

**КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА ГОРНОГО АЛТАЯ: ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ
И ЭВОЛЮЦИИ, ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ ГРАНИТОИДОВ**

Н.Н. Крук

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Проведен анализ особенностей состава и механизмов формирования континентальной коры Горного Алтая и роли гранитоидного магматизма в ее эволюции. Приведены геохимические и изотопные данные для главных типов пород первичной коры и ранне- и среднепалеозойских гранитоидов региона, показана роль гранитоидов как индикаторов различных стадий эволюции континентальной коры. Выполнен обзор основных моделей формирования континентальной коры, показана возможность их реализации для Горно-Алтайского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса.

На основе комплекса геологических, геохимических, изотопных и геохронологических данных установлено, что в ранне- и позднекаледонских террейнах Горного Алтая формирование коры континентального типа произошло практически синхронно (в среднем—позднем девоне). В раннекаледонских террейнах этот процесс был следствием многократного фракционирования первичной ювенильной коры базитового состава, а в позднекаледонских — одного цикла внутрикорового плавления «гибридной» андезитовой коры, содержащей значительную долю рециклированного материала.

Эволюция континентальной коры, гранитоиды, геохимия, изотопная геохимия, Горный Алтай.

**CONTINENTAL CRUST IN GORNY ALTAI: STAGES OF FORMATION
AND EVOLUTION AND INDICATOR ROLE OF GRANITOIDS**

N.N. Kruk

The composition and mechanisms of formation of continental crust in Gorny Altai and the role of granitoid magmatism in its evolution are considered. Geochemical and isotope data for major types of rocks of primary crust and for Early–Middle Paleozoic granitoids of the region are presented. The role of granitoids as indicators of different stages of the continental-crust evolution is discussed. A review of the main models of continental-formation crust is made, and their applicability to the Gorny Altai segment of the Central Asian Fold Belt is shown.

Based on the complex of geological, geochemical, isotope, and geochronological data, it has been established that the formation of continental crust in the Early and Late Caledonian terranes of Gorny Altai proceeded nearly synchronously (in the Middle–Late Devonian). In the Early Caledonian terranes, this process was the consequence of the multistage fractionation of primary juvenile crust of basic composition, and in the Late Caledonian ones it was the result of one-cycle intracrustal melting of hybrid andesitic crust rich in recycled material.

Evolution of continental crust, granitoids, geochemistry, isotope geochemistry, Gorny Altai

ВВЕДЕНИЕ

Проблемы формирования и эволюции континентальной коры относятся к числу фундаментальных в геологии, петрологии и геохимии. Интерес исследователей к этим вопросам возник с момента становления геологии как науки и резко возрос в последние полвека в связи с появлением новых методов изучения состава и определения абсолютного возраста горных пород.

За последние три десятилетия в исследованиях континентальной коры достигнут значительный прогресс. С одной стороны, получен и осмыслен огромный объем геологических, геохимических, гео-

хронологических и изотопных данных, характеризующих породы континентальной коры. Например, для территории Центрально-Азиатского складчатого пояса доказано резкое преобладание ювенильной коры, возраст формирования которой не превышает 1 млрд лет, выполнены оценки пропорций «ювенильного» и «рециклированного» компонентов в составе континентальной коры отдельных крупных сегментов, проведено Nd изотопное районирование территории [Коваленко и др., 1996, 1999; Ярмолюк и др., 1999, 2012; Крук и др., 1999; Jahn et al., 2000; Kruk et al., 2011; и др.]. С другой стороны, разработаны хорошо обоснованные модели формирования и эволюции коры [Taylor, McLennan, 1985; Rudnick, 1995; Wedepohl, 1995; Rudnick, Gao, 2003; и др.]. Вместе с тем некоторые фундаментальные вопросы в этой области пока не нашли своего окончательного решения. Так, до последнего момента не предпринималось попыток на примере крупных сегментов земной коры с длительной геологической историей проследить весь процесс формирования континентальной коры (от образования первичных коровых масс до становления коры континентального типа), связать между собой механизмы формирования континентальной коры, процессы ее эволюции и специфику гранитоидного магматизма. В данной работе предпринята попытка решить эти вопросы на примере Горно-Алтайского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса.

ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ГРАНИТОИДОВ (история вопроса и постановка проблемы)

В контексте данной работы наибольший интерес представляют два аспекта роста и эволюции континентальной коры: 1) состав коры и отдельных ее частей, 2) источники вещества и механизмы образования коры.

Оценки *состава* континентальной коры и отдельных ее резервуаров, полученные разными авторами, довольно близки между собой: состав для верхней коры соответствует гранодиориту, валовой состав коры — андезиту, а нижней коры — базальту или андезибазальту. Оценки редкоэлементного состава варьируют более широко [Taylor, McLennan, 1985; Wedepohl, 1995; Rudnick, 1995; Rudnick, Fountain, 1995; Gao, 1998; Rudnick, Gao, 2003], но в целом отличаются друг от друга не более чем на 30—40 %. Всеми исследователями единодушно отмечается, что земная кора обогащена относительно мантии крупноионными литофильными (LILE), высокозарядными (HFSE), редкоземельными (РЗЭ) и радиоактивными элементами, обеднена «транзитными» (Sc, V, Cr, Ni, Co) элементами и по геохимическим характеристикам отвечает андезитам активных континентальных окраин. Соотношение составов верхней и нижней коры в разных моделях также принципиально не отличается: верхняя кора обогащена кремнеземом, калием, обеднена фемическими компонентами и кальцием, имеет более высокие концентрации LILE, HFSE и РЗЭ, пониженные — «транзитных» элементов.

При оценке *механизмов* формирования континентальной коры авторы различных моделей едины в двух моментах. Во-первых, все согласны с тем, что источником корового вещества является мантия. При этом, поскольку состав коры не отвечает «прямым» выплавкам из мантии (оливиновым толеитовым базальтам или бонинитам островных дуг), во всех моделях предполагается, что формирование континентальной коры не является одноактным процессом. Во-вторых, общепринято, что формирование гранодиоритовой верхней коры связано с процессами внутрикоровой дифференциации.

В остальном все имеющиеся представления о механизмах формирования континентальной коры делятся на две группы: «эмпирические», исходящие из анализа больших объемов геохимической информации, и «теоретические», ставящие во главу угла определенные петрологические модели (основанные, опять же, на анализе геохимического материала и геофизических данных).

Наиболее проработанной и внутренне непротиворечивой среди «теоретических» является модель, предложенная Р.С. Тейлором и С.М. Мак-Леннаном [Taylor, McLennan, 1985]. Авторы принимают двухчленное строение континентальной коры (верхняя — гранодиоритовая и нижняя — базитовая), считая эти резервуары продуктами дифференциации первичной коры андезитового состава. Далее авторы предполагают различные механизмы формирования коры в архейское и постархейское время. Для архейской коры (75 % общего объема континентальной коры Земли) принята «бимодальная» модель формирования, для постархейской коры (25 % общего объема) — «андезитовая» (см., подробнее, [Taylor, McLennan, 1985]). Образование дифференцированной коры континентального типа является, по мнению авторов, результатом одноактного внутрикорового плавления: остаток, образующийся после удаления из «валовой» коры 25 % верхнекорового компонента, соответствует нижней коре.

Не останавливаясь подробно на анализе сильных и слабых сторон этой модели, необходимо подчеркнуть лишь ее главные особенности: 1) первичная ювенильная кора имеет андезитовый состав и соответствует валовому составу современной континентальной коры; 2) формирование дифференцированной коры континентального типа является следствием одноактного внутрикорового плавления; 3) в процессе внутрикоровой дифференциации валовой состав континентальной коры не изменяется.

В большинстве «эмпирических» моделей предполагается трехчленное строение континентальной коры (верхняя, средняя и нижняя кора), причем состав ни одной из этих частей не соответствует валовому составу коры. Оценивая возможные механизмы формирования коры, авторы «эмпирических» моделей [Rudnick, 1995; Rudnick, Fountain, 1995; Wedepohl, 1995; Rudnick, Gao, 2003; и др.] исходят из того, что среди продуктов частичного плавления мантии резко преобладают базальты. Соответственно, состав первичной коры предполагается базальтовым, а последующее формирование андезитовой коры связывается с процессами многократного внутрикорового плавления с образованием сначала тоналитов и трондьемитов, затем гранодиоритов и, в конечном итоге — калиевых гранитов. В качестве дополнительных факторов, определяющих наряду с «надсубдукционным» магматизмом состав и облик современной континентальной коры, рассматриваются внутриплитный магматизм, аккреция к окраинам континентов океанических плато, деламинация и рециклинг в мантию эклогитизированной нижней коры, обогащенной реститовым и кумулусным материалом [Rudnick, 1995; Туркина, 2008; Лучицкая, 2014].

В качестве главных особенностей рассматриваемого механизма можно выделить следующие: 1) первичная кора имеет базитовый состав; 2) формирование дифференцированной коры континентального типа является результатом многоактного внутрикорового плавления; 3) каждый эпизод внутрикоровой дифференциации сопровождается формированием высокоплотных реститов, удаляющихся из коры в мантию, что приводит к изменению валового состава коры.

Как частный случай моделей такого рода может рассматриваться механизм роста коры в результате андерплейтинга [Cox, 1993; Bea et al., 1997; Акинин и др., 2013], предполагающий многократное переплавление очагов кумулусных базитов в низах коры с последовательным формированием широкого спектра гранитоидов [Ферштатер, 2001, 2013].

Таким образом, независимо от принятой модели, при анализе процессов формирования континентальной коры необходимо выделять два аспекта: 1) формирование первичной коры и 2) ее эволюция с образованием коры континентального типа. В связи с этим встает резонный вопрос: с какого момента земную кору можно считать континентальной и как этот момент может быть зафиксирован в реальных геологических объектах? Ответ может быть получен при изучении вещественного состава гранитоидов, которые маркируют каждый эпизод внутрикорового плавления и несут информацию о составе коры в момент их формирования.

Поскольку в природе формирование гранитоидов является результатом нескольких, протекающих одновременно или последовательно, петрогенетических процессов, наиболее достоверную информацию о соотношении состава гранитоидных магм и магнегенерирующих субстратов дают результаты экспериментальных работ по плавлению пород, максимально схожих по составу с отдельными коровыми резервуарами, например метабазальтов (соответствуют базальтовому слою океанической литосферы и/или нижней коре), пород среднего состава (андезитов и тоналитов, отвечающих валовому составу коры либо составу средней коры) и пересыщенных глиноземом пород кварц-диорит-гранодиоритового состава (гнейсов, граувакк, глинистых сланцев, соответствующих составу верхней коры либо среднему составу осадочного слоя). Анализ этих данных указывает на наличие прямой связи составов анатектических выплавов и магнегенерирующих субстратов. Так, при плавлении метабазальтов образуются высококальциевые расплавы с низкими содержаниями калия, соответствующие природным тоналитам и трондьемитам [Beard, Lofgren, 1991; Rapp, Watson, 1995; Туркина, 2000]; анатексис недосыщенных глиноземом пород среднего состава (кварцевых амфиболитов) приводит к формированию гранитов с приблизительно равными содержаниями калия и натрия, повышенными концентрациями кальция и умеренной глиноземистостью [Patino-Douce, Beard, 1995]; при дегидратационном плавлении пород тоналитового состава формируются выплавки с кремнекислотностью 68—70 мас. % SiO_2 , умеренными содержаниями кальция, слабым преобладанием калия над натрием при $A/CNK \approx 1$ [Singh, Johannes, 1996]; наконец плавление кордиеритовых гнейсов продуцирует пересыщенные глиноземом ($A/CNK > 1.3$) низкокальциевые магмы с калиевой специализацией щелочей [Koester et al., 2002]. Таким образом, за счет плавления субстратов, присутствующих в коре, может быть сформирован широкий спектр расплавов (от низкокальциевых тоналитов и трондьемитов до высокоглиноземистых калиевых гранит-лейкогранитов), повторяющих все наиболее распространенные типы гранитоидов. Исключением являются щелочные граниты: близкие к ним по составу анатектические выплавки не были получены ни в одном из экспериментов, независимо от состава исходных субстратов и спектра P - T -условий. Генезис этих пород традиционно связывается с эволюцией мантийных расплавов и/или активным корово-мантийным взаимодействием и, как следствие, не является отражением эволюции континентальной коры.

