

На правах рукописи

Гаврюшкина Ольга Александровна

Петрогенезис пермо-триасовых гранитоидов Алтая

25.00.04 – петрология, вулканология

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Новосибирск -2021

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетной учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН), г. Новосибирск.

Научный руководитель

Крук Николай Николаевич, доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент РАН, директор ИГМ СО РАН.

Официальные оппоненты:

Донская Татьяна Владимировна, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории палеогеодинамики ИЗК СО РАН.

Козловский Александр Михайлович, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ИГЕМ РАН

Ведущая организация

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской Академии Наук, г. Иркутск

Защита состоится «18» июня 2021 года в 10 час. 00 мин. на заседании диссертационного совета Д 003.067.03 при Федеральном государственном бюджетной учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук по адресу: 630090, г. Новосибирск, просп. Академика Коптюга, д.3.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИГМ СО РАН и на сайте <https://www.igm.nsc.ru/index.php/obrazov/dissovetu>

Автореферат разослан «26» апреля 2021 года.

Ученый секретарь диссертационного совета
Д 003.067.03, д.г.-м.н.

О.М. Туркина

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований

Образование внутриплитных (анорогенных) гранитоидов – один из важнейших вопросов современной магматической петрологии. Формирование этих пород оторвано во времени на десятки и сотни миллионов лет от коллизионных событий и не связано с процессами взаимодействия литосферных плит. Поэтому источники энергии, обусловившие их генерацию, природа и механизмы образования их расплавов – предмет постоянной дискуссии.

На древних платформах анорогенные гранитоиды представлены породами А-типа, обогащенными щелочами, HFSE и REE. Образование этих пород обычно связывают с дифференциацией мантийных магм [Loiselle, Wones, 1979; Bonin, 2007], смешением мантийных расплавов с коровыми выплавками [Creaser et al., 1991], или плавлением пород среднего состава в нижнекоровых условиях под действием мантийных флюидов [Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; Whalen et al., 1987; Sylvester, 1989].

Среди анорогенных гранитоидов складчатых поясов типичные А-граниты редки. Здесь преобладают гранитоиды, близкие к породам I- и S- типов, сходные с породами активных окраин и зон коллизии. Встречаются также редкометалльные разности, продуктивные на Sn, W, Mo, Li и Be. Изотопные характеристики гранитоидов указывают на их преимущественно коровую природу. Породы базитового состава присутствуют в подчиненных количествах, а признаки прямого участия мантийных магм в формировании гранитоидов фиксируются редко. Таким образом, есть все основания полагать, что в источнике анорогенных гранитоидов складчатых областей преобладает коровый компонент. В этой связи новую информацию об источниках гранитоидным магм дает изучение габбро-гранитных серий, включающих породы как заведомо мантийного, так и, предположительно, корового генезиса. В данной работе эти вопросы решаются на примере пермо-триасовых интрузивных серий Российского Алтая.

Целью работы является реконструкция источников и механизмов петрогенезиса пермо-триасовых гранитоидов Российского Алтая на основе минералогических, геохронологических и изотопно-геохимических данных.

Для достижения поставленной цели решались следующие **задачи**:

1. Исследование геологической позиции и внутреннего строения пермо-триасовых интрузий Горного и Рудного Алтая.
2. Изучение петрографического и химического составов, геохимическая и изотопная типизация гранитоидов.
3. Исследование минерального состава пород, определение физико-химических условий их формирования.
4. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопные исследования для определения временных границ и общей хронологии формирования гранитоидных комплексов.

5. Построение общей петрогенетической модели формирования гранитоидов на основе комплекса полученных данных.

Фактический материал и методы исследования

В основу работы положен авторский фактический материал, отобранный в ходе экспедиционных работ 2014-2017 гг., дополненный коллекцией образцов, собранных сотрудниками лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций ИГМ СО РАН в 2008-2013 гг.

Состав породообразующих и акцессорных минералов определён в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, Россия) методом рентгеноспектрального микроанализа (EMPA) (более 1800 анализов). Диагностика акцессорных минералов проводилась с помощью сканирующей электронной микроскопии (более 1700 анализов). Геохимические исследования выполнены в ЦКП МИИ СО РАН. Содержания петрогенных компонентов (55 проб) определены методом рентгено-флюоресцентного анализа по стандартной методике, примесных элементов (47 проб) – методом индуктивно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием (ICP-MS) по методике [Николаева и др., 2012]. Концентрации F и Li (47 проб) определены в Аналитическом центре ИГХ СО РАН (г. Иркутск, Россия) атомно-эмиссионным методом и методом пламенной атомно-эмиссионной спектроскопии (по методике [Зак и др., 2017]) соответственно.

Sm-Nd изотопные исследования (13 проб) выполнены по валовым пробам в Институте геологии и геохимии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург, Россия) и в Геологическом институте Кольского научного центра РАН (г. Апатиты, Россия). Rb-Sr изотопные исследования (13 проб) – в ЦКП МИИ СО РАН.

Определение возраста пород $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по слюдам и амфиболам проводилось в ЦКП МИИ СО РАН по методике, детально описанной в работе [Травин и др., 2009].

Научная новизна

Обобщены имеющиеся и приведены новые данные по геологической позиции, минералого-петрографическим особенностям, геохимическим, изотопным характеристикам и возрасту пермо-триасовых гранитоидов Алтая.

На основании $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологических данных показано, что основной объём пермо-триасовых гранитоидов Алтайского сегмента Сибирской ЛП сформирован в течение короткого временного интервала (254-247 млн лет) синхронно с главным пиком базитового магматизма. Для отдельных магматических ареалов фиксируется корреляция возраста гранитоидов и ассоциирующих пород мантийного генезиса.

Доказано, что формирование пермо-триасовых гранитоидов Российского Алтая происходило за счёт плавления пород нижней коры под воздействием тепла и флюидов, отделяющихся от мантийных очагов, а разнообразие интрузивных ассоциаций определяется тремя факторами: 1) участием в

плавлении неоднородной по составу литосферной мантии; 2) природой нижней и средней коры вмещающих геоблоков, 3) механизмами и степенью мантийно-корового взаимодействия (смешение магм, флюидный синтексис и др.).

Научная (теоретическая) значимость

Существенный объём новой информации, полученный при систематическом исследовании пород пермо-триасовых гранитоидных комплексов Российского Алтая, вносит заметный вклад в понимание генезиса гранитоидов крупных изверженных провинций (LIP). Синтез новых минералогических данных, геохимической, геохронологической и изотопной информации позволяет получить более достоверную картину формирования и эволюции гранитоидов крупных изверженных провинций и построить согласованные петрологические модели магматизма для этого геодинамического режима.

Практическая значимость

Представленные в диссертационной работе результаты могут быть использованы для уточнения легенд Госгеолкарты – 200, 1000 Алтай, при проведении палеогеодинамических реконструкций складчатого обрамления Сибирского кратона, а также учитываться при постановке прогнозно-поисковых работ.

Соответствие результатов работы научным специальностям

Результаты работы соответствуют пунктам 1 (магматическая геология) и 2 (магматическая петрология) паспорта специальности 25.00.04.

Апробация работы и публикации

По теме диссертации опубликованы 14 работ, в том числе 4 статьи в рецензируемых журналах из списка ВАК. Результаты исследований были представлены в виде устных и стендовых докладов на 5 российских и 5 международных конференциях в Новосибирске (2016, 2017, 2020 гг.), Томске (2018 г.), Екатеринбурге (2015, 2017 гг.), Иркутске (2014, 2020 гг.), Сыктывкаре (2014 г.).

Структура и объём работы

Диссертация состоит из введения, 6 глав и заключения, изложена на 315 страницах, содержит 57 рисунков и 13 таблиц, 2 приложения. Список литературы включает 256 наименований.

Благодарности

Выражаю глубокую благодарность своему научному руководителю доктору геолого-минералогических наук, члену-корреспонденту Николаю Николаевичу Круку, без постоянной поддержки, настойчивости и помощи которого на всех этапах исследований эта работа не была бы выполнена.

