

На правах рукописи

РУДНЕВ Сергей Николаевич

**РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ
И ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ**

специальность: 25.00.04 – петрология, вулканология

АВТОРЕФЕРАТ
диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

НОВОСИБИРСК 2010

Работа выполнена в Учреждении Российской академии наук Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук
Ферштатер Герман Борисович
(г. Екатеринбург)

доктор геолого-минералогических наук
Гладкочуб Дмитрий Петрович
(г. Иркутск)

доктор геолого-минералогических наук
Ножкин Александр Дмитриевич
(г. Новосибирск)

Ведущая организация: Институт геохимии им. А.П. Виноградова
СО РАН (г. Иркутск)

Защита состоится « 8 » июня 2010 г. в _____ часов на заседании
Диссертационного совета Д003.067.03 в Институте геологии и минералогии
им. В.С. Соболева СО РАН, в конференц-зале

Адрес: 630090, г. Новосибирск, просп. Акад. В.А. Коптюга, 3

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИГМ – ИНГГ СО РАН.

Автореферат разослан « ____ » _____ 2010 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета
доктор геолого-минералогических наук

О. М. Туркина

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Одна из важнейших проблем геологии Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) – это возрастное положение и тектоническая позиция гранитоидных батолитов. Впервые эта проблема была поставлена Ю.А. Кузнецовым и А.Л. Яншиным в 1960-х годах для раннепалеозойских батолитов Алтае-Саянской складчатой области (АССО) [Кузнецов, Яншин, 1969]. Было показано, что формирование батолитов не связано с “главной фазой складчатости”, а запаздывает во времени, причем гранитоидный магматизм распространяется далеко за пределы геосинклинальных прогибов, обнаруживая пространственно-временную сопряженность с интенсивными поднятиями, сопровождавшимися заложением и развитием глубинных разломов. Эту закономерность, обоснованную геологическими данными, так и не удалось вписать в орогенно-геосинклинальную концепцию, хотя и были предприняты попытки её объяснения через модели внутриконтинентальной тектономагматической активизации. В современных плейт-тектонических реконструкциях Центральной Азии проблема широкомасштабного гранитообразования в раннем палеозое остается дискуссионной. Одни исследователи относят эти батолиты к единой окраинно-континентальной магматической дуге, объясняя их формирование субдукционно-аккреционными процессами [Зоненшайн и др., 1976], другие – рассматривают их с позиции последовательной коллизии к Сибирскому континенту разновозрастных островодужных поясов и микроконтинентов [Моссаковский и др., 1993; Берзин и др., 1994].

Актуальность исследования раннепалеозойских гранитоидов, их возрастного положения, генезиса и геодинамической природы определяется тем, что они являются ключевыми магматическими комплексами, позволяющими определить главные рубежи и геодинамические режимы эволюции ЦАСП на раннепалеозойском этапе. Получение новой изотопно-геохимической и петрологической информации принципиально важно для понимания причин и механизмов широкомасштабного гранитообразования в структурах длительно развивавшегося складчатого пояса, оценки роли коровых и мантийных источников тепла и вещества в генерации гранитоидных магм.

Цель работы – реконструкция последовательности, условий и механизмов формирования гранитоидов на раннепалеозойском этапе эволюции ЦАСП.

Основные задачи исследований:

1) установление геологической позиции и внутреннего строения раннепалеозойских гранитоидных батолитов в различных сегментах АССО и Озерной зоны Западной Монголии;

2) изучение минералого-петрографического и петрогеохимического состава раннепалеозойских гранитоидных ассоциаций, участвующие в строении батолитов; анализ условий формирования и вероятных источников гранитоидных магм, выявление магматических ассоциаций, являющихся индикаторными для палеогеодинамических реконструкций;

3) проведение изотопно-геохронологических исследований (U-Pb и Ar-Ar методы) ключевых объектов с акцентом на установление: а) возрастной последовательности формирования магматических ассоциаций в том или ином батолите, б) длительности и периодичности магматических событий, в) этапов и масштабов гранитообразования в различных структурно-формационных зонах ранних каледонид АССО и Озерной зоны Западной Монголии на различных этапах геодинамической эволюции;

4) проведение изотопно-геохимических (Sm-Nd и Rb-Sr) исследований гранитоидов различного состава и возраста для: а) оценки характера магмообразующих

субстратов, б) выявления латеральных вариаций изотопного состава источников гранитоидных расплавов, в) анализа изменения **Sr-Nd изотопных характеристик** гранитоидов во времени.

Фактический материал и методы исследования. Основу работы составляют материалы, собранные автором с 1983 по 2008 гг. во время полевых работах в Алтае-Саянской складчатой области (Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Горный Алтай, Западный Саян, Восточная Тува) и в Западной Монголии (Озерная зона), и полученные по ним аналитические данные. Работа базируется на изучении более 2500 прозрачных шлифов, 1500 петрохимических и 190 редкоземельных анализов пород, из которых 25 выполнены инструментальным нейтронно-активационным методом, 165 – методом ICP-MS, а также на результатах U-Pb и Ar-Ar датирования (более 55 проб) и изотопно-геохимического **Sm-Nd (37 проб) и Rb-Sr (46 проб) исследования**. Петрогенные элементы определены методом РФА на установке СРМ-25 (аналитики – А.Д. Киреев, Н.М. Глухова, Ю.П. Колмогоров ИГМ СО РАН, г. Новосибирск; Н.Ю. Царева, Т.В. Попова, Н.Н. Ухова ИЗК СО РАН, г.Иркутск). Редкие элементы определены: 1) **ICP-MS на приборе Finigan Element (аналитики – И.В. Николаева, С.В.Палесский, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск)**, на установке VG Plasmquad PQ-2 (аналитики С.В. Пантеева, В.В. Маркова, ИЗК СО РАН, г. Иркутск) и приборе Finigan-elemen (аналитик – И.П. Шульпяков, МГП “Анакон”, г.Санкт-Петербург), 2) нейтронно-активационным методом (аналитики – С.Т. Шестель, В.С. Пархоменко, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). U-Pb изотопный возраст по циркону определялся: на ионном микрозонде SHRIMP-II (аналитики – Е.Н.Лепехина, А.Н.Ларионов, Д.И. Матуков И.П. Падерин, С.Л. Пресняков, Н.В. Родионов, С.А. Сергеев, ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург); “классическая” цирконометрия из микронавески – на масс-спектрометре TSN 206A (аналитик – Е.В. Бибикова, Т.И. Кирнозова ГЕОХИ РАН, г. Москва) и многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 (аналитики – А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, О.А. Левченков, И.В. Анисимова, А.Ф. Макеев, Н.И. Ро, С.З. Яковлева, ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург); катодолюминесцентные изображения получены на сканирующем электронном микроскопе АВТ55 (аналитик – Ю.В. Плоткина, ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург). Выделение акцессорных цирконов проводилось в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей и на концентраторе NELSON. Ar-Ag изотопные исследования выполнены на приборе Noble gas 5400 (аналитики – В.А. Пономарчук, А.В. Травин, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). **Sm-Nd изотопные исследования** проведены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI (аналитики – В.П. Ковач, Л.Б. Тереньева, ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург) и семиканальном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262, RPQ (аналитики – Т.Б. Баянова, С.А. Серов, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты). Rb-Sr изотопные исследования выполнены по валовым пробам и апатиту на масс-спектрометре МИ-1201 “Т” (аналитики – В.А. Пономарчук, В.Ю. Киселева, С.В. Палесский, Г.А. Докукина, Д.В. Семенова, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) и многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI (аналитики – В.П. Ковач, Л.Б. Тереньева, ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург).

Защищаемые положения

1. Формирование раннепалеозойских полихронных гранитоидных батолитов АССО и Озерной зоны Западной Монголии, происходило в возрастном диапазоне 570–440 млн. лет (U-Pb, Ar-Ag изотопные методы). Выделяется ряд возрастных рубежей гранитоидного магматизма, отвечающих двум основным геодинамическим этапам развития: *островодужному* – 570–560 и 550–520 млн. лет, *аккреционно-коллизионному*: 510–490, 480–470, 460–440 млн. лет. Основной объем гранитообразования приходится на рубеж позднего кембрия-ордовика и обусловлен процессами

сочленения островных дуг, задуговых бассейнов, океанических поднятий, микроконтинентов и в сочетании мощным прогревом коры за счет мантийных источников.

2. Раннепалеозойские гранитоиды Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии представлены породами трех петрохимических серий: толетовой (М-тип), известково-щелочной (I-тип) и монсонитоидной (А-тип). На *островодужном этапе* выделяются плагиогранитоиды М- и I-типа, на *аккреционно-коллизийном этапе* – гранитоиды М-, I- и А-типов. На всех возрастных рубежах наиболее широкое распространение имеют плагиогранитоиды I-типа, максимум развития которых приходится на рубеж позднего кембрия-ордовика.

3. По петрогеохимическим характеристикам плагиогранитоидные ассоциации АССО и Озерной зоны Западной Монголии подразделяются на высоко- и низкоглиноземистый типы. В *островодужной обстановке* высокоглиноземистые плагиограниты отражают формирование кремнекислых (адакитоподобных) магм за счет частичного плавления источников близких к N-MORB в субдуцирующей океанической плите ($P > 515$ кбар); низкоглиноземистые плагиогранитоиды формировались в результате плавления метабазитов в низах или в основании островной дуги ($P < 8$ кбар). В *аккреционно-коллизийной обстановке* формирование плагиогранитоидных ассоциаций происходило в результате плавления метабазитовых субстратов на различных уровнях утолщенной коры: высокоглиноземистых при $P > 15$ кбар в ее основании, а низкоглиноземистых – в менее глубоких условиях ($P \leq 8$ кбар).

4. По изотопно-геохимическим данным (**Sm-Nd и Rb-Sr методы**) раннепалеозойские гранитоидные ассоциации АССО и Озерной зоны Западной Монголии имеют различные магмогенерирующие субстраты. Для плагиогранитоидов *островодужного этапа* доминирующими были мафические источники, производные деплетированной мантии ($\epsilon_{Nd}(T) = +7.9...+4.7$, $T_{Nd}(DM-2st) = 0.65-0.85$ млрд. лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7034-0.7046$) при малом вкладе корового материала. Гранитоидные ассоциации *аккреционно-коллизийного этапа*, характеризуются широким диапазоном изотопных параметров ($\epsilon_{Nd}(T) = +6.6...+0.5$, $T_{Nd}(DM-2st) = 0.78-1.18$ млрд. лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7038-0.7096$), что отражает прогрессирующий вклад докембрийских коровых источников в маглообразование.

Научная новизна. Впервые проведена петрологогеохимическая типизация раннепалеозойских гранитоидных ассоциаций для крупного региона ЦАСП, включающего Алтае-Саянскую складчатую область и Западную Монголию. На основе систематического изотопного датирования установлены главные рубежи гранитообразования в возрастном диапазоне от 570 до 440 млн. лет и обоснована их связь с двумя этапами геодинамической эволюции ЦАСП: островодужным и аккреционно-коллизийным. Доказано, что основной объем гранитоидов был сформирован на аккреционно-коллизийном этапе. Причиной широкомасштабного гранитообразования служил вклад мантийных источников тепла, что доказывается субсинхронным проявлением базитового магматизма. Выделены три статистически достоверных импульса аккреционно-коллизийного магматизма: 510–490, 480–470, 460–450 млн. лет, и выявлена резкая асимметрия в масштабах гранитообразования на различных рубежах в северном Алтае-Кузнецко-Батеневско-Саянском и южном Тувино-Монгольском мегаареалах. На основании петрогеохимических и изотопных характеристик установлено резкое преобладание плагиогранитоидных ассоциаций, что обусловлено преимущественно мафическим составом коры, представленной островодужными и океаническими комплексами. Впервые показано, что близкие по составу плагиогранитоидные ассоциации островодужного и аккреционно-коллизийного этапов имеют различные изотопно-геохимические параметры, что связано с изменением характера их базитовых источников и(или) роли корового материала в маглообразовании.

Практическая значимость. Результаты исследований могут быть использованы при средне-, крупномасштабном картировании, разработке и корректировке региональных схем магматизма, для решения петрологических задач, геодинамических реконструкций и прогнозно-поисковых работ.

Апробация работы и публикации. По теме диссертации опубликовано 66 работ, включая 24 статьи в рецензируемых журналах и 2 монографии. Исследования по теме диссертации проводились в рамках планов научно-исследовательской работы ИГМ СО РАН, при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 97-05-65961, 98-05-65266, 98-05-65294, 00-05-65309, 03-05-65081, 04-05-64443, 06-05-64767), президиума СО РАН (проект № 6.5, 13), Совета при Президенте РФ (НШ-4933.2006.5, 2715.2008.5), программы ОНЗ РАН “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского пояса (от океана к континенту)”, международных проектов IGCP-420 “Continental Growth in the Phanerozoic: evidence from Central Asia” (2000–2002) и проекта по созданию геодинамической, тектонической и металлогенической карты Северной Азии (Eds. J. Nokleberg et al., 2004–2006), а также в рамках договоров о научном сотрудничестве и хозяйственных договоров ИГМ СО РАН с ФГУГП “Запсибгеолсъемка” (Новокузнецк), Алтайской поисково-съемочной экспедицией МПР РФ (Бийск) и Красноярской геолого-съемочной экспедицией МПР РФ (Красноярск). Материалы автора использованы при создании Госгеолкарты 200/2 и 1000/3, а также представлены в виде устных докладов на Российских и международных конференциях и совещаниях: Новосибирск (1996–2004), Томск (2002–2007), Москва (1998–2007), Санкт-Петербург (2003, 2009), Екатеринбург (2009), Иркутск (2002–2008), Улан-Удэ (2008), Апатиты (2005).

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, восьми глав, заключения и списка литературы (598 наименований), содержит 134 рисунка, 40 таблиц, всего 521 страница.

Работа выполнена в лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций Института геологии и минералогии СО РАН. Автор выражает благодарность Г.А. Бабину, А.Г. Владимирову, А.Э. Изоху, В.И. Коваленко, Н.Н. Круку, Ф.А. Летникову, Г.В. Полякову, Е.В. Складову, А.Е. Телешеву, О.М. Туркиной, В.В. Ярмолюку за активное обсуждение и сделанные критические замечания работы на всех стадиях ее подготовки, а также Т.Б. Баяновой, А.С. Борисенко, С.М. Борисову, В.Г. Владимирову, Н.И. Волковой, И.В. Гаськову, О.П. Герасимову, И.В. Гордиенко, А.С. Гибшеру, А.Н. Дистановой, Г.А. Докукиной, В.Ю. Киселевой, П.Ф. Ковалеву, В.П. Ковачу, И.К. Козакову, А.Б. Котову, Е.А. Крук, В.И. Лебедеву, Ф.П. Митрофанову, А.А. Монгуш, И.В. Николаевой, С.В. Палесскому, Ю.В. Плоткиной, В.А. Пономарчуку, Е.Б. Сальниковой, П.А. Серову, А.М. Сугораковой, Н.Ф. Тереди, А.В. Травину, В.С. Федоровскому, С.В. Хромых, Р.А. Шелепаеву, С.П. Шокальскому, Т.С. Юсупову за неизменную поддержку и содействие в проведении аналитических и геологических исследований. Неоценимую помощь в редакционной и технической подготовке диссертации и автореферата, оказали А.В. Владимирова, И.В. Добрынина.

Глава 1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ. КРАТКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК. ВЫБОР ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ И ПОДХОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

В структурах ЦАСП раннепалеозойский интрузивный магматизм наиболее широкое развитие получил в раннекаледонских структурах АССО и Западной Монголии (~340 000 км²). Он проявился в формировании крупных гранитоидных батолитов

или серии сближенных друг с другом массивов или плутонов, в совокупности образующие протяженные магматические пояса в юго-западном складчатом обрамлении Сибирской платформы.

Представленные в составе раннепалеозойских батолитов магматические образования (мартайгинский, улень-туимский садринский, таннуольский и тохтоген-шилский комплексы, ранний кембрий) рассматривались ранее в качестве представителей формации гранитоидных батолитов “пестрого состава” [Кузнецов, 1964]. Было высказано предположение о гибридном происхождении этих ассоциаций, а сам генезис батолитов объяснен с позиций многократного (пульсационного) магматического замещения *in situ* гранитной магмой вмещающих пород. Результаты геологических и геохронологических исследований последних лет показали, что батолиты именно более сложное строение, и в их составе обособляется ряд магматических ассоциаций (комплексов), возраст которых варьирует в диапазоне от позднего венда до ордовика включительно [Владимиров и др., 1999; Шокальский и др., 2000; Ярмолюк и др., 2002, 2008; Руднев и др., 2004]. Полученные данные изменили ранее существовавшие схемы интрузивного магматизма и на новом уровне позволили корректно провести повременное районирование и межрегиональную корреляцию магматических комплексов.

В настоящей работе корреляция раннепалеозойских магматических событий Центральной Азии (АССО и Западная Монголия) построена пространственно-временных ассоциациях геологических комплексов: вулканоплутонические пояса (ВПП) – палеоструктуры с высокой магматической активностью и палеобассейны (палеоструктуры с доминированием осадочных комплексов) и определяющей ролью магматических комплексов в истории их геотектонического развития (Прил. 1) [Шокальский и др., 2000]. Такой подход в какой-то мере близок к террейновому анализу [Берзин и др., 1994]. С этой позиции ассоциация фрагментов (тектонических блоков) и деформированных сегментов вулканоплутонических поясов ($V-C_1$) в сочетании с деформированными осадочными бассейнами близкого возраста может восприниматься как коллаж древних террейнов, прорванных “сшивающими” структуру гранитоидными батолитами. Для районирования вулканоплутонических поясов принята следующая иерархия: сектор пояса – вулканический (плутонический) ареал – вулканический (плутонический) массив. Вулканоплутонические пояса отвечают наиболее крупным магматическим событиям (процессам) и представляет собой широкие (150–200 км) протяженные (800–1500 км) магматические структуры с длительным (40–80 млн. лет) развитием, сопоставимые с современными аналогами – структурами островных дуг. Важным моментом ранжирования магматических структур является выделение плутонических и вулканических ареалов – дискретных вулканических полей или групп сближенных интрузивов. В отличие от единичного интрузивного или вулканического массива магматический ареал дает более полное представление о составе, строении и эволюции соответствующего комплекса или серии комплексов. Дальнейший анализ всей совокупности ареалов дает возможность понять полноту объема, пространственного и возрастного положения и металлогении магматических комплексов и их связей с тектоническими обстановками.

