона [Ларин и др., 2003; Gladkochub et al., 2006], и возможное вхождение его в раннепротерозойский суперконтинент Колумбия [Didenko et al., 2009].

5) После перерыва в магматической активности, имевшего место в период между 1.83 – 1.76 млрд лет, на временном рубеже 1.76 – 1.71 млрд лет произошло локальное внедрение гранитоидов и вулканитов в пределах юго-западной и юго-восточной частей кратона, а именно

в Ангаро-Канском и Бирюсинском выступах, а также в Батомгском блоке Алданского щита, Становом выступе и Пристановом блоке [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]. Гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканиты кислого состава с возрастом 1.76 – 1.71 млрд лет южной части Сибирского кратона обнаруживают несколько отличные геохимические характеристиками между породами юго-западной и юго-восточной частей кратона, хотя нельзя исключать и некоторое сходство между породами в разных частях кратона. Гранитоиды и вулканиты юго-восточной части кратона, относящиеся к Улкан-Джугджурской анортозит-рапакивигранит-щелочногранитной магматической ассоциации Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса, по своему химическому составу соответствует известково-щелочным и щелочным породам, в то время магматические образования юго-западной части кратона принадлежат к щелочно-известковой и известково-щелочной сериям (рис. 8.1). Гранитоиды и вулканиты Улкан-Джугджурской магматической ассоциации представляют собой исключительно железистые образования, в то время как среди гранитоиды и вулканиты Ангаро-Канского и Бирюсинского выступов встречаются как железистые, так и магнезиальные образования (рис. 8.2). Все гранитоиды и вулканиты кислого состава Улкан-Джугджурской магматической ассоциации, а также гранитоиды и часть вулканитов Ангаро-Канского и Бирюсинского выступов близки по своим геохимическим характеристикам гранитам *A*-типа (табл. 4). Определенное исключение составляют некоторые из вулканитов андезит-дацит-трихириодацитово-ассоциации енисейского комплекса Ангаро-Канского выступа, которые обнаруживают геохимические характеристики, соответствующие высококалиевым гранитам *I*-типа (табл. 4). На диаграмме $Rb-(Y+Nb)$ [Pearce, 1996] все точки составов пород Улкан-Джугджурской магматической ассоциации попадают в поле внутриплитных гранитов (рис. 8.3). Гранитоиды Ангаро-Канского и Бирюсинского выступов также попадают в поле внутриплитных гранитов, что касается вулканитов андезит-дацит-трихириодацитово-ассоциации енисейского комплекса Ангаро-Канского выступа, то они смещаются в поле гранитов вулканических дуг, при этом, не выходя за область постколлизии гранитов (рис. 8.3). Гранитоиды и вулканиты Ангаро-Канского и Бирюсинского выступов фундамента обнаруживают отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ и для них допускаются коровые источники при минимальном вкладе ювенильного мантийного материала (рис. 8.4) [Туркина и др., 2006, 2007; Ножкин и др., 2016]. Гранитоиды и вулканиты кислого состава Улкан-Джугджурской магматической ассоциации Алданского щита характеризуются варьирующими значениями $\epsilon_{Nd}(t)$, от положительных до слабо отрицательных (рис. 8.8), свидетельствуют о смешанном корово-мантийном источнике для данных пород. Формирование гранитоидов и вулканитов с возрастом 1.76 – 1.71 млрд лет в пределах юго-западной и юго-

восточной частей Сибирского кратона, имевшее место после перерыва около 0.08 – 0.10 млрд лет от внедрения постколлизийных гранитоидов и вулканитов Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, происходило в анорогенной геодинамической обстановке и связано с процессами внутриконтинентального растяжения в пределах Сибирского кратона, не приведшими к разрушению структуры кратона.

Рассмотренный выше анализ химических составов гранитоидов и ассоциирующих с ними вулканитов, в том числе анализ геохимических диаграмм (рис. 8.1 – 8.3, табл. 4), 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 не могут являться индикаторными для раннепротерозойской эволюции Сибирского кратона.

Хорошо выраженные изменения в химических составах, согласующиеся с классическим изменением химических составов гранитоидов на определенных стадиях цикла Уилсона [Barbarin, 1999], фиксируется для пород южной – юго-восточной частей кратона (Байкальский выступ, Тонодский выступ, Алданский щит) начиная с временного рубежа 2.06 млрд лет (табл. 1, 4). В этой части кратона фиксируется 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 коллизийной обстановке, еще большее количество железистых пород фиксируется для обстановки постколлизийного растяжения и только лишь высокожелезистые разности фиксируются в обстановке внутриконтинентального растяжения (рис. 8.9 а). 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 (рис. 8.9 б). 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 (рис. 8.9 в). Для проанализированных раннепротерозойских гранитоидов этой части кратона отмечается хорошо выраженное изменение типов гранитов. Практически все гранитоиды, формирующиеся в надсубдукционной обстановке, обнаруживает геохимические характеристики, близкие гранитам I-типа (табл. 4), для коллизийных гранитоидов отмечается разнообразие типов гранитов (S-тип, I-тип и, даже, A-тип). Постколлизийные гранитоиды, входящие в состав

Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, преимущественно имеют составы, близкие гранитам *A*-типа, в единичном случае *S*-типа (табл. 4) и уже анорогенные гранитоиды, сформированные в обстановке внутриконтинентального растяжения, обнаруживают составы классических гранитов *A*-типа. Подытоживая вышеизложенное, можно сделать вывод, что южная – юго-восточная части Сибирского кратона (Байкальский выступ, Тонодский выступ, Алданский щит) развивались в раннем протерозое начиная с временного интервала 2.06 – 2.00 млрд лет и до 1.74 – 1.71 млрд лет по классическому сценарию заключительной части 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.

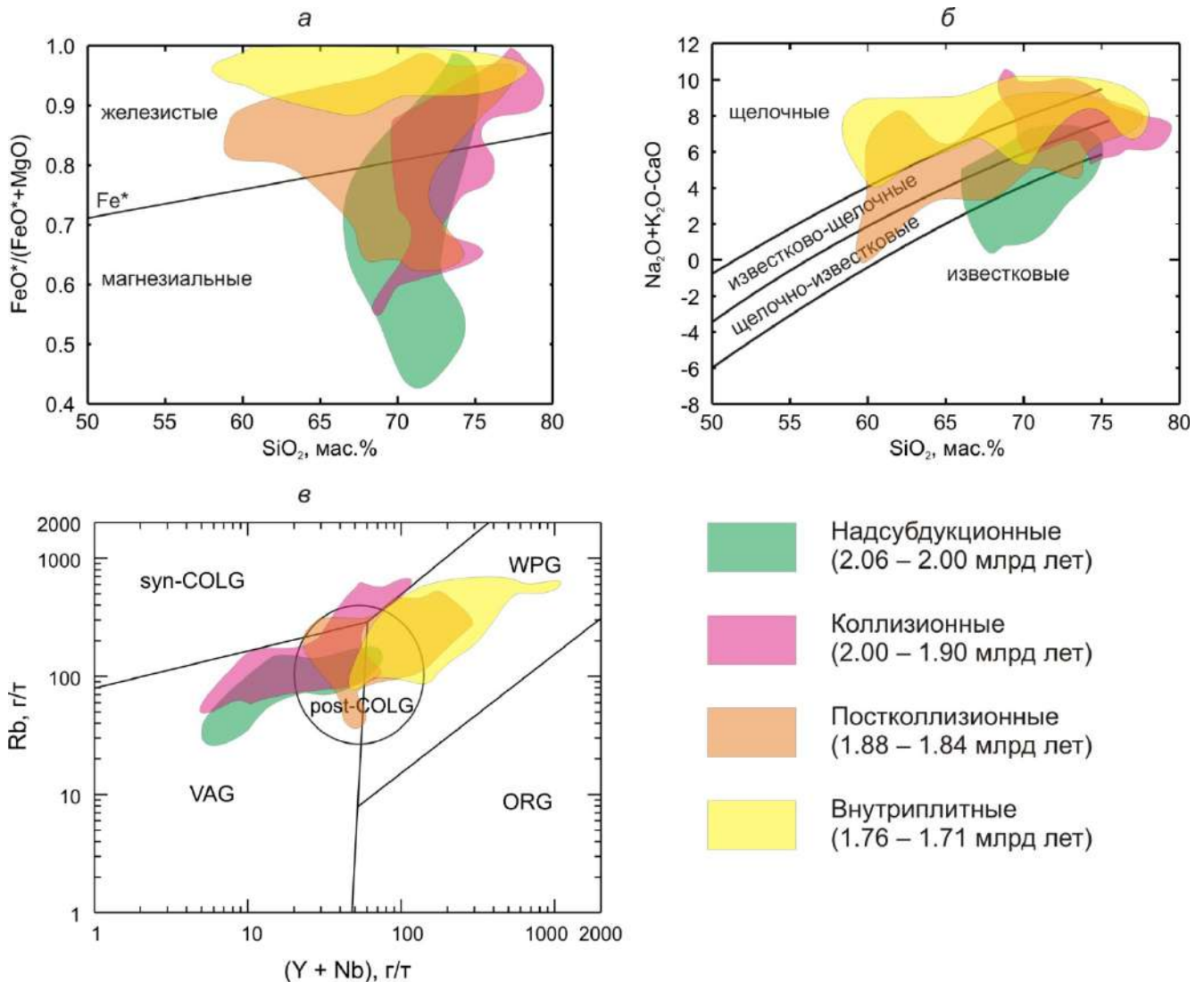


Рис. 8.9. Диаграммы $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (а) [Frost et al., 2001], $\text{MALI} (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$ (в) [Pearce, 1996] для раннепротерозойских гранитоидов Байкальского, Тонодского, Станового выступов и Алданского щита Сибирского кратона.

В связи с тем, что для Анабарского щита Сибирского кратона для раннего протерозоя фиксируются преимущественно только коллизионные и сопряженные с ними постколлизионные гранитоиды с возрастом 1.98 – 1.96 млрд лет (табл. 1, 4, рис. 2.12), за исключением нескольких более молодых (1.92 – 1.82 млрд лет) гранитоидов, образующих мелкие тела и жилы (табл. 1), то 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 (рис. 8.1 – 8.3) и являются отражением составов их коровых источников (рис. 8.7).

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 (табл. 1, рис. 2.12), что кардинально отличается от ситуации в других частях кратона, кроме того здесь не были зафиксированы надсубдукционные гранитоиды. Собственно коллизионные гранитоиды с возрастом 1.88 – 1.87 млрд лет проанализированы в Ангаро-Канском и Шарыжалгайском выступах (табл. 4). По многим своим геохимическим характеристикам они не отличаются от коллизионных гранитоидов других частей кратона (рис. 8.1 – 8.3). Гранитоиды являются преимущественно магнезиальными образованиями (рис. 8.2) и попадают в поле гранитов вулканических дуг и синколлизионных гранитов на диаграмме Rb – (Y+Nb) [Pearce, 1996] (рис. 8.3). 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 (рис. 8.1). 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 (табл. 4). В частности, по индексу MAI проанализированные гранитоиды варьируются от известковых до щелочных (рис. 8.1). Среди них отмечаются как магнезиальные, так и железистые разности (рис. 8.2). Сумма Y и Nb в гранитоидах и вулканитах достаточно сильно изменяется, однако, в большинстве случаев точки состава не выходят за поле постколлизионных гранитоидов (рис. 8.3). 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 (табл. 4), обнаруживают составы отличные от гранитоидов и вулканитов Улкан-Джугджурской магматической ассоциации Алданского щита и Станового выступа. В целом породы Ангаро-Канского и Бирюсинского выступов обнаруживают химические составы не типичные для классических гранитоидов, сформированных в обстановке внутриконтинентального растяжения [Bonin, 2007].

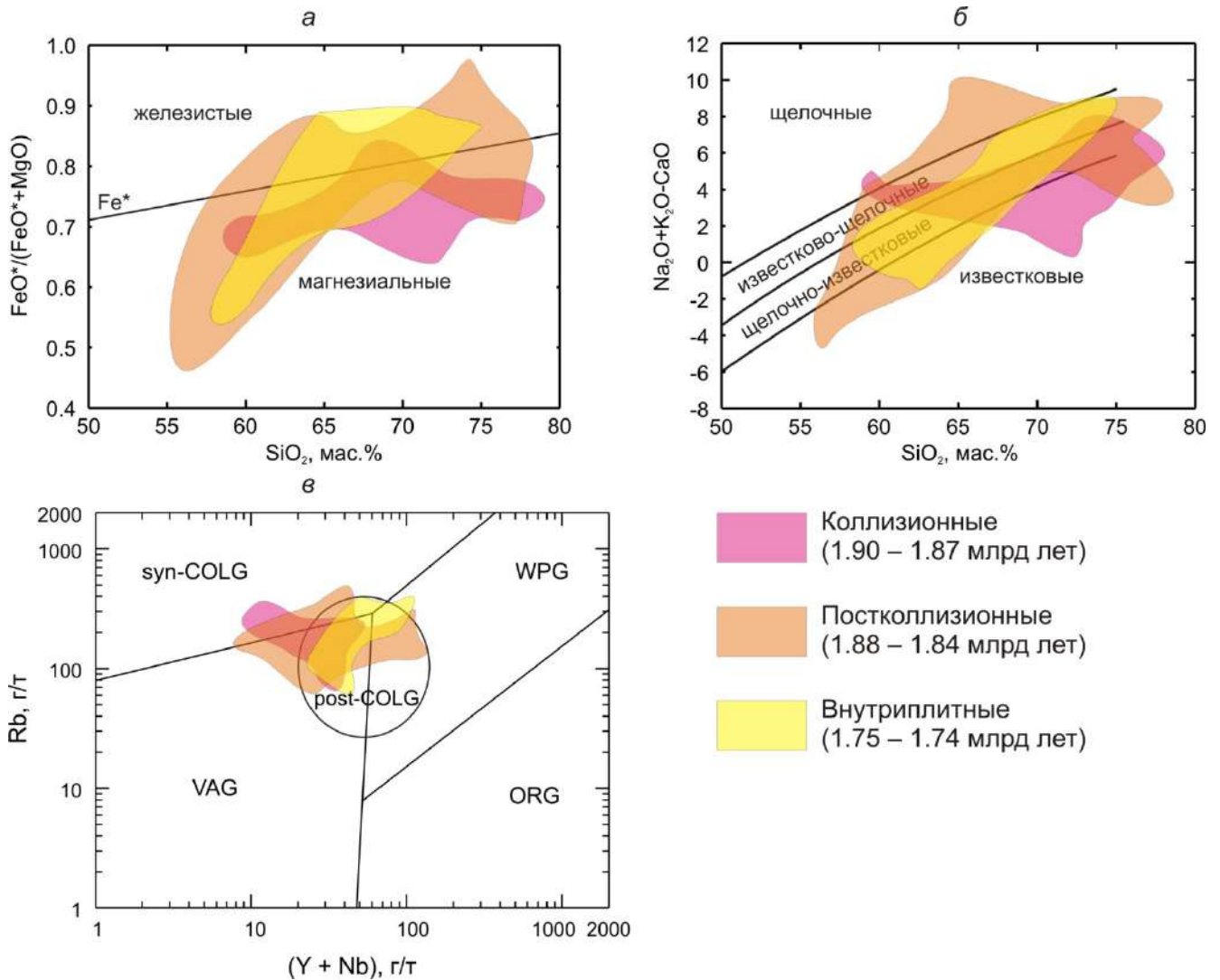


Рис. 8.10. Диаграммы $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (a) [Frost et al., 2001], $\text{MALI} (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ (б) [Frost et al., 2001], $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$ (в) [Pearce, 1996] для раннепротерозойских гранитоидов Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарыжалгайского выступов фундамента Сибирского кратона.

В совокупности же поля химических составы 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 не зависимо ни от возраста, ни от геодинамической обстановки их формирования (рис. 8.10), т.е. отсутствует хорошо выраженный тренд увеличения магнезиальности, щелочности, содержаний высокозарядных элементов от коллизионных к

внутриплитным (анорогенным) гранитоидам, которых был хорошо проявлен в магматических породах южной – юго-восточной частей кратона. Вещественный состав внутриплитных (анорогенных) гранитоидов и вулканитов полностью перекрывается с составами более ранних гранитоидов, что может указывать на плавление тех же самых источников, что подтверждается расположением фигуративных точек гранитоидов на диаграмме $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ – возраст породы (рис. 8.4).

Таким образом, для южной – юго-восточной частей кратона (Байкальский, Тонодский выступы фундамента, Алданский щит) на основании вещественного состава гранитоидов хорошо прослеживается динамика эволюции континентальной коры в этой части кратона, выраженная возрастанием ее «зрелости», которая хорошо коррелируется с изменением геодинамической обстановки в этом регионе (рис. 8.6, 8.8, 8.9). 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 (рис. 8.7). В южной – юго-западных частях кратона (Ангаро-Канский, Бирюсинский, Шарыжалгайский выступы), где среди раннепротерозойских гранитоидов отмечается только ряд коллизионные–постколлизионные–внутриплитные гранитоиды, составы гранитоидов хорошо коррелируются, главным образом, с составами коровых субстратов в этой части кратона, которые представлены преимущественно «зрелыми» породами континентальной коры. Некоторый эволюционный тренд в изменении вещественного состава гранитоидов фиксируется от ранних коллизионных к отдельным более поздним постколлизионным гранитоидам, но только тем, для которых отмечается увеличение железистости, щелочности и содержаний высокозарядных элементов, что связано с добавлением ювенильного мантийного материала в источники этих гранитоидов (рис. 8.10).

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, если 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 часть Сибирского кратона (Байкальский выступ – Алданский щит)). 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 (+/- анорогенные) гранитоиды и отчетливой динамики в эволюции континентальной коры не фиксируется, так как коллидируются 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. Отдельно еще раз подчеркнем, что согласно всех современных схем тектонического строения кратона [Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006; Smelov, Timofeev, 2007; Глебовицкий и др., 2008а], большую часть кратона составляют архейские террейны (блоки, области), которые разделены палеопротерозойскими складчатыми поясами (разломными, коллизионными зонами) (рис. 2.1 – 2.4), 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 данной 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 $\epsilon Nd(t)$ (рис. 3.30) и для них отмечается добавление ювенильного мантийного материала в область магмагенерации, 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 Сибирского кратона как единой структуры еще не существовало.

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 частях 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 (табл. 4). Кроме того, среди данных гранитоидов существенный объем занимают породы, характеризующиеся положительными значениями $\epsilon Nd(t)$, которые формировались за счет плавления раннепротерозойской ювенильной континентальной коры (табл. 1, рис. 8.6, 8.8). Как уже было отмечено выше, большая часть этих гранитоидов формировалась в результате преобразования первичной коры среднего состава. В любом случае данный этап, может рассматриваться как первый этап трансформации примитивной коры в зрелую континентальную кору начавшегося формироваться 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 (рис. 8.4 – 8.8).

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, объединяемые в Южно-Сибирский постколлизионный магматический пояс. Данные гранитоиды и вулканиты кислого состава характеризуются, главным образом, варьирующимися отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(t)$, хотя для отдельных пород отмечаются и слабopоложительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ (рис. 8.4 – 8.6, 8.8). Для большинства гранитоидов и вулканитов на основании их изотопно-геохимических характеристик предполагается смешанный корово-мантийный источник, но с разной долей ювенильного материала в источнике [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 постколлизионного растяжения. Кроме того, в пределах Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса на том же самом временном интервале (1.88 – 1.84 млрд лет) имело место внедрение магматических пород основного состава (базальтов, долеритов, габброидов), хоть и в меньшем объеме, чем магматических пород кислого состава [Гладкочуб и др., 2013б; Шохонova 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, источниками которых являлись мантийные породы, также свидетельствуют в пользу роста континентальной коры на данной этапе эволюции Сибирского кратона.

Внутриплитные (анорогенные) гранитоиды и вулканиты с возрастом 1.76 – 1.71 млрд лет пользуются очень локальным распространением на площади Сибирского кратона (см. главу 7), 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

В настоящее время существует две основных модели формирования структуры Сибирского кратона. Согласно одной модели [Smelov, Timofeev, 2007] ядро кратона было сформировано в позднем архее (2.6 – 2.5 млрд лет) посредством объединения Западно-Алданского и Тунгусского террейнов (рис. 2.4), при том что основное становление структуры кратона имело место на временном рубеже ~1.9 млрд лет. По другой модели, которой придерживаются О.М. Розен [Rosen et al., 1994; Rosen, 2002; Розен, 2001, 2003] и В.А. Глебовицкий с соавторами [2008а] объединение архейских блоков, которые составляют основу Сибирского кратона в единую структуру имело место в раннем протерозое (рис. 2.1, 2.2). О.М. Розен 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 [2008а] полагали, что объединение архейских структур и становление складчатых поясов происходило во временном интервале 2.1 – 1.8 млрд лет, при этом авторы предполагали, что большая часть кратона сформировалась в интервале 2.1 – 1.9 млрд лет.

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 позволяет протестировать предложенные ранее модели становления структуры кратона. Сразу же необходимо подчеркнуть, что в связи с тем, что большая часть кратона покрыта породами фанерозойского чехла, то большинство выводов делаются только на основании изучения пород представленных в выступах фундамента.

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) (рис. 9.1), которые только в раннем протерозое были объединены в единую структуру кратона. В частности, в позднем архее имело место сочленение пород, входящих в структуру Чара-Олекминского геоблока и Западно-Алданского мегаблока и формирование единой Олекмо-Алданской континентальной микроплиты (супертеррейна) [Котов, 2003] (рис. 9.1). Окончание этого этапа фиксируется интрузиями гранитоидов с возрастом 2.75 – 2.74 млн лет [Nutman et al., 1992]. Наиболее ранние из раннепротерозойских гранитоидов, гранитоиды

нелюкинского комплекса с возрастом 2.5 – 2.4 млрд лет [Сальникова и др., 1997; Котов и др., 2004; Глебовицкий и др., 2010] были внедрены в пределах этой же зоны, но уже во внутриконтинентальной (анорогенной) обстановке [Котов и др., 2004; Ларин и др., 2012] (рис. 9.1).

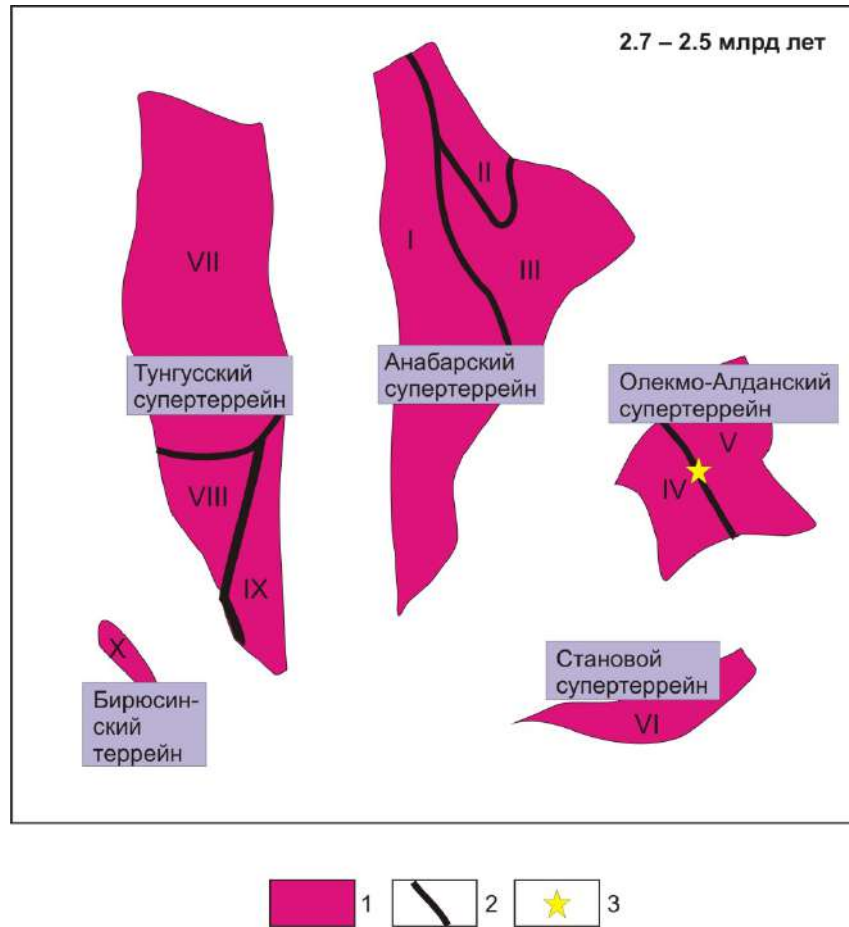


Рис. 9.1. Основные элементы структуры фундамента Сибирского кратона на временной интервал 2.7 – 2.5 млрд лет.

1 – архейские террейны; 2 – архейские шовные зоны; 3 – гранитоиды нелюкинского комплекса с возрастом 2.5 – 2.4 млрд лет [Сальникова и др., 1997; Котов и др., 2004; Глебовицкий и др., 2010].

Архейские террейны: I – Маганский, II – Далдынский, III – Мархинский, IV – Олекминский, V – Центральнo-Алданский, VI – Становой, VII – Тунгусский, VIII – Тасеевский, IX – Ангаро-Ленский, X – Бирюсинский.

Положение супертеррейнов друг относительно друга на схеме условное.

Вполне возможно, что в позднем архее на рубеже около 2.7 млрд лет в единую структуру Анабарского супертеррейна (внутриконтинентальной плиты) могли быть объединены породы Маганского и Далдынского террейнов (классификация О.М. Розена) (рис. 9.1), что определяется по возрасту гранулитового метаморфизма пород Далдынского террейна 2.76 – 2.68 млрд лет [Розен и др., 1991, Гусев и др., 2012] и возрасту монцитонитов, отождествляемых с санукитоидами (2.7 млрд лет), в Котуйканской коллизионной зоне, отделяющей Маганский и Далдынский террейны [Гусев, Ларионов, 2012; Гусев и др., 2013]. Ксеногенные цирконы с возрастом 2.75 – 2.70 млрд лет были найдены в коровых ксенолитах из кимберлитовых трубок, прорывающих породы Далдынского и Мархинского террейнов [Shatsky et al., 2018], что в

совокупности с рассмотренными выше данными может свидетельствовать о едином событии в пределах всех террейнов Анабарского супертеррейна. Однако не исключен вариант объединения пород Далдынского и Маганского террейнов в раннем протерозое, что фиксируется возрастом гранулитового метаморфизма, который испытали двупироксеновые кристаллосланцы Котуйканской зоны – 1.97 млрд лет [Гусев и др., 2013]. Теоретически можно было бы допустить, что породы Анабарского и Олекмо-Алданского супертеррейнов могли объединиться на временном рубеже 2.75 – 2.70 млрд лет, однако максимальное количество оценок возраста около 1.98 и 1.90 млрд лет, полученных по «метаморфическим» цирконам, отобранным из коровых ксенолитов из кимберлитов трех трубок Мархинского террейна Анабарского супертеррейна [Shatsky et al., 2016], совместно с данными по метаморфическим породам и коллизионным гранитоидом Анабарского и Олекмо-Алданского супертеррейнов свидетельствует о наиболее вероятном объединении этих супертеррейнов в раннем протерозое.

Позднеархейские метаморфические и сопряженные с ними магматических образования были зафиксированы в Иркутном и Китойском блоках Шарьжалгайского выступа. Возраст этих событий составляет 2.65 – 2.48 млрд лет, т.е. они несколько моложе неоархейских событий на Анабарском и Олекмо-Алданском супертеррейнах [Глебовицкий и др., 2011; Левицкий и др., 2010; Гладкочуб и др., 2005; Сальникова и др., 2007; Туркина и др., 2009а; Левченков и др., 2012; Aftalion et al., 1991; Poller et al., 2005; Turkina et al., 2012]. По всей видимости, эти события отражают объединение отдельных террейнов в единый Тунгусский супертеррейн. Шарьжалгайский выступ является выходом фундамента пород этого супертеррейна, большая часть которого скрыта под чехлом (рис. 9.1).

Позднеархейские метаморфические события (~2.6 млрд лет) также зафиксированы в породах древних блоков (Дамбукинского и Ларбинского) Джугджуро-Станового супертеррейна, выходы фундамента которого приурочены к Становому выступу [Бибикова и др., 1984а; Ларин и др., 2004]. Собственно же объединение пород Джугджуро-Станового супертеррейна с Алданским супертеррейном имело место в раннем протерозое (1.92 – 1.88 млрд лет) [Ларин и др., 2004; Глебовицкий и др., 2007, 2008б, 2009; Великославинский и др., 2012].

Обобщая вышеизложенное, можно сделать вывод, что позднеархейский этап тектоно-метаморфических преобразований и сопряженного с ним магматизма имел место в пределах нескольких супертеррейнов Сибирского кратона (рис. 9.1). Однако выявленный разброс по времени проявления позднеархейских событий в разных блоках, а также отмеченное на большинстве схем отделение этих блоков друг от друга раннепротерозойскими складчатыми поясами (коллизионными зонами) позволяют склоняться к выводу, что объединение архейских супертеррейнов в единую структуру кратона имело место в раннем протерозое.

После завершения позднеархейских событий, достаточно широко проявленных в пределах отдельных супертеррейнов будущего Сибирского кратона, 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 $\sim 2.4 - 2.2$ 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 (рис. 9.2).

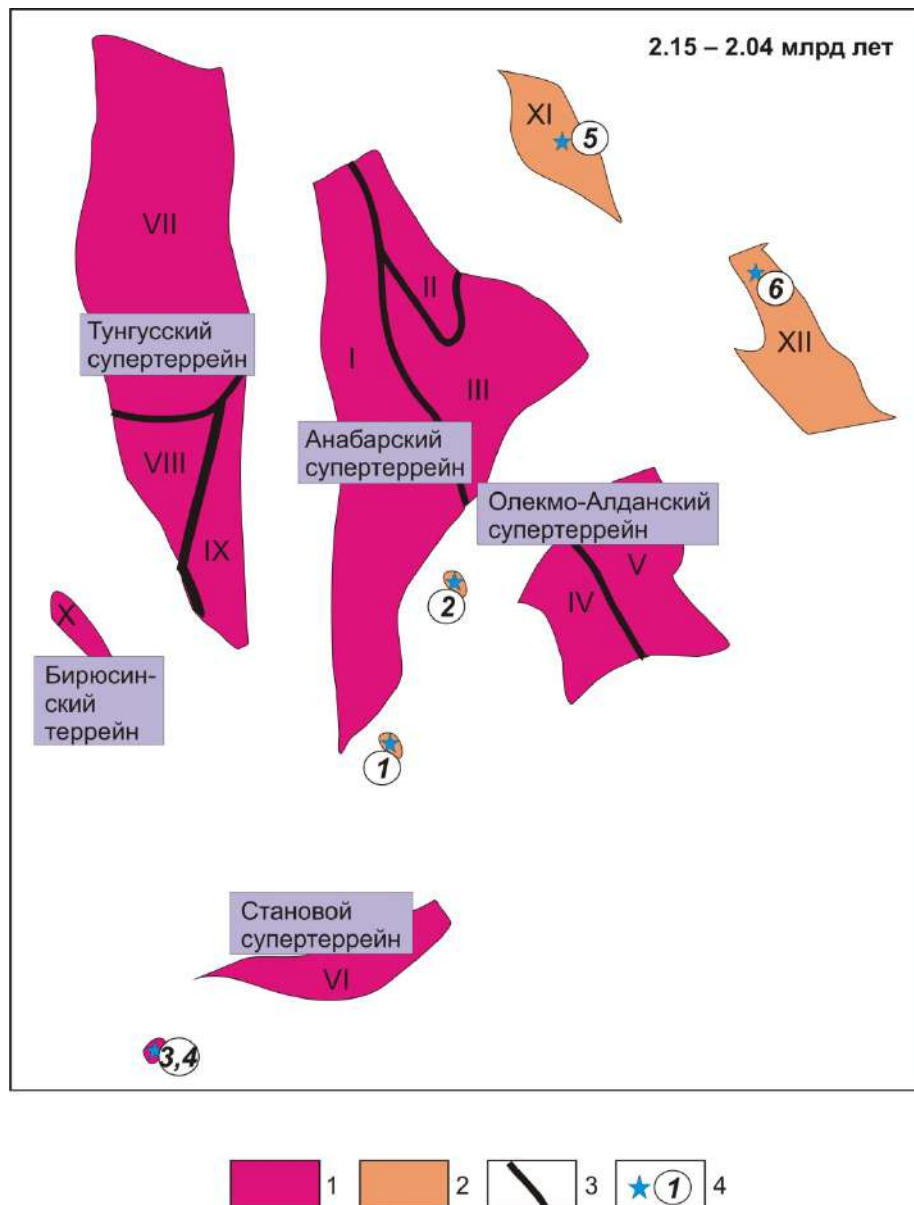


Рис. 9.2. Основные элементы структуры фундамента Сибирского кратона на временной интервал 2.15 – 2.04 млрд лет и положение раннепротерозойских гранитоидов, внедрение которых не связано с формированием структуры Сибирского кратона.

1 – архейские террейны; 2 – палеопротерозойские террейны; 3 – архейские шовные зоны; 4 – гранитоиды с возрастом 2.14 – 2.04 млрд лет.

Цифры в кружках: 1 – граниты Хомутского массива Голоустенского блока (2.15 млрд лет [Донская и др., 2016]); 2 – лейкограниты Чуйского блока (2.06 млрд лет [Неймарк и др., 1998]); 3 – плагиограниты Катугинского блока (~ 2.1

млрд лет [Котов и др., 2018]); 4 – щелочные граниты катугинского комплекса Катугинского блока (~2.06 млрд лет [Ларин и др., 2002; Котов и др., 2015]); 5 – гранитоиды оленекского комплекса Биректинского террейна (2.04 млрд лет [Wingate et al., 2009]); 6 – гранитоиды Суннагинского купола Восточно-Алданского блока (2.04 млрд лет [Глуховский и др., 2004]).

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.

Положение супертеррейнов друг относительно друга на схеме условное.