Глубокую признательность за доброжелательное отношение, ценные рекомендации и обсуждения выражаю докторам геолого-минералогических наук А.Г. Владимирову, А.Э. Изоху, С.Н. Рудневу, И.Ю. Сафоновой, С.З. Смирнову,

А.В. Травину, О.М. Туркиной, С.В. Хромыху, которые кроме того, во многом повлияли на мой профессиональный рост. Благодарю кандидатов геолого-минералогических наук И.Ю. Анникову, В.Г. Владимирова, И.В. Кармышеву, П.Д. Котлера, М.Л. Куйбиду, Е.И. Михеева, сотрудников ИГМ СО РАН Е.А. Крук, Я.В. Куйбида. Неоценимую помощь в аналитических исследованиях оказали Е.Н. Нигматулина, Н.С. Карманов, М.В. Хлестов, Н.М. Глухова, Н.Г. Карманова, А.И. Таряник, И.В. Николаева, С.В. Палесский, С.А. Серов, В.Ю. Киселева.

Искренне благодарю за всестороннюю поддержку, помощь и постоянную мотивацию родных и близких – П.Н. Гаврюшкина, И.П. Хохрякову, А.Ф. Хохрякова и М.В. Колесниченко.

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ И ОБОСНОВАНИЕ ЗАЩИЩАЕМЫХ ПОЛОЖЕНИЙ

Территория Алтая является составной частью Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) и представляет собой западное окончание пояса Алтаид, обрамляющего Сибирский кратон с юга. Особенности строения и геологической истории региона подробно изложены в [Берзин и др., 1994; Шокальский и др., 2000; Добрецов, 2003; Крук и др., 2010; Kruk et al., 2011; Буслов и др., 2013; Моссаковский и др., 1993; Şengör et al., 1993; Берзин, Кунгурцев, 1996; Добрецов и др., 1994; Buslov et al., 2001; Владимиров и др., 2003, 2005, 2008].

Тектонический «каркас» региона сформировался в раннем палеозое за счёт аккреции разнообразных периокеанических террейнов, которые позднее были деформированы в результате перемещения по глубинным разломам сдвиговой природы. В раннем девоне Алтайский регион был вовлечен в структуру активной окраины Сибири на границе с Обь-Зайсанским океаническим бассейном, эволюция которой завершилась коллизией Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов в карбоне. С этого момента регион развивался во внутриконтинентальном режиме.

Пермо-триасовый магматизм очень разнообразен: в российском Алтае выделяется около десятка субсинхронных гранитоидных и габбро-гранитных комплексов, отличающихся по набору пород, их петрографическим и геохимическим характеристикам [Владимиров и др., 1997; Шокальский и др., 2000]. Объектами данного исследования стали Айский, Теранджикский, Тархатинский, Саввушинский, Атуркольский, Белокурухинский и Синюшенский массивы – петротипы одноимённых (за исключением саввушинского) комплексов.

1. Пермо-триасовый интрузивный магматизм Алтая имеет анорогенную природу и представлен тремя главными типами ассоциаций: габбро (монцодиорит)-гранитными, граносиенит-гранитными и гранит-лейкогранитными. Формирование основного объёма пород произошло в

течение короткого временного интервала (254-247 млн лет) и было синхронно с формированием Сибирской крупной изверженной провинции.

Анализ геологической позиции пермо-триасовых гранитоидов Алтая выявил ряд общих черт, характерных для всех изученных интрузий. Магматизм имеет ярко выраженный ареальный характер, причём положение магматических ареалов дискордантно по отношению ко всем более ранним геологическим структурам. Все изученные массивы аллохтонны: для них характерны резкие интрузивные контакты с вмещающими толщами, часто сопровождаемые ареалами ороговикования. Интрузивы приурочены к обрамлению крупных долгоживущих разломов, либо узлам их пересечения. Как правило, они «запечатывают» разломные зоны и не затронуты процессами катаклаза и огнейсования, широко проявленными во вмещающих породах.

Пермо-триасовые интрузии не обнаруживают приуроченности к определённому типу террейнов. Они встречаются в блоках разной природы и возраста (прил. 1). Вмещающие их породы также разнообразны: метаморфические сланцы и гнейсы (Теранджикский массив); раннепалеозойские терригенные или вулканогенно-осадочные толщи (Атуркольский, Тархатинский, Синюшенский и Белокурихинский массивы); девонские вулканогенно-осадочные толщи или гранитоиды (Саввушинский и Айский массивы).

Анализ особенностей внутреннего строения интрузий показывает, что массивы, отнесённые в соответствии с Легендой Гостеолкарты-200 к различным комплексам, различаются не только набором пород, но и их количественными соотношениями. Выделяются три типа ассоциаций:

- габбро (монцодиорит)-гранитные массивы (Айский, Теранджикский, Тархатинский и Саввушинский);
- граносиенит-гранитные интрузивы, в которых отсутствуют как основные, так и высококремнистые породы (Атуркольский);
- гранит-лейкогранитные массивы с полным отсутствием, либо крайне малыми количествами более основных пород (Белокурихинский и Синюшенский).

Результаты первых систематических геохронологических исследований [Владимиров и др., 1997, 2001] показали, что большинство анорогенных гранитоидов на Алтае имеет пермо-триасовый возраст. U-Pb датировки, выполненные по крупным навескам циркона в ГИН АН республики Казахстан В.А. Халиловым, демонстрировали широкий разброс возрастов (251–232 млн лет). Результаты Rb-Sr изотопных исследований, выполненные в ГЕОХИ РАН Ю.А. Костицыным [Владимиров и др., 1997] показали, что изотопные характеристики большинства пермо-триасовых гранитоидов Алтая в рамках применения метода параллельных изохрон позволяют рассматривать их одновременное (245,5±4,5 млн лет) образование за счёт источников с разным изотопным составом Sr. Позже были опубликованы результаты U-Pb датирования ряда пермо-триасовых гранитоидных интрузий, выполненные по единичным зёрнам цирконов с применением ионного микроанализатора

SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) [Гусев, 2015]. Диапазон возрастов, составил 248-233 млн лет, а даты, полученные для разных массивов, значимо отличались от опубликованных ранее.

Для уточнения возрастного интервала формирования пермо-триасовых гранитоидов Алтая и определения характера их временной эволюции было выполнено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование К-содержащих минералов (слюды, амфиболы) из пород ключевых интрузий. По геологическим данным формирование изученных гранитоидных массивов происходило в мезоабиссальных условиях, что позволяет считать полученные датировки, в первую очередь по амфиболу (температура закрытия ~ 550 °С), близкими к возрасту формирования массивов. Для слюд, в зависимости от скорости остывания и эксгумации массивов, закрытие изотопной К/Ar системы может запаздывать на несколько миллионов лет [Travin et al., 2014].

Установлено, что формирование большинства изученных интрузивов произошло в достаточно узком временном интервале. Для биотитов и амфиболов из гранитоидов Айского, Теранджикского, Тархатинского, Белокурихинского и Синюшенского массивов получены оценки возраста 254-247 млн лет. К этим датам в пределах ошибки примыкают определения по биотитам Атуркольского (245 ± 2.6 млн лет) и Саввушинского (244 ± 1.1 млн лет) массивов.

Зависимости между типом магматических ассоциаций (габбро-гранитные, граносиенит-гранитные или гранит-лейкогранитные) и их возрастом не обнаружено. В то же время фиксируется устойчивая временная связь формирования гранитоидов с внедрением базитовых интрузий и даек. Так, для Айского, Теранджикского и Тархатинского массивов синхронность гранитоидов с мантийными магмами надёжно устанавливается геологическими методами (наличие синплутонических и постгранитных базитовых даек, мафических включений). Возраст гранитоидов Белокурихинского и Синюшенского массивов синхронен с образованием траппов Кузбасса и дайковых поясов долеритов теректинского комплекса в Горном Алтае (250–248 млн лет) [Крук и др., 1999; Буслов и др., 2010]. Несколько более молодая датировка гранитоидов Атуркольского массива ($245 \pm 2,6$ млн лет) хорошо коррелирует со временем внедрения лампроитов и лампрофиров чуйского комплекса (245–242 и 237–235 млн лет) [Васюкова и др., 2011].