Изложенный выше подход был использован автором при изучении гранитоидного магматизма в АССО и Озерной зоне Западной Монголии на венд-кембрийском и позднекембрийско-ордовикском этапах их развития (Прил. 1, 2).

Венд-кембрийский возрастной этап (570–520 млн. лет), определяющий основные черты геологического строения этих регионов, характеризуется широким развитием магматических, в первую очередь вулканических пород. В их распределении проявляется отчетливый поясовый характер. С запада на восток сменяют

друг друга Алтае-Салаирский, Салаирский, Алтае-Кузнецкий, Алатауский, Алтае-Северосаянский, Тувино-Западно-Саянский (Куртушибинский, Борусский), Тувинский (Таннуольский) вулканоплутонические пояса (ВПП) в АССО и Озерный пояс в Западной Монголии. По палеомагнитным данным [Диденко и др., 1994; Метелкин, 1998; Казанский и др., 2002] эти пояса в раннем кембрии представляли собой единую протяженную дугу, находившуюся на значительном расстоянии от Сибирского кратона, а в более позднее время в результате тектонических процессов она была разбита на отдельные составные части, которые в современных координатах представлены в виде разноориентированных и сдвинутых относительно друг к друга фрагментов вулканических поясов. Вулканические пояса отличаются друг от друга длительностью и интенсивностью магматизма, набором магматических и осадочных комплексов, их вещественными характеристиками [Шокальский и др., 2000; Бабин и др., 2001]. В зависимости от состава пород в АССО и Западной Монголии они подразделяются на два класса. К первому классу относятся ВПП с островодужными характеристиками – Салаирский, Алатауский, Алтае-Северосаянский, Тувинский (Таннуольский) и Озерный. Ко второму классу относятся ВПП, характеризующиеся обстановками окраинных морей и (или) океанического дна – Алтае-Салаирский, Алтае-Кузнецкий, Тувино-Западно-Саянский (Прил. 1). Следует отметить, что венд-кембрийский этап гранитоидного магматизма в АССО и Западной Монголии наиболее широко проявился только в поясах островодужного типа. В этих поясах интрузивный магматизм имеет ареальный характер развития, как это и наблюдается в современных островных дугах.

На позднекембрийско-ордовикском этапе (510–450 млн. лет) рассматриваемая часть ЦАСП была вовлечена в аккреционные и коллизионные процессы, выражавшиеся в сочленении фрагментов островных дуг, задуговых бассейнов, океанических островов и микроконтинентов, а также складчатости и покровообразовании, широко-масштабном проявлении синколлизионного базитового магматизма и регионального высокоградиентного метаморфизма [Владимиров и др., 1999; Ярмолюк и др., 2003, 2006, 2008; Изох и др., 2001]. В итоге неоднократное проявление этих процессов в одних и тех же структурах привело к формированию обширных полей гранитоидов, которые на современном эрозионном срезе, представлены сложнопостроенными гранитоидными батолитами и/или плутонами. В их контурах пространственно совмещены разнообразные по вещественному составу и возрасту интрузивные ассоциации, формировавшиеся как на островодужном ($V-C_1$), так и аккреционно-коллизионном (C_3-O) тектономагматических этапах.

В качестве объектов исследования выбраны гранитоидные батолиты и плутоны Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Горного Алтая, Западного Саяна, Восточной Тувы и Озерной Зоны Западной Монголии. Выбор объектов исследования не случаен, поскольку входящие в состав этих батолитов гранитоидные ассоциации являются реперными в схеме интрузивного магматизма этих регионов. Основой к выделению, описанию, расчленению интрузивных ассоциаций являются работы Ю.А. Кузнецова [Кузнецов, 1964] и Э.П. Изоха [Изох и др., 1978]. Для петрогеохимического анализа гранитоидных ассоциаций использована систематика гранитов на M, I, S и A-типы, основанная на вещественных характеристиках [Chappell, White, 1974; White, 1979; Loiselle, Wones, 1979], дополненная разделением плагиигранитоидов I-типа на высоко- и низкоглиноземистые разновидности [Арт, 1983].

Глава 2. РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ АССОЦИАЦИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Раннепалеозойские интрузивные ассоциации в северной части Кузнецкого Алатау изучены на примере *Кожуховского*, *Дудетского* и *Центрального плутонов*, расположенных в различных структурно-формационных зонах ранних каледонид этого региона.

Кожуховский плутон ($>400 \text{ км}^2$) расположен среди вулканитов чумайского плагиориолит-базальтового комплекса ($V-E_1$) Чумайском сектора Алатауского ВПП островодужного типа (Прил. 1). В строении Кожуховского плутона участвуют породы четырех интрузивных комплексов, формировавшиеся в возрастном диапазоне 532–500 млн. лет и отличающиеся друг от друга вещественным составом и геодинамическими условиями формирования. С островодужным этапом в Кожуховском плутоне связано формирование перидотит-пироксенит-габброноритовой ассоциации (Усть-Кожуховский массив) и тылинского диорит-тоналит-плагиогранитного комплекса (Тылинский массив – 532.0 ± 2 млн. лет, Прил. 2) [Шокальский и др., 2000; Руднев и др., 2006, 2008].

Тылинский диорит-тоналит-плагиогранитный массив имеет многофазное строение. В его составе выделяются: кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты и лейкоплагиограниты. Все разновидности пород (при вариациях SiO_2 58–78 мас.%) характеризуются низкими содержаниями K_2O (0.14–0.6 мас.%), Rb (2.4–5.4 г/т), Sr (161–225 г/т), Ba (86–111 г/т), Y (7.2–22.9), Hf (1.1–1.7 г/т), Zr (59–62 г/т), Nb (0.6–0.7 г/т), Ta (0.3–0.33 г/т), $\Sigma\text{PЗЭ}$ (14.8–40.2 г/т), пологими спектрами РЗЭ и наличием Eu-максимума ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 0.94\text{--}1.36$; $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 1.36\text{--}4.23$). По петрогеохимическим характеристикам они относятся к гранитоидам толеитовой серии (М-тип, Приложение 3А). По содержанию Yb (0.8–2.5), Al_2O_3 (<15 мас.%) они отвечают плагиогранитоидам низкоглиноземистого типа (Прил. 4а). Плагиограниты характеризуются величинами $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = +4.7$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7043$ [Руднев и др., 2007] (Прил. 5а). Пониженные в сравнении с деплетированной мантией значения ε_{Nd} и наличие Nb- и Ti- минимумов для плагиогранитов по-видимому отражают субдукционные характеристики их метабазитового субстрата.

С аккреционно-коллизийным этапом (~ 500 млн. лет, Приложение 2) связано формирование пород мартайгинского диорит-тоналит-плагиогранитного комплекса Кожуховского массива (500.4 ± 7.0 млн. лет) и краснокаменского монцодиорит-граносиенитового комплекса Краснокаменского массива (503.9 ± 7 млн. лет) [Борисов и др., 1996, 1999; Руднев и др., 2007, 2008]. Кожуховский массив имеет многофазное строение. Интрузивные образования этого массива прорывают породы Тылинского массива и, в свою очередь интрузируются гранитоидами Краснокаменского массива. По петрогеохимическому составу породы Кожуховского массива относятся к гранитоидам известково-щелочной серии (I-тип). В отличие от плагиогранитоидов М-типа Тылинского массива, они характеризуются более высокими содержаниями Na_2O (2.5–4.5 мас.%) и K_2O (0.6–2.4 мас.%), Rb (11–44 г/т), Sr (274–401 г/т), Ba (164–1105 г/т), Hf (1.2–5.7 г/т), Zr (32–246 г/т), Nb (0.64–2.42 г/т) и $\Sigma\text{PЗЭ}$ (49–111 г/т), преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 2.8\text{--}6.7$), а также наличием минимумов по Eu ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.69\text{--}0.95$), Nb (Ta) и Ti (Приложение 3д). По содержанию Al_2O_3 (~ 15 мас.%), Yb (2.0–2.3 г/т) они отвечают плагиогранитоидам низкоглиноземистого типа (Прил. 4б). Sr-Nd-изотопные исследования демонстрируют значения $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = +4.2$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7038$ и $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.89$ млрд. лет (Прил. 5а).

Интрузивные образования краснокаменского монцодиорит-сиенит-граносиенитового комплекса одноименного массива среди раннепалеозойских образований являются наиболее поздними. По петрогеохимическому составу они относятся к гранитоидам монцитонитовой серии (А-тип). По сравнению с породами Кожуховского массива, они имеют более высокие содержания $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (7.3–8.7), K_2O (1.8–4.0 мас. %), Rb (14–58 г/т), Sr (510–1053 г/т), Ba (660–2720 г/т), Nb (2.82–6.24 г/т) и $\Sigma\text{РЗЭ}$ (38–118 г/т). Редкоземельные и мультиэлементные спектры свидетельствуют о преобладании легких лантаноидов над тяжелыми ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 4.7\text{--}6.6$) и наличии минимумов по Eu ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.7\text{--}1.2$), Nb (**Та**) и Ti (**Прил. 3з**). По Sr-Nd-изотопным характеристикам субщелочные гранитоиды Краснокаменского массива ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +4.8$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.85$ млрд. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7047$) практически не отличаются от пород Кожуховского и Тылинского массивов (**Прил. 5а**).

Дудетский плутон (>500 км²) расположен в Центрально-Мартайгинском сегменте Алтае-Кузнецкого ВПП океанического типа (**Приложение 2**). Этот пояс характеризуется широким развитием вулканитов ОВ-типа усть-анзасского трахит-трахибазальт-базальтового (V-C_1) и берикольского риодацит-базальт-трахибазальтового (C_2) комплексов. Формирование раннепалеозойских магматических ассоциаций в этом плутоне происходило в возрастном диапазоне 510–485 млн. лет. Характерной особенностью является развитие только пород субщелочной серии (А-тип). Среди них, наиболее ранними являются габброиды таскыльского комплекса (C_2) [Кривенко, 1973] и щелочногабброидная (карботатитсодержащая) ассоциация верхнепетропавловского комплекса (509±10 млн. лет) [Врублевский и др., 2003, 2005]. Среди более поздних ассоциаций выделяются породы малодудетского монцогаббро-монцодиорит-сиенитового комплекса и карнапольского граносиенит-меланогранитного комплекса.

Малодудетский монцогаббро-монцодиорит-сиенитовый комплекс изучен на примере Малодудетского, Кайдаловского и Ударнинского массивов. U-Pb изотопный возраст циркона из монцодиоритов Малодудетского массива составляет 485.0±3 млн. лет; сиенитов Кайдаловского и Ударнинского массивов – 498.4±1 и 495.2±5 млн. лет, соответственно. По составу интрузивные образования малодудетского комплекса относятся к А-типу. С ростом кремнекислотности пород ($\text{SiO}_2 = 52.8\text{--}66.3$ мас. %) резко возрастают их щелочность и калиевоность ($\text{K}_2\text{O} = 1.6\text{--}6.0$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.5\text{--}13.2$ мас. %). Для них свойственны широкие вариации Sr (41–658 г/т), Ba (317–1099 г/т), Rb (18–148 г/т), Hf (1.2–12.2 г/т), Zr (40–719 г/т), Y (9.9–39.8 г/т), Nb (21.6–71.9 г/т), Ta (1.3–3.8 г/т) и $\Sigma\text{РЗЭ}$ (45–231 г/т). Из других особенностей отмечаются преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 4.0\text{--}14.9$), наличие минимума по Eu ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.38\text{--}1.0$) и отсутствие Nb- и Ta-минимума (**Прил. 3з**). Породы малодудетского комплекса (**Приложение 5А**) обладают широкими вариациями ϵ_{Nd} (+6.6...+1.9) и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7047\text{--}0.7052$.

Гранитоиды карнапольского граносиенит-гранитного комплекса (одноименный массив) являются более поздними. U-Pb изотопный возраст циркона из гранитов второй фазы составляет 491.9±7.5 млн. лет. По петрогеохимическому составу интрузивные образования карнапольского комплекса относятся к А-типу. В отличие от пород малодудетского комплекса, они характеризуются более высокой кремнекислотностью ($\text{SiO}_2 = 63.8\text{--}72.0$ мас. %), пониженными содержаниями Na_2O (7.2–8.6 мас. %) и K_2O (2.1–4.1 мас. %), но более высокими Sr и Ba и наличием слабого минимума по Nb (**Та**) (**Приложение 3з**). Сравнение состава субщелочных пород краснокаменского комплекса и карнапольского комплекса показало, что последние имеют более высокие содержания TiO_2 , P_2O_5 , Sr (205–442 г/т), Y (6.2–10.2 г/т) и тяжелых РЗЭ, но

более низкие Zr (125–209 г/т), Hf (3.4–6.5 г/т), Ta (0.9–1.3 г/т), Nb (9.2–13.9 г/т). По Sr-Nd изотопным параметрам ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +3.6$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.94$ млрд. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7047$) породы карнаульского комплекса (Карнаульский массив) близки к сиенитам Кайдаловского массива, что позволяет предполагать близкие составы их источников (Приложение 5А).

Центральнинский плутон (~400 км²) расположен на стыке структур Алатауского и Алтае-Кузнецкого ВПП (Прил. 2). Плутон имеет многофазное строение, и в его составе выделяются кварцевые диориты, гранодиориты и граниты. U-Pb изотопный возраст циркона из гранодиоритов главной фазы плутона составляет 478.6±6.6 млн. лет. По петрогеохимическим характеристикам породы плутона относятся к гранитоидам I-типа. По мере увеличения кремнекислотности пород ($\text{SiO}_2 = 58\text{--}72$ мас.%) наблюдается возрастание содержаний Na_2O (2.52–4.38 мас.%) и K_2O (0.82–2.34 мас.%). Породы характеризуются широкими вариациями содержаний Rb (23–45 г/т), Sr (343–678 г/т), Ba (386–809 г/т), $\Sigma\text{PЗЭ}$ (83–118 г/т), Nb (0.6–9.2 г/т), Ta (0.01–1.11 г/т), Zr (116–361 г/т) и Hf (3.4–10.2 г/т), преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 7.3\text{--}14.1$; $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{N}} = 0.7\text{--}1.2$), наличием минимумов Nb (Ta) и Ti (Приложение 3ж). Результаты Sr-Nd изотопных исследований демонстрируют значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +3.0$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.98$ млрд. лет и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7039$ (Прил. 5а).

Глава 3. РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ АССОЦИАЦИИ СЕВЕРО-САЯНСКОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОГО САЯНА

Раннепалеозойский магматизм в Северо-Саянской зоне Западного Саяна (северный сегмент Алтае-Северосаянского ВПП островодужного типа) изучен на примере Енисейского и Табатского плутонов (Майнская интрузия, >500 км², Приложение 1), являющихся самыми крупными интрузивными образованиями в этом регионе [Поляков и др., 1978; Руднев и др., 2003, 2005, 2009]. Интрузивные образования, участвующие в строении этих плутонов ранее относили к майнскому тоналит-плагиогранитному комплексу ($\text{C}_1 \div \text{C}_2$) [Смышляев, 1957, 1958; Зальцман и др., 1996]. Породы комплекса прорывают островодужные вулканогенные отложения нижнемонокского базальт-плагиориолитового комплекса (C_1^1) и сами перекрываются вулканогенными отложениями верхнемонокского базальтового комплекса (C_1^2) с галькой плагиогранитов майнского комплекса в ее основании. Среди пород основного состава, предшествующих гранитоидам майнского комплекса, выделяются габброиды субботинского и лысогорского комплексов (C_1) [Поляков и др., 1978; Бабин и др., 1999]. Результаты исследований пород майнского комплекса позволяют выделить в его составе две самостоятельные магматические ассоциации, отличающиеся друг от друга по вещественному составу, возрасту и гединамическим условиям формирования [Руднев и др., 2003, 2005, 2009].

К островодужным образованиям относятся породы майнского тоналит-плагиогранитного комплекса. U-Pb изотопный возраст циркона из плагиогранитов майнского комплекса составляет для Енисейского плутона – 524.3±4 млн. лет и Табатского плутона – 525±10 млн. лет [Рублев, 2001; Руднев и др., 2005, 2009]. По петрохимическому составу они относятся к гранитоидам I-типа. Для них отмечается преобладание Na_2O (3.31–5.15 мас.%) над K_2O (0.25–1.0 мас.%), низкие содержания Rb (4–18 г/т), Sr (137–228 г/т), Ba (197–575 г/т), Th (1.4–3.2 г/т), Nb (1.1–6.6 г/т), Ta (0.1–0.5 г/т) и повышенные Y (26–52 г/т), Zr (53–483 г/т), Hf (1.3–9.4 г/т), слабое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($\Sigma\text{PЗЭ} = 31\text{--}135$ г/т, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1.2\text{--}5.6$) и отрицательные аномалии по Eu ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{N}} = 0.6\text{--}1.0$), Nb (Ta) и Ti (Прил. 3б). По содержанию Al_2O_3 (<15 мас.%), Yb (1.77–5.90 г/т) они отвечают плагиогранитоид-

дам низкоглиноземистого типа (Прил. 4а). Плагиигранитоиды майнского комплекса (Приложение 5Б) характеризуются следующими изотопными параметрами: $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +4.9 \dots +6.1$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.85\text{--}0.77$ млрд. лет и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7042$ [Рублев, 2001; Руднев и др., 2005].