Анализ экспериментальных данных позволяет решить вопрос о моменте формирования коры континентального типа. Поскольку при плавлении субстратов андезитового и тоналитового состава (наиболее близких к валовому составу коры по содержаниям кремнезема и калия) образуются известково-щелочные гранитоиды с калий-натровой специализацией щелочей, первый эпизод образования гранитоидных батолитов, сложенных подобными породами, следует считать моментом формирования коры континентального типа. В то же время образование S -гранитов, которые традиционно считаются

типичными для блоков «зрелой» континентальной коры, отражает, прежде всего, не степень ее дифференциации, а наличие в разрезах метаосадочных пород, претерпевших в процессе геологической истории экзогенный цикл выветривания.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ГОРНОГО АЛТАЯ

Горный Алтай представляет собой регион с длительной и многоэтапной историей развития. Геологическое строение и тектоническая история региона подробно охарактеризованы в работах [Зоненшайн и др., 1990; Берзин и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Шокальский и др., 2000; Владимиров и др., 2003; Добрецов, 2003; Добрецов и др., 2004, 2005а,б, 2007; Буслов и др., 2013]. Синтез данных, приведенных в этих работах, позволяет выделить главные этапы геологической эволюции Горного Алтая: 1) венд-раннекембрийский, связанный с эволюцией океанических, окраинно-морских и островодужных систем; 2) среднекембрийский-раннеордовикский аккреционно-коллизионный, отражающий причленение периокеанических и островодужных систем к краю Сибирского континента; 3) среднеордовикско-раннедевонский, соответствующий обстановке пассивной континентальной окраины; 4) девон-раннекаменноугольный, обусловленный зарождением и эволюцией активной континентальной окраины; 5) каменноугольно-раннепермский, соответствующий коллизии Сибирского и Казахстанского палеокон-

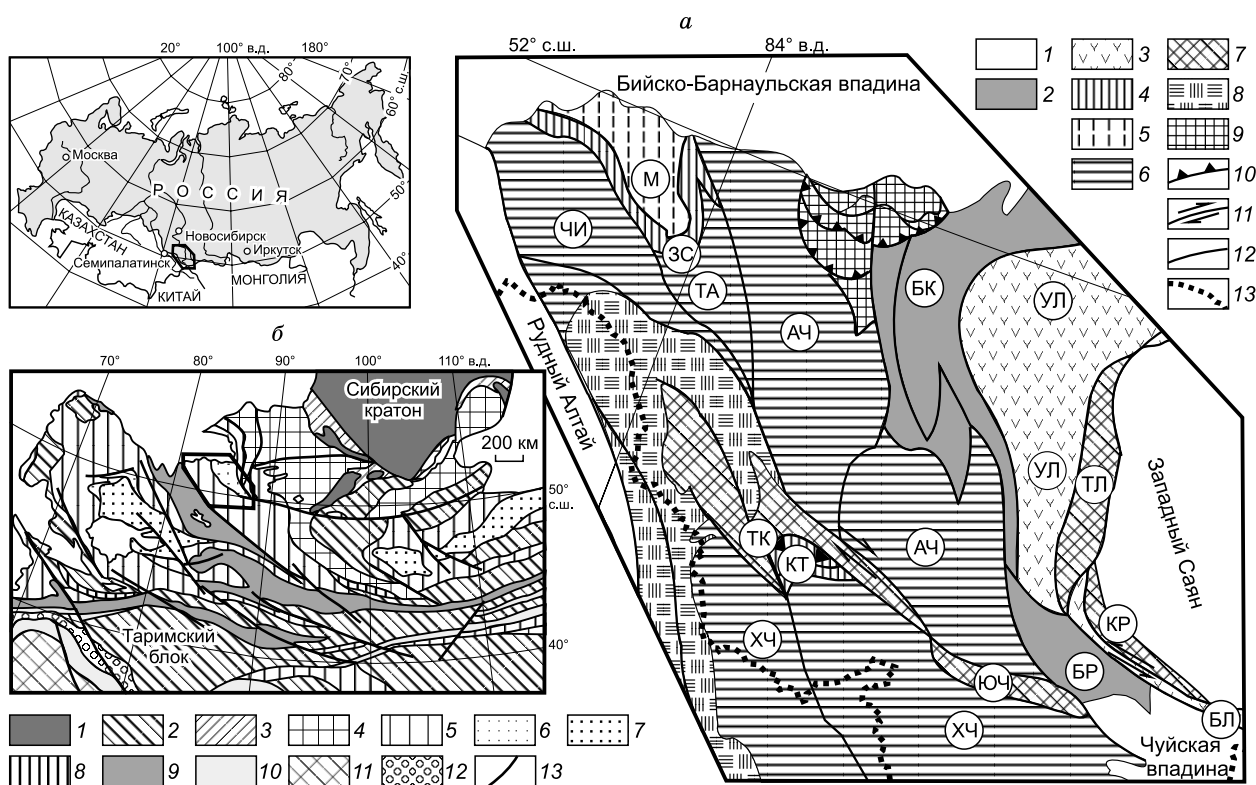


Рис. 1. а — террейновая схема Горного Алтая (по [Nocleberg et al., 2004] с изменениями и упрощениями); **б** — тектоническая позиция Горного Алтая (выделен контуром) в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса (использована тектоническая схема Центральной Азии [Моссаковский и др., 1993]).

а: 1 — четвертичные отложения, 2—7 — террейны: 2 — океанические (БК — Бийско-Кагунский, БР — Баратальский), 3 — островодужные (УЛ — Уймено-Лебедской, БЛ — Балхашский), 4, 5 — аккреционных призм: 4 — состоящие преимущественно из осадочных пород (М — Маралихинский), 5 — содержащие значительные количества пород океанической литосферы (КТ — Кайтанакский, ЗС — Засурьинский), 6 — турбидитовых бассейнов (ХЧ — Холзунско-Чуйский, АЧ — Ануйско-Чуйский, ТА — Талицкий, ЧИ — Чарышко-Инской), 7 — метаморфические (ЮЧ — Южно-Чуйский, КР — Курайский, ТК — Теректинский, ТЛ — Телецкий), 8 — сшивающие и перекрывающие комплексы с достоверно неизвестным основанием, 9 — тектонические аллохтоны, 10—12 — разломы: 10 — надвиги, 11 — сдвиги (стрелками показано направление смещений), 12 — прочие; 13 — государственные границы.

б: 1, 2 — платформы и микроконтиненты: 1 — сибирской группы, 2 — гондванской группы; 3—5 — мозаичные складчатые системы: 3 — позднерифейские, 4 — салаирские, 5 — каледонские; 6, 7 — остаточные или наложенные прогибы: 6 — каледонские, 7 — вариссийские; 8—11 — линейные (коллизийные) складчатые системы и сутуры: 8 — каледонские, 9 — вариссийские, 10 — индосинийские и поздневариссийские, 11 — киммерийские, 12 — Предкуныльунский прогиб, 13 — основные разломы. На врезке — географическое положение района исследований (выделен контуром).

тинентов на фоне активности Таримского плюма; 6) пермско-раннемезозойский, характеризующийся проявлениями внутриплитного магматизма, связанного с Сибирским суперплюмом.

В результате этой длительной истории была сформирована современная мозаично-блоковая структура Горного Алтая, в которой по глубинным разломам (часто сдвиговой природы) совмещены блоки разной природы и возраста (рис. 1). Восточную часть региона занимают раннекаледонские террейны океанической и островодужной природы, а центральную, западную и южную части — позднекаледонские террейны турбидитовых бассейнов.

ФОРМИРОВАНИЕ ПЕРВИЧНОЙ КОРЫ ГОРНОГО АЛТАЯ

Горно-Алтайский сегмент Центрально-Азиатского складчатого пояса сформирован на океаническом основании и не имеет допозднерифейского сиалического фундамента. Результаты геологических и геохронологических исследований свидетельствуют об отсутствии в регионе раннедокембрийских метаморфических событий. Наиболее древние оценки возраста метаморфизма океанических базальтов соответствуют эдиакарию (613 ± 9 млн лет [Гусев и др., 2012a]), возраст метаморфизма терригенных толщ не превышает 490 млн лет [Волкова, Скляр, 2007]. Результаты геохимических исследований метаморфических пород Горного Алтая свидетельствуют о «незрелой» природе их протолитов. Метапелиты по вещественному составу отвечают продуктам размыва коры «переходного» типа, metabазиты соответствуют либо океаническим (от N-MORB до OIB), либо толеитовым и известково-щелочным базальтам энсиматических островных дуг [Крук и др., 2013; Куйбида и др., 2014]. Модельный Nd возраст метапелитов Горного Алтая колеблется в интервале от 0.8 до 1.6 млрд лет [Плотников и др., 2003; Крук и др., 2013], причем наиболее древние (допозднерифейские) модельные возрасты зафиксированы для метаморфических комплексов, для которых по данным датирования детритовых цирконов доказан фанерозойский возраст протолитов [Гусев, Шокальский, 2010]. В целом вся совокупность имеющихся данных позволяет утверждать, что комплексы метаморфических пород Горного Алтая представляют собой фрагменты неопротерозойской-раннепалеозойской коры, метаморфизованные в ходе более молодых геологических событий.

Формирование основного объема первичной коры Горного Алтая произошло в течение двух этапов тектогенеза: раннекаледонского (венд—ранний кембрий) и позднекаледонского (поздний кембрий—ранний ордовик) [Крук и др., 2010]. На первом этапе по периферии Сибирского континента были сформированы две протяженные системы вулканических поясов [Берзин и др., 1994; Бабин, 2003]. Первая система сложена преимущественно базальтами с океаническими и окраинно-морскими характеристиками, в подчиненном количестве в разрезах присутствуют карбонатные, кремнистые и терригенные породы. Вторая система поясов сложена вулканогенно-осадочными толщами. Среди вулканических пород в лавовой фации резко преобладают базальты, в меньшей степени — андезибазальты. Более кислые породы (андезиты, дациты, риолиты) встречаются значительно реже. В пирокластической фации наряду с базальтовыми обычны туфы андезитов и более кислых пород. Осадочные породы представлены граувакковыми песчаниками и алевролитами. Пояса этого типа маркируют систему примитивных островных дуг, сформированных на океанической коре в обрамлении Сибирского палеоконтинента [Берзин и др., 1994; Шокальский и др., 2000; Buslov et al., 2002; Бабин, 2003].

В среднем кембрии—раннем ордовике произошли масштабные аккреционно-коллизийные события, связанные с приключением окраинно-морских и островодужных систем к окраине Сибирского континента. Для этого этапа характерны деформация и «скупчивание» венд-кембрийских бассейнов в обрамлении Сибирского кратона, формирование глаукофан-сланцевых поясов [Берзин и др., 1994; Добрецов, 1999; Волкова, Скляр, 2007; Добрецов, Буслов, 2007], масштабная орогения, проявления базитового и гранитоидного магматизма [Шокальский и др., 2000; Владимиров и др., 2001; Руднев и др., 2004; Дистанова, 2013; Донская и др., 2013; Макрыгина и др., 2014]. Интенсивная эрозия складчатых сооружений привела к формированию обширных турбидитовых бассейнов, имеющих океаническое основание и вытолкнутых толщами флишоидного и молассоидного облика.

Состав пород первичной коры, сформированной на ранне- и позднекаледонском этапах, существенно различен. Венд-раннекембрийские океанические базальты представлены спектром пород от MORB до OIB, с преобладанием первых (табл. 1, столбцы 1—3). Среди базальтов островодужных разрезов преобладают магнезиальные и глиноземистые разновидности, близкие по составу к образованиям современных энсиматических дуг (см. табл. 1, столбцы 4, 5); реже встречаются бонинит- и анкармитподобные базальты (см. табл. 1, ст. 6), еще реже — высокотитанистые разновидности (см. табл. 1, ст. 7) [Буслов и др., 1998; Buslov et al., 2002; Бабин, Крук, 2011]. Кислые породы (дациты, риолиты) характеризуются низкими содержаниями калия и высокой известковистостью, соответствуя породам низкоглиноземистых TTG [Крук и др., 2010; Крук, 2014] (см. табл. 1, ст. 11, 12). Среди андезитов (объемы их в островодужных разрезах невелики) выделяются две группы пород. Андезиты первой группы (табл. 1, ст. 8) характеризуются более высокими (в сравнении с высокомагнезиальными и высокоглиноземистыми

