

СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ И ГЕОДИНАМИКА

УДК 550.4+551.24+551.262

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА ГОРНОГО АЛТАЯ: ПРИРОДА И СОСТАВ ПРОТОЛИТОВ

Н.Н. Крук¹, А.Г. Владимиров¹, Г.А. Бабин², С.П. Шокальский³, Н.В. Сенников⁴,
С.Н. Руднев¹, Н.И. Волкова¹, В.П. Ковач⁵, П.А. Серов⁶

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
630091, Новосибирск, Красный просп., 67, Россия

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

⁴ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. академика Коптюга, 3, Россия

⁵ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

⁶ Геологический институт КНЦ РАН, 184200, Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия

Рассмотрена история формирования протолитов континентальной коры Горно-Алтайского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в венде—раннем палеозое, проведена оценка специфики состава, изотопных характеристик и механизмов их формирования. Показано наличие в Горном Алтае двух этапов корообразующих процессов: ранне- и позднекаледонского, различающихся строением образующихся геоблоков, природой и составом коровых протолитов.

На раннекаледонском этапе были сформированы фрагменты океанической литосферы с базитовым составом (MORB, OIT, OIB) и $T_{Nd}(DM - 2st) = 0.65\text{—}1.1$ млрд лет, а также островные дуги с андезибазальтовым и андезитовым составом протолитов, низкими содержаниями несовместимых элементов и $T_{Nd}(DM - 2st) = 0.7\text{—}0.9$ млрд лет. На позднекаледонском этапе перераспределение вещества этих блоков в сочетании с привнесом материала извне определило в конечном итоге формирование гетерогенной коры турбидитовых бассейнов с океаническим основанием и андезидацитовым составом верхнекоровых протолитов ($T_{Nd}(DM - 2st)$) от 0.8—0.9 млрд лет в обрамлении вулканической дуги алтаид до 1.4—1.6 млрд лет на границе Алтае-Монгольского микроконтинента).

Корообразующие процессы, протолит, ювенильная кора, Горный Алтай.

CONTINENTAL CRUST IN GORNY ALTAI: NATURE AND COMPOSITION OF PROTOLITHS

N.N. Kruk, A.G. Vladimirov, G.A. Babin, S.P. Shokal'skii, N.V. Sennikov, S.N. Rudnev,
N.I. Volkova, V.P. Kovach, and P.A. Serov

The history of the Vendian-Early Paleozoic formation of protoliths of continental crust in the Gorny Altai segment of the Central Asian fold belt is considered, and their composition, isotopic characteristics, and formation mechanisms are estimated. We have established two stages of crust-forming processes in Gorny Altai: Early and Late Caledonian, with the different structures of formed geoblocks and nature and compositions of crustal protoliths.

At the Early Caledonian stage, fragments of oceanic lithosphere of basic composition (MORB, OIT, OIB) ($T_{Nd}(DM - 2st) = 0.65\text{—}1.1$ Ga) formed, as well as island arcs with andesite-basaltic and andesitic protoliths with low contents of incompatible elements ($T_{Nd}(DM - 2st) = 0.7\text{—}0.9$ Ga). At the Late Caledonian stage, the redistribution of the substance of these blocks and the external supply of material led to the formation of the heterogeneous crust of turbidite basins with an oceanic basement and andesite-dacitic upper-crustal protoliths ($T_{Nd}(DM - 2st)$ varies from 0.8—0.9 Ga in the framing of the volcanic arc of Altaids to 1.4—1.6 Ga at the boundary of the Altai-Mongolian microcontinent).

Crust-forming processes, protoliths, juvenile crust, Gorny Altai

ВВЕДЕНИЕ

Первые результаты Sm-Nd исследований гранитоидов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) [Коваленко и др., 1996] показали уникальность этого региона. Широкое развитие здесь $+ε_{Nd}$ гранитов неопровержимо указывало на молодой (фанерозойский) возраст континентальной коры, вступая в противоречие с рядом известных моделей корообразования [Armstrong, 1975; Fyfe, 1978]. Большой объем новых геологических и изотопно-геохронологических (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, Ar-Ar) данных, полученных в ходе выполнения проекта IGCP-420 «Continental crust growth in Phanerozoic: evidence from Central Asia», а также интеграционной программы РАН—СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту)» [Ярмолюк и др., 1997; Владимиров и др., 1999а, 2001; Руднев и др., 2004; Цыганков и др., 2007], подтвердил четкую корреляцию основных возрастных рубежей и масштабов эндогенной активности в разных сегментах ЦАСП. Одновременно было доказано, что на большей части региона отсутствуют коровые протолиты с модельным возрастом более 1 млрд лет, а континентальная кора имеет в основном ювенильную природу [Коваленко и др., 1996; Крук и др., 1999, Jahn et al., 2000; Wu et al., 2000]. В то же время данные Sm-Nd исследований показали, что наряду с ювенильным компонентом заметный (и резко варьирующий в разных сегментах ЦАСП) вклад в формирование континентальной коры играл привнос «зрелого» корового материала, источником которого являлись как древние платформы, так и многочисленные микроконтиненты с дорифейским основанием, «запечатанные» в современной структуре среди блоков с фанерозойской корой [Коваленко и др., 1996; Jahn et al., 2000; Владимиров и др., 2003; Ярмолюк и др., 2003; Ковач и др., 2008].

Несмотря на обилие полученных в последние десятилетия геологических, геохимических и изотопных данных остаются нерешенными две важные проблемы: 1) специфика состава и механизмы образования фанерозойских коровых протолитов; 2) относительный вклад ювенильного и древнего материала в формировании континентальной коры Центральной Азии на разных этапах ее геологической истории.

В предлагаемой статье эти вопросы рассматриваются на примере каледонид Горно-Алтайского сегмента ЦАСП, являющегося одним из ключевых полигонов для решения поставленных проблем. Главное внимание при этом уделено природе, особенностям состава и механизмам формирования первичных коровых протолитов, за счет дифференциации которых была образована континентальная кора региона.

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Горно-Алтайский сегмент ЦАСП относится к регионам с полициклической историей геологического развития. В середине XX в. [Нехорошев, 1966] было проведено тектоническое районирование Алтая и выделены каледонские структуры Алтае-Саянской складчатой области, а также дискордантная по отношению к ним Зайсанская складчатая система. Основы плейт-тектонического подхода к анализу геологического строения Алтая были заложены в работах [Добрецов и др., 1979; Ермолов и др., 1983; Беляев, 1985]. Дальнейшее развитие этих идей [Моссаковский и др., 1993; Берзин и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Буслев и др., 2003; Владимиров и др., 2003; Добрецов и др., 2005] позволило с высокой степенью детальности расшифровать геологическую структуру Алтая и реконструировать историю его развития.

Современный геологический облик Горно-Алтайского сегмента земной коры был сформирован в среднем—позднем палеозое в результате образования Алтайской аккреционно-коллизонной системы, отражающей взаимодействие Казахстанского и Сибирского палеоконтинентов (рис. 1, врезка). Однако формирование континентальной коры здесь произошло значительно раньше, в позднем венде—раннем палеозое, и кульминация процессов корообразования принадлежит к раннекаледонскому этапу тектогенеза, когда была сложена структура отдельных геоблоков (террейнов), относившихся перед их фрагментацией к окраинно-морским и островодужным вулканическим поясам и турбидитовым осадочным бассейнам.

В Горном Алтае проявлены структурно-вещественные комплексы, характерные в целом для раннекаледонского этапа эволюции Палеоазиатского океана: протяженные системы островодужных поясов, многочисленные фрагменты симаунтов и океанических поднятий, сложенные базальтами MORB и OIB, а также турбидитовые палеобассейны, сформированные на океаническом основании (см. рис. 1).

В рассматриваемом регионе и в его непосредственном окружении отсутствуют континентальные блоки с древним (дорифейским) основанием. На это указывают радиологические данные о возрасте метаморфических и магматических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области [Шокальский и др., 2000; Владимиров и др., 2001], не зафиксировавшие эндогенных событий древнее позднего рифея. Для пород метабазитового состава (океанические метабазалты с характеристиками MORB и OIB Томского выступа в Горной Шории) наиболее древний возраст равен 694 ± 43 млн лет (Sm-Nd метод) [Владимиров и др., 1999б], для метапелитов Южно-Чуйского хребта (северная окраина Алтае-Монгольского микроконтинента) — 560—540 млн лет (U-Pb метод по цирконам) [Плотников и др., 2002].