С аккреционно-коллизией обстановкой в Северо-Саянской зоне Западного Саяна связывается формирование пород куртахского диорит-тоналит-плагиигранитного комплекса (одноименный массив, Прил. 2). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопный возраст магматической роговой обманки из кварцевых диоритов этого комплекса равен 493 ± 3 млн. лет [Руднев и др., 2003, 2009]. Породы куртахского комплекса относятся к гранитоидам М-типа, но в отличие от майнского комплекса, они характеризуются крайне низкими содержаниями K_2O (0.1–0.56 мас.%), Rb (1.5–8.0 г/т), Ba (23–176 г/т), Nb (0.5–0.9 г/т), Zr (23–100 г/т), Y (7.6–17.4 г/т), Hf (0.7–2.5 г/т) и $\Sigma\text{PЗЭ}$ (16–32 г/т), пологими спектрами распределения РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0.8\text{--}1.3$). Из других особенностей плагиигранитоидов этого комплекса можно отметить наличие минимума по Nb (Ta) и Ti (Прил. 3г). По индикаторным элементам Al_2O_3 (<15 мас.%), Yb (1.29–2.01 г/т) породы куртахского комплекса, также как и майнского, отвечают плагиигранитоидам низкоглиноземистого типа (Прил. 4б). По Nd-изотопным параметрам плагиигранитоиды куртахского комплекса ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +5.4$) не отличаются от таковых майнского комплекса (Прил. 5б).

Глава 4. РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ АССОЦИАЦИИ ГОРНОЙ ШОРИИ

Раннепалеозойский гранитоидный магматизм в этом регионе представлен в Садринском ареале (западный сектор Алтае-Северосаянского ВПП островодужного типа) и Верхнекондомском ареале (юго-восточный сектор Алтае-Кузнецкого ВПП океанического типа) [Шокальский и др., 2000; Бабин и др., 2001; Руднев и др., 2004] (Приложения 1, 2).

В Садринском ареале гранитоидные ассоциации наблюдаются в составе Кштинского (~5 км²), Садринского (>400 км²), Базлинского (>30 км²) и других массивов, становление которых происходило в возрастном диапазоне 545–500 млн. лет и связано с островодужной и аккреционно-коллизией обстановками. Вмещающими образованиями для этих массивов являются вулканогенные образования каечакского базальтового комплекса (N-MORB-типа) и садринского базальт-плагииориолитового комплекса островодужного типа (V- C_1).

С островодужным этапом связано формирование породы тоналит-плагиигранитной ассоциации Кштинского массива (Приложение 1). U-Pb изотопный возраст циркона из плагиигранитов составляет 545 ± 4 млн. лет [Бабин и др., 2007]. По составу породы массива отвечают гранитоидам I-типа. С ростом SiO_2 (58–75%) в них наблюдается возрастание K_2O (0.64–2.53 мас.%), Na_2O (3.11–4.78 мас.%), Ba (283–422 г/т), Zr (12–57 г/т), Hf (0.4–2.0 г/т) и снижение Sr (387–168 г/т), Y (12.0–1.7 г/т). Спектры распределения редких элементов и РЗЭ свидетельствуют о резком преобладании легких лантаноидов над тяжелыми ($\Sigma\text{PЗЭ} = 29\text{--}34$ г/т, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 3.1\text{--}35.6$), положительной Eu-аномалии ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{N}} = 1.1\text{--}1.8$) и минимумах по Nb (Ta) и Ti (Приложения 3в). По содержанию Al_2O_3 (>15 мас.%), Yb (0.19–1.20 г/т) породы отвечают плагиигранитоидам высокоглиноземистого типа (Прил. 4а). Породы Кштинского массива имеют высокие величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +7.5$ и $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.66$ млрд. лет (Прил. 5б).

С аккреционно-коллизией процессами связано становление гранитоидов садринского диорит-тоналит-плагиигранитного комплекса (Садринский, Базлин-

ский, Лебедской и др. массивы, Прил. 2). Садринский комплекс наиболее детально изучен на примере монофазного Садринского плутона и Базлинского массива. U-Pb изотопный возраст циркона из этих интрузивов составляет 501.8 ± 2.9 и 505 ± 8 млн. лет, соответственно. По петрохимическому составу породы комплекса отвечают гранитоидам I-типа. По мере увеличения кремнекислотности пород (56–75 мас.%) отмечается увеличение содержания Na_2O (3.4–6.5 мас.%), K_2O (1.1–3.1 мас.%), Rb (12–30 г/т), Ba (424–861 г/т) и уменьшение Sr (739–427 г/т), Y (18.7–5.1 г/т) и $\Sigma\text{PЗЭ}$ (82–29 г/т). Для них характерно слабое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 3.5\text{--}7.7$), наличие разнонаправленных Eu аномалий ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.9\text{--}1.6$) и минимумов по Nb (Ta) и Ti (Прил. 3е). По содержанию Al_2O_3 (>15 мас.%), Yb (0.46–1.61 г/т) они отвечают плагиогранитоидам высокоглиноземистого типа (Прил. 4.). Nd-изотопные данные (Прил. 5б) свидетельствуют о высоких значениях $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = +6.4 \dots +6.9$ и позднечетвертичного Nd-модельного возраста ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.67\text{--}0.71$ млрд. лет).

В Верхнекондомском ареале Алтае-Кузнецкого ВПП (Мрасское антиклинорное поднятие), раннепалеозойский гранитоидный магматизм представлен серией интрузий верхнекондомского монцодиорит-гранодиорит-гранитного комплекса. Петротипом комплекса является многофазный Верхнекондомский плутон, расположенный среди вулканитов усть-анзасского трахибазальт-базальтового комплекса ОИВ-типа (V– C_1). U-Pb изотопный возраст циркона из гранитов Верхнекондомского плутона составляет 492.9 ± 8.4 млн. лет. По петрогеохимическим характеристикам интрузивные образования относятся к гранитоидам А-типа. По мере роста кремнекислотности пород (55–75 мас.%) наблюдается увеличение щелочности и калиевого содержания ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5\text{--}7.8$ и $\text{K}_2\text{O} = 1.3\text{--}4.2$ мас.%). В отличие от садринского комплекса гранитоиды характеризуются более высокими содержаниями Rb (28–56 г/т), Sr (726–1040 г/т), Ba (488–912 г/т), Nb (24–56 г/т), $\Sigma\text{PЗЭ}$ (60–249 г/т) и обладают более высокими отношениями $(\text{La}/\text{Yb})_N = 14.3\text{--}27.5$, а также наличием минимумов по Nb (Ta), Ti, Zr и Hf (Приложение 3з). Nd-изотопные исследования пород комплекса демонстрируют более низкие величины $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = +4.7$ и $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.85$ млрд. лет (Прил. 5б).

Глава 5. РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ АССОЦИАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

В северо-восточной части Горного Алтая одним из ярких представителей раннепалеозойского интрузивного магматизма является Саракокшинский тоналит-плагиогранитный плутон (>230 км², Приложение 2). Он расположен в Сарысазском секторе Алтае-Северосаянского ВПП (юго-западный фрагмент) островоужного типа [Шокальский и др., 2000]. Вмещающими для Саракокшинского плутона являются вулканогенные образования сарысазского плагиориолит-базальтового комплекса (V– C_1), терригенно-карбонатные отложения тырганской свиты (C_1), вулканогенно-осадочные отложения усть-семиной свиты (C_2), с которыми он повсеместно имеет тектонические контакты. В строении Саракокшинского плутона основной объем составляют плагиограниты и лейкоплагиограниты, возраст которых по данным U-Pb изотопного датирования циркона составляет 512.2 ± 6.2 млн. лет [Крук и др., 2005, 2007]. По петрохимическому составу породы саракокшинского комплекса относятся к гранитоидам I-типа. С ростом кремнекислотности (63–77 мас.%) отмечается повышение $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (3.3–6.2 мас.%), K_2O (0.15–1.13 мас.%), Rb (8–62 г/т), Ba (246–766 г/т) и снижение Zr (53–27 г/т), Hf (2–1.4 г/т), Y (8.4–4.7 г/т), $\Sigma\text{PЗЭ}$ (35–17 г/т), при практически постоянном Sr (205–265 г/т). Для пород характерно слабое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 3.0\text{--}6.8$), наличие минимумов по Eu

$(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{N}} = 0.6-0.9$, Nb (Ta) и Ti (Прил. 3д). По содержанию Al_2O_3 (<15 мас.%), Yb ($0.71-0.82$ г/т) они относятся к плагиогранитоидам низкоглиноземистого типа (Приложение 4Б). Плагиогранитоиды Саракокшинского плутона характеризуются $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = +6.7$ и $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.7$ млрд. лет (Прил. 5б).

Глава 6. РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ АССОЦИАЦИИ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

В структурах Восточной Тувы раннепалеозойские интрузивные образования имеет широкое развитие и по объему резко превосходят таковые в других регионах Центральной Азии [Владимиров и др., 1999; Руднев и др., 2004]. В этом регионе раннепалеозойский магматизм проявился в виде крупных гранитоидных батолитов (Каахемский, Восточно-Таннуольский, Хамсаринский, Бийхемский) или серии сближенных друг с другом массивов, образующих самостоятельные очаговые ареалы интрузивного магматизма. Каждый из этих ареалов удален друг друга более чем на 100 км, и в совокупности они образуют протяженный пояс (более 800 км) гранитоидных батолитов юго-западного простирания (Прил. 1, 2). Батолиты располагаются главным образом среди венд-кембрийских вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений (туматтайгинская, ондумская, кадвойская и серигская свиты, V–C₁) Таннуольской островной дуги [Кузбный, 1995], в меньшей степени – среди докембрийских комплексов Тувино-Монгольского массива, являясь для тех и других сшивающими.

Результаты геологических и геохронологических исследований интрузивных образований Каахемского ($>30\,000\text{ км}^2$), Восточно-Таннуольского ($>10\,000\text{ км}^2$) и Хамсаринского батолитов ($>20\,000\text{ км}^2$) [Козаков и др., 1998, 1999; Сотников и др., 2003; Руднев и др., 2004, 2006, 2008] позволили установить, что эти грандиозные по своим масштабам геологические образования, ранее рассматривавшиеся в качестве эталона раннекембрийского таннуольского комплекса Восточной Тувы [Пинус, 1961; Дистанова, 1981] или формации гранитоидных батолитов “пестрого” состава [Кузнецов, 1964] с широким спектром породных ассоциаций (М-, I- и А-типы), имеют полихронное строение. Формирование гранитоидов происходило в возрастном диапазоне 570–450 млн. лет на нескольких возрастных рубежах и в двух геодинамических обстановках (*островодужный этап*: 570–520, *аккреционно-коллизийный этап*: 510–490, 480–470, 460–450 млн. лет, 95% дов. ур.).

Островодужный этап интрузивного магматизма (570–520 млн. лет) в пределах Таннуольской островной дуги проявился незначительно и представлен сериями мелких массивов. Результаты изотопного датирования гранитоидных и габброидных ассоциаций свидетельствуют о двух рубежах островодужного магматизма (570–560 и 540–520 млн. лет).

Наиболее ранние стадии (570–560 млн. лет, Приложение 1) островодужного интрузивного магматизма в Таннуольской дуге фиксируются по формированию пород коптинского диорит-тоналит-плагиогранитного комплекса (563 ± 4 млн. лет) в составе Каахемского батолита [Руднев и др. 2004, 2006]. Плагиогранитоиды коптинского комплекса относятся к породам М-типа и имеют низкие концентрации K_2O ($0.7-0.2$ мас.%), Na_2O ($3.0-2.4$ мас.%), Rb ($4.7-0.9$ г/т), Sr ($430-112$ г/т), Ba ($320-89$ г/т), Zr ($28-14$ г/т), Hf ($0.9-0.7$ г/т), $\Sigma\text{PЗЭ}$ ($39-25$ г/т), которые снижаются с ростом SiO_2 от 54 до 74%). Спектры РЗЭ характеризуются преобладанием тяжелых лантаноидов над легкими, реже обратными соотношениями ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0.5-2.0$) и отрицательными аномалиями по Eu ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{N}} = 0.6-1.0$); мультиэлементные спектры с минимумами по Nb (Ta), Zr и Hf (Приложение 3А). По содержанию Al_2O_3 (<15 мас.%) и Yb ($1.9-$

2.2 г/т) породы комплекса отвечают плагиигранитоидам низкоглиноземистого типа (Прил. 4а). **Sr-Nd изотопные исследования плагиигранитоидов демонстрируют значения:** $\epsilon_{Nd}(T) = +6.5$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7041-0.7046$ (Прил. 5в).

Следующий рубеж островодужного интрузивного магматизма (540–520 млн. лет) проявился в больших масштабах и представлен в составе Каахемского, Восточно-Таннуольского и Хамсаринского батолитов. На этом возрастном рубеже установлено формирование как гранитоидных, так и ультрабазит-базитовых ассоциаций. Породы основного состава представлены перидотит-пироксенит-габброноритовой ассоциацией Ирбитейского массива в составе Восточно-Таннуольского батолита (539±6 млн. лет [Монгуш и др. 2009]), а также Калбагдакским и Брунганским массивами в Каахемском батолите [Богнибов и др., 1984; Монгуш и др., 2006]. Среди гранитоидных ассоциаций выделяются диорит-тоналит-плагиигранитная и тоналит-плагиигранитная, которые по своему вещественному составу относятся к породам М- и I-типа.

Плагиигранитоиды М-типа наблюдаются в составе Каахемского (байсютский комплекс, Буренский массив – 536±4 млн. лет), Хамсаринского (532±3 млн. лет) и Восточно-Таннуольского (518±2 млн. лет) батолитов [Сотников и др., 2003; Руднев и др., 2002, 2004, 2006, 2008]. По петрогеохимическому составу породы этих ассоциаций имеют некоторые отличия. Плагиигранитоиды байсютского комплекса в диапазоне кремнекислотности от 67 до 74 мас. % характеризуются низкими содержаниями K_2O (0.2–0.7 мас.%) и Na_2O (2.4–3.0 мас.%), Rb (1.1–8 г/т), Sr (106–161 г/т), Ba (98–150 г/т) Zr (38–80 г/т), Hf (1.7–2.0 г/т), Nb (0.3–2.5 г/т) и $\Sigma PЗЭ$ (36–46 г/т) и высокими Y (27–42 г/т). Характерно преобладание тяжелых лантаноидов над легкими $((La/Yb)_N = 0.5-0.8)$, наличие Eu минимума $((Eu/Eu^*)_N = 0.7-0.9)$, а также минимумов Nb (Ta) и Ti на мультиэлементных спектрах (Приложение 3г). По содержанию Al_2O_3 (<15 мас.%), Yb (3.2–3.7 г/т) они отвечают плагиигранитоидам низкоглиноземистого типа (Прил. 4а). Изотопные параметры – $\epsilon_{Nd}(T) = +6.4$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7040$, аналогичны таковым более ранних островодужных плагиигранитов (Прил. 5в).

В Восточно-Таннуольском батолите, плагииграниты М-типа (518±2 млн. лет) обнаруживают более высокие содержания K_2O (1.70–1.85 мас.%) и Na_2O (4.3–4.54 мас.%), Rb (12–17 г/т), Ba (497–572 г/т), Zr (200–221 г/т), Hf (5.92–7.62 г/т) и $\Sigma PЗЭ$ (47.7–61.6 г/т) при близких концентрациях Sr (147–182 г/т) и Y (36–52 г/т). По Sr-Nd изотопным параметрам $(\epsilon_{Nd}(T) = +6.3, (^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7034)$ они не отличаются от таковых в Каахемском батолите (Прил. 3г, 4а, 5в).

К плагиигранитоидам I-типа этого же возрастного рубежа (540–520 млн. лет) относятся породы диорит-тоналит-плагиигранитной ассоциации в составе Восточно-Таннуольском батолита (522±4 млн. лет). Плагиигранитоиды характеризуются постоянным преобладанием Na_2O (3.15–4.18 мас.%) над K_2O (0.88–1.36 мас.%) и в сравнении с породами М-типа в этом батолите имеют более высокие содержания Sr (126–291 г/т), $\Sigma PЗЭ$ (56.4–102.6 г/т), пониженные Ba (240–458 г/т), Zr (39–185 г/т), Hf (2.2–5.2 г/т). Спектры распределения редких элементов и PЗЭ отличаются слабым преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми $((La/Yb)_N = 1.6-5.1)$, отчетливыми минимумом по Eu $((Eu/Eu^*)_N = 0.5-0.7)$, Nb (Ta), Ti. По содержанию Al_2O_3 (>15 мас.%), Yb (2.5–4.9 г/т) они отвечают плагиигранитоидам низкоглиноземистого типа (Приложения 3г, 4А). Изотопные параметры $(\epsilon_{Nd}(T) = +6.6...+6.9; (^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7034)$ близки к таковым других островодужных плагиигранитоидов (Прил. 5в) [Монгуш и др., 2006; Руднев и др., 2008].

Аккреционно-коллизийный этап интрузивного магматизма в Восточной Туве охватывает возрастной диапазон 510–450 млн. лет. По масштабам проявления раннепалеозойского интрузивного магматизма в Восточной Туве он является одним из

самых мощных (Прил. 2). На этом возрастном этапе выделяется ряд гранитоидных и габброидных ассоциаций, характеризующихся широким диапазоном вещественного состава и возраста. Результаты геохронологических (**U-Pb** и **Ar-Ar** методы) исследований позволили выделить три рубежа проявления гранитоидного и базитового магматизма: 510–500, 480–470, 460–450 млн. лет.