Таблица 1. Усредненные составы главных типов пород первичной коры Горного Алтая

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂ , мас. %	49.18	46.85	46.45	49.60	51.37	52.19	48.04	59.35	58.69	59.06	66.24	70.38	59.99	62.25	61.28	66.39
TiO ₂	1.02	2.95	1.21	0.57	0.54	0.31	2.22	0.49	0.44	0.56	0.48	0.45	0.63	0.84	0.83	0.72
Al ₂ O ₃	14.76	15.06	16.57	16.40	19.00	8.32	16.17	16.64	15.31	15.17	14.21	13.31	15.34	14.91	16.42	13.97
Fe ₂ O ₃ *	11.75	13.28	9.71	11.12	9.07	11.07	12.54	6.43	8.80	9.99	6.56	4.99	8.20	6.44	7.18	6.55
MnO	0.20	0.16	0.20	0.17	0.15	0.22	0.20	0.13	0.16	0.12	0.12	0.08	0.12	0.09	0.07	0.09
MgO	6.74	5.45	9.58	7.60	5.27	13.19	4.61	3.25	4.01	3.86	1.69	1.41	3.75	3.22	3.07	3.46
CaO	8.61	7.79	10.66	9.57	9.02	10.53	7.79	5.08	6.99	3.98	3.47	2.69	4.88	2.82	1.72	1.36
Na ₂ O	3.57	1.32	2.22	1.98	2.46	1.85	3.58	4.48	3.21	3.55	3.94	3.73	3.63	3.03	3.28	2.34
K ₂ O	0.86	3.02	0.45	0.75	0.76	0.21	0.90	0.97	0.37	0.74	0.66	0.87	0.55	1.75	2.13	2.01
P ₂ O ₅	0.17	0.65	0.09	0.08	0.12	0.03	0.54	0.19	0.07	0.05	0.1	0.09	0.18	0.2	0.22	0.16
П.п.п.	3.12	3.16	2.59	2.96	2.81	2.00	3.25	2.94	2.21	2.97	2.90	2.07	3.28	4.18	3.82	2.95
Сумма	99.99	99.69	99.74	100.81	100.58	99.96	99.89	99.30	99.87	100.04	100.38	100.07	100.25	99.80	100.03	100.05
N ₁	28	24	29	14	11	8	7	11	8	9	11	10	23	21	29	21
Sc, г/т	47	24	36	43	28	57	37	22	37	—	23	21	—	19	16	16
V	254	—	210	284	187	115	218	168	144	121	79	61	—	111	107	84
Cr	189	—	313	256	42	542	62	70	109	44	37	41	—	83	80	101
Co	48	38	37	33	18	61	35	16	30	—	11	8	—	17	15	18
Ni	43	—	148	52	18	130	29	—	30	13	11	14	—	77	40	108
Rb	9	34	9	15	11	2	16	18	5	7	9	13	12	64	58	67
Sr	239	578	153	332	432	77	404	514	324	165	248	210	208	214	271	121
Y	22	38	23	13	15	8	37	18	15	16	25	25	245	25	24	25
Zr	55	291	25	23	33	17	121	77	29	32	62	53	21	176	166	153
Nb	1.7	52.5	3.5	1.0	1.2	0.4	6.3	3	0.9	0.6	1.9	1.8	30.9	13	10.2	9.6
Cs	0.4	0.8	0.3	0.3	0.2	0.1	0.4	0.2	0.2	0.3	0.2	0.5	2.3	3	2.6	4.8
Ba	294	516	127	399	377	60	194	517	247	315	433	1293	425	442	471	325
La	4.13	36.28	2.68	3.79	6.23	1.35	12.34	15.84	2.62	1.79	6.63	6.61	8.06	27.21	23.24	27.89
Ce	10.48	79.62	7.03	8.96	14.31	3.30	30.78	32.37	6.04	4.44	14.32	14.37	18.15	54.51	47.93	52.72
Pr	1.27	—	1.2	1.18	1.84	0.43	4.84	4.20	0.95	0.74	2.03	2.07	2.52	6.69	6.07	7.14
Nd	7.59	40.58	6.56	5.53	8.38	2.01	22.63	17.08	4.34	3.81	9.25	9.62	10.44	26.01	23.19	24.85
Sm	2.43	9.84	2.29	1.55	2.12	0.6	5.85	3.54	1.33	1.34	2.63	2.71	2.7	5.23	4.66	5.00
Eu	0.95	3.23	0.97	0.55	0.68	0.27	2.05	0.95	0.51	0.53	0.84	0.77	0.8	1.28	1.08	1.17
Gd	3.15	10.48	3.11	1.89	2.5	0.95	6.26	3.08	1.79	1.90	3.23	3.14	2.55	5.00	4.55	4.68
Tb	0.59	1.43	0.65	0.36	0.41	0.19	1.07	0.52	0.34	0.38	0.61	0.60	0.44	0.77	0.66	0.77
Dy	4.02	7.51	4	2.11	2.48	1.33	6.74	3.01	2.32	2.56	4.01	4	2.74	4.57	3.87	4.15
Ho	0.89	1.20	0.9	0.47	0.55	0.3	1.35	0.65	0.52	0.58	0.88	0.88	0.67	0.97	0.81	0.83
Er	2.52	3.27	2.47	1.39	1.61	0.87	3.82	1.90	1.55	1.78	2.66	2.69	1.90	2.74	2.46	2.32
Tm	0.38	0.54	0.36	0.21	0.25	0.14	0.56	0.29	0.25	0.28	0.43	0.42	0.29	0.42	0.37	0.36
Yb	1.99	3.53	2.23	1.36	1.56	0.89	3.44	1.97	1.66	1.85	2.79	2.76	1.55	2.58	2.33	2.32
Lu	0.32	0.51	0.33	0.21	0.24	0.14	0.51	0.31	0.26	0.27	0.42	0.42	0.27	0.43	0.35	0.35
Hf	1.6	7.0	1	0.7	1	0.5	2.6	2.2	0.9	1	1.9	1.8	1.2	4.7	4.3	2.7
Ta	0.2	2.7	0.2	0.2	0.1	0.1	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	1	0.6	2.1
Th	0.4	3.0	0.2	0.6	0.9	0.1	0.9	3.7	0.6	0.3	1.3	1.1	1.2	6.7	5.9	9.1
U	0.4	0.8	0.1	0.4	0.6	0.1	0.4	1.6	0.4	0.3	0.8	0.8	0.9	2.0	2.1	1.8
N ₂	14	9	7	6	4	4	3	7	3	4	9	7	11	9	13	9

Примечание. 1, 2 — породы палеоокеанических террейнов: 1 — низкотитанистые базальты Курайского и Катунского палеосимаунтов, 2 — высокотитанистые базальты Катунского палеосимаунта; 3 — базальты океанического основания островных дуг; 4—13 — породы палеоостроводужных террейнов: 4—7 — базальты (4 — высокомагнезиальные, 5 — высокоглиноземистые, 6 — бонинитоподобные, 7 — высокотитанистые), 8, 9 — андезиты (8 — дифференциаты базальтовых расплавов, 9 — продукты смешения базитовых и кислых магм), 10 — туфы эффузивов различного состава, 11 — дациты, 12 — риолиты, 13 — осадочные породы (песчаники и алевролиты). 14—16 — осадочные породы турбидитовых бассейнов: 14 — Чарышко-Талицкого, 15 — Ануйско-Чуйского, 16 — Холзунско-Чуйского.

Fe₂O₃* суммарное железо в форме Fe₂O₃. Прочерк — не определялось. N₁ и N₂ — число проб, по которым рассчитан петрохимический и редкоземельный состав пород.

Содержания петрогенных компонентов определены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) методом РФА на приборе S4 Pioneer фирмы «Bruker AXS» (аналитики Н.Г. Карманова, Н.М. Глухова, А.Н. Таряник) и методом «мокрой» химии в Байкальском аналитическом центре СО РАН г. Иркутск (аналитики М.М. Самойленко и Е.Г. Колтунова). Содержания редких и редкоземельных элементов определены методом индукционно-связанной плазмы в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на приборе Finnigan Element (аналитики И.В. Николаева, С.В. Палесский) и в Байкальском аналитическом центре СО РАН (г. Иркутск) на приборе Plasma quad PQ-2 (аналитики С.В. Пантеева и В.В. Маркова).

Наряду с авторскими анализами использованы данные [Сафонова и др., 2008, 2011; Utsunomiya et al., 2009; Бабин, Крук, 2011].

базальтами) содержаниями LILE, HFSE и P3Э, «наследуют» петро- и геохимические особенности пород мантийного генезиса и, по всей видимости, являются их дифференциатами. Андезиты второй группы (см. табл. 1, ст. 9) имеют более низкие концентрации несовместимых элементов и по геохимическим характеристикам соответствуют продуктам смешения основных и кислых магм. Для пирокластических образований вулканических разрезов типична более высокая по сравнению с лавами доля кислого материала; их усредненный состав соответствует низкокальциевым андезитам (см. табл. 1, ст. 10). Осадочные породы по особенностям состава близки к туфам и резко отличаются от лав (см. табл. 1, ст. 13). Для всех раннекембрийских островодужных пород характерны крайне низкие содержания некогерентных элементов.

Базальты океанического основания позднекаледонских турбидитовых бассейнов по составу отвечают преимущественно OIB, а среди осадочных пород резко преобладают более кремнекислые и калиевые (в сравнении с раннекембрийскими осадками) разности, по редкоэлементному составу занимающие промежуточное положение между составами «валовой» и верхней континентальной коры по оценке [Taylor, McLennan, 1985] (см. табл. 1, ст. 14—16).

Изотопные характеристики пород первичной коры Горного Алтая также варьируют достаточно широко. Венд-раннекембрийские океанические базальты характеризуются значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ от +1 до +9; в синхронных им вулканических и осадочных породах островных дуг $\epsilon_{Nd}(T)$ колеблется от +3.4 до +8.5 [Добрецов и др., 2004; Сафонова и др., 2008, 2011; Utsunomiya et al., 2009; Крук и др., 2010]. Наиболее широкие вариации изотопного состава Nd зафиксированы в кембро-ордовикских турбидитах: от +4.0...+5.3 в Ануйско-Чуйском террейне до -4.0...-4.6 в Холзунско-Чуйском [Крук и др., 2010].

Резкие вариации в составе пород ранне- и позднекаледонской коры являются следствием различия источников их вещества и механизмов формирования. Так, в раннекембрийских островодужных системах Горного Алтая образование кислых магм было связано с плавлением океанических и островодужных метабазальтов, андезиты (как показано выше) представляли собой продукты дифференциации базальтовых расплавов либо смешения основных и кислых магм. Осадочные породы островодужных разрезов формировались исключительно за счет размыва синхронных вулканических толщ [Kruk et al., 2005; Крук и др., 2007]. Таким образом, раннекаледонская кора Горного Алтая имеет исключительно ювенильную природу: слагающие ее породы образованы за счет переработки вещества мантии и океанической литосферы [Крук и др., 2010].

Источники вещества позднекембрийских-раннеордовикских турбидитов были значительно более разнообразны. Результаты исследования детритовых цирконов в кембро-ордовикских песчаниках [Gusev et al., 2010; Крук, 2014; Wang et al., 2014] указывают на преобладание в источнике осадочных пород материала раннекембрийских вулканических толщ. В то же время в песчаниках Холзунско-Чуйского и Талицкого террейнов, породы которых характеризуются более древними по сравнению с раннекембрийскими островодужными комплексами модельными Nd возрастами, обнаружены докембрийские (вплоть до позднеархейских) цирконы, что свидетельствует о привносе древнего корового материала. С другой стороны, во всех случаях обнаружены позднекембрийские детритовые цирконы с возрастом 512—490 млн лет, синхронные с первым этапом массового гранитообразования в западной части Алтая-Саянской складчатой области (АССО) [Владимиров и др., 1999; Руднев и др., 2004]. Таким образом, позднекаледонская кора Горного Алтая имеет «гибридную» природу и содержит значительную долю рециклированного корового компонента [Крук и др., 2010; Крук, 2014].

В целом каледонские геологические процессы привели к формированию на территории Горного Алтая геоблоков (террейнов) с корой трех разных типов: 1) блоки океанической литосферы, сложенные преимущественно базальтами MORB и OIB; 2) блоки островодужной ювенильной коры; 3) блоки коры «гибридного» типа: турбидитовые палеобассейны, сформированные на океаническом основании (MORB±OIB) и выполненные мощными толщами слабометаморфизованных осадочных пород андезитового состава.

ГРАНИТОИДЫ ГОРНОГО АЛТАЯ: РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА

Результаты предшествующих геолого-геохронологических исследований [Шокальский и др., 2000; Владимиров и др., 2001; Руднев и др., 2001; Гусев и др., 2012б; Гусев, Гусев, 2012], дополненные новыми данными (рис. 2, врезка), свидетельствуют о принадлежности гранитоидов Горного Алтая к трем крупным мегаритмам: позднекембрийскому (512—495 млн лет), девон-каменноугольному (410—362 млн лет) и позднепалеозойско-раннемезозойскому (340—190 млн лет).

Формирование позднекембрийских гранитоидов было связано с аккреционно-коллизийными процессами¹. Их массивы немногочисленны. Они приурочены к раннекаледонским палеоокеаническим

¹ Имеются сведения о наличии в Горном Алтае раннекембрийских гранитоидов островодужной природы [Шокальский и др., 2000; Гусев и др., 2011], однако они пока не подтверждены надежными геологическими и геохронологическими данными.