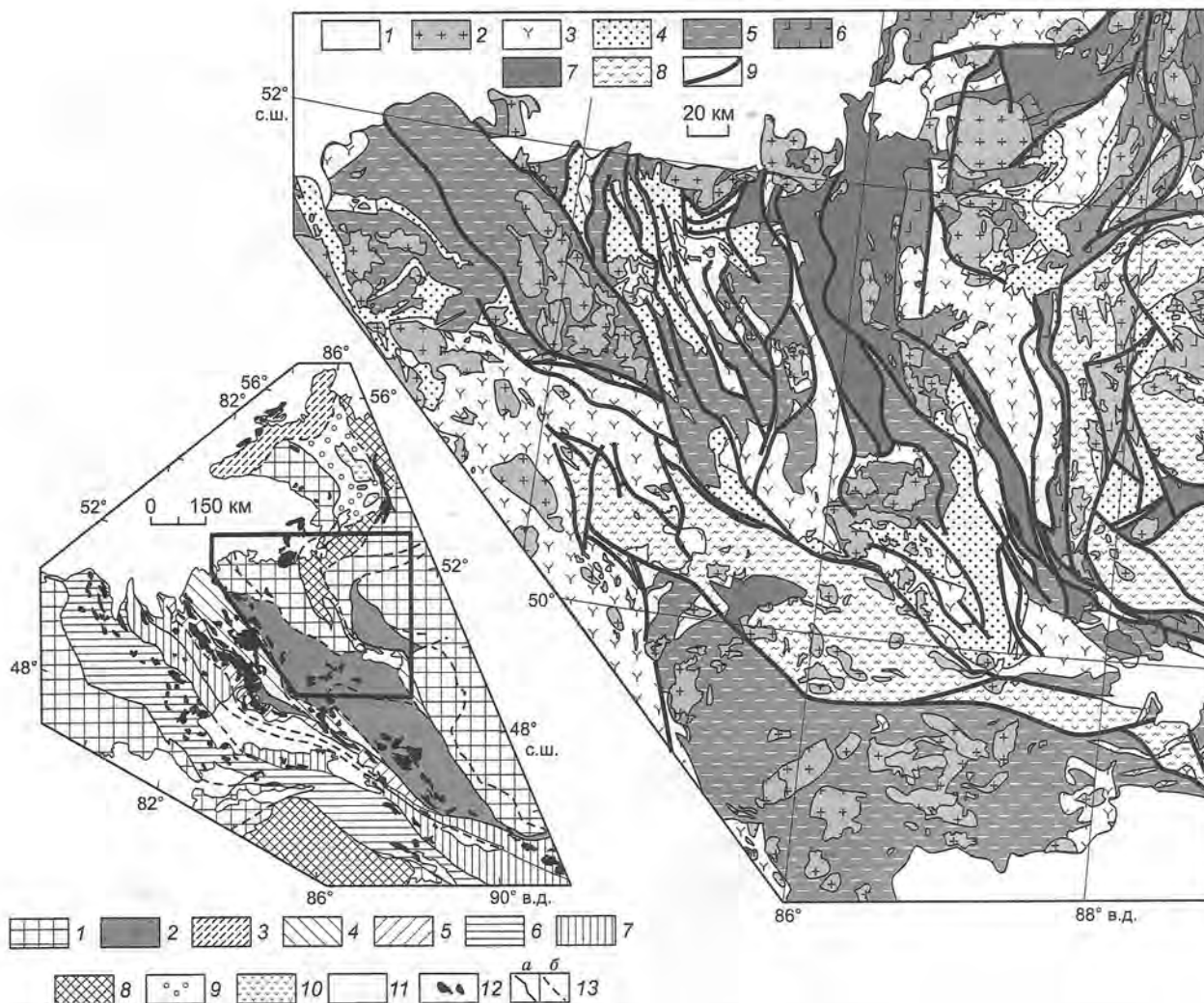


Рис. 1. Схема геологического строения Горного Алтая.

1 — четвертичные отложения, 2 — гранитоиды нерасчлененные, 3 — девонские вулканогенно-осадочные комплексы активной континентальной окраины, 4 — ордовик-силурийские терригенные и терригенно-карбонатные отложения, 5 — осадочные толщи позднекембрийско-раннеордовикского турбидитового мегабассейна, 6 — вулканогенно-осадочные образования островных дуг раннего—среднего(?) кембрия, 7 — палеоокеанические комплексы венда—раннего кембрия, 8 — метаморфические комплексы нерасчлененные, 9 — основные разломы.

На врезке — генерализованная тектоническая схема Алтайской коллизионной системы, по [Владимиров и др., 2003].

1 — неопротерозойские—раннепалеозойские структурно-вещественные комплексы Сибирского и Казахстанского континентов, нерасчлененные; 2 — Алтае-Монгольский микроконтинент; 3—8 — окраинно-континентальные и океанические террейны среднепозднепалеозойского возраста: 3 — Кольвань-Томский пассивной(?) окраины, 4 — Рудно-Алтайский островодужный, 5 — Калба-Нарымский турбидитовый, 6 — Жарма-Саурский островодужный, 7 — Чарский океанический; 8 — Кузнецко-Алатауский и Джунгарский океанические поднятия и/или группы симаунтов; 9 — Кузнецкий осадочный бассейн, включая 10 — траппы триасового возраста; 11 — кайнозойские отложения; 12 — гранитоиды в возрастном диапазоне от карбона до ранней юры включительно; 13 — разломы: достоверные (а) и предполагаемые (б).

Рамкой оконтурен исследуемый регион.

Отсутствие дорифейских коровых протолитов фиксируется также результатами Sm-Nd изотопных исследований [Плотников и др., 2003]. Показано, что модельные Sm-Nd возрасты протолитов метаморфических пород не превышают 1.3 млрд лет для метабазитовых и 1.5 млрд лет для метапелитовых комплексов. При этом протолиты первых отвечают океаническим и окраинно-морским базальтам, вторых — продуктам размыва коры переходного типа. «Зрелых» коровых протолитов — индикаторов наличия древней континентальной коры — в регионе не выявлено. Эти данные свидетельствуют, что каледонские структуры Горного Алтая формировались на океаническом основании, а рост континентальной коры определялся геологической историей региона в фанерозое.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ КОРОВЫХ ПРОТОЛИТОВ ГОРНОГО АЛТАЯ

В истории Горного Алтая выделяются два максимума эндо- и экзогенных процессов, обусловивших образование различных по строению и составу геоблоков (террейнов): ранне- и позднекаледонский. Раннекаледонский этап охватывал возрастной интервал от позднего венда до конца раннего кембрия. Для него характерно наличие бассейнов с корой океанического типа, формирование многочисленных океанических поднятий, сложенных базальтами с геохимическими характеристиками MORB и OIB, образование, эволюция и отмирание энсиматических островных дуг, связанных с ними меж- и задуговых бассейнов. На этом этапе по периферии Сибирского континента были образованы две протяженные системы вулканических поясов [Берзин и др., 1994; Бабин и др., 2003]. Первая сложена преимущественно базальтами — продуктами подводных извержений, имеющими петрогеохимические характеристики океанических и окраинно-морских пород. В подчиненном количестве в разрезах присутствуют карбонатные, кремнистые и терригенные породы. На территории Горного Алтая наиболее крупными образованиями этой системы поясов являются Бийско-Катунское и Курайское поднятия (рис. 2). Сходные образования описаны в Кайтанакском и Саратанском блоках южной части Горного Алтая [Дук, 1982; Шокальский и др., 2000; Волкова, 2003]. Согласно преобладающей на сегодняшний день точке зрения, отдельные сектора данной системы поясов представляют собой фрагменты крупных внутриокеанических поднятий и симаунтов, «заклиненные» в субдукционных зонах [Добрецов и др., 2001, 2004, 2005].

Вторая система поясов (см. рис. 2) сложена вулканогенно-осадочными толщами. Среди вулканических пород резко преобладают афировые, плагиоклаз- и пироксен-порфиоровые базальты, в меньшей степени — андезитобазальты, по петро- и геохимическим характеристикам отвечающие породам юных островных дуг (подробнее см. ниже). Значительно реже встречаются кислые породы (дациты, риодациты, риолиты). Породы промежуточного состава (андезиты, андезидациты) имеют резко подчиненное распространение. Осадочные породы представлены в основном песчаниками и алевролитами с редкими