Наиболее ранние стадии (510–490 млн. лет) аккреционно-коллизийных процессов фиксируются становлением пород зубовского габбро-монцодиорит-граносиенитового комплекса (Зубовский массив, 512 ± 2 млн. лет) в Каахемском батолите и перидотит-пироксенит-габброноритовой ассоциации мажалькского типа (497 ± 2 и 488 ± 4 млн. лет) – в Хамсаринском батолите [Сотников и др., 2003; Руднев и др., 2004, 2006].

Зубовский габбро-монцодиорит-граносиенитовый комплекс впервые выделен на примере одноименного многофазного массива [Ковалев, 1990]. Интрузивные образования зубовского комплекса относятся к породам А-типа и характеризуются высоким уровнем содержания $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (3.7–9.4 мас.%), K_2O (1.4–6.5 мас.%), P_2O_5 (0.1–2.2 мас.%), Nb (24–53 г/т) и Ta (0.49–1.50 г/т). По мере возрастания кремнекислотности ($\text{SiO}_2 = 45\text{--}68$ мас.%) наблюдается рост содержаний Rb (77–144 г/т) и $\Sigma\text{PЗЭ}$ (156–193 г/т), снижение Sr (570–274 г/т), Ba (760–270 г/т). Спектры распределения РЭ и РЗЭ характеризуются отчетливым преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 15.9\text{--}18.4$), наличием минимума по Eu ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.7\text{--}0.8$), Nb (Ta) и Ti (Прил. 3з). Породы имеют низкие величины $\epsilon_{Nd}(T) = +2.6$ и умеренные $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7036$ [Руднев и др., 2006, 2007] (Прил. 5в).

К более поздним интрузивным образованиям этого рубежа относятся породы диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации **I-типа**, наблюдаемые в виде небольших массивов в Каахемской приразломной зоне (499 ± 16 млн. лет [Симонов и др., 2009], Караосский массив – 490 ± 3 млн. лет, не опубликованные данные).

Возрастной рубеж (480–470 млн. лет) гранитоидного и сопряженного с ним базитового магматизма в Восточной Туве проявился значительно шире. В Каахемском батолите к нему относятся габброиды мажалькского перидотит-пироксенит-габброноритового комплекса (Мажалькский массив – 484 ± 2 млн. лет) [Изох и др., 2001; Сальникова и др., 2003; Бородин и др., 2004], а также плагиогранитоиды I-типа раннетаннуольского диорит-тоналит-плагиогранитного (Коптинский рудный узел, 480 ± 2 и 485 ± 4 млн. лет соответственно) и чарашского тоналит-плагиогранитного (Теректыг-Чедерский и Байсютский массивы, 474 ± 4 млн. лет) комплексов [Руднев и др., 2004, 2006, 2007; Гаськов и др., 2008]. По петрохимическому и редкоэлементному составу породы раннетаннуольского комплекса в отличие от предшествующих плагиогранитоидов М-типа имеют существенно более высокие содержания $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (3.5–6.5 мас.%) и K_2O (1.0–2.1 мас.%), а также Rb (16–55 г/т), Sr (250–570 г/т), Ba (300–600 г/т), Nb (3.7–8.2 г/т), Ta (0.2–0.47 г/т), Zr (73–130 г/т), Hf (0.86–4.5 г/т) и $\Sigma\text{PЗЭ}$ (69–186 г/т). Спектры распределения РЗЭ свидетельствуют о преобладании легких лантаноидов над тяжелыми и Eu-минимуме ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.69\text{--}0.71$). Для мультиэлементных спектров характерны минимумы по Nb (Ta) и Ti (Прил. 3д). По содержанию Al_2O_3 (>15 мас.%), Yb (1.3–2.0 г/т) породы отвечают плагиогранитоидам низкоглиноземистого типа (Приложение 4Б). Результаты Sr-Nd изотопных исследований (Прил. 5в) демонстрируют значения: $\epsilon_{Nd}(T) = +4.1$, $T_{Nd}(\text{DM}) = 0.88$ млрд. лет и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7036\text{--}0.7043$.

Интрузивные образования чарашского тоналит-плагиогранитного комплекса в отличие от плагиогранитоидов раннетаннуольского комплекса имеют более высокие содержания K_2O (1.4–2.5 мас.%), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (5.0–7.2 мас.%), Rb (20–47 г/т), Sr (330–740 г/т), Hf (2.1–3.2 г/т) и меньшие – Nb (0.7–4.9 г/т), Y (7.0–16.8 г/т) и $\Sigma\text{PЗЭ}$ (58–

75 г/т). Спектры распределения РЭ и РЗЭ свидетельствуют о преобладании легких лантаноидов над тяжелыми ($(\text{La/Yb})_N = 17.0\text{--}32.5$), присутствии минимумов по Eu ($(\text{Eu/Eu}^*)_N = 0.6\text{--}1.1$), Nb (Ta) и Ti (Приложение 3Е). По содержанию Al_2O_3 (>15 мас. %), Yb (0.43–0.90 г/т) они сопоставляются с плагиигранитами высокоглиноземистого типа (Прил. 4Б). По изотопным параметрам: $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +3.9$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.90$ млрд. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7039\text{--}0.7042$ [Руднев и др., 2007] эти породы не отличаются от плагиигранитоидов раннетаннуольского комплекса (Прил. 5в).

На заключительном рубеже (460–450 млн. лет) раннепалеозойский интрузивный магматизм в Восточной Туве был самым мощным. В Каахемском батолите он начнется со становления пород перидотит-пироксенит-габброноритовой ассоциации Шуйского массива (449±4 млн. лет; неопубликованные данные А.А. Монгуш, А.В. Травина) и прорывающими их гранитоидами I-типа – позднетаннуольского диорит-тоналит-плагиигранитного (451±6 млн. лет) и сархойского гранодиорит-гранитного (Бренский и Байбалыкский массивы – 450±5 млн. лет) комплексов [Козаков и др., 1998, 1999; Руднев и др., 2004, 2006, 2008]

По составу породы позднетаннуольского комплекса практически не отличаются от раннетаннуольского, за исключением более низких содержаний Zr (20–109 г/т) и Hf (0.9–3.1 г/т). По содержанию Al_2O_3 (>15 мас.%) и Yb (1.3–2.0 г/т) они также отвечают плагиигранитоидам низкоглиноземистого типа (Прил. 3д, 4Б). Изотопные характеристики пород позднетаннуольского комплекса – $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +3.3\text{...}+3.4$), $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.92\text{--}0.93$ млрд. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7037\text{--}0.7048$ также близки к раннетаннуольским (Прил. 5в).

Породы сархойского гранодиорит-гранитного комплекса [Телешев, 1981; Ковалев и др., 1983; Руднев и др., 2004, 2006], впервые были выделены на основании их сходства с гранитоидами сархойского комплекса в Восточной Саяне [Митрофанов и др., 1962]. В эволюционном ряду от гранодиоритов к гранитам ($\text{SiO}_2 = 65\text{--}77$ мас. %) наблюдается возрастание $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (6.5–8.4 мас. %), K_2O (2.3–5.4 мас. %), снижение концентраций Sr (588–155 г/т), Ba (2700–608 г/т), Y (32.7–13.7 г/т), Zr (228–77 г/т), Hf (5.8–2.5 г/т). Спектры распределения РЗЭ свидетельствуют о преобладании легких лантаноидов над тяжелыми, наличии минимума по Eu ($\Sigma\text{РЗЭ} = 100\text{--}206$ г/т; $(\text{La/Yb})_N = 7.7\text{--}13.3$; $\text{Eu/Eu}^*_N = 0.6\text{--}0.9$). На спайдер-диаграммах отмечаются минимумы по Nb (Ta) и Ti (Приложение 3ж). По своему вещественному составу и возрасту они близки с гранитоидами сархойского комплекса Ихе-Хайгасского массива, расположенного в пределах Тувино-Монгольский микроконтинента в Восточном Саяне [Кузьмичев, 2004]. **Sr-Nd изотопные исследования (Прил. 5в) гранитоидов сархойского комплекса демонстрируют следующие значения:** Бренский плутон – $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +1.7$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.06$ млрд. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7046\text{--}0.7068$, Байбалыкский массив – $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +0.5$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.16$ млрд. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7051$ [Козаков и др., 2003; Руднев и др., 2004, 2006, 2007], что свидетельствуют об их отличии от позднетаннуольских.

В Восточно-Таннуольском батолите на этом возрастном уровне произошло формирование пород диорит-тоналит-плагиигранитной и тоналит-плагиигранитной ассоциаций. Первая ассоциация имеет наиболее широкое развитие и характеризуется ярко выраженной гнейсовидностью. U-Pb возраст циркона из диоритов и кварцевых диоритов этой ассоциации составляет 450±5 и 457±3 млн. лет соответственно [Козаков и др., 1999; Руднев и др., 2008, 2009]. По петрогеохимическому составу породы диорит-тоналит-плагиигранитной ассоциации практически не отличаются от близких по возрасту плагиигранитоидов позднетаннуольского комплекса в Каахемском батолите, за исключение более низких содержаний Nb (2.7–5.6 г/т), Ta (0.20–0.30 г/т) и TiO_2 и повышенных Y (15.4–31.9 г/т). Для них характерны преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($\Sigma\text{РЗЭ} = 67\text{--}152$ г/т; $(\text{La/Yb})_N = 4.2\text{--}5.3$), минимумы по Eu

$(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.7-0.8$), Nb (Ta) и Ti. По содержанию Al_2O_3 (>15 мас.%), Yb (1.7–3.3 г/т) и Eu они относятся к **плагиигранитоидам низкоглиноземистого типа** (Прил. 46). Породы имеют следующие изотопные параметры - $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = +5.8$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.72$ млрд. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7039$ (Прил. 5в).

Более поздняя тоналит-плагиигранитная ассоциация (~450 млн. лет) имеет меньшее развитие и представлена небольшими интрузиями и жильными телами с характерным для них массивным обликом. По петрогеохимическим характеристикам она практически не отличается от пород предшествующей ассоциации, за исключением более низких Y (3.4–10.4 г/т), Nb (1–3.8 г/т), Ta (0.02–0.18 г/т) и $\Sigma\text{PЗЭ}$ (26–78 г/т). Спектры распределения РЭ и РЗЭ свидетельствуют о более значительном преобладании легких лантаноидов над тяжелыми ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 9.1-19.0$), экстремумов по Eu ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.9-2.2$) и наличии минимумов по Nb (Ta) и Ti. **В отличие от предшествующей ассоциации**, по содержанию Al_2O_3 (>15 мас.%), Yb (0.55–0.87 г/т) они относятся к **плагиигранитам высокоглиноземистого типа** (Прил. 3е, 4б).

Глава 7. РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ АССОЦИАЦИИ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Озерная зона Западной Монголии имеет юго-восточное простираие и является продолжением Таннуольской островной дуги Восточной Тувы. На востоке она граничит с Дзабханским микроконтинентом, на западе – по глубинному разлому с каледонскими комплексами Кобдинского террейна (аккреционная призма) Монгольского Алтая и Южно-Монгольского террейна (Прил. 1, 2). Этот пояс характеризуется широким развитием офиолитовых и островодужных осадочно-вулканогенных комплексов, в целом мафитовым профилем и пониженными мощностями земной коры по сравнению с сопредельными территориями Хангайского нагорья и Монгольского Алтая [Тектоника..., 1974]. Геологические, геохимические и изотопные исследования офиолитовых и осадочно-вулканогенных комплексов Озерной зоны позволили установить их возраст (570–545 млн. лет) и островодужную природу большей части вулканитов [Коваленко и др., 1996, 2004, 2005; Гибшер и др., 2001; Ярмолук и др., 2003; Ковач и др., 2005; Dergunov et al., 2001 и др.]. Среди них можно выделить базальты юных (спилит-диабазовые толщи, ~570 млн. лет) и зрелых (базальт-андезитовые и андезитовые толщи, ~545 млн. лет) энсиматических островных дуг, которые слагают отдельные тектонические пластины.

Раннепалеозойский интрузивный магматизм структурах Озерной зоны по масштабам своего развития существенно уступает таковому в Таннуольском сегменте (Прил. 1, 2). Тем не менее на всем его протяжении (более 800 км) выделяется несколько очаговых ареалов интрузивного магматизма, удаленных друг от друга более чем на 100 км. Выделяется три крупных очаговых ареала: Харанурский, Хиргиснурский и Бумбатхаерханский, которые представляют собой сближенные в пространстве и во времени гранитоидные и габброидные массивы, в совокупности образующие крупные полихронные плутоны.

Среди интрузивных пород основного состава, наблюдаемые в том или ином очаговом ареалах Озерной зоны, выделяются расслоенные высокоглиноземистые низкотитанистые перидотит-габбровые ассоциации хиргиснурского комплекса (E_1) [Габброидные..., 1990; Хаин, Амелина, Изох, 1995; Изох и др., 1998]. Гранитоиды в этих ареалах составляют основной объем. На ранних этапах исследования гранитоидные ассоциации, участвующие в строении тех или иных плутонов, относили к тохтогеншискому диорит-тоналит-плагиигранитному комплексу (E_1). Однако, результаты исследований показали, что этот комплекс расчленяется на ряд самостоятельных

плагиигранитоидных ассоциаций, формирование которых происходило в возрастном диапазоне 550–450 млн. лет и отвечало различным геодинамическим обстановкам.

Харанурский ареал интрузивного магматизма наиболее изучен на примере одноименного плутона (~400 км²), расположенного в центральной части Озерной зоны. Плутон имеет полихронное строение, и в его составе выделяются четыре интрузивные ассоциации (от ранних к поздним): перидотит-пироксенит-анортосит-габброноритовая, отвечающая хиргиснурскому комплексу (Дзабханский массив), диоритовая, тоналит-плагиигранитная и диорит-гранодиорит-гранитная [Кравцев и др., 1989; Габброидные..., 1990; Руднев и др., 2007, 2009]. С островодужным этапом в Харанурском ареале связано формирование пород хиргиснурского перидотит-пироксенит-габброидного комплекса, диоритовой и тоналит-плагиигранитной ассоциаций (Прил. 1).

Интрузивные образования диоритовой ассоциации прорывают габброиды Дзабханского массива и в свою очередь интродуцируются породами тоналит-плагиигранитной ассоциации. **U-Pb изотопный возраст циркона из кварцевых диоритов** этой ассоциации составляет 529±6 млн. лет [Руднев и др., 2007, 2009]. Анализ петрохимического состава пород свидетельствует, что по мере возрастания кремнекислотности (50–61 мас. %) наблюдается увеличение содержаний Na₂O (3.71–4.48 мас.%) при постоянных K₂O (0.11–0.19 мас.%). Породы характеризуются низкими содержаниями Rb (4.4–4.7 г/т), Ba (76–106 г/т), ΣРЗЭ (24–36 г/т) и высокими Sr (516–648 г/т). Содержания высоkozарядных элементов в породах варьируют в широком диапазоне: Y (5.8–10.8 г/т), Nb (0.14–4.93 г/т), Ta (0.10–0.51 г/т), Zr (12–48 г/т), Hf (0.3–1.29 г/т). Спектры распределения редких элементов и РЗЭ демонстрируют слабое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ((La/Yb)_N=1.1–5.8), наличие экстремумов по Eu ((Eu/Eu*)_N=0.9–1.4) и минимумов по Nb (Ta), Zr, Hf (Прил. 3б). Породы этой ассоциации имеют высокие ε_{Nd}(T) = +7.9 и низкие (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ = 0.7037 (Прил. 5г).

Возраст пород тоналит-плагиигранитной ассоциации Харанурского плутона, определенный U-Pb методом по циркону из плагиигранитов, составляет 531±10 млн. лет [Руднев и др., 2007, 2009]. Породы комплекса отвечают гранитоидам I-типа. С ростом SiO₂ (68–74 мас.%) наблюдается повышение содержаний K₂O (0.37–0.70 мас.%), Na₂O (4.30–5.60 мас.%), Ba (178–472 г/т) и снижение Sr (647–425 г/т). Они характеризуются низкими концентрациями Y (2.1–5.3 г/т), Zr (68–34 г/т), Hf (1.1–1.8 г/т), Nb (0.5–1.4 г/т), Ta (0.07–0.16 г/т) и ΣРЗЭ (7.5–21.4 г/т). Для распределения редких и редкоземельных элементов характерно умеренное преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ((La/Yb)_N=3.1–13.2), разнонаправленные Eu аномалии ((Eu/Eu*)_N=0.7–1.8), минимумы Nb (Ta), Ti и максимумы по Zr, Hf и Sr (Приложение 3в). По содержанию Al₂O₃ (>15 мас.%) и Yb (0.19–0.68 г/т) они отвечают плагиигранитоидам высокоглиноземистого типа (Приложение 4А). Породы этой ассоциации имеют высокие ε_{Nd}(T) = +7.4, низкие (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ = 0.7039 и T_{Nd}(DM) = 0.65 млрд. лет (Прил. 5г).