В частности, в период 2.15 – 2.04 млрд лет гранитоидый магматизм был проявлен в Голоустенском блоке (коллизийные граниты Хомутского массива (2.15 млрд лет) [Донская и др., 2016]), в Чуйском блоке (коллизийные (?) лейкограниты с возрастом 2.06 млрд лет [Неймарк и др., 1998], в Катугинском (?) блоке (плагиограниты с возрастом ~2.1 млрд лет [Котов и др., 2018] и внутриплитные (анорогенные) щелочные граниты катугинского комплекса (~2.06 млрд лет [Ларин и др., 2002; Котов и др., 2015]), а также в пределах более крупных Восточно-Алданском блоке (коллизийные (?) гранитоиды Суннагинского купола (2.04 млрд лет [Глуховский и др., 2004]) и Биректинском террейне (постколлизийные гранитоиды оленекского комплекса (2.04 млрд лет) [Wingate et al., 2009]) (рис. 9.2). 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 Сибирского кратона как единой структуры еще не существовало, 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 некотором удалении от них, происходило формирование островных дуг (рис. 9.3). Индикаторными для этого этапа являются гранитоиды с возрастом 2.06–2.00 млрд лет, формирующиеся в надсубдукционной обстановке, располагающиеся в южной – юго-восточной части Сибирского кратона (Байкальский выступ – Алданский щит) (рис. 9.3). В частности, речь идет о гранитоидах Байкальского выступа, а именно гранитах Еловского массива Голоустенского блока с возрастом 2.02 млрд лет [Poller et al., 2005], гранитах чуйского и кутимского комплексов Чуйского блока, также имеющих возраст 2.02 млрд лет [Неймарк и др., 1998; Донская и др., 2013], и гранодиоритах керна скважины Маганского террейна Анабарского супертеррейна с возрастом 2.00 млрд лет [Попов и др., 2015]. На Алданском щите с субдукционным этапом связаны

метавулканыты Балаганахского зеленокаменного пояса Чара-Олекминского блока с возрастом 2.06 – 2.05 млрд лет [Анисимова и др., 2006], габбро и гранитоиды унгринского комплекса Западно-Алданского блока, имеющие возраст 2.04 – 2.02 млрд лет [Бибикова и др., 1984б; Котов, 2003], плагиогнейсы тимптонского комплекса Западно-Алданского блока (2.01 млрд лет [Котов и др., 1995]), метаандезиты федоровской толщи Западно-Алданского блока (2.01 млрд лет [Великославинский и др., 2003]), а также диориты джагдаканского комплекса и гранитоиды хоюндиного комплекса Батомгского блока с возрастом 2.06 млрд лет [Мишкин и др., 2010; Гурьянов и др., 2016].

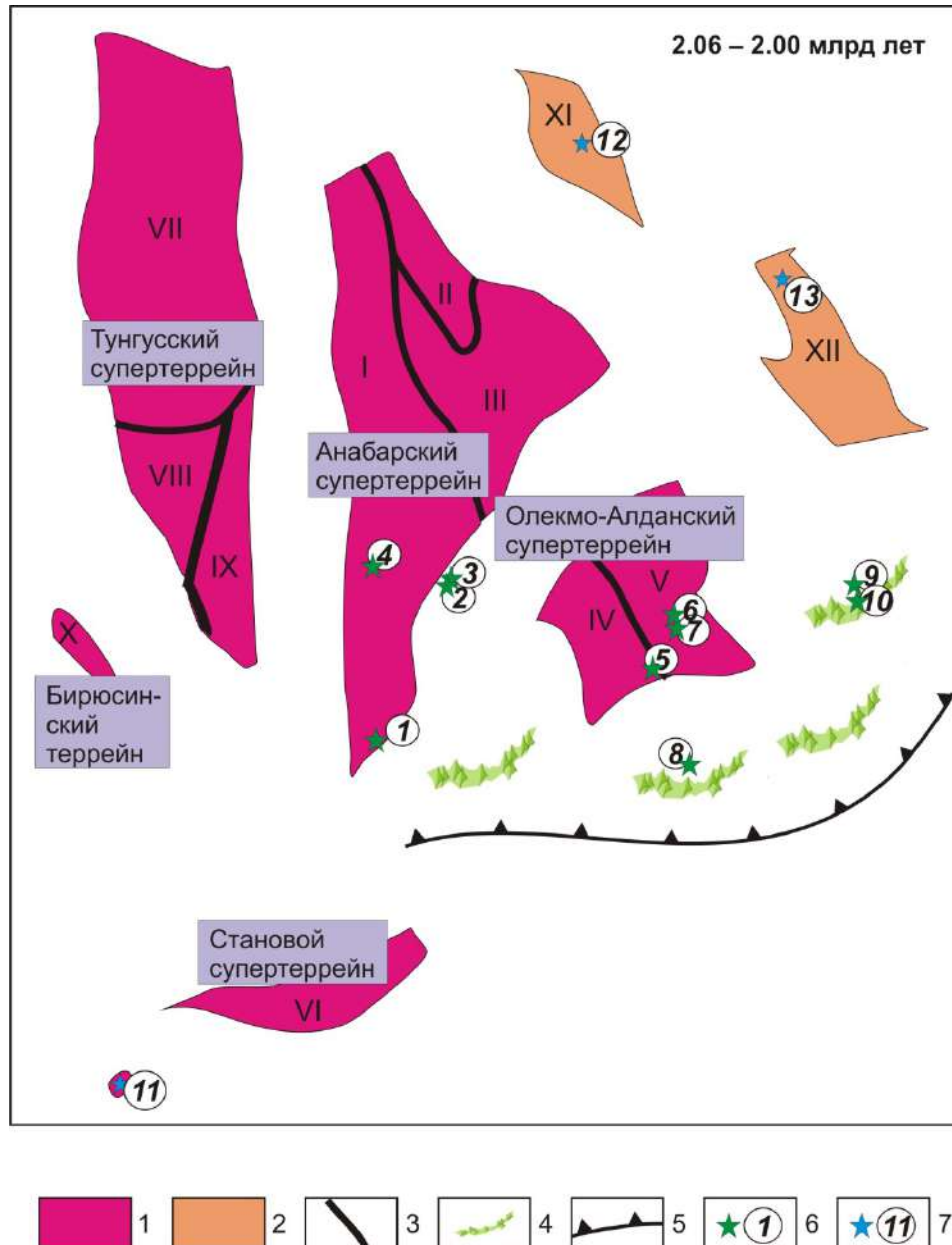


Рис. 9.3. Основные элементы структуры фундамента Сибирского кратона на временной интервал 2.06 – 2.00 млрд лет и положение надсубдукционных раннепротерозойских гранитоидов, а также близких им по возрасту гранитоидов, внедрение которых не связано с формированием структуры Сибирского кратона.

1 – архейские террейны; 2 – палеопротерозойские террейны; 3 – архейские шовные зоны; 4 – островные дуги; 5 – предполагаемая зона субдукции; 6 – надсубдукционные гранитоиды с возрастом 2.06 – 2.00 млрд лет; 7 –

гранитоиды с возрастом 2.06 – 2.04 млрд лет, внедрение которых не связано с формированием структуры Сибирского кратона.

Цифры в кружках: 1–10 – надсубдукционные гранитоиды: 1 – граниты Еловского массива Голоуспенского блока (2.02 млрд лет [Poller et al., 2005]), 2 – граниты чуйского комплекса Чуйского блока (2.02 млрд лет [Неймарк и др., 1998]), 3 – граниты кутимского комплекса Чуйского блока (2.02 млрд лет [Донская и др., 2013]), 4 – гранодиориты из керна скважины Маганского террейна (2.00 млрд лет [Попов и др., 2015]), 5 – метавулканы Балаганахского зеленокаменного пояса Чара-Олекминского блока (2.06 – 2.05 млрд лет [Анисимова и др., 2006]), 6 – габбро и гранитоиды унгринского комплекса Западно-Алданского блока (2.04 – 2.02 млрд лет [Бибикина и др., 1984; Котов, 2003]), 7 – плагиогнейсы тимптонского комплекса Западно-Алданского блока (2.01 млрд лет [Котов и др., 1995]), 8 – метаандезиты Федоровской толщи Западно-Алданского блока (2.01 млрд лет [Великославинский и др., 2003]), 9 – диориты джагдаканского комплекса Батомгского блока (2.06 млрд лет [Мишкин и др., 2010]), 10 – гранодиориты и плагиограниты хоюндиного комплекса Батомгского блока (2.06 млрд лет [Мишкин и др., 2010; Гурьянов и др., 2016]); 11–13 – гранитоиды с возрастом 2.06 – 2.04 млрд лет, внедрение которых не связано с формированием структуры Сибирского кратона: 11 – щелочные граниты катугинского комплекса Катугинского блока (~2.06 млрд лет [Ларин и др., 2002; Котов и др., 2015]), 12 – гранитоиды оленекского комплекса Биректинского террейна (2.04 млрд лет [Wingate et al., 2009]), 13 – гранитоиды Суннагинского купола Восточно-Алданского блока (2.04 млрд лет [Глуховский и др., 2004]).

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.

Положение супертеррейнов друг относительно друга и расположение зоны субдукции на схеме условное.

Совокупность данных по гранитоидам Байкальского выступа, а также гранитам, вскрытым скважиной в Маганском террейне Анабарской провинции, позволяет допускать на временной рубеж 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 активной континентальной окраины Олекмо-Алданской микроплиты и Федоровской островной дуги на временном интервале 2.06 – 2.00 млрд лет, 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 развитии о формировании Батомгской островной дуги на временном рубеже 2.06 млрд лет, 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. Эти гранитоиды были детально рассмотрены выше при характеристике гранитоидов, формирование которых не было связано со становлением структуры кратона. В частности в северной части кратона (Оленекский выступ) внедрение гранитоидов с возрастом 2.04 млрд лет фиксирует становление структуры Экитского складчатого пояса на окраине Биректинского террейна Оленекской провинции. А в пределах одного из блоков, вошедших в последующем в Становой структурный шов, в обстановке внутриконтинентального растяжения формировались гранитоиды катугинского комплекса с возрастом 2.06 млрд лет.

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, составляющие ядро Анабарской, Алданской и Оленекской провинций (супертерреенов) (рис. 9.4). Этот этап маркируется гранитоидами с возрастом 2.00 – 1.95 млрд лет, а также близкими к ним по возрасту метаморфическими породами.

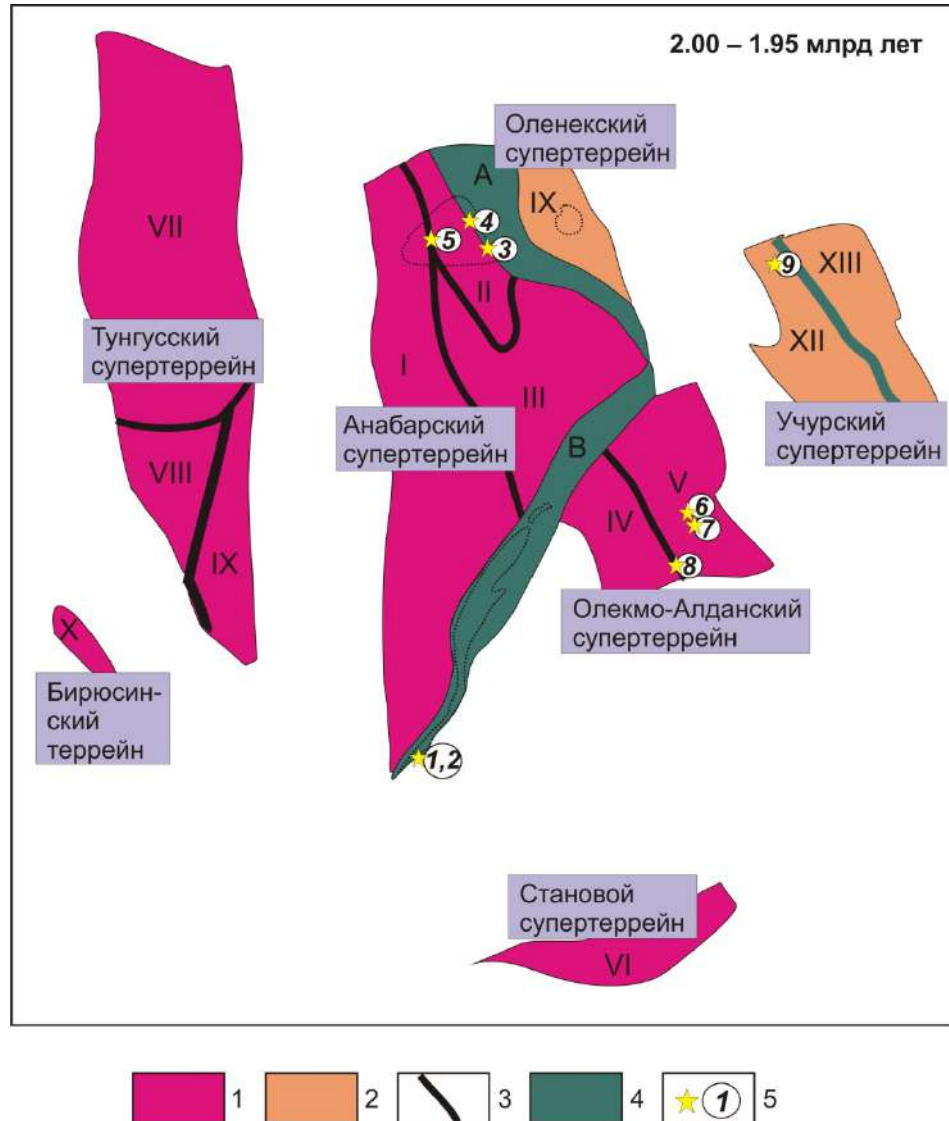


Рис. 9.4. Основные элементы структуры фундамента Сибирского кратона на временной интервал 2.00 – 1.95 млрд лет и положение коллизионных гранитоидов с возрастом 2.00 – 1.95 млрд лет.

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 – коллизионные гранитоиды с возрастом 2.00 – 1.95 млрд лет.

Цифры в кружках: 1 – граниты Хомутского массива Голоустенского блока (кайма циркона 1.97 млрд лет [Донская и др., 2016]), 2 – гранитогнейсы Голоустенского блока (1.98 млрд лет [Донская и др., 2016]), 3 – гранодиорит из массива в Билляхской коллизионной зоне Анабарского щита (1.98 млрд лет [Молчанов и др., 2011]), 4 – гранитоиды Билляхского массива Анабарского щита (1.98 – 1.97 млрд лет [Молчанов и др., 2011; Смелов и др., 2012]), 5 – гранитогнейс Котуйканской зоны Анабарского щита (1.96 млрд лет [Гусев и др., 2013]), 6 – диориты из тел ассоциирующих со складчатой структурой федоровской толщи Западно-Алданского блока (1.99 млрд лет [Котов и др., 1995]), 7 – диориты и тоналиты, ассоциирующие с западно-алданским комплексом Западно-Алданского блока (1.96 млрд лет [Котов и др., 1993]), 8 – граниты джалтундинского комплекса Западно-Алданского блока (1.97 млрд лет [Котов и др., 2004]), 9 –

эндербиты Суннагинского купол Восточно-Алданского блока (1.98 – 1.97 млрд лет [Глуховский и др., 2004]).

Положение супертеррейнов друг относительно друга на схеме условное.

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.

Коллизионные гранитоиды с возрастом 2.00 – 1.95 млрд лет были отмечены в пределах Байкальского выступа, Алданского и Анабарского щитов (рис. 9.4). В частности, на этом этапе (1.98 – 1.97 млрд лет) произошло формирование гранитогнейсов мигматит-гнейсовой толщи Голоустенского блока и разгнейсование ранее сформированных гранитов этого же блока [Донская и др., 2016], а также формирование гранитоидов и гранитогнейсов с возрастом 1.98 – 1.96 млрд лет в пределах Билляхской и Котуйканской коллизионных зон, разделяющих террейны Анабарского щита [Молчанов и др., 2011; Смелов и др., 2012]. На Алданском щите на временном интервале 2.00 – 1.95 млрд лет были сформированы тектонизированные гранитоиды с возрастом 1.9 – 1.96 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; Великославинский и др., 2011a]. Формирование всех гранитоидов с возрастом 2.00 – 1.95 млрд лет было связано с 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 этих 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 связано, наиболее вероятно, с 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].

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 причленение более мелких блоков, а также крупных

Учурского и Станового супертеррейнов, что фиксируется гранитоидами с возрастом 1.95 – 1.90 млрд лет (рис. 9.5).

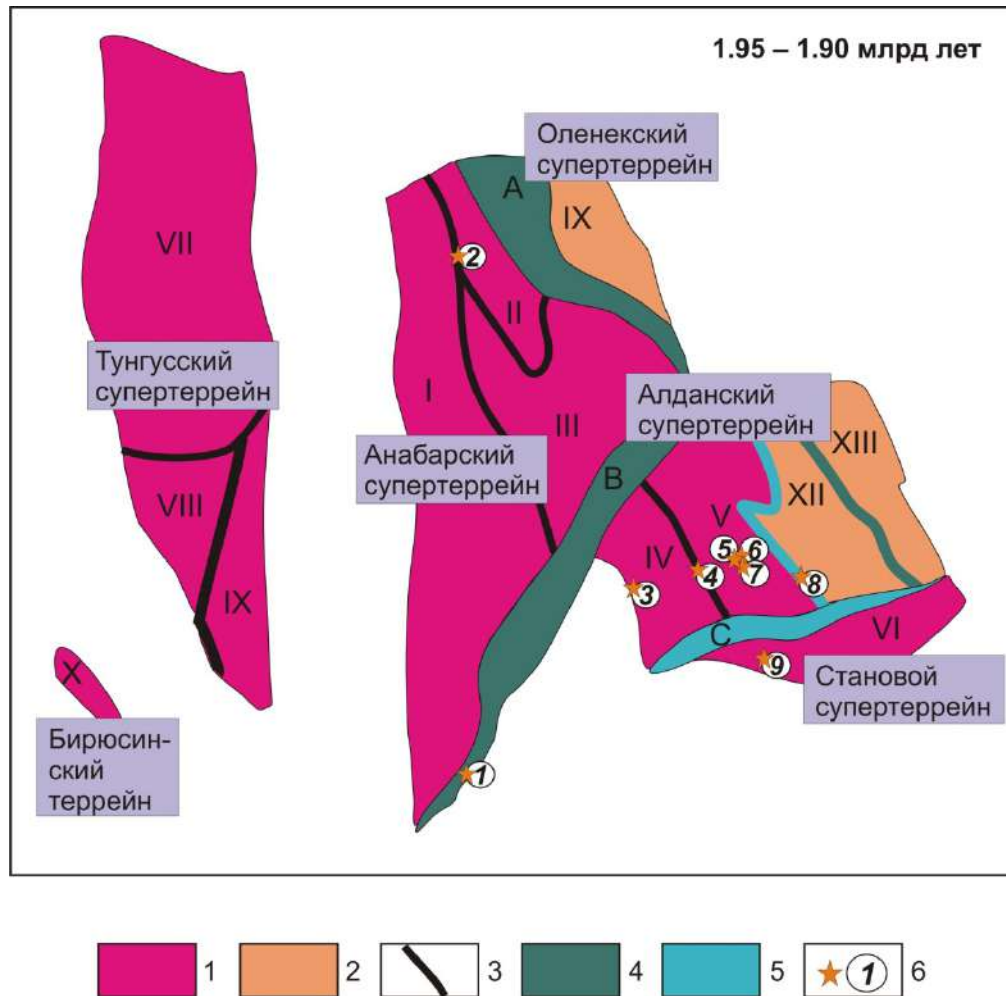


Рис. 9.5. Основные элементы структуры фундамента Сибирского кратона на временной интервал 1.95 – 1.90 млрд лет и положение коллизионных гранитоидов с возрастом 1.95 – 1.90 млрд лет. 1 – архейские террейны; 2 – палеопротерозойские террейны; 3 – архейские шовные зоны; 4 – ранние (2.00 – 1.95 млрд лет) протерозойские складчатые пояса и коллизионные зоны; 5 – средние (1.95 – 1.90 млрд лет) протерозойские складчатые пояса и коллизионные зоны; 6 – коллизионные гранитоиды с возрастом 1.95 – 1.90 млрд лет.

Цифры в кружках: 1 – граниты Трехголового массива Сарминского блока (1.93 – 1.91 млрд лет [Бибикова и др., 1987; Базарова, 2011]), 2 – гранитогнейсы Котуйканской зоны Анабарского щита (1.92 – 1.90 млрд лет [Молчанов и др., 2011; Гусев и др., 2013]), 3 – граниты ничатского комплекса Чара-Олекминского блока Алданского щита (1.91 млрд лет [Ларин и др., 2006a]), 4 – граниты амутского комплекса зоны сочленения Чара-Олекминского и Западно-Алданского блоков (1.90 млрд лет [Котов и др., 2004]), 5 – гранитоиды, ассоциирующие с ортогнейсами Нимнырского блока Западно-Алданского блока (1.93 – 1.92 млрд лет [Котов, 2003; Frost et al., 1998]), 6 – чарнокиты Усть-Иджеского массива Западно-Алданского блока (1.92 млрд лет [Бибикова и др., 1986]), 7 – граниты даек и небольших тел Западно-Алданского блока (1.91 – 1.90 млрд лет [Котов и др., 1993; Frost et al., 1998]), 8 – граниты зоны сочленения Западно-Алданского и Восточно-Алданского блоков (1.95 млрд лет [Котов и др., 1995]), 9 – мигматиты и чарнокиты Джугджуро-Становой складчатой области (1.91 – 1.88 млрд лет [Глебовицкий и др., 2008б, 2009]).

Положение супертеррейнов друг относительно друга на схеме условное.

Докембрийские террейны: I – Маганский, II – Далдынский, III – Мархинский, IV – Олекминский, V – Центральное-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.

Коллизионные гранитоиды с возрастом 1.95 – 1.90 млрд лет 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 (рис. 9.5). В частности на этом этапе имело место формирование лейкогранитов Трехголового массива Сарминского блока (Байкальский выступ) с возрастом 1.93 – 1.91 млрд лет [Бибикина и др., 1987; Базарова, 2011; Савельева, Базарова, 2012] и гранитогнейсов котуйкан-монхолинского комплекса Котуйканской зоны Анабарского щита (1.92 – 1.90 млрд лет) [Молчанов и др., 2011; Гусев и др., 2013], которые, по всей видимости, отражают завершающие этапы коллизии предыдущего основного этапа в этих частях кратона. Наибольшим распространением гранитоиды этой группы пользуются в пределах Алданского щита. Здесь в зоне сочленения Западно-Алданского и Восточно-Алданского блоков отмечаются самые возрастные граниты этой группы с возрастом 1.95 млрд лет [Котов и др., 1995]. Кроме того, в Западно-Алданском блоке Алданского щита на временном интервале 1.93 – 1.90 млрд лет были сформированы гранитоиды, ассоциирующие с ортогнейсами Нимнырского блока (1.93 – 1.92 млрд лет [Котов, 2003; Frost et al., 1998]), чарнокиты Усть-Иджекского массива (1.92 млрд лет [Бибикина и др., 1986]), а также граниты даек и небольших тел в западной части Западно-Алданского блока (1.91 – 1.90 млрд лет [Котов и др., 1993; Frost et al., 1998]). В пределах западной окраины Чара-Олекминского блока на этом временном интервале были внедрены граниты ничатского комплекса с возрастом 1.91 млрд лет [Ларин и др., 2006а], а в зоне сочленения Чара-Олекминского и Западно-Алданского блоков граниты амутского комплекса, имеющие возраст 1.90 млрд лет [Котов и др., 2004]). Также для временного интервала были зафиксированы гранитоиды в пределах Станового супертеррейна, а именно мигматиты и чарнокиты Джугджуро-Становой складчатой области (1.91 – 1.88 млрд лет [Глебовицкий и др., 2008б, 2009]). Как уже было отмечено, 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], причленением Нечерского террейна к Олекмо-Алданской микроплите, а также фиксируют причленение 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. 9.6). 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.

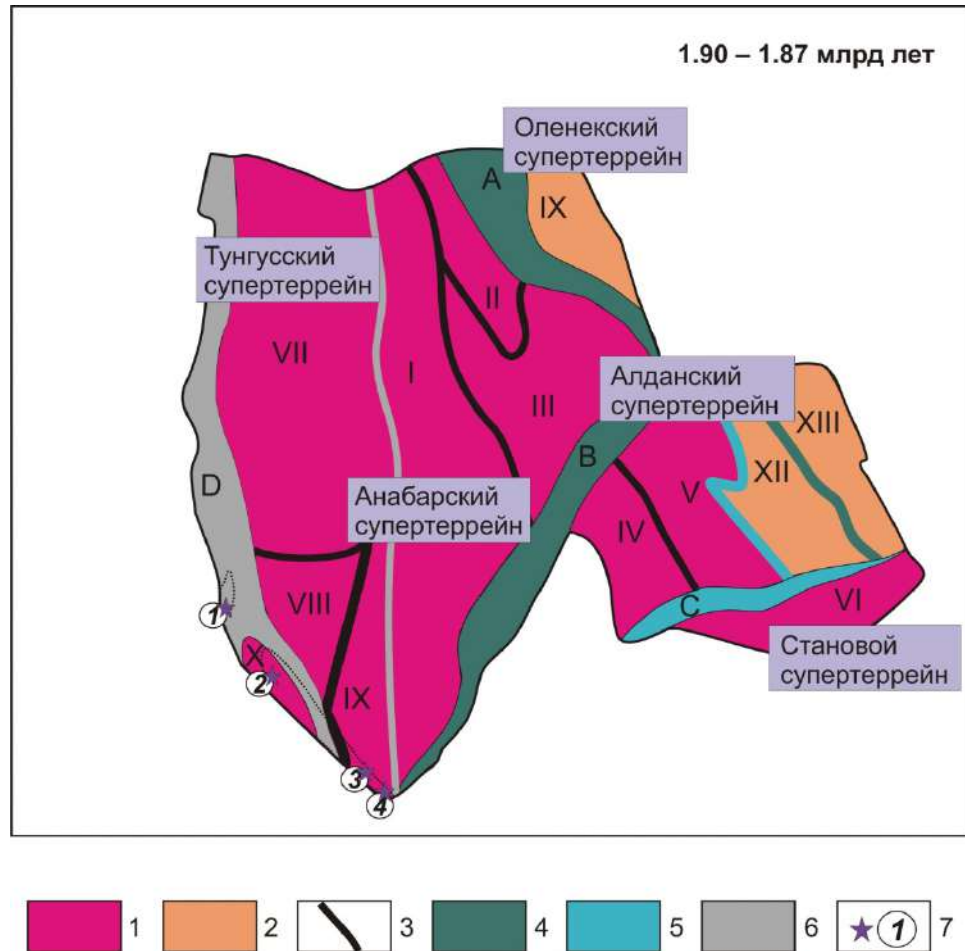


Рис. 9.6. Основные элементы структуры фундамента Сибирского кратона на временной интервал 1.90 – 1.87 млрд лет и положение коллизионных гранитоидов с возрастом 1.90 – 1.87 млрд лет.

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; 7 – коллизионные гранитоиды с возрастом 1.90 – 1.87 млрд лет.

Цифры в кружках: 1 – мигматиты и автохтонные граниты, ассоциирующие с метаморфическими породами канской серии Ангаро-Канского выступа (1.88 млрд лет [Urmantseva et al., 2012]), 2 – мигматиты и автохтонные граниты, ассоциирующие с породами хайламинской серии Бирюсинского выступа (1.90 млрд лет [Туркина и др., 2006]), 3-4 – гранитоиды, ассоциирующие с породами шарыжалгайской серии Иркутского блока Шарыжалгайского выступа с возрастом 1.87 – 1.85 млрд лет [Левицкий и др., 2004; Сальникова и др., 2007; Aftalion et al., 1991; Poller et al., 2004, 2005].

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 – Акитканский, С – Пристановой, D – Ангарский.

В Ангаро-Канском выступе гранитоиды этого этапа представлены мигматитами и автохтонными гранитоидами, ассоциирующими с породами канской серии, а также мигматитами и автохтонными разгнейсованными гранитоидами, располагающимися в краевой зоне Таракского плутона [Туркина и др., 2006; Ножкин и др., 2009; Urmantseva et al., 2012], в

Бирюсинском блоке – гранитоидами, ассоциирующимися с мигматитами и малыми интрузиями, распространенными среди пород хайламинской серии архея [Брынцев, 1994; Туркина и др., 2006]. В Иркутском блоке Шарыжалгайского выступа к этой группе могут быть отнесены небольшие тела гранитоидов, ассоциирующих с гранулитами и мигматитами [Петрова, Левицкий, 1984; Poller et al., 2004, 2005; Turkina, 2014]. 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 частей кратона в части присоединения блоков этих частей кратона к сформированному на предыдущих стадиях ядру кратона, а также возможное причленение крупного Тунгусского супертеррейна к остальным супертеррейнам кратона (рис. 9.6). 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 постколлизионного растяжения, возникшей после формирования структуры кратона (рис. 9.7).

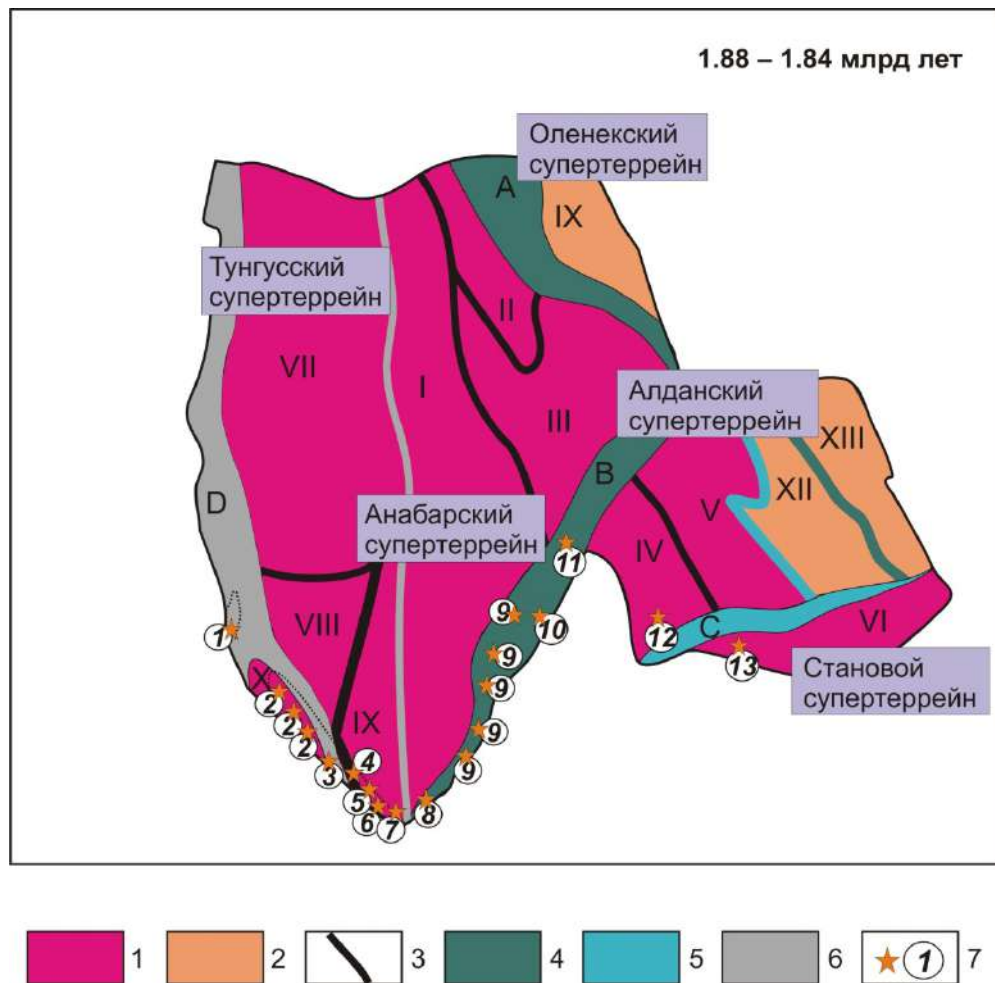


Рис. 9.7. Основные элементы структуры фундамента Сибирского кратона и положение постколлизионных гранитоидов и вулканитов кислого состава с возрастом 1.88 – 1.84 млрд лет.

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; 7 – постколлизионные гранитоиды и вулканиты кислого состава Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса с возрастом 1.88 – 1.84 млрд лет.

Цифры в кружках: 1 – граниты Таракского плутона Ангаро-Канского выступа (1.84 млрд лет [Ножкин и др., 2003]), 2 – гранитоиды и вулканиты Саяно-Бирюсинского вулканоплутонического пояса Бирюсинского выступа (1.90 – 1.86 млрд лет [Донская и др., 2014, 2019; Левицкий и др., 2002; Макагон и др., 2015; Туркина и др., 2003, 2006; Туркина, Прияткина, 2015]), 3 – гранитоиды Урикско-Ийского грабена (1.87 – 1.83 млрд лет [Галимова и др., 2011]), 4 – гранитоиды Булунского блока Шарыжалгайского выступа (1.85 млрд лет [Туркина, Капитонов, 2017]), 5 – гранитоиды Онотского блока Шарыжалгайского выступа (1.86 млрд лет [Донская и др., 2002; Туркина, Капитонов, 2017]), 6 – гранитоиды Китайского блока Шарыжалгайского выступа (1.87 – 1.86 млрд лет [Левицкий и др., 2002; Туркина, Прияткина, 2015]), 7 – гранитоиды Иркутского блока Шарыжалгайского выступа (1.85 – 1.84 млрд лет [Диденко и др., 2005; Poller et al., 2004]), 8 – гранитоиды приморского комплекса Голоуспенского блока Байкальского выступа (1.86 млрд лет [Донская и др., 2003]), 9 – гранитоиды и вулканиты Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Байкальского выступа (1.88 – 1.84 млрд лет [Водовозов и др., 2015; Донская и др., 2007, 2008; Ларин и др., 2003, 2009; Неймарк и др., 1991; Шоханова и др., 2010; Poller et al., 2005]), 10 – гранитоиды и вулканиты Чуйского блока Байкальского выступа (1.86 млрд лет [Неймарк и др., 1990]), 11 – граниты чуйско-кодарского комплекса Тонодского выступа (1.85 млрд лет [Ларин и др., 2006а]), 12 – граниты кодарского комплекса Чара-Олекминского блока Алданского щита (1.88 – 1.87 млрд лет [Ларин и др., 2000]), 13 – граниты балыхтахского комплекса Джугджуро-Становой складчатой области Станового выступа (1.87 млрд лет [Ларин и др., 2012]).