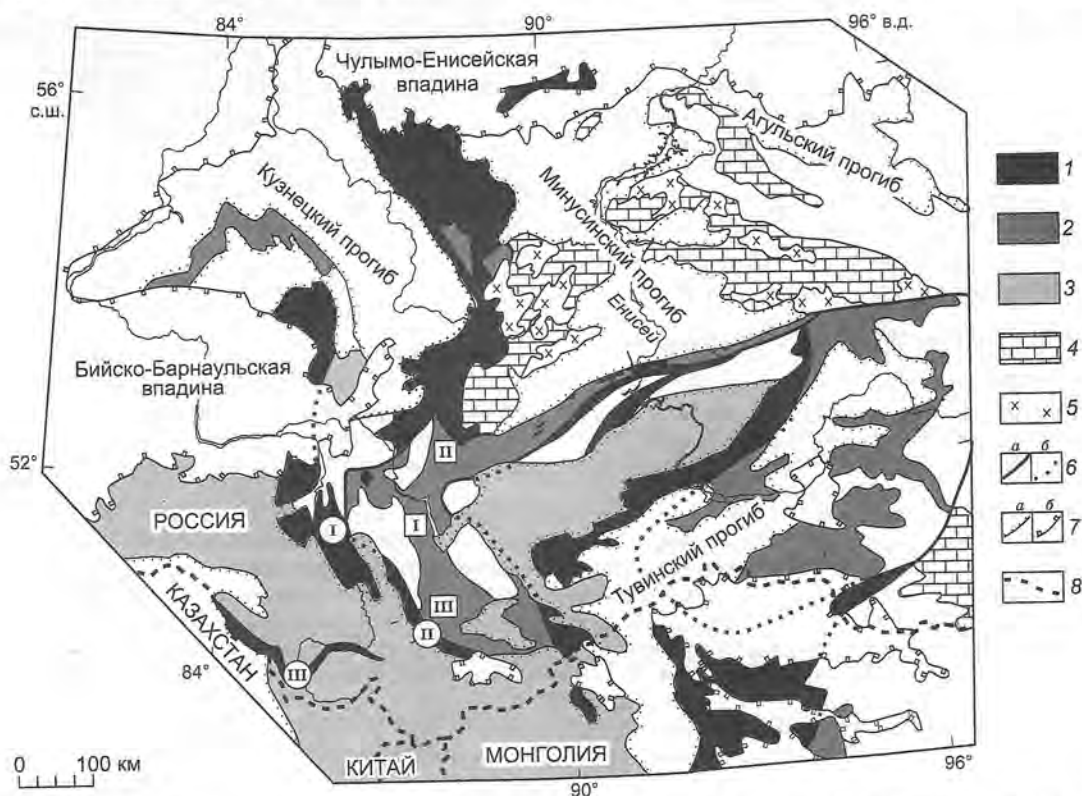


Рис. 2. Схема венд-кембрийских вулканоплутонических поясов и палеобассейнов АССО, по [Бабин и др., 2003] с изменениями авторов.

1, 2 — вулканоплутонические пояса: 1 — с океаническими и(или) окраинно-морскими ассоциациями, 2 — с островодужными ассоциациями; 3, 4 — венд-кембрийские палеобассейны: 3 — турбидитовый, 4 — терригенно-карбонатный; 5 — раннепалеозойские гранитоидные батолиты; 6 — геологические границы (а — установленные, б — скрытые под более молодыми образованиями); 7 — границы наложенных прогибов (а — палеозойских, б — мезокайнозойских), 8 — государственные границы. Римскими цифрами в кругах обозначены области палеоокеанических поднятий: I — Бийско-Катунское, II — Курайское, III — Уймонский аккреционный клин; римскими цифрами в квадратах — основные ареалы проявления островодужного вулканизма Горного Алтая и юга Горной Шории: I — Сарысазский, II — Каечакско-Садринский, III — Балхашский.

прослоями туфов и гравелитов. Диагностической особенностью является наличие в песчаниках слабоокатанных обломков кислых вулканитов островодужного генезиса.

Эти вулканические пояса маркируют систему примитивных островных дуг, сформированных на океанической коре в обрамлении Сибирского палеоконтинента. Основными структурами этого типа на рассматриваемой территории являются Каечакско-Садринский вулканический ареал на юге Горной Шории, Сарысазский и Балхашский — в северо-восточной и юго-восточной частях Горного Алтая, входящие в состав Алтае-Северосаянского пояса [Шокальский и др., 2000; Бабин и др., 2003].

В эволюции окраинно-морских и островодужных поясов Горно-Алтайского сегмента ЦАСП установлено два этапа магматической активности. Первый этап (от позднего венда до конца томотского века раннего кембрия) отличается бимодальным вулканизмом и преобладанием вулканических пород над осадочными. Для второго (атдабанский век) — характерно преобладание осадочных пород над эффузивными и базальт-андезитовый (с резко подчиненной ролью более кислых пород) состав вулканизма. Между двумя этапами существовал перерыв, сопровождавшийся локальными проявлениями интрузивного магматизма и формированием габбро-плагиогранитных интрузий. Это событие фиксируется несогласиями между толщами первой и второй половин раннего кембрия, поверхностями размыва и образованием в основании разрезов второй половины раннего кембрия (тырганская, атлинская, улус-чергинская, курайская свиты) базальных конгломератов, содержащих наряду с терригенными и вулканогенными породами гальку и глыбы габброидов и плагиогранитов [Носков, 2007]. Формирование данного перерыва было обусловлено коллизией с островными дугами, «заклиниванием» океанических поднятий и перескоком зон субдукции, сопровождавшимися локальной орогенцией, деформацией и размывом венд-раннекембрийских комплексов [Буслов, Ватанабе, 1996].

Необходимо отметить, что наравне с раннекембрийскими островодужными комплексами Алтае-Северосаянского пояса в Горном Алтае известны осадочные и вулканогенно-осадочные толщи, геологическая позиция, строение и состав которых заставляют предполагать их связь с другими островодужными поясами. К этому типу относятся образования песчаной толщи на севере Горного Алтая (ранее включались в состав горно-алтайской серии позднего кембрия—раннего ордовика), нарастающие по латерали образования среднепозднекембрийской Салаирской островной дуги [Шокальский, 1999; Государственная..., 2001]. Сходную природу можно предполагать для протолитов метаосадочных пород уймонской и теректинской свит в составе Уймонского аккреционного клина Теректинского блока [Дук, 1982].

Позднекаледонскому этапу эндо- и экзогенных событий отвечали масштабные аккреционно-коллизивные события на рубеже позднего кембрия—раннего ордовика, связанные с причленением к краю Сибирского палеоконтинента окружавших его окраинно-морских и островодужных сооружений, а также террейнов гондванской группы (Алтае-Монгольского, Чулышманского и др.). Эти события сопровождались деформацией и «скупиванием» меж- и задуговых бассейнов, орогенцией, образованием конгломератовых толщ, содержащих в гальках весь спектр пород раннего—среднего кембрия (камлакская, ишпинская, воскресенская, тулойская, чойская свиты), а также формированием турбидитовых бассейнов, имеющих океаническое основание и выполненных толщами флишоидного и молассоидного облика. Объемы турбидитов этого уровня в несколько раз превышают объемы раннекембрийской островодужно-аккреционной коры.

Позднекембрийские-раннеордовикские турбидиты Горного Алтая традиционно объединяются в «искусственный» стратон — горно-алтайскую серию. Нижняя ее часть (кудатынская, кагунская и др. свиты) отличается преобладанием монотонных зелено-серых средне- и мелкозернистых песчаников и метаалевролитов. Верхние, более мелководные части разрезов (кадринская, сайлюгемская, суеткинская свиты) представлены более грубозернистыми незрелыми и слабее сортированными осадками пестрой окраски и грауваккового состава, часто характеризуются текстурными признаками активной динамики среды осадконакопления (косая слоистость, ксенокласты алевролитов в песчаниках, следы течения нелитифицированного осадка и т.д.). Известковистость таких пород немного повышена по сравнению с исключительно бескарбонатными отложениями низов разреза [Перфильев, 1959; Сенников и др., 1959, 2003].

Позднекембрийский-раннеордовикский турбидитовый палеобассейн Горного Алтая характеризуется неоднородностью строения и состава слагающих пород. В его пределах выделяются три зоны. Первая зона включает Ануйско-Чуйский блок, окаймляющий с запада образования Алтае-Северосаянского пояса. Разрезы этого блока, обнаруживающие фрагментарную связь с островодужными вулканогенно-осадочными последовательностями, достаточно однотипны и представлены чередованием серо-зеленых песчаников и алевролитов, в составе которых преобладает материал основных и кислых вулканитов. Вторая зона занимает южную часть Горного Алтая и продолжается дальше в Монголию и Китай, соответствуя, в тектоническом отношении, территории Алтае-Монгольского террейна. Турбидитовые отложения этого блока отличаются обилием минералов, характерных для гранитоидов и метаморфических

пород (гранат, циркон). Третья зона находится в западной части Горного Алтая. Здесь, в составе горно-алтайской серии выделено несколько отдельных стратонов, отвечающих разным фациальным зонам осадконакопления [Перфильев, 1959; Сенников и др., 1959, 2003; Волков, 1966]. Наряду с толщами флиш-оидного строения здесь известны глубоководные черносланцевые отложения (маралихинская свита) [Шокальский, 1999], а также специфические толщи, сложенные чередованием мелкозернистых осадков, океанических базальтов и кремней (засурьинская серия) [Ивата и др., 1997]. При этом стратиграфическая мощность, геологические взаимоотношения и тектоническая интерпретация разных стратонов остаются в значительной мере условными и дискуссионными. Во многом этому способствует искажение первичной структуры бассейна более поздними деформациями, благодаря которым границы разных стратонов имеют исключительно тектонический характер. Как следствие, до сих пор не удалось не только восстановить классическими методами палеофациального анализа структуру первичного турбидитового бассейна, но даже ответить на вопрос, принадлежали ли данные толщи единому с турбидитами Ануйско-Чуйского блока осадочному бассейну, либо они представляют собой фрагменты разных палеобассейнов, тектонически совмещенных на более поздних этапах геологической истории региона. Отметим, что в пользу последней точки зрения свидетельствуют особенности эволюции структур Горного Алтая в ордовик-силурийское время [Sennikov et al., 2008].