С аккреционно-коллизийным этапом в Харанурском плутоне связано образование пород диорит-гранодиорит-гранитной ассоциации (Прил. 2). Возраст пород определен U-Pb методом по циркону из гранитов главной фазы и составляет 459±10 млн. лет [Руднев и др., 2007, 2009]. По петрогеохимическому составу породы этой ассоциации относятся к гранитоидам I-типа. По мере увеличения кремнекислотности пород (54–76 мас.%) происходит рост содержания K₂O (0.67–4.55 мас.%), Na₂O (3.32–4.63 мас.%), Rb (22–116 г/т), Ba (397–767 г/т) и снижение Sr (394–187 г/т), Y (16.4–10.9 г/т). Содержания высоkozарядных элементов варьируют в широком диапазоне (Zr 71–140 г/т, Hf 2.1–5.3 г/т, Nb 1.3–9.7 г/т, Ta 0.03–0.67 г/т) даже в породах близкой кремнекислотности и не обнаруживают каких-либо закономерностей. Содержания и спектры распределе-

ния редких элементов и РЗЭ демонстрируют слабое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($\Sigma \text{РЗЭ } 59\text{--}116 \text{ г/т}$; $(\text{La/Yb})_N = 2.1\text{--}10.7$), наличии минимума по Eu ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.6\text{--}0.9$), Nb (Ta), Ti (Прил. 3ж). Породы этой ассоциации обнаруживают более низкие значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +5.1$, более древний Nd-модельный возраст ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.74$ млрд. лет) и более высокие отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7096$ в сравнении с породами предшествующих ассоциаций (Прил. 5г).

Хиргиснурский ареал интрузивного магматизма расположен в северной части Озерной зоны. В этом очаговом ареале выделяются Шаратологийский ($>240 \text{ км}^2$) и Хиргиснурский ($\sim 200 \text{ км}^2$) плутоны и серия мелких массивов (Айрыгнурский и другие). Вмещающими породами для них служат островодужные вулканогенно-осадочные отложения дегандельской, цольулинской и тоглоинской свит ($V-E_1$) [Маркова и др., 1972; Гранитоидные..., 1975].

В строении Шаратологийского плутона выделяются три интрузивные ассоциации (от ранних к поздним): перидотит-пироксенит-анортозит-габброноритовая “хиргиснурского типа” (массив Хара-Чулу и его сателлиты), тоналит-плагиогранитная и диорит-тоналит-плагиогранитная [Поляков и др., 1984; Габброидные..., 1990; Руднев и др., 2007, 2009]. К островодужным гранитоидам в Шаратологийском плутоне относятся породы тоналит-плагиогранитной ассоциации. Возраст пород этой ассоциации по данным U-Pb изотопного датирования циркона из тоналитов составляет 519 ± 8 млн. лет. По петрогеохимическому составу породы тоналит-плагиогранитной ассоциации отвечают гранитоидам I-типа и характеризуются низкими содержаниями K_2O ($0.7\text{--}2.4 \text{ мас.}\%$) Rb ($17\text{--}52 \text{ г/т}$), широкими вариациями Ba ($405\text{--}875 \text{ г/т}$), Sr ($223\text{--}607 \text{ г/т}$), Nb ($1.51\text{--}5.0 \text{ г/т}$), Ta ($0.1\text{--}0.44 \text{ г/т}$), Y ($8.1\text{--}15.7 \text{ г/т}$), Zr ($69\text{--}239 \text{ г/т}$), Hf ($2.2\text{--}6.0 \text{ г/т}$) и $\Sigma \text{РЗЭ}$ ($38\text{--}82 \text{ г/т}$). Для пород установлено преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($(\text{La/Yb})_N = 2.9\text{--}8.8$, слабые Eu аномалии ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.8\text{--}1.2$), отрицательные аномалии по Nb (Ta), Ti и положительные по Zr, Hf и Sr (Приложение 3д). Породы этой ассоциации по индикаторным элементам ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 15 \text{ мас.}\%$ и Yb $0.91\text{--}1.41 \text{ г/т}$) отвечают плагиогранитоидам низкоглиноземистого типа (Прил. 4а). Изотопные параметры этих пород – $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +6.5\text{...}+6.6$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.70\text{--}0.73$ млрд. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7038\text{--}0.7039$ являются типичными для плагиогранитоидов островодужного этапа (Приложение 5г).

С аккреционно-коллизийными обстановками в Шаратологийском и Хиргиснурском плутонах связывается формирование пород диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации I-типа. Возраст пород этих ассоциации, определенный U-Pb методом по циркону из тоналитов, составляет 495 ± 10 и 495 ± 2 млн. лет [Коваленко и др., 2004; Ковач и др., 2004; Руднев и др., 2007, 2009]. Между породами этой ассоциации в двух плутонах устанавливаются как сходство, так и отличие. Породы имеют близкие содержания K_2O ($0.25\text{--}2.3 \text{ мас.}\%$), Na_2O ($3.4\text{--}4.3 \text{ мас.}\%$) и Rb ($6\text{--}36 \text{ г/т}$), но существенно различаются по концентрациям высоkozарядных и ряда других элементов. Породы Шаратологийского плутона имеют более высокие содержания Nb ($0.5\text{--}6.9 \text{ г/т}$), Ta ($0.1\text{--}1.48 \text{ г/т}$), Y ($23.8\text{--}59.2 \text{ г/т}$), Zr ($91\text{--}311 \text{ г/т}$), Hf ($2.6\text{--}9.2 \text{ г/т}$) и $\Sigma \text{РЗЭ}$ ($67\text{--}88 \text{ г/т}$) и пониженные Sr ($92\text{--}364 \text{ г/т}$) и Ba ($134\text{--}487 \text{ г/т}$), в отличие от пород Хиргиснурского плутона – Nb ($0.5\text{--}1.1 \text{ г/т}$), Ta ($0.07\text{--}0.11 \text{ г/т}$), Y ($4.4\text{--}8.3 \text{ г/т}$), Zr ($78\text{--}118 \text{ г/т}$), Hf ($2.6\text{--}4.1 \text{ г/т}$) и $\Sigma \text{РЗЭ}$ ($40\text{--}62 \text{ г/т}$), Sr ($818\text{--}995 \text{ г/т}$), Ba ($308\text{--}499 \text{ г/т}$). Спектры распределения РЗЭ в породах Шаратологийского плутона обнаруживают незначительное преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($(\text{La/Yb})_N = 0.9\text{--}2.9$) и ярко выраженного Eu минимума ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.4\text{--}0.7$). По содержанию Al_2O_3 ($< 15 \text{ мас.}\%$) и Yb ($2.16\text{--}5.63 \text{ г/т}$) они соответствуют плагиогранитоидам низкоглиноземистого типа (Прил. 3д, 4б). Напротив, породы Хиргиснурского плутона характеризуются резким преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми ($(\text{La/Yb})_N = 10.4\text{--}22.0$)

и слабыми Eu аномалиями ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.9-1.2$), а по содержанию Al_2O_3 (>15 мас.%) и Yb (0.26–0.57 г/т) отвечают плагиогранитоидам высокоглиноземистого типа (Прил. 3е, 4б). По изотопным параметрам ($\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = +6.6$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7040$) породы диоритоналит-плагиогранитной ассоциации Шаратологуйского плутона не отличаются от ранней островужной ассоциации этого же интрузива (Прил. 5г).

Глава 8. КОРРЕЛЯЦИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ АССОЦИАЦИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ: этапы, масштабы, вещественный состав, источники и геодинамические условия формирования

Результаты исследований раннепалеозойских гранитоидных батолитов АССО и Западной Монголии показали, что они имеют полихронное строение [Владимиров и др., 1999; Руднев и др., 2004, 2006, 2008, 2009 и др.]. В их контурах совмещены гранитоидные и габброидные ассоциации, отличающиеся друг от друга по набору петрографических групп пород, петрогеохимическим характеристикам, возрасту и геодинамическим условиям формирования. Эти обстоятельства до сих пор служили причиной неоднозначности и противоречивости корреляционных схем при тектоническом районировании и геокартографировании. Обобщение имеющихся геохронологических данных (**U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd, Rb-Sr методы**) по **гранитоидным и габброидным ассоциациям** [Лебедев и др., 1993; Костицын и др., 1989; Бибикова и др., 1990; Рублев и др., 1992, 1995; Коваленко и др., 1996, 2004; Владимирова и др., 1996, 1999; Ковалев и др., 1997; Макрыгина и др., 1999; Кузьмичев., 2000; Козаков и др., 1998, 1999, 2002, 2003; Рублев, 2001; Гибшер и др., 2001; Бабин и др., 2001; Владимирова и др., 2002, 2004, 2005, 2006; Летникова и др., 2002; Pfander et al., 2002; Гладкочуб и др., 2002, 2004; Донская и др., 2003; Ярмолук и др., 2003, 2006; Сальникова и др., 2003; Изох и др., 2001, 2007; Мехоношин и др., 2004; Ковач и др., 2004, 2008, 2009; Врублевский и др., 2003, 2009; Ножкин и др., 2005; Бараш и др., 2005; Крук и др., 2005, 2007; Руднев и др., 2004, 2005, 2006, 2008, 2009; Шелепаев, 2006; Хромых, 2006; Монгуш и др., 2006, 2009; Юдин, 2008 и др.] позволило установить, что их формирование происходило в диапазоне времени от 570 до 440 млн. лет (рис. 1). В этом возрастном интервале выделяется нескольких рубежей гранитоидного и базитового магматизма, отражающих смену геодинамических обстановок формирования от **островодужной**: 570–560 и 550–520 млн. лет к **аккреционно-коллизийной**: 510–490, 480–470, 460–450 млн. лет. Установлено, что главные пики интрузивного магматизма коррелируют с региональными геологическими событиями, зафиксированными на Алтае, Салаире, Кузнецком Алатау и Туве и в других регионах Центральной Азии [Берзин и др., 1994; Эволюция..., 2008]. В большинстве случаев пики максимального проявления магматизма совпадают как с этапами орогенции, установленными в этих регионах по угловым и структурным несогласиям, покровообразованием, наличию грубообломочного материала и конгломератов, так и с резкой сменой характера вулканической активности и палеобиоты, и тем самым наглядно свидетельствуют о резкой смене палеогеодинамических обстановок формирования – от островодужной ($V-E$) к аккреционно-коллизийной (C_3-O).

Островодужный этап гранитоидного магматизма (570–520 млн. лет) отвечает той стадии эволюции ЦАСП, когда повсеместно проявились процессы образования многочисленных внутриокеанических островных дуг, задуговых бассейнов, океанических лавовых плато и островов [Ярмолук и др., 2003, 2006]. Гранитоидные и габброидные ассоциации, формировавшиеся на этом этапе, в отличие от аккреционно-коллизийного, имеют слабое развитие. Они представлены небольшими массивами,

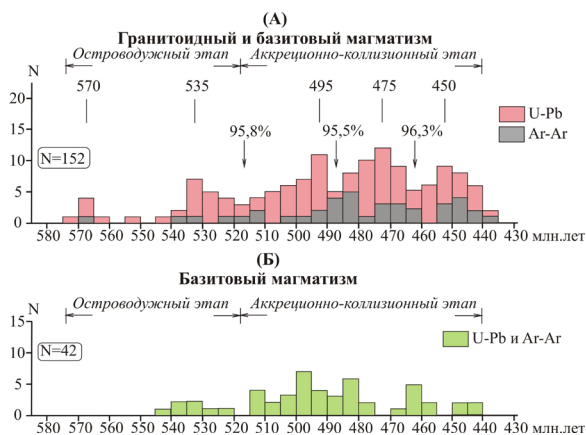


Рис. 1. Рубежи раннепалеозойского интрузивного магматизма в АССО и Западной Монголии:

А – периодичность формирования раннепалеозойских гранитоидных батолитов АССО и Западной Монголии. Используются результаты U-Pb (цирконы) и Ar-Ar (амфиболы, слюды) изотопного датирования гранитоидных и габброидных ассоциаций. N – количество аналитических данных, цифрами над стрелками показан процент доверительного уровня значимости

минимумов, рассчитанных по критерию проверки на унимодальность [Белюсов, 1967]; Б – периодичность формирования раннепалеозойского базитового (ультрамафит-мафитового, щелочного и щелочно-габброидного) магматизма АССО и Западной Монголии.

расположенными в различных сегментах венд-раннекембрийских вулканических поясов островодужного типа (Алатауский, Алтае-Северосаянский, Таннуольский и Озерный). В каждом из этих сегментов палеоостроводужной системы, выделяется несколько очаговых ареалов интрузивного магматизма, которые удалены друг от друга более чем на 100 км (рис.), что характерно и для современных островных дуг (Прил. 1).

На островодужном этапе выделяется два рубежа гранитоидного и тесно сопряженного с ним габброидного магматизма: 570–560 и 550–520 млн. лет (см.рис. 1). На обоих возрастных уровнях габброиды являются более ранними, чем гранитоиды, а по объему существенно уступают последним. По вещественному составу габброиды представлены породами перидотит-пироксенит-габброноритовой ассоциаций, а гранитоиды – диорит-тоналит-плагиогранитной, тоналит-плагиогранитной и плагиогранитной ассоциациями.

Плагиогранитоидные ассоциации островодужного этапа по петрогеохимическим особенностям соответствуют М- и I-типам гранитов. Последние в соответствии с рекомендациями [Арт, 1983] разделяются на низко- и высокоглиноземистые (Прил. За-в, 4а). Это разделение плагиогранитоидов отражает две контрастные (в первую очередь по давлению) обстановки формирования плагиогранитных магм: высокоглиноземистые плагиогранитоиды характеризуются $Al_2O_3 > 15\%$, $Yb < 1.2$ г/т и низкими содержаниями тяжелых РЗЭ; их формирование связывается с плавлением метабазитов при $P > 15$ кбар в равновесии с гранатсодержащими реститами; низкоглиноземистые плагиогранитоиды, обладающие $Al_2O_3 \leq 15\%$, $Yb > 1.2$ г/т, формируются за счет плавления метабазитов при $P \leq 8$ кбар в равновесии с плагиоклазсодержащими реститами.

Плагиогранитоидные ассоциации М-типа в АССО и Озерной зоне Западной Монголии имеют ограниченное развитие. Среди них выделяются диорит-тоналит-плагиогранитная и тоналит-плагиогранитная ассоциации. Плагиограниты М-типа вендского возраста установлены только в Таннуольской островной дуге (Коптинский

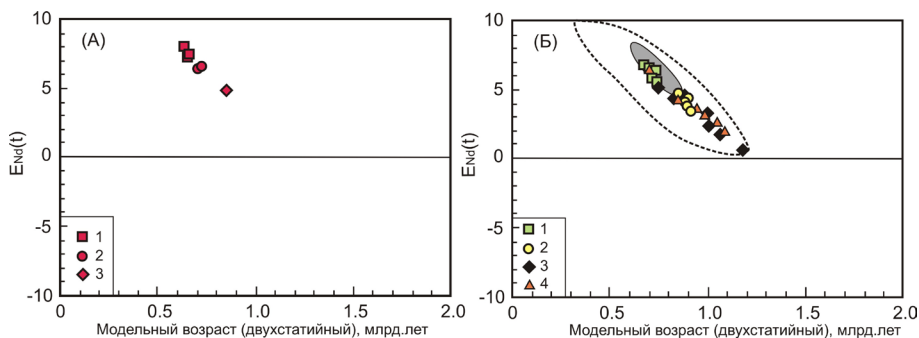


Рис. 2. Диаграмма $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ – Модельный возраст для раннепалеозойских гранитоидов ACCO и Западной Монголии:

А – диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации островодужного этапа (570–5203 млн. лет): 1 – высокоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации, I-тип, 2–3 – низкоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации М- и I-типов; Б – гранитоидные ассоциации аккреционно-коллизийного этапа (510–450 млн. лет): 1–2 – диорит-тоналит-плагиогранитные ассоциации, 500–450 млн. лет (1 – высоко- и низкоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации (М- и I-типы), 2 – высоко- и низкоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации (I-тип); 3 – диорит-гранодиорит-гранитные ассоциации (I-тип, 480–450 млн. лет); 4 – интрузивные ассоциации монцониитоидной серии (А-тип, 510–480 млн. лет). Серым цветом показаны ассоциации, отвечающие по составу плагиогранитоидам островодужного этапа, показанного на диаграмме А. Пунктиром показано поле состава гранитоидов Монголии [Коваленко и др., 1996; Jahn et al., 2000].

массив – 562 ± 4 млн. лет, $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = +6.5$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7041\text{--}0.7046$) и Агардагской шовной зоне (569 ± 1 млн. лет) (рис. 2, Прил. 5). В возрастном диапазоне 550–520 млн. лет они развиты значительно шире и представлены в Алатауском островодужном поясе Кузнецкого Алатау (Тылинский массив – 532 ± 2 млн. лет, $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = +4.7$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7043$), Алтае-Северосаянском поясе Горного Алтая (Мештуерыкский массив – 521 ± 10 млн. лет), а также в Таннуольской островной дуге Восточной Тувы в составе Каахемского (Буренский массив – 536 ± 4 млн. лет, $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = +6.4$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7040$) и Восточно-Таннуольского (518 ± 2 млн. лет, $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = +6.3$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7034$) батолитов [Владимиров и др., 1994; Шокальский и др., 2000; Руднев и др., 2004, 2005, 2006, 2008]. Породы этих массивов характеризуются низкими содержаниями щелочей и K_2O , Rb, Ba, Zr, Hf и РЗЭ с преобладанием тяжелых лантаноидов над легкими или близким их соотношением, минимумом по Eu, Nb (Ta) и Ti, что позволяет предполагать присутствие субдукционной компоненты в области магмогенерации. По содержанию Al_2O_3 (≤ 15 мас.%) и Yb (> 1.2 г/т) они отвечают плагиогранитоидам низкоглиноземистого типа (Приложение 3а, 4а), формирование которых связано с частичным плавлением метабазитов островодужной системы (при $P < 8$ кбар) в равновесии с $\text{Pl} + \text{Crpx} + \text{Orx}$ или $\text{Hb} + \text{Pl} \pm \text{Crpx} \pm \text{Orx}$ реститом.