Представительные анализы раннесреднепалеозойских гранитоидов Горного Алтая

Таблица 2.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂ , мас. %	61.57	67.05	75.61	72.43	65.35	68.50	68.79	74.56	67.10	72.58	66.06	72.50	65.72	73.24	64.11	69.97
TiO ₂	0.59	0.54	0.09	0.14	0.41	0.50	0.38	0.19	0.49	0.19	0.78	0.20	0.66	0.30	0.75	0.55
Al ₂ O ₃	14.23	15.22	11.78	13.95	15.58	14.69	15.33	13.60	15.17	14.47	16.12	14.60	17.16	13.73	15.24	14.86
Fe ₂ O ₃ *	8.77	3.25	1.34	2.20	4.35	3.73	2.92	1.66	3.60	1.98	5.24	1.94	3.55	2.27	6.08	4.29
MnO	0.16	0.14	0.09	0.05	0.09	0.10	0.07	0.10	0.07	0.05	0.09	0.05	0.09	0.04	0.11	0.07
MgO	2.67	2.37	1.00	0.44	1.50	1.24	1.13	0.42	1.14	0.58	1.76	0.51	0.79	0.39	1.65	0.8
CaO	6.58	4.80	5.83	1.87	4.53	3.35	2.25	1.40	3.74	1.31	3.81	1.52	2.15	1.41	4.32	2.68
Na ₂ O	3.15	3.09	3.06	5.90	4.82	4.69	3.65	3.67	3.29	3.74	3.48	3.62	4.02	3.18	3.73	3.92
K ₂ O	0.41	0.38	0.16	2.40	1.96	2.42	4.59	3.99	4.82	4.44	3.23	4.15	6.29	5.04	2.65	3.55
П.л.п.	1.44	1.95	0.88	0.42	1.30	0.64	0.64	0.55	0.54	0.46	0.32	0.68	0.56	0.37	0.16	0.14
P ₂ O ₅	0.09	<0.03	<0.03	0.03	0.17	0.08	0.13	0.03	0.16	0.20	0.21	0.15	0.15	0.08	1.20	0.14
Сумма	99.66	98.79	99.83	99.84	100.05	99.94	99.88	100.17	100.24	100.00	101.22	100.01	101.40	100.15	100.00	101.03
Rb, г/т	8	4	<1	36	24	76	109	164	126	166	109	155	100	137	77	99
Sr	198	157	400	265	670	308	936	130	292	111	228	132	235	114	199	152
Y	27	14	11	5	14	21	9	20	35	13	34	16	21	18	39	40
Zr	36	47	13	27	79	61	134.8	63	206	461	244	105	528	210	184	219
Nb	1.9	0.1	0.5	2.8	6.3	8.2	5.8	14.8	17.8	14.3	9.5	9.5	8.5	11.6	10.1	9.1
Cs	0.4	—	—	—	0.5	2.2	2.7	3.2	3.6	—	4.5	8.8	2.6	5.5	3.2	9.1
Ba	133	125	95	766	431	531	1268	358	636	404	517	332	1797	445	472	560
La	4.41	2.96	2.38	6.21	9.72	18.63	43.5	28.03	26.09	20.40	21.67	20.99	43.72	44.33	23.45	29.21
Ce	10.83	7.17	4.79	9.02	17.87	33.42	78.29	54.25	62.86	41.6	50.19	43.27	78.05	83.21	47.77	59.03
Pr	1.76	1.11	0.92	1.45	2.31	4.61	8.96	6.63	8.26	4.66	6.51	5.6	9.12	9.21	6.24	7.29
Nd	9.00	5.10	4.26	5.94	8.95	19.39	35.16	23.92	31.68	16.50	26.80	21.13	32.9	30.75	25.49	29.11
Sm	2.77	1.68	1.07	0.97	2.04	4.02	5.85	4.86	6.20	3.49	5.70	4.57	5.22	5.36	5.12	6.55
Eu	0.67	0.61	0.25	0.28	0.79	1.03	1.16	0.59	1.41	0.72	1.54	0.69	2.7	0.82	1.32	1.43
Gd	3.25	2.33	1.36	0.96	2.1	3.94	3.25	4.09	5.99	3.04	5.75	3.13	4.78	4.68	6.16	6.76
Tb	0.64	0.39	0.26	0.15	0.33	0.64	0.37	0.72	0.86	0.48	0.92	0.51	0.67	0.64	0.95	1.17
Dy	4.01	2.74	1.72	0.82	2.1	3.69	1.89	3.28	5.21	2.52	5.51	2.88	3.29	3.17	5.50	7.55
Ho	0.84	0.49	0.37	0.20	0.44	0.81	0.41	0.72	1.09	0.47	1.13	0.52	0.67	0.57	1.13	1.58
Er	2.63	1.74	1.49	0.52	1.28	2.25	1.01	1.89	3.06	1.2	3.15	1.47	1.98	1.60	3.3	4.78
Tm	0.43	0.16	0.15	0.09	0.21	0.36	0.15	0.28	0.51	0.2	0.51	0.23	0.31	0.23	0.54	0.73
Yb	2.61	1.66	1.49	0.80	1.40	2.16	0.9	1.94	3.29	1.15	3.40	1.49	2.08	1.50	3.40	4.67
Lu	0.41	0.30	0.22	0.14	0.21	0.31	0.15	0.29	0.48	0.18	0.49	0.22	0.33	0.23	0.46	0.66
Hf	1.1	1.4	1.0	1.4	1.9	2.0	4.42	2.8	5.9	3.9	7.1	3.4	11.3	6.1	5	7.9
Ta	0.1	<0.01	<0.01	0.2	0.4	0.6	0.02	1.2	1.5	2.1	0.7	1.4	0.5	0.9	0.6	0.8
Th	0.8	0.6	0.5	1.5	1.9	6.9	14.43	14.3	8.8	10.9	8.1	10.8	6.0	14.9	6.4	11.5
U	0.3	0.3	0.7	0.3	0.5	1.4	2.07	0.8	2.4	2.2	1.8	1.7	1.9	2.1	1.1	2.7
T, млн лет	509	509	509	512	510	400	390	390	406	—	404	—	—	407	395	395
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁷ Nd	0.1862	—	—	0.118	0.1315	0.1223	—	0.1244*	0.149*	—	0.1104*	—	—	0.1055	0.1374	0.1324
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512953 ± 3	—	—	0.512715 ± 12	0.512769 ± 4	0.512499 ± 5	—	0.512650 ± 9	0.512692 ± 5	—	0.512499 ± 5	—	—	0.512605 ± 3	0.512696 ± 6	0.512754 ± 6
ε _{Nd} (0)	+6.2	—	—	+1.5	+2.5	+0.3	—	+0.2	+1.1	—	-2.7	—	—	-0.6	+1.1	+2.2
ε _{Nd} (T)	+6.9	—	—	+6.7	+6.8	+4.1	—	+3.8	+3.3	—	+1.7	—	—	+4.1	+4.1	+5.5
T _{Nd} (DM-2), млрд лет	0.68	—	—	0.7	0.69	0.82	—	0.84*	0.88*	—	1.02*	—	—	0.83	0.83	0.7

Компонент	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂ , мас. %	71.52	72.04	74.14	65.09	68.93	76.21	75.86	75.04	75.34	76.35	66.65	62.70	65.14	66.15	71.24	68.88
TiO ₂	0.50	0.28	0.29	0.61	0.43	0.14	0.14	0.2	0.09	0.13	0.73	0.52	0.47	0.44	0.28	0.68
Al ₂ O ₃	13.83	14.18	13.22	15.34	14.39	11.21	11.98	12.84	11.50	13.19	15.05	16.26	15.10	13.88	14.00	14.63
Fe ₂ O ₃ *	3.67	2.53	2.11	5.09	3.65	3.37	2.56	2.00	3.96	1.64	5.77	6.58	5.75	4.68	2.58	4.50
MnO	0.07	0.10	0.10	0.11	0.09	0.13	0.07	0.05	0.07	0.03	0.11	0.12	0.10	0.08	0.04	0.09
MgO	0.97	0.42	0.31	1.68	1.01	<0.1	0.08	0.10	<0.05	<0.1	1.36	2.43	2.64	1.40	0.74	1.24
CaO	1.69	0.43	0.39	4.11	2.60	0.09	0.19	0.51	0.23	0.54	3.67	5.81	5.07	3.32	2.98	2.33
Na ₂ O	3.00	5.04	4.83	4.20	3.99	3.93	4.12	3.97	4.08	3.77	3.28	2.49	2.31	3.87	3.04	3.43
K ₂ O	4.56	4.27	4.25	3.55	4.19	4.6	4.65	4.51	4.41	4.75	2.63	1.94	2.8	3.6	3.79	3.86
П.п.п.	0.18	0.53	0.56	0.38	0.65	0.35	0.01	0.03	0.01	0.28	0.19	0.12	0.1	0.07	0.04	0.21
P ₂ O ₅	0.25	0.04	0.05	0.17	0.11	0.02	0.28	0.61	0.14	0.02	0.59	0.80	0.64	2.15	0.46	0.07
Сумма	100.29	99.86	100.24	100.34	100.04	100.08	100.02	99.84	99.91	100.87	100.03	99.80	100.11	99.64	99.18	99.98
Rb, r/r	87	131	171	130	134	218	108	134	231	116	91	61	102	99	118	112
Sr	163	43	70	263	219	3	14	51	10	45	188	218	204	130	126	142
Y	39	32	33	21	21	79	47	44	50	23	44	19	26	19	21	43
Zr	197	132	117	78	141	1691	519	188	371	127	247	96	135	107	115	286
Nb	8.7	14.3	15.1	9.9	11.2	65.8	12.4	13.2	19.3	8.2	12.3	7.4	9.8	8.1	7.7	15.2
Cs	10.2	1.4	1.1	3.9	6.8	1.8	2.3	2.9	2.4	6	—	5.2	—	1.8	5.3	10.7
Ba	581	690	700	598	564	91	262	651	88	574	516	372	497	374	493	462
La	22.85	30.9	27.98	19.50	25.89	125.46	36.99	33.46	19.10	17.39	26.40	20.29	23.06	19.83	24.93	35.79
Ce	56.88	64.5	73.63	45.60	51.32	274.12	83.92	64.6	45.08	50.3	64.44	42.28	44.63	37.25	41.10	76.34
Pr	6.31	8.09	7.05	5.36	6.09	33.46	10.14	8.16	5.59	4.38	7.48	4.5	5.53	3.94	4.64	9.28
Nd	25.28	31.3	26.67	21.60	22.27	122.12	41.80	29.44	23.20	15.93	30.48	16.58	20.64	14.91	16.60	36.15
Sm	5.76	6.16	5	4.36	4.33	23.42	9.32	6.36	6.17	3.64	7.32	3.35	4.12	2.88	3.25	7.79
Eu	1.58	1.05	0.76	1.13	0.93	0.75	1.01	0.87	0.34	0.39	1.76	0.96	0.84	0.62	0.62	1.37
Gd	6.58	5.76	4.56	3.84	4.09	19.71	7.43	6.74	5.18	3.67	7.26	3.46	3.57	2.91	3.22	7.52
Tb	1.23	1.03	0.85	0.65	0.57	3.26	1.27	1.06	1	0.64	1.25	0.57	0.61	0.44	0.49	1.41
Dy	7.34	5.82	4.92	3.37	3.35	18.06	8.05	6.03	6.94	4.15	7.69	3.7	4.13	2.84	2.91	7.84
Ho	1.47	1.30	1.15	0.67	0.67	3.85	1.75	1.29	1.7	0.86	1.52	0.8	0.89	0.64	0.64	1.49
Er	4.34	3.80	3.63	1.91	2.00	12.51	5.13	3.87	5.41	2.49	4.26	2.10	2.67	1.83	1.91	4.75
Tm	0.74	0.65	0.66	0.27	0.30	2.45	0.79	0.57	0.89	0.44	0.65	0.35	0.41	0.30	0.29	0.80
Yb	4.78	3.77	4.46	1.97	2.03	17.09	4.96	4.05	5.92	3	4.13	2.30	2.92	2.01	2.00	5.18
Lu	0.69	0.58	0.66	0.28	0.32	2.72	0.87	0.58	1.06	0.43	0.63	0.34	0.47	0.29	0.30	0.70
Hf	7.4	4.6	4.5	2.3	3.7	50.7	12	5.6	11.7	5.4	6.5	3.5	3.7	3.1	3.3	9.5
Ta	0.8	1	1.1	0.7	1.3	4.9	0.9	0.9	1.5	0.8	0.7	0.7	1	1	0.8	1.4
Th	12	9	14.9	9.1	14.1	34.0	11.2	12.3	15.1	15.5	8.9	9.8	9.7	12.2	10.7	14.7
U	3.5	1.5	2.1	1.3	3.7	17.0	2.1	3.0	5.3	4.0	1.4	1.2	2.7	4.4	2.5	3.2
T, млн лет	395	395	395	384	384	381	380	380	380	380	374	374	374	374	374	370
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	—	—	0.1153	0.1231	—	0.1014	0.1341*	—	—	0.1243	0.1307	0.121	0.1241	—	0.1246*	0.1272
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	—	—	0.512648 ± 5	0.512626 ± 8	—	0.512633 ± 3	0.512674 ± 9	—	—	0.512669 ± 3	0.512444 ± 8	0.51260 ± 1	0.512453 ± 7	—	0.51260 ± 2	0.152604 ± 2
ε _{Nd(0)}	—	—	+0.9	-0.2	—	-0.1	+0.3	—	—	+0.6	-3.8	-0.7	-3.6	—	-0.7	-0.7
ε _{Nd(T)}	—	—	+5.0	+3.4	—	+4.5	+3.7	—	—	+4.1	-0.6	+2.9	-0.1	—	+2.8	+2.6
T _{Nd} (DM-2), млрд лет	—	—	0.74	0.87	—	0.77	0.84*	—	—	0.8	1.2	0.9	1.15	—	0.91*	0.92