Вопрос о природе фундамента турбидитовых палеобассейнов весьма сложен и дискуссионен. Основание турбидитовых толщ и залегающие под ними геологические комплексы не обнажены. Учитывая специфику условий отложения подавляющей части осадочных толщ (вблизи подножия континентального склона) и их пространственную ассоциацию с глубоководными черносланцевыми отложениями можно предполагать, что турбидитовые толщи подстилаются комплексами океанической коры. Наиболее вероятными его представителями являются океанические базальты, слагающие совместно с осадочными породами комплексы аккреционных клиньев в обрамлении турбидитовых террейнов (уймонская свита и засурьинская серия). Отметим, что для сопредельной территории Монгольского Алтая присутствие океанического основания фиксируется наличием в шовных зонах блоков гипербазитов и поясов серпентинитового меланжа [Пинус и др., 1981; Берзин и др., 1994].

Таким образом, к концу раннего ордовика формирование субстратов континентальной коры Горного Алтая в основном завершилось. Эндогенные процессы, происходившие на последующих этапах геологической истории, сопровождались дифференциацией коровых протолитов и образованием коры континентального типа. Анализ особенностей этих этапов, включая индикаторную роль магматических комплексов в эволюции континентальной коры Алтая, не является целью данной работы, авторы намерены рассмотреть эти вопросы в последующих публикациях.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КОРОВЫХ ПРОТОЛИТОВ

Подробная характеристика вещественного состава венд-раннекембрийских океанических базальтов Горного Алтая приведена в работах [Куренков и др., 2002; Волкова, 2003; Safonova et al., 2004; Volkova et al., 2004; Сафонова, 2008]. Из представительных анализов океанических базальтов разных блоков (табл. 1) видно, что наряду с типичными породами N-MORB значительные объемы в блоках венд-раннекембрийской океанической коры занимают базальты с геохимическими характеристиками OIB и переходные к ним разности, обогащенные титаном, калием, в меньшей степени редкоземельными и высокозарядными элементами (рис. 3). Данные Sm-Nd изотопных исследований пород океанических поднятий (табл. 2) демонстрируют широкие вариации отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в изученных породах (от 0.13 до 0.23) и широкий спектр изотопных составов ($\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ варьирует от +3.2 до +9.8), свидетельствующий о неоднородности мантийных источников, за счет которых происходила генерация базальтовых магм.

Базальты океанического основания островодужных сооружений (см. табл. 1) по геохимическим характеристикам близки к N-MORB (рис. 4, а), характеризуются высокими отношениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (более 0.22) и имеют значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +6.8...+7.1$ (см. табл. 2).

Состав пород раннекембрийских островодужных комплексов изучен значительно хуже. Афировые и мелкопорфировые базальты и андезибазальты Сарысазского ареала характеризуются низкими содержаниями калия, титана и фосфора (см. табл. 1), умеренной глиноземистостью, пониженными концентрациями магния и железа. Для них типичны пониженные содержания РЗЭ (суммарно 25—30 г/т в базальтах и 70—80 г/т в андезибазальтах), слабоасимметричные спектры их распределения (см. рис. 4, б), относительное обогащение Sr, обеднение Zr, Hf, Nb, Ta. Кислые члены вулканических серий наследуют геохимические характеристики пород базитовой группы. Базальты Каечакско-Садринского ареала по петрохимическим особенностям близки описанным выше сарысазским базальтам, отличаясь от них более низкой щелочностью (за счет пониженных концентраций Na_2O). Кислые вулканические породы Каечакско-Садринского ареала характеризуются более высокими содержаниями калия (до 1.3 мас.% K_2O), Ва (до 900 г/т) и легких РЗЭ (см. табл. 1). Для раннекембрийских базальтов Балхашского ареала характерны более высокие содержания титана (до 1.5 %), фосфора (до 0.3 %) и более высокая магнезиальность (см.

Таблица 1.

Представительные анализы коровых протолитов Горного Алтая

Компонент	141	123	8-04-41/1	239	E4124	8-921	8-924	H-29/2	H-28/2	H-30/4	k5-45/1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂ , мас.%	49.59	51.15	49.38	44.20	46.00	46.88	44.17	45.24	45.71	46.08	52.45
TiO ₂	1.23	1.32	2.30	2.42	2.26	2.17	3.28	3.36	1.56	1.80	1.85
Al ₂ O ₃	14.14	13.47	12.54	13.00	15.08	12.32	14.50	14.23	15.18	9.88	15.37
Fe ₂ O ₃ *	14.34	8.04	15.97	15.50	13.02	12.26	12.44	15.80	10.39	14.95	12.77
MnO	0.44	0.16	0.25	—	0.20	0.16	0.14	0.22	0.18	0.22	0.37
MgO	6.01	7.87	5.95	6.53	7.17	12.10	6.61	5.42	7.73	6.92	4.76
CaO	4.91	8.71	9.24	10.79	9.57	6.72	5.86	6.65	14.27	10.35	3.78
Na ₂ O	2.92	3.04	1.81	1.99	2.47	2.23	3.70	3.18	1.97	3.16	5.62
K ₂ O	1.50	1.34	0.23	0.39	1.35	0.11	0.89	1.88	0.34	0.19	0.06
P ₂ O ₅	0.13	0.17	0.19	0.24	0.28	0.32	0.50	0.43	0.20	0.15	0.30
П.п.п.	5.41	4.57	1.90	5.03	2.64	4.28	7.17	3.04	2.83	5.42	3.24
Сумма	100.63	99.84	99.76	100.10	100.00	99.55	99.30	99.45	100.36	99.12	100.57
Rb, г/г	34	10	1	6	23	1	19	54	9	9	1
Sr	289	315	115	263	616	344	275	307	432	100	151
Y	35.7	22.9	57.2	26.0	28.0	25.1	31.8	55.2	24.1	59.6	31.1
Zr	75	96	150	134	208	213	285	397	78	114	36
Nb	1.7	9.9	3.9	14.5	35.2	22.6	38.4	60.8	17.6	2.3	1.7
Ba	280	200	26	105	650	57	300	725	90	162	42
La	4.60	7.00	5.67	14.20	18.20	20.72	32.89	44.83	18.42	6.61	4.75
Ce	12.00	16.50	17.11	30.00	37.60	45.70	69.60	92.80	36.30	14.20	12.68
Pr	—	—	3.17	—	—	6.76	9.91	13.18	5.08	3.25	2.07
Nd	7.70	10.20	16.54	20.00	21.60	28.94	40.45	51.80	20.74	16.59	10.16
Sm	2.75	2.70	5.67	6.00	5.70	6.34	8.70	11.46	4.66	6.15	2.96
Eu	1.10	0.90	1.90	1.90	1.60	2.07	2.73	4.02	1.74	1.99	1.17
Gd	—	—	8.48	6.40	4.00	7.07	8.76	12.59	4.92	9.21	4.07
Tb	0.62	0.48	1.44	1.10	0.70	1.04	1.33	2.10	0.88	1.69	0.71
Dy	—	—	9.61	—	—	5.67	7.24	10.44	4.19	10.43	4.22
Ho	—	—	2.18	—	—	1.04	1.33	2.33	0.94	2.48	1.06
Er	—	—	6.51	—	—	2.80	3.49	6.64	2.60	7.83	3.04
Tm	—	—	1.06	—	—	0.43	0.51	—	—	—	0.44
Yb	3.20	2.00	6.44	2.70	2.00	2.44	2.79	4.71	2.27	7.22	2.27
Lu	0.56	0.33	0.92	0.40	0.30	0.37	0.44	0.77	0.30	1.12	0.38
Hf	2.10	2.00	4.08	3.90	3.50	5.61	7.37	13.87	3.50	5.36	1.33
Ta	0.12	0.53	0.25	0.90	1.50	1.58	2.92	4.85	1.10	0.12	0.06
Th	0.38	0.55	0.21	0.80	1.40	1.71	2.73	5.41	2.20	0.48	0.41
U	0.47	0.27	0.35	—	0.40	0.43	0.76	2.39	0.65	0.50	0.26
Компонент	820	819	1317-1	6500-3	1317	b885	b889	b826	8-07-26/2	8-07-28	k5-46
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂ , мас.%	45.56	46.99	51.68	58.27	68.58	50.34	49.02	64.94	47.15	72.85	69.17
TiO ₂	1.27	0.85	0.73	0.52	0.53	0.57	0.73	0.28	1.40	0.32	0.38
Al ₂ O ₃	16.29	17.05	17.29	16.04	14.93	15.15	18.04	16.80	16.38	13.19	13.85
Fe ₂ O ₃ *	11.09	9.21	9.88	4.99	2.81	11.53	10.98	4.83	10.39	3.02	5.05
MnO	0.19	0.22	0.13	0.09	0.07	0.26	0.19	0.17	0.16	0.08	0.10
MgO	9.61	9.55	4.53	1.82	1.63	5.78	5.04	1.77	7.42	0.35	2.38
CaO	10.90	11.20	4.90	6.09	3.13	10.70	10.40	4.79	10.31	5.40	3.50
Na ₂ O	2.36	1.77	4.19	6.21	5.44	2.71	2.35	3.12	2.55	3.98	2.64
K ₂ O	0.28	0.40	0.25	0.58	0.69	0.65	0.78	1.33	0.54	0.06	0.51
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.11	0.13	0.03	0.10	0.10	0.10	0.31	0.10	0.17
П.п.п.	2.40	2.64	4.15	4.12	1.28	1.99	2.38	1.79	3.66	0.51	2.49
Сумма	100.50	99.98	97.84	98.88	99.11	99.78	100.01	99.92	100.27	99.85	100.24
Rb, г/г	4	9	5	11	12	10	15	24	12	1	8
Sr	126	107	489	663	309	275	297	497	594	472	267
Y	26.1	19.4	9.4	17.5	18.7	14.0	13.8	11.7	33.4	35.6	12.2