Геологическая позиция перечисленных проявлений магматизма свидетельствует об их анорогенной природе, а прецизионные оценки возраста указывают на относительно узкий временной интервал формирования (250-240 млн лет), синхронный с масштабными эндогенными событиями на Сибирской платформе, которые были обусловлены активностью суперплюма [Добрецов, 1997, Ярмолюк и др., 2000, Kuzmin et al., 2010 и др.].

2. Пермо-триасовые магматические ассоциации Алтая характеризуются широким разнообразием вещественного состава. По

геохимическим характеристикам большинство пермо-триасовых гранитоидов Алтая близки к породам I- и S-типов, однако имеют более высокую общую и калиевую щёлочность, повышенные содержания несовместимых элементов и F в сравнении с типичными орогенными гранитоидами региона.

Пермо-триасовые магматиты Алтая характеризуются широким разнообразием составов. Гранитоиды в большинстве своём относятся к породам нормальной щёлочности, в то время как габброиды, монцодиориты и сиениты (за исключением пород Саввушинского массива) отвечают умеренно-щелочной серии (прил. 2). В целом все породы обогащены калием. При этом точки составов гранитоидов на диаграмме $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ образуют единую крупную область, а фигуративные точки основных и средних пород формируют два отдельных поля (прил. 2): породы Айского и Тархатинского массивов (а также лампрофиры чуйского комплекса) соответствуют ультракалиевым разностям, а Теранджикского и Саввушинского – высококалиевым. Лейкократовые породы (граниты и лейкограниты) в той или иной мере пересыщены глинозёмом, в то время как среди менее кремнекислых разностей (кварцевых монцодиоритов, гранодиоритов и т.д.) преобладают метаглинозёмистые образования.

Для пород Теранджикского и Тархатинского массивов характерна невысокая железистость, гранитоиды Синюшенского и Саввушинского интрузивов, напротив, железистые, а породы остальных массивов (Белокурихинского, Атуркольского и Айского) – магнезиально-железистые (прил. 2).

Общей геохимической чертой пород большинства рассматриваемых массивов являются вышесларковые содержания щелочноземельных LILE металлов, REE и HFSE. В массивах, сложенных габбро-гранитными сериями, содержания Sr и Ba сперва возрастают с повышением кремнекислотности пород, достигая максимума в монцодиоритах и сиенитах, а затем постепенно понижаются до минимальных значений в гранитах и лейкогранитах. Для пород гранит-лейкогранитных ассоциаций (Синюшенский и Белокурихинский массивы) характерны повышенные содержания Li, Rb и Cs.

Уровень накопления редкоземельных и высокочarged элементов в породах разных массивов существенно различен. На классификационных диаграммах [Whalen et al., 1987] кварцевые монцодиориты, граносиениты и кварцевые сиениты Айского, Теранджикского и Саввушинского массивов попадают в поле гранитов А-типа. Точки гранитов и граносиенитов Теранджикского и Атуркольского интрузивов, а также пород Тархатинского массива локализируются на границе полей нефракционированных гранитов и гранитов А-типа, отражая обогащение пород HFSE и REE. Граниты Айского и Саввушинского интрузивов занимают промежуточное положение между гранитами А-типа и фракционированными гранитами (прил. 3), что объясняется не повышенным уровнем накопления типоморфных редких элементов, а

повышенной железистостью и низкими содержаниями кальция. Наконец, гранит-лейкограниты Синюшенского и Белокурихинского массивов соответствуют фракционированным гранитам I- и S-типов (прил. 3).

На треугольной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 5 - (\text{CaO}+\text{MgO}) \times 5$ [Гребенников, 2014] (прил. 3), фигуративные точки гранитоидов (за исключением наименее кремнекислых пород Теранджикского массива) попадают в поле I- и S- гранитоидов. На дискриминационных диаграммах, предназначенных для определения тектонической позиции кремнекислых пород [Pearce et al., 1984] точки составов пермо-триасовых гранитоидов Алтая образуют плотный рой на границе полей синколлизийных, внутриплитных и островодужных разновидностей (прил. 3). При этом собственно в поле внутриплитных пород попадают только монцодиориты Саввушинского массива и граниты, лейкограниты Айского.

Таким образом, сами по себе геохимические данные с одной стороны не позволяют надёжно диагностировать пермо-триасовые магматиты Алтая как внутриплитные образования, а с другой – указывают на их значимые отличия от типичных гранитоидов А-типа, характерных для анорогенных магматических провинций древних платформ.

На диаграмме $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T - \varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ (прил. 4) точки составов пород большинства изученных массивов образуют линейный тренд, уходящий от мантийной последовательности вправо, в квадрант I, что типично для гранитоидов большинства областей Центральной Азии, имеющих существенно ювенильную кору [Коваленко и др., 1996; Jahn et al., 2000]. Точки составов пород Тархатинского интрузива попадают в квадрант IV, соответствующий смещению мантийных магм с породами зрелой континентальной коры [Фор, 1989].

Изотопные характеристики пород разной кремнекислотности в габбро-гранитных и монцодиорит-гранитных сериях не показывают единой, общей для всех тенденции и в подавляющем большинстве случаев определяются изотопными характеристиками пород континентальной коры вмещающих геоблоков и их соотношениями с аналогичными характеристиками мантийных магм соответствующих серий (прил. 5). Так, в породах Айского массива, приуроченного к Бийско-Катунскому палеоокеаническому блоку, в ряду «сиенит-граносиенит-гранит» в целом понижаются первичные отношения изотопов стронция и значения $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ (с 0,7062-0,7063 и +2,1...+2,2 до 0,7054-0,7056 и +3, соответственно). В Теранджикском массиве монцогаббро и граносиениты имеют близкие значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ и $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ (0,7047-0,7053 и +3,1...+3,3, соответственно), в то время как для монцодиоритов характерны несколько менее деплетированные изотопные характеристики (0,7053 и +2,8, соответственно). Для пород интрузий, локализованных в блоках, верхняя кора которых сложена, преимущественно, турбидитами (Тархатинский, Саввушинский, Белокурихинский массивы) кремнекислые разновидности, в

большинстве случаев, характеризуются более высокими первичными отношениями изотопов стронция и более низкими значениями параметра $\epsilon_{Nd}(T)$. При этом изотопный состав Nd в кремнекислых разностях приближается (хотя в большинстве случаев остаётся несколько более радиогенным) к таковому в осадочных породах турбидитовых разрезов. Rb-Sr изотопные характеристики не обнаруживают значимой корреляции с составом коры вмещающих геоблоков, что может быть как следствием широких вариаций изотопного состава Sr в вулканогенно-осадочных разрезах, так и результатом участия в генерации гранитоидов глубинных флюидов, влияющих на изотопные характеристики Sr в анатектических выплавках.

3. Резкое изменение составов слюд (в том числе увеличение содержания F) и последовательная смена раннего ильменита титанитом, магнетитом и марганец-ильменитом указывают на повышение фугитивности кислорода и возрастающую роль флюида на заключительных этапах формирования интрузий.

Рядом исследователей показано, что состав темноцветных минералов, в частности слюд, является чутким индикатором условий кристаллизации расплавов и может использоваться в качестве ценного инструмента в решении вопросов, связанных с петрогенезисом гранитоидов [например, Dodge et al., 1969; Barrière, Cotton, 1979; Neiva, 1981; Ague, Brimhall, 1988; Finch et al., 1995]. В экспериментальной работе [Wones, Eugster, 1965] Уонс и Эгстер продемонстрировали, что тёмные слюды являются чутким индикатором окислительно-восстановительных условий в гранитных магмах. Кроме того, состав биотита в некоторых случаях может быть использован в тектономагматических реконструкциях [Nachit et al., 1985; Lalonde, Bernard, 1993; Burkhard, 1993; Abdel-Rahman, 1994 и др.]. Диаграмма аннит-сидерофиллит-флогопит-истонит (АСФИ) обычно используется для графического изображения соотношений формульных единиц Al и Fe/(Fe+Mg) в слюдах изверженных пород [Speer, 1984] для классификации и номенклатуры слюд. Шабани с соавторами [Shabani et al., 2003] показали, что эта диаграмма имеет также петрологическое значение, позволяя оценить вклад корового материала в формирование гранитоидных магм, поскольку обе переменные являются индикаторами глинозёмистости расплава.