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.

Индикаторами этого этапа являются гранитоиды и вулканиты Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса, прослеживающегося в южной части Сибирского кратона на расстоянии более 2500 км и пересекающего все основные тектонические структуры в этой части кратона (рис. 9.7). 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. 9.7). В глобальном масштабе этот пояс является крупной сшивающей структурой, фиксирующей становление единого Сибирского кратона, а также вхождение его в раннепротерозойский суперконтинент Колумбия. Именно с этого этапа окончательное становление Сибирского кратона можно считать завершённым.

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 (рис. 9.8). В том числе, гранитоиды и вулканиты этого временного интервала отмечаются в Ангаро-Канском и Бирюсинском выступках (юго-западная часть кратона), а также в Батомгском блоке Алданского щита, Становом выступе и Пристановом блоке (юго-восточная часть кратона) (рис. 9.8). В юго-восточной части кратона гранитоиды совместно с вулканитами и осадками объединяются в единый Билякчан-Улканский вулканоплутонический пояс. Внедрение гранитоидов и вулканитов имело место во временном интервале 1.76 – 1.71 млрд лет, т.е. приблизительно через 0.08 – 0.10 млрд лет после магматических событий, связанных с формированием Южно-

Сибирского постколлизийного 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.

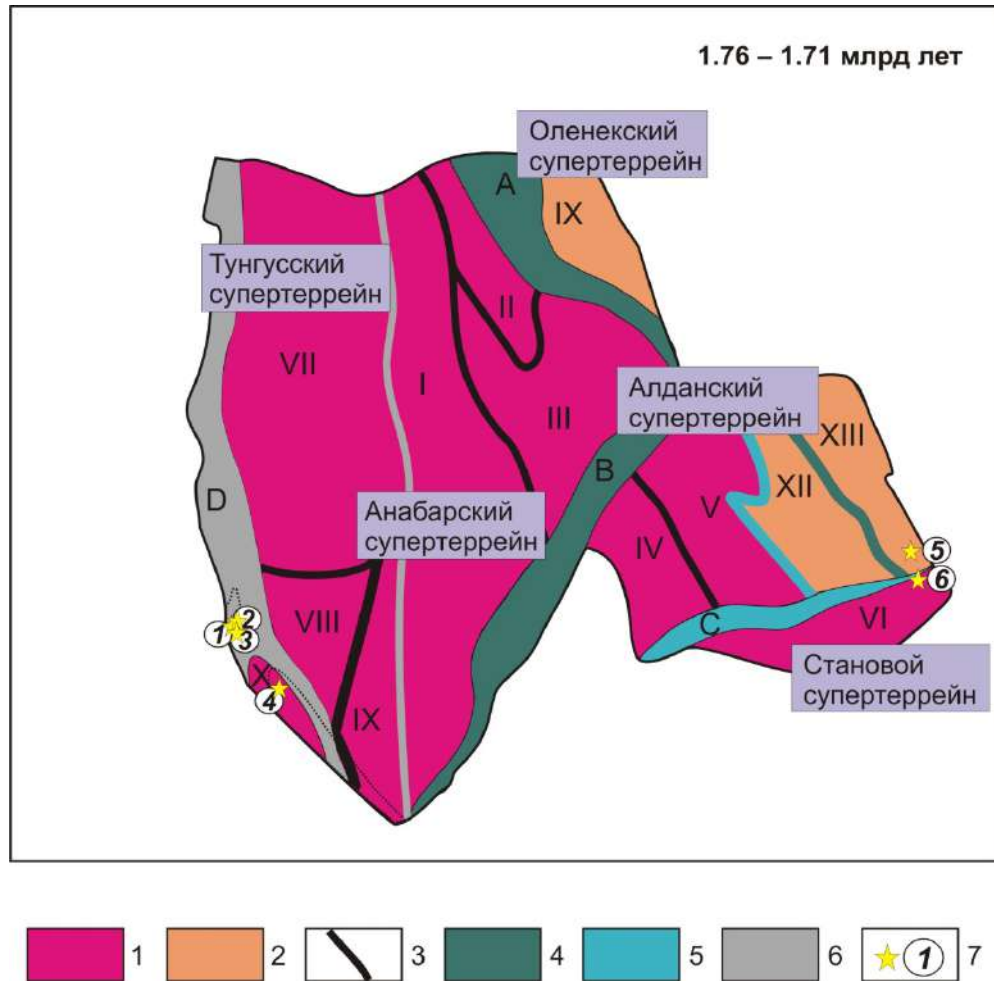


Рис. 9.8. Основные элементы структуры фундамента Сибирского кратона и положение внутриплитных (анорогенных) гранитоидов и вулканитов кислого состава с возрастом 1.76 – 1.71 млрд лет.

1 – архейские террейны; 2 – палеопротерозойские террейны; 3 – архейские шовные зоны; 4 – ранние (2.00 – 1.95 млрд лет) протерозойские складчатые пояса и коллизийные зоны; 5 – средние (1.95 – 1.90 млрд лет) протерозойские складчатые пояса и коллизийные зоны; 6 – поздние (1.90 – 1.87 млрд лет) протерозойские складчатые пояса и коллизийные зоны; 7 – внутриплитные (анорогенные) гранитоиды и вулканиты кислого состава с возрастом 1.76 – 1.71 млрд лет.

Цифры в кружках: 1 – граниты Таракского плутона Ангаро-Канского выступа (1.75 млрд лет [Ножкин и др., 2009]), 2 – кузеевиты Ангаро-Канского выступа (1.74 млрд лет [Бибикина и др., 2001]), 3 – вулканиты енисейской серии Ангаро-Канского выступа (1.74 млрд лет [Ножкин и др., 2016]), 4 – граниты Подпорожского массива Бирюсинского выступа (1.75 млрд лет [Туркина и др., 2003]), 5 – граниты и вулканиты Улкан-Джугджурской магматической ассоциации Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса (1.73 – 1.71 млрд лет [Диденко и др., 2010; Ларин, 2009; Ларин и др., 2013; Неймарк и др., 1992б; Larin et al., 1997]), 6 – анортозиты Улкан-Джугджурской магматической ассоциации Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса (1.74 – 1.73 млрд лет [Неймарк и др., 1992а]).

Докембрийские террейны: I – Маганский, II – Далдынский, III – Мархинский, IV – Олекминский, V – Центральнo-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 – Ачитканский, С – Пристановой, D – Ангарский.

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, также как и обобщение большого объема опубликованных данных по гранитоидам кратона, позволили выделить восемь основных этапов раннепротерозойского гранитоидного магматизма, отражающих различные стадии его становления и эволюции.

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. Эти два этапа разделены существенным перерывом в проявлении любой магматической активности, в том числе гранитоидного магматизма (~2.4 – 2.2 млрд лет). Подобный перерыв не является уникальной чертой Сибирского кратона, а напротив, характерен для всех древних кратонов. Гранитоиды с возрастом 2.5 – 2.4 и 2.15 – 2.04 млрд лет располагаются в разных блоках кратона, а именно на Алданском щите, Оленекском и Байкальском выступах фундамента, обнаруживают существенно различные геохимические характеристики и относятся к разным геохимическим типам.

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. Гранитоиды этого этапа, соответственно, распространены только в пределах южной и юго-восточной частей кратона. Данные гранитоиды обнаруживают во многом сходные геохимические характеристики, близкие гранитам *I*-типа. Большинство подобных гранитоидов характеризуются положительными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и формировались за счет плавления раннепротерозойской ювенильной коры, и, поэтому, данный этап гранитоидного магматизма можно рассматривать как первый этап трансформации примитивной коры в зрелую континентальную литосферу начавшего свое формирование Сибирского кратона. Формирование всех гранитоидов и ассоциирующих с ними вулканитов с возрастом 2.06 – 2.00 млрд лет в южной и юго-восточной частях кратона имело место в пределах островных дуг и(или) активных континентальных окраин архейских блоков, которые на последующем аккреционно-коллизиионном этапе сформировали структуру южной – юго-восточной окраины Сибирского кратона.

Коллизиионные 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 1.99 – 1.95 млрд лет, отмечаются в пределах Байкальского выступа, Алданского и Анабарского щитов и являются индикаторами процессов коллизии террейнов, составляющих ядро Анабарской, Алданской и Оленекской провинций кратона, а также отражают первую крупномасштабную стадию формирования структуры Сибирского кратона. Гранитоиды пятого этапа (1.95 – 1.90 млрд лет) отмечаются в Анабарской, Алданской и Становой провинциях кратона и отражают завершающие этапы становления этой части кратона. Коллизионные 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. Коллизионные гранитоиды этих этапов обнаруживают разнообразные геохимические характеристики близкие гранитам разных геохимических типов и характеризуются варьирующими значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$, от слабо положительных до сильно отрицательных. Однако, общим для всех коллизионных гранитоидов Сибирского кратона с возрастом 2.00 – 1.87 млрд лет является их формирование за счет плавления архейских или раннепротерозойских коровых источников, т.е. прироста континентальной коры на данном этапе не происходило. Существенная разница в химических составах гранитоидов объясняется разнообразием составов источников, подвергавшихся плавлению, на различных участках Сибирского кратона. Внедрение коллизионных гранитоидов в течение нескольких этапов на временном интервале 2.00 – 1.87 млрд лет фиксирует становление единой структуры Сибирского кратона в его различных районах.

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 постколлизионный магматический пояс. Гранитоиды Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса обнаруживают существенные отличия их химических составов на разных участках пояса, несмотря на их близкий возраст и одинаковую структурную позицию. При этом, гранитоиды и ассоциирующие с ними кислые вулканиты Байкальского выступа фундамента кратона обнаруживают во многом сходные геохимические характеристики и близки по составу гранитам *A*-типа, а гранитоиды и вулканиты Ангаро-Канского, Бирюсинского и Шарыжалгайского выступов характеризуются большим разнообразием их составов и обнаруживают геохимические характеристики близкие гранитам трех основных геохимических типов (*I*-, *S*-, *A*-типов). В пределах Тонодского выступа и Чара-Олекминского блока Алданского щита были отмечены граниты *S*- и *A*-типов. Для большинства гранитоидов и вулканитов Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса на основании их изотопно-геохимических характеристик предполагается смешанный корово-мантийный источник, но с разной долей ювенильного материала в источнике, что может

свидетельствовать о росте континентальной коры на данном этапе формирования структуры Сибирского кратона в пределах его южной части за счет увеличения объема континентальной коры в обстановке постколлизии растяжения. В то же время для отдельных пород допускается и коровый источник архейского или палеопротерозойского возраста без примеси мантийного материала. В глобальном масштабе породы Южно-Сибирского постколлизии магматического пояса фиксируют 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) локально проявлены в юго-западной и юго-восточной частях кратона и являются индикаторами процессов внутриконтинентального растяжения, не приведших к разрушению кратона. Гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканиты кислого состава с возрастом 1.76 – 1.71 млрд лет обнаруживают несколько отличные геохимические характеристики в юго-западной и юго-восточной частях кратона. В частности, все гранитоиды и вулканиты юго-восточной части кратона, а также гранитоиды и часть вулканитов Ангаро-Канского и Бирюсинского выступов юго-западной части кратона близки по своим геохимическим характеристикам гранитам *A*-типа, в то же время, некоторые из вулканитов Ангаро-Канского выступа обнаруживают геохимические характеристики, соответствующие высококалийным гранитам *I*-типа. Формирование гранитоидов и вулканитов с возрастом 1.76 – 1.71 млрд лет в пределах юго-западной и юго-восточной частей Сибирского кратона, имевшее место после перерыва около 0.08 – 0.10 млрд лет от внедрения постколлизии гранитоидов и вулканитов Южно-Сибирского постколлизии магматического пояса, происходило в анорогенной геодинамической обстановке и связано с процессами внутриконтинентального растяжения в пределах Сибирского кратона, не приведшими к нарушению его целостности и раскрытию масштабных рифтогенных бассейнов.

Проведенные исследования показали, 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 не могут являться индикаторными для раннепротерозойской эволюции Сибирского кратона. Хорошо выраженные изменения в химических составах фиксируются для пород южной – юго-восточной частей кратона (Байкальский выступ, Тонодский выступ, Алданский щит) начиная с временного рубежа 2.06 млрд лет и до временного рубежа 1.71 млрд лет, что позволяет сделать вывод, что эта часть кратона развивалась в раннем протерозое начиная с временного интервала 2.06 – 2.00 млрд лет и до 1.74 – 1.71 млрд лет по классическому сценарию заключительной части цикла Уилсона (надсубдукционная обстановка сменяется коллизией 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 коллизионные 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 коллизионной (позднеколлизийной или, по различным схемам разделения, постколлизийной) 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 не зависимо ни от возраста, ни от геодинамической обстановки их формирования, т.е. отсутствует тренд изменения составов от коллизионных к внутриплитным гранитоидам, которых был хорошо проявлен в магматических породах южной – юго-восточной частей кратона. Таким образом, для южной – юго-восточной частей кратона (Байкальский, Тонодский выступы фундамента, Алданский щит) на основании вещественного состава гранитоидов хорошо прослеживается динамика эволюции континентальной коры в этой части кратона, выраженная возрастанием ее «зрелости», которая хорошо коррелируется со сменой геодинамических режимов в регионе на рассматриваемом временном интервале. В северной части кратона зафиксированы только раннепротерозойские гранитоиды, формирующиеся на стадии становления структуры кратона (коллизионные и сопряженные с ними постколлизийные 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 только ряд коллизионные–постколлизийные–внутриплитные гранитоиды, составы гранитоидов хорошо коррелируются, главным образом, с составами коровых субстратов в этой части кратона, которые представлены преимущественно «зрелыми» породами континентальной коры. Некоторые изменения вещественного состава этих гранитоидов связаны только с добавлением ювенильного мантийного материала в источники отдельных гранитоидных магм.

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 частях кратона (Байкальский выступ и

Алданский щит) и формирование которых происходило в надсубдукционной геодинамической обстановке. Данный этап может рассматриваться как первый этап трансформации примитивной коры в зрелую континентальную кору начавшегося формироваться Сибирского кратона. Второй основной этап роста континентальной коры на площади Сибирского кратона фиксируют гранитоиды и ассоциирующие с ними вулканы 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.

Раннепротерозойские гранитоиды фиксируют каждую стадию становления структуры Сибирского кратона: 1) 2.00–1.95 млрд лет – объединение в единую структуру террейнов, составляющие ядро Анабарского, Алданского и Оленекского супертеррейнов; 2) 1.95–1.90 млрд лет – приращение отдельных блоков, а также Учурского и Станового супертеррейнов к уже сформированному ядру кратона; 3) 1.90–1.87 млрд лет – аккреционно-коллизийный этап в южной – юго-западных частях кратона; 4) 1.88 – 1.84 млрд лет – постколлизийное растяжение, в пределах уже сформировавшегося Сибирского кратона.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Александров В.К. Надвиги и шарьяжные структуры Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1990. – 102 с.
2. Анисимова И.В., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Великославинский С.Д., Загорная Н.Ю. Возрастные границы и продолжительность формирования раннепротерозойских вулканических поясов центральной части Алданского щита // Доклады Академии наук. – 2006. – Т. 406. – № 3. – С. 355–360.
3. Аносов В.С. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Прибайкальская. Лист N-48-XXXIV. Объяснительная записка. – М.: Издательство «Недра», 1967. – 76 с.
4. Арт Дж.Г. Некоторые элементы-примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы / Ред. Ф. Баркер. – М., Мир, 1983. – С. 99–105.
5. Артемьев А.Н., Иванов Ф.И., Цыпуков Ю.П., Аносов В.С. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Бодайбинская. Объяснительная записка. – М., 1984. – 80 с.
6. Базарова Е.П. Петрология и геохимия раннепротерозойских гранитов приморского комплекса. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Иркутск, 2011. – 21 с.
7. Бибикова Е.В., Белов А.Н., Розен О.М. Изотопное датирование метаморфических пород Анабарского щита // Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли / Отв. ред. М.С. Марков. – М.: Наука, 1988. – С. 122–133.
8. Бибикова Е.В., Шульдинер В.И., Грачева Т.В., Панченко И.В., Макаров В.А. Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области // Докл. АН СССР. – 1984а. – Т. 275. – № 6. – С. 1471–1474.
9. Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Дук В.Л., Кицул В.И., Макаров В.А. Изотопный возраст унгринского магматического комплекса Алданского щита // Докл. АН СССР. – 1984б. – Т. 276. – № 1. – С. 206–209.
10. Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К., Плоткина Ю.В. U-Pb возраст гиперстеновых гранитов (кузеевитов) Ангаро-Канского выступа (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 5. – С. 864–867.
11. Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д. Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1993. – Т. 1. – № 1. – С. 35–40.

12. Бибикова Е.В., Другова Г.М., Дук В.Л., Левский Л.К., Левченков О.А., Морозова И.М. Геохронология Алдано-Витимского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. Отв. ред. Шуколюков Ю.А., Бибикова Е.В. – М.: Наука, 1986. – С. 135–159.
13. Бибикова Е.В., Кориковский С.П., Кирнозова Т.И., Сумин Л.В., Аракелянц М.М., Федоровский В.С., Петрова З.И. Определение возраста пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса изотопно-геохронологическими методами // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза / Ред. Ю.А. Шуколюков. – М.: Наука, 1987. – С. 154–164.
14. Бибикова Е.В., Кориковский С.П., Сезько А.И., Федоровский В.С. Возраст гранитов приморского комплекса (Западное Прибайкалье) по данным U-Pb метода // ДАН СССР. – 1981. – Т. 257. – № 2. – С. 462–466.
15. Бибикова Е.В., Туркина О.М., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М. Древнейшие плагиогнейсы Онотского блока Шарыжалгайского выступа: изотопная геохронология // Геохимия. – 2006. – № 3. – С. 347–352.
16. Бибикова Е.В., Хильтова В.Я., Грачева Т.В., Макаров В.А. Возраст зеленокаменных поясов Присяянья // Докл. АН СССР. – 1982. – Т. 267. – № 5. – С. 1171–1174.
17. Брынцев В.В. Докембрийские гранитоиды Северо-Западного Присяянья. – Новосибирск: ВО «Наука». Сибирская издательская фирма, 1994. – 184 с.
18. Бухаров А.А. Протоактивизированные зоны древних платформ. – Новосибирск: Наука, 1987. – 202 с.
19. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Толмачева Е.В., Ван К.-Л., Чун С.-Л. Палеопротерозойский возраст протолитов метаосадочных пород сутамской толщи алданского гранулитогнейсового мегакомплекса (Становой структурный шов) // Доклады Академии наук. – 2015. – Т. 463. – № 4. – С. 438–442.
20. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Беляевский Н.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. U-Pb возраст федоровской толщи Алданского гранулитогнейсового мегакомплекса (Алданский щит) // Доклады Академии наук. – 2003. – Т. 393. – № 1. – С. 91–96.
21. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А., Загорная Н.Ю., Яковлева С.З., Толмачева Е.В., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи, Алданский щит // Петрология. – 2006. – Т. 14. – № 1. – С. 25–43.
22. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Толмачева Е.В., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Ларин А.М. Раннедокембрийские гранитоидно-гнейсовые комплексы центральной части Алданского щита // Петрология. – 2011а. – Т. 19. – № 4. – С. 399–416.

23. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Гороховский Б.М. Возраст иликанской толщи станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады Академии наук. – 2011б. – Т. 438. – № 3. – С. 355–359.

24. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Метабазальты брянтинской толщи станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. – 2012. – Т. 20. – № 3. С. 266–281.

25. Вишневский А.Н. Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита. – Л.: Наука, 1978. – 213 с.

26. Водовозов В.Ю., Зверев А.Р., Котов А.Б., Ларин А.М. Сибирский кратон в раннем протерозое – от террейнов до суперконтинента – палеомагнитные свидетельства эволюции // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 13. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2015. – С. 34–36.

27. Галимова Т.Ф., Пашкова А.Г., Поваринцева С.А., Перфильев, В.В., Намолова М.М., Андрющенко С.В., Денисенко Е.П., Пермьяков С.А., Миронюк Е.П., Тимашков А.Н., Плеханов А.О. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-47 – Нижнеудинск. Объяснительная записка.– СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. – 652 с.

28. Галимова Т.Ф., Пермьяков А.С. Бобровский В.Т., Пашкова Л.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Лист N-47–Нижнеудинск. – СПб.: Изд-во СПб картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. – 675 с.

29. Галимова Т.Ф., Пермьяков С.А., Бобровский В.Т., Пашкова А.Г., Бормоткина Л.А., Поваринцева С.А., Матвейчук А.А., Намолова М.М., Садриев В.М. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:1000 000, лист N-48-Иркутск, 2006. – 490 с.

30. Гафаров Р.А., Лейтис А.М., Федоровский В.С. и др. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и последовательность формирования континентальной коры // Геотектоника. – 1978. – № 1. – С. 43–58.

31. Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР. М-б 1:1 500 000 / Гл. ред. А.Л. Яншин. – М.: Мингео СССР, 1983.

32. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Вингейт М.Т.Д., Мазукабзов А.М., Писаревский С.А., Корнилова Т.А. Изотопное датирование гибридных пород из зон эндоконтакта как способ

выяснения возраста внедрения базитов (южный фланг Сибирского кратона) // Геология и геофизика. – 2013а. – Т. 54. – № 11. – С. 1714–1730.

33. Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Мазукабзов А.М., Седерлунд У., Скляр Е.В., Донская Т.В., Эрнст Р.Е., Станевич А.М. Первые свидетельства палеопротерозойского постколлизийного базитового магматизма в Присяянском выступе фундамента Сибирского кратона // Доклады Академии наук. – 2013б. – Т. 450. – № 4. – С. 440–444.

34. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Писаревский С.А., Эрнст Р.Е., Станевич А.М. Мезопротерозойский мантийный плюм под северной частью Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 5. – С. 856–873.

35. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Скляр Е.В., Яковлева С.З. Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов китойского комплекса (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46. – № 11. – С. 1139–1150.

36. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Пономарчук В.А., Станевич А.М. Урикско-Ийский грабен Присяянского выступа Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // Доклады Академии наук. – 2002. – Т. 386. – № 1. – С. 72–77.

37. Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Донская Т.В., Мотова З.Л., Ванин В.А. Возрастные уровни и геодинамические режимы накопления докембрийских толщ Урикско-Ийского грабена, юг Сибирского кратона // Геотектоника. – 2014. – № 5. – С. 17–31.

38. Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Эрнст Р., Донская Т.В., Седерлунд У., Мазукабзов А.М., Хейнс Дж. Крупная магматическая провинция (КМП) с возрастом ~1750 млн. лет на площади Сибирского кратона // Доклады Академии наук. – 2010. – Т. 430. – № 5. – С. 654–657.

39. Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. – 2009. – № 4. – с. 3–15.

40. Глебовицкий В.А., Левченков О.А., Левицкий В.И., Ризванова Н.Г., Левский Л.К., Богомолов Е.С., Левицкий И.В. Возрастные рубежи проявления метаморфизма на Китойском силлиманитовом месторождении // Доклады Академии наук. – 2011. – Т. 436. – № 3. – С. 351–355.

41. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Саморукова Л.М. Древнейшее метаморфическое событие Алданского гранулитового ареала (Восточная Сибирь): результаты локального датирования цирконов ультраметаморфогенных гранитоидов // Доклады Академии наук. – 2010. – Т. 431. – № 6. – С. 797–801.

42. Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. – 2008а. – № 1. – С. 12–26.

43. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Бережная Н.Г., Пресняков С.И., Саморукова Л.М. Возраст мигматитов станового комплекса Восточной Сибири по результатам датирования цирконов U-Pb методом (SHRIMP-II) // Доклады Академии наук. – 2008б. – Т. 420. – № 1. – С. 80–84.

44. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Толмачева Е.В., Саморукова Л.М. Геохимия и геохронология мигматитов Курультино-Нюкжинского сегмента и проблемы корреляции метаморфических событий в Джугджуро-Становой складчатой области, Восточная Сибирь // Петрология. – 2008в. – Т. 16. – № 6. – С. 627–656.

45. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И., Пресняков С.Л., Бережная Н.Г., Толмачева Е.В., Саморукова Л.М., Сергеев С.А. Возраст станового комплекса Восточной Сибири по данным ионного микрозонда (SHRIMP-II) // Доклады Академии наук. – 2007. – Т. 412. – № 3. – С. 365–368.

46. Глуховский М.З., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Новые данные об изотопном U-Pb-возрасте гиперстеновых гранодиоритов Алданского щита и проблема зональности процессов палеопротерозойского термотектогенеза // Доклады Академии наук. – 2005. – Т. 404. – № 4. – С. 524–528.

47. Глуховский М.З., Баянова Т.Б., Моралев В.М., Левкович Н.В. Новые данные об изотопном U-Pb-возрасте цирконов из пород Суннагинского эндербитового купола Алданского щита (к проблеме тектонической эволюции древней континентальной коры) // Доклады Академии наук. – 2004. – Т. 394. – № 6. – С. 782–786.

48. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N_52. Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. Санкт-Петербург, 2009.

49. Грабкин О.В., Мельников А.И. Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва (на примере Шарыжалгайского блока). – Новосибирск: Наука, 1980. – 95 с.

50. Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фторсодержащей гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами. – М.: ГЕОС, 2005. – 186 с.

51. Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 9. – С. 1356–1373.

52. Гришин М.П. Строение фундамента под чехлом Сибирской платформы // Докембрий континентов. Древние платформы Евразии. – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 207–218.

53. Гурьянов В.А., Диденко А.Н., Песков А.Ю., Роганов Г.В., Дымович В.А. Раннедокембрийские гранитоиды Батомгского выступа фундамента юга-востока Сибирской платформы: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Тихоокеанская геология. – 2016. – Т. 35. – № 3. – С. 23–44.
54. Гусев Н.И., Ларионов А.Н. Неоархейские санукитоиды Анабарского щита // Современные проблемы геохимии: Материалы Всероссийского совещания (с участием иностранных ученых). – Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2012. – В 3-х томах. – Т. 2. – С. 51–55.
55. Гусев Н.И., Руденко В.Е., Бережная Н.Г., Скублов С.Г., Морева Н.В., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н. Возраст гранулитов далдынской серии Анабарского щита // Региональная геология и металлогения. – 2012. – № 52. – С. 29–38.
56. Гусев Н.И., Руденко В.Е., Бережная Н.Г., Скублов С.Г., Ларионов А.Н. Изотопно-геохимические особенности и возраст (SHRIMP II) метаморфических и магматических пород в Котуйкан-Монхолинской зоне Анабарского щита // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 54. – С. 45–59.
57. Демин А.Н., Демина Т.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Бодайбинская. Объяснительная записка. – М., 1973. – 92 с.
58. Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибилова Е.В. Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизийных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли. – 2005. – № 2. – С. 66–83.
59. Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю., Пересторонин А.Н., Авдеев Д.В., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М. Геохимия и геохронология протерозойских магматических пород Улканского прогиба (новые данные) // Тихоокеанская геология. – 2010. – Т. 29. – № 5. – С. 44–69
60. Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибилова Е.В., Водовозов В.Ю., Хильтова В.Я., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Левицкий В.И., Травин А.В., Шевченко Д.О., Рассказов С.В. Палеомагнетизм нижнепротерозойских гранитоидов Шарьжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона и геодинамические следствия // Доклады Академии наук. – 2003. – Т. 390. – № 3. – С. 368–373.
61. Дмитриева Н.В., Ножкин А.Д. Геохимия палеопротерозойских метатерригенных пород Бирюсинского блока юго-западной части Сибирского кратона // Литология и полезные ископаемые. – 2012. – № 2. – С. 156–179.
62. Докембрийская геология СССР / Ред. Д.В. Рундквист, Ф.П. Митрофанов. – Л.: Наука, 1988. – 443 с.

63. Донская Т.В., Бибикова Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., ДеВаэле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Кирнозова Т.И. Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // Петрология. – 2008. – Т. 16. – № 5. – С. 452–479.

64. Донская Т.В., Бибикова Е.В., Мазукабзов А.М., Козаков И.К., Гладкочуб Д.П., Кирнозова 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.

65. 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.

66. 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. – 2018а. – Т. 9. – № 2. – С. 391–412.

67. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. Раннепротерозойские гранитоиды оленекского комплекса (северная часть Сибирского кратона): петрогенезис и геодинамическая позиция // Геология и геофизика. – 2018б. – Т. 59. – № 3. – С. 286–299.

68. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Склярёв Е.В., Котов А.Б., Ларин А.М., Старикова А.Е., Мазукабзов А.М., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д. Происхождение палеопротерозойских редкометальных гранитов Катугинского массива // Петрология. – 2018в. – Т. 26. – № 1. – С. 52–71.

69. 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.

70. 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.

71. 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.

72. 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.

73. Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Бибилова Е.В., Гладкочуб Д.П., Диденко А.Н., Кирнозова Т.И., Водовозов В.Ю., Станевич А.М. Стратотип чайской свиты акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса: возраст и продолжительность осадконакопления // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 9. – С. 916–920.

74. 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.

75. Ескин А.С., Обухов С.П., Хренов П.М. Граниты рапакиви из Западного Прибайкалья // Доклады АН СССР. – 1971. – Т. 200. – № 4. – С. 921–924.

76. Журавлев Д.З., Розен О.М. Sm-Nd-возраст метаосадков гранулитового комплекса Анабарского щита // Доклады АН СССР. – 1991. – Т. 317. – № 1. – С. 189–193.

77. Зорин Ю.А., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Пресняков С.Л., Сергеев С.А. Силурийский возраст главных складчатых деформаций рифейских отложений Байкало-Патомской зоны // Доклады Академии наук. – 2008. – Т. 423. – № 2. – С. 429–434.

78. Зорин Ю.А., Мордвинова В.В., Турутанов Е.Х., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М., Косарев Г.Л., Гао С.Ш. Новые геофизические данные о надвигах в Прибайкалье, Западном Забайкалье и Центральной Монголии // Геотектоника. – 2002. – № 2. – С. 40–52.

79. Зорин Ю.А., Склярлов Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга – задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее – раннем палеозое // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 3. – С. 209–226.

80. Кирнозова Т.И., Бибилова Е.В., Козаков И.К., Ковач В.П., Диденко А.Н., Резницкий Л.З. Раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды Присяянского выступа фундамента Сибирской платформы: U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. – Санкт-Петербург: Центр информационной культуры, 2003. – С. 193–195.

81. Ковач В.П., Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Sm-Nd изотопная систематика кислых метавулканитов федоровской толщи Алданского щита (район среднего течения р. Тимптон) // Доклады Академии наук. – 1996. – Т. 347. – № 2. – С. 236–238.

82. Ковач В.П., Котов А.Б., Березкин В.И., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Смелов А.П., Загорная Н.Ю. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных

комплексов центральной части Алданского щита: Sm-Nd изотопные данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1999. – Т. 7. – № 1. – С. 3–17.

83. Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А. и др. Основные структурные элементы Сибири в позднем докембрии // Геология и геофизика. – 1962. – № 10. – С. 68–82.

84. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Диссертация в виде научного доклада на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. – Санкт-Петербург: Издательство СПбГУ, 2003. – 78 с.

85. Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б., Склярлов Е.В., Толмачева Е.В., Донская Т.В., Великославинский В.Д., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометального месторождения (Алданский щит) // Доклады Академии наук. – 2015. – Т. 463. – № 2. – С. 187–191.

86. Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Казанский В.И., Сальникова Е.Б., Перцев Н.Н., Ковач В.П., Яковлева С.З. Возрастные границы формирования главных структурных элементов центральной части Алданского щита // Доклады Академии наук. – 2005. – Т. 404. – № 6. – С. 798–801.

87. Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Мыскова Т.А. Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. – 1995. – Т. 3. – № 1. – С. 99–110.

88. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Склярлов Е.В., Гладкочуб Д.П., Ларин А.М., Толмачева Е.В., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Верхняя возрастная граница формирования протолитов метаосадочных пород нижней части разреза удоканской серии (Алданский щит) // Доклады Академии наук. – 2018. – Т. 479. – № 4. – С. 412–416.

89. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Ковач В.П., Саватенков В.М., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Плоткина Ю.В. Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовых областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. – 2004. – Т. 12. – № 1. – С. 46–67.

90. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Тектоно-магматическая эволюция Джугджуро-Становой складчатой области // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 6. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2008. В 2-х томах. – Т. 1. – С. 145–147.

91. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Морозова И.М., Богомолов Е.С., Беляцкий Б.В., Бережная Н.Г. Раннепротерозойские гранитоиды северо-западной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd данные // Геология и геофизика. – 1993. – Т. 34. – № 2. – С. 15–21.
92. Крук Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – № 8. – С. 1403–1423.
93. Крылов А.Я., Вишневский А.Н., Силин Ю.И., Атрашенок Л.Я., Авдзейко Г.В. Абсолютный возраст пород Анабарского щита // Геохимия. – 1963. – № 12. – С. 1140–1144.
94. Кузнецов Ю.А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. Избранные труды. Т. 1. – Новосибирск: Наука, 1988. – 218 с.
95. Куц Л.В., Макрыгина В.А. Сравнительная характеристика щелочных приразломных метасоматитов и гранитоидов зон региональных разломов в интервале 2.1-1.6 млрд лет в южном обрамлении Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 3. – С. 417–431.
96. Ларин А.М. Граниты рапакиви в геологической истории Земли. Статья 1. Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: возраст, геохимия, тектоническое положение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2009. – Т. 17. – № 3. – С. 3–28.
97. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Яковлева С.З., Срывцев Н.А., Анисимова И.В., Толкачев М.Д. Возраст и тектоническое положение чарнокитов татарниковского комплекса (Северо-Западное Прибайкалье) // Доклады Академии наук. – 2009. – Т. 429. – № 5. – С. 640–644.
98. Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. – СПб.: Наука, 2011. – 402 с.
99. Ларин А.М. Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: геологическое положение, возраст, источники. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – М.: ИГЕМ РАН, 2008. – 47 с.
100. Ларин А.М. Улкан-Джугджурская анортозит-рапакивигранит-щелочногранитная рудоносная магматическая ассоциация (Сибирский кратон): возраст, тектоническое положение, источники и металлогения // Геология рудных месторождений. – 2014. – Т. 56. – № 4. – С. 291–316.
101. Ларин А.М., Великославинский С.Д., Котов А.Б. и др. Тектономагматическая эволюция Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии. Всероссийская научная конференция. Сб. докл. – Благовещенск: ИГ и ИП ДВО РАН, 2010. – С. 25–26.
102. Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления:

источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. – 2012. – Т. 20. – № 3. – С. 242–265.