Компонент	820	819	1317-1	6500-3	1317	b885	b889	b826	8-07-26/2	8-07-28	k5-46
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Zr	16	14	16	67	48	18	12	67	132	51	14
Nb	2.1	0.6	0.7	1.9	1.5	1.0	0.9	2.9	6.7	2.0	0.0
Ba	51	44	226	218	296	209	315	907	178	286	417
La	1.56	0.84	3.06	11.90	8.21	2.48	3.44	10.40	15.08	7.16	6.45
Ce	4.44	2.26	7.10	27.12	18.05	6.77	8.35	19.25	34.85	16.18	13.24
Pr	0.82	0.54	1.13	3.97	2.59	0.95	1.12	2.23	5.06	2.40	1.75
Nd	5.46	3.63	5.90	17.42	11.46	4.99	5.07	9.09	23.49	11.90	7.21
Sm	2.21	1.62	1.67	3.76	2.76	1.48	1.59	1.77	5.60	3.45	1.44
Eu	1.08	0.62	0.65	1.07	0.77	0.50	0.61	0.53	1.90	0.96	0.48
Gd	3.36	2.25	1.67	3.20	2.65	1.55	1.95	1.57	5.55	4.01	1.55
Tb	0.72	0.50	0.27	0.55	0.48	0.32	0.37	0.26	0.98	0.80	0.25
Dy	4.39	3.26	1.75	3.23	2.98	2.07	2.21	1.65	6.15	5.53	1.69
Ho	0.99	0.73	0.35	0.71	0.63	0.51	0.51	0.33	1.33	1.25	0.41
Er	2.68	2.05	1.04	2.00	1.90	1.52	1.61	1.19	3.68	3.73	1.11
Tm	0.38	0.30	0.16	0.29	0.32	0.24	0.24	0.20	0.53	0.57	0.17
Yb	2.32	1.79	1.04	2.00	2.15	1.56	1.37	1.45	3.36	4.08	0.97
Lu	0.38	0.28	0.17	0.32	0.36	0.25	0.23	0.23	0.49	0.69	0.19
Hf	0.82	0.64	0.51	2.27	1.55	0.64	0.49	1.84	3.09	1.85	0.69
Ta	0.23	0.05	0.10	0.14	0.10	0.07	0.07	0.44	0.42	0.14	—
Th	0.11	0.03	0.28	2.28	0.95	2.32	2.19	2.19	1.29	1.38	0.43
U	0.04	0.01	0.21	1.31	0.61	0.45	0.53	1.42	0.54	0.79	0.27
Компонент	k5-50	k5-03	k5-8/1	k5-18	k5-16	8-07-36/1	8-07-36/5	8-04-55/1	1011/1	98-3/35	98-3/37
	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO ₂ , мас. %	61.05	58.98	61.12	58.89	53.64	56.68	56.41	62.10	56.17	57.38	60.50
TiO ₂	0.71	0.58	0.67	0.52	0.50	0.81	0.85	0.76	0.94	0.74	0.79
Al ₂ O ₃	14.21	15.25	15.30	14.95	18.60	13.90	12.92	14.24	16.39	12.68	14.37
Fe ₂ O ₃ *	8.42	2.33	2.09	2.48	3.09	8.65	8.87	7.26	8.93	6.40	7.57
MnO	0.11	0.10	0.11	0.12	0.17	0.12	0.12	0.18	0.17	0.14	0.26
MgO	3.82	6.04	2.72	3.55	3.70	4.28	3.95	3.03	3.96	3.85	3.81
CaO	4.47	3.41	4.13	7.76	4.94	6.45	7.24	3.75	4.08	7.45	3.58
Na ₂ O	3.12	3.10	4.03	2.71	3.49	2.72	2.83	2.30	3.87	3.39	5.07
K ₂ O	0.13	0.26	0.35	0.78	1.28	1.10	0.88	1.12	0.68	1.06	0.72
P ₂ O ₅	0.13	0.12	0.17	0.11	0.10	0.14	0.15	0.19	0.13	0.20	0.20
П.п.п.	3.65	4.08	3.02	2.24	3.71	5.33	5.96	4.54	3.71	6.87	3.58
Сумма	99.82	94.25	93.71	94.11	93.22	100.19	100.18	99.50	99.04	100.17	100.45
Rb, г/т	1	4	5	14	24	25	18	43	26	26	20
Sr	402	318	375	331	508	449	322	541	593	200	268
Y	12.6	23.4	23.7	21.9	19.7	27.0	26.7	24.2	30.2	19.1	24.8
Zr	14	36	40	28	19	102	106	50	82	55	49
Nb	1.9	1.8	3.7	0.3	2.0	4.5	4.0	2.5	4.1	7.3	6.7
Ba	188	81	414	356	915	385	310	435	313	188	147
La	4.20	7.71	9.83	5.80	9.08	12.09	11.99	7.46	15.94	19.20	17.60
Ce	8.93	17.22	20.56	13.80	19.23	25.12	26.09	16.66	34.52	39.40	37.10
Pr	1.44	2.46	2.90	2.05	2.60	3.68	3.69	2.54	5.06	4.91	4.73
Nd	6.44	10.40	12.14	7.95	10.22	16.32	16.24	11.79	20.38	19.80	19.10
Sm	1.77	2.75	3.15	2.01	2.68	4.02	3.82	3.09	4.44	3.96	3.90
Eu	0.50	0.86	0.84	0.72	0.77	1.19	1.12	0.94	1.53	1.09	1.19
Gd	1.53	2.90	3.13	2.78	2.24	3.90	3.85	3.94	5.13	4.09	4.21
Tb	0.26	0.48	0.51	0.40	0.43	0.72	0.74	0.60	0.76	0.64	0.74
Dy	1.61	3.13	3.33	2.56	2.63	4.66	4.30	3.76	4.58	3.52	4.29
Ho	0.44	0.78	0.86	0.72	0.60	1.01	0.95	0.76	1.04	0.77	0.93
Er	1.16	2.33	2.35	2.11	1.55	2.90	2.78	2.17	3.05	2.01	2.63
Tm	0.20	0.33	0.34	0.33	0.23	0.43	0.46	0.32	0.49	0.29	0.42
Yb	0.92	1.88	1.95	1.76	1.35	3.15	3.04	2.03	2.98	1.78	2.39
Lu	0.18	0.33	0.32	0.31	0.21	0.50	0.47	0.32	0.42	0.23	0.32