Компонент	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO ₂ , мас. %	67.41	72.16	74.72	75.07	69.34	71.23	65.39	70.42
TiO ₂	0.56	0.44	0.17	0.11	0.37	0.51	0.55	0.37
Al ₂ O ₃	15.02	13.89	13.11	13.86	14.81	13.21	16.37	14.85
Fe ₂ O ₃ *	4.24	3.73	2.82	1.32	2.99	3.77	4.30	2.52
MnO	0.09	0.09	0.08	0.06	0.1	0.06	0.08	0.06
MgO	1.51	1.02	0.48	0.20	1.54	0.87	1.78	0.99
CaO	2.92	1.55	1.46	0.54	2.61	1.56	3.03	1.51
Na ₂ O	3.07	2.77	3.35	3.39	4.33	3.13	3.63	3.24
K ₂ O	3.74	4.22	3.91	4.85	2.77	4.93	2.75	4.70
П.п.п.	0.17	0.21	0.03	0.20	0.1	0.16	0.27	0.21
P ₂ O ₅	0.92	0.70	0.12	0.25	1.18	0.18	1.14	0.98
Сумма	99.69	100.83	100.25	99.87	100.14	99.61	99.29	99.85
Rb, г/т	118	126	120	211	118	145	169	335
Sr	163	90	130	31	168	73	146	122
Y	25	36	17	13	29	29	29	24
Zr	204	179	94	54	109	139	125	133
Nb	10.4	10.7	10.2	8.7	14.6	14.8	21.2	24.0
Cs	6.7	11.9	—	25.1	7.6	7.2	8.0	9.0
Ba	403	311	190	153	302	433	150	—
La	29.71	23.66	27.6	6.13	44.43	18.3	26	41
Ce	64.15	51.45	41.3	14.16	82.36	35.9	60	86
Pr	7.54	6.37	—	1.72	10.43	5.31	—	—
Nd	28.65	24.28	17.2	6.83	37.94	21.1	27	47
Sm	6.28	5.68	3.5	1.71	6.93	5.29	5.4	9.5
Eu	1.23	0.98	0.6	0.37	0.95	1	0.95	0.88
Gd	5.81	5.78	3.1	2.06	6.57	5	—	—
Tb	0.96	1.20	0.55	0.44	0.92	0.95	0.63	0.79
Dy	5.41	6.56	—	2.75	4.99	5.39	—	—
Ho	1.08	1.39	—	0.49	0.92	1.14	—	—
Er	2.78	4.46	—	1.44	2.44	3.24	—	—
Tm	0.43	0.73	—	0.27	0.36	0.51	—	—
Yb	2.79	4.43	2.07	1.80	2.22	2.94	1.7	1.4
Lu	0.44	0.67	0.31	0.25	0.33	0.47	0.24	0.2
Hf	5.3	6.4	2.8	2.8	3.1	3.5	1.5	4.4
Ta	0.9	1.3	0.8	2.0	1.1	1.1	5.1	2.3
Th	9.4	10.5	10.8	4.1	17	8	12	26
U	1.8	2.4	2.2	3.1	3.1	1.5	—	—
T ₂ , млн лет	367	367	370	—	—	373	375	375
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.1269*	0.1358*	0.1136	—	—	0.1408	0.1259	0.1162

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512458 ± 8	0.512547 ± 6	0.51249 ± 1	—	0.51268 ± 1	0.512376 ± 8	0.512325 ± 9
$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	-3.5	-1.8	-2.9	—	+0.8	-5.1	-6.1
$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	-0.2	+1.1	+0.9	—	+3.4	-1.7	-2.2
$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2})$, млрд лет	1.16*	1.05*	1.05	—	0.86	1.29	1.33

Примечание. 1—5 — позднемезозойские гранитоиды: 1—3 — Джегангерский массив; 1 — амфиболовый кварцевый диорит, 2 — амфиболовый тоналит, 3 — биотит-амфиболовый лейкократовый плагиогранит; 4 — Саракошкинский массив, биотитовый плагиогранит, 5 — Барангольский массив, амфиболовый тоналит; 6—14 — раннедевонские гранитоиды: 6 — Югалинский массив, амфибол-биотитовый гранодиорит, 7, 8 — Турочакский массив (7 — биотит-амфиболовый граносиенит, 8 — биотит-амфиболовый порфиоровидный гранит), 9, 10 — Ка-ракурский массив (9 — биотит-амфиболовый гранодиорит, 10 — биотитовый гранит), 11, 12 — Катандинский массив (11 — биотит-амфиболовый гранодиорит, 12 — биотитовый гранит), 13, 14 — Тургундинский массив (13 — биотит-амфиболовый моногранодиорит, 14 — биотит-амфиболовый моногранит); 15—19 — среднедевонские гранитоиды: 15 — Тол-пынский массив, биотит-амфиболовый гранодиорит, 16, 17 — Орешенко-Аскатинский массив (16 — амфибол-биотитовый меланогранит, 17 — биотитовый гранит), 18 — массив горы Цыган, биотитовый гранит, 19 — Кызылташский массив, биотитовый мигроловый гранит; 20—26 — франские гранитоиды: 20, 21 — Киндерлинский массив (20 — биотит-амфибо-ловый гранодиорит, 21 — амфибол-биотитовый меланогранит), 22 — Майорский массив, рибекитовый щелочной лейкогранит, 23 — Елиновский массив, рибекитовый щелочной лейкогранит, 24 — Орешенко-Аскатинский массив, биотит-рибекитовый лейкогранит, 25 — Бутачинский массив, биотитовый лейкогранит, 26 — Бирюкенский массив, биотитовый лей-когранит; 27—40 — фаменские гранитоиды: 27 — Башлакский массив, амфибол-биотитовый гранодиорит, 28, 29 — Кольванский массив (28 — биотит-амфиболовый тоналит, 29 — ам-фибол-биотитовый гранодиорит), 30, 31 — Чекетаманский массив (30 — амфибол-биотитовый гранодиорит, 31 — биотитовый гранит), 32 — Чарышский массив, биотитовый гранодио-рит, 33 — Боровлянский массив, биотитовый меланогранит, 34—36 — Абинский массив (34 — биотит-кордиритовый гранит, 35 — двуслюдяной лейкогранит), 36 — массив горы Очаровательной, двуслюдяной лейкогранит, 37, 38 — Кубадринский массив (37 — биотитовый меланогранит, 38 — биотитовый гранит), 39, 40 — Рахмановский массив (39 — биотито-вый гранодиорит, 40 — двуслюдяной гранит).

Fe_2O_3^* — суммарное железо в форме Fe_2O_3 . Прочерк — не определялось.

Знак * после значений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и T_{Nd} (DM-2) — изотопные характеристики были определены для аналогичных по составу пород того же массива, но в других образцах.

Химические анализы 2—4, 6—8, 10, 18—20, 23, 28, 38—40 и изотопные анализы № 4, 8—10, 19, 20, 23, 27, 29, 31, 35, 36, 38—40 заимствованы из [Kruk et al., 2011], остальные дан-ные публикуются впервые. Данные о лабораториях, где выполнялись геохимические исследования, приведены в примечаниях к табл. 1. Изотопный анализ неодама выполнен в ИГТДРАН (г. Санкт-Петербург) (аналитик — В.П. Ковач) и ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) (аналитик — П.А. Серов) по методикам, описанным в [Ковач и др., 2011] и [Баянова, 2004] соответственно.

и палеоостроводужным блокам (рис. 2) и представлены низкощелочными, низкока-лиевыми тоналитами и трондьемитами. Редкоэлементный состав позднекембрийских гранитоидов характеризуется крайне низкими содержаниями LILE, HFSE и R3Э (см. табл. 2, анализы 1—5), что указывает на принадлежность рассматриваемых пород к гранитоидам *M*-типа. Гранитоиды харак-теризуются высокими значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = (+6$ и выше).

В рамках девон-раннекаменноуголь-ного мегаритма выделяются четыре рубежа гранитоидного магматизма (раннедевонский, среднедевонский, франский и фаменский), различающихся закономерностями размещения магматических ареалов и набором геохимических типов гранитоидов [Kruk et al., 2011]. Раннедевонский импульс гранитоидного магматизма приурочен к формированию в АССО «рифтовой провинции» [Ярмолук и др., 2000; Бабин и др., 2004; Воронцов и др., 2008, 2013], средне-девонские гранитоиды образованы в обстановке активной континентальной окраины (АКО) Андского типа, франский рубеж маг-матизма маркирует инверсию режима АКО с субдукционного на трансформный, а внедрение крупных батолитов фаменских гранитоидов происходило в обстановке АКО трансформного типа [Владимиров и др., 2003; Kruk et al., 2011].

Интрузии раннедевонских гранитоидов приурочены к обрамлению крупных сдвиговых зон, локализуясь как в островодужных блоках раннекаледонской консолидации, так и в метаморфических террейнах. Они сложены известково-щелочными гранитоидами *I*-типа, однако спорадически в составе магматических серий проявляются породы повышенной щелочности (монцо-диориты, граносиениты), обогащенные HFSE и тяготеющие к *A*-гранитам (см. табл. 2, ан. 7, 13, 14). Изотопный состав не-одима варьирует значительно шире, чем в раннепалеозойских тоналитах и трондьемитах: значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ варьируют от +3.8...+4.1 для пород, локализованных в островодужных блоках, до +1.7...+4.1 в гранитоидах метаморфических террейнов.

Среднедевонские гранитоиды редки: они тесно ассоциируют с синхронными вул-канитами «надсубдукционного» генезиса и представлены в разной степени дифферен-цированными гранитоидами *I*-типа (см. табл. 2, ан. 15—19) с высокими (+4.1...+5.5) значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$.

Франские гранитоиды, распростра-ненные почти на всей территории Горного

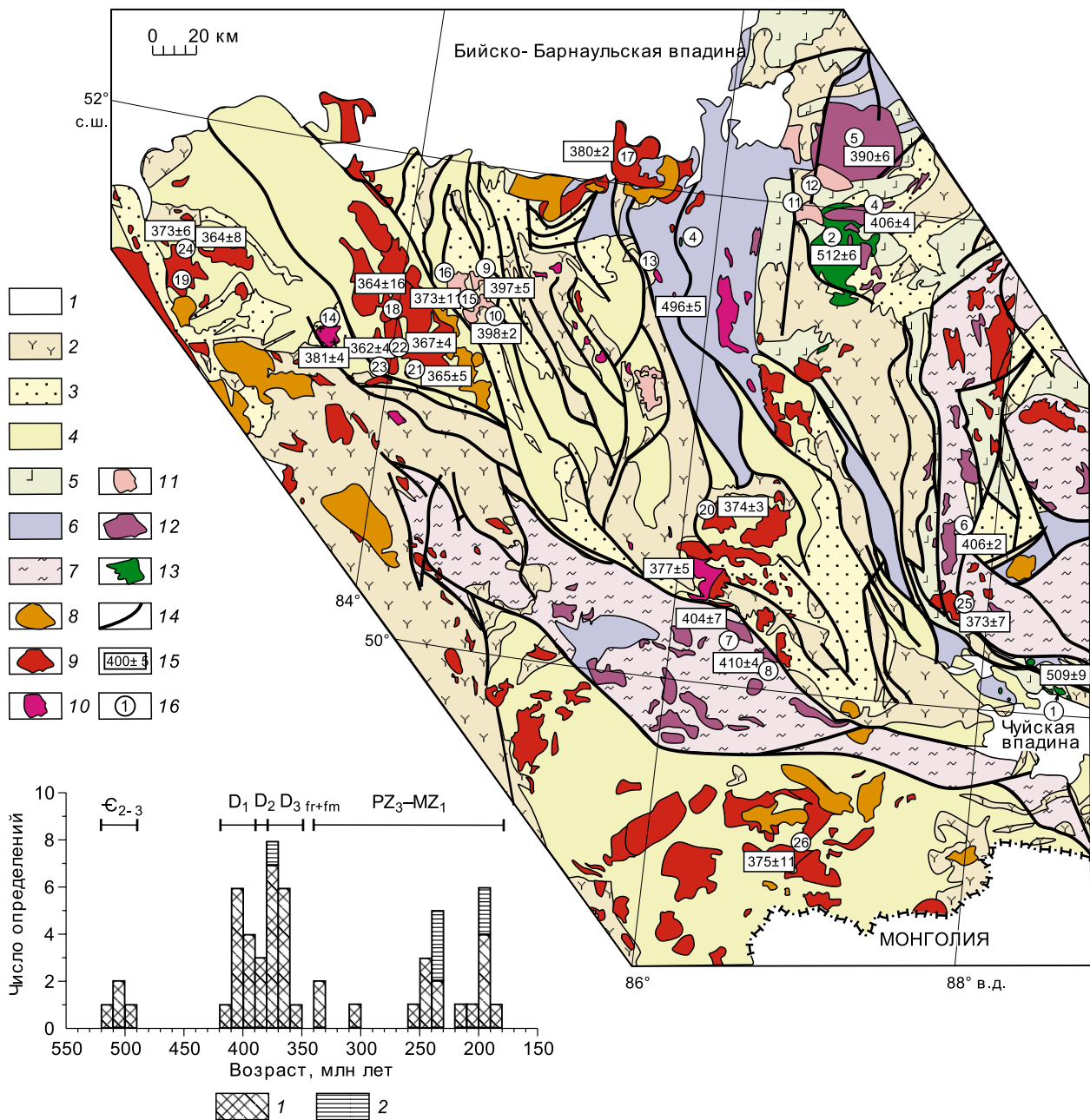


Рис. 2. Схема расположения раннесреднепалеозойских гранитоидных интрузий в геологических структурах Горного Алтая (по [Kruk et al., 2011] с дополнениями).