103. 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 редкометальных гранитов катугинского комплекса (Алданский щит) // Доклады Академии наук. – 2015. – Т. 464. – № 1. – С. 75–79.

104. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Возраст и тектоническое положение улканской серии – стратотипа Верхнего Карелия Восточной Сибири и Дальнего Востока // Доклады Академии наук. – 2013. – Т. 449. – № 4. – С. 447–451.

105. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П. Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2006а. – Т. 14. – № 5. – С. 3–15.

106. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Суханов М.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Великославинский С.Д., Толкачев М.Д. Каларский комплекс (Алдано-Становой щит) – древнейший представитель анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной магматической ассоциации: результаты геохронологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований // Петрология. – 2006б. – Т. 14. – № 1. – С. 4–24.

107. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Иванов В.Э. О возрасте Катугинского Та-Nb-месторождения (Алдано-Становой щит): к проблеме выделения новой глобальной редкометальной металлогенической эпохи // Доклады Академии наук. – 2002. – Т. 383. – № 6. – С. 807–811.

108. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Макарьев Л.Б., Тимашков А.Н., Бережная Н.Г., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингрского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. – 2000. – Т. 8. – № 3. – С. 267–279.

109. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З., Толкачев М.Д. Позднеархейские гранитоиды Дамбукинского блока Джугджуро-Становой складчатой области: формирование и преобразование континентальной коры в раннем докембрии // Петрология. – 2004. – Т. 12. – № 3. – С. 245–263.

110. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // Доклады Академии наук. – 2003. – Т. 392. – № 4. – С. 506–511.

111. Левашова Е.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Лупашко Т.Н., Ильченко Е.А. Редкие элементы в цирконе из пород Катугинского редкометального месторождения // Записки Российского минералогического общества. – 2014. – Т. 143. – № 5. – С. 17–31.
112. Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З., Бибикина Е.В., Кирилова Т.И., Козаков И.К., Макаров В.А., Плоткина Ю.В. Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – № 8. – С. 717–731.
113. Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Левицкий И.В., Котов А.Б., Бараш И.Г., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Возраст и происхождение Китойского месторождения силлиманитовых сланцев (Восточная Сибирь) // Доклады Академии наук. – 2010. – Т. 431. – № 3. – С. 386–391.
114. Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Резницкий Л.З., Бараш И.Г., Яковлева С.З., Ковач В.П., Мельников А.И., Плоткина Ю.В. Возраст формирования апокарбонатных метасоматитов Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы (Юго-Западное Прибайкалье): U-Pb данные по бадделеиту и циркону // Доклады Академии наук. – 2004. – Т. 399. – № 5. – С. 650–654.
115. Левченков О.А., Левицкий В.И., Ризванова Н.Г., Ковач В.П., Сергеева Н.А., Левский Л.К. Возраст пород Иркутского блока Присяянского выступа фундамента Сибирской платформы: датирование минералов метаморфических пород // Петрология. – 2012. – Т. 20. – № 1. – С. 95–101.
116. Лобанов М.П. О магматизме северной части Байкальского хребта // Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области. – М.: Недра, 1964. – С. 138–195.
117. Лучицкая М.В. Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое-кайнозое. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. – М.: ГИН РАН, 2012. – 50 с.
118. Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. Тектоническое районирование и структура южной части Сибирского кратона // Эволюция южной Сибирского кратона в докембрии, Скляров Е.В. (ред.). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. – С. 8–76.
119. Макагон В.М., Баянова Т.Б., Загорский В.Е. Синхронные раннедокембрийские массивы I- и A- гранитов в полях редкометалльных пегматитов Восточно-Саянского пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 13. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2015. – С. 144–145.

120. Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. – Новосибирск: Наука, 1981. – 199 с.
121. Макрыгина В.А., Петрова З.И., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Новые данные о возрасте толщ, обрамляющих Чуйское и Прибайкальское поднятия (Северное и Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46. – № 7. – С. 714–722.
122. Мануйлова М.М., Срывцев Н.А. Приморский комплекс гранитов рапакиви (Западное Прибайкалье) // Проблемы докембрийского магматизма. – Л.: Наука, 1974. – С. 174–180.
123. Мац В.Д., Бухаров А.А., Егорова О.П. Стратиграфия и некоторые литологические особенности терригенно-вулканогенных толщ Северо-Байкальского вулканического пояса // Материалы по геологии и геофизике Сибирской платформы. Вып. 1. – Иркутск: Восточно-Сибирское книжное издательство, 1968. – С. 116–139.
124. Мельников А.И. Структурная эволюция метаморфических комплексов древних щитов. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2011. – 288 с.
125. Мехоношин А.С., Эрнст Р., Седерлунд У., Гамильтон М.А., Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 5. – С. 1043–1057.
126. Мишкин М.А., Ленников А.М., Баянова Т.Б., Вовна Г.М., Сахно В.Г., Октябрьский Р.А., Бадреддинов З.Г. Первые результаты U-Pb геохронологических исследований докембрийских гранитоидов Батомгского блока Алданского щита // Тихоокеанская геология. – 2010. – Т. 29. – № 3. – С. 45–49.
127. Молчанов А.В., Князев В.Ю., Худолей А.К. Тектоно-флюидные зоны Анабарского щита и их рудоносность // Региональная геология и металлогения. – 2011. – № 47. – С. 96–106.
128. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулкано-плутонического пояса // Петрология. – 1998. – Т. 6. – № 4. – С. 139–164.
129. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З. Уран-свинцовый возраст анортозитов Джугджура // Доклады Академии наук. – 1992а. – Т. 323. – № 3. – С. 514–518.
130. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Гороховский Б.М. U-Pb-возраст магматических пород Улканского грабена (юго-восточная часть Алданского щита) // Доклады Академии наук. – 1992б. – Т. 323. – № 6. – С. 1152–1156.

131. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Срывцев Н.А., Булдыгеров В.В. Новые данные о возрасте пород акитканской серии Байкало-Патомской складчатой области по результатам U-Pb датирования цирконов // ДАН СССР. – 1991. – Т. 320. – № 1. – С. 182–186.
132. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Левченков О.А., Комаров А.Н., Яковлева С.З., Немчин А.А., Шулешко И.К., Кориковский С.П. О раннепротерозойском-верхнерифейском возрасте пород олокитского комплекса (Северное Прибайкалье) по данным цирконовой геохронологии // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления / Отв. ред. Шемякин В.М. – Л.: Наука, 1990. – С. 206–222.
133. Ножкин А.Д. Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и особенности их металлогении // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – № 11. – С. 1524–1544.
134. Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А. Изотопно-геохронологическое исследование (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 9. – С. 879–889.
135. Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. – Новосибирск: Изд-во ОИГГМ РАН, 1993. – 223 с.
136. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. Раннепротерозойские коллизионные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb-геохронологические и Sm-Nd-изотопные данные // Доклады Академии наук. – 2009. – Т. 428. – № 3. – С. 386–391.
137. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В., Серов П.А. Возрастные рубежи формирования нижнепротерозойских метаосадочных комплексов юго-западной окраины Сибирского кратона // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. – СПб: Springer, 2015. – С. 194–196.
138. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 2. – С. 312–332.
139. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. Позднепалеопротерозойский енисейский амфиболито-гнейсовый комплекс Ангаро-Канского блока (Енисейский кряж): результаты исследования U-Pb возраста цирконов и P-T параметров метаморфизма // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 12. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2014. – С. 222–224.

140. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ковач В.П., Ронкин Ю.Л. Sm-Nd-изотопная систематика метапелитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса // Доклады Академии наук. – 2008. – Т. 423. – № 6. – С. 795–800.
141. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Мельгунов М.С. Геохимия метаосадочно-вулканогенных толщ и гранитоидов Онотского зеленокаменного пояса // Геохимия. – 2001. – № 1. – С. 31–50.
142. Обухов С.П. Граниты рапакиви Прибайкалья. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. – Иркутск, 1979. – 22 с.
143. Оксман В.С. Анабарский щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – С. 104–107.
144. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22. – № 6. – С. 7–41.
145. Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии: (в связи с составлением новой тектонической карты) // Геотектоника. – 1976. – № 5. – С. 6–23.
146. Петрова З.И. Геохимия пород Голоустенского блока в южном обрамлении Сибирской платформы // Геохимия. – 2001. – № 6. – С. 593–606.
147. Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1984. – 200 с.
148. Петрова З.И., Макрыгина В.А., Антипин В.С. Петролого-геохимическая корреляция гранитов рапакиви и кислых вулканитов в южном обрамлении Сибирской платформы // Петрология. – 1997. – Т. 5. – № 3. – С. 291–311.
149. Подковыров В.Н., Котов А.Б., Ларин А.М., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Источники и области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Доклады Академии наук. – 2006. – Т. 408. – № 2. – С. 223–227.
150. Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А., Сальникова Е.Б., Шапорина М.Н., Ларин А.М., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // Доклады Академии наук. – 2009. – Т. 424. – № 4. – С. 517–521.
151. Попов Н.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Постников А.А., Тимофеев В.Ф., Березкин В.И., Ларин А.М., Федосеенко А.М., Яковлева С.З. Диабазы куранахского комплекса

западной части Алдано-Станового щита: возраст и тектоническое положение // Доклады Академии наук. – 2012. – Т. 442. – № 3. – С. 365–368.

152. Попов Н.В., Сафонова И.Ю., Постников А.А., Терлеев А.А., Комия Ц., Токарев Д.А. Палеопротерозойские гранитоиды из фундамента центральной части Сибирской платформы (скважина Могдинская-6): U-Pb возраст и состав // Доклады Академии наук. – 2015. – Т. 461. – № 5. – С. 558–562.

153. Прохоров К.В., Собаченко В.Н. Структурно-петрологические и геохимические условия образования рудоносных высокотемпературных натриевых метасоматитов // Отв. ред. Томсон И.Н. Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. – М.: Наука, 1985. – С. 94–121.

154. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. – Хабаровск: ХГГП, 1994. – 123 с.

155. Розен О.М. Сибирский кратон – фрагмент палеопротерозойского суперконтинента // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия: материалы совещания. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. С. 227–230.

156. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. – 2003. – № 3. – С. 3–21.

157. Розен О.М., Бибикина Е.В., Журавлев Д.З. Архейские гранулиты Анабарского щита (Северная Сибирь): геохимия и геохронология // Ранняя кора: ее состав и возраст. – М.: Наука, 1991. – С. 199–224.

158. Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К., Бибикина Е.В., Злобин В.Л. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. – № 2. – С. 163–180.

159. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. – М.: Научный мир, 2001. – 188 с.

160. Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосеенко А.М. Гранитоиды фундамента Олоkitской зоны (Байкальская складчатая область): новые U-Pb изотопные данные // Доклады Академии наук. – 2006. – Т. 407. – № 6. – С. 819–822.

161. Савельева В.Б., Базарова Е.П. Геохимические особенности, условия кристаллизации и потенциальная рудоносность раннепротерозойского приморского комплекса гранитов рапакиви (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 2. – С. 193–218.

162. Савельева В.Б., Базарова Е.П., Хромова Е.А., Канакин С.В. Фториды и фторкарбонаты в породах катугинского комплекса (Восточная Сибирь) как индикаторы геохимических условий минералообразования // Записки Российского минералогического общества. – 2016. – Т. 145. – № 2. – С. 1–19.
163. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. – М.: Недра, 1964. – Т. 1. – 511 с.
164. Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Ларин А.М., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Другова Г.М., Анисимова И.В. Метаморфическая история гранулитов курультинского блока (Алданский щит): результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Доклады Академии наук. – 2004а. – Т. 398. – № 2. – С. 239–243.
165. Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Суханов М.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Толкачев М.Д. Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано-Становой щит): возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2004б. – Т. 12. – № 3. – С. 3–11.
166. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Беляцкий Б.В., Яковлева С.З., Морозова И.М., Бережная Н.Г., Загорная Н.Ю. U-Pb возраст гранитоидов зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1997. – Т. 5. – № 2. – С. 3–12.
167. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Немчин А.А. Этапы формирования континентальной коры западной части Алданского щита: Sm-Nd систематика гранитоидов // Петрология. – 1996. – Т. 4. – № 2. – С. 78–93.
168. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Мельников В.И., Козаков И.К., Ковач В.П., Бараш И.Г., Яковлева С.З. Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутского блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2007. – Т. 15. – № 4. – С. 3–19.
169. Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Котов А.Б., Старикова А.Е., Шарыгин В.В., Великославинский С.Д., Ларин А.М., Мазукабзов А.М., Толмачева Е.В., Хромова Е.А. Генезис Катугинского редкометалльного месторождения: магматизм против метасоматоза // Тихоокеанская геология. – 2016. – Т. 35. – № 3. – С. 9–22.
170. Скляр Е.В., Старикова А.Е., Шарыгин В.В., Хромова Е.А. Метасоматическая природа оруденения Катугинского редкометалльного месторождения: про и контра // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России. Всероссийская научно-практическая конференция. – Якутск, 2015. – С. 446–448.

171. Смелов А.П. Оленекское поднятие // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 107–108.
172. Смелов А.П., Березкин В.И., Зедгенизов А.Н., Амузинский В.А., Коваль С.Г., Иванов А.С. Новые данные о составе, строении и рудоносности Котуйканской зоны тектонического меланжа // Отечественная геология. – 2002. – № 4. – С. 45–49.
173. Смелов А.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Березкин В.И., Кравченко А.А., Добрецов В.Н., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Возраст и продолжительность формирования Билляхской зоны тектонического меланжа, Анабарский щит // Петрология. – 2012. – Т. 20. – № 3. – С. 315–330.
174. Собаченко В.Н., Бибилова Е.В., Кирилова Т.И., Булдыгеров В.В., Сандиминова Г.П., Куш Л.В., Макрыгина В.А. Уран-свинцовое датирование поздних магматитов и редкометальных метасоматитов Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Геохимия. – 2005. – № 12. – С. 1345–1352.
175. Срывцев Н.А. Строение и геохронометрия акитканской серии Западного Прибайкалья // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири. – М.: Наука, 1986. – С. 50–60.
176. Срывцев Н.А., Булдыгеров В.В. Строение и формации Северо-Байкальского вулканического пояса // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 95–101.
177. Срывцев Н.А., Сандиминова Г.П., Кутявин Э.П., Кольцова Т.В., Мануйлова М.М., Плюснин Г.С. О возрасте двупироксеновых гранитоидов татарниковского комплекса Северо-Западного Прибайкалья // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. – М.: Наука, 1980. – С. 101–110.
178. Степанов Л.Л. Радиогенный возраст полиметаморфических пород Анабарского щита // Раннедокембрийские образования центральной части Арктики и связанные с ними полезные ископаемые. – Л.: ВНИИГА, 1974. – С. 76–83.
179. Степанюк Л.М. Уран-свинцовый возраст микроклиновых гранитов Анабарского щита // Докл. АН УССР. – 1991. – № 10. – С. 127–129.
180. Туркина О.М. Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов. – Новосибирск: РИЦ НГУ, 2014. – 120 с.
181. Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия. – 2000. – № 7. – С. 704–717.
182. Туркина О.М. Протерозойские тоналиты и трондьемиты юго-западной окраины Сибирского кратона: изотопно-геохимические данные о нижнекоровых источниках и условиях

образования расплавов в коллизионных обстановках // Петрология. – 2005. – Т. 13. – № 1. – С. 41–55.

183. Туркина О.М. Этапы формирования раннедокембрийской коры Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): синтез Sm-Nd и U-Pb изотопных данных // Петрология. – 2010. – Т. 18. – № 2. – С. 168–187.

184. Туркина О.М., Бережная Н.Г., Урманцева Л.Н., Падерин И.П., Скублов С.Г. U-Pb изотопный и редкоземельный состав циркона из пироксеновых кристаллосланцев Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ): свидетельство неархейских магматических и метаморфических событий // Доклады Академии наук. – 2009а. – Т. 429. – № 4. – С. 527–533.

185. Туркина О.М., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н., Пресняков С.Л., Салтыкова Т.Е. Палеоархейский тоналит-трондьемитовый комплекс северо-западной части Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): результаты U-Pb и Sm-Nd исследования // Геология и геофизика. – 2009б. – Т. 50. – № 1. – С. 21–37.

186. Туркина О.М., Бибилова Е.В., Ножкин А.Д. Этапы и геодинамические обстановки раннепротерозойского гранитообразования на юго-западной окраине Сибирского кратона // Доклады Академии наук РАН. – 2003. – Т. 388. – № 6. – С. 779–783.

187. Туркина О.М., Ветрин В.Р. Изотопно-геохимическая систематика и геодинамические обстановки формирования позднеархейских тоналит-трондьемитовых комплексов в разрезе Кольской сверхглубокой скважины и обрамлении Печенгской структуры // Вестник МГТУ. – 2007. – Т. 10. – № 2. – С. 211–221.

188. Туркина О.М., Капитонов И.Н. Изотопный Lu-Hf состав циркона как индикатор источников расплава для палеопротерозойских коллизионных гранитов (Шарыжалгайский выступ, Сибирский кратон) // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 2. – С. 181–199.

189. Туркина О.М., Капитонов И.Н. Источники палеопротерозойских коллизионных гранитоидов (Шарыжалгайский выступ, ЮЗ Сибирского кратона): от литосферной мантии до верхней коры // Геология и геофизика. – 2019. – т. 60. – № 4. – С. 489–513.

190. Туркина О.М., Капитонов И.Н., Сергеев С.А. Изотопный состав Hf в цирконе из палеоархейских плагиогнейсов и плагиогранитоидов Шарыжалгайского выступа (юг Сибирского кратона) и его значение для оценки роста континентальной коры // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 3. – С. 357–370.

191. Туркина О.М., Лепехина Е.Н., Бережная Н.Г., Капитонов И.Н. U-Pb возраст и изотопная Lu-Hf-систематика детритовых цирконов из парагнейсов Булунского блока (Шарыжалгайский выступ фундамента Сибирской платформы) // Доклады Академии наук. – 2014а. – Т. 458. – № 5. – С. 582–589.

192. Туркина О.М., Сергеев С.А., Капитонов И.Н. U-Pb возраст и Lu-Hf изотопные характеристики детритовых цирконов из метаосадков Онотского зеленокаменного пояса (Шарыжалгайский выступ, юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика. – 2014б. – Т. 55. – № 11. – С. 1581–1597.
193. Туркина О.М., Ножкин А.Д. Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология. – 2008. – Т. 16. – № 5. – С. 501–526.
194. Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология. – 2006. – Т. 14. – № 3. – С. 282–303.
195. Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В. Изотопные провинции и этапы роста докембрийской коры юго-западной окраины Сибирского кратона и его складчатого обрамления // Доклады Академии наук. – 2007. – Т. 413. – № 6. – С. 810–815.
196. Туркина О.М., Прияткина Н.С. Древние коровые и ювенильные источники палеопротерозойских коллизионных гранитоидов юго-запада Сибирского кратона: ограничения по Hf изотопному составу циркона // Петрология магматических и метаморфических формаций. Вып. 8. Материалы Всероссийской петрографической конференции с Международным участием. – Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2016. С. 350–355.
197. Туркина О.М., Прияткина Н.С. Изотопный состав и источники расплавов для палеопротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 13. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2015. – С. 236–238.
198. Туркина О.М., Сухоруков В.П. Геохронология и редкоэлементный состав циркона и граната для обоснования времени и условий метаморфизма гранулитов // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. – СПб: Springer, 2015. – С. 310–311.
199. Туркина О.М., Урманцева Л.Н. Метатерригенные породы Иркутского гранулитогнейсового блока как индикаторы эволюции раннедокембрийской коры // Литология и полезные ископаемые. – 2009. – № 1. – с. 49–64.
200. Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. Палеопротерозойский возраст протолитов метатерригенных пород восточной части Иркутского гранулитогнейсового блока (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2010. – Т. 18. – № 1. – С. 18–33.

201. Урманцева Л.Н., Туркина О.М., Капитонов И.Н. Состав и происхождение протолитов палеопротерозойских кальцифиров Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 12. – С. 1681–1697.
202. Хаин В.Е. Проблемы тектоники раннего докембрия // Вестник МГУ. – Сер. 4. – Геология. – 2000. – № 4. – С. 3–24.
203. Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики plutonic пород // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 56. – С. 40–50.
204. Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. Детализация диаграммы сумма щелочей – кремнезем (TAS) для химической классификации вулканических пород // Региональная геология и металлогения. – 2008. – № 35. – С. 48–55.
205. Шемякин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г., Ризванова Н.Г., Морозова И.М. О возрасте древнейших образований Сутамского блока (Алданский гранулитогнейсовый ареал) // Доклады Академии наук. – 1998. – Т. 360. – № 4. – С. 526–529.
206. Шоханова М.Н., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Падерин И.П. Палеопротерозойские базальтоиды Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Сибирского кратона: возраст и петрогенезис // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 8. – С. 1049–1072.
207. Шпунт Б.Р., Нужнов С.В. О нижнем протерозое северо-востока Сибирской платформы // Советская геология. – 1973. – № 12. – С. 144–147.
208. Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. и др. Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1979. – 215 с.
209. Щекина Т.И., Граменицкий Е.Н., Алферьева Я.О. Лейкократовые магматические расплавы с предельными концентрациями фтора: эксперимент и природные отношения // Петрология. – 2013. – Т. 21. – № 5. – С. 499–516.
210. Эволюция земной коры в докембрии и палеозое (Саяно-Байкальская горная область) / Беличенко В.Г., Шмотов А.П., Сезько А.И. и др. – Новосибирск: Наука. Сиб.отд-ние, 1988. – 161 с.
211. Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R., Hopgood A.M., Perchuk L.L. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnokite-granite complex, lake Baikal, USSR: A U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study // Journal of Geology. – 1991. – V. 99. – P. 851–861.
212. Agangi A., Kamenetsky V.S., McPhie J. The role of fluorine in the concentration and transport of lithophile trace elements in felsic magmas: Insights from the Gawler Range Volcanics, South Australia // Chemical Geology. – 2010. – V. 273. – P. 314–325.

213. Almeida R.V., Cai Y., Hemming S.R., Christie-Blick N., Neiswanger Lila S. Reexamination of the Crustal Boundary Context of Mesoproterozoic Granites in Southern Nevada Using U-Pb Zircon Chronology and Nd and Pb Isotopic Compositions // *Journal of Geology*. – 2016. – V. 124. – P. 313–329.
214. Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) // *Lithos*. – 2000. – V. 50. – P. 51–73.
215. Anderson J.L. Status of thermobarometry in granitic batholiths // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. – 1996. – V. 87. – P. 125–138.
216. Anderson J.L., Smith D.R. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer // *American Mineralogist*. – 1995. – V. 80. – P. 549–559.
217. Baadsgaard H., Nutman A.P., Samsonov A.V. Geochronology of the Olondo greenstone belt // 7th Int. Conf. on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology. Geol. Soc. Australia, Canberra, 1990. – P. 16.
218. Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // *Lithos*. – 1999. – V. 46. – P. 605–626.
219. Barker F. *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. – New York: Elsevier, 1979.
220. Barker F., Arth J.G. Generation of trondhjemitic–tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemitic–basalt suites // *Geology*. – 1976. – V. 4. – C. 596–600.
221. Bekker A. et al. Dating the rise of atmospheric oxygen // *Nature*. – 2004. – V. 427. – P. 117–120.
222. Betts P.G., Armit R.J., Stewart J., Aitken A.R.A., Ailleres L., Donchak P., Hutton L., Withnall I., Giles D. Australia and Nuna // *Supercontinent cycles through Earth history* / Li Z.X., Evans D.A.D., Murphy J.B. (Eds.). Geological Society, London, Special Publications 424, 2015.
223. Bispo-Santos F., D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I.F., Janikian L., Reis N.J. Was there SAMBA in Columbia? Paleomagnetic evidence from 1790 Ma Avanavero mafic sills (northern Amazonian Craton) // *Precambrian Research*. – 2014. – V. 244. – P. 139–155.
224. Bogdanova S., Gorbatshev R., Skridlaite G., Soesoo A., Taran L., Kurlovich D. Trans-Baltic Palaeoproterozoic correlations towards the reconstruction of supercontinent Columbia/Nuna // *Precambrian Research*. – 2015. – V. 259. – P. 5–33.
225. Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // *Precambrian Research*. – 2008. – V. 160. – P. 23–45.
226. Bogdanova S.V., Gintov B.O., Kurlovich M.D., Lubnina V.N., Nilsson M.K.M., Orlyuk I.M., Pashkevich K.I., Shumlyanskyy V.L., Starostenko I.V. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in

the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna) // *Lithos.* – 2012. – V. 174. – P. 196–216.

227. Bonin B. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects // *Lithos.* – 2007. – V. 97. – P. 1–29.

228. Cadoux A., Pinti D.L., Aznar C. et al. New chronological and geochemical constraints on the genesis and geological evolution of Ponza and Palmarola Volcanic Islands (Tyrrhenian Sea, Italy) // *Lithos.* – 2005. – V. 81. – P. 121–151.

229. Cederberg J., Soderlund U., Oliveira E.P., Ernst R.E., Pisarevsky S.A. U-Pb baddeleyite dating of the Proterozoic Para de Minas dyke swarm in the Sao Francisco craton (Brazil) - implications for tectonic correlation with the Siberian, Congo and North China cratons // *GFF.* – 2016. – V. 138. – P. 219–240.

230. Chappell B.W. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites // *Lithos.* – 1999. – V. 46. – P. 535–551.

231. Chappell B.W., Bryant C.J., Wyborn D., White A.J.R., Williams I.S. High- and low-temperature I-type granites // *Resource Geology.* – 1998. – V. 48. – P. 225–235.

232. Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences.* – 1992. – V. 83. – P. 1–26.

233. Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite type // *Pacific geology.* – 1974. – V. 8. – P. 173–174.

234. Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R. Origin of an A-type granite: Experimental constraints // *American Mineralogist.* – 1986. – V. 71. – P. 317–324.

235. Collins W.J. Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust // *Geology.* – 2002. – V. 30. – P. 535–538.

236. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // *Chemical Geology.* – 1993. – V. 104. – P. 1–37.

237. Condie K.C. TTGs and adakites: are they both slab melts? // *Lithos.* – 2005. – V. 80. – P. 33–44.

238. Condie K.C., Belousova E., Griffin W.L., Sircombe K.N. Granitoid events in space and time: Constraints from igneous and detrital zircon age spectra // *Gondwana Research.* – 2009a. – V. 15. – P. 228–242.

239. Condie K.C., O'Neill C., Aster R.C. Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2009b. – V. 282. – P. 294–298.

240. Creaser R.A., White A.J.R. Yardea Dacite – Large-volume, high-temperature felsic volcanism from the Middle Proterozoic of South Australia // *Geology.* – 1991. – V. 19. – P. 48–51.

241. Dall'Agnol R., Scaillet B., Pichavant M. An experimental study of a Lower Proterozoic A-type granite from the Eastern Amazonian craton, Brazil // *Journal of Petrology*. – 1999. – V. 40. – P. 1673–1698.
242. Dall'Agnol R., Oliveira D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites // *Lithos*. – 2007. – V. 93. – P. 215–233.
243. Danderfer Filho A., Lana C.C., Nalini Junior H.A., Costa A.F.O. Constraints on the Statherian evolution of the intraplate rifting in a Paleo-Mesoproterozoic paleocontinent: New stratigraphic and geochronology record from the eastern Sao Francisco craton // *Gondwana Research*. – 2015. – V. 28. – P. 668–688.
244. 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 of London, Special Publications*. – 2009. – V. 323. – P. 145–163.
245. Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Poller U., Mazukabzov A.M., Bayanova T.B. Discovery of Archaean 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.
246. Dostal J., Kontak D.J., Karl S.M. The Early Jurassic Bokan Mountain peralkaline granitic complex (southeastern Alaska): Geochemistry, petrogenesis and rare-metal mineralization // *Lithos*. – 2014. – V. 202–203. – P. 395–412.
247. Dostal J., Shellnutt J.G. Origin of peralkaline granites of the Jurassic Bokan Mountain complex (southeastern Alaska) hosting rare metal mineralization // *International Geology Review*. – 2016. – V. 58. – P. 1–13.
248. Drummond M.S., Defant M.J. A model for trondhjemite–tonalite–dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons // *Journal of Geophysical Research*. – 1990. – V. 95. – P. 21503–21521.
249. Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // *Lithos*. – 1990. – V. 26. – P. 115–134.
250. Eby N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications // *Geology*. – 1992. – V. 20. – P. 641–644.
251. Egal E., Thieblemont D., Lahondere D., Guerrot C., Costea C.A., Iliescu D., Delor C., Goujou J.-C., Lafon J.M., Tegye M., Diaby S., Kolie P. Late Eburnean granitization and tectonics along the western and northwestern margin of the Archean Kenema–Man domain (Guinea, West African Craton) // *Precambrian Research*. – 2002. – V. 117. – P. 57–84

252. Elliott B.A., Peck W.H., Ramo O.T., Vaasjoki M., Nironen M. Magmatic zircon oxygen isotopes of 1.88-1.87 Ga orogenic and 1.65-1.54 Ga anorogenic magmatism in Finland // *Mineralogy and Petrology*. – 2005. – V. 85. – P. 223–241.
253. Eriksson P.G., Condie K.C. Cratonic sedimentation regimes in the ca. 2450-2000 Ma period: Relationship to a possible widespread magmatic slowdown on Earth? // *Gondwana Research*. – 2014. – V. 25. – P. 30–47.
254. Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // *Nature Geosciences*. – 2016. – V. 9. – No 6. – P. 464–469.
255. Ernst R.E., Söderlund U., Baratoux L., Jessell M.W., Cournède C., Bleeker W. 1790 Ma dyke swarm in southwest Niger (West African craton): part of a regional LIP that extends into formerly attached Amazonia and Sarmatia // *25th Colloquium of African Geology (CAG25)*, 2014. Dar Es Salaam, Tanzania.
256. Evans D.A.D., Mitchell R.N. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna // *Geology*. – 2011. – V. 39. – P. 443–446.
257. Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R., Frost C.D. Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia // *Precambrian Research*. – 1998. – V. 89. – P. 1–23.
258. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *Journal of Petrology*. – 2001. – V. 42. – P. 2033–2048.
259. Frost B.R., Frost C.D. A geochemical classification for feldspathic rocks // *Journal of Petrology*. – 2008a. – V. 49. – P. 1955–1969.
260. Frost B.R., Frost C.D. On charnockites // *Gondwana Research*. – 2008b. – V. 13. – No 1. – P. 30–44.
261. Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granites: their compositional variability and modes of origin // *Journal of Petrology*. – 2011. – V. 52. – P. 39–53.
262. Frost C.D., Frost B.R. Reduced rapakivi-type granites: The tholeiite connection // *Geology*. – 1997. – V. 25. – P. 647–650.
263. Frost C.D., Frost B.R., Chamberlain K.R., Edwards B.R. Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming: a reduced rapakivi-type anorogenic granite // *Journal of Petrology*. – 1999. – V. 40. – No 12. – P. 1771–1802.
264. 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.

265. 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.

266. Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Natapov L.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Sklyarov E.V. Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // Episodes. – 2006. – V. 29. – No 3. – P. 169–174.

267. Hahn K., Rainbird R., Cousens B. Sequence stratigraphy, provenance, C and O isotopic composition, and correlation of the late Paleoproterozoic-early Mesoproterozoic upper Hornby Bay and lower Dismal Lakes groups, NWT and Nunavut // Precambrian Research. – 2013. – V. 232. – P. 209–225.

268. Halls H.C., Campal N., Davis D.W., Bossi J. Magnetic studies and U–Pb geochronology of the Uruguayan dyke swarm, Rio de la Plata craton, Uruguay: pelomagnetic and economic implications // Journal of South American Earth Sciences. – 1999. – V. 14. – P. 349–361.

269. Harris N.B.W., Inger S. Trace element modelling of pelite-derived granites // Contrib. Mineral. Petrol. – 1992. – V. 110. – P. 46–56.

270. Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Geological Society, London. Special Publications. – 1986. – V. 19. – P. 67–81.

271. Hoffman P.F. Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0–1.0 Ga) // Geology. – 1989. – V. 17. – P. 135–138.

272. Hoffman P.F. Tectonic genealogy of North America in Earth structure // In: van der Pluijm B.A., Marshak S. (Eds.), An Introduction to Structural Geology and Tectonics. – McGraw-Hill, New York, 1997. – P. 459–464.

273. Hoffman P.F. The Great Oxidation and a Siderian snowball Earth: MIF-S based correlation of Paleoproterozoic glacial epochs // Chemical Geology. – 2013. – V. 362. – P. 143–156.

274. Hoffman P.F. United Plates of America, the birth of a craton: early Proterozoic growth and assembly of Laurentia // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. – 1988. – V. 16. – P. 543–603.

275. Holzer L., Frei R., Barton J.M., Kramers J.D. Unraveling the record of successive high grade events in the Central Zone of the Limpopo Belt using Pb single phase dating of metamorphic minerals // Precambrian Research. – 1998. – V. 87. – P. 87–115.