По комплексу минералого-петрографических данных породы рассматриваемых массивов уверенно разделяются на две группы – породы ранних и поздних фаз, что в габбро-гранитных сериях соответствует более основным (габбро, диориты, сиениты, кварцевые сиениты) и более кремнекислым породам (гранодиориты, граносиениты, граниты, лейкограниты). Это позволяет утверждать, что породы ранних и поздних фаз образовались при несколько различных условиях.

Слюды основных пород обогащены титаном, хлором (по отношению к другим летучим), обладают высокой железистостью и глинозёмистостью, тогда

как биотиты кислых пород обогащены рубидием, марганцем и фтором. Стоит обратить внимание, что уровень концентраций фтора в слюдах поздних фаз существенно выше, чем в слюдах анатектических гранитоидов Алтая. Прямая корреляция между содержаниями фтора и кремнезёма в тёмных слюдах свидетельствует о дифференциации магм, а соотношение формульных единиц Al и Fe/(Fe+Mg) – о значимом вкладе корового материала в формирование расплавов гранитов и лейкогранитов. Это также подтверждается положением точек составов биотитов на диаграмме [Ague, Brimhall, 1988] – породы изученных массивов в основном относятся к сильноконтаминированным гранитоидам, лишь точки составов биотитов из наименее кремнекислых пород ложатся в поле среднеконтаминированных пород (прил. 6). Кроме того, при переходе от пород ранних фаз к поздним меняется и степень окисленности магмы – это хорошо видно на диаграмме [Wones, Eugster, 1965], во всех случаях наблюдается скачкообразное увеличение степени окисленности расплавов (прил. 7).

Среди особенностей акцессорной минерализации обращает на себя внимание присутствие титанита и Mn-ильменита в наиболее кремнекислых породах (граносиенитах, гранитах и лейкогранитах). Каймы титанита вокруг ильменита, пятнистая зональность и «фестончатые» края кристаллов титанита в совокупности с наличием в них включений Mn-ильменита, ортита, апатита и магнетита позволяют говорить о вероятном замещении ильменита вышеупомянутой ассоциацией минералов (прил. 8). Такая реакция $\text{Anpr} + \text{Plm} \rightarrow \text{Ttn} + \text{Mgt} + \text{Plm} + \text{Qz}$ описывается в литературе для монцонитов, гранодиоритов и гранитов комплекса Финнмарка в Норвегии [Czamanske et al., 1972] и свидетельствует о смене окислительно-восстановительных условий (повышение активности кислорода) в процессе формирования пород, также как и замещение ильменита титанитом [Harlov et al., 2006]. Кроме того, в породах Айского массива широко распространены псевдоморфозы мелкозернистого агрегата ортита, монацита, рутила, кварца, флюорита и других минералов по титаниту, такие образования также объясняются повышением фугитивности кислорода под влиянием флюида [Pan et al., 1993].

4. Пермо-триасовые гранитоиды Алтая имеют преимущественно коровую природу. Основным механизмом их генерации являлось плавление пород континентальной коры под воздействием тепла и флюидов, отделяющихся от мантийных очагов. Вариации состава гранитоидов обусловлены латеральной неоднородностью континентальной коры региона, участием нескольких типов мантийных магм, а также различной степенью мантийно-корового взаимодействия.

Три выделенных типа магматических ассоциаций (габбро-гранитные, граносиенит-монцогранитные и гранит-лейкогранитные) характеризуются индивидуальными особенностями петрогенезиса, поэтому характеризовать их удобнее отдельно.

Габбро-гранитные серии. Габброиды, входящие в состав пермо-триасовых магматических серий, широко варьируют по содержаниям щелочей, калия и несовместимых элементов. Во всех случаях наблюдается избирательное обеднение Ta, Nb и Ti, что указывает на генерацию расплавов, преимущественно, за счёт вещества литосферной мантии, изменённой субдукционными процессами. Породы имеют асимметричные спектры распределения РЗЭ, обогащены несовместимыми элементами (прежде всего Sr и Ba), имеют низкие концентрации MgO, что свидетельствует о дифференцированности расплавов.

Породы среднего состава в сравнении с габброидами обогащены несовместимыми элементами (прежде всего – HFSE и REE, в меньшей степени – LILE), а также летучими компонентами (F, P₂O₅). Такая закономерность типична для процессов кристаллизационной дифференциации. Вместе с тем, в большинстве случаев монцодиориты и сиениты имеют более низкие, чем габбро, отношения (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_T и повышенные значения εNd(T), что указывает на контаминацию мантийных магм базитовым веществом ювенильной коры, слагающей основание террейнов Алтая.

Для гранитоидов характерны более низкие содержания несовместимых элементов (Sr, Ba, HFSE и REE), они обеднены летучими компонентами (F, P₂O₅). Меняется и состав темноцветных минералов (в частности – скачкообразно повышается содержание F). Изотопные характеристики указывают на существенно коровый источник гранитоидов, однако концентрации SiO₂, K₂O и LILE в них существенно выше, чем в породах континентальной коры вмещающих геоблоков (по данным [Kruk et al., 2010, 2013, Kuibida et al., 2014, Kruk, 2015]). В то же время концентрации HFSE и REE в гранодиоритах и граносиенитах выше, чем в ассоциирующих гранитах и лейкогранитах. Всё это не позволяет связать формирование гранодиоритов и граносиенитов ни с дифференциацией более основных магм, ни с более высокой степенью их контаминации коровым материалом, ни с масштабным плавлением коры. Наиболее вероятным представляется образование гранодиоритов и граносиенитов путём смешения монцодиоритовых или сиенитовых магм с коровыми анатектическими выплавками.

Граниты и лейкограниты в составе пермо-триасовых серий варьируют от I- до A-гранитов. Изотопные данные указывают на их преимущественно коровый источник. Широкое разнообразие геохимических и изотопных характеристик пород в этом случае объясняется плавлением нижней коры под воздействием тепла и флюидов, отделяющихся от мантийных магм. Когда мантийный источник обеспечивает в основном тепловое поле – образуются гранитоиды I- типа. Если наряду с теплом из базитовых очагов в область корового анатексиса поставляются значительные объёмы флюидов – образуются гранитоиды A- типа.

Граносиенит-монцогранитные ассоциации. Единственным примером

этого типа является Атуркольский массив. Слагающие его породы по минералогическим особенностям (наличие кальциевого амфибола, повышенная магнезиальность биотита, низкие содержания Na в калишпате и K в плагиоклазе, преобладание магнетита над ильменитом) тяготеют к гранитоидам I-типа. Их геохимическая типизация не вполне однозначна: граносиениты относительно обогащены HFSE и PЗЭ близки к породам А-типа, в то время как монцограниты тяготеют к I-гранитам. От типичных А-гранитов гранитоиды Атуркольского массива отличаются относительно низкой железистостью, повышенными содержаниями P₂O₅ и Sr, относительно невысокими концентрациями Nb и Ta, низкими – Hf, Y и тяжелых PЗЭ.

Подобные особенности дают основания предполагать, что породы Атуркольского массива имеют корово-мантийный генезис.

Геологические комплексы, непосредственно вмещающие Атуркольский массив, представляют собой фрагмент деформированного турбидитового бассейна. Его верхняя часть сложена осадочными породами, которые подстилаются океаническими базальтами. Эти породы представляются наиболее вероятным коровым субстратом для формирования гранитоидов Атуркольского массива. Мантийные расплавы, обусловившие генерацию гранитоидных магм, вероятно, были сходны с лампрофирами чуйского комплекса.