1 — четвертичные отложения, 2 — девонские вулканические и вулканогенно-осадочные толщи, 3 — ордовик-силурийские терригенные и терригенно-карбонатные толщи, 4 — позднекембрийско-раннеордовиковские осадочные толщи, 5 — венд-раннекембрийские вулканические и вулканогенно-осадочные отложения островных дуг, 6 — венд-раннекембрийские океанические толщи (вулканогенные, карбонатные, кремнистые), 7 — метаморфические толщи нерасчлененные, 8—11 — гранитоиды: 8 — позднепалеозойские-раннемезозойские, 9, 10 — позднедевонские (9 — фаменские, 10 — франские), 11 — среднедевонские, 12 — раннедевонские, 13 — раннепалеозойские, 14 — главные разломы, 15 — оценки возраста, полученные U-Pb методом по цирконам, 16 — гранитоидные интрузивы, данные по составу пород которых приведены в тексте и таблицах: 1—3 — раннепалеозойские (1 — Джегантерекский, 2 — Саракшинский, 3 — Барангольский); 4—8 — раннедевонские (4 — Югалинский, 5 — Турочакский, 6 — Каракудюрский, 7 — Катандинский, 8 — Тургундинский); 9—12 — среднедевонские (9 — Топольнинский, 10 — Орешенско-Аскагинский, 11 — г. Цыган, 12 — Кызылташский); 13—17 — франские (13 — Киндерлинский, 14 — Майорский, 15 — Елиновский, 16 — Бутахихинский, 17 — Бирюксинский); 18—26 — фаменские (18 — Башелакский, 19 — Кольванский, 20 — Чекетаманский, 21 — Чарышский, 22 — Боровлянский, 23 — Абинский, 24 — г. Очаровательной, 25 — Кубадринский, 26 — Рахмановский).

На врезке — сводная гистограмма распределения U-Pb (1) и Ar-Ar (2) изотопных возрастов для гранитоидов Горного Алтая. Используются данные [Шокальский и др., 2000; Владимиров и др., 2001; Анникова и др., 2006; Kruk et al., 2011; Гусев и др., 2012а,б] и неопубликованные авторские материалы.

Алтая (см. рис. 2), характеризуются резкой неоднородностью вещественного состава: наряду с известково-щелочными гранодиоритами и гранитами *I*-типа в отдельных массивах (Майорский, Елиновский, Орешенко-Аскатинский) широко развиты рибекитовые гранит-лейкограниты, обогащенные HFSE и P3Э, относящиеся к породам *A*-типа (см. табл. 2, ан. 22—24). Изотопные характеристики франских гранитоидов варьируют достаточно широко ($\epsilon_{Nd}(T) = +1.5 \dots +4.5$), причем наиболее радиогенный состав Nd типичен для щелочных разностей.

Для фаменского рубежа характерны максимальные масштабы гранитоидного магматизма, приуроченность крупных интрузий к турбидитовым палеобассейнам (см. рис. 2), субсинхронное проявление гранитоидов *I*- и *S*-типов. Изотопный состав Nd в фаменских гранитоидах широко варьирует ($\epsilon_{Nd}(T) = -2.2 \dots +3.4$), обнаруживая строгую корреляцию с изотопными характеристиками пород верхней коры.

Позднепалеозойские-раннемезозойские гранитоиды имеют главным образом внутриплитную природу. Ареалы их распространения дисконформны по отношению ко всем более древним геологическим структурам (см. рис. 2), а среди магматитов преобладают либо породы, тяготеющие по геохимическим особенностям к гранитоидам *A*-типа, либо разности повышенной редкометалльности [Владимиров и др., 1998; Шокальский и др., 2000; Анникова и др., 2006]. Типичные *M*-, *I*- и *S*-граниты среди позднепалеозойских-раннемезозойских магматитов Горного Алтая отсутствуют.

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ КАК ОТРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ГОРНОГО АЛТАЯ

Приведенные выше данные об особенностях вещественного состава гранитоидов Горного Алтая свидетельствуют, что ранне- и среднепалеозойские гранитоиды (за исключением пород *A*-типа) являются индикаторами процессов эволюции континентальной коры региона, в то время как позднепалеозойские-раннемезозойские отражают реакцию уже сформированной коры континентального типа на мантийную активность во внутриконтинентальной обстановке.

Проведенные ранее исследования [Kruk et al., 2011] показали наличие четкой связи между природой и составом вмещающих геоблоков, с одной стороны, и проявленными в них типами гранитоидов, — с другой. Так, блоки *с корой океанического типа* характеризуются крайне малым распространением гранитоидов. Среди гранитоидов здесь резко преобладают породы толеитовой серии (*M*-тип), лишь единичные массивы поднедевонского возраста сложены известково-щелочными (*I*-тип) породами. Террейны *островодужного типа* характеризуются несколько большими по сравнению с блоками океанической литосферы масштабами гранитоидного магматизма и разнообразием его петрогеохимических типов. Кембрийские гранитоиды, маркирующие начальные стадии преобразования первичной коры, представлены тоналитами и трондьемитами толеитовой серии (*M*-тип), близкими к гранитоидам «океанических» блоков. Среди девонских образований преобладают гранодиориты и граниты *I*-типа, обогащенные относительно раннепалеозойских *M*-гранитов калием и несовместимыми элементами. *Турбидитовые палеобассейны* отличаются максимальными объемами гранитоидов. В среднем девоне здесь проявились гранитоиды *I*-типа, а фаменский магматизм был представлен субсинхронными породами *I*- и *S*-типов.

Гранитоиды *A*-типа приурочены к двум возрастным рубежам: раннедевонскому и франскому. Они проявлены в блоках различной природы, характеризуются повышенными содержаниями HFSE и P3Э, имеют более высокие по сравнению с синхронными гранитоидами других геохимических типов значения $\epsilon_{Nd}(T)$, по-видимому, и отражают воздействие на литосферу региона глубинных мантийных источников.

Редкоэлементный состав ранне- и среднепалеозойских гранитоидов нормальной щелочности, локализованных в блоках разной природы, также обнаруживает закономерные вариации: минимальные концентрации LILE, HFSE и P3Э наблюдаются в породах массивов, локализованных в палеоокеанических блоках, максимальные — в гранитоидах турбидитовых палеобассейнов [Kruk et al., 2011].

Сопоставление редкоэлементных характеристик разновозрастных (от кембрия до позднего девона) гранитоидов, локализованных в раннекаледонских блоках Горного Алтая (рис. 3), показывает, что с омоложением геологического возраста в гранитоидах возрастают концентрации LILE, HFSE и P3Э. При этом средне- и позднедевонские гранитоиды по уровню накопления несовместимых элементов близки к *I*-гранитам, локализованным в турбидитовых палеобассейнах (рис. 3)².

Зависимость изотопных характеристик гранитоидов от природы вмещающих террейнов приведена в табл. 3 и на рис. 4. В океанических и островодужных блоках изотопный состав неодима в ранне- и среднепалеозойских гранитоидах существенно не меняется: модельный возраст во всех случаях составляет 0.7—0.8 млрд лет. Изотопный состав неодима в фаменских гранитоидах турбидитовых палеобас-

² При сопоставлении из рассмотрения исключены гранитоиды *A*-типа.

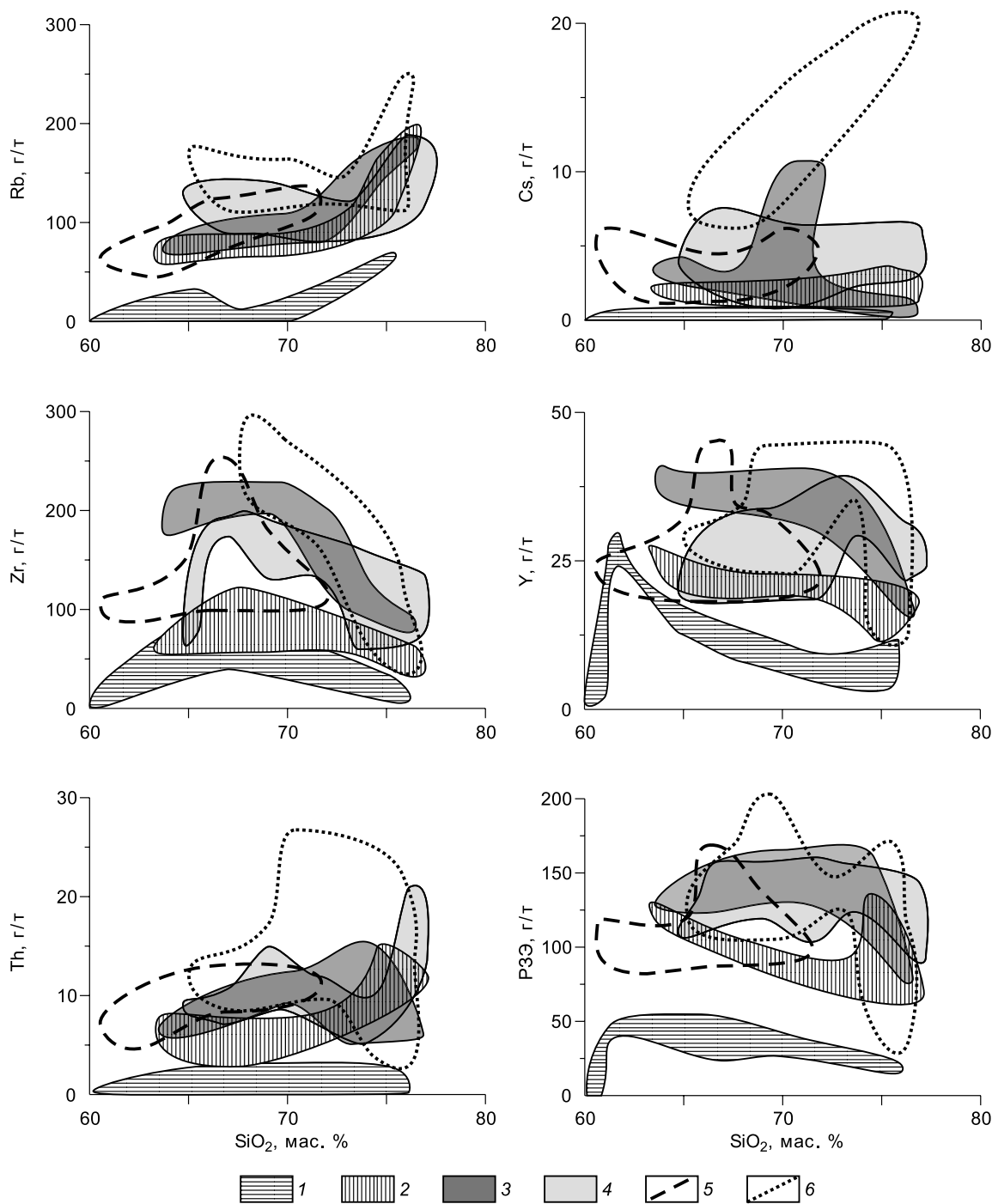


Рис. 3. Вариации редкоземельного состава раннесреднепалеозойских гранитоидов Горного Алтая.

Поля составов: 1—4 — гранитоиды раннекаледонских блоков (1 — кембрийские, 2 — раннедевонские, 3 — среднедевонские, 4 — позднедевонские); 5, 6 — позднедевонские (фаменские) гранитоиды позднекаледонских турбидитовых палеобассейнов (5 — I-тип, 6 — S- и IS-типы). Пояснения см. в тексте.