276. Hou G., Santosh M., Qian X., Lister G.S., Li J. Configuration of the Late Paleoproterozoic supercontinent Columbia: insights from radiating mafic dyke swarms // *Gondwana Research*. – 2008. – V. 14. – P. 395–409.
277. Huang H., Zhang Z., Santosh M., Zhang D. Geochronology, geochemistry and metallogenic implications of the Boziguo'er rare metal-bearing peralkaline granitic intrusion in South Tianshan, NW China // *Ore Geology Reviews*. – 2014. – V. 61. – P. 157–174.
278. Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // *Min. Geol.* – 1977. – V. 27. – P. 293–305.
279. Ivanov A.V., Levitskii I.V., Levitskii V.I., Corfu F., Demonterova E.I., Reznitskii L.Z., Pavlova L.A., Kamenetsky V.S., Savatenkov V.M., Powerman V.I. Shoshonitic magmatism in the Paleoproterozoic of the south-western Siberian Craton: An analogue of the modern post-collision setting // *Lithos*. – 2019. – V. 328–329. – P. 88–100.
280. Jahn B.-M., Vidal P., Kröner A. Multi-chronometric ages and origin of Archaean tonalitic gneisses in Finnish Lapland: a case for long crustal residence time // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1984. – V. 86. – P. 398–408.
281. Jahn B.M., Wu F., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // *Episodes*. – 2000. – V. 23. – P. 82–92.
282. Johnson M.C., Rutherford M.J. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks // *Geology*. – 1989. – V. 17. – P. 837–841.
283. Johnson S.P., Sheppard S., Rasmussen B., Wingate M.T.D., Kirkland C.L., Muhling J.R., Fletcher I.R., Belousova E.A. Two collisions, two sutures: Punctuated pre-1950 Ma assembly of the West Australian Craton during the Ophthalmian and Glenburgh Orogenies // *Precambrian Research*. – 2011. – V. 189. – P. 239–262.
284. King P.L., Chappell B.W., Allen C.M., White A.J.R. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite // *Australian Journal of Earth Sciences*. – 2001. – V. 48. – P. 501–514.
285. King P.L., White A.J.R., Chappell B.W., Allen C.M. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan fold belt, Southeastern Australia // *J. Petrology*. – 1997. – V. 38. – P. 371–391.
286. Kirschvink J.L. et al. The Paleoproterozoic snowball Earth: extreme climatic and geochemical global change and its biological consequences // *Proc. Natl Acad. Sci. USA*. – 2000. – V. 97. – P. 1400–1405.

287. Kopp R.E., Kirschvink J.L., Hilburn I.A., Nash C.Z. The Paleoproterozoic snowball Earth: a climate disaster triggered by the evolution of oxygenic photosynthesis // *Proc. Natl Acad. Sci. USA.* – 2005. – V. 102. – P. 11131–11136.
288. Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krinsky R.Sh. The origin of the 1.73-1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia: inferences from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // *Anais da Academia Brasileira de Ciencias.* – 1997. – V. 69. – No. 3. – C. 295–312.
289. Leake B.L. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names // *Mineralogical Magazine.* – 1997. – V. 61. – P. 295–321.
290. Li Y., Peng P., Wang X., Wang H. Nature of 1800-1600 Ma mafic dyke swarms in the North China Craton: Implications for the rejuvenation of the sub-continental lithospheric mantle // *Precambrian Research.* – 2015. – V. 257. – P. 114–123.
291. Li Z.X. Palaeomagnetic evidence for unification of the North and West Australian craton by ca. 1.7 Ga: new results from the Kimberley Basin of northwestern Australia // *Geophysical Journal International.* – 2000. – V. 142. – P. 173–180.
292. Liew T.C., Finger F., Höck V. The Moldanubian granitoid plutons of Austria: Chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting // *Chemical Geology.* – 1989. – V. 76. – P. 41–55.
293. Liu J.-F., Li J.-Y., Qu J.-F., Hu Z.-C., Feng Q.-W., Guo C.-L. Late Paleoproterozoic tectonic setting of the northern margin of the North China Craton: Constraints from the geochronology and geochemistry of the mangerites in the Longhua and Jianping areas // *Precambrian Research.* – 2016. – V. 272. – P. 57–77.
294. Loiselle M.C., Wones D.R. Characteristics and origin of anorogenic granites // *Geological Society of America Abstracts with Programs* 11. – 1979. – P 468.
295. Manning D.A.C. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz–Ab–Or with excess water at 1 kb // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 1981. – V. 76. – P. 206–215.
296. Markl G., Marks M., Schwinn G., Sommer H. Phase equilibrium constraints on intensive crystallization parameters of the Ilímaussaq Complex, South Greenland // *Journal of Petrology.* – 2001. – V. 42. – P. 2231–2258.
297. Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids // *Lithos.* – 1999. – V. 46. – P. 411–429.

298. Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyer J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos.* – 2005. – V. 79. – P. 1–24.
299. McCourt S., Armstrong R.A., Jelsma H., Mapeo R.B.M. New U–Pb SHRIMP ages from the Lubango region, SW Angola: insights into the Palaeoproterozoic evolution of the Angolan Shield, southern Congo Craton, Africa // *Journal of the Geological Society.* – 2013. – V. 170. – P. 353–363.
300. Miller C.F. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources // *J. Geology.* – 1985. – V. 93. – P. 673–689.
301. Millonig L., Zeh A., Gerdes A., Klemd R., Barton Jr. J.M. Decompressional heating of the Mahalapye Complex (Limpopo Belt, Botswana): a response to Paleoproterozoic magmatic underplating? // *Journal of Petrology.* – 2010. – V. 51. – P. 703–729.
302. Mitchell R.N., Bleeker W., van Breemen O., Lecheminant T.N., Peng P., Nilsson M.K.M., Evans D.A.D. Plate tectonics before 2.0 Ga: Evidence from paleomagnetism of cratons within supercontinent Nuna // *American Journal of Science.* – 2014. – V. 314. – P. 878–894.
303. Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes // *Mineralogy and Petrology.* – 1988. – V. 39. – No 1. – P. 55–76.
304. Neder R.D., Leite J.A.D., Figueiredo B.R., McNaughton N.J. 1.76 Ga volcano-plutonism in the southwestern Amazonian craton, Aripuana-MT, Brazil: tectono-stratigraphic implications from SHRIMP U-Pb zircon data and rock geochemistry // *Precambrian Research.* – 2002. – V. 119. – P. 171–187.
305. Nutman A.P., Cherneshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archaean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // *Precambrian Research.* – 1992. – V. 54. – P. 195–210.
306. Papineau D., Mojzsis S.J., Schmitt A.K. Multiple sulfur isotopes from Paleoproterozoic Huronian interglacial sediments and the rise of atmospheric oxygen // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2007. – V. 255. – P. 188–212.
307. Patiño Douce A.E., Beard J.S. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar // *Journal of Petrology.* – 1995. – V. 36. – P. 707–738.
308. Patiño Douce A.E., Johnston A.D. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 1991. – V. 107. – P. 202–218.
309. Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks // *Episodes.* – 1996. – V. 19. – No 4. – P. 120–125.

310. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. – 1984. – V. 25. – P. 956–983.
311. Peng P. Precambrian mafic dyke swarms in the North China Craton and their geological implications // *Science China-Earth Sciences*. – 2015. – V. 58. – P. 649–675.
312. Perchuk L.L., Gerya T.V., Nozhkin A.D. Petrology and retrograde P-T-path in granulites of the Kanskaya formation, Enisey range, eastern Siberia // *Journal of Metamorphic Geology*. – 1989. – V. 7. – P. 599–617.
313. Pereira M.F., El Houicha M., Chichorro M., Armstrong R., Jouhari A., El Attari A., Ennih N., Silva J.B. Evidence of a Paleoproterozoic basement in the Moroccan Variscan Belt (Rehamna Massif, Western Meseta) // *Precambrian Research*. – 2015. – V. 268. – P. 61–73.
314. Peterson T.D., Scott J.M.J., LeCheminant A.N., Jerson C.W., Pehrsson S.J. The Kivalliq Igneous Suite: anorogenic bimodal magmatism at 1.75 Ga in the western Churchill Province, Canada // *Precambrian Research*. – 2015. – V. 262. – P. 101–119.
315. Peterson T.D., Van Breemen O., Sandeman H., Cousens B. Proterozoic (1.85-1.75 Ga) igneous suites of the Western Churchill Province: granitoid and ultrapotassic magmatism in a reworked Archean hinterland // *Precambrian Research*. – 2002. – V. 119. – P. 73–100.
316. Pisarevsky S.A., Elming S.-A., Pesonen L.J., Li Z.-X. Mesoproterozoic paleogeography: Supercontinent and beyond // *Precambrian Research*. – 2014. – V. 244. – P. 207–225.
317. 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.
318. Pitcher W.S. Granite: typology, geological environment and melting relationships // *Migmatites, melting and metamorphism*. London: Shiva Geol. Series, 1983. – P. 277–285.
319. Pokki J., Kohonen J., Ramo O.T., Andersen T. The Suursaari conglomerate (SE Fennoscandian shield; Russia)-Indication of cratonic conditions and rapid reworking of quartz arenitic cover at the outset of the emplacement of the rapakivi granites at ca. 1.65 Ga // *Precambrian Research*. – 2013. – V. 233. – P. 132–143.
320. Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Palaeoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precambrian Research*. – 2005. – V. 136. – P. 353–368.
321. 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.

322. Reis J.N., Teixeira W., Hamilton A.M., Bispo-Santos F., Almeida E.M., D'Agrella-Filho S.M. Avanavero mafic magmatism, a late Paleoproterozoic LIP in the Guiana Shield, Amazonian Craton: U–Pb ID-TIMS baddeleyite, geochemical and paleomagnetic evidence // *Lithos.* – 2013. – V. 174. – P. 175–195.
323. Rogers J.J.W. A history of continents in the past three billion years // *Journal of Geology.* – 1996. – V. 104. – P. 91–107.
324. Rogers J.J.W., Santosh M. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent // *Gondwana Research.* – 2002. – V. 5. – P. 5–22.
325. Rosen O.M. Siberian craton – a fragment of a Paleoproterozoic supercontinent // *Russian Journal of Earth Sciences.* – 2002. – V. 4. – No 2. – P. 103–119.
326. Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian Craton: a preliminary assessment // *Archean Crustal Evolution* / Ed. Condie K.C. Amsterdam, Elsevier, 1994. – P. 411–459.
327. Rye R., Holland H.D. Paleosols and the evolution of atmospheric oxygen: A critical review // *American Journal of Science.* – 1998. – V. 298. – P. 621–672.
328. Santos J.O.S., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon craton: Evidence from baddeleyite and zircon U–Pb SHRIMP geochronology // *Journal of South American Earth Sciences.* – 2002. – V. 15. – P. 409–429.
329. Santos J.O.S., Van Breeman O.B., Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology // *Precambrian Research.* – 2004. – V. 131. – P. 73–109.
330. Santos, J.O.S., Hartmann L.A., Bossi J., Campal M., Schipilov A., Pineyro D., McNaughton N.J. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and Its Correlation within South America Based on U–Pb SHRIMP Geochronology of the La Plata Craton, Uruguay // *International Geology Review.* – 2003. – V. 45. – P. 27–48.
331. Scaillet B., Macdonald R. Phase relations of peralkaline silicic magmas and petrogenetic implications // *Journal of Petrology.* – 2001. – V. 42. – P. 825–845.
332. Schönerberger J., Köhler J., Markl G. REE systematics of fluorides, calcite and siderite in peralkaline plutonic rocks from the Gardar Province, South Greenland // *Chemical Geology.* – 2008. – V. 247. – P. 16–35.
333. Scoates J.S., Frost C.D., Mitchell J.N., Lindsley D.H., Frost B.R. Residual-liquid origin for a monzonite intrusion in a mid-Proterozoic anorthosite complex: the Sybille intrusion, Laramie

anorthosite complex, Wyoming // *Geological Society of America Bulletin*. – 1996. V. 108. – No 11. – P. 1357–1371.

334. Sekine Y., Suzuki K., Senda R., Goto K.T., Tajika E., Tada R., Goto K., Yamamoto S., Ohkouchi N., Ogawa N., Maruoka T. Osmium evidence for synchronicity between a rise in atmospheric oxygen and Palaeoproterozoic deglaciation // *Nature Communications*. – 2011. – V. 2. – No 502.

335. Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A., Tretiakova I.G., Griffin W.L., Ragozin A.L., Gibsher A.A., O'Reilly S.Y. Tectonothermal evolution of the continental crust beneath the Yakutian diamondiferous province (Siberian craton): U–Pb and Hf isotopic evidence on zircons from crustal xenoliths of kimberlite pipes // *Precambrian Research*. – 2016. – V. 282. – P. 1–20.

336. Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A., Tretiakova I.G., Griffin W.L., Ragozin A.L., Wang Q., Gibsher A.A., O'Reilly S.Y. Multi-stage modification of Paleoproterozoic crust beneath the Anabar tectonic province (Siberian craton) // *Precambrian Research*. – 2018. – V. 305. – P. 125–144.

337. Skjerlie K.P., Johnston A.D. Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites // *Journal of Petrology*. – 1993. – V. 34. – P. 785–815.

338. Skjerlie K.P., Johnston A.D. Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins // *Journal of Petrology*. – 1996. – V. 37. – P. 661–691.

339. Smelov A.P., Timofeev V.F. The age of the North Asian Cratonic basement: An overview // *Gondwana Research*. – 2007. – V. 12. – P. 279–288.

340. Smithies R.H. The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2000. – V. 182. – P. 115–125.

341. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spec. Publ. – 1989. – V. 42. – P. 313–345.

342. Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos*. – 1998. – V. 45. – P. 29–44.

343. Teixeira W., D'Agrella-Filho S.M., Hamilton A.M., Ernst E.R., Girardi V.A.V., Mazzucchelli M., Bettencourt S.J. U–Pb (ID-TIMS) baddeleyite ages and paleomagnetism of 1.79 and 1.59 Ga tholeiitic dyke swarms, and position of the Rio de la Plata Craton within the Columbia supercontinent // *Lithos*. – 2013. – V. 174. – P. 157–174.

344. Tera F., Wasserburg G.I. U-Th-Pb systematics in lunar highland samples from the Luna 20 and Apollo 16 missions // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1972. – V. 17. – P. 36–51.

345. Turkina O.M. Paleoproterozoic granitoid magmatism of granite-greenstone and granulite-gneiss terranes of the south-western Siberian craton // Precambrian high-grade mobile belts. Extended Abstract. – Petrozavodsk: KRC RAS, 2014. – P. 112–113.
346. Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N. U–Pb (SHRIMP II), Lu–Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgay Uplift: Implications for the Neoproterozoic evolution of the Siberian Craton // Gondwana Research. – 2012. – V. 21. – P. 801–817.
347. Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ // Geol. Soc. Am. – 1958. – Mem. 74.
348. Urmantseva L.N., Turkina O.M., Larionov A.N. Metasedimentary rocks of the Angara-Kan granulite-gneiss block (Yenisey Ridge, south-western margin of the Siberian Craton): Provenance characteristics, deposition and age // Journal of Asian Earth Sciences. – 2012. – V. 49. – P. 7–19.
349. Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Armstrong R.A. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacaja domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian evolution // Precambrian Research. – 2008. – V. 161. – P. 279–302.
350. Verma S.K., Oliveira E.P., Verma S.P. Plate tectonic settings for Precambrian basic rocks from Brazil by multidimensional tectonomagmatic discrimination diagrams and their limitations // International Geology Review. – 2015. – V. 57. – P. 1566–1581.
351. Wakita H., Schmitt R.A., Rey P. Elemental abundances of major, minor, and trace elements in Apollo 11 lunar rocks, soil and core samples // Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference. – 1970. – P. 1685–1717.
352. Wang L., Wang G., Lei S., Wang W., Qing M., Jia L., Chang C., Kang J., Hou W. Geochronology, geochemistry and Sr-Nd-Pb-Hf isotopes of the Paleoproterozoic mafic dykes from the Wulashan area, North China Craton: Petrogenesis and geodynamic implications // Precambrian Research. – 2016a. – V. 286. – P. 306–324.
353. Wang C., Lu Y., He X., Wang Q., Zhang J. The Paleoproterozoic diorite dykes in the southern margin of the North China Craton: Insight into rift-related magmatism // Precambrian Research. – 2016b. – V. 277. – P. 26–46.
354. Wang C., Peng P., Wang X.P., Li Q., Xu X.Y., Yang S.Y. The generations and U-Pb dating of baddeleyites from the Taihang dyke swarm in North China and their implications for magmatic evolution // Acta Petrologica Sinica. – 2016c. – V. 32. – P. 646–658.
355. Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth and Planetary Science Letters. – 1983. – V. 64. – P. 295–304.

356. Webster J., Thomas R., Förster H.J., Seltnann R., Tappen C. Geochemical evolution of halogen-enriched granite magmas and mineralizing fluids of the Zinnwald tin– tungsten mining district, Erzgebirge, Germany // *Mineralium Deposita*. – 2004. – V. 39. – P. 452–472.
357. Webster J.D. Partitioning of F between H₂O and CO₂ fluids and topaz rhyolite melt // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1990. – V. 104. – P. 424–438.
358. Webster J.D., Holloway J.R., Hervig R.L. Partitioning of lithophile trace elements between H₂O and H₂O+CO₂ fluids and topaz rhyolite melt // *Economic Geology*. – 1989. – V. 84. – P. 116–134.
359. Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1987. – V. 95. – P. 407–419.
360. Williams H., Hoffman P.F., Lewry J.F., Monger J.W.H., Rivers T. Anatomy of North America // *Tectonophysics*. – 1991. – V. 187. – P. 117–134.
361. 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 Olenek Uplift, northern Siberia: Implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // *Precambrian Research*. – 2009. – V. 170. – No 3-4. P. 256–266.
362. Xiong X.-L., Zhao Z.-H., Zhu J.-C., Rao B. Phase relations in albite granite-H₂O-HF system and their petrogenetic applications // *Geochemical Journal*. – 1999. – V. 33. – P. 199–214.
363. Youbi N., Kouyate D., Soderlund Ulf., Ernst R.E., Soullaimani A., Hafid A., Ikenne M., El Bahat A., Bertrand H., Rkha Chaham K., Ben Abbou M., Mortaji A., El Ghorfi M., Zouhair M., El Janati M. The 1750 Ma Magmatic Event of the West African Craton (Anti-Atlas, Morocco) // *Precambrian Research*. – 2013. – V. 236. – P. 106–123.
364. Young G.M. Contradictory correlations of Paleoproterozoic glacial deposits: Local, regional or global controls? // *Precambrian Research*. – 2014. – V. 247. – P. 33–44.
365. Zeh A., Wilson A.H., Ovtcharova M. Source and age of upper Transvaal Supergroup, South Africa: Age-Hf isotope record of zircons in Magaliesberg quartzite and Dullstroom lava, and implications for Paleoproterozoic (2.5-2.0 Ga) continent reconstruction // *Precambrian Research*. – 2016. – V. 278. – P. 1–21.
366. Zhang L., Xu B., Luo Z., Liao W. Conglomerates and sandstones from the Yintun Formation in Northern Liaoning Province: Implications for the Huronian Glaciation and reconstruction of the Columbia supercontinent // *Science Bulletin*. – 2016. – V. 61. – No 17. – P. 1384–1390.
367. Zhang S.H., Li Z.-X., Evans D.A.D., Wu H., Li H., Dong J. Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: A global synthesis with new paleomagnetic results from North China // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2012. – V. 353. – P. 145–155.

368. Zhang S.-H., Liu S.-W., Zhao Y., Yang J.-H., Song B., Liu X.-M. The 1.75-1.68 Ga anorthosite-mangerite-alkali granitoid-rapakivi granite suite from the northern North China Craton: Magmatism related to a Paleoproterozoic orogeny // *Precambrian Research*. – 2007. – V. 155. – P. 287–312.
369. Zhao G.C., Sun M., Wilde S.A. Major tectonic units of the North China Craton and their Paleoproterozoic assembly // *Science China (Series D-Earth Sciences)*. – 2002a. – V. 32. – P. 538–549 (in Chinese).
370. Zhao G., Cawood P.A., Wilde S.A. Sun, M. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent // *Earth-Science Reviews*. – 2002b. – V. 59. – P. 125–162.
371. Zhao G., Sun M., Wilde S.A., Li S. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup // *Earth-Science Reviews*. – 2004. – V. 67. – P. 91–123.
372. Zhao G.C., Sun M., Wilde S.A., Li S.Z. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: key issues revisited // *Precambrian Research*. – 2005. – V. 136. – P. 177–202.
373. Zhao G.C., Zhai M. Lithotectonic elements of Precambrian basement in the North China Craton: Review and tectonic implications // *Gondwana Research*. – 2013. – V. 23. – P. 1207–1240.

Таблица 1. Возраст и условия формирования раннепротерозойских гранитоидов и ассоциирующих с ними магматических образований Сибирского кратона

Выступ / щит	Террейн [Розен, 2003]	Блок	Комплекс / массив / толща	Исследуемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Тип циркона	Тектоническая обстановка	Ссылка
Ангаро-Канский выступ	Ангарский складчатый пояс		Мигматиты и автохтонные граниты, ассоциирующие с метаморфическими породами канской серии	Мигматизированный высокоглиноземистый гнейс	1883 ± 9	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Коллизионная	Urmantseva et al., 2012
			Небольшие тела, субсогласные метаморфическим породам канской серии	Эндербит	1840 ± 50	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизионная	Бибикова и др., 1993
			Таракский плутон	Гранит	1837 ± 3	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизионная	Ножкин и др., 2003
			Таракский плутон	Гранит	1746 ± 5	U-Pb, TIMS	Магм., циркон	Внутриплитная (анорогенная)	Ножкин и др., 2009
			Небольшие тела, пересекающие породы канской серии	Гиперстеновый гранит (кузеевит)	1734 ± 4	U-Pb, TIMS	Магм.	Внутриплитная (анорогенная)	Бибикова и др., 2001
			Енисейская серия	Метадацит	1741 ± 30	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Внутриплитная (анорогенная)	Ножкин и др., 2016
			Енисейская серия	Метаандезит	1739 ± 20	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Внутриплитная (анорогенная)	Ножкин и др., 2016
Бирюсинский выступ	Ангарский складчатый пояс		Мигматиты и автохтонные граниты, ассоциирующие с породами хайламинской серии	Биотитовый гнейс	1900 ± 30	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Метам.	Коллизионная	Туркина и др., 2006
			Саянский комплекс, Елашско-Тенишетский массив	Гранодиорит	1901 ± 16	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизионная	Макагон и др., 2015
			Саянский комплекс,	Гранит	1893 ± 13	U-Pb,	Магм.	Постколлизионная	Макагон и др.,

Выступ / щит	Террейн [Розен, 2003]	Блок	Комплекс / массив / толща	Исследуемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Тип циркона	Тектоническая обстановка	Ссылка	
			Топорокский массив			TIMS			2015	
			Саянский комплекс	Гранит	1884 ± 21	LA ICP-MS	Магм.	Постколлизийная	Туркина, Прияткина, 2015	
			Саянский комплекс, Бирусинский массив	Гранит	1874 ± 14	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Постколлизийная	Донская и др., 2014	
			Елашская серия, мальцевская толща	Метариолит	1874 ± 10	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Постколлизийная	Донская и др., 2019	
			Елашская серия, мальцевская толща	Метариолит	1872 ± 10	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Постколлизийная	Донская и др., 2019	
			Саянский комплекс, Подпорогский массив	Тоналит	1869 ± 10	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизийная	Туркина и др., 2003	
			Саянский комплекс, Удинский массив	Диорит	1859 ± 10	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизийная	Туркина и др., 2006	
			Саянский комплекс, Барбитайский массив	Гранит	1858 ± 20	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизийная	Левицкий и др., 2002	
			Подпорогский массив	Гранит	1747 ± 4	U-Pb, TIMS	Магм.	Внутриплитная (анорогенная)	Туркина и др., 2003	
Урикско-Ийский блок	Ангарский складчатый пояс		Саянский (гуникский) комплекс, Чернотагнинский массив	Гранит	1874 ± 6	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Постколлизийная	Галимова и др., 2011	
				Гранит	1842 ± 15	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Постколлизийная	Галимова и др., 2011	
				Гранит	1827 ± 6	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Постколлизийная	Галимова и др., 2011	
				Саянский (гуникский) комплекс, Уватский массив	Гранит	1831 ± 33	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Постколлизийная	Галимова и др., 2011
				Игногский комплекс (1)	Диорит	1875 ± 8	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Постколлизийная	Галимова и др., 2011
				Игногский комплекс (1)	Диорит	1862 ± 3	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Постколлизийная	Галимова и др., 2011
				Игногский комплекс (2)	Диорит	1778 ± 9	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Внутриплитная (анорогенная)	Галимова и др., 2011

Выступ / щит	Террейн [Розен, 2003]	Блок	Комплекс / массив / толща	Исследуемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Тип циркона	Тектоническая обстановка	Ссылка	
Шарыжалгайский выступ	Тунгусский супертеррейн	Иркутный блок	Небольшие тела гранитоидов, ассоциирующие с породами шарыжалгайской серии	Кварцевый сиенит (чарнокит – эндербит)	1870 ± 6	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Коллизионная	Poller et al., 2005	
				Гранит	1866 ± 3	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Коллизионная	Poller et al., 2005	
				Гранит	1875 ± 18	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизионная	Poller et al., 2004	
				Гранит	1870 ± 4	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизионная	Сальникова и др., 2007	
				Чарнокит-эндербит	1854 ± 2	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизионная	Сальникова и др., 2007	
				Гранит	1853 ± 20	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизионная	Сальникова и др., 2007	
				Сиенит	1855 ± 5	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизионная	Левицкий и др., 2004	
				Чарнокит	1873 ± 5	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизионная	Aftalion et al., 1991	
				Саянский комплекс, Тойсукский массив	Граниты	1855 ± 5	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизионная	Диденко и др., 2005
					Граниты	1844 ± 15	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизионная	Диденко и др., 2005
					Монцодиорит	1838 ± 6	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Постколлизионная	Туркина, Капитонов, 2019
					Лейкогранит	1827 ± 9	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Постколлизионная	Туркина, Капитонов, 2019
				Нижнекитойский массив	Гранодиорит	1846 ± 7	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Постколлизионная	Туркина, Капитонов, 2019
				Саянский комплекс	Гранит	1844 ± 14	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизионная	Poller et al., 2004
		Китойский блок	Шумихинский комплекс, Гиргантуйский массив	Гранит	1871 ± 17	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизионная	Левицкий и др., 2002	

Выступ / щит	Террейн [Розен, 2003]	Блок	Комплекс / массив / толща	Исследуемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Тип циркона	Тектоническая обстановка	Ссылка
			Саянский комплекс	Гранит	1863 ± 16	LA ICP-MS	Магм.	Постколлизийная	Туркина, Прияткина, 2015
		Булунский блок	Саянский комплекс, Аларский массив	Гранит	1853 ± 7	SHRIMP	Магм.	Постколлизийная	Туркина, Капитонов, 2017
		Онотский блок	Шумихинский комплекс, Шумихинский массив	Гранит	1861 ± 1	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизийная	Донская и др., 2002
				Гранодиорит	1857 ± 12	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Постколлизийная	Туркина, Капитонов, 2017
			Малобельский массив	Лейкогранит	1863 ± 16	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Постколлизийная	Туркина, Капитонов, 2019
Байкальский выступ	Аkitканский складчатый пояс	Голоустенский блок	Хомутский массив	Гранит	2153 ± 11	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Коллизийная, не Сибирский кратон	Донская и др., 2016
					1972 ± 13	U-Pb, SHRIMP	Метам.	Коллизийная	Донская и др., 2016
			Еловский массив	Гранит	2018 ± 18	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Субдукционная	Poller et al., 2005
			Мигматит-гнейсовая толща	Гранитогнейс	1985 ± 15	U-Pb, SHRIMP	Метам.	Коллизийная	Донская и др., 2016
			Приморский комплекс	Гранит	1859 ± 16	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизийная	Донская и др., 2003
		Сарминский блок	Трехголовый массив	Гранит	1910 ± 30	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизийная	Бибикова и др., 1987
				Лейкогранит	1932 ± 21	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Коллизийная	Базарова, 2011
		Чуйский блок	Небольшие тела среди пород Чуйского блока	Лейкогранит	2066 ± 10	U-Pb, TIMS	Магм.	Геодинамическая обстановка не определяется, не Сибирский кратон	Неймарк и др., 1998
			чуйский комплекс	Гранит	2020 ± 12	U-Pb, TIMS	Магм.	Субдукционная	Неймарк и др., 1998
			кутимский комплекс	Гранит	2019 ± 16	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Субдукционная	Донская и др., 2013
			иловирьская свита	Вулканит кислого состава	1863 ± 5	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизийная	Неймарк и др., 1990
			Абчадский комплекс	Гранит	1861 ± 8	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизийная	Неймарк и др., 1990

Выступ / щит	Террейн [Розен, 2003]	Блок	Комплекс / массив / толща	Исследуемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Тип циркона	Тектоническая обстановка	Ссылка
		Сарминский и Чуйский блоки	Акитканская серия, Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс	Вулканит кислого состава	1879 ± 15	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизия	Водовозов и др., 2015
				Вулканит кислого состава	1878 ± 4	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизия	Донская и др., 2008
				Вулканит кислого состава	1875 ± 14	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизия	Донская и др., 2008
				Вулканит кислого состава	1871 ± 4	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизия	Донская и др., 2008
				Вулканит кислого состава	1849 ± 11	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Постколлизия	Донская и др., 2008
				Вулканит кислого состава	1863 ± 9	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизия	Донская и др., 2007
				Вулканит кислого состава	1869 ± 6	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизия	Ларин и др., 2003
			Ирельский комплекс, Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс	Гранит	1864 ± 11	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Постколлизия	Poller et al., 2005
				Гранит и вулканит кислого состава	1866 ± 6	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизия	Неймарк и др., 1991
			Татарниковский комплекс	Гиперстеновый гранит (чарнокит)	1853 ± 5	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизия	Ларин и др., 2009
			Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс, дайка	Вулканит кислого состава	1844 ± 11	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Постколлизия	Шоханова и др., 2010
			Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс	Вулканит кислого состава	1823 ± 7	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизия	Неймарк и др., 1991
				Метасоматит	1821 ± 7	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизия	Собаченко и др., 2005
				Риодацит	1801 ± 22	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизия	Собаченко и др., 2005
			Тонодский выступ	Акитканский складчатый пояс	Чуйско-кодарский комплекс	Гранит	1846 ± 8	U-Pb, TIMS	Магм.
Маректинский		Маректинский массив	Гранит	1846 ± 8	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизия	Рыцк и др., 2006	

Выступ / щит	Террейн [Розен, 2003]	Блок	Комплекс / массив / толща	Исследуемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Тип циркона	Тектоническая обстановка	Ссылка
выступ			Окунайский массив	Сиенит	1844 ± 7	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизонная	Рыцк и др., 2006
			Годжекитский массив	Граносиенит	1843 ± 5	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизонная	Рыцк и др., 2006
	Маганский террейн		Керн из скважины	Гранодиорит	2002 ± 16	U-Pb, LA ISP MS	Магм.	Субдукционная	Попов и др., 2015
Анабарский щит	Билляхская зона		Небольшой массив в южной части зоны	Гранодиорит	1985 ± 24	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Коллизонная	Молчанов и др., 2011
			Билляхский массив	Гранодиорит	1983 ± 9	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Коллизонная	Молчанов и др., 2011
				Монцодиорит	1983 ± 3	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизонная	Смелов и др., 2012
			Дайка	Монцодиорит	1971 ± 4	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизонная	Смелов и др., 2012
	Котуйканская зона		котуйкан-монголинский комплекс	Гранитогнейс	1963 ± 16	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Коллизонная	Гусев и др., 2013
				Гранитогнейс	1916 ± 9	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Коллизонная	Молчанов и др., 2011
				Гранитогнейс	1899 ± 14	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Коллизонная	Гусев и др., 2013
			монголинский комплекс	Гранит	1858 ± 6	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Не определена, малые интрузии	Гусев и др., 2013
			маганский комплекс	Гранит	1818 ± 27	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Не определена, малые интрузии	Гусев и др., 2013
	Оленекский выступ	Экитский складчатый пояс		оленекский комплекс	гранит	2036 ± 11	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Постколлизонная, не Сибирский кратон

Выступ / щит	Террейн [Розен, 2003]	Блок	Комплекс / массив / толща	Исследуемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Тип циркона	Тектоническая обстановка	Ссылка
Алданский щит	Олекминский террейн	Чара-Олекминский блок (ЧОГ); зона сочленения ЧОГ и ЗАМ	нелюкинский комплекс	Гранит	2522 ± 2	U-Pb, TIMS	Магм.	Внутриплитная (анорогенная)	Котов и др., 2004
				Лейкогранит	2487 ± 5	U-Pb, TIMS	Магм.	Внутриплитная (анорогенная)	Сальникова и др., 1997
				Гранит	2456 ± 9	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Внутриплитная (анорогенная)	Глебовицкий и др., 2010
				Гранит	2423 ± 28	U-Pb, TIMS	Магм.	Внутриплитная (анорогенная)	Сальникова и др., 1997
				Лейкогранит	2398 ± 4	U-Pb, TIMS	Магм.	Внутриплитная (анорогенная)	Сальникова и др., 1997
			Балаганахский зеленокаменный пояс	Метадацит	2055 ± 18	U-Pb, TIMS	Магм.	Субдукционная	Анисимова и др., 2006
				Метаандезит	2051 ± 28	U-Pb, TIMS	Магм.		Анисимова и др., 2006
			Ничатский комплекс	Гранит	1908 ± 5	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизионная	Ларин и др., 2006а
			Амутский комплекс	Гранит	1899 ± 6	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизионная	Котов и др., 2004
			Кодарский комплекс	Гранит	1876 ± 4	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизионная	Ларин и др., 2000
				Гранит	1873 ± 2	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизионная	Ларин и др., 2000
Чинейский комплекс	Габбро-диорит	1867 ± 3	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизионная	Попов и др., 2009			
Алданский щит	Алданский террейн	Западно-Алданский блок (ЗАМ)	унгринский комплекс	Габбро	2037 ± 20	U-Pb, TIMS	Магм.	Субдукционная	Бибикова и др., 1984б
				Гранитоид	2016 ± 5	U-Pb, TIMS	Магм.		Котов, 2003
			тимптонский комплекс	Плагиогнейс	2011 ± 3	U-Pb, TIMS	Магм.	Субдукционная	Котов и др., 1995
			федоровская толща	Метаандезит	2006 ± 3	U-Pb, TIMS	Магм.	Субдукционная	Великославинский и др., 2003
			Небольшие тела, согласные со	Диорит	1993 ± 1	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизионная	Котов и др., 1995