Компонент	k5-50	k5-03	k5-8/1	k5-18	k5-16	8-07-36/1	8-07-36/5	8-04-55/1	1011/1	98-3/35	98-3/37
	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
Hf	0.66	1.22	1.57	1.13	0.62	3.14	2.96	1.37	2.56	1.62	1.32
Ta	0.11	0.12	0.33	Н.о.	0.10	0.35	0.35	0.14	0.62	0.50	0.44
Th	0.44	1.10	1.64	0.83	1.33	2.50	2.71	0.95	2.84	4.61	4.25
U	0.36	0.69	1.13	1.43	0.74	1.49	1.42	1.07	1.59	1.53	1.75
Компонент	k6-38/6	k6-38/1	95-1/3	95-4/21	8-683/1	8-684/1	8-684/6	8-605/3	8-04-24/5	8-04-27/1	8-04-27/5
	34	35	37	36	38	39	40	41	42	43	44
SiO ₂ , мас.%	63.59	55.30	69.02	58.04	53.60	62.38	63.24	63.21	57.89	69.79	54.91
TiO ₂	0.70	1.24	0.60	0.81	1.12	0.85	1.00	0.83	0.95	0.86	1.12
Al ₂ O ₃	15.80	18.40	12.21	18.05	20.76	14.03	13.25	14.84	17.57	12.64	18.37
Fe ₂ O ₃ *	5.73	9.62	5.44	9.97	7.65	6.26	6.66	6.66	7.97	6.89	10.03
MnO	0.08	0.08	0.12	0.21	0.11	0.09	0.08	0.08	0.07	0.09	0.13
MgO	3.01	3.23	3.79	4.67	3.73	2.92	2.86	2.90	4.88	2.38	4.48
CaO	2.71	2.40	1.36	1.03	1.80	4.05	3.35	2.15	0.53	1.31	1.41
Na ₂ O	3.50	3.91	3.10	1.52	4.26	3.46	3.76	2.49	2.19	2.65	1.91
K ₂ O	1.39	2.36	1.04	2.25	2.34	1.26	0.89	1.66	2.98	1.08	3.14
P ₂ O ₅	0.22	0.31	0.13	0.12	0.28	0.20	0.20	0.23	0.17	0.19	0.29
П.п.п.	2.95	3.46	3.66	3.44	4.01	3.61	3.84	4.79	0.05	0.03	0.07
Сумма	99.68	100.31	100.47	100.12	99.65	99.11	99.12	99.92	100.00	100.29	100.10
Rb, г/т	37	54	32	76	74	110	27	63	90	34	92
Sr	269	180	82	199	179	149	187	252	38	214	173
Y	34.7	29.0	19.8	26.0	34.2	25.8	20.3	24.4	30.7	25.2	34.6
Zr	216	171	124	118	214	165	130	125	167	163	191
Nb	13.4	14.6	8.5	8.5	16.9	12.8	12.5	9.7	11.3	10.5	14.2
Ba	383	552	140	390	621	650	288	385	402	227	541
La	30.09	24.34	22.20	21.80	31.90	26.80	30.20	26.45	29.73	27.13	33.12
Ce	61.10	51.52	37.40	39.50	64.90	56.80	57.20	53.20	63.63	53.49	75.00
Pr	8.23	7.08	—	—	8.18	6.79	7.41	7.15	7.75	7.32	8.97
Nd	30.36	27.35	17.60	20.00	32.50	25.90	29.10	26.45	27.14	25.53	31.24
Sm	6.50	5.42	3.96	4.78	6.73	5.30	5.72	4.99	5.55	4.95	6.22
Eu	1.32	1.20	0.88	1.10	1.63	1.34	1.52	1.34	1.29	1.30	1.59
Gd	5.48	5.60	3.89	4.50	6.59	5.21	5.78	5.36	6.23	5.18	6.80
Tb	0.76	0.88	0.64	0.78	1.08	0.82	0.77	0.82	0.84	0.76	1.08
Dy	4.56	4.23	—	—	6.33	4.87	4.15	4.69	5.47	4.57	6.51
Ho	0.95	0.96	—	—	1.36	1.09	0.85	0.89	1.14	0.91	1.30
Er	3.19	3.56	—	—	3.96	2.93	2.44	2.68	3.35	2.59	3.91
Tm	0.49	0.52	—	—	0.63	0.45	0.37	0.45	0.53	0.46	0.58
Yb	2.96	2.91	1.70	2.46	3.66	2.85	2.26	2.91	3.35	2.97	3.83
Lu	0.46	0.44	0.24	0.36	0.57	0.44	0.42	0.37	0.46	0.38	0.58
Hf	5.56	4.65	0.50	0.50	5.88	4.72	3.66	3.73	5.17	4.42	5.71
Ta	0.19	0.06	3.40	3.10	1.15	0.84	0.80	0.75	1.06	0.84	1.16
Th	5.03	3.65	6.60	5.30	9.53	7.62	5.72	5.44	8.59	5.87	8.68
U	4.17	2.13	2.00	1.10	3.07	2.32	1.49	2.09	2.43	1.83	2.24

Примечание. 1—10 — базальты палеоокеанических поднятий: 1—3 — Курайский палеосимаунт, 4, 5 — Катунский палеосимаунт, 6, 7 — Саратанский блок, 8—10 — метабазальты в составе Уймонского аккреционного клина; 11—13 — базальты океанического основания островных дуг: 11 — Сарысазский ареал, 12, 13 — Каечакско-Садринский ареал; 14—21 — вулканические породы раннекембрийских островных дуг: 14—16 — Сарысазский ареал (14 — базальт, 15 — андезитобазальт, 16 — риодацит); 17—19 — Каечакско-Садринский ареал (17, 18 — базальты, 19 — дацит); 20, 21 — Балхашский ареал (20 — базальт, 21 — риолит); 22—29 — осадочные породы раннекембрийских островодужных вулканогенно-осадочных последовательностей: 22, 23 — Сарысазский ареал (22 — песчаник, 23 — алевролит), 24—27 — Каечакско-Садринский ареал (24—26 — песчаники, 27 — алевролит), 28, 29 — Балхашский ареал, песчаники; 30, 31 — осадочные породы Салаирской дуги (песчаная толща): 30 — песчаник, 31 — алевролит; 32, 33 — метаосадочные породы уймонской свиты; 34—44 — осадочные породы кембро-ордовикского турбидитового мегабассейна: 34, 35 — горно-алтайская серия Ануйско-Чуйского блока (34 — песчаник, 35 — алевролит); 36, 37 — катунская свита Алтае-Монгольского террейна (36 — песчаник, 37 — алевролит), 38—44 — Чарышско-Талицкая группа блоков: 38 — суеткинская свита (песчаник), 39—41 — чарышская свита (39, 40 — песчаники, 41 — алевролит); 42—44 — глубоководные осадки маралихинской и засурьинской свит: 42 — маралихинская свита (глинистый сланец), 43, 44 — засурьинская свита (43 — песчаник, 44 — глинистый сланец). Прочерк — не определено, Н.о. — не обнаружено. Анализы 1, 2, 4, 5 заимствованы из [Сафонова et al., 2004; Сафонова и др., 2008], анализы 8—10 — из [Волкова, 2003], остальные данные — авторские.

* Суммарное железо приведено в форме Fe₂O₃.

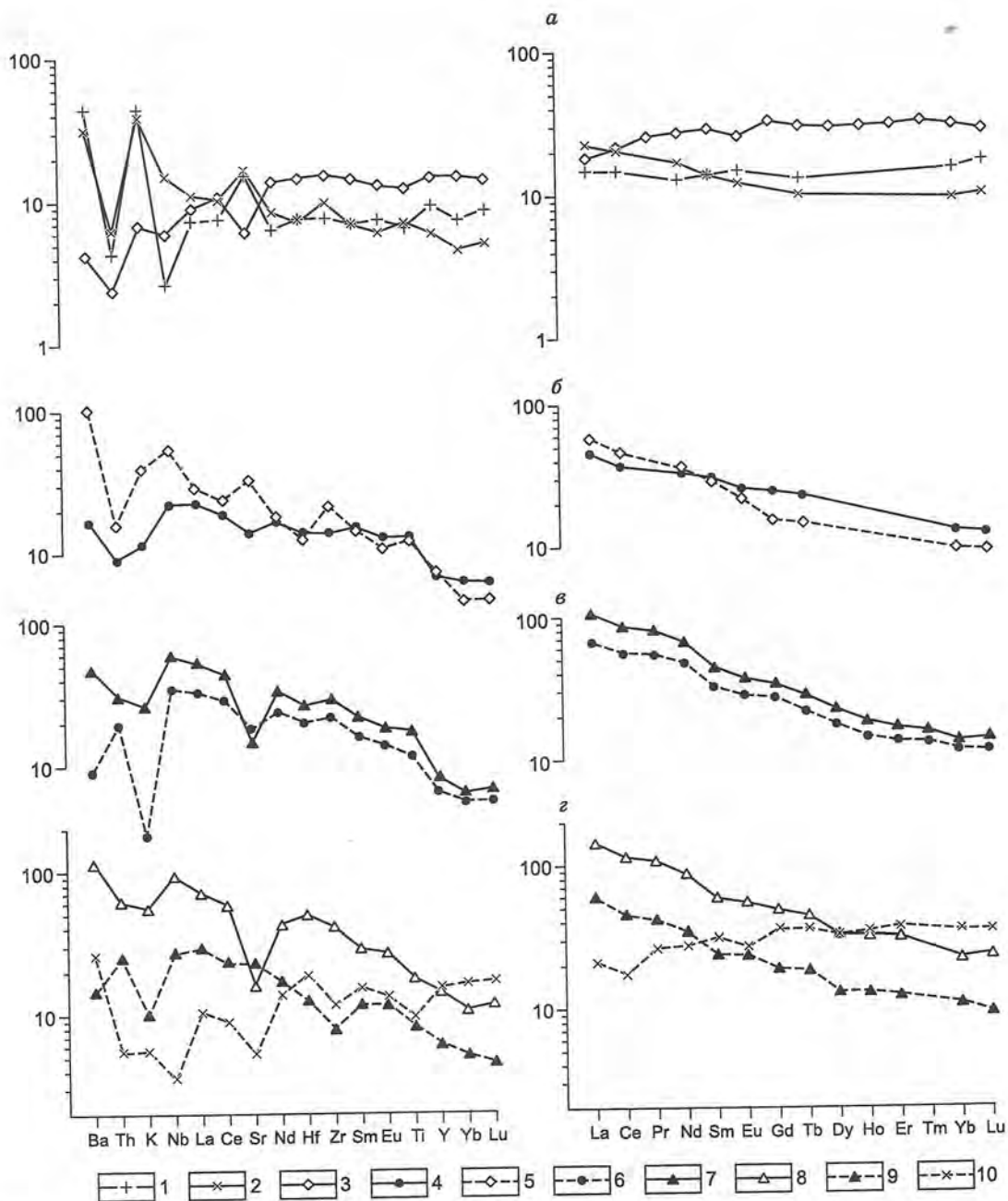


Рис. 3. Мультиэлементные диаграммы и спектры распределения РЗЭ в венд-раннекембрийских океанических базальтах Горного Алтая.

a — Курайский, *б* — Катунский палеосимаунт, *в* — Уймонский аккреционный клин, *z* — Саратанский палеосимаунт. Здесь и далее номера проб соответствуют табл. 1, при построении мультиэлементных диаграмм содержания элементов в породах нормированы на состав примитивной мантии [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], при построении спектров РЗЭ — на состав хондрита [Boytan, 1983].