Изотопный состав Nd в гранитоидах Атуркольского массива ($\epsilon_{Nd}(T) = +1,9$) более радиогенный, нежели в лампрофирах ($\epsilon_{Nd}(T) = -0,6 \dots -1,9$) и в метаосадках верхней коры ($\epsilon_{Nd}(240) = -5,4$). Следовательно, коровый компонент был обогащен радиогенным неодимом ($\epsilon_{Nd}(T) > +2$), что указывает на важную роль в источнике метабазальтов. Также среди меланогранитов встречаются обогащенные LILE породы со значением индекса A/CNK, типичным для S-гранитов, что указывает на вовлечение в гранитообразование метаосадочных толщ. Следовательно, наиболее вероятным вариантом формирования этих гранитоидов является плавление «комбинированного» (метаосадочные породы+метабазальты) источника под воздействием тепла лампрофировых магм и смешение образовавшихся анатектических выплавов с базитовыми расплавами.

Гранит-лейкогранитовые ассоциации. Породы пермо-триасовых гранит-лейкогранитных ассоциаций не несут в своём составе геохимических или изотопных мантийных меток, а по петро- и геохимическим характеристикам близки к S-гранитам. На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса с соавторами точки составов пород локализуются в поле гранитоидов вулканических дуг и коллизионных зон вблизи границ с полем внутриплитных гранитов. Изотопный состав Nd в гранитоидах также не существенно отличается от такового в породах верхней коры вмещающих геоблоков. Это позволяет утверждать, что главным источником расплавов в этом случае являлись метаосадочные породы верхней коры. Мантийные магмы не участвовали в формировании гранитоидов путём дифференциации и смешения, а являлись

лишь источником тепла, а также, возможно, флюидов.

В сравнении с позднедевонскими S-гранитами Алтая, для которых доказан анатектический генезис, пермо-триасовые гранит-лейкограниты имеют ряд особенностей. Они отличаются пониженной железистостью, более высокими содержаниями K_2O , обогащены F, Li, Rb, Cs, Th и U, имеют более высокие концентрации HFSE и PЗЭ цериевой группы. Эти различия не могут быть объяснены разницей в степенях плавления пород верхней коры и, вероятнее всего, отражают специфику анатектических процессов. Селективное плавление слюд, которое рассматривал В.И. Коваленко с соавторами в качестве возможного механизма формирования редкометалльных гранитов, в сочетании со специфичными параметрами флюидного режима вполне способно объяснить формирование значительных количеств субредкометалльных магм с геохимическими характеристиками гранитоидов Синюшенского и Белокурихинского массивов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Синтез всех данных, полученных в ходе выполнения работы, позволяет предложить обобщенную петрогенетическую модель формирования пермо-триасовых интрузивных ассоциаций Алтая.

Воздействие мантийного плюма на литосферу в краевой части Сибирской LIP привело к плавлению неоднородной литосферной мантии. При этом происходила генерация широкого спектра расплавов (от примитивных толеитовых, близких к E-MORB, через умеренно-щелочные, обогащённые HFSE и REE до лампроитовых, имеющих аномально высокие содержания всех несовместимых элементов). Состав расплавов в каждом конкретном случае определялся составом мантийного источника, условиями плавления и спецификой эволюции первичных магм [Крупчатников и др., 2015].

Внедрение мантийных базитовых расплавов сопровождалось формированием на разных уровнях коры промежуточных очагов, в которых происходила фракционная кристаллизация базитовых расплавов с образованием монцодиоритов и сиенитов. Этот процесс сопровождался активным взаимодействием мантийных расплавов с нижней корой. Образование очагов высокотемпературной магмы обусловило разогрев и частичное плавление пород коры с образованием широкого спектра выплавов гранитного состава: от I- и S- до A- типов (последних – при поступлении мантийных флюидов в анатектические коровые очаги).

Масштабы и динамика взаимодействия мантийных магм с корово-анатектическими выплавками для разных серий были резко различными. В одних случаях имело место масштабное смешение монцодиоритовых и сиенитовых (и, в меньшей степени, базитовых) магм с коровыми анатектическими выплавками, что привело к формированию гранодиоритовых и граносиенитовых магм. При внедрении на верхние уровни коры расплавы спорадически испытывали контаминацию верхнекоровым материалом (в случае

Тархатинского массива это привело к образованию магм граносиенит-меланогранитного состава). В целом, отражением подобного сценария являются габбро-гранитные и монцодиорит-гранитные серии Айского, Тархатинского, Теранджикского и Саввушинского массивов. В других случаях процессы смешения мантийных и коровых магм имели ограниченное распространение. Это привело к образованию преимущественно граносиенит-меланогранитовых магм, демонстрирующих лишь слабые признаки «гибридного» генезиса. Примером этого типа ассоциаций является Атуркольский массив. Наконец, третий случай – это полное отсутствие механического смешения мантийных базитовых магм и их дифференциатов с коровыми выплавками. Глубинные расплавы в этом случае являлись источниками тепла и флюидов, вероятно обеспечивавших специфические условия анатексиса (в том числе – приоритетное плавление слюд и акцессорных минералов). Аллохимический анатексис метаосадочных толщ привел к образованию «субредкометаллических» гранитоидов с близэвтектической кремнекислотностью (породы Синюшенского массива, ранние фазы гранитоидов Белокурихинского массива). При длительной кристаллизации и дегазации базитовых очагов флюидный ситексис (дополнительное обогащение уже сформировавшихся гранитных магм флюидами, содержащими кремнезём и, возможно, щёлочи) приводило к формированию лейкогранитных магм (поздние фазы Белокурихинского массива).

Предлагаемые механизмы позволяют объяснить широкое развитие в складчатых поясах анорогенных гранитоидов с «коровыми» геохимическими и изотопными характеристиками. Как показывают результаты наших исследований, такие магмы, в том числе, могли быть сформированы за счёт плавления пород континентальной коры при крайне ограниченном вкладе мантийного компонента. В случае Атуркольского массива наличие этого вклада реконструируется исключительно благодаря специфическим редкоземельным характеристикам мантийных магм (одновременное резкое обогащение LILE, HFSE, P3Э и сидерофильными элементами). В случаях, когда мантийные магмы имеют менее «экзотический» состав, доказать их участие в генерации гранитоидов можно только геологическими методами (например – по наличию минглинг-даек или мафитовых включений), что удастся далеко не всегда. Таким образом, весьма вероятно, что предложенный механизм генерации гранитоидных магм является типичным (а, возможно, и преобладающим) для внутриплитных обстановок в складчатых поясах.