Выступ / щит	Террейн [Розен, 2003]	Блок	Комплекс / массив / толща	Исследуемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Тип циркона	Тектоническая обстановка	Ссылка
			складчатой структурой федоровской толщи						
			джалтундинский комплекс	Гранит	1966 ± 4	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизионная	Котов и др., 2004
			Небольшие тела в толще ортогнейсов западно-алданского комплекса	Диориты и тоналиты	1962 ± 5	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизионная	Котов и др., 1993
			Небольшие тела в толще ортогнейсов Нимнырского блока	Диориты и тоналиты	1925 ± 5	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизионная	Котов, 2003
			Небольшие тела в толще ортогнейсов Нимнырского блока	Эндербит	1918 ± 1	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизионная	Frost et al., 1998
			Усть-Иджекский массив	Чарнокит	1916 ± 10	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизионная	Бибикова и др., 1986
			Дайки	Аплитовидный гранит	1907 ± 15	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизионная	Котов и др., 1993
			Небольшие тела в Нимнырском блоке	Гранит	1901 ± 1	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизионная	Frost et al., 1998
		Восточно-Алданский блок (ВАМ)	Суннагинский купол	Чарнокит	2044 ± 6	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизионная	Глуховский и др., 2004
			Суннагинский купол	Эндербит	1985 ± 2	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизионная	Глуховский и др., 2004
			Суннагинский купол	Эндербит	1977 ± 36	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизионная	Глуховский и др., 2004
		Зона сочленения ЗАМ и ВАМ	Небольшие тела среди пород сеймской толщи	Гранит	1950 ± 19	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизионная	Котов и др., 1995
	Батомгский террейн	Батомгский блок (БАГ)	Джагдаканский комплекс	Диорит	2062 ± 14	U-Pb, TIMS	Магм.	Субдукционная	Мишкин и др., 2010
				Гранодиорит	2057 ± 10	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Субдукционная	Гурьянов и др., 2016
				Хоюндинский комплекс	Плагиогранит	2056 ± 8	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Субдукционная

Выступ / щит	Террейн [Розен, 2003]	Блок	Комплекс / массив / толща	Исследуемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Тип циркона	Тектоническая обстановка	Ссылка
				Плагиогранит	2055 ± 7	U-Pb, TIMS	Магм.	Субдукционная	Мишкин и др., 2010
			Улкан-Джугджурская магматическая ассоциация (Билякчан-Улканский вулканоплутонический пояс)	Гранит	1730 ± 2	U-Pb, TIMS	Магм.	Внутриплитная (анорогенная)	Диденко и др., 2010
				Гранит	1725 ± 4	U-Pb, TIMS	Магм.	Внутриплитная (анорогенная)	Диденко и др., 2010
				Граносиенит	1727 ± 6	U-Pb, TIMS	Магм.	Внутриплитная (анорогенная)	Неймарк и др., 1992б
				Гранит	1703 ± 18	U-Pb, TIMS	Магм.	Внутриплитная (анорогенная)	Неймарк и др., 1992б
				Гранит	1721 ± 1	U-Pb, TIMS	Магм.	Внутриплитная (анорогенная)	Larin et al., 1997
				Гранит	1716 ± 2	U-Pb, TIMS	Магм.	Внутриплитная (анорогенная)	Larin et al., 1997
				Гранит	1705 ± 5	U-Pb, TIMS	Магм.	Внутриплитная (анорогенная)	Ларин, 2009
				Трахириолит	1722 ± 6	U-Pb, TIMS	Магм.	Внутриплитная (анорогенная)	Ларин и др., 2013
				Габбро	1718 ± 1	U-Pb, TIMS	Магм.	Внутриплитная (анорогенная)	Ларин, 2008
Становой выступ	Становая провинция, Тындинский террейн	Джугджуро-Становая складчатая область	Небольшие тела среди пород Ларбинского блока	Лейкосама мигматита	1913 ± 10	U-Pb, SHRIMP	Магм.	Коллизионная	Глебовицкий и др., 2008б
				Чарнокит	1880 ± 21	U-Pb, TIMS	Магм.	Коллизионная	Глебовицкий и др., 2009
			балыхтахский комплекс	Гранит	1866 ± 3	U-Pb, TIMS	Магм.	Постколлизионная	Ларин и др., 2012
Алданский щит	Сутамский террейн	Пристановой блок, Становой структурный шов	Небольшое тело в обрамлении Катугинского массива	Гранит	2105 ± 6	U-Pb, TIMS	Магм.	Геодинамическая обстановка не определяется, не Сибирский кратон	Котов и др., 2018
				Гранит	2066 ± 6	U-Pb, TIMS	Магм.	Анорогенная, не Сибирский кратон	Ларин и др., 2002
			катугинский комплекс	Рудное обособление в граните	2055 ± 7	U-Pb, TIMS	Магм.		Котов и др., 2015

Выступ / щит	Террейн [Розен, 2003]	Блок	Комплекс / массив / толща	Исследуемая порода	Возраст, млн лет	Метод	Тип циркона	Тектоническая обстановка	Ссылка
			Улкан-Джугджурская магматическая ассоциация (Билякчан-Улканский вулканоплутонический пояс)	Анортозит	1736 ± 6	U-Pb, TIMS	Магм., апатит	Внутриплитная (анорогенная)	Неймарк и др., 1992а
				Анортозит	1734 ± 12	U-Pb, TIMS	Магм.	Внутриплитная (анорогенная)	Неймарк и др., 1992а

Таблица 2. Химический состав раннепротерозойских гранитоидов Сибирского кратона

Выступ/ щит	Байкальский выступ					Становой структурный шов					
Массив/ Комплекс (возраст)	Хомутский массив (2.15 млрд лет)					Катугинский массив (2.06 млрд лет)					
Ссылка	Донская и др., 2016					Донская и др., 2018в					
Образец	1239	1240	1241	1242	1243	14200	14201	14202	14203	14204	14205
Хар-ка	Биотитовые граниты					Биотитовые и биотит-рибекитовые граниты					
SiO ₂ , мас.%	72.36	72.36	72.53	74.68	70.80	73.44	73.75	74.44	73.70	75.44	74.84
TiO ₂	0.18	0.28	0.07	0.08	0.15	0.23	0.22	0.12	0.18	0.02	0.14
Al ₂ O ₃	13.98	14.35	15.02	14.19	15.20	12.40	11.87	11.79	11.79	11.35	11.87
Fe ₂ O ₃	1.52	1.01	0.61	0.97	1.08	0.93	0.84	0.97	0.85	1.04	0.84
FeO	2.07	1.57	1.47	0.93	1.87	2.44	2.64	2.71	2.86	2.89	2.66
Fe ₂ O ₃ *											
MnO	0.03	0.02	0.02	< НПО	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03
MgO	0.51	0.65	0.40	0.17	0.53	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
CaO	0.70	0.71	0.97	1.33	1.70	0.51	0.51	0.33	0.35	<0.02	0.30
Na ₂ O	3.43	3.53	3.08	3.25	3.25	4.22	4.00	4.16	4.10	4.17	3.68
K ₂ O	3.98	4.01	4.70	3.72	4.08	4.71	4.68	4.67	4.72	3.96	4.9
P ₂ O ₅	0.06	0.08	0.06	0.03	0.07	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03
П.п.п	0.82	1.10	0.78	0.37	0.87	0.01	0.03	0.04	0.01	0.08	0.02
H ₂ O ⁻	0.07	0.02	0.15	0.09	0.09	0.54	0.62	0.63	0.61	0.47	0.56
CO ₂	0.14	0.14	0.11	0.14	0.13	<0.06	0.07	<0.06	<0.06	<0.06	0.06
F						0.45	0.54	0.58	0.58	0.36	0.45
-O(F)						0.19	0.23	0.24	0.24	0.15	0.19
Сумма	99.85	99.83	99.97	99.96	99.85	99.73	99.58	100.24	99.55	99.66	100.16
Rb, г/т	71	92	83	63	68	335	324	312	333	485	359
Sr	184	147	198	218	235	25	12	24	5	9	25
Y	16	11	11	5	15	226	188	378	199	296	288
Zr	100	100	86	111	79	777	942	261	1386	1557	537
Nb	8	7	9	2	5	147	232	79	277	573	210
Ba	835	767	938	771	816	110	123	108	109	26	73
La	21.87	25.45	22.88	31.26	25.13	122.73	198.58	325.91	195.00	145.05	117.02
Ce	41.24	45.23	40.54	53.32	47.32	264.72	395.67	660.36	390.90	341.29	275.10
Pr	4.54	5.11	4.29	5.41	4.75	28.18	40.12	70.14	40.53	37.13	31.22
Nd	14.50	14.84	13.43	14.94	14.77	99.33	136.04	247.53	139.30	127.84	112.72
Sm	2.85	2.69	2.64	2.17	2.87	24.62	27.02	56.82	29.83	33.49	30.17
Eu	0.67	0.62	0.60	0.52	0.64	1.31	1.53	2.62	1.57	1.58	1.46
Gd	2.44	2.26	2.05	1.56	2.55	23.94	27.96	56.18	28.43	35.65	30.62
Tb	0.39	0.36	0.34	0.23	0.42	4.44	4.33	8.95	4.75	6.99	5.77
Dy	2.67	2.17	2.07	1.26	2.55	30.66	29.48	52.85	31.31	47.88	39.56
Ho	0.59	0.44	0.40	0.24	0.53	7.47	6.97	11.36	7.18	11.24	9.22
Er	1.60	1.19	1.16	0.58	1.43	22.29	20.01	30.60	21.06	30.88	26.77
Tm	0.26	0.18	0.18	0.08	0.23	3.40	2.93	4.18	3.23	4.37	3.99
Yb	1.73	1.11	1.07	0.52	1.40	20.87	17.32	24.47	19.37	24.64	23.56
Lu	0.25	0.17	0.17	0.11	0.23	3.24	2.74	3.72	3.06	3.79	3.72
Hf	2.88	2.85	2.71	3.18	2.28	19	25	9	40	54	20
Ta	0.97	0.34	0.76	0.20	0.18	8	14	3	17	53	11
Th	5.48	7.70	7.73	6.32	8.41	22	38	17	39	20	17
U	0.44	0.50	0.69	0.28	0.68	3	6	1	7	18	3

Выступ/ щит	Становой структурный шов										
Массив/ Комплекс (возраст)	Катугинский массив (2.06 млрд лет)										
Ссылка	Донская и др., 2018в										
Образец	14206	14209	14210	C-24-1	C-24-3	C-24-4	C-24-7	C-24-9-1	C-24-10	C-24-15	C-24-1
Хар-ка	Биотитовые и биотит-рибекитовые граниты										
SiO ₂ , мас.%	73.55	74.72	76.00	73.42	75.49	78.14	74.40	74.00	72.68	76.29	73.42
TiO ₂	0.15	0.09	0.13	0.20	0.14	0.08	0.07	0.09	0.12	0.08	0.20
Al ₂ O ₃	12.37	11.75	11.74	11.98	11.55	10.70	12.13	12.14	12.43	11.66	11.98
Fe ₂ O ₃	0.63	0.25	0.34	1.37	0.60	1.27	0.52	0.75	0.86	0.29	1.37
FeO	2.68	1.80	1.78	2.32	3.24	1.57	2.50	3.04	2.92	1.85	2.32
Fe ₂ O ₃ *											
MnO	0.04	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.01	0.03
MgO	<0.02	<0.02	0.04	0.02	<0.02	0.06	<0.02	0.02	0.04	0.04	0.02
CaO	0.21	0.61	0.53	0.57	0.05	0.11	0.39	0.37	0.62	0.50	0.57
Na ₂ O	4.23	5.13	3.68	4.29	4.01	3.47	3.94	3.75	4.22	3.56	4.29
K ₂ O	4.78	4.40	4.80	4.61	3.91	3.76	4.56	4.77	4.84	4.34	4.61
P ₂ O ₅	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	0.04	<0.03
П.п.п	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	0.11	0.09	0.03	0.05	0.18	0.02
H ₂ O	0.60	0.62	0.66	0.54	0.45	0.27	0.69	0.67	0.77	0.62	0.54
CO ₂	0.06	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	0.12	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06
F	0.54	0.60	0.49	0.50	0.33	0.21	0.50	0.50	0.74	0.48	0.50
-O(F)	0.23	0.25	0.21	0.23	0.14	0.09	0.23	0.23	0.31	0.20	0.23
Сумма	99.61	99.73	99.99	99.64	99.64	99.79	99.58	99.93	100.02	99.74	99.64
Rb, г/т	391	299	236	277	180	438	336	377	412	223	277
Sr	14	46	21	44	32	22	22	34	30	30	44
Y	129	172	84	388	91	278	185	270	221	89	388
Zr	1097	289	260	1583	85	1544	1158	989	923	307	1583
Nb	268	120	105	413	46	409	266	228	202	106	413
Ba	116	249	315	75	41	29	56	82	132	316	75
La	115.57	80.31	66.51	232.33	109.70	133.57	138.12	181.26	177.70	94.81	232.33
Ce	268.74	187.72	157.67	468.83	241.42	285.01	272.69	361.66	359.52	201.15	468.83
Pr	28.18	20.80	17.06	50.83	25.59	30.68	29.41	37.09	38.77	20.53	50.83
Nd	96.31	73.08	58.60	188.57	90.80	118.90	107.21	128.23	141.15	71.65	188.57
Sm	20.25	19.69	12.84	46.00	22.02	32.22	23.13	27.38	30.73	15.08	46.00
Eu	1.09	1.01	0.60	2.41	0.85	1.40	1.28	1.45	1.78	0.66	2.41
Gd	19.48	20.94	12.35	49.01	21.13	33.45	24.26	28.32	30.61	14.43	49.01
Tb	3.27	4.31	2.09	9.49	3.17	6.28	4.28	5.53	5.56	2.36	9.49
Dy	21.79	30.39	14.09	62.44	17.37	41.62	27.72	37.32	35.43	14.62	62.44
Ho	5.09	7.14	3.23	14.11	3.32	9.65	6.08	8.44	7.85	3.16	14.11
Er	15.27	21.73	9.53	42.74	8.67	27.08	18.56	26.56	24.02	9.38	42.74
Tm	2.44	3.47	1.41	6.43	1.15	4.42	2.86	4.19	3.62	1.35	6.43
Yb	15.14	22.06	8.79	40.18	7.41	25.71	18.28	26.16	22.71	9.08	40.18
Lu	2.41	3.43	1.38	6.51	1.26	3.92	2.94	4.11	3.53	1.50	6.51
Hf	34	12	9	48	3	53	32	26	24	11	48
Ta	17	7	7	30	2	32	16	12	11	7	30
Th	55	17	32	30	6	16	19	24	35	36	30
U	7	3	4	14	0.5	14	5	5	6	4	14

Выступ/ щит	Становой структурный шов										
Массив/ Комплекс (возраст)	Катугинский массив (2.06 млрд лет)										
Ссылка	Донская и др., 2018в										
Образец	14227	14228	14229	14230	C-107-1	14217	14226	14238	C-54-28	C-54-30	C-54-36
Хар-ка	Биотит-арфведсонитовые граниты					Арфведсонитовые граниты					
SiO ₂ , мас.%	72.84	74.56	72.90	72.64	69.85	74.23	70.31	73.78	69.71	67.38	69.48
TiO ₂	0.10	0.14	0.12	0.31	0.23	0.19	0.07	0.10	0.18	0.22	0.22
Al ₂ O ₃	12.05	11.31	12.61	11.50	12.65	10.69	11.16	11.53	10.67	11.10	11.00 [#]
Fe ₂ O ₃	1.25	1.18	1.09	1.01	1.63	2.04	2.27	1.55	1.74	2.34	1.98
FeO	2.28	2.39	2.38	2.33	2.79	2.06	3.29	2.99	2.94	3.17	3.08
Fe ₂ O ₃ *											
MnO	0.06	0.05	0.05	0.04	0.07	0.04	0.06	0.04	0.05	0.06	0.05
MgO	<0.02	<0.02	<0.02	0.09	0.06	<0.02	<0.02	0.05	<0.02	<0.02	<0.02
CaO	0.35	0.21	0.39	0.58	0.84	<0.02	<0.02	0.18	<0.02	<0.02	<0.02
Na ₂ O	4.65	4.18	4.36	4.55	4.36	4.01	5.56	4.75	6.65	6.72	6.84
K ₂ O	4.48	4.46	4.62	4.90	5.71	4.11	3.97	4.47	4.11	4.26	3.75
P ₂ O ₅	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03
П.п.п	<0.01	<0.01	<0.01	0.09	0.06	0.07	<0.01	0.06	0.23	0.16	0.04
H ₂ O	0.64	0.63	0.66	0.53	0.73	0.96	1.21	0.16	1.61	1.57	1.33
CO ₂	0.18	<0.06	<0.06	<0.06	0.18	<0.06	<0.06	<0.06	0.07	0.19	<0.06
F	0.85	0.66	0.68	0.68	0.84	0.78	1.40	0.60	2.50	2.72	3.25
-O(F)	0.36	0.28	0.29	н.р.	0.35	0.33	0.59	0.25	1.05	1.15	н.р.
Сумма	99.37	99.49	99.57	98.57	99.65	98.85	98.71	100.01	99.41	98.74	97.77
Rb, г/т	557	547	574	455	990	1091	629	399	801	819	707
Sr	56	23	25	32	37	40	20	14	13	16	23
Y	1844	611	239	667	934	95	23	513	52	118	166
Zr	751	1899	1516	3548	1133	6570	8185	1650	2378	3934	3091
Nb	163	346	337	612	344	2943	2287	298	2203	2459	2376
Ba	249	190	222	205	178	223	63	55	22	17	21
La	299.97	159.72	184.69	171.41	147.00	136.88	82.03	237.60	128.02	196.32	178.61
Ce	643.34	310.55	331.21	331.03	305.81	457.10	282.05	514.24	423.00	616.88	571.10
Pr	73.85	35.03	35.46	40.18	34.83	56.39	35.56	61.42	47.87	69.51	65.32
Nd	277.23	134.69	117.48	162.22	132.57	189.98	121.74	227.83	156.86	238.07	235.53
Sm	88.77	36.24	25.46	41.99	41.17	43.10	26.62	61.00	35.58	52.72	54.24
Eu	5.41	1.95	1.60	2.61	2.40	1.50	0.85	2.42	1.11	1.88	2.06
Gd	119.23	42.00	27.56	48.45	50.16	32.45	16.36	64.07	24.92	40.84	43.45
Tb	31.90	10.42	5.28	11.56	13.91	5.44	2.44	11.40	4.11	6.78	7.42
Dy	252.89	80.98	38.27	89.64	111.62	32.24	12.72	73.77	24.60	41.13	45.71
Ho	64.11	20.89	9.62	23.43	29.21	6.59	2.34	16.83	4.20	7.86	9.05
Er	183.75	64.70	29.85	74.97	97.37	18.50	6.84	47.64	9.81	20.47	21.61
Tm	24.82	9.81	5.00	12.37	15.33	3.03	1.23	6.91	1.36	2.87	2.86
Yb	129.30	58.23	31.65	75.47	94.77	21.80	9.49	41.78	9.51	17.97	17.35
Lu	18.07	8.13	4.60	10.66	13.73	3.74	1.68	6.13	1.91	3.60	3.33
Hf	25	72	55	112	33	240	336	64	78	133	107
Ta	12	24	22	46	26	238	178	22	180	199	197
Th	82	49	71	68	30	63	41	43	24	51	35
U	4	12	11	22	11	109	100	10	81	115	96

Выступ/ щит	Становой структурный шов										
Массив/ Комплекс (возраст)	Катугинский массив (2.06 млрд лет)										
Ссылка	Донская и др., 2018в										
Образец	C-84-12	14220	14221	14231	14232	14233	14234	14237	14241	C-43-1	C-43-19
Хар-ка	Арф	Эгириин-арфведсонитовые граниты									
SiO ₂ , мас.%	71.61	73.92	73.92	71.83	70.38	70.23	68.16	73.42	69.68	72.68	71.49
TiO ₂	0.29	0.05	0.07	0.25	0.22	0.28	0.23	0.11	0.37	0.29	0.35
Al ₂ O ₃	10.63	10.05	11.23	9.70	10.40	10.50	11.20	10.90	9.80	10.90	8.98
Fe ₂ O ₃	1.81	2.06	2.17	2.35	2.69	2.11	2.35	2.14	2.01	1.54	3.18
FeO	3.77	2.06	2.31	2.15	2.37	2.91	2.12	2.47	3.21	2.49	2.17
Fe ₂ O ₃ *											
MnO	0.09	0.04	0.03	0.04	0.04	0.07	0.04	0.03	0.05	0.03	0.08
MgO	<0.02	<0.02	<0.02	0.05	0.10	0.09	0.07	0.23	0.10	<0.02	<0.02
CaO	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.12	0.05	0.37	<0.02
Na ₂ O	5.47	5.41	4.53	5.89	6.20	5.38	6.22	5.09	5.42	4.82	5.23
K ₂ O	3.63	3.87	4.11	4.07	4.25	4.92	5.27	4.30	4.28	4.27	3.71
P ₂ O ₅	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03
П.п.п	0.12	<0.01	<0.01	0.08	0.07	0.09	0.08	0.08	0.07	<0.01	1.85
H ₂ O	1.13	1.01	0.42	0.96	0.73	1.06	0.91	0.28	0.87	0.05	0.67
CO ₂	0.19	<0.06	<0.06	<0.06	0.06	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	0.21	<0.06
F	2.00	1.73	0.34	2.50	2.48	1.87	1.60	1.10	2.00	1.10	1.37
-O(F)	0.84	0.73	0.14	н.р.	н.р.	н.р.	н.р.	0.46	н.р.	0.46	0.58
Сумма	99.90	99.47	98.99	97.37	97.51	97.64	96.65	99.81	95.91	98.29	98.50
Rb, г/т	656	811	794	1293	1178	1013	1154	522	1331	1609	1676
Sr	36	9	2	14	13	13	7	31	12	8	8
Y	68	39	24	133	56	122	45	239	132	169	326
Zr	10542	2389	2562	3073	3042	4347	4996	302	12180	13125	17106
Nb	3765	1256	1261	4471	3108	3068	3202	232	3973	3607	3761
Ba	57	19	32	30	47	35	32	53	36	36	22
La	210.65	63.69	50.26	208.05	145.47	141.64	169.63	240.18	186.71	197.00	137.35
Ce	683.28	202.05	165.61	667.10	482.76	452.00	527.70	522.41	584.73	643.21	498.88
Pr	73.43	23.93	19.15	83.42	58.49	60.03	65.93	59.45	76.78	72.18	58.74
Nd	241.89	78.24	55.61	280.43	196.55	223.60	228.16	222.47	281.41	253.13	219.13
Sm	55.94	17.47	12.74	67.61	44.67	69.95	54.45	56.46	79.87	70.23	69.22
Eu	1.97	0.63	0.39	2.40	1.53	2.78	1.81	2.21	2.92	2.85	2.96
Gd	37.58	13.65	8.62	52.23	31.34	61.15	34.68	54.19	57.40	59.63	68.00
Tb	5.37	2.42	1.59	9.26	5.13	9.78	5.05	8.04	10.17	11.45	13.80
Dy	32.16	14.46	10.33	54.01	26.53	50.12	24.99	47.57	54.91	72.86	94.85
Ho	5.72	2.80	2.22	10.12	4.37	8.24	4.04	9.63	9.71	12.46	18.83
Er	17.22	7.33	6.78	25.01	9.62	14.72	9.26	23.70	23.28	29.69	53.68
Tm	3.22	1.23	1.26	3.70	1.45	1.74	1.48	2.89	3.32	3.75	6.92
Yb	31.98	9.75	10.68	23.96	12.25	10.78	12.53	15.40	23.85	19.62	42.87
Lu	7.025	2.03	2.04	4.20	2.60	2.06	2.81	2.40	4.21	3.54	7.69
Hf	321	90	92	117	103	153	180	12	463	427	499
Ta	280	93	92	339	229	225	237	18	333	219	276
Th	258	22	32	82	43	36	44	13	81	131	215
U	131	42	39	157	104	109	111	7	155	127	120

Выступ/ щит	Становой структурный шов								
Массив/ Комплекс (возраст)	Катугинский массив (2.06 млрд лет)								
Ссылка	Донская и др., 2018в								
Образец	С-84-13	С-94-1	С-107-17	С-147-1	С-265-1	14216	14235	14240	14248
Хар-ка	Эгирин-арфведсонитовые граниты					Эгириновые граниты			
SiO ₂ , мас.%	69.12	68.92	70.14	67.82	66.94	72.71	69.11	69.23	71.59
TiO ₂	0.30	0.22	0.41	0.28	0.23	0.87	0.30	0.29	0.35
Al ₂ O ₃	10.41	11.90	9.52	11.20	11.70	8.33	9.90	8.80	9.30
Fe ₂ O ₃	5.65	2.06	3.87	3.63	3.52	3.30	3.20	3.78	3.82
FeO	0.90	2.55	1.29	1.74	1.55	1.14	0.79	0.99	1.58
Fe ₂ O ₃ *									
MnO	0.02	0.06	0.04	0.05	0.03	0.06	0.03	0.04	0.08
MgO	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.10	0.15	<0.02
CaO	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.05	0.06
Na ₂ O	6.80	6.66	4.96	6.73	7.28	3.43	4.61	6.10	5.80
K ₂ O	3.58	4.53	3.56	4.50	4.52	3.87	4.77	3.60	4.06
P ₂ O ₅	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03
П.п.п	0.07	0.07	<0.01	0.07	0.05	0.01	0.12	0.10	0.04
H ₂ O ⁻	1.13	0.96	0.21	1.00	0.92	0.72	0.57	0.85	0.98
CO ₂	0.10	<0.06	0.07	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06
F	2.48	2.50	1.35	2.40	3.30	0.70	0.68	2.70	1.87
-O(F)	1.04	н.р.	0.57	н.р.	н.р.	0.29	н.р.	н.р.	н.р.
Сумма	99.52	97.93	94.85	97.02	96.74	94.85	93.50	93.98	97.66
Rb, г/т	1571	1157	1352	1784	1518	1276	2662	1225	1395
Sr	28	25	2	37	43	24	14	8	15
Y	89	57	227	127	246	626	239	129	253
Zr	12506	488	27902	7305	4372	27846	32431	20610	1597
Nb	2900	3027	3448	2184	2682	4191	3879	2738	4455
Ba	40	23	22	15	114	120	28	31	36
La	127.57	142.98	187.98	98.04	134.27	159.38	141.71	120.20	171.89
Ce	432.86	503.21	597.94	339.46	457.87	479.99	456.80	387.90	539.42
Pr	48.48	58.84	69.38	42.23	56.02	65.65	61.33	50.69	72.17
Nd	167.49	211.50	252.37	155.79	202.94	257.28	224.69	179.24	266.20
Sm	43.69	48.15	79.76	45.05	56.21	104.30	70.37	49.56	85.78
Eu	1.78	1.60	3.55	1.57	2.05	4.36	2.54	1.74	3.29
Gd	33.45	35.12	80.03	33.53	43.27	101.64	54.21	34.18	68.32
Tb	5.58	4.99	15.80	6.43	9.17	24.41	11.67	6.23	14.76
Dy	36.07	27.91	96.25	44.34	61.56	160.91	76.89	42.28	93.72
Ho	7.13	4.27	18.71	9.68	13.46	34.29	17.02	9.61	18.49
Er	20.31	9.21	42.54	28.32	33.70	87.97	47.42	33.14	40.65
Tm	3.34	1.15	5.41	5.30	4.73	12.14	7.22	6.10	4.97
Yb	23.62	7.27	37.11	42.08	29.21	78.64	50.25	46.39	27.95
Lu	4.61	1.66	6.98	6.60	4.59	13.34	9.47	7.49	5.08
Hf	394	18	951	224	143	1032	1360	795	63
Ta	229	250	248	176	214	306	342	239	309
Th	53	44	81	64	83	277	158	59	255
U	110	110	153	84	100	122	151	118	146

Выступ/ щит	Оленекский выступ									
Массив/ Комплекс (возраст)	Оленекский комплекс (2.04 млрд лет)									
Ссылка	Донская и др., 20186									
Образец	03167	03168	03170	03166	03138	03141	03143	03144	03145	03147
Хар-ка	Кварцевые диориты			Биотитовые граниты						
SiO ₂ , мас.%	61.18	61.37	61.18	73.63	71.23	70.64	72.59	70.64	71.5	73.38
TiO ₂	0.83	0.84	0.78	0.24	0.42	0.40	0.34	0.46	0.33	0.29
Al ₂ O ₃	15.55	15.70	15.00	13.75	13.9	14.25	13.95	14.3	13.85	13.60
Fe ₂ O ₃	1.27	1.04	1.44	0.98	0.40	0.43	н.о.	0.26	0.56	н.о.
FeO	61.18	61.37	61.18	73.63	71.23	70.64	72.59	70.64	71.5	73.38
Fe ₂ O ₃ *										
MnO	0.03	0.05	0.06	0.02	0.04	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03
MgO	4.67	4.52	4.23	0.76	1.05	1.13	0.7	1.05	0.79	0.60
CaO	2.06	3.08	3.21	0.65	1.19	0.83	0.84	0.79	0.85	0.94
Na ₂ O	2.68	2.8	2.58	2.77	2.58	2.61	2.19	3.34	2.29	3.12
K ₂ O	3.84	3.33	3.89	4.62	4.50	4.55	5.66	4.14	5.63	4.60
P ₂ O ₅	0.17	0.19	0.16	0.14	0.12	0.12	0.22	0.14	0.10	0.08
П.п.п	0.17	0.18	0.19	0.18	0.11	0.15	0.08	0.08	0.10	0.09
H ₂ O	2.52	2.07	2.04	1.06	0.98	1.33	0.80	1.13	0.79	0.62
CO ₂	0.11	0.44	0.55	0.33	0.11	0.11	0.11	<0.06	0.11	0.11
F	0.04	0.05	0.04	<0.03	0.06	0.06	<0.03	0.04	<0.03	<0.03
-O(F)	0.02	0.02	0.02	0.00	0.03	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00
Сумма	99.89	100.08	99.92	99.92	99.75	99.64	99.65	99.58	99.53	99.79
Rb, г/т	86	148	192	173	250	215	239	168	247	194
Sr	161	182	190	119	109	99	121	126	89	88
Y	12	20	23	15	26	23	28	14	21	20
Zr	161	173	177	149	166	154	192	181	123	103
Nb	9	9	9	6	11	20	8	10	10	8
Ba	539	532	555	693	624	548	749	485	585	378
La	20.52	31.42	40.10	35.97	31.69	33.43	37.51	9.03	32.05	17.32
Ce	44.98	64.22	82.36	61.77	77.84	69.26	76.05	20.16	69.14	35.11
Pr	6.52	8.01	10.15	6.51	9.43	9.34	9.92	2.97	8.54	5.26
Nd	24.64	28.24	33.43	18.57	31.58	30.77	33.41	11.86	28.81	18.50
Sm	4.45	4.45	6.25	2.54	6.35	5.87	6.42	2.70	5.01	3.65
Eu	0.89	0.94	0.95	0.58	1.05	0.86	0.98	0.43	0.84	0.78
Gd	3.29	3.80	4.92	2.27	5.00	4.79	5.26	2.42	4.24	3.15
Tb	0.47	0.59	0.71	0.32	0.75	0.60	0.74	0.37	0.56	0.54
Dy	2.60	3.17	3.95	1.78	4.40	3.94	3.70	2.25	3.25	3.28
Ho	0.56	0.64	0.72	0.42	0.82	0.65	0.80	0.48	0.62	0.71
Er	1.67	1.80	2.44	1.28	2.51	2.20	2.73	1.52	1.64	1.98
Tm	0.27	0.18	0.24	0.12	0.20	0.20	0.18	0.10	0.14	0.25
Yb	1.16	1.94	2.25	1.46	1.74	1.73	2.01	1.29	1.37	1.36
Lu	0.25	0.28	0.37	0.20	0.32	0.24	0.30	0.22	0.22	0.25
Hf	5.43	4.45	5.28	4.01	4.52	4.61	4.72	5.56	3.70	4.18
Ta	н.о.	0.10	0.00	0.04	0.03	0.86	0.16	н.о.	0.38	н.о.
Th	6.88	7.51	17.01	14.60	14.63	12.97	12.13	9.55	12.35	10.42
U	3.92	3.00	6.01	7.22	2.96	2.35	3.55	3.48	5.90	3.26