табл. 1). Содержания РЗЭ в них существенно выше, чем в базальтах других ареалов (до 100 г/т при $(La/Yb)_N = 2.7-3.2$). Типичное для базальтов других ареалов обогащение Sr в них выражено значительно слабее, отрицательные аномалии по Nb менее заметны, а по Zr и Hf отсутствуют (см. рис. 4, z). Кислые породы вулканических серий по составу близки риолитоидам Сарысазского ареала. В целом по особенностям вещественного состава описанные базальты отвечают толеитовым и известково-щелочным разностям, типичным для примитивных островных дуг. Дациты и риолиты островодужных последовательностей по геохимическим характеристикам идентичны породам низкоглиноземистых тоналит-грандьемитовых серий [Арт, 1983].

Таблица 2.

Результаты Sm-Nd исследований коровых протолитов Горного Алтая

№	№ пробы	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T , млн лет	ϵ_{Nd_0}	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T(\text{DM})$, млн лет	$T(\text{DM}-2\text{st})$, млн лет
1	5366/1	4.541	17.221	0.159386	0.512853±17	520	4.2	6.7	—	—
2	H-29/1	3.933	10.371	0.229238	0.513138±10	540	9.8	7.5	—	—
3	H-28/2	3.314	15.389	0.130188	0.512596±15	540	-0.8	3.8	1014	—
4	H-25/2	3.123	8.133	0.232119	0.513264±19	500	12.2	9.8	—	—
5	H-30/4	4.65	13.279	0.211711	0.513028±6	500	7.6	6.6	—	—
6	C-11/5	2.95	12.649	0.141091	0.512609±15	500	-0.6	3.3	1139	—
7	819	2.459	5.382	0.276230	0.513273±7	540	12.4	6.8	—	—
8	7-651	1.804	4.942	0.220639	0.513083±14	540	8.7	7.1	—	—
9	b889	1.915	6.622	0.174808	0.512892±9	540	5.0	6.5	—	—
10	b826	1.879	9.036	0.119708	0.512713±11	540	1.5	6.8	712	713
11	k5-41	1.987	7.744	0.155148	0.512779±16	540	2.8	5.6	970	810
12	k5-18	2.477	9.196	0.168320	0.512764±11	540	2.5	4.4	1301	910
13	1011/1	4.557	19.568	0.140772	0.512693±10	500	1.1	4.7	959	858
14	98-3/37	4.41	20.2	0.131100	0.512459±6	520	-3.5	0.9	1277	1190
15	98-8/2	3.55	17.2	0.123400	0.512366±12	520	-5.3	-0.4	1325	1298
16	8-04-55/2	3.862	16.346	0.142077	0.512730±11	520	1.8	5.4	897	809
17	k6-38/6	5.444	24.466	0.134523	0.512660±10	500	0.4	4.4	946	879
18	IC95-1/3	3.59	18.2	0.119400	0.512202±7	500	-8.5	-3.6	1533	1543
19	8-684/2	5.82	29.0	0.120300	0.512435±4	500	-4.0	0.9	1169	1169
20	8-605/3	4.968	24.022	0.125021	0.512452±13	500	-3.6	1.0	1202	1166
21	8-04-27/5	6.121	29.359	0.125885	0.512380±20	500	-5.0	-0.5	1338	1288

Примечание. 1—6 — базальты палеоокеанических поднятий: 1 — Катунский палеосимаунт, 2—6 — метабаза-
лы в составе Уймонского аккреционного клина; 7, 8 — базальты океанического основания островных дуг (7 — Сарысаз-
ский ареал, 8 — Каечакско-Садринский ареал); 9, 10 — островодужные вулканические породы Каечакско-Садринского
ареала (9 — базальт, 10 — дацит); 11, 12 — осадочные породы раннекембрийских островодужных последовательностей
(11 — Сарысазский ареал, 12 — Каечакско-Садринский ареал); 13 — осадочные породы Салаирской дуги (песчанская
толща); 14, 15 — метатерригенные сланцы уймонской свиты; 16—21 — осадочные породы кембро-ордовикского турбиди-
тового бассейна: 16, 17 — горно-алтайская серия Ануйско-Чуйского блока, 18 — катунская свита Алтае-Монгольского
террейна, 19—21 — породы Чарышско-Талицкой группы блоков (19 — алевролит чарышской свиты, 20 — песчаник суе-
тинской свиты, 21 — глинистый сланец засурьинской свиты. Анализы 14, 15, 18 заимствованы из [Плотников и др., 2003].
Остальные определения выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) и ГиК НЦ РАН (г. Апатиты). Измерения concentra-
ции и изотопного состава Sm и Nd проводились на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статичес-
ком режиме. За период измерений значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla составило 0.511863 ± 8 и 0.511863 ± 6
(ИГГД РАН и ГиК НЦ РАН соответственно). Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241578$,
что соответствует отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, и приведены к $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd стандарте La Jolla. Значения
параметров ϵ_{Nd_0} , $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ рассчитаны относительно единого хондритового резервуара с $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ и $^{147}\text{Sm}/$
 $^{144}\text{Nd} = 0.1967$. Модельные возрасты $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ и $T_{\text{Nd}}(\text{DM})-2\text{st}$ рассчитаны относительно деплетированного мантийного ис-
точника с $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$ [Goldstein, Jacobsen, 1988].

Данные Sm-Nd изотопных исследований (см. табл. 2) демонстрируют близкие характеристики кис-
лых и основных вулканитов: для тех и других значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ колеблются от +6 до +7, а модельные Sm-
Nd возрасты протолитов составляют 0.71—0.74 млрд лет.

Осадочные породы раннекембрийских островодужных последовательностей в целом имеют пони-
женную кремнекислотность, повышенные содержания кальция и фемических элементов ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} =$
 $= 6—12$ мас.%), умеренные содержания титана ($\text{TiO}_2 = 0.4—0.8$ мас.%). Тонкозернистые породы (але-
вролиты) по своим вещественным особенностям, как правило, тяготеют к ассоциирующим базальтам,
являвшимся для них основным источником вещества. Песчаникам свойственны более высокие содержа-
ния SiO_2 (до 60—62 мас.% в среднем по ареалам и до 69 мас.% в отдельных пробах), и по составу они
занимают промежуточное положение между основными и кислыми породами вулканических серий, при-
ближаясь к последним.

Геохимические характеристики осадочных пород в разных сегментах островодужных поясов су-
щественно варьируют, наследуя особенности вещественного состава ассоциирующих с ними вулкани-
тов. Так, осадочные породы Сарысазского ареала характеризуются минимальными содержаниями РЗЭ
(суммарно 30—55 г/т при $(\text{La}/\text{Yb})_N = 2.4—4.4$), Th (0.4—0.5 г/т), U (0.27—0.36 г/т), Zr (14—16 г/т)
(рис. 5, а, см. табл. 1). Песчаники и алевролиты Каечакско-Садринского ареала имеют более высокие
концентрации несовместимых элементов (сумма РЗЭ — 40—65 г/т при $(\text{La}/\text{Yb})_N = 2.2—4.8$; Th — 1.1—