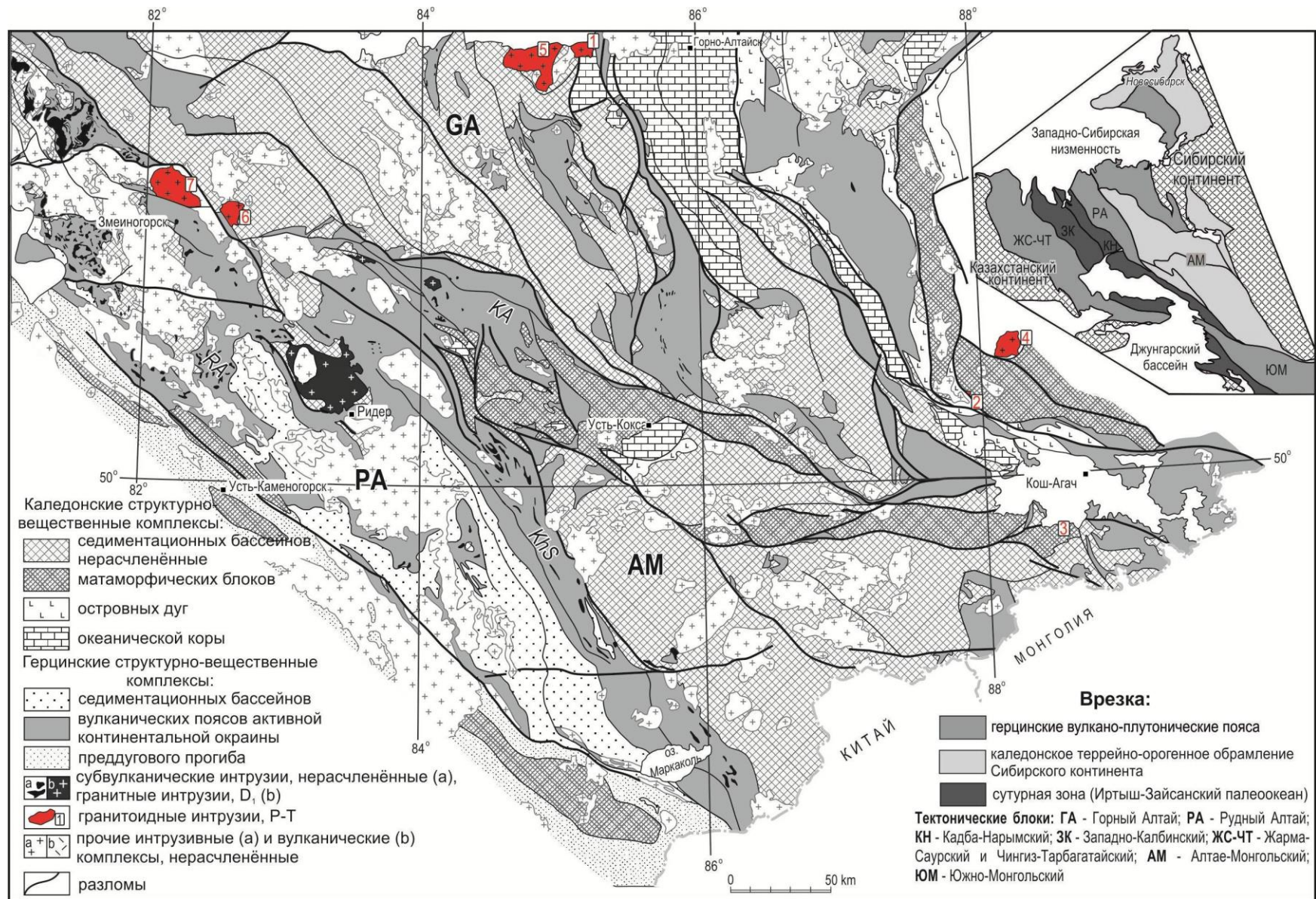
Основные публикации по теме диссертации

Статьи в рецензируемых журналах

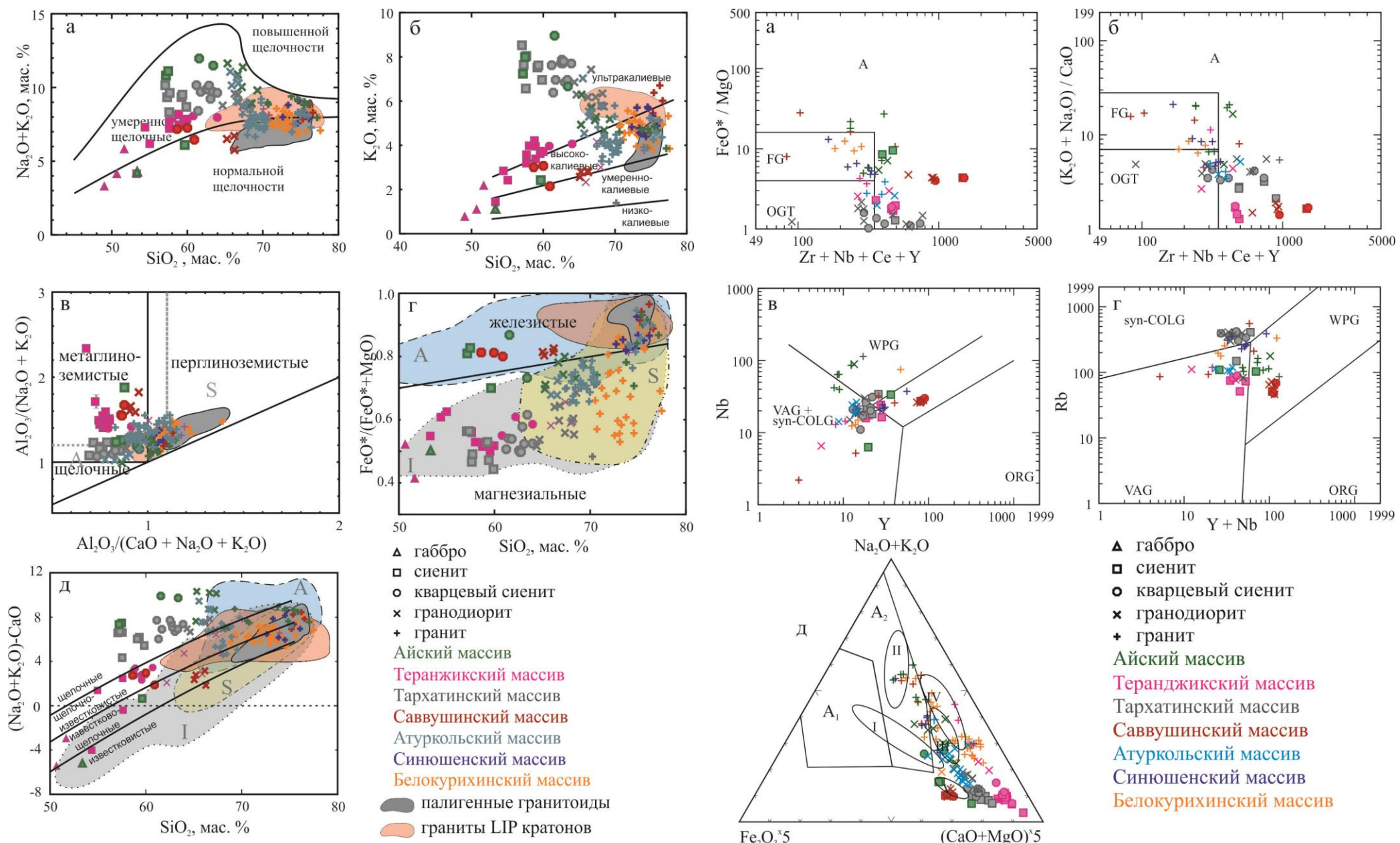
1. **О.А. Gavryushkina**, N.N. Kruk, I.V. Semenov, A.G. Vladimirov, Ya.V. Kuibida, P.A. Serov, Petrogenesis of Permian-Triassic intraplate gabbro-granitic rocks in the Russian Altai // *Lithos*. – 2019. – Vol. 326–327. – P. 71-89.
2. **О.А. Gavryushkina**, A.V. Travin, N.N. Kruk Duration of granitoid magmatism in peripheral parts of large igneous provinces (based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic study of Altai Permian-Triassic granitoids) // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2017. – V. 8(4). – P. 1035-1047.
3. Крук Н.Н., **Гаврюшкина О.А.**, Руднев С.Н., Шокальский С.П., Васюкова Е.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Ковач В.П., Крук Е.А. Петрология гранитоидов Атуркольского массива (Горный Алтай) // *Петрология*. – 2017. – Т. 25. – №3. – С. 313-332.
4. Крук Н. Н., **Гаврюшкина О. А.**, Шокальский С. П., Травин А. В. Минералогия, геохимия и условия формирования пермо-триасовых внутриплитных гранитоидов Синюшенского массива (Горный Алтай) // *Литосфера*. – 2016. – № 2. – С. 5-23.

Избранные тезисы всероссийских и международных совещаний

1. **Гаврюшкина О.А.**, Крук Н.Н. Пермо-триасовые интрузивные ассоциации Алтая: геологическая позиция и петрогенезис // *Материалы совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)»*. – 20-23 октября 2020 г., Иркутск, ИЗК СО РАН. – Выпуск 18. – С. 69–71.
2. **Гаврюшкина О.А.**, Крук Н. Н. Вариации составов слюд в породах пермо-триасовых интрузивных серий Алтая // *Материалы пятой международной научной конференции «Корреляция алтаид и уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения»*. г. Новосибирск. – 2020. – С. 22.
3. **Гаврюшкина О. А.**, Крук Н.Н. Петрология пермо-триасовых габбро-гранитных серий Алтая // *Материалы III международной геологической конференции «Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании»*. – 28-31 августа 2017 г., г. Екатеринбург. – С. 73-75.
4. **Гаврюшкина О. А.**, Травин А.В., Крук Н.Н. Длительность формирования пермо-триасовых гранитоидов Алтая (по данным ^{40}Ar - ^{39}Ar изотопных исследований) // *Материалы третьей международной научной конференции «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения»*. – 29 марта – 1 апреля 2016 г., г. Новосибирск. – С. 58-59.