Выступ/ щит	Байкальский выступ										
Массив/ Комплекс (возраст)	Еловский массив (2.02 млрд лет)					Чуйский комплекс (2.02 млрд лет)					
Ссылка	Донская и др., 2016					Донская и др., 2013					
Образец	0355	0356	0357	0358	0359	06344	06346	06347	06349	06350	06351
Хар-ка	Граниты					Трондьемиты					
SiO ₂ , мас.%	67.22	68.66	67.92	68.50	67.12	71.48	71.78	72.39	71.48	71.66	71.49
TiO ₂	0.45	0.35	0.33	0.38	0.42	0.21	0.20	0.21	0.22	0.22	0.22
Al ₂ O ₃	14.95	14.90	15.10	15.05	15.40	15.74	15.54	14.97	15.30	15.03	15.19
Fe ₂ O ₃	0.34	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.75	0.69	0.96	1.02	0.73	1.11
FeO	2.82	2.62	3.02	3.09	3.02	1.31	1.28	0.97	1.28	1.61	1.13
Fe ₂ O ₃ *											
MnO	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.03
MgO	1.86	1.52	1.50	1.56	1.79	0.43	0.46	0.52	0.57	0.71	0.82
CaO	2.72	2.88	3.02	2.81	2.89	2.49	2.64	2.43	2.57	1.78	1.66
Na ₂ O	3.64	4.03	4.17	3.89	4.08	4.80	4.98	4.50	4.88	4.37	4.32
K ₂ O	3.86	3.20	3.13	3.23	3.38	1.92	1.60	1.75	1.43	2.02	2.33
P ₂ O ₅	0.12	0.11	0.11	0.12	0.12	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.07
П.п.п	1.01	0.77	0.80	0.72	1.16	0.86	0.84	1.09	1.14	1.26	1.47
H ₂ O	0.25	0.21	0.29	0.25	0.25	0.11	0.08	0.02	0.07	0.06	0.07
CO ₂	0.55	0.44	0.66	0.44	0.33						
F											
-O(F)											
Сумма	99.84	99.73	100.09	100.07	99.99	100.20	100.18	99.92	100.07	99.58	99.90
Rb, г/т	102	110	95	105	120	70	46	57	55	62	67
Sr	647	697	788	776	894	758	632	517	538	410	328
Y	7	8	8	9	9	6	5	4	5	5	7
Zr	102	88	115	130	127	99	88	82	89	123	122
Nb	6	6	6	8	7	3	7	4	4	7	5
Ba	1531	1670	1504	1604	1765	1033	583	520	571	463	400
La	31.02	27.83	32.18	30.15	33.14	15.39	8.05	12.93	15.86	12.45	13.08
Ce	58.08	50.84	65.19	61.92	65.44	27.66	14.44	22.56	28.00	21.45	23.77
Pr	7.06	5.92	6.81	6.35	7.21	3.23	1.69	2.52	3.07	2.48	2.79
Nd	20.05	19.04	23.09	21.67	22.86	12.78	7.12	9.65	11.91	9.62	10.59
Sm	3.11	2.84	3.29	3.36	3.52	2.40	1.66	1.95	2.09	1.95	1.97
Eu	1.04	0.94	1.13	1.06	1.14	0.77	0.46	0.54	0.58	0.50	0.60
Gd	2.21	2.13	1.62	2.28	2.06	1.51	1.13	1.04	1.42	1.37	1.42
Tb	0.27	0.25	0.25	0.31	0.27	0.20	0.15	0.15	0.15	0.18	0.22
Dy	1.29	1.17	1.35	1.38	1.22	1.07	0.89	0.84	0.86	0.91	1.06
Ho	0.25	0.23	0.24	0.24	0.25	0.24	0.18	0.16	0.16	0.20	0.23
Er	0.60	0.60	0.65	0.63	0.62	0.62	0.52	0.39	0.46	0.55	0.59
Tm	0.09	0.09	0.10	0.09	0.10	0.08	0.07	0.05	0.07	0.08	0.09
Yb	0.57	0.52	0.66	0.54	0.63	0.45	0.45	0.33	0.37	0.46	0.62
Lu	0.10	0.07	0.05	0.09	0.10	0.09	0.09	0.07	0.09	0.08	0.14
Hf	2.68	2.45	3.71	3.43	3.50	2.84	2.57	2.29	3.10	3.70	3.79
Ta	0.45	0.51	0.33	0.45	0.27	0.05	1.05	0.06	0.12	0.69	0.47
Th	5.63	5.75	4.37	4.52	4.92	2.26	1.38	2.38	3.45	2.82	3.39
U	0.79	1.01	0.55	0.62	0.82	1.13	0.91	0.71	0.83	1.22	1.28

Выступ/ щит	Байкальский выступ								
Массив/ Комплекс (возраст)	Чуйский комплекс (2.02 млрд лет)			Кутимский комплекс (2.02 млрд лет)					
Ссылка	Донская и др., 2013								
Образец	06352	06353	06330	06331	06333	06335	06339	06342	06343
Хар-ка	Трондьемиты			Граниты					
SiO ₂ , мас.%	71.55	72.27	70.56	73.38	70.02	71.79	74.16	74.11	74.37
TiO ₂	0.21	0.20	0.48	0.38	0.38	0.31	0.43	0.32	0.38
Al ₂ O ₃	15.31	14.80	13.77	12.46	14.97	13.96	11.90	12.55	11.92
Fe ₂ O ₃	0.99	0.98	1.03	0.84	0.86	0.76	0.91	1.35	1.14
FeO	1.23	1.20	2.18	2.69	1.94	2.08	2.87	1.93	2.74
Fe ₂ O ₃ *									
MnO	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04
MgO	0.78	0.75	0.91	0.37	0.52	0.36	0.76	0.19	0.18
CaO	1.74	1.86	1.71	0.66	1.68	1.08	0.48	1.40	1.32
Na ₂ O	4.58	4.41	3.74	2.52	4.22	3.92	2.61	2.67	2.60
K ₂ O	2.18	1.96	3.71	5.15	3.70	4.21	4.55	4.56	4.20
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.13	0.06	0.10	0.07	0.06	0.06	0.06
П.п.п	1.31	1.22	1.21	0.95	1.07	0.89	1.22	0.75	0.75
H ₂ O ⁻	0.04	0.02	0.05	0.05	0.07	0.11	0.09	0.08	0.07
CO ₂									
F									
-O(F)									
Сумма	100.05	99.78	99.52	99.55	99.56	99.56	100.08	100.01	99.77
Rb, г/т	63	57	105	146	109	125	119	125	139
Sr	399	383	227	160	244	165	118	259	192
Y	5	6	15	35	10	10	37	38	47
Zr	104	86	322	411	233	241	526	406	514
Nb	3	5	14	19	13	12	23	19	22
Ba	452	338	1348	1917	1141	1071	1498	2032	1556
La	16.57	14.13	68.44	24.56	48.86	30.83	60.02	58.66	101.87
Ce	30.52	24.96	134.48	62.97	97.41	61.60	121.07	140.70	197.25
Pr	3.37	2.96	15.89	7.96	11.72	7.32	16.49	13.51	22.30
Nd	12.83	10.71	49.34	37.88	38.37	22.70	57.14	54.30	85.26
Sm	2.24	1.76	6.63	8.57	5.10	3.41	9.16	10.48	15.51
Eu	0.58	0.48	0.76	1.80	0.88	1.03	1.49	2.17	2.03
Gd	1.36	1.28	4.78	7.13	3.42	2.24	8.48	7.91	10.28
Tb	0.16	0.15	0.53	1.09	0.39	0.27	1.12	1.16	1.49
Dy	0.89	1.00	3.06	6.13	2.00	1.71	6.51	6.45	8.64
Ho	0.20	0.20	0.54	1.40	0.43	0.37	1.35	1.55	1.82
Er	0.50	0.69	1.43	3.78	1.01	1.09	3.94	4.30	4.86
Tm	0.08	0.10	0.21	0.56	0.16	0.17	0.54	0.62	0.69
Yb	0.51	0.58	1.14	3.29	0.83	0.99	3.14	3.45	4.18
Lu	0.11	0.07	0.20	0.62	0.13	0.15	0.57	0.57	0.74
Hf	3.07	3.19	7.90	10.88	6.40	6.62	14.69	11.19	14.40
Ta	0.15	0.56	0.54	0.96	0.51	0.97	1.28	0.85	1.58
Th	3.95	3.12	11.11	8.55	9.68	8.54	8.09	15.22	16.53
U	1.03	1.09	1.04	1.49	0.71	1.35	0.90	2.03	1.63

Выступ/ щит	Байкальский выступ		Шарьжалгайский выступ			Бирюсинский выступ					
Массив/ Комплекс (возраст)	Голоустенский блок (1.98 млрд лет)		Иркутный блок (1.87 млрд лет)			Бирюсинский массив (1.87 млрд лет)					
Ссылка	Донская и др., 2016		Неопубликованные данные			Донская и др., 2014					
Образец	1268	1269	01011, UP3001	02172, UP3005	02161, UP3002	01092	01093	01095	01096	01097	01098
Хар-ка	Гранитогайеисы		Граниты		Чарно- китоид	Двуслюдяные граниты					
SiO ₂ , мас.%	74.92	74.31	77.38	73.46	59.32	74.53	71.86	72.84	73.22	71.97	73.59
TiO ₂	0.16	0.14	0.15	0.11	0.70	0.12	0.21	0.17	0.22	0.24	0.25
Al ₂ O ₃	12.70	13.45	12.23	13.50	20.35	14.45	14.25	14.40	14.20	14.15	14.43
Fe ₂ O ₃	0.64	0.49	0.12	0.35	1.28	0.31	0.21	0.38	н.о.	0.03	0.01
FeO	1.66	1.73	0.62	1.09	2.16	1.11	2.20	1.28	2.46	2.78	2.33
Fe ₂ O ₃ *											
MnO	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.05	0.05	0.01	0.01	<0.01
MgO	0.35	0.24	0.26	0.52	1.49	0.51	0.45	0.51	0.63	0.69	0.53
CaO	1.03	0.73	1.24	0.98	4.48	0.19	0.81	0.43	0.29	0.26	0.24
Na ₂ O	3.20	3.26	2.46	2.54	4.59	2.63	3.32	2.85	3.01	3.22	2.77
K ₂ O	4.52	5.28	4.73	6.37	4.13	4.65	4.70	5.43	5.04	4.83	4.74
P ₂ O ₅	0.12	0.16	0.01	0.06	0.32	0.07	0.10	0.09	0.09	0.08	0.25
П.п.п	0.40	0.45	0.40	0.58	0.86	0.07	0.07	<0.01	0.15	0.25	0.05
H ₂ O ⁻	0.06	0.03	0.07	0.03	0.10	1.22	1.24	1.22	1.18	1.41	1.26
CO ₂	0.11	н.о.				0.06	0.11	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06
F						0.16	0.16	0.16	0.04	0.06	0.06
-O(F)						0.07	0.07	0.07	0.02	0.03	0.03
Сумма	99.90	100.30	99.69	99.61	99.81	100.04	99.67	99.74	100.52	99.96	100.49
Rb, г/т	225	245	169	269	188	260	350	380	310	290	320
Sr	79	70	85	510	550	54	62	57	58	60	54
Y	32	26	29	6	17	16	18	16	15	17	17
Zr	68	68	229	21	562	60	150	95	140	150	130
Nb	10	12	12	4	12	11	24	22	18	24	20
Ba	471	326	293	1942	973	160	180	200	260	300	300
La	24.22	21.05	56.74	29.22	108.91	17.38	59.80	42.78		59.15	59.29
Ce	55.31	47.35	122.07	44.08	188.61	43.43	130.80	90.61		134.28	124.36
Pr	6.61	5.69	15.35	4.91	20.40	4.39	15.92	11.10		15.26	14.79
Nd	24.16	20.40	48.79	14.50	55.60	15.14	53.27	37.87		49.48	52.49
Sm	5.72	4.86	9.50	1.82	6.78	2.57	10.03	6.94		8.60	8.28
Eu	0.56	0.45	0.52	1.34	1.53	0.30	0.45	0.33		0.51	0.48
Gd	4.61	3.88	7.34	1.21	4.36	2.43	7.08	4.58		6.10	6.01
Tb	0.83	0.69	1.14	0.20	0.64	0.46	0.81	0.62		0.70	0.88
Dy	5.11	4.32	5.32	1.17	2.81	3.09	4.31	3.38		4.12	4.55
Ho	1.06	0.85	0.99	0.24	0.56	0.65	0.70	0.61		0.72	0.82
Er	2.97	2.30	2.37	0.58	1.56	1.98	1.99	1.61		2.03	2.13
Tm	0.46	0.36	0.27	0.10	0.19	0.34	0.27	0.21		0.29	0.24
Yb	2.89	2.35	2.32	0.48	1.21	2.08	2.02	1.12		2.09	1.50
Lu	0.42	0.36	0.36	0.08	0.18	0.36	0.24	0.20		0.29	0.25
Hf	2.27	2.28	6.05	0.71	12.03						
Ta	0.71	0.63	1.24	0.22	0.71						
Th	13.06	10.04	35.63	4.88	32.85	13.58	51.29	24.03		41.41	31.43
U	2.68	2.32	2.81	0.40	1.75	2.67	7.94	4.16		5.15	3.95

Выступ/ щит	Бирюсинский выступ										
Массив/ Комплекс (возраст)	Бирюсинский массив (1.87 млрд лет)								Мальцевская толща (1.87 млрд лет)		
Ссылка	Донская и др., 2014								Донская и др., 2019		
Образец	01099	01100	01101	01102	01103	0298	0299	02100	1512	1513	1515
Хар-ка	Двуслюдяные граниты								Метаандезиты		
SiO ₂ , мас.%	73.60	74.38	73.72	73.56	74.24	73.84	73.47	72.92	62.75	61.57	63.42
TiO ₂	0.19	0.15	0.19	0.13	0.13	0.22	0.21	0.24	0.52	0.55	0.58
Al ₂ O ₃	14.20	13.65	14.25	13.72	13.75	13.70	13.90	14.00	16.76	17.21	16.64
Fe ₂ O ₃	0.01	н.о.	0.06	0.06	0.00	0.28	0.42	0.36	1.17	1.20	1.53
FeO	2.56	1.80	1.77	2.53	1.95	1.64	1.65	1.77	5.70	6.27	5.75
Fe ₂ O ₃ *											
MnO	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.06	0.06	0.06
MgO	0.42	0.40	0.63	0.67	0.45	0.45	0.66	0.53	2.49	2.95	2.29
CaO	0.22	0.07	0.07	0.10	0.16	0.62	0.42	0.47	2.13	1.14	1.09
Na ₂ O	3.11	2.80	2.85	2.76	3.14	3.36	3.19	3.24	4.14	5.69	5.40
K ₂ O	4.77	5.47	5.17	5.28	5.28	4.64	5.00	5.23	2.59	0.80	2.17
P ₂ O ₅	0.09	0.06	0.09	0.05	0.08	0.06	0.07	0.07	0.12	0.27	0.09
П.п.п	0.23	0.22	0.18	0.03	0.13	<0.01	<0.01	0.20	1.53	2.20	1.34
H ₂ O	1.09	1.00	1.05	1.43	0.87	0.77	1.33	1.27	0.17	0.15	0.07
CO ₂	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	0.11	<0.06	<0.06	0.11	0.13	<0.06
F	0.03	0.04	0.05	0.03	0.04	0.10	0.11	0.08			
-O(F)	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.04	0.05	0.03			
Сумма	100.51	100.02	100.06	100.34	100.20	99.75	100.38	100.35	100.24	100.19	100.43
Rb, г/т	310	270	270	230	230	280	280	280	95	27	107
Sr	64	70	67	58	57	59	41	41	78	87	83
Y	15	20	9	23	8	11	23	27	28	32	25
Zr	130	110	100	110	91	140	130	130	114	114	112
Nb	23	10	15	20	20	18	20	19	14	14	13
Ba	260	380	370	250	170	380	390	290	575	300	1323
La	52.93	38.86			24.17			45.88	42.22	38.66	29.27
Ce	112.32	80.41			55.57			107.32	86.01	81.27	57.06
Pr	13.46	9.43			6.01			11.60	9.92	9.57	6.86
Nd	44.64	31.70			20.77			37.77	36.19	35.00	25.32
Sm	8.88	6.93			4.88			6.83	7.07	6.95	4.98
Eu	0.60	0.64			0.47			0.37	1.22	1.06	0.75
Gd	6.63	5.55			4.11			4.75	4.61	4.59	3.38
Tb	0.71	0.67			0.51			0.80	0.73	0.75	0.56
Dy	3.75	3.79			2.76			5.00	4.74	4.83	3.88
Ho	0.65	0.81			0.51			1.03	1.01	1.08	0.86
Er	1.62	2.32			1.33			2.85	2.91	3.06	2.55
Tm	0.20	0.30			0.18			0.53	0.44	0.46	0.39
Yb	1.38	2.23			1.27			2.86	2.65	2.88	2.33
Lu	0.21	0.32			0.18			0.40	0.46	0.48	0.39
Hf									3.60	3.39	3.42
Ta									1.24	1.26	1.16
Th	45.65	31.61			35.51			38.63	17.38	16.44	15.80
U	8.33	6.22			8.71			3.55	4.25	4.46	3.65

Выступ/ щит	Бирюсинский выступ										
Массив/ Комплекс (возраст)	Мальцевская толща (1.87 млрд лет)										
Ссылка	Донская и др., 2019										
Образец	1516	1526	1527	1518	1519	1520	1521	1522	1523	1524	1540
Хар-ка	Мета- андезит	Метариолиты (Тагул)		Метариолиты (Топорок)							
SiO ₂ , мас.%	59.11	76.81	76.77	72.96	74.44	74.96	75.08	73.88	75.18	77.27	74.16
TiO ₂	0.43	0.18	0.14	0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.07	0.06
Al ₂ O ₃	15.81	11.46	11.64	14.54	14.67	13.86	14.54	14.51	13.90	13.99	14.67
Fe ₂ O ₃	1.68	0.61	0.28	1.26	1.03	0.51	0.81	0.88	1.02	0.94	0.55
FeO	8.66	1.58	1.89	1.87	1.42	1.73	1.25	1.74	2.62	0.76	1.44
Fe ₂ O ₃ *											
MnO	0.21	0.05	0.05	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.05	0.01	0.01
MgO	3.11	0.64	0.84	0.28	0.22	0.25	0.28	0.21	0.46	0.27	0.39
CaO	2.02	1.54	1.45	<0.02	<0.02	0.15	0.16	<0.02	0.08	0.09	0.32
Na ₂ O	2.27	2.25	1.87	0.35	0.47	2.53	1.84	2.05	0.48	0.12	1.04
K ₂ O	3.58	4.33	4.07	6.90	6.25	4.46	4.09	5.19	4.31	4.08	5.53
P ₂ O ₅	0.07	<0.03	<0.03	0.04	0.07	0.04	0.04	0.04	0.03	0.06	0.04
П.п.п	3.02	0.58	0.64	1.51	1.52	1.08	1.36	0.99	1.79	1.87	1.46
H ₂ O ⁻	0.27	0.02	<0.01	0.17	0.21	0.28	0.18	0.21	0.11	0.06	0.03
CO ₂	0.07	<0.06	0.11	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	0.07	<0.06	<0.06	<0.06
F											
-O(F)											
Сумма	100.30	100.06	99.75	99.93	100.32	99.88	99.64	99.79	100.03	99.60	99.70
Rb, г/т	148	125	136	155	201	126	153	144	132	139	154
Sr	81	54	52	31	40	43	37	31	9	17	72
Y	24	85	101	6	5	6	6	5	5	5	6
Zr	108	265	239	81	82	79	80	77	72	74	77
Nb	12	28	24	10	11	11	10	10	10	10	10
Ba	640	653	662	1338	1469	876	655	740	435	305	851
La	28.98	48.87	56.65	7.41	9.10	16.74	18.90	13.71	14.70	4.09	12.73
Ce	54.06	110.23	116.13	13.98	21.17	38.33	34.89	35.00	30.63	9.35	26.90
Pr	6.46	12.41	14.86	1.66	2.75	3.95	3.91	3.43	3.81	1.18	3.16
Nd	23.70	48.80	59.43	6.10	9.98	14.43	14.23	13.07	14.07	4.47	11.65
Sm	2.79	11.62	13.82	1.46	2.39	2.95	3.30	2.89	3.08	1.21	2.52
Eu	0.94	1.23	1.43	0.43	0.41	0.53	0.72	0.82	0.84	0.35	0.49
Gd	2.93	8.81	11.31	1.12	1.30	1.80	1.92	1.79	1.72	0.99	1.51
Tb	0.49	1.64	2.06	0.17	0.19	0.22	0.24	0.21	0.20	0.14	0.18
Dy	3.39	11.85	14.52	1.12	1.03	1.17	1.27	1.04	0.96	0.84	0.98
Ho	0.81	2.99	3.37	0.24	0.20	0.20	0.23	0.19	0.17	0.17	0.19
Er	2.47	9.17	9.78	0.67	0.49	0.48	0.54	0.43	0.41	0.48	0.49
Tm	0.38	1.51	1.53	0.10	0.07	0.07	0.07	0.06	0.05	0.07	0.08
Yb	2.38	9.49	9.51	0.70	0.47	0.42	0.46	0.39	0.32	0.40	0.45
Lu	0.40	1.60	1.53	0.11	0.07	0.07	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07
Hf	3.15	9.60	8.65	2.99	2.91	2.97	2.95	2.79	2.70	2.83	2.84
Ta	1.04	2.32	1.96	0.99	1.16	1.13	1.12	1.41	1.07	1.09	1.04
Th	14.14	20.12	18.83	12.28	13.82	13.37	13.12	12.35	11.91	12.31	12.54
U	3.49	6.06	5.29	4.81	6.71	4.46	4.19	3.45	3.79	6.24	4.38

Выступ/ щит	Бирюсинский выступ				Шарыжалгайский выступ							
Массив/ Комплекс (возраст)	Мальцевская толща (1.87 млрд лет)				Шумихинский массив (1.86 млрд лет)							
Ссылка	Донская и др., 2019				Донская и др., 2005							
Образец	1541	1542	1543	1544	9059a	9060б	9061a	9063	9064a	9065	9066	
Хар-ка	Метариолиты (Топорок)				Граниты							
SiO ₂ , мас.%	73.83	74.68	75.56	75.81	68.64	67.49	68.93	72.73	63.74	68.20	64.54	
TiO ₂	0.06	0.06	0.06	0.06	0.88	0.89	0.75	0.38	1.25	0.75	1.28	
Al ₂ O ₃	14.54	14.37	14.72	14.09	12.45	13.20	12.87	12.42	13.30	13.75	13.55	
Fe ₂ O ₃	0.16	0.40	1.45	1.24	1.53	1.07	1.46	1.02	2.34	1.07	2.11	
FeO	1.56	1.41	0.81	1.12	3.87	4.42	3.44	2.65	4.89	3.81	5.14	
Fe ₂ O ₃ *												
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.08	0.08	0.07	0.03	0.09	0.06	0.08	
MgO	0.27	0.26	0.28	0.39	0.95	0.90	0.73	0.33	1.46	0.80	1.34	
CaO	0.29	0.19	0.11	0.20	3.20	2.54	2.47	0.73	3.78	2.69	3.48	
Na ₂ O	2.02	2.30	0.15	0.12	2.69	2.97	2.77	2.50	2.75	3.07	2.84	
K ₂ O	5.71	5.05	4.20	4.22	4.48	5.15	5.18	5.48	4.04	4.72	4.20	
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.22	0.27	0.26	0.27	0.24	0.09	0.42	0.23	0.40	
П.п.п	1.09	1.07	1.90	1.79	0.99	1.02	0.93	1.14	1.27	0.87	0.96	
H ₂ O	0.04	0.03	0.09	0.10	0.13	0.07	0.06	0.21	0.15	0.07	0.14	
CO ₂	<0.06	<0.06	<0.06	0.13								
F												
-O(F)												
Сумма	99.61	99.88	99.56	99.56	100.15	100.07	99.90	99.71	99.48	100.09	100.06	
Rb, г/т	143	123	133	137	185	200	190	200	146	190	140	
Sr	61	45	17	20	200	220	205	140	275	250	290	
Y	6	6	4	5	81	77	61	34	64	55	57	
Zr	74	69	74	77	340	350	300	250	330	250	320	
Nb	10	9	10	10	26	26	18	14	23	19	19	
Ba	1344	933	376	354	980	1220	1160	740	1330	1210	1200	
La	17.01	14.30	10.44	10.76	88.84	177.00		88.60	86.20		127.00	
Ce	36.08	28.88	23.64	22.36	196.36	347.00		179.00	165.00		242.00	
Pr	4.33	3.56	2.92	2.60	23.93	34.27		18.77	21.42		29.32	
Nd	16.18	13.26	10.10	9.32	94.82	118.20		62.26	79.83		106.05	
Sm	3.16	3.10	2.02	2.05	18.39	19.47		10.01	14.34		18.57	
Eu	0.51	0.52	0.42	0.45	2.20	2.67		1.33	2.47		3.34	
Gd	1.81	1.72	1.11	1.19	14.30	14.83		7.58	11.49		15.16	
Tb	0.23	0.22	0.15	0.16	2.06	2.35		1.08	1.80		2.31	
Dy	1.15	1.11	0.75	0.90	13.90	11.89		5.68	9.95		12.14	
Ho	0.20	0.19	0.14	0.18	2.43	2.43		1.10	1.96		2.37	
Er	0.52	0.46	0.36	0.46	7.41	7.24		3.20	5.81		7.03	
Tm	0.08	0.07	0.05	0.07	-	1.09		0.52	0.87		1.08	
Yb	0.42	0.40	0.33	0.45	6.43	6.47		3.10	5.36		6.47	
Lu	0.06	0.06	0.05	0.07	1.04	0.96		0.47	0.79		0.98	
Hf	2.75	2.45	2.71	2.57	6.72	6.56		6.42	5.59		4.69	
Ta	1.00	1.05	1.05	1.04	1.02	2.35		1.36	2.61		2.29	
Th	11.86	10.96	12.24	11.91	19.34	24.66		43.57	16.18		25.78	
U	6.87	3.23	4.85	5.80	5.25	5.17		5.93	2.66		3.41	

Выступ/ щит	Шарыжалгайский выступ				Байкальский выступ							
Массив/ Комплекс (возраст)	Шумихинский массив (1.86 млрд лет)		Тойсукский массив (1.85 млрд лет)		Приморский комплекс (1.86 млрд лет)							
Ссылка	Донская и др., 2005		Неопублик. данные		Донская и др., 2003							
Образец	9823	91614	Sa1	Sa2	1187	1190	1192	1204	5836	5837	1184	
Хар-ка	Граниты		Гранодиориты		Граниты							
SiO ₂ , мас.%	75.03	70.72	63.03	64.24	67.89	69.01	70.09	66.35	68.41	66.04	74.24	
TiO ₂	0.18	0.60	1.31	1.24	0.59	0.52	0.53	0.77	0.64	0.75	0.22	
Al ₂ O ₃	12.55	13.30	13.3	13.9	14.48	13.95	13.78	14.70	13.90	14.15	12.54	
Fe ₂ O ₃	0.52	1.23	1.92	2.32	1.68	1.82	1.42	1.51	2.10	2.61	0.57	
FeO	2.09	2.48	6.61	4.88	2.90	2.56	2.34	4.21	2.80	2.95	2.20	
Fe ₂ O ₃ *												
MnO	0.03	0.06	0.12	0.11	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.08	0.04	
MgO	0.26	0.73	1.55	1.29	0.46	0.36	0.37	0.55	0.53	0.59	0.53	
CaO	1.68	2.12	3.76	3.34	3.30	2.68	1.94	3.27	2.63	3.43	0.48	
Na ₂ O	2.97	2.94	2.83	2.76	2.96	2.65	2.69	3.07	2.74	2.98	2.92	
K ₂ O	4.67	4.30	3.43	4.06	4.07	4.72	5.22	4.36	4.35	4.41	5.00	
P ₂ O ₅	0.04	0.15	0.43	0.42	0.16	0.13	0.13	0.18	0.16	0.19	0.04	
П.п.п	0.40	0.92	1.27	1.01	1.12	1.11	1.03	1.02	1.24	1.33	0.77	
H ₂ O ⁻	0.08	0.19	0.17	0.08	0.10	0.23	0.35	0.05	0.33	0.40	0.33	
CO ₂				0.11								
F												
-O(F)												
Сумма	100.50	99.74	99.73	99.76	99.78	99.81	99.96	100.12	99.90	99.91	99.88	
Rb, г/т	135	280	133	143	88	130	154	110	92	115	130	
Sr	49	140	332	367	335	300	210	330	320	355	87	
Y	49	73	53	46	25	30	30	36	26	36	17	
Zr	160	260	293	384	350	450	430	430	400	420	210	
Nb	31	26	20	21	15	20	20	19	20	18	21	
Ba	600	550	1594	1950	3000	2800	2000	3150	3450	3000	1000	
La		67.40	96.19	89.18			53.33	70.99	41.80	72.94	184.48	
Ce		138.00	188.39	172.14			111.00	124.64	86.37	135.10	349.26	
Pr		18.46	25.33	22.35			11.08	14.85	8.69	15.70	29.01	
Nd		64.51	85.94	75.48			42.31	53.97	34.55	60.52	85.39	
Sm		12.34	14.81	13.84			7.67	9.78	6.26	11.51	11.47	
Eu		1.38	3.04	3.25			2.28	3.41	3.17	4.25	1.08	
Gd		10.58	11.52	10.49			7.26	8.48	5.50	9.79	7.94	
Tb		1.90	1.77	1.55			1.03	1.15	0.79	1.32	0.95	
Dy		11.40	9.84	7.87			5.34	6.58	4.14	6.68	4.28	
Ho		2.39	1.88	1.71			1.12	1.34	0.83	1.44	0.84	
Er		7.48	5.36	4.56			3.18	3.70	2.57	3.82	2.39	
Tm		1.26	0.69	0.55			0.66	0.79	0.56	0.74	0.43	
Yb		7.81	4.43	4.34			3.01	3.78	2.58	3.51	2.45	
Lu		1.21	0.66	0.55			0.37	0.47	0.27	0.56	0.28	
Hf		9.18	7.00	9.11			19.46	18.88	17.37	17.38	14.32	
Ta		4.83	1.23	1.20			1.38	1.43	0.89	0.98	1.44	
Th		35.31	13.51	15.03			8.71	11.93	8.78	10.11	139.28	
U		5.95	1.79	2.14			2.22	1.71	2.39	2.03	11.67	

Выступ/ щит	Байкальский выступ									
Массив/ Комплекс (возраст)	Приморский комплекс (1.86 млрд лет)		Ирельский комплекс (1.86 млрд лет)							
Ссылка	Донская и др., 2003		Донская и др., 2005							
Образец	1199	1203	0278	0280	0281	0288	0289	0290	0291	0292
Хар-ка	Граниты		Граниты							
SiO ₂ , мас.%	73.27	74.24	62.04	64.68	70.93	63.24	63.51	62.31	63.00	62.82
TiO ₂	0.21	0.17	1.01	0.95	0.38	1.17	1.03	1.12	1.06	1.12
Al ₂ O ₃	13.35	12.75	15.90	14.25	14.10	13.65	14.10	13.90	13.90	13.65
Fe ₂ O ₃	1.28	0.49	3.21	0.85	2.29	2.45	2.49	2.64	2.75	2.50
FeO	1.34	2.58	4.01	4.20	1.44	5.48	4.69	5.31	4.89	5.14
Fe ₂ O ₃ *										
MnO	0.03	0.04	0.11	0.09	0.05	0.14	0.11	0.14	0.14	0.15
MgO	0.31	0.36	1.00	0.73	0.43	1.08	1.13	1.20	1.14	1.15
CaO	0.78	0.55	2.42	3.72	0.55	3.17	3.47	3.57	3.42	3.38
Na ₂ O	2.92	2.90	4.17	3.98	3.64	3.44	3.72	3.48	3.55	3.35
K ₂ O	5.00	4.76	3.59	3.60	5.62	4.66	4.36	4.89	4.70	4.68
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.29	0.29	0.06	0.34	0.32	0.35	0.32	0.34
П.п.п	1.12	1.07	1.91	1.64	0.84	0.98	1.22	1.06	1.14	1.09
H ₂ O	0.35	0.05	0.22	0.05	0.11	0.07	0.10	0.03	0.03	0.13
CO ₂			0.55	1.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11
F										
-O(F)										
Сумма	100.00	99.99	100.43	100.46	100.44	99.87	100.25	100	100.04	99.61
Rb, г/т	230	130	150	130	280	220	130	210	190	190
Sr	100	120	120	120	50	110	120	120	110	110
Y	26	33	85	77	71	89	86	89	85	89
Zr	240	184	680	670	660	630	670	730	620	700
Nb	29	27	46	42	55	51	47	47	52	53
Ba	670	1060	1370	1680	960	1300	1370	1510	1310	1390
La	43.63		118.34		111.32		134.97			130.65
Ce	71.56		227.64		230.40		242.50			256.73
Pr	7.75		27.98		25.76		32.25			30.47
Nd	25.39		97.43		81.33		110.12			108.52
Sm	4.55		17.99		14.93		21.16			21.50
Eu	0.62		3.03		1.92		3.46			3.32
Gd	4.23		16.21		12.35		19.17			18.77
Tb	0.64		2.57		2.14		3.03			3.14
Dy	3.71		16.09		14.57		20.54			18.80
Ho	0.86		3.14		2.97		3.98			4.09
Er	2.72		9.55		8.93		12.28			11.46
Tm	0.55		1.47		1.49		1.80			2.00
Yb	2.89		8.80		9.01		10.68			11.15
Lu	0.40		1.50		1.40		1.74			1.68
Hf	12.82		17.19		21.38		20.39			21.28
Ta	2.23		2.97		3.62		3.57			2.67
Th	124.81		29.54		41.82		33.67			33.58
U	6.55		8.46		9.24		7.67			7.11