Низкоглиноземистые плагиогранитоиды I-типа являются одними из самых распространенных. Среди них выделяются породы диорит-тоналит-плагиогранитной и тоналит-плагиогранитной ассоциаций. По данным изотопного датирования их становление происходило в возрастном интервале 530–520 млн. лет, т.е. на поздних стадиях формирования островодужной системы. Они образуют крупные мезо- и

гипабиссальные массивы и плутоны в Алтае-Северосаянской островной дуге Западного Саяна (Енисейский и Табатский плутоны – 524 ± 2 млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +6.1 \dots +4.9$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.77\text{--}0.65$ млрд. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7042$), в Озерной дуге Западной Монголии (Шаратологийский плутон – 519 ± 8 млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +6.6 \dots +6.5$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.73\text{--}0.70$ млрд. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7039\text{--}0.7038$) и Таннуольской дуге в Восточной Туве (Восточно-Таннуольский батолит – 522 ± 4 млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +6.6$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7037$; Хамсаринский батолит – 532 ± 3 млн. лет) [Сотников и др., 2003; Руднев и др., 2003, 2005, 2006, 2008, 2009]. Они имеют более высокие содержания Sr, $\Sigma\text{PЗЭ}$, более низкими Ba, Zr, Hf, чем плагиогранитоиды М-типа (Приложение 3Б). Породы характеризуются преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми, минимумом по Eu (Nb), Ta и Ti, что также позволяет предполагать участие субдукционных источников в магмогенерации. Судя по содержанию Al_2O_3 (≤ 15 мас. %), Yb (> 1.2 г/т) формирование низкоглиноземистых плагиогранитов I-типа связано с плавлением метабазитов при $P \leq 8$ кбар в равновесии с $\text{Hb} + \text{Pl} \pm \text{Crpx} \pm \text{Orpx}$ реститом (см. рис. 2, Прил. 4а, 5).

Высокоглиноземистые плагиогранитоиды I-типа по масштабам развития уступают низкоглиноземистым. В Озерной островной дуге они отмечаются в Бумбатхаерханском (551 ± 11 , 535 ± 6 и 525 ± 10 млн. лет) и Харанурском (531 ± 10 млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +7.4$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.65$ млрд. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7037\text{--}0.7039$) плутонах, в Алтае-Северосаянском островодужном поясе Горной Шории – в составе Кштинского массива (545 ± 4 млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +7.5$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.66$ млрд. лет) (Прил.е 5б, г). В сравнении с низкоглиноземистыми разностями высокоглиноземистые плагиогранитоиды I-типа характеризуются более высокими содержаниями щелочей, K_2O , Al_2O_3 , Sr, легких РЗЭ и более низкими TiO_2 , MgO , Rb, Zr, Hf, Y и тяжелых РЗЭ, наличием отрицательных аномалий по Nb, (Ta) и Ti (Приложение 3в). Содержание Al_2O_3 (> 15 мас. %) и Yb (< 1.2 г/т) указывает, что формирование высокоглиноземистых плагиогранитов I-типа связано с плавлением метабазитов при $P \geq 15$ кбар, в равновесии с $\text{Hb} + \text{CPx} + \text{Pl} + \text{Gar}$ реститом (Прил. 4а). Исходя из условий магмаобразования можно предполагать, что исходные расплавы формировались при плавлении метабазитов погружающейся в зоне субдукции океанической плиты. Об этом свидетельствует и сходство плагиогранитоидов по индикаторным параметрам с высококремнистыми адакитами современных островных дуг (Прил. 4а) [Martin et al., 2005]. На плавление источника типа NMORB указывают величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T) +7.9 \dots +7.4$ плагиогранитов (см. рис. 2, А).

Выделенные на островодужном этапе в ACCO и Озерной зоне Западной Монголии высоко- и низкоглиноземистые плагиогранитоидные ассоциации I-типа и их тесная взаимосвязь с одновозрастными габброидами позволяет выделить две парные индикаторные ассоциации [Руднев и др., 2007, 2009]: а) низкотитанистых высокоглиноземистых ультрабазит-базитов и высокоглиноземистых тоналит-плагиогранитов, характерные для осевых частей глубоко эродированных островодужных террейнов; б) высокотитанистых высокоглиноземистых ультрабазит-базитов и низкоглиноземистых тоналит-плагиогранитов, типичных для тыловых частей островодужных систем [Изох, Туркина, Поляков, 2003].

Результаты Sr-Nd изотопных исследований островодужных плагиогранитоидных ассоциаций ACCO и Озерной зоны Западной монголии позволяют разделить их на три группы (см. рис. 2). В первую группу попадают *плагиогранитоиды высокоглиноземистого типа* Харанурского плутона в Озерной зоне Западной Монголии и Кштинского массива в Горной Шории с максимальными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(T) +7.9 \dots +7.4$, близкими к деплетированной мантии, модельными возрастами $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) 0.66\text{--}0.65$ млрд. лет и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7037\text{--}0.7039$. Ко второй группе относятся *низкоглиноземистые плагиограниты М-и I-типа*. Таннуольской островной дуги Восточной Тувы (Каахемский и Восточно-Таннуольский батолиты) и Озерной зоны Западной Монголии

(Шаратологийский плутон). От плагиигранитоидов первой группы они отличаются более низкими значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +6.6 \dots +6.3$, более древним Nd-модельным возрастом ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.73\text{--}0.70$ млрд. лет), при близком изотопном составе Sr ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7034\text{--}0.7046$). Эти данные могут свидетельствовать о большем вкладе корового материала в области магмогенерации или ином составе метабазитового источника расплавов. Изотопные данные в совокупности с геохимическими особенностями (минимумы Nb, Ta и Ti), позволяют предполагать, что источником их расплавов могли служить метабазиты островодужной системы. На участие пород субдукционного генезиса в формировании плагиигранитоидов этой группы указывают их сходство по Nd-изотопным параметрам с пространственно ассоциирующими островодужными вулканитами ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +8.7 \dots +5$) [Ярмолюк и др., 2002; Ковач и др., 2004, 2005; Монгуш и др., 2006; Крук и др., 2010]. В третью группу входят *низкоглиноземистые плагиигранитоидные ассоциации M- и I-типа* Алтае-Северосаянского (Енисейский и Табатский плутоны) и Алатауского (Тылинский массив в Кузнецком Алатау) поясов островодужного типа, которые характеризуются более низкими значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T) +4.7 \dots +4.9$, более древним модельным возрастом ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.85$ млрд. лет) и повышенными $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7042\text{--}0.7043$. Изотопные данные в совокупности с геохимическими особенностями позволяют предполагать, что их формирование, также связано с плавлением островодужных метабазитов возможно при прогрессирующей добавке корового (осадочного) материала.

В целом изотопные характеристики ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +7.9 \dots +4.7$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.65\text{--}0.85$ млрд. лет) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7034\text{--}0.7046$ островодужных (570–520 млн. лет) плагиигранитоидных ассоциаций АССО и Западной Монголии указывают на относительно однородность и доминирование ювенильных и/или мафических источников расплавов. Вместе с тем, выделение трех групп гранитоидов и вариации их изотопных параметров наглядно свидетельствует об изменении состава магмогенерирующих субстратов (от NMORB к островодужным) и/или увеличении вклада корового материала.

Аккреционно-коллизийный этап интрузивного магматизма ЦАСП прослеживается в возрастном интервале 510–440 млн. лет (рис. 2, А, Прил. 2). В этом возрастном диапазоне неопротерозойские и венд-раннекембрийские структуры были вовлечены в аккреционно-коллизийные процессы, которые привели к сочленению островных дуг, задуговых бассейнов, океанических островов и микроконтинентов, а также складчатости и тектоническому покровообразованию, региональному высокоградиентному метаморфизму и синколлизийному (базитовому и гранитоидному) магматизму и завершились образованием складчатой области или каледонского супертеррейна с ювенильной континентальной корой [Zhao et al., 1993; Берзин и др., 1994; Коваленко и др., 1996; Владимиров и др., 1999; Ярмолюк и др., 2000, 2002; Ковач и др., 2008]. Процесс образования каледонских структур сопровождался масштабным гранитообразованием, тесно взаимосвязанным с субсинхронным базитовым магматизмом (см. рис. 2Б). В результате неоднократного проявления базитового магматизма и последующего вслед за ним масштабного гранитообразования в раннекаледонских структурах АССО и Западной Монголии произошло формирование крупных сложно построенных батолитов.

В раннекаледонских структурах АССО и Западной Монголии выходы позднекембрийских-ордовикских гранитоидных батолитов отчетливо разделяются на северный *Алтае-Кузнецко-Батеневский* (Кузнецкий Алатау, Батеневский кряж, Горный Алтай) и южный *Тувино-Монгольский* (Восточная Тува, Восточный Саян и Западная Монголия) мегаареалы, разделенные Западным Саяном (Прил. 2) [Руднев и др., 2004]. В целом отмечается пространственная корреляция гранитоидов с

аккреционно-коллизийными орогеническими поясами, которые возникли, как предполагается, в результате косой коллизии двух типов: "дуга - палеоокеанические террейны", "дуга - микроконтинент" [Моссаковский и др., 1993; Берзин и др., 1994; Шенгер и др., 1994]. К первому типу относится Алтае-Кузнецко-Батеневский мегаареал, возникший в результате столкновения Алтае-Северосаянской и Алатауской островных дуг с позднерифейско-раннекембрийским палеоокеаническими поднятиями (палеосимаунтами), фрагменты которых ныне сохранились в виде отдельных антиклинорных структур. Ко второму типу относится *Тувинно-Монгольский мегаареал*, возникший в результате коллизии Таннуольской и Озерной островных дуг с Тувинно-Монгольским микроконтинентом [Берзин и др., 1994; Козаков и др., 2002; Ярмолюк и др., 2003]. В том и другом случаях это привело к широкомасштабному гранитообразованию, которое невозможно объяснить без привлечения мантийного источника. В пользу этого предположения свидетельствуют одновозрастность базитовых и кислых магм, наличие даек лампрофиров (спессартитов, камптонитов, мончикитов), а также присутствие карбонатитовых, щелочногабброидных и пикрит-базальтовых ассоциаций с Pt минерализацией Урало-Аляскинского типа [Владимиров и др., 1999; Изох и др., 2001, 2002, 2007; Врублевский и др., 2003, 2009; Руднев и др., 2004]. Учитывая вышесказанное, необходимо признать, что в пределах АССО и Озерной зоны Западной Монголии масштабное гранитообразование ($\text{C}_3\text{-O}$) может быть реализовано при одновременном воздействии двух факторов: плейт-тектонического (косая коллизия) и плюм-тектонического (Северо-Азиатский суперплюм или серия плюмов, горячих точек) [Добрецов, 2003; Ярмолюк и др., 2003, 2006].

Результаты обобщения геологических и геохронологических (U-Pb, Ar-Ag, Sm-Nd и Rb-Sr изотопные методы) исследований гранитоидных батолитов АССО и Западной Монголии (северный и южный мегаареалы) позволили установить, что в возрастном диапазоне от 510 до 440 млн. лет (Прил. 2) выделяется три основных рубежа интрузивного (базитового и кислого) магматизма: 510–490, 480–470, 460–440 млн. лет [Руднев и др., 2002, 2004]. Обращает на себя внимание, что выделенные ритмы (максимумы гранитообразования) закономерно отстоят друг от друга на 25 ± 5 млн. лет. Анализ рубежей интрузивного магматизма северного и южного мегаареалов, а также масштабы их проявления, позволил выявить некоторые закономерности.

В *Алтае-Кузнецко-Батеневско-Саянском (северном) мегаареале* формирование гранитоидных батолитов охватывает возрастной интервал от 510 до 440 млн. лет, при этом устанавливаются три статистически достоверных пика (497 ± 3 , 472 ± 3 , 447 ± 5 млн. лет, 95% дов. ур.), которые рассматриваются в качестве отдельных магматических импульсов (ритмов). В *Тувинно-Монгольском (южном) мегаареале* формирование гранитоидных батолитов охватывает аналогичный возрастной интервал (510–440 млн. лет), при этом три статистически достоверных пика (95% дов. ур.) полностью совпадают с импульсами (ритмами) выделенными в Алтае-Кузнецко-Батеневско-Саянском мегаареале (495 ± 6 , 475 ± 10 , 455 ± 8 млн. лет). Несмотря на то, что периодичность формирования гранитоидных батолитов в том и другом мегаареалах совпадает, между ними установлена резкая асимметрия в масштабах развития гранитоидных батолитов. Если в северном мегаареале главный объем гранитоидов приходится на первый ритм ($\sim 60\text{--}65\%$, 497 ± 5 млн. лет), то в южном мегаареале – на третий ритм ($\sim 60\text{--}70\%$, 455 ± 8 млн. лет).

Аккреционно-коллизийный эпизод интрузивного магматизма характеризуется более широким набором породных ассоциаций (Прил. 3): диорит-тоналит-плагиогранитная, тоналит-плагиогранитная и плагиогранитная (М- и I-типы), диорит-гранодиорит-гранитная, гранодиорит-гранитная и гранит-лейкогранитная (I-тип),

монцодиорит-гранодиорит-гранитная, монцодиорит-граносиенитовая, граносиенит-гранитная и габбро-сиенитовая (А-тип).

Плагิโอгранитоидные ассоциации М-типа (Приложение 3г) на кембро-ордовикском этапе фиксируют наиболее ранние стадии аккреционно-коллизийных процессов в АССО. Они имеют крайне слабое развитие и наблюдаются только в Горном Алтае (Джегантерегский массив – 509 ± 10 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = +5.8$) и Западном Саяне (Куртахский массив – 493 ± 3 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = +5.4$) (рис. 2Б, Приложение 5Б). По петрогеохимическим характеристикам они практически не отличаются от плагиигранитов М-типа островодужного этапа. По содержанию Al_2O_3 (< 15 мас.%), Yb (> 1.2 г/т) они являются низкоглиноземистыми (Приложение 4Б), и их формирование связано с частичным плавлением метабазитов при $P \sim 8$ кбар в равновесии с Nb+Pl±Crх±Orх реститом.

Плагิโอгранитоидные ассоциации I-типа являются самыми распространенными. Как правило, они входят в состав крупных массивов или полихронных батолитов и образуют в них основной каркас. Их формирование наблюдается на трех возрастных рубежах: 510–490, 480–470, 460–450 млн. лет. При этом с уменьшением возраста объемы их резко возрастают. По петрогеохимическому составу эти плагиигранитоиды, также как и на островодужном этапе, разделяются на низко- и высокоглиноземистые типы.

Низкоглиноземистые плагиигранитоиды I-типа на кембро-ордовикском возрастном этапе, также как и на островодужном, преобладают. Плагиигранитоиды этого типа установлены в составе Саракокшинского плутона (512 ± 6 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = +6.7$, $T_{Nd}(DM) = 0.70$ млрд. лет) в Горном Алтае, в Каахемском батолите (ранне-таннуольский комплекс – 480 ± 2 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = +4.1$, $T_{Nd}(DM) = 0.88$ млрд. лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7036–0.7043$; позднетаннуольский комплекс – 451 ± 6 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = +3.4$, $T_{Nd}(DM) = 0.92$ млрд. лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7037–0.7048$), в Восточно-Таннуольском батолите (457 ± 3 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = +4.5$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7039$; 450 ± 5 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = +5.8$, $T_{Nd}(DM) = 0.72$ млрд. лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7042$) и Хамсаринском батолите (490 ± 2 и 462 ± 2 млн. лет) в Восточной Туве и Кожуховском батолите (Кожуховский массив – 500 ± 7 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = +4.2$, $T_{Nd}(DM) = 0.89$ млрд. лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7038$) в Кузнецком Алатау, а также в Шаратологйском (494 ± 10 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = +6.6$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7040$), Бумбатхаерханском (507 ± 5 млн. лет) и Гундгузинском (511 ± 4 млн. лет) плутонах и Гадрусском массиве (486 ± 11 млн. лет) в Озерной зоне Западной Монголии (рис. 2, Б, Прил. 2, 5а-г). По петрогеохимическому составу они практически не отличаются от их вещественных аналогов островодужного этапа. В них также наблюдается преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, наличие минимумов по Eu, Nb, Ta и Ti. Судя по содержанию Al_2O_3 , (≤ 15 мас.%), Yb (> 1.2 г/т) их формирование происходило путем плавления метабазитов при $P \sim 8$ кбар в равновесии с Nb+Pl±Crх±Orх реститом (Прил. 3д, 4б).

Высокоглиноземистые плагиигранитоиды I-типа имеют существенно меньшее развитие, чем низкоглиноземистые. Тем не менее, их формирование также прослеживается на нескольких возрастных рубежах в диапазоне 510–450 млн. лет. Они представлены серий крупных массивов в составе Каахемского (Караоский массив – 490 ± 3 млн. лет, Терехтыг-Чедерский и Байсютский массивы – 474 ± 4 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = +3.9$, $T_{Nd}(DM) = 0.90$ млрд. лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7040–0.7042$) и Восточно-Таннуольского (~ 450 млн. лет) батолитов в Восточной Туве, а также Аскизского плутона (492 ± 5 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = +4.7$, $T_{Nd}(DM) = 0.84$ млрд. лет) на Батеневском крыже и Мункусардыкского плутона (480 ± 2 млн. лет) в Восточном Саяне (рис. 2, Б, Прил. 2, 5б-г). В Озерной зоне Западной Монголии они фиксируются только на ранних стадиях аккреционно-коллизийных процессов, формируя крупные по масштабам плуто-

ны – Хиргиснурский (495 ± 2 млн. лет) и Гундгузинский (511 ± 4 млн. лет) [Кравцев и др., 1989; Ковалев и др., 1993, 1997; Коваленко и др., 2004; Ковач и др., 2004; Бараш и др., 2005; Руднев и др., 2004, 2009]. Для них отмечаются крайне низкие концентрации тяжелых РЗЭ, наличие отрицательных аномалий по Eu, Nb (Ta) и Ti (Прил. 3е). Исходя из содержания индикаторных элементов – Al_2O_3 (>15 мас.%), Yb (<1.2 г/т) их формирование было результатом плавления метабазитов при $P \geq 15$ кбар в равновесии с $\text{Nb} + \text{Crpx} + \text{Pl} + \text{Gar}$ реститом (Прил. 4б). В отличие от островодужных высокоглиноземистых плагиигранитоидов, расплавы такого типа могли генерироваться при плавлении метабазитового субстрата в основании утолщенной при коллизии коры за счет теплового воздействия поднимающихся мантийных расплавов. По содержанию TiO_2 , MgO, Sr, Y, Cr, Ni и РЗЭ **высокоглиноземистые плагиигранитоидные ассоциации** аккреционно-коллизийного этапа также сопоставляются с высокремнистыми адакитами (Прил. 4б) [Martin et al., 2005]. Подобное сходство позволяет предполагать, что они являются производных адакитовых магм, формировавшиеся в нижних частях коллизийных сооружений. Аналогичные образования, в настоящее время, установлены на примере коллизийных тоналит-трондьемитов раннепротерозойского и вендского возраста в юго-западном обрамлении Сибирского кратона [Туркина, 2005] и адакитоподобных гранитоидов раннетриасового и раннемелового возраста в Центральном Китае [Wang et al., 2007; Jiangfeng et al. 2008].