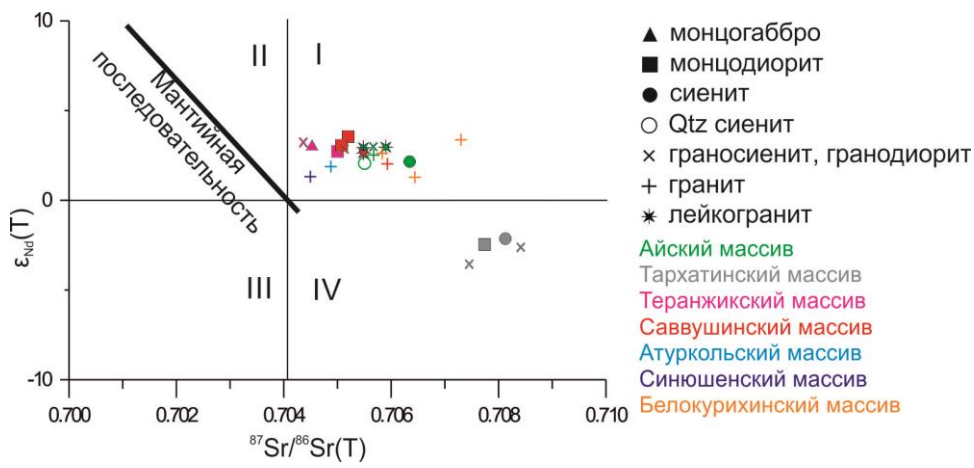


Приложение 1. Схема расположения пермо-триасовых интрузий в геологических структурах Российского Алтая (использована геологическая основа по [Куйбида, 2019] с дополнениями). Цифрами обозначены массивы: 1 – Айский, 2 – Атуркольский, 3 – Тархатинский, 4 – Теранджикский, 5 – Белокурихинский, 6 – Синюшенский, 7 – Саввушинский.

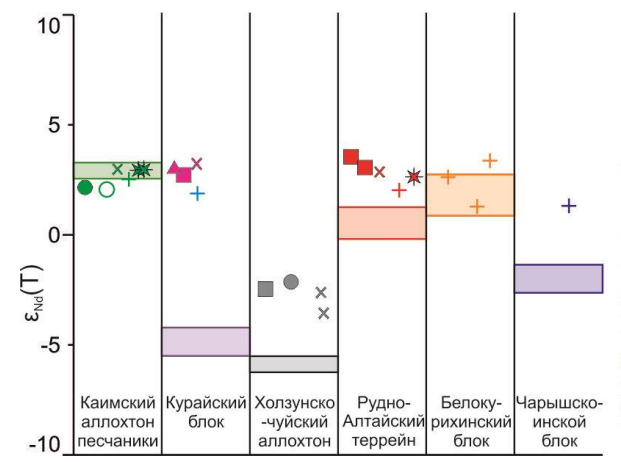


Приложение 2. Петрохимические диаграммы для пород пермо-триасовых интрузивных серий Алтая. а – TAS-диаграмма. Границы полей приведены в соответствии с [Le Maitre, 1989]; б – диаграмма SiO_2-K_2O . Границы полей приведены в соответствии с [Rickwood, 1989]; в – диаграмма $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O) - Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ (молекулярные количества [Maniar, Piccoli, 1989]; г – диаграмма $SiO_2-FeO_{tot}/(FeO_{tot}+MgO)$ [Frost et al., 2001], д – диаграмма SiO_2-MAL1 [Frost et al., 2001]. Поле гранитов LIP кратонов охватывает составы гранитов рапакиви [Ларин, 2009] и гранитоидов Актанского пояса [Донская и др., 2003, 2018]. Палигенные гранитоиды – Боровлянский массив Горного Алтая (D₃).

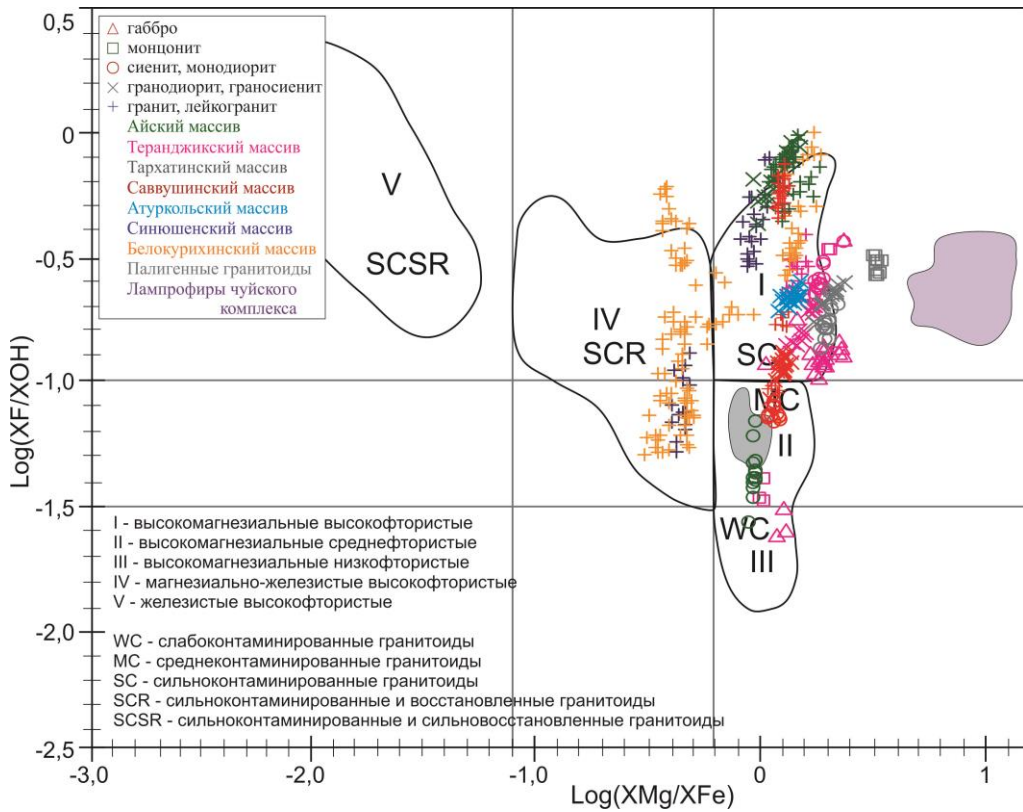
Приложение 3. а, б – Классификационные диаграммы $Zr+Nb+Ce+Y - FeO^*/MgO$ и $Zr+Nb+Ce+Y - Na_2O+K_2O/CaO$ [Whalen et al., 1987]. Поля: FG – фракционированные граниты, А – граниты А-типа, OGT – нефракционированные граниты M, S и I-типов; в, г – Дискриминационные диаграммы $Y+Nb - Rb$ и $Y - Nb$ [Pearce et al., 1984]. Поля: ORG – граниты океанических хребтов, VAG – граниты вулканических дуг, Syn-COLG – синколлизонные граниты, WPG – внутриплитные граниты; д – диаграмма $(Na_2O+K_2O) - Fe_2O_3 \cdot 5 - (CaO+MgO) \cdot 5$ (мол. кол.) [Гребенников, 2014]. Римскими цифрами обозначены поля кислых магматических пород главных геодинамических обстановок, по данным [Наумов и др., 2010]: I – обстановки проявления мантийных плюмов в условиях океанических плит (океанические острова и лавовые плато); II – обстановки внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек; III и IV – обстановки, связанные с субдукционными процессами (III – зоны островодужного магматизма, заложенные на океанической коре, IV – зоны магматизма активных континентальных окраин, вовлекающие в процессы магнообразования континентальную кору); V – обстановки задугового спрединга.