сейнов обнаруживает тесную связь с осадочными породами верхней коры: в гранитоидах Ануйско-Чуйского террейна $\epsilon_{Nd}(T) \approx +3$, $T_{(Nd)DM-2} = 0.9$ млрд лет; в породах Чарышско-Галицкой группы блоков $\epsilon_{Nd}(T) = -0.6 \dots +1.1$, $T_{(Nd)DM-2} = 1.05 \text{—} 1.15$ млрд лет; в Холзунско-Чуйском террейне $\epsilon_{Nd}(T)$ составляет $-2.2 \dots -1.7$, $T_{(Nd)DM-2} = 1.29 \text{—} 1.33$ млрд лет.

Обобщая приведенные данные, необходимо отметить, что связь редкоземельных и изотопных характеристик гранитоидов с природой и составом коры вмещающих их террейнов имеет достаточно

Таблица 3. Вариации изотопного состава неодима в гранитоидах, локализованных в блоках разной природы

Террейн	Изотопная характеристика			
	Порода коры	Гранитоиды		
	$T_{(Nd)DM}$, млрд лет	Возраст	Тип	$\epsilon_{Nd}(T) / T_{(Nd)DM-2}$, млрд лет
Катунский	$\epsilon_{Nd}(540) = +1 \dots +6.3$	Палеоокеанические		+6.3...+6.8 / 0.68—0.73 +3.4 / 0.87
		ϵ_3	<i>M</i>	
Сарысазский	0.7—0.8	D_{3fr}	<i>I</i>	+6.7 / 0.7 +3.5...+4.1 / 0.82—0.83 +5 / 0.74
		Островодужные		
		ϵ_3	<i>M</i>	
Балхашский	0.7—0.8	D_1	»	+5.8...+6.9 / 0.67—0.77
		D_2	»	
Ануйско-Чуйский	0.8—0.9	Турбидитовых бассейнов		+4.1...+5.5 / 0.7—0.81 +4.1 / 0.8 +2,8 / 0.91
		D_2	<i>I</i>	
		D_{3fr}	»	
Чарышко-Талицкий	1.1—1.3	D_{3fm}	»	-0.6...+1.1 / 1.05—1.2 0...+1.1 / 1.05—1.15
		D_{3fm}	<i>S</i>	
Холзунско-Чуйский	1.4—1.6	D_{3fm}	<i>IS</i>	-2.2...-1.7 / 1.28—1.33
Теректинский	1.1—1.3	Метаморфические		+1.7 / 1.0 +3.5 / 0.87
		D_1	<i>I</i>	
Телецкий	0.8—0.9	D_1	»	+3.4 / 0.86
		D_{3fm}	<i>IS</i>	

Примечание. Из рассмотрения исключены гранитоиды *A*-типа, а также интрузивы, локализованные в непосредственном обрамлении зон долгоживущих глубинных разломов (где возможно тектоническое совмещение субстратов разных блоков).

сложный характер. С одной стороны, для каждого выделенного типа коровых блоков характерен определенный набор петрогеохимических типов гранитоидов, а уровень содержаний LILE, HFSE и P3Э, так же как и изотопный состав неодима, в целом коррелирует с аналогичными характеристиками пород вмещающих террейнов. С другой стороны, для блоков с многократным проявлением гранитоидного магматизма характерна последовательная смена петрогеохимических типов гранитоидов с возрастанием содержаний несовместимых элементов при сохранении относительно стабильных изотопных характеристик пород. Суммарно эти две тенденции отражают решающий вклад вещества коры в генерацию гранитоидных магм и эволюцию состава магмогенерирующих субстратов во времени: так, в островодужных террейнах источником позднекембрийских тоналитов и трондьемитов *M*-типа являлись океанические и островодужные базальты, формирование раннедевонских тоналитов и гранодиоритов *I*-типа было связано с плавлением источника предположительно андезибазальтового состава (имевшего более высокие концентрации LILE, HFSE и P3Э в сравнении с породами первичной ювенильной коры, но деплетированного этими элементами относительно валового состава континентальной коры), а образование среднепозднедевонских калий-натровых и калиевых *I*-гранитов явилось следствием плавления коры андезитового состава. При этом, судя по идентичности изотопного состава Nd в разновозрастных гранитоидах, эволюция их источников была связана не с вовлечением в процессы гранитообразования более обогащенных субстратов, а с последовательной дифференциацией вещества первичной ювенильной коры.

В позднекаледонских террейнах формирование фаменских гранитоидов *S*-типа было следствием частичного плавления преимущественно метаосадочных толщ верхней коры, в то время как *I*-граниты имели комбинированный источник (метаосадочные породы верхней коры + метабазиты нижней). Наличие в составе гранитоидных серий тоналитов с La/Nb отношениями $\approx 2.5—2.7$ и $\epsilon_{Nd}(T) = +2.9$ (см. табл. 2, ан. 28) указывает на то, что в составе метабазитового источника существенную роль играла ювенильная кора, образованная в результате андерплейтинга [Крук, 2014].

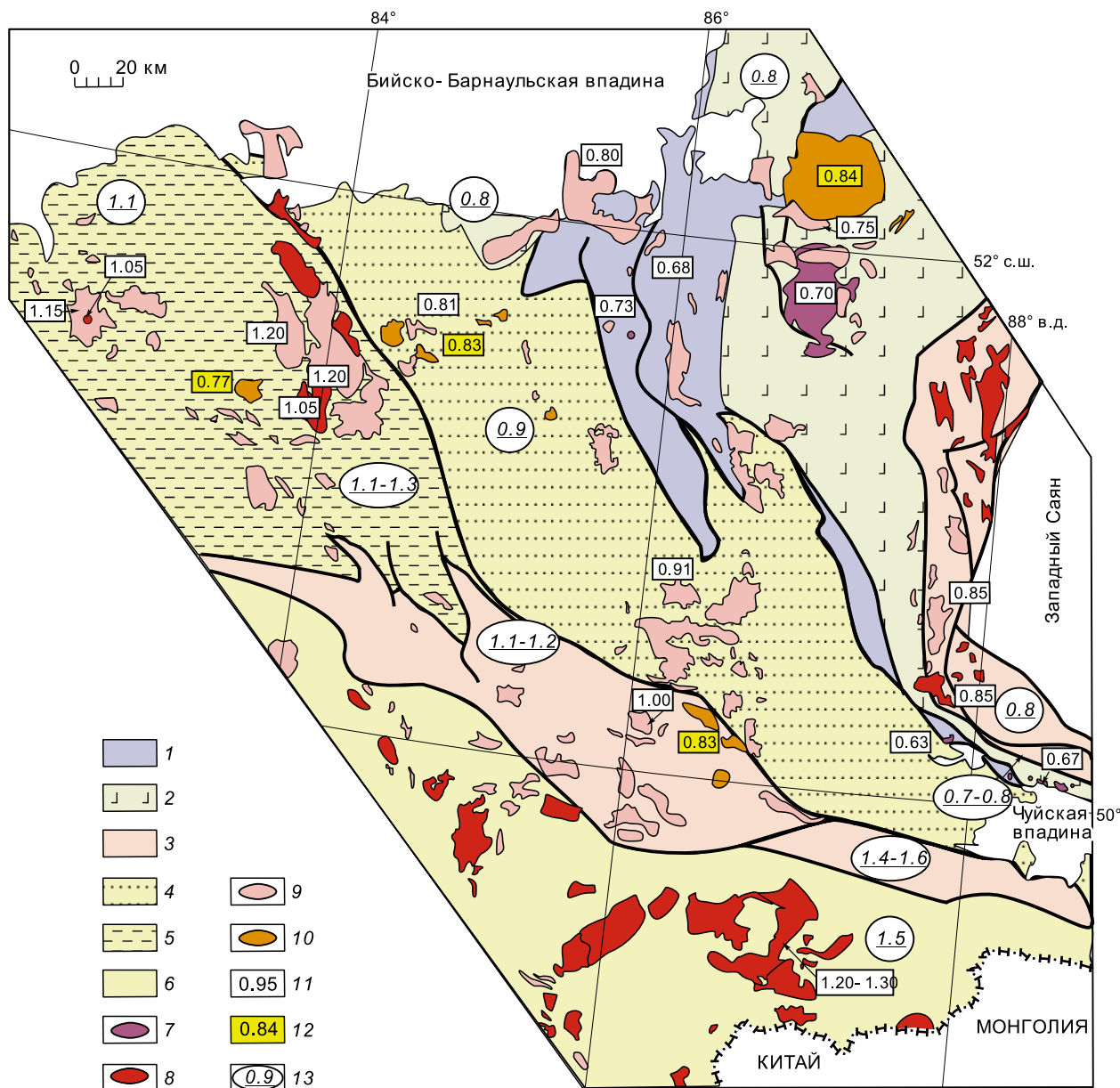


Рис. 4. Соотношение Nd изотопных характеристик ранне- и среднепалеозойских гранитоидов и пород коры Горного Алтая (по [Kruk et al., 2011] с дополнениями).

1—6 — террейны: 1 — палеоокеанические, 2 — островодужные, 3 — метаморфические; 4 — Ануйско-Чуйский, 5 — Чарыско-Талицкий, 6 — Холзунско-Чуйский турбидитовые бассейны. Гранитоиды: 7 — M-тип, 8 — S-тип, 9 — I-тип, 10 — A-тип. Nd модельные возрасты: 11 — гранитоиды M-, I-, S-типов, 12 — A-типа, 13 — породы первичной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные оценки источников гранитоидных магм дают возможность проследить общие тенденции эволюции континентальной коры региона.

В процессе венд-раннепалеозойских геологических событий на территории Горного Алтая были сформированы три группы геоблоков (террейнов) с корой различного типа: а) палеоокеанические блоки с корой базитового состава; б) островодужные блоки, состав коры которых отвечал низкокалийным базальтам или андезибазальтам; в) фрагменты турбидитовых палеобассейнов, основание которых было сложено океаническими базальтами (MORB, OIB), а осадочное наполнение представлено толщами турбидитов андезидацитового состава. Кора раннекаледонских террейнов была полностью ювенильной, а в позднекаледонских имела «гибридную» природу и содержала значительную примесь рециклированного компонента.

Процессы внутрикорового плавления и дифференциации в раннекаледонских блоках начались в раннем кембрии. Изначально они происходили только в островодужных террейнах (формирование кислых островодужных вулканитов), а в позднем кембрии охватили и блоки океанической литосферы. Субстратами формировавшихся на этом этапе кислых магм служили исключительно океанические и островодужные metabазальты. В ходе этих процессов в островодужных блоках была сформирована кора андезит-базальтового состава, обогащенная в сравнении с первичными вулканическими и осадочными породами калием и несовместимыми элементами. Свидетельством образования такого источника является генерация в островодужных блоках в раннем девоне известково-щелочных тоналитов и гранодиоритов, относительно обогащенных калием, HFSE и P3Э в сравнении с раннепалеозойскими гранитоидами (см. табл. 2, ан. 6). В среднем—позднем девоне в раннекаледонских террейнах Горного Алтая произошло формирование первых гранитоидов I-типа с калий-натровой или калиевой специализацией щелочей, маркирующее формирование коры континентального типа.

В блоках позднекаледонской консолидации (турбидитовых палеобассейнах) процессы внутрикоровой дифференциации начались в среднем девоне (формирование кислых пород вулканических серий и небольших объемов I-гранитов) и достигли максимума в фамене с образованием крупных гранитоидных батолитов, объем пород которых значительно больше, чем всех предшествующих гранитоидов Горного Алтая вместе взятых. Генерация больших объемов гранитоидных магм была связана, с одной стороны, с подъемом очагов гранитообразования в верхнюю кору (плавление кембро-ордовикских турбидитов и формирование S-гранитов), а с другой — с вовлечением в процессы магмогенерации новообразованной нижней коры, сформированной, вероятнее всего, в результате андерплейтинга базитового материала в среднем (а возможно — и в раннем) девоне. Резкое преобладание среди фаменских гранитоидов калиевых пород нормальной щелочности свидетельствует, что на этом этапе в позднекаледонских блоках Горного Алтая была образована кора континентального типа. Поскольку первичная кора турбидитовых бассейнов имела «гибридную» природу (содержала значительные количества рециклированного корового компонента) и была более «зрелой» (обогащенной калием и некогерентными элементами) по сравнению с первичной корой раннекаледонских террейнов, для преобразования ее в континентальную потребовалось, по существу, только одно эндогенное событие (цикл внутрикорового плавления).

Таким образом, континентальная кора в разновозрастных блоках Горного Алтая (раннекаледонских островодужных и позднекаледонских турбидитовых бассейнах) сформировалась практически одновременно: в среднем—позднем девоне. В раннекаледонских террейнах ее формирование было следствием многократного рециклирования первичной ювенильной коры базитового состава, а в позднекаледонских произошло вследствие одного цикла внутрикорового фракционирования «гибридной» андезитовой коры.

Автор благодарит академика Н.Л. Добрецова, д.г.-м.н. А.Г. Владимирова, д.г.-м.н. А.Э. Изоха, д.г.-м.н. Н.В. Сенникова, д.г.-м.н. О.М. Туркину, к.г.-м.н. Н.И. Гусева, к.г.-м.н. С.В. Хромыха, к.г.-м.н. С.П. Шокальского за ценные советы и плодотворные дискуссии в ходе подготовки данной работы, сотрудников лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций ИГМ СО РАН за помощь в проведении полевых исследований.