Диорит-гранодиорит-гранитные и гранит-лейкогранитные ассоциации I-типа на кемб्रो-ордовикском этапе интрузивного магматизма АССО и Западной Монголии по площади распространения существенно уступают низкокалиевым плагиигранитоидным ассоциациям. Они наблюдаются в виде крупных plutонов и массивов (Приложение 2) как в раннекаледонских структурах Кузнецкого Алатау (Центральнинский массив – 479 ± 7 млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +3.0$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.98$ млрд. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7039$), Батеневского кряжа (Белоюсский и Туимо-Карышский массивы – $470\text{--}441$ млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +4.4\text{--}+2.3$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.83\text{--}1.0$ млрд. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7047$), Восточной Тувы в составе Каахемского батолита (Бренский и Байбалыкский массивы – 450 ± 5 млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +1.7\text{--}+0.5$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.06\text{--}1.18$ млрд. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7046\text{--}0.7051$), Западной Монголии в составе Харанурского plutона (459 ± 11 млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +5.1$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.74$ млрд. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7096$) и Айрыгнурского массива (465 ± 11 млн. лет), так и в структурах Тувино-Монгольского микроконтинента в Восточном Саяне (Ихе-Хайгасский и др. массивы – 460 ± 2 млн. лет) [Кузьмичев, 2000; Коваленко и др., 2004; Руднев и др., 2004, 2009], где они, как правило, являются наиболее поздними интрузивными образованиями (рис. 2, Б, Прил. 2, 5а-г). Эти гранитоиды характеризуются более высокими содержаниями щелочей, K_2O , Rb, Sr, Ba, Zr, Hf, Nb, Ta, $\Sigma\text{РЗЭ}$, по сравнению с плагиигранитоидными ассоциациями. Характер распределения редкоземельных элементов (Прил. 3ж) свидетельствует о резком преобладании легких лантаноидов над тяжелыми и минимуме по Eu, в сочетании с минимумами по Nb (Ta), Ti на мультиэлементных спектрах.

Породы габбро-монцодиорит-сиенитовой, монцодиорит-гранодиорит-гранитовой, сиенит-граносиенит-гранитовой и граносиенит-гранитовой ассоциаций (A-tin) в раннекаледонских структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса проявились крайне неравномерно. Геохронологические исследования показали, что их формирование, как правило, связано с ранними стадиями аккреционно-коллизийных процессов (Приложение 2). Наиболее широкое развитие они получили в Кузнецком Алатау и Горной Шории, где они приурочены к полям развития венд-кембрийских вулканогенных образований с геохимическими характеристиками ОИВ-типа [Довгаль и др., 1980; Кривенко и др., 1977; Берзин, Кунгурцев, 1996; Шокальский и др., 2000; Владимиров и др., 1999; Руднев и др., 2008]. В Кузнец-

ком Алатау (рис. 2Б) они наблюдаются в составе Дудетского плутона (Малодудетский массив – 485 ± 3 млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +6.6$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.69$ млрд. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7051$, Ударнинский массив – 495 ± 5 млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +1.9$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.08$ млрд. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7052$, Кайдаловский массив – 498 ± 1 млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +3.2$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.98$ млрд. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7050$ и Карнаулский массив – 492 ± 7 млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +3.6$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.94$ млрд. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7047$) и Кожуховского плутона (Краснокаменский массив – 495 ± 5 млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +4.8$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.85$ млрд. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7047$). На Батеновском крыже они представлены в составе Белоюсско-Туймского батолита (массив Самсон – 502 ± 2 млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +2.2$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.06$ млрд. лет), Уйбатского батолита (серия массивов в районе Сорского рудного узла – $476\text{--}450$ млн. лет), Саксырского батолита (432 ± 4 млн. лет), а в Горной шории – Верхнекондомского плутона (493 ± 8 млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +4.7$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.85$ млрд. лет). Кроме того, они представлены серией массивов в Восточном Саяне и Восточной Туве в составе Хамсаринского (Катунский и Арысканский – 455 ± 2 млн. лет) и Каахемского (Зубовский массив – 512 ± 4 млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +2.6$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.04$ млрд. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7041$) батолитов, где располагаются срединно-кембрийских вулканогенно-осадочных отложений островодужного типа [Костицин и др., 1989; Рублев и др., 1995; Руднев и др., 2004, 2006]. В структурах Западного Сангиленга (Тувинно-Монгольский микроконтинент) они установлены в составе Баянкольского (496 ± 4 млн. лет), Тесхемского (480 ± 5 млн. лет) и Башкымугурского массивов (465 ± 5 млн. лет) [Козаков и др., 1999; Исих и др., 2001, 2005; Руднев и др., 2004; Шелепаев, Егорова, 2005; Владимиров и др., 2005]. Породы этих ассоциаций характеризуются высокими содержаниями щелочей и калия, Nb, Ta и $\Sigma\text{PЗЭ}$, в отдельных случаях P_2O_5 . Из других особенностей отмечаются преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 4.0\text{--}14.9$), наличие минимума по Eu ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{N}} = 0.38\text{--}1.0$) и отсутствие Nb- и Ta-минимума (Прил. 3з). Породы малодудетского комплекса (Приложение 5А) обладают широкими вариациями ϵ_{Nd} ($+6.6 \dots +1.9$) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0.7047\text{--}0.7052$). Для них характерно отсутствие минимумов по Nb и Ta. **Учитывая особенности состава и одновременно широкие вариации изотопных параметров, можно предполагать, что генерация исходных магм связана одновременно с плавлением деплетированных ($+6.6$) и обогащенных ($+3.2 \dots +1.9$) мантийных источников (Приложение 3з, 5).** В отличие от них, монцодиорит-гранодиорит-гранитные и монцодиорит-граносиенитовые ассоциации имеют ярко выраженные минимумы по Nb и Ta и в совокупности с более высокими значениями изотопных параметров ϵ_{Nd} ($+4 \dots +5$), предполагают их образование за счет плавления деплетированного мантийного источника с некоторой добавкой древнего корового материала.

Результаты Sr-Nd изотопных исследований гранитоидных ассоциаций аккреционно-коллизийного этапа ($510\text{--}440$ млн. лет) АССО и Западной Монголии позволили установить, что они характеризуются широким спектром изотопных параметров (рис. 2Б).

Плагиигранитоидные ассоциации по Sr-Nd изотопным характеристикам можно разделить две группы. В первую обособляются высоко- и низкоглиноземистые плагиигранитоидные ассоциации (М- и I-типов) с параметрами $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +5.4 \dots +6.9$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.71\text{--}0.67$ млрд. лет: Куртахский массив в Западном Саяне, Садринский и Базлинский массивы в Горной Шории, Саракокишинский и Джегантерегский массивы в Горном Алтае и Шаратологийский плутон в Озерной зоне Западной Монголии. Во вторую группу, также как и в первую, объединены высоко- и низкоглиноземистые плагиигранитоидные ассоциации (I-типа), но с более низкими значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +3.4 \dots +4.7$ и более древними модельными возрастными ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 0.84\text{--}0.92$ млрд. лет: Кожуховский массив в Кузнецком Алатау, Аскизский плутон на Батеновском кры-

же и *Каахемский и Восточно-Таннуольский батолиты* в Восточной Туве. В том и другом случаях плагиогранитоидные ассоциации формировались за счет плавления преимущественно метабазитовых субстратов, но при увеличении вклада корового материала от первой группы ко второй. Обращает на себя особое внимание, что плагиогранитоидные ассоциации, формировавшиеся на островодужном и аккреционно-коллизийном этапах, при общем сходстве изотопных характеристик – высокие положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$, обнаруживают различия. Плагиогранитоидные ассоциации аккреционно-коллизийного этапа, в целом, характеризуются меньшими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$, чем островодужного этапа, хотя от части и перекрываются. Это подтверждает заключение об увеличении роли корового вещества в гранитообразовании.

Диорит-гранодиорит-гранитные, гранодиорит-гранитные и гранит-лейкогранитные (I-тип) и габбро-монцодиорит-граносиенитовые и монцодиорит-гранодиорит-гранитные (A-тип) ассоциации аккреционно-коллизийного этапа характеризуются широким диапазоном значений $\epsilon_{Nd}(T)$ и модельного возраста (для монцонитоидных ассоциаций – $\epsilon_{Nd} = +6.6...+1.6$, $T_{Nd}(DM) = 0.69-1.08$; для диорит-гранодиорит-гранитных ассоциаций – $\epsilon_{Nd} = +5.8...+0.5$, $T_{Nd}(DM) = 0.72-1.16$). В целом эти породные ассоциации характеризуются отчетливо более низкими значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ по сравнению с плагиогранитоидами аккреционно-коллизийных обстановок, что отражает либо больший вклад корового материала при магмогенерации, либо, в случае монцонитоидных ассоциаций А-типа, участие не только деплетированных, но и обогащенных мантийных источников.

Таким образом, по **Nd-изотопным характеристикам, раннепалеозойские гранитоидные ассоциации**, формировавшиеся на аккреционно-коллизийном этапе (510–440 млн. лет) в АССО и Западной Монголии, имеют наиболее широкий диапазон изотопных параметров ($\epsilon_{Nd}(T) = +6.9...+0.5$; $T_{Nd}(DM) = 0.67-1.16$ млрд. лет, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7034-0.7096$), что не позволяет выделить определенные кластеры пород (за исключением плагиогранитоидных ассоциаций). В целом они образуют эволюционный тренд (рис. 2, Б) с обратной корреляционной зависимостью между $\epsilon_{Nd}(T)$ и $T_{Nd}(DM)$, **свидетельствующий о прогрессирующем вкладе корового, вероятно, осадочного материала в область магмогенерации** в ряду от плагиогранитоидов к гранитам I-типа. На изотопный состав гранитоидов А-типа по-видимому влияет также состав мантийных источников, что находит отражение в характере Nb аномалий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе на основе детального изучения раннепалеозойских батолитов АССО и Западной Монголии установлено, что эти грандиозные по своим масштабам геологические образования имеют сложную историю формирования. В контурах батолитов пространственно совмещены гранитоидные и габброидные ассоциации, отличающиеся друг от друга по набору петрографических групп пород, петрогеохимическими особенностями, возрасту, источниками и геодинамическим условиями формирования. Поэтому наблюдаемые в составе этих батолитов гранитоидные и габброидные ассоциации часто служили причиной неоднозначности корреляционных схем при тектоническом районировании и геокартографировании. Результаты изотопного датирования (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd, Rb-Sr методы) интрузивных ассоциаций и анализ всей имеющейся геохронологической информации по базитовым и гранитоидным комплексам показывают, что их формирование происходило в широком возрастном диапазоне от 570 до 440 млн. лет. В этом возрастном интервале выделяется нескольких рубежей гранитоидного и базитового магматизма, которые отражают за-

кономерную смену геодинамических обстановок от островодужной к аккреционно-коллизийной. На островодужном этапе, в возрастном диапазоне 570–520 млн. лет, формирование гранитоидных ассоциаций прослеживается на двух рубежах – 570–560 и 550–520 млн. лет. На аккреционно-коллизийном этапе (510–440 млн. лет), выделяется три рубежа гранитоидного магматизма – 510–490, 480–470, 460–450 млн. лет. Установлено, что масштабное гранитообразование, выразившееся в формировании крупных гранитоидных батолитов, произошло в позднем кембрии–ордовике и связано с процессами сочленения островных дуг, задуговых бассейнов, океанических поднятий, микроконтинентов на фоне субсинхронного базитового (мантийного) магматизма на всей территории АССО и Западной Монголии. Гранитоидный магматизм на островодужном этапе проявился в значительно меньших масштабах и представлен, как правило, серией мелких массивов среди вмещающих одновозрастных вулканитов.

Минералого-петрографические и петрогеохимические исследования состава раннепалеозойских гранитоидных ассоциаций островодужного и аккреционно-коллизийного этапов, позволили выделить среди них породы трех петрохимических серий: толеитовой (М-тип), известково-щелочной (I-тип) и монцонитоидной (А-тип).

На островодужном этапе выделяются только плагиогранитоидные ассоциации М- и I-типов, которые делятся на низко- и высокоглиноземистый типы, отражая различные, в первую очередь по давлению, условия генерации магм. Образование высокоглиноземистых плагиогранитоидных магм может быть реализовано при $P \geq 15$ кбар путем плавления метабазитов, по составу близких к базальтам N-MORB-типа, при погружении в зоне субдукции океанической плиты. В пользу такого механизма свидетельствуют сходство высокоглиноземистых плагиогранитов с высококремнистыми адакитами, являющихся вулканическими аналогами тоналит-трондьемитовых комплексов, а также высокие положительные величины $\epsilon_{Nd}(T)$ плагиогранитоидов, близкие к NMORB, производных деплетированной мантии. Формирование низкоглиноземистых плагиогранитов связано с плавлением метабазитов островодужной системы при $P \leq 8$ кбар. Тесная взаимосвязь плагиогранитоидов с одновозрастными габброидными ассоциациями позволяет выделить две парные индикаторные ассоциации островодужного типа: а) низкотитанистых высокоглиноземистых расслоенных ультрабазит-базитов и высокоглиноземистых тоналит-плагиогранитов, характерных для осевых частей глубокоэродированных островодужных террейнов; б) высокотитанистых высокоглиноземистых ультрабазит-базитов и низкоглиноземистых тоналит-плагиогранитов, типичных для тыловых частей островодужных систем.

На аккреционно-коллизийном этапе интрузивного магматизма отмечается более широкое разнообразие породных ассоциаций, которые по особенностям вещественного состава относятся гранитоидам М-, I- и А-типов. Установлено, что среди них также наиболее широко развиты плагиогранитоидные ассоциации, которые и формируют основной каркас гранитоидных батолитов. Среди плагиогранитоидных ассоциаций также выделяются низко- и высокоглиноземистый типы. Но в отличие от островодужного этапа, высокоглиноземистые плагиогранитоиды аккреционно-коллизийного этапа формировались за счет плавления метабазитов ($P \geq 15$ кбар) в низах утолщенной при коллизии коры, инициированного теплом поднимающихся мантийных расплавов. Результаты Sr-Nd-изотопных исследований гранитоидных ассоциаций островодужного и аккреционно-коллизийного этапа АССО и Озерной зоны Западной Монголии позволили установить, что они имеют различные магмогенерирующие субстраты. Для плагиогранитоидов островодужного этапа, судя по их изотопным параметрам ($\epsilon_{Nd}(T) = +7.9 \dots -4.7$, $T_{Nd}(DM-2st) = 0.65-0.85$ млрд. лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$

= 0.7034–0.7046), доминирующими были мафические источники, производные деплетированной мантии. Гранитоидные ассоциации аккреционно-коллизийного этапа характеризуются более широким диапазоном изотопных параметров ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +6.6 \dots +0.5$, $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 0.78\text{--}1.18$ млрд. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7038\text{--}0.7096$), которые свидетельствуют о прогрессирующем вкладе корового (осадочного) материала в область магмогенерации и/или изменении характера базитового источника.

ОСНОВНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

Владимиров А.Г., Пономарева А.П., **Руднев С.Н.** Интрузивный магматизм зоны перехода Западного и Центрального Сангилену // Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 57–87.

Лебедев В.И., Владимирова А.Г., Халилов В.А., Гибшер А.С., Каргополов С.А., Пономарева А.П., Изох А.Э., Ступаков, С.И., **Руднев С.Н.** U-Pb датирование и проблема расчленения докембрийских-раннепалеозойских метаморфических образований Западного Сангилену // Геология и геофизика. 1993. № 7. С. 45–52.

Владимиров А.Г., Каргополов С.А., **Руднев С.Н.** Два типа синметаморфических гранитов в коллизийных обстановках // Доклады АН. 1996. Т. 348. № 1. С. 85–88.

Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., **Руднев С.Н.** Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники, и геодинамические условия формирования // Доклады РАН. 1999. Т. 369. № 6. С. 795–798.