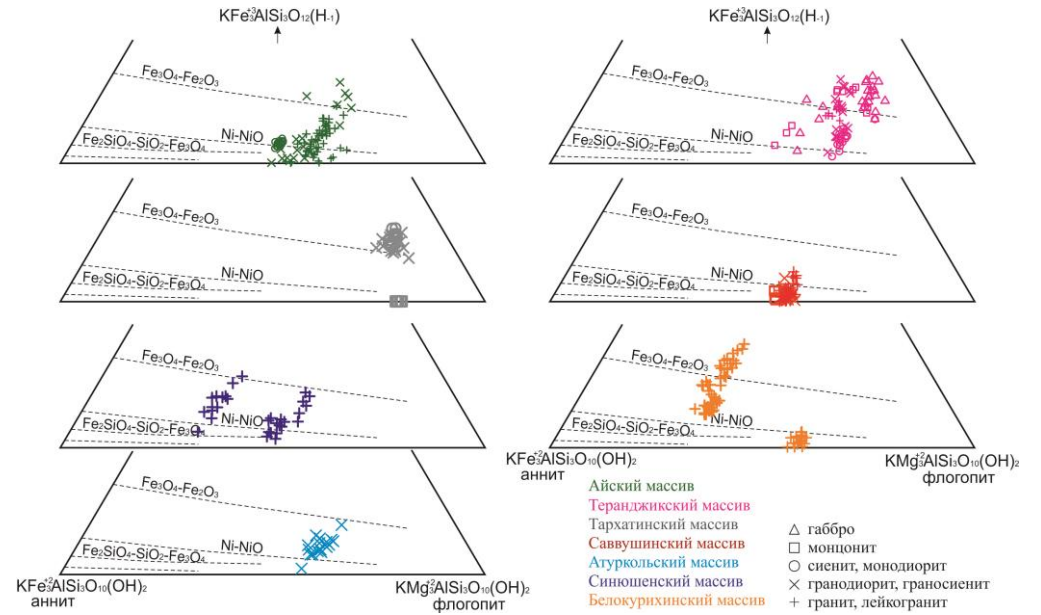
Приложение 4. Диаграмма в координатах $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T - \epsilon_{\text{Nd}}(T)$ для пород пермо-триасовых интрузивных ассоциаций Алтая.



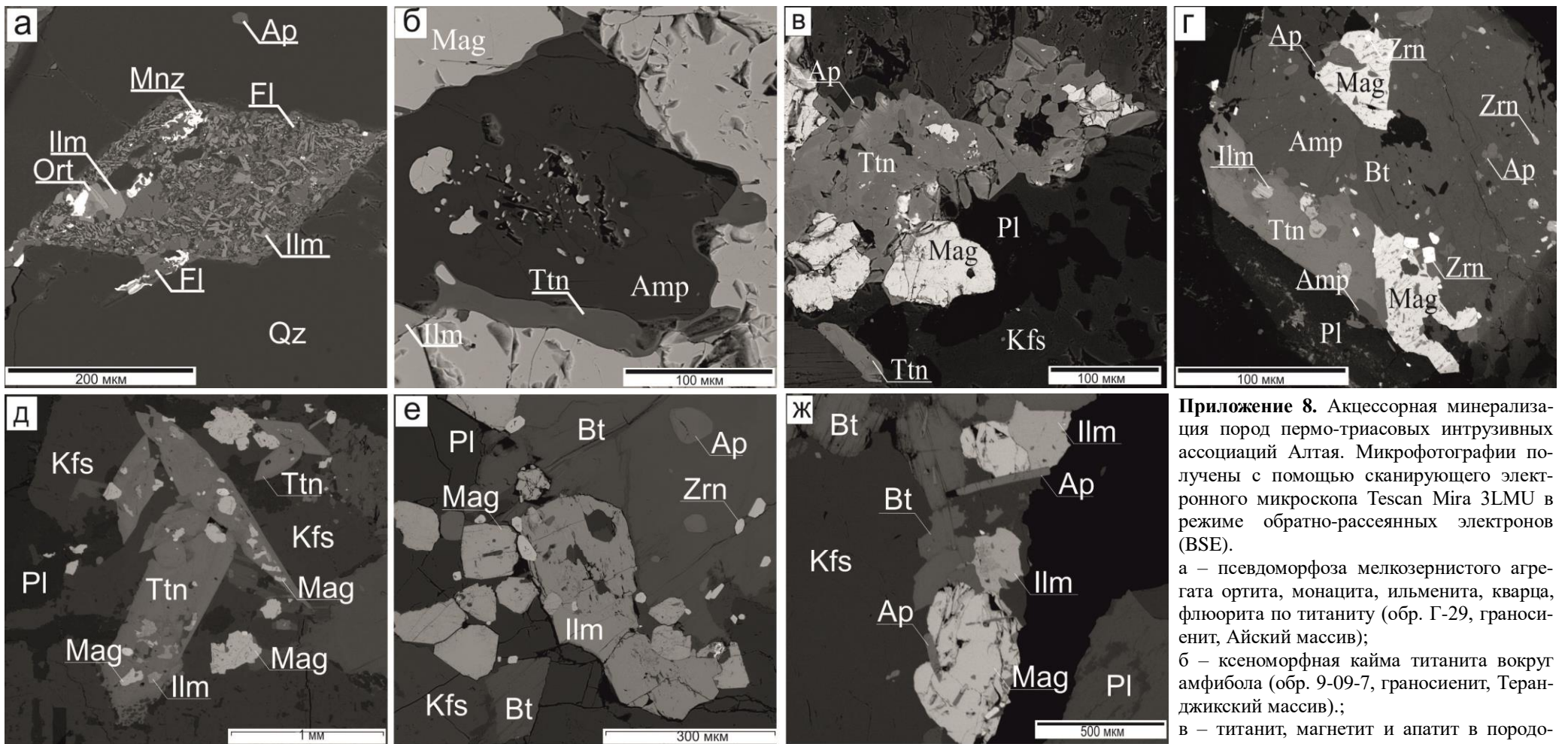
Приложение 5. Вариации изотопного состава Nd в породах пермо-триасовых интрузивных серий Алтая и породах верхней коры вмещающих геоблоков.



Приложение 6. Соотношение активности летучих компонентов и отношения содержаний магния и железа в биотитах из пород интрузивных ассоциаций Алтая. Поля нанесены в соответствии с [Ague, Brimhall, 1988]. Палигенные гранитоиды – Боровлянский массив Горного Алтая (D₃).



Приложение 7. Диаграммы составов тёмных слюдов в миналах аннит-флогопит-оксибиотит, характеризующие степень окисленности гранитоидных магм [Wones, Eugster, 1965].



Приложение 8. Акцессорная минерализация пород пермо-триасовых интрузивных ассоциаций Алтая. Микрофотографии получены с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan Mira 3LMU в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE).

а – псевдоморфоза мелкозернистого агрегата ортита, монацита, ильменита, кварца, флюорита по титаниту (обр. Г-29, граносиенит, Айский массив);
 б – ксеноморфная кайма титанита вокруг амфибола (обр. 9-09-7, граносиенит, Теранджикский массив);
 в – титанит, магнетит и апатит в породообразующих минералах (обр. 5-451, граносиенит, Тархатинский массив);
 г – включения ильменита в титаните с пятнистой зональностью в срастании с магнетитом в породообразующих минералах (обр. Г-3/3, диорит, Саввушинский массив);
 д – идиоморфные кристаллы титанита с включениями ильменита, магнетита и «фестончатými» краями (обр. 8-13-88/1, монцогранодиорит, Атуркольский массив);
 е – идиоморфные включения апатита, циркона, магнетита и ильменита в биотите и плагиоклазе, в кристалле ильменита тонкие включения магнетита (обр. 8-11-09, гранит, Синюшенский массив);
 ж – магнетит и ильменит, а также апатит и циркон в породообразующих минералах (обр. 8-1006/5, гранит, Белокурихинский массив).