Работа выполнена при поддержке Президиума СО РАН (интеграционный проект № 79, программа ОНЗ РАН № 10).

ЛИТЕРАТУРА

Акинин В.В., Андроников А.В., Мукаса С.Б., Миллер Э.Л. Меловая нижняя кора континентального обрамления Северной Пацифики: петролого-геохронологические данные по нижнесреднекоровым ксенолитам // *Петрология*, 2013, т. 21, № 1, с. 34—56.

Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Журавлев Д.З., Крук Н.Н., Лепехина Е.Н., Матуков Д.И., Мороз Е.Н., Палесский С.В., Пономарчук В.А., Руднев С.Н., Сергеев С.А. U-Pb, ³⁹Ar/⁴⁰Ar датирование и Sm-Nd, Pb-Pb изотопное исследование Калгутинской молибден-вольфрамовой рудно-магматической системы, Южный Алтай // *Петрология*, 2006, т. 14, № 1, с. 90—108.

Бабин Г.А. Магматизм Горной Шории (состав, районирование, геодинамическая интерпретация): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, Изд-во ОИГГМ СО РАН, Филиал «Гео», 2003, 20 с.

Бабин Г.А., Крук Н.Н. Петротипы каечакского базальтового, садринского плагиодацит-андезит-базальтового и атлинского андезит-базальтового комплексов раннего кембрия (Горная Шория, северо-восточная часть Горного Алтая). Новосибирск, СНИИГТиМС, 2011, 80 с.

Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Сергеев С.А., Сенников Н.В., Гибшер А.С., Советов Ю.К. Возраст заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) // *ДАН*, 2004, т. 395, № 3, с. 367—370.

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб., Наука, 2004, 174 с.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 63—81.

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28.

Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Бобров В.А. Новые данные по геохимии бонинитов из курайских офиолитов Горного Алтая // Доклады РАН, 1998, т. 361, № 2, с. 244—247.

Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатор Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1600—1627.

Владимиров А.Г., Выставной С.А., Титов А.В., Руднев С.Н., Дергачев В.Б., Анникова И.Ю., Тикунов Ю.В. Петрология раннемезозойских редкометалльных гранитов юга Горного Алтая // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (7), с. 901—916.

Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // ДАН, 1999, т. 369, № 6, с. 795—798.

Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П., Халилов В.А., Руднев С.Н., Крук Н.Н., Выставной С.А., Борисов С.М., Березиков Ю.К., Мещнер 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. 1157—1178.

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.

Волкова Н.И., Скляров Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 109—119.

Воронцов А.А., Ярмолук В.В., Сандмирова Г.П. Базальт-трахириолит-комендитовая ассоциация хребта Кропоткина (Восточный Саян) и проблема девонского рифтогенеза в южном обрамлении Сибирской платформы // ДАН, 2008, т. 423, № 2, с. 222—227.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрищенко С.В. Девонский вулканизм Минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохимические и изотопные Sr-Nd характеристики пород // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (9), с. 1283—1313.

Гусев Н.И., Шокальский С.П. Возраст метаморфических комплексов юго-востока Горного Алтая // Бюллетень «Природные ресурсы Горного Алтая», 2010, № 1, с. 72—80.

Гусев Н.И., Гусев А.И. Изотопно-геохимические особенности и возраст магматизма Синюхинского золоторудного поля (Горный Алтай) // Бюллетень «Геология и природные ресурсы Горного Алтая», 2012, № 1—2, с. 23—32.

Гусев Н.И., Шокальский С.П., Гусев А.И. Магматизм и меднопорфировое оруденение месторождения Кульбич, Горный Алтай // Региональная геология и металлогения, 2011, № 46, с. 85—97.

Гусев Н.И., Бережная Н.Г., Скублов С.Г., Ларионов А.Н., Падерин И.П. Балтырганский эколгит-амфиболитовый комплекс Горного Алтая: состав, возраст, геохимия циркона // Региональная геология и металлогения, 2012а, № 49, с. 60—69.

Гусев А.И., Гусев Н.И., Красова А.С., Табакаева Е.М. Золотогенерирующие гранитоиды Топольнинского ареала Горного Алтая: возраст, петрология и геохимия // Современные наукоемкие технологии, 2012б, № 1, с. 8—12.

Дистанова А.Н. Гранитоидный магматизм раннепалеозойских орогенов // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (6), с. 787—796.

Добрецов Н.Л. Правильная периодичность глаукофансланцевого метаморфизма: иллюзия или важная геологическая закономерность // Петрология, 1999, т. 7, № 4, с. 430—459.

Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 5—27.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (12), с. 1381—1403.

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика, 2005а, т. 46 (9), с. 952—967.

Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплума // ДАН, 2005б, т. 400, № 4, с. 505—509.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Чо М., Чонг В., Ким Дж. Синметаморфические гранитоиды (~ 490 млн лет) — индикаторы аккреционной стадии в эволюции Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1543—1561.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1, 2. М., Недра, 1990, 645 с.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd-изотопные данные // Геохимия, 1996, № 8, с. 699—712.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника, 1999, № 3, с. 21—41.

Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М., Котов А.Б., Терентьева Л.Б. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. II. Геохимические и Nd изотопные данные // Петрология, 2011, т. 19, № 4, с. 417—444.

Крук Н.Н. Гранитоидный магматизм и эволюция континентальной коры Горного Алтая // Граниты и эволюция Земли. Граниты и континентальная кора (материалы II Международной геологической конференции). Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2014, с. 108—110.

Крук Н.Н., Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Журавлев Д.З. Sm-Nd-изотопная систематика гранитоидов западной части Алтае-Саянской складчатой области // ДАН, 1999, т. 366, № 3, с. 395—397.

Крук Н.Н., Бабин Г.А., Куйбида М.Л. Специфика формирования континентальной коры в фанерозойских островодужных системах (на примере Горной Шории) // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды: материалы Всероссийской научной конференции (с участием иностранных ученых). Иркутск, 2007, т. 1, с. 40—44.

Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А., Шокальский С.П., Сенников Н.В., Руднев С.Н., Волкова Н.И., Ковач В.П., Серов П.А. Континентальная кора Горного Алтая: природа и состав протолитов // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 551—570.

Крук Н.Н., Волкова Н.И., Куйбида Я.В., Гусев Н.И., Демонтерова Е.И. Природа метаморфических комплексов Горного Алтая // Литосфера, 2013, № 2, с. 20—44.

Куйбида Я.В., Крук Н.Н., Гусев Н.И., Владимиров В.Г., Демонтерова Е.И. Геохимия метаморфических пород Курайского блока (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (4), с. 527—548.

Лучицкая М.В. Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое—кайнозое (Труды ГИН РАН, вып. 607). М., ГЕОС, 2014, 360 с.

Макрыгина В.А., Толмачева Е.В., Лепехина Е.Н. История кристаллизации палеозойских гранитоидов по цирконам (SHRIMP-II), Ольхонский регион, озеро Байкал // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (1), с. 41—55.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника, 1993, № 6, с. 3—33.

Плотников А.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Ковач В.П., Журавлев Д.З., Мороз Е.Н. Sm-Nd-изотопная систематика метаморфических пород западной части Алтае-Саянской складчатой области // ДАН, 2003, т. 388, № 2, с. 228—232.

Руднев С.Н., Крук Н.Н., Гусев А.И., Шокальский С.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Левченко О.А. Природа Алтае-Минусинского вулканоплутонического пояса (по данным геохимических и U-Pb-геохронологических исследований гранитоидов) // Материалы научно-практической конференции «Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири». Новосибирск, Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001, с. 231—242.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Борисов С.М. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники) // ДАН, 2004, т. 396, № 3, с. 369—373.

Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш. Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (4), с. 335—356.

Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А., Изох А.Э., Комия Ц., Курганская Е.В., Оно Т. Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (4), с. 541—567.

Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-гранодиемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия, 2000, № 7, с. 704—717.

Туркина О.М. Лекции по геохимии мантии и континентальной коры. Новосибирск, Изд-во Новосибир. ун-та, 2008, 150 с.

Ферштатер Г.Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера, 2001, № 1, с. 62—85.

Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург, Изд-во УрО РАН, 2013, 365 с.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров 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.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Будников С.В., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника, 1999, № 4, с. 3—20.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.

Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козаков И.К., Козловский А.М., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю. Механизмы формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника, 2012, № 4, с. 3—25.

Bea F., Fershtater G., Montero M., Smirnov V., Zin'kova E. Generation and evolution of subduction-related batholiths from Central Ural: constrains of the *P-T*-history of Uralian orogen // Tectonophysics, 1997, v. 276, p. 103—116.

Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration-melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1.3 and 6.9 kbar // J. Petrol., 1991, v. 32, p. 365—401.

Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova I.Y., Iwata K., Travin A., Akiyama M. A Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // Gondwana Res., 2002, v. 5, № 4, p. 781—800.

Cox K.G. Continental magmatic underplating // Philos. Trans. R. Soc., London, Ser. A., 1993, p. 155—166.

Gao S., Luo T.-C., Zhang B.-R., Zhang H.-F., Hu Y.-K., Zhao Z.-D. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in east China // Geochim. Cosmochim. Acta, 1998, v. 62, p. 1959—1975.

Gusev N.I., Shokalsky S.P., Kruk N.N. Detrital and metamorphic zircon ages of flysch sequence and gneissic rocks from the Altai-Mongolian terrane (Russian Altai) // International Workshop on Geodynamic Evolution, Tectonics and Magmatism of the Central Asian Orogenic Belt. Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, 2010, p. 33—35.

Jahn B.M., Wu F.Y., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // Episodes, 2000, v. 23, p. 82—92.

Koester E., Pawley A.R., Fernandes L.A.D., Porcher C.C., Soliani E. Experimental melting of cordierite gneiss and the petrogenesis of syntranscurrent perfluminous granites in Southern Brasil // J. Petrol., 2002, v. 43, № 8, p. 1595—1616.

Kruk N.N., Rudnev S.N., Babin G.A. Continental crust growth within Phanerozoic accretionary belts (concerning the Altai-Sayan part of the Central Asian Orogen) // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: north-eastern segment: Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480. Irkutsk, 2005, p. 230—233.

Kruk N.N., Rudnev S.N., Vladimirov A.G., Shokalsky S.P., Kovach V.P., Serov P.A., Volkova N.I. Early-Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources // J. Asian Earth Sci., 2011, v. 42, № 5, p. 928—948.

Noelberg W.J., Badarch G., Berzin N.A., Diggles M.F., Hwand D.H., Khanchuk A.I., Miller R.J., Naumova V.V., Obolensky A.A., Ogasawara M., Parfenov L.M., Prokopiev A.V., Rodionov S.M., Yan H. Northeast Asia geodynamics, mineral deposits location, and metallogenic maps. USGS Open-File Report 2004-1252.

- Patino-Douce A.E., Beard J.S.** Dehydration melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar // *J. Petrol.*, 1995, v. 36, p. 707—738.
- Rapp R.P., Watson E.B.** Dehydration melting of metabasalt at 8—32 kbar: implications for continental growth and crustal-melting recycling // *J. Petrol.* 1995, v. 32, p. 891—931.
- Rudnick R.L.** Making continental crust // *Nature*, 1995, v. 378, p. 571—578.
- Rudnick R.L., Fountain D.M.** Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Rev. Geophys.*, 1995, v. 33, № 3, p. 267—309.
- Rudnick R.L., Gao S.** Composition of the continental crust // Eds. K.K. Turekian, H.D. Holland, *Treatise on geochemistry. The crust*, V. 3. Elsevier-Pergamon, Oxford, 2003, p. 1—64.
- Singh J., Johannes W.** Dehydration melting of tonalites. Part II. Composition of melts and solids // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 125, p. 25—44.
- Taylor S.R., McLennan S.M.** *The continental crust: Its evolution and composition.* Blackwell, London, 1985, 312 p.
- Utsunomiya A., Jahn B., Ota T., Safonova I.Y.** A geochemical and Sr-Nd isotopic study of the Vendian greenstones from Gorny Altai, southern Siberia: Implications for the tectonic setting of the formation of greenstones and the role of oceanic plateaus in accretionary orogen // *Lithos*, 2009, v. 113, p. 437—453.
- Wang Y., Long X., Wilde S.A., Xu H., Sun M., Xiao W., Yuan C., Cai K.** Provenance of Early Paleozoic metasediments in the central Chinese Altai: Implications for tectonic affinity of the Altai-Mongolia terrane in the Central Asian Orogenic Belt // *Lithos*, 2014, v. 210—211, p. 57—68.
- Wedepohl H.** The composition of the continental crust // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, p. 1217—1239.

*Рекомендована к печати 4 марта 2015 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию
16 января 2015 г.*