Крук Н.Н., **Руднев С.Н.**, Владимирова А.Г., Журавлев Д.З. Sm-Nd изотопная систематика гранитоидов западной части Алтае-Саянской складчатой области // Доклады АН. 1999. Т. 366. № 3. С. 395–397.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Владимирова В.Г., Гибшер А.С., **Руднев С.Н.** Синкинематические граниты и коллизийно-сдвиговые деформации Западного Сангилену (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2000. № 3. С. 396–411.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимирова А.Г., Борисов С.М., Гусев Н.И., Токарев В.Н., Зыбин В.А., Дубский В.С., Мурзин О.В., Кривчиков В.А., Крук Н.Н., **Руднев С.Н.**, Федосеев Г.С., Титов А.В., Сергеев В.П., Лихачев Н.Н., Мамлин А.Н., Котельников Е.И., Кузнецов С.А., Зейферт Л.Л., Яшин В.Д., Носков Ю.С., Уваров А.Н., Федак С.И., Гусев А.И., Выставной С.А. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал “ГЕО”, 2000. 188 с.

Бабин Г.А., Владимирова А.Г., **Руднев С.Н.** Геологическое строение, магматизм и метаморфизм Горной Шории как одного из типовых регионов Алтае-Саянской складчатой области // Матер. совещания “Актуальные вопросы геологии и минералогии юга Сибири”. Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 18–30.

Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П., Халилов В.А., **Руднев С.Н.**, Крук Н.Н., Выставной С.А., Борисов С.М., Мецнер А.Н., Бабин Г.А., Мамлин А.Н., Мурзин О.М., Назаров Г.В., Макаров В.А. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1149–1170.

Rudnev S.N., Bounaeva T.V., Babin G.A., Shokalsky S.P., Bibikova E.V., Ponomarchuk V.A., Travin A.V., Shemelina I.V. Anatomy of the early Paleozoic granitoid batholiths of Central Asia (extent, sources, genesis) // IGCP 420 Fourth Workshop Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia. China, Changchun, 2002.

P. 81–85.

Kruk N.N., Vladimirov A.G., **Rudnev S.N.** Nd Isotopic composition of granitoids of different geochemical types as the reflection of main continental crust growth mechanisms: evidence from the western part of Altai-Sayan fold region. China, Changchun, 2002. P. 69–73.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., **Руднев С.Н.**, Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338.

Руднев С.Н., Владимирив А.Г., Пономарчук В.А., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Борисов С.М. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность и источники) // Доклады РАН. 2004. Т. 396. № 3. С. 369–373.

Руднев С.Н., Владимирив А.Г., Пономарчук В.А., Бибилова Е.В., Владимирив В.Г., Шинтяпин Б.Н. и др. Возрастные рубежи и геодинамическая природа Каахемского полихронного батолита (Восточная Тува) // Доклады РАН. 2004. Т. 399. № 4. С. 506–512.

Руднев С.Н., Владимирив А.Г., Бибилова Е.В., Телешев А.Е., Ковалев П.Ф. U-Pb изотопный возраст гранитоидов Бренского массива (Восточная Тува) // Изв. ТПУ. Томск. 2004. Т. 307. № 6. С. 35–40.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Владимирив А.Г., **Руднев С.Н.**, Борисов С.М., Левченков О.А. Геохронологические рубежи и геодинамическая интерпретация щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау // Доклады РАН. 2004. Т. 398. № 3. С. 374–378.

Руднев С.Н., Бабин Г.А., Владимирив А.Г., Крук Н.Н., Шокальский С.П., Борисов С.М., Травин А.В., Левченков О.А., Терлеев А.А., Куйбида М.Л. Геологическая позиция, возраст и геохимическая модель формирования островодужных плагиогранитов Западного Саяна // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 2. С. 170–187.

Владимиров В.Г., Владимирив А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., **Руднев С.Н.**, Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилены (ЮВ Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Доклады РАН. 2005. Т. 405. № 1. С. 82–88.

Руднев С.Н., Владимирив А.Г., Пономарчук В.А., Бибилова Е.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Баянова Т.Б. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (В. Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 1. С. 30–42.

Крук Н.Н., **Руднев С.Н.**, Шокальский С.П., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Лепехина Е.Р., Ковач В.П. Возраст и тектоническая позиция плагиогранитоидов Саракшинского массива (Горный Алтай) // Литосфера. 2007. № 6. С. 137–146.

Руднев С.Н., Пономарчук В.А., Киселева В.Ю., Семенова Д.В. Изотопы Sr в гранитоидах Каахемского полихронного батолита (Восточная Тува) // Материалы XVIII международного симпозиума по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова. М.: ГЕОХИ, 2007. С. 229–230.

Руднев С.Н., Пономарчук В.А., Серов П.А., Киселева В.Ю., Докукина Г.А. Изотопно-геохимические свидетельства (Sr, Nd) процессов мантийного и корово-мантийного взаимодействия при формировании раннепалеозойских гранитоидов Кузнецкого Алатау // Материалы XVIII международного симпозиума по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова. М.: ГЕОХИ, 2007. С. 231–232.

Руднев С.Н., Борисов С.М., Бабин Г.А., Левченков О.А., Макеев А.Ф., Серов П.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В. Раннепалеозойские батолиты северной части Кузнецкого Алатау: вещественный состав, возраст, источники // Петрология. 2008. Т.

16. № 4. С. 421–448.

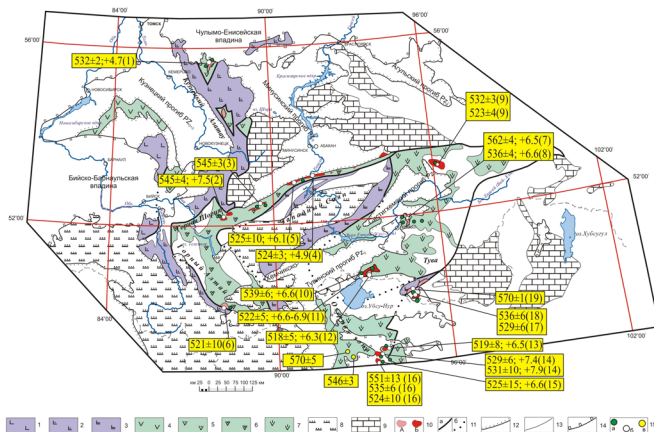
Руднев С.Н., Бабин Г.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Левченков О.А., Макеев А.Ф., Телешев А.Е., Шелепаев Р.А., Плоткина Ю.В. Гранитоидный магматизм Западного Саяна (этапы, состав и источники) // Литосфера. 2009. № 1. С. 23–46.

Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П., Шелепаев Р.А., Терентьева Л.Б. Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология. 2009. Т. 17. № 5. С. 470–508.

Руднев С.Н., Ковач В.П., Изох А.Э., Борисенко А.С., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Шелепаев Р.А., Родионов Н.В., Orihashi Y. Раннепалеозойский интрузивный магматизм Озерной зоны Западной Монголии: U-Pb и Sr-Nd изотопные исследования гранитоидов и габброидов // Матер. IV Российской конф. по изотопной геохронологии “Изотопные системы и время геологических процессов”. СПб.: Центр информационной культуры, 2009. С. 450–452.

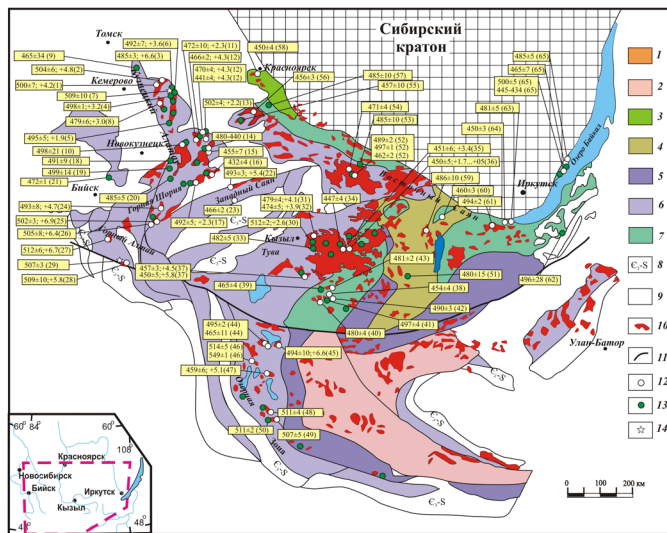
Крук Н.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Шокальский С.П., Сенников Н.В., **Руднев С.Н.**, Волкова Н.И., Ковач В.П., Серов П.А. Континентальная кора и источники гранитоидов Горного Алтая // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5.

Схема расположения плагитогранитоидных и габброидных массивов в венд-раннекембрийских вулканоплутонических поясах АССО и Западной Монголии



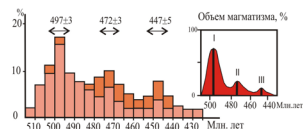
1-3 - вулканические (магматические) пояса с окраинноморскими и (или) океанскими ассоциациями [Бабин и др., 2001]; 1- Алтае-Кузнецкий (2), Тувино-Зайский (3); 4-7 - платформенные (интраземные) пояса ассоциаций; 4 - Саянский (4), Алагатский (5), Алтае-Северо-Саянский (6), Тувинский (7); 8-9 - венд-кембрийские палеобассейны: турбидитный (8), терригенно-карбонатный (9); 10 - венд-раннекембрийские гранитоидные ассоциации (а - толстовой серии, М-тип; б - известково-щелочной серии, I-тип); 11-14 - границы (а - установленные, б - скрытые под более молодыми образованиями): вулканических (магматических) поясов (11), палеобассейнов, ранне-, средне-, средне-позднепалеозойских прогибов (12), выходов структурно-вулканических комплексов (13), мезозойско-кайнозойских отложений (14), точки геологического опробования (15); габброидов (а), гранитоидов (б), вулканитов (в), выходов их пород (в млн. лет) и значение $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$. В круглых скобках даны названия батолитов, плутонов и массивов: 1 - Тынтинский, 2 - Китинский, 3 - Тарасковский, 4 - Енисейский, 5 - Табатский, 6 - Межтукарский, 7 - Коптинский, 8 - Буренский, 9 - Хамсаринский, 10 - Ирбитский, 11, 12 - Восточно-Тунууский, 13 - Шаратологский, 14 - Харанурский, 15 - Байнагацкий, 16 - Бумбатахерский, 17 - Правотаралашинский, 18 - Ортодлярский, 19 - Атардагская шовная зона.

Схема расположения позднекембрийско-ордовикских гранитоидных батолитов АССО и Западной Монголии

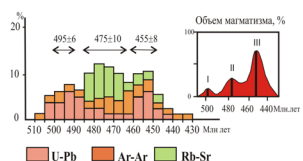


Относительные масштабы и периодичность формирования гранитоидов и габброидов

Алтае-Кузнецко-Батановский мезораи



Тувино-Монгольский мезораи



1 - Сибирский кратон; 2 - микроконтиненты с рифейским терригенно-карбонатным чехлом; 3 - рифтогенные комплексы (R_1); 4-6 - островные комплексы (4 - подирифейские, 5 - вендские, 6 - кембрийские); 7 - террейры с раннекаледонской ремобилизацией коры; 8 - орогенные молассы ($C-O$) и осадочные бассейны ($O-S$); 9 - геологические комплексы среднего палеозоя - раннего мезозоя; 10 - гранитоидные батолиты, плутоны и массивы; 11 - основные разломы [Валидинов и др., 1999; Руслан и др., 2004]; 12-14 - места геологического датирования, вынесен возраст (млн. лет) и параметры $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (12 - гранитоидных ассоциаций (М-, I-, и А-типа); 13 - габброидных и габбро-мондиолит-граносиенитовых ассоциаций (А-типа) и 14 - пелитно-габброидных (карбонатсодержащих) ассоциаций). В скобках арабскими цифрами указаны следующие массивы и плутоны: 1 - Кожуковский, 2 - Краснокамский (Кожуковский плутон); 3 - Малоудинский, 4 - Кайдаловский, 5 - Ударицкий, 6 - Карналовский, 7 - Верхнепротопавловский (Дудетский плутон); 8 - Центральникий; 9 - Кайдагский; 10 - Солонгский (Тигертырский плутон); 11 - Белоносский, 12 - Туино-Карынский, 13 - Самсон (Белоносско-Туинский плутон); 14 - Сорское рудное поле, 15 - Сайгацкий массив, Убайский плутон; 16 - Саксырский плутон; 17 - Асигский плутон; 18 - Лужбинский; 19 - Тебинский; 20 - Коловский; 21 - Верхне-Зубовский; 22 - Курташский; 23 - Сабинский, 24 - Верхнеколдовский, 25 - Садрицкий, 26 - Базинский; 27 - Сарокашский; 28 - Джетгангерский; 29 - Эдильей; 30-36 - Кахамский батолит (30 - Зубовский, 31 - Коптинский рудный узел, 32 - Байтосский, 33 - Мажалякский, 34 - Шульский, 35 - полстанууский и-с; 36 - Бренский и Байбалкайский); 37 - Восточно-Тунууский батолит; 38 - Комоматинский; 39 - Башлыгулуский; 40 - Тесемский; 41 - Байнагацкий; 42 - Хахаралуский; 43 - Ниязалуский; 44 - Харанурский; 45 - Шаратологский; 46 - Елин-Хурулский; 47 - Харанурский; 48 - Гундузунский; 49 - Бумбатахерский; 50 - Хахаранский; 51 - Бостгонский; 52 - Хахаранский; 53 - Завепальский; 54 - Катунский и Арыканский; 55 - Сайбарский; 56 - Буждальский; 57 - Нияндердальский; 58 - Шунжинский; 59 - Гадрусский; 60 - Ихе-Хайгацкий; 61 - Мунусаринский; 62 - Шильдырхейский; 63 - Хамардабский; 64 - Хайт-Тесинский; 65 - массивы Олхонского региона.

Г-Г3 - ассоциация аккреционно-коллизивного типа: Г-Е, плагиогристовые ассоциации: палеозойские (Г - толстые, м-п); тип: пунктурная линия - Дугитерский массив, сплошная линия Куртальский массив, Д - известно-щелочные, Е-тип: пунктурная линия Шаргалтово-Куртальский pluton, сплошная линия - Камакский батолит (Средне-Таврический pluton); Г-Е: известно-щелочные, Е-тип: известно-щелочные, Д - известно-щелочные, Е-тип: пунктурная линия - Садринский pluton Балканский массив, сплошная линия - Аюкский pluton, Камакский Восточно-Таврический батолиты, Херсонский pluton);

Ж - дворт-гранитоиды-гранитные ассоциации известно-щелочной серии: Ж-1 - мезокабри-мезокабри-ситовые и гранитоид-граниты (Средне-Таврический pluton); Ж-2 - мезокабри-ситовые (Средне-Таврический pluton, Сиваси и Зубовский массивы) и монолитно-гранитоид-граниты (Средне-Таврический pluton); Ж-3 - мезокабри-гранитоиды (Средне-Таврический pluton, Сиваси и Зубовский массивы) и монолитно-гранитоид-граниты (Средне-Таврический pluton);

интрузивных ассоциаций.

[illegible]

монстрирующие
коллизийных (Б)
ой Монголии к
овым комплексам

Figure 10 consists of four subplots (a, b, c, d) showing geochemical data for the studied rocks. The y-axis for all plots is Yb/Er (ranging from 0.1 to 10.0). The x-axis for all plots is SrO (wt. %) (ranging from 0 to 30). The plots show the distribution of trace elements in the studied rocks compared to the primitive mantle and the upper mantle. The diagrams are labeled (a) through (d).

- (a) Yb/Er vs. SrO (wt. %). The plot shows a negative correlation between Yb/Er and SrO . The data points are categorized by age: 1 (green circles), 2 (black circles), and 3 (red circles). The plot is labeled "Нормализованная диаграмма" (Normalized diagram) and "Восстановительная окислительная" (Reductive/oxidative).
- (b) Yb/Er vs. SrO (wt. %). The plot shows a positive correlation between Yb/Er and SrO . The data points are categorized by age: 1 (green circles), 2 (black circles), and 3 (red circles). The plot is labeled "Нормализованная диаграмма" (Normalized diagram) and "Восстановительная окислительная" (Reductive/oxidative).
- (c) Yb/Er vs. SrO (wt. %). The plot shows a negative correlation between Yb/Er and SrO . The data points are categorized by age: 1 (green circles), 2 (black circles), and 3 (red circles). The plot is labeled "Нормализованная диаграмма" (Normalized diagram) and "Восстановительная окислительная" (Reductive/oxidative).
- (d) Yb/Er vs. SrO (wt. %). The plot shows a positive correlation between Yb/Er and SrO . The data points are categorized by age: 1 (green circles), 2 (black circles), and 3 (red circles). The plot is labeled "Нормализованная диаграмма" (Normalized diagram) and "Восстановительная окислительная" (Reductive/oxidative).

1-2 - низкокремнистые плагиогранитоидные ассоциации: 1- толстоцветные (М-тин) и 2 - известково-щелочные (I-тин); 3 - высококремнистые плагиогранитоидные ассоциации известково-щелочной серии (I-тин). На диаграммах треугольных показаны области содержания элементов в расплавах, образующих при дегидратации (столбчатый тип) и плавлении (треугольный тип) плавленых источниках ТН1, ТН2 и МОР3 в равновесии с остатками: 1- Pl-Cpx-Opx, Ilb; 2- Ilb-Pl/Cpx-Opx, Ilb-IV и MOR3-Pl/Gar; 3- Cpx/Gar/Ilb, Pl - плагиоклаз, Cpx - клинопироксен, Opx - ортопироксен, Ilb - амфибол, Gar - гранат [Apr, 1983; Rapp et al., 1991, 1995; Beard et al., 1991; Туркина, 2000]. Поле захватное серии (штрих) отвечает составу низкокремнистым адзитадам, пунктирной линией - высококремнистым адзитадам по [Marjot, 2005].

Технический редактор *О.М. Вараксина*

Подписано в печать 02.03.10.

Формат 60×84 1/16. Офсетная печать.

Печ. л. 2,1. Тираж 150 экз. Заказ № 85.

ИНГТ СО РАН, ОИТ, просп. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090