Выступ/ щит	Байкальский выступ										
Массив/ Комплекс (возраст)	Ирельский комплекс (1.86 млрд лет)										
Ссылка	Неопубликованные данные										
Образец	0371	0372	03114	03116	03125	05115	05122	06355	06356	06358	06360
Хар-ка	Граниты			Кварцевые диориты				Граниты			
SiO ₂ , мас.%	74.87	75.07	60.97	60.86	61.78	62.98	59.87	71.92	69.83	70.63	69.63
TiO ₂	0.18	0.18	1.51	1.49	1.49	1.09	1.44	0.38	0.61	0.64	0.71
Al ₂ O ₃	12	12.40	13.40	13.30	12.87	12.54	12.20	13.21	13.43	12.66	12.83
Fe ₂ O ₃	0.56	0.51	3.13	4.28	3.35	3.42	4.66	1.04	1.61	1.50	2.42
FeO	2.06	1.62	6.66	5.60	6.32	4.70	4.98	2.19	2.98	3.23	2.88
Fe ₂ O ₃ *											
MnO	0.03	0.03	0.13	0.13	0.13	0.13	0.15	0.03	0.06	0.07	0.08
MgO	0.24	0.16	1.35	1.56	1.36	1.57	1.88	0.54	0.88	0.49	0.57
CaO	0.71	0.79	4.46	4.94	4.11	4.37	5.42	1.08	1.80	1.86	1.85
Na ₂ O	3.27	3.19	3.14	3.66	3.62	3.17	3.09	2.93	3.07	2.76	2.83
K ₂ O	5.07	5.03	3.11	2.05	3.06	3.31	2.75	5.33	4.42	5.03	5.29
P ₂ O ₅	0	0.00	0.44	0.43	0.44	0.28	0.45	0.08	0.15	0.14	0.14
П.п.п	0.67	0.63	0.77	1.66	1.63	2.12	2.03	1.12	0.68	0.59	0.72
H ₂ O	0.29	0.26	0.96	0.26	0.26	0.32	0.32	0.12	0.08	0.04	0.13
CO ₂	0.11	0.11				н.о.	0.22				
F	0.05	0.06	0.12	0.04	0.06						
-O(F)	0.02	0.03	0.05	0.02	0.02						
Сумма	100.09	100.01	100.1	100.24	100.46	100	99.46	99.98	99.60	99.64	100.08
Rb, г/т	226	209	90	48	93	80	99	134	124	340	310
Sr	52	41	229	221	194	164	224	112	192	102	94
Y	47	55	48	39	40	30	41	35	55	77	69
Zr	161	225	276	198	201	225	275	234	304	711	537
Nb	12	32	14	11	12	12	12	14	22	34	32
Ba	705	704	1934	1317	1561	1441	1668	1080	986	1040	1019
La	90.97	81.28	60.41	50.95	63.24	60.67	53.46	70.49	71.67	62.44	101.53
Ce	174.38	157.62	122.54	110.23	126.50	119.06	110.22	152.50	147.55	134.13	208.50
Pr	20.20	18.68	14.58	13.42	16.69	13.97	14.74	16.24	15.99	15.64	20.44
Nd	62.21	59.99	51.10	49.53	59.85	54.62	54.51	62.32	65.65	65.00	78.04
Sm	10.44	9.80	9.96	8.99	9.07	10.43	9.04	11.04	11.66	12.37	13.53
Eu	0.75	0.71	2.51	2.33	2.98	2.01	1.84	1.29	1.55	1.97	1.77
Gd	7.74	8.03	7.88	6.99	9.32	7.18	7.31	7.83	8.19	10.46	10.02
Tb	1.52	1.32	1.30	1.20	1.56	1.03	1.08	1.20	1.32	1.79	1.73
Dy	7.75	7.98	6.81	6.49	7.69	6.72	6.44	6.72	8.16	11.03	11.18
Ho	1.53	1.80	1.55	1.54	1.56	1.43	1.29	1.50	1.62	2.47	2.40
Er	5.06	5.38	4.64	4.34	5.14	4.27	4.22	3.75	4.83	7.24	6.67
Tm	0.48	0.78	0.39	0.58	0.48	0.57	0.74	0.56	0.77	1.11	1.01
Yb	4.75	5.21	4.09	3.67	4.32	3.65	2.91	3.23	4.82	6.95	6.11
Lu	0.60	0.83	0.63	0.64	0.54	0.71	0.60	0.58	0.82	1.14	1.09
Hf	5.51	9.08	6.80	6.92	5.90	7.83	7.27	7.70	9.38	19.91	15.75
Ta	1.88	6.46	1.01	0.97	0.07	<0.01	0.92	0.86	1.61	2.91	2.96
Th	32.02	28.13	15.11	11.58	16.45	16.38	12.30	28.29	29.18	60.86	66.04
U	3.98	6.22	4.01	3.51	3.14	4.40	3.97	3.32	3.55	7.20	6.38

Выступ/ щит	Байкальский выступ										
Массив/ Комплекс (возраст)	Ирельский комплекс (1.86 млрд лет)						Хибеленская свита аkitканской серии (1.88 – 1.85 млрд лет)				
Ссылка	Неопубликованные данные						Донская и др., 2008				
Образец	06361	06364	06365	06370	06373	06374	01021	01022	01025	01042	01047
Хар-ка	Граниты						Вулканиды кислого состава				
SiO ₂ , мас.%	69.81	69.81	70.19	69.91	66.89	67.12	73.77	69.86	71.18	70.84	71.74
TiO ₂	0.61	0.76	0.61	0.65	0.65	0.70	0.39	0.41	0.55	0.55	0.39
Al ₂ O ₃	13.26	12.82	13.41	13.57	14.42	13.99	12.3	14.75	12.5	12.85	12.85
Fe ₂ O ₃	1.07	1.97	1.33	1.77	1.24	2.23	1.03	0.5	1.18	1.71	0.72
FeO	3.06	3.61	2.93	2.84	3.74	3.12	2.76	3.34	3.3	3.29	3.1
Fe ₂ O ₃ *											
MnO	0.05	0.08	0.06	0.06	0.08	0.09	0.06	0.06	0.07	0.08	0.06
MgO	0.47	0.55	0.45	0.48	0.45	0.49	0.17	0.2	0.3	0.61	0.67
CaO	2.07	2.16	1.87	1.93	2.57	2.42	0.84	0.84	1.54	1.5	0.8
Na ₂ O	3.11	2.84	3.02	2.87	3.55	3.38	2.9	4.98	2.62	2.31	2.53
K ₂ O	5.35	4.74	4.93	4.86	5.18	5.74	4.88	3.2	4.74	4.65	5.26
P ₂ O ₅	0.13	0.16	0.12	0.13	0.17	0.19	0.07	0.06	0.13	0.08	0.05
П.п.п	0.74	0.52	0.58	0.83	0.55	0.53	0.96	0.87	1.22	1.38	1.39
H ₂ O ⁻	0.12	0.05	0.05	0.19	0.05	0.07	0.03	0.02	0.1	0.25	0.07
CO ₂							0.18	0.5	0.23	0.26	0.33
F											
-O(F)											
Сумма	99.85	100.07	99.55	100.09	99.54	100.07	100.34	99.59	99.66	100.36	99.96
Rb, г/т	226	302	400	210	312	318	171	106	172	144	156
Sr	100	80	117	110	102	89	104	86	133	105	67
Y	87	78	79	65	86	92	48	88	45	78	74
Zr	569	574	532	547	1050	842	290	524	283	446	409
Nb	45	44	40	30	52	51	17	38	17	29	22
Ba	969	921	1042	1038	1471	1384	1656	1707	1577	2398	2095
La	127.77	92.55	126.35	106.39	137.16	157.22	78.96	119.95	80.18	140.41	113.86
Ce	251.72	180.94	245.61	196.48	250.36	269.71	149.92	249.3	152.83	258.1	217.4
Pr	26.64	20.64	24.99	20.34	27.16	31.97	18.06	30.73	18.22	32.71	26.26
Nd	103.89	86.48	95.17	78.10	113.13	118.26	67.15	107.46	65.77	120.85	98.71
Sm	18.18	16.01	15.90	14.13	19.30	20.03	11.95	21.77	10.88	20.18	16.75
Eu	2.15	1.86	1.93	1.73	3.17	2.89	1.65	3.19	1.69	4.01	3.07
Gd	13.62	12.11	11.52	9.81	15.04	15.28	9.18	13	8.9	17.15	13.73
Tb	2.18	1.86	1.77	1.63	2.17	2.29	1.36	2.04	1.4	2.46	2.25
Dy	14.04	12.87	11.09	10.39	13.94	14.79	8.89	11.75	8.56	13.82	13.52
Ho	2.93	2.66	2.44	2.28	3.08	3.07	1.81	2.39	1.81	2.83	2.8
Er	8.52	8.41	7.89	6.59	9.22	8.91	5.15	7.2	5.24	9.03	8.06
Tm	1.28	1.28	1.18	1.00	1.41	1.33	0.72	1.02	0.67	1.16	1.05
Yb	7.94	7.74	7.24	6.45	8.54	8.06	4.57	6.33	4.63	7.41	6.71
Lu	1.32	1.35	1.30	1.12	1.45	1.34	0.78	1.11	0.63	1.24	1.12
Hf	17.10	18.47	15.15	17.07	28.34	22.33	8.33	14.58	8.2	12.19	11.48
Ta	4.77	4.60	3.54	3.02	3.94	3.62	1.23	3.24	1.25	2.31	1.24
Th	72.24	75.39	68.51	56.66	47.25	43.38	20.53	17.21	20.24	17.94	16.92
U	10.40	13.00	22.68	6.76	11.29	7.88	5.46	4.56	5.15	4.28	4.86

Выступ/ щит	Байкальский выступ										
Массив/ Комплекс (возраст)	Хибеленская свита акитканской серии (1.88 – 1.85 млрд лет)										
Ссылка	Донская и др., 2008										
Образец	01028	01036	05035	05033	0376	0382	0383	0234	05097	05098	05099
Хар-ка	Вулканиды кислого состава										
SiO ₂ , мас.%	71.76	72.2	71.76	65.47	72.36	69.62	73.52	69.3	68.99	68.99	68.99
TiO ₂	0.4	0.48	0.45	0.81	0.54	0.6	0.4	0.67	0.7	0.72	0.71
Al ₂ O ₃	12.36	12.58	11.8	11.73	12.6	13.05	11.4	14.65	13.38	13	13.75
Fe ₂ O ₃	0.73	1.4	1.76	3.01	1.65	2.34	1.17		1.9	2.87	1.89
FeO	3.54	2.87	2.69	3.81	2.58	2.64	2.4		1.89	1.39	1.78
Fe ₂ O ₃ *								3.85			
MnO	0.08	0.08	0.08	0.11	0.05	0.05	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05
MgO	0.2	0.4	0.42	2.08	0.46	0.73	0.69	0.87	1.52	1.55	1.5
CaO	1.4	1.4	1.44	3.15	1.38	1.92	2.11	0.63	1.16	1.02	1.32
Na ₂ O	3.01	2.42	2.76	3.15	3.34	3.16	2.88	1.9	3.1	1.67	2.88
K ₂ O	4.36	5.03	4.71	4.35	4.41	4.44	3.9	5.23	3.86	4.79	3.79
P ₂ O ₅	0.07	0.1	0.07	0.14	0.13	0.12	0.08	0.16	0.17	0.17	0.17
П.п.п	1.12	1.08	1.22	1.88	0.71	0.87	0.99	2.22	2.49	2.85	2.48
H ₂ O ⁻	0	0.02	0.2	0.28	0.27	0.13	0.09		0.27	0.35	0.17
CO ₂	0.45	0.12	0.11	0.11			0.5		0.22	0.22	0.22
F											
-O(F)											
Сумма	99.48	100.18	99.47	100.08	100.48	99.67	100.16	99.51	99.69	99.63	99.7
Rb, г/т	122	173	157	118	152	152	120	234	180	215	182
Sr	66	123	92	173	164	177	188	121	165	111	184
Y	91	47	39	57	32	30	24	11	11	10	9
Zr	564	375	337	374	288	246	220	575	515	456	481
Nb	31	17	17	19	12	11	8	19	17	16	16
Ba	1596	1652	1839	2126	1813	1456	1460	1580	1335	1504	1180
La	115.92	82.72	78.47	78.7	61.81	53.29	44.82	154.25	177.77	148.3	159.81
Ce	240.25	157.86	158.71	155.23	114.97	104.3	90.99	316.85	326.51	278.74	299.11
Pr	31.56	19.32	20.43	20.11	13.43	12.65	10.48	31.02	39.1	31.14	33.21
Nd	109.7	67.18	68.65	75.33	43.19	42.81	33.79	91.31	108.83	97.5	99.85
Sm	22.02	11.11	12.26	12.55	7.11	7.06	5.6	11.09	13.12	10.24	10.38
Eu	3.01	1.82	1.96	2.53	1.57	1.43	1.27	1.75	1.91	1.53	1.41
Gd	13.37	9.86	9.27	9.86	5.79	5.18	4.18	6.05	6.68	5.3	5.16
Tb	2.22	1.58	1.25	1.65	0.92	0.77	0.59	0.69	0.71	0.65	0.54
Dy	12.17	8.71	8.37	9.39	4.56	4.35	3.58	2.65	3.09	2.24	2.33
Ho	2.72	1.85	1.78	1.98	1.02	0.9	0.74	0.4	0.51	0.42	0.32
Er	8.15	5.83	4.92	6.08	3.23	2.75	2.34	0.97	1.13	0.8	1.08
Tm	1.15	0.79	0.67	1.08	0.31	0.42	0.35	0.16	0.15	0.13	0.15
Yb	6.82	5.31	4.39	4.23	2.93	2.37	2.05	0.69	0.88	0.35	0.48
Lu	1.22	0.78	0.85	0.79	0.47	0.44	0.37	0.1	0.15	0.08	0.08
Hf	14.6	11.66	10.53	9.97	7.4	7.62	7.14	14.09	16.24	11.25	11.85
Ta	1.51	1.38	2.02	0.94	0.77	0.78	0.63	1.05	1.31	0.72	0.8
Th	18.75	25.78	23.63	13.08	18.2	13.8	13.04	47	50.76	48.8	46.43
U	5.14	6.61	7	3.25	4.9	3.81	4.43	6.03	6.23	5.97	6.77

Выступ/ щит	Байкальский выступ								
Массив/ Комплекс (возраст)	Хибеленская свита акитканской серии (1.88 – 1.85 млрд лет)								
Ссылка	Донская и др., 2008								
Образец	05100	0218	0219	0221	0222	0282	0284	0285	0287
Хар-ка	Вулканиды кислого состава								
SiO ₂ , мас.%	67.99	69.24	69.53	69.45	69.41	69.18	67.82	68.22	67.8
TiO ₂	0.72	0.46	0.44	0.47	0.47	0.52	0.5	0.47	0.51
Al ₂ O ₃	13.85	13.9	13.9	13.6	14.1	14.6	14.3	14.05	14.2
Fe ₂ O ₃	1.88	1.71	1.55	1.59	2.04	2.54	1.48	1.78	1.78
FeO	1.56	2.83	2.35	2.28	1.8	1.6	3.03	2.52	2.52
Fe ₂ O ₃ *									
MnO	0.04	0.05	0.03	0.05	0.05	0.03	0.08	0.07	0.08
MgO	1.77	0.63	0.66	0.39	0.36	0.6	0.53	0.42	0.48
CaO	1.04	1.19	0.85	1.62	1.33	1.56	2	1.95	1.8
Na ₂ O	1.36	3.3	3.63	3.47	3.73	3.83	3.32	3.62	3.74
K ₂ O	5.63	5.37	5.41	5.45	5.25	4.92	5.42	5.47	5.29
P ₂ O ₅	0.17	0.08	0.08	0.08	0.08	0.11	0.11	0.1	0.1
П.п.п	2.95	0.89	1.22	1.05	1.01	0.81	0.9	0.75	1.05
H ₂ O	0.42	0.14	0.21	0.19	0.19	0.14	0.07	0.03	0.18
CO ₂	0.22	0.66	0.22	0.66	0.11	0	0.11	0.11	0.11
F									
-O(F)									
Сумма	99.6	100.45	100.08	100.35	99.93	100.44	99.67	99.56	99.64
Rb, г/т	282	237	237	256	199	196	232	222	217
Sr	116	51	70	68	81	78	93	95	82
Y	13	108	99	101	76	88	92	87	85
Zr	535	639	642	655	636	663	717	764	651
Nb	17	63	55	64	59	64	63	54	62
Ba	2149	943	925	949	986	995	1153	1085	1150
La	176.99	144.38	150.24	125.75	95.15	120.13	116.12	140.22	108.96
Ce	326.37	263.72	286.88	258.06	192.83	248.94	233.47	260.66	220.67
Pr	35.4	34.33	34.55	31.49	26.19	28.74	27.39	30.26	25.24
Nd	108.53	121.53	112.72	108.75	95.34	94.68	91.85	96.17	85.2
Sm	12.01	22.46	21.03	20.76	15.99	17.79	17.84	16.8	14.57
Eu	1.6	2.39	2.19	2.34	2.01	2.11	2.33	2.53	2.08
Gd	5.94	15.67	17.2	14.01	14.16	12.05	11.52	14.61	12.4
Tb	0.64	2.47	2.89	2.35	2.06	2.05	1.91	2.52	1.95
Dy	3.28	14.78	18.11	14.28	14.51	12.43	11.96	16.37	12.41
Ho	0.43	3.06	3.62	2.78	3.01	2.51	2.36	3.37	2.8
Er	1.24	8.75	11.08	8.42	9.31	7.3	6.78	9.71	8.84
Tm	0.18	1.35	1.85	1.28	1.63	1.2	0.98	1.64	1.23
Yb	0.49	8.88	9.95	8.21	8.52	8.18	6.85	9.54	7.58
Lu	0.12	1.42	1.59	1.41	1.47	1.19	1.18	1.52	1.22
Hf	12.81	18.34	17.96	17.91	20.42	17.29	16.61	20.88	19.12
Ta	0.83	2.06	3.4	4.64	4.99	4.58	3.9	3.57	6.23
Th	49.65	31.29	38.78	28.1	31.59	33.63	25.84	43.11	34.01
U	7.41	8.83	9.07	10.17	12.42	10.73	8.49	11.03	10.51

Выступ/ щит	Байкальский выступ							
Массив/ Комплекс (возраст)	Татарниковский массив (1.85 млрд лет)							
Ссылка	Донская и др., 2018а							
Образец	0267	0268	0269	0270	0271	0272	0273	0274
Хар-ка	Гранитоиды (чарнокиты)							
SiO ₂ , мас.%	60.91	62.26	61.36	62.32	60.26	61.13	63.92	63.96
TiO ₂	1.10	0.90	1.03	1.01	1.37	1.05	1.06	1.03
Al ₂ O ₃	15.45	16.10	16.45	15.75	14.65	15.90	14.70	14.80
Fe ₂ O ₃	2.37	1.59	1.57	1.73	2.15	2.16	2.07	1.77
FeO	5.10	4.49	4.96	5.21	7.02	4.92	4.78	4.97
Fe ₂ O ₃ *								
MnO	0.15	0.12	0.13	0.14	0.20	0.15	0.10	0.10
MgO	0.94	0.75	0.81	0.81	1.17	0.93	1.07	1.02
CaO	3.32	2.28	3.22	3.22	3.92	3.36	3.17	3.26
Na ₂ O	3.78	3.98	3.94	3.88	3.67	3.90	3.38	3.40
K ₂ O	5.07	5.76	5.38	5.20	4.69	5.24	4.66	4.63
P ₂ O ₅	0.39	0.27	0.33	0.32	0.48	0.33	0.29	0.27
П.п.п	1.37	0.83	0.66	0.63	0.73	1.00	0.94	0.95
H ₂ O	0.24	0.17	0.13	0.13	0.11	0.16	0.18	0.13
CO ₂	н.о.	0.11	0.11	0.11	н.о.	0.11	0.11	н.о.
F	<0.03	<0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.07
-O(F)								
Сумма	100.19	99.61	100.11	100.49	100.46	100.38	100.48	100.36
Rb, г/т	125	181	162	130	138	145	205	286
Sr	110	131	95	102	91	114	120	131
Y	75	61	57	63	95	72	72	93
Zr	1291	1089	1058	1183	1663	1472	765	702
Nb	30	26	23	30	48	32	40	43
Ba	2670	2303	2488	2585	2156	2655	1168	1343
La	94.12	77.17	70.32	76.39	81.46	65.23	75.71	121.02
Ce	182.44	140.87	136.79	143.43	186.78	143.05	166.18	241.01
Pr	22.78	17.88	17.89	18.31	23.85	16.97	19.49	29.53
Nd	87.67	62.71	67.32	67.64	92.31	63.93	69.23	105.63
Sm	16.54	12.82	12.90	13.86	19.71	15.18	13.78	19.62
Eu	6.96	6.98	7.28	6.47	6.05	7.19	2.65	3.15
Gd	15.95	11.24	11.96	12.34	15.07	9.81	13.02	18.79
Tb	2.27	1.92	2.02	2.04	2.34	1.64	2.24	2.89
Dy	14.84	12.32	12.15	13.44	14.45	9.34	14.00	17.51
Ho	2.95	2.36	2.44	2.65	2.91	1.98	2.85	3.59
Er	7.87	7.54	6.72	7.59	8.00	5.53	8.43	10.25
Tm	1.07	1.04	0.91	1.24	1.28	0.90	1.37	1.45
Yb	7.11	6.54	6.30	7.31	8.57	5.99	7.93	10.12
Lu	1.31	1.08	1.12	1.21	1.45	0.93	1.17	1.73
Hf	31.42	23.42	27.10	27.27	35.15	30.18	19.92	21.54
Ta	1.74	1.76	1.83	2.00	2.98	1.91	2.77	1.60
Th	18.07	16.82	14.45	16.76	13.49	11.23	28.14	36.55
U	4.39	2.88	4.51	3.17	4.37	2.52	2.86	12.15

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для раннепротерозойских гранитоидов Сибирского кратона

Номер образца	Название породы	Возраст, млн лет	Содержание, мкг/г		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$, млн лет
			Sm	Nd					
Байкальский выступ, Хомутский массив [Донская и др., 2016]									
1240	Гранит	2153	3.05	19.23	0.0960	0.511323 ± 2	2.2	2359	2411
1243	Гранит	2153	3.38	19.66	0.1041	0.511425 ± 2	2.0	2391	2432
Алданский щит, Катугинский массив [Ларин и др., 2015]									
13023	Гранит	2066	30.1	143.9	0.1263	0.511656 ± 8	-0.5	2596	2561
14382	Гранит	2066	63.1	234	0.1630	0.512156 ± 5	-0.5	2978	2559
C-54-8	Гранит	2066	38.8	155.7	0.1507	0.511919 ± 2	-1.8	2966	2671
C-6-1	Гранит	2066	32.9	128.1	0.1551	0.512044 ± 2	-0.6	2866	2567
C-15-1	Гранит	2066	78.5	167.4	0.2837	0.513723 ± 2	-1.9	1243	2680
C-38A-1	Гранит	2066	73.2	195.4	0.2266	0.513014 ± 2	-0.6	-1620	2571
C-54-36	Гранит	2066	55.5	216	0.1557	0.511994 ± 2	-1.7	3025	2660
C-94-1	Гранит	2066	52.6	219	0.1452	0.511907 ± 2	-0.6	2756	2570
C-54-27	Гранит	2066	153.7	671	0.1385	0.511780 ± 3	-1.3	2766	2628
C-121-1	Гранит	2066	184.9	642	0.1740	0.512331 ± 2	0.0	3134	2519
Оленекский выступ, оленекский комплекс [Донская и др., 20186]									
03138	Гранит	2036	5.88	29.25	0.1215	0.511619 ± 14	-0.2	2523	2515
03141	Гранит	2036	5.18	25.46	0.1097	0.511543 ± 6	1.4	2348	2383
03168	Кварцевый диорит	2036	2.66	14.96	0.0959	0.511438 ± 13	3.0	2209	2254
Байкальский выступ, Хомутский массив [Gladkochub et al., 2009; Донская и др., 2016]									
0355	Гранит	2018	3.55	22.82	0.0936	0.511224 ± 37	-0.9	2436	2554
0356	Гранит	2018	2.47	16.07	0.0931	0.511168 ± 17	-1.8	2496	2633
Байкальский выступ, чуйский комплекс [Донская и др., 2013]									
06350	Грондьемит	2020	1.45	9.12	0.0964	0.511481 ± 7	3.5	2163	2200
06353	Грондьемит	2020	1.81	11.23	0.0975	0.511475 ± 10	3.1	2192	2233
Байкальский выступ, кутимский комплекс [Донская и др., 2013]									
06330	Гранит	2020	6.88	49.9	0.0832	0.511256 ± 7	2.5	2206	2280

06335	Гранит	2020	3.25	23.3	0.0841	0.511237 ± 4	1.9	2243	2329
Байкальский выступ, Голоустенский блок [Донская и др., 2016]									
1268	Гранито-гнейс	1985	5.30	22.94	0.1397	0.511804 ± 3	-1.7	2762	2599
Шарьжалгайский выступ, Иркутный блок [Gladkochub et al., 2009]									
01011, UP3001	Гранит	1880	9.50	48.79	0.11720	0.511308 ± 17	-6.8	2896	2926
02161, UP3002	Чарнокитоид	1875	6.78	55.6	0.07340	0.510574 ± 11	-10.6	2785	3236
02172, UP3005	Гранит	1870	1.82	14.50	0.07560	0.510761 ± 41	-7.6	2625	2983
Бирюсинский выступ, Бирюсинский массив [Gladkochub et al., 2009; Донская и др., 2014]									
02100	Гранит	1874	5.6	32.42	0.10450	0.511175 ± 14	-6.4	2745	2888
01097	Гранит	1874	8.6	49.48	0.1046	0.511226 ± 14	-5.4	2677	2809
Бирюсинский выступ, мальцевская толща [Донская и др., 2019]									
1527	Мета-риолит	1870	7.5	31.0	0.1301	0.511930 ± 14	2.2	2220	2182
1512	Мета-андезит	1870	5.7	28.7	0.1082	0.511312 ± 10	-4.6	2645	2742
1520	Мета-риолит	1870	2.8	12.1	0.1269	0.511592 ± 13	-3.7	2725	2662
Шарьжалгайский выступ, Шумихинский массив [Донская и др., 2005]									
90606	Гранит	1860	18.4	109.8	0.1013	0.511092 ± 4	-7.4	2778	2961
91614	Гранит	1860	9.25	50	0.1119	0.511220 ± 6	-7.5	2876	2964
Шарьжалгайский выступ, Тойсукский массив [неопубликованные данные]									
Sa1	Гранит	1850	12.77	75.36	0.1051	0.511173 ± 10	-6.9	2762	2907
Байкальский выступ, приморский комплекс [Донская и др., 2005]									
5836	Гранит	1860	9.72	55.07	0.1067	0.511228 ± 5	-6.0	2726	2849
Байкальский выступ, ирельский комплекс [Донская и др., 2008; Gladkochub et al., 2009]									
0292	Монцонит	1850	18.43	99.24	0.1123	0.511526 ± 29	-1.7	2433	2481
05122	Монцодиорит	1850	9.90	53.69	0.1115	0.511279 ± 15	-6.3	2777	2861
0371 (UP3027)	Гранит	1850	10.44	62.21	0.1010	0.511065 ± 21	-8.0	2807	3000
06360	Гранит	1850	12.81	71.25	0.1087	0.511404 ± 17	-3.2	2524	2606
Байкальский выступ, акитканская серия [Донская и др., 2008; Gladkochub et al., 2009]									
0285	Кислый вулканит	1850	14.99	85.42	0.1061	0.511394 ± 23	-2.8	2478	2572
0219	Кислый вулканит	1850	18.33	103.81	0.1067	0.511352 ± 25	-3.7	2552	2652
0234	Кислый вулканит	1850	11.23	92.34	0.0736	0.510839 ± 28	-5.9	2504	2828

05100	Кислый вулканит	1850	12.01	108.53	0.0666	0.510790 ± 39	-5.2	2437	2770
01022	Кислый вулканит	1850	16.97	96.30	0.1065	0.511218 ± 16	-6.3	2735	2863
0376	Кислый вулканит	1850	6.92	40.65	0.1030	0.511027 ± 19	-9.2	2907	3099
05120	Кислый вулканит	1850	9.81	66.33	0.0890	0.511226 ± 9	-2.0	2345	2509
05121	Кислый вулканит	1850	11.27	65.04	0.1048	0.511155 ± 22	-7.1	2779	2930
05114	Кислый вулканит	1850	8.03	48.41	0.0998	0.511090 ± 17	-7.2	2744	2937
0490	Кислый вулканит	1850	10.04	56.71	0.1066	0.511295 ± 62	-4.8	2629	2740
06377	Кислый вулканит	1850	15.74	86.17	0.1104	0.511539 ± 19	-1.0	2370	2423
Байкальский выступ, Татарниковский массив [Gladkochub et al., 2009]									
0268	Чарнокит	1850	11.99	62.90	0.1152	0.511575 ± 31	-1.4	2430	2460
0270	Чарнокит	1850	11.53	58.74	0.1186	0.511510 ± 56	-3.5	2620	2631

Таблица 4. Возраст, тип и изотопный состав Nd раннепротерозойских гранитоидов Сибирского кратона

Выступ / щит	Террейн/блок	Комплекс/массив	Возраст, млрд лет	Тип гранитоида	$\epsilon\text{Nd}(T)$	Ссылки
<i>1) Гранитоиды, не связанные со становлением единой структуры Сибирского кратона</i>						
Алданский щит	Зона сочленения Чара-Олекминского и Западно-Алданского блоков	нелюкинский комплекс	2.5 – 2.4	A	-1.2...-8.4	Сальникова и др., 1996, 1997; Котов и др., 2004; Глебовицкий и др., 2010; Великославинский и др., 2011a
Байкальский выступ	Голоустенский блок	Хомутский массив	2.15	I-S	+2.0...+2.2	Донская и др., 2016
Алданский щит	Становой структурный шов	катугинский комплекс	2.07 – 2.06	A	0.0...-1.9	Ларин и др., 2002, 2015 Котов и др., 2015 Донская и др., 2018в Gladkochub et al., 2017
Оленекский выступ		олененский комплекс	2.04	I-S	+3.0	Wingate et al., 2009
				S	-0.2...+1.4	Донская и др., 2018б
<i>2) Надсубдукционные гранитоиды Сибирского кратона</i>						
Алданский щит	Батомгский блок	хоюнди́нский комплекс	2.06	I	+0.5...-3.2	Котов, 2003 Мишкин и др., 2010 Гурьянов и др., 2016
	Западно-Алданский блок	гранитогнейсы по гранитоидам, ассоциирующим с федоровской толщей	2.01	I	+3.2...-0.2	Великославинский и др., 2011a
Байкальский выступ	Голоустенский блок	Еловский массив	2.02	I	-0.9...-1.8	Донская и др., 2016 Poller et al., 2005
	Чуйский блок	чуйский комплекс	2.02	I	+1.3...+3.5	Неймарк и др., 1998 Донская и др., 2013
		кутимский комплекс	2.02	I-A	+1.9...+2.5	Донская и др., 2013

3) <i>Коллизионные гранитоиды Сибирского кратона</i>						
Байкальский выступ	Голоустенский блок	гранитогнейсы мигматит-гнейсовой толщи	1.98	не определяется	-1.8	Донская и др., 2016
Анабарский щит	Билляхская коллизионная зона	Билляхский массив	1.98	<i>I-A</i>	-0.5...+1.7 -8.9	Смелов и др., 2012 Молчанов и др., 2011
Алданский щит	Западно-Алданский блок и зоны его сочленения с Чара-Олекминским и Восточно-Алданским блоками	джалтундинский комплекс	1.97	<i>S</i>	-5.3...-8.1	Котов и др., 2004
		гранитогнейсы по коллизионным гранитоидам	2.00 – 1.96	<i>I</i>	-5.2...+1.9	Великославинский и др., 2011a
Байкальский выступ	Сарминский блок	Трехголовый массив	1.93	<i>A</i>	-	Савельева, Базарова, 2012
Алданский щит	Чара-Олекминский блок	ничатский комплекс	1.91	<i>S</i>	-7.4...-7.8	Ларин и др., 2006a Великославинский и др., 2011a
	Зона сочленения Западно-Алданского Чара-Олекминским блоков	амутский комплекс	1.90	не определяется	-7.0...-11.5	Котов и др., 2004
Шарыжалгайский выступ	Иркутный блок	гранитоиды, ассоциирующие с породами шарыжалгайской серии	1.88 – 1.87	не определяется	-6.8...-10.6	Poller et al., 2004, 2005 Gladkochub et al., 2009
Ангаро-Канский выступ		Таракский плутон	1.88	<i>S</i>	-3.1	Туркина и др., 2006

4) Гранитоиды Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса						
Ангаро-Канский выступ		Таракский плутон	1.84	<i>A</i>	-2.8	Ножкин и др., 2003 Туркина и др., 2006
Бирюсинский выступ		Бирюсинский массив	1.87	<i>S</i>	-5.4...-6.4	Донская и др., 2014
		мальцевская толща (кислые вулканиты)	1.87	<i>I</i> <i>A</i>	-3.7 +2.2	Донская и др., 2019
		Подпорогский массив	1.87	<i>I</i>	-3.1...-3.2	Туркина и др., 2003 Туркина и др., 2006
		Удинский массив	1.86	<i>I</i> <i>A</i>	-1.5...-2.8	Туркина и др., 2006
		Барбитайский массив	1.86	<i>A</i>	-0.7	Левицкий и др., 2002 Ларин, 2011
Шарыжалгайский выступ	Онотский блок	Шумихинский массив	1.86	<i>A</i>	-7.4...-8.3	Донская и др., 2002 Донская и др., 2005 Туркина, Капитонов, 2017
		Малобельский массив	1.86	<i>A</i>	-1.9...+0.7	Туркина, Капитонов, 2019
	Иркутный блок	Тойсукский массив	1.83 – 1.85	<i>A</i>	-4.6...-10.2	Диденко и др., 2005, Туркина, Капитонов, 2019 неопубликованные данные
		Нижнекитойский массив	1.85	<i>A</i>	-4.0...-5.1	Туркина, Капитонов, 2019
	Булунский блок	Аларский массив	1.85	<i>I</i>	-2.8...-5.4	Туркина, Капитонов, 2017
Байкальский выступ	Голоустенский/ Сарминский блоки	Бугульдейско- Ангинский массив, приморский комплекс	1.86	<i>A</i>	-6.0	Донская и др., 2003 Донская и др., 2005
	Сарминский блок	ирельский комплекс	1.86 – 1.87	<i>A</i>	-1.7...-8.0	Poller et al., 2005 Неймарк и др., 1991 Донская и др., 2005 Донская и др., 2008

		акитканская серия (кислые вулканыты)	1.88 – 1.85	<i>A</i>	-1.7...-9.2	Донская и др., 2008
		татарниковский комплекс	1.85	<i>A</i>	-1.4...-3.5	Ларин и др., 2009 Донская и др., 2018а неопубликованные данные
	Чуйский блок	абчадский комплекс	1.86	<i>A</i>	-0.1...-1.6	Неймарк и др., 1990 Неймарк и др., 1998
Тонодский выступ		чуйско-кодарский комплекс	1.85	<i>S</i>	-5.5...-8.8	Ларин и др., 2006а
Алданский щит	Чара-Олекминский блок	кодарский комплекс	1.88 – 1.87	<i>A</i>	-6.2...-8.2	Ларин и др., 2000 Ларин и др., 2012 Ларин, 2011
<i>5) Анорогенные (внутриплитные) гранитоиды Сибирского кратона</i>						
Ангаро-Канский выступ		Таракский плутон	1.76	<i>A</i>	-4.4	Ножкин и др., 2009 Туркина и др., 2007
		енисейский комплекс (кислые вулканыты)	1.76 – 1.74	<i>A</i> <i>I-A</i>	-3.8...-4.5	Ножкин и др., 2016
Бирюсинский выступ		Подпорогский массив	1.75	<i>A</i>	-4.7...-5.2	Туркина и др., 2003 Туркина и др., 2006
Алданский щит, Становой выступ, Пристановой блок		Билякчан-Улканский вулканоплутонический пояс	1.74 – 1.71	<i>A</i>	+3.5...-2.5	Неймарк и др., 1992а, б Larin et al., 1997 Ларин, 2008, 2009, 2011, 2014 Ларин и др., 2012, 2013 Диденко и др., 2010