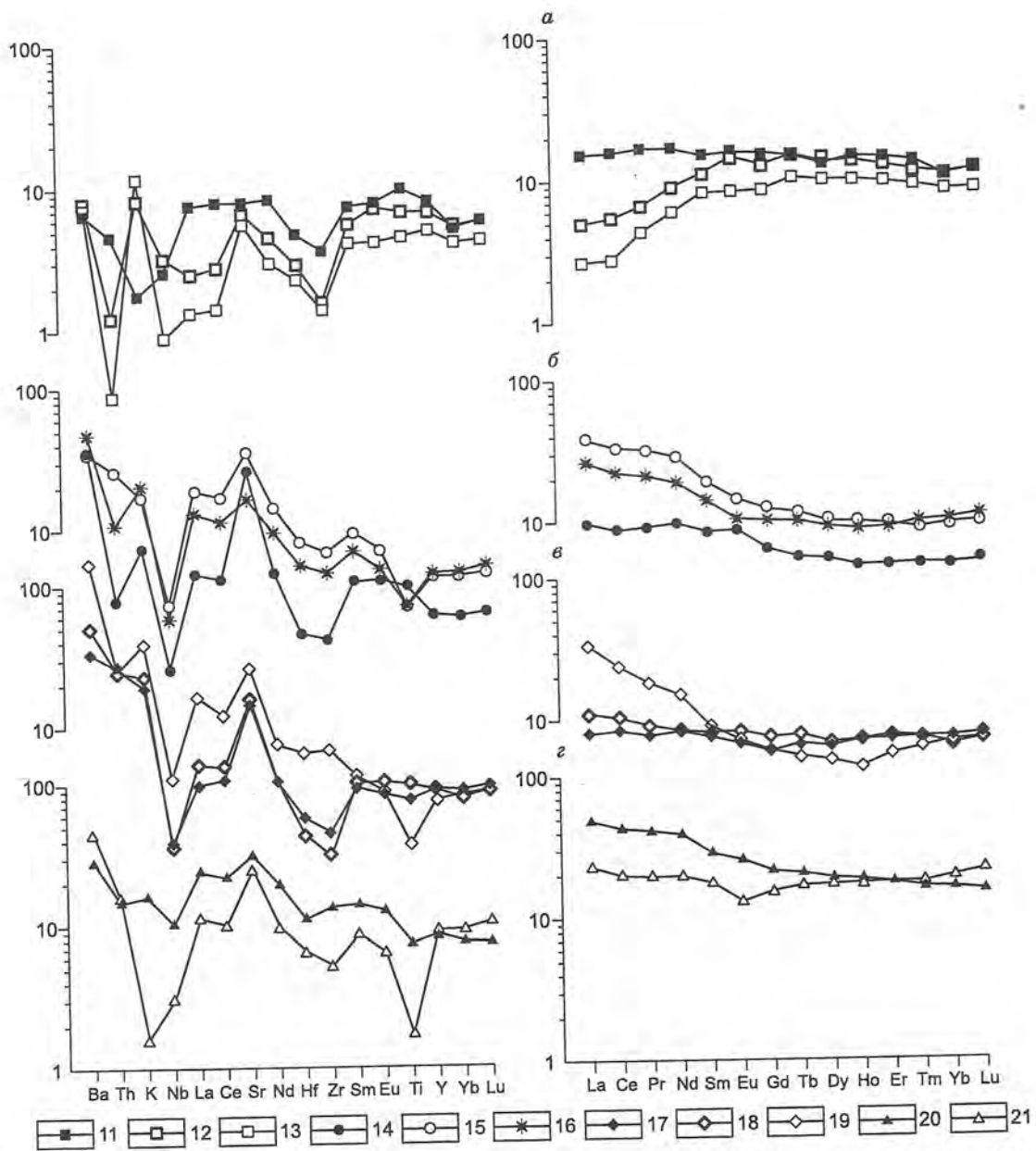


Рис. 4. Мультиэлементные диаграммы и спектры распределения РЗЭ в венд-раннекембрийских островодужных вулканических породах Горного Алтая.

a — базальты океанического основания островных дуг, *б* — Сарысазский, *в* — Каечакско-Садринский, *г* — Балхашский ареал.

2.2 г/т; U — 0.7—1.4 г/т; Zr — 20—40 г/т (см. рис. 5, б). Максимальная степень обогащения редкими элементами (сумма РЗЭ — 60—80 г/т; Th — 2.5—2.7 г/т; U — 1.4—1.6 г/т; Zr — 70—100 г/т) отмечается для раннекембрийских терригенных пород Балхашского ареала (см. рис. 5, в). В целом наблюдаемые составы раннекембрийских осадочных пород в наибольшей степени отвечают продуктам размыва юных островных дуг, сформированных на океаническом основании. Резкое преобладание в их источнике островодужных вулканических пород подтверждается низкими концентрациями Nb, Ta и высокими Ce/Nb отношениями (повсеместно >4 и, как правило, >6). Данные Sm-Nd изотопных исследований (см. табл. 2) свидетельствуют, что в сравнении с ассоциирующими вулканическими осадочными породами имеют несколько более низкие значения $\epsilon_{Nd}(T)$ (+4.4...+5.6) и более древние модельные возрасты протолитов (0.8—0.9 млрд лет).

Осадочные породы Салаирской дуги (песчаная толща) характеризуются более высокой кремнекислотностью и калиестью при повышенных, относительно раннекембрийских осадков, содержаниях феррических элементов ($TiO_2 = 0.7—1.0$ мас.%; $Fe_2O_3 + MgO = 10—12$ мас.%) (см. табл. 1). Породам свойственны более высокие концентрации РЗЭ (суммарно — 56—100 г/т при $(La/Yb)_N = 2.4—3.6$), в то

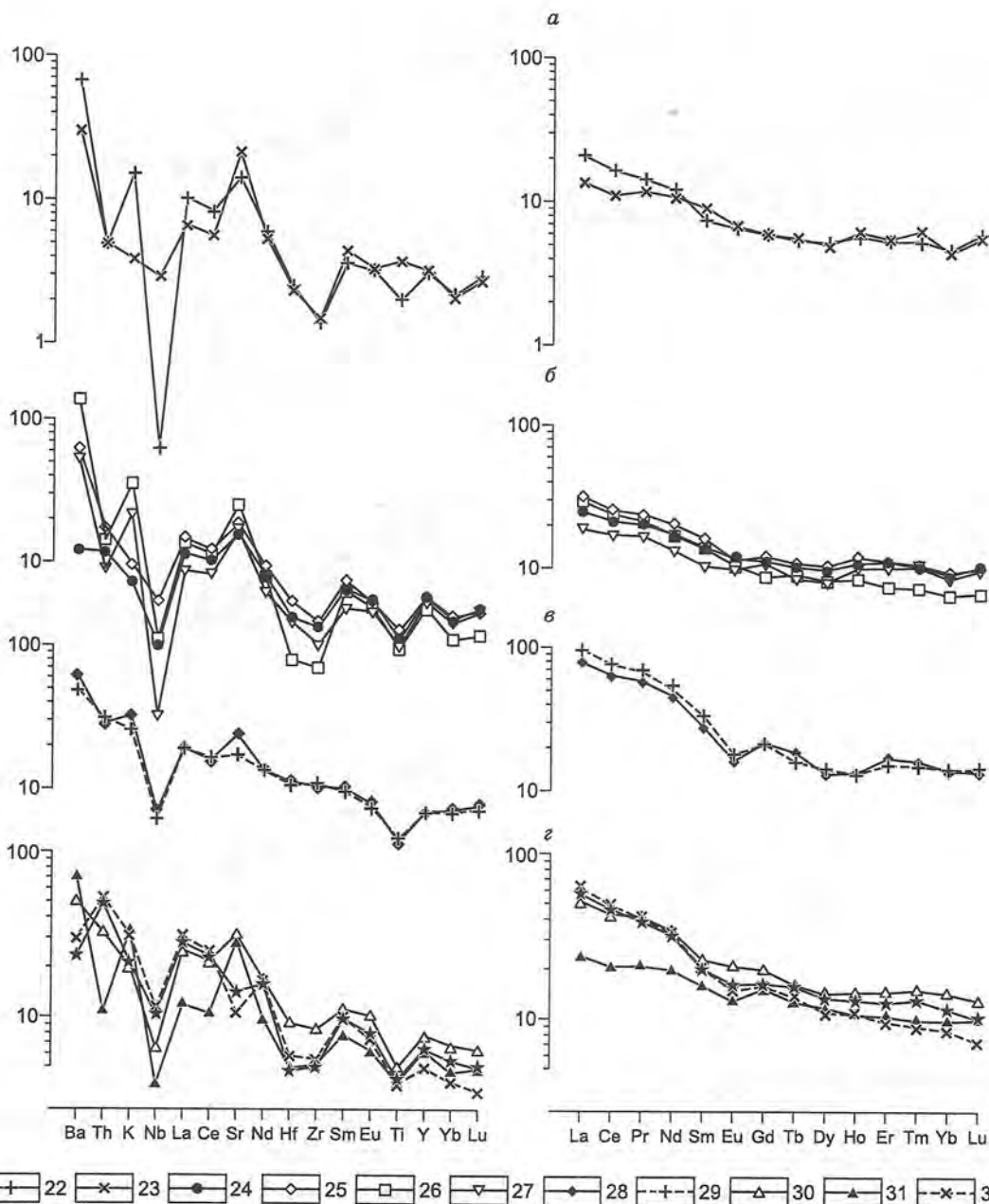


Рис. 5. Мультиэлементные диаграммы и спектры распределения РЗЭ в осадочных породах кембрийских островодужных последовательностей Горного Алтая.

α — γ — Алтае-Северосаянский пояс: a — Сарысазский, b — Касчакско-Садринский, γ — Балхашский ареал, z — песчанская и уймонская свиты.

время как содержания Th и U в них сопоставимы с осадками Балхашского ареала (1.0—2.8 и 1.0—1.5 г/т соответственно), а Zr и Hf — существенно ниже. Островодужные характеристики в них также выражены отчетливо ($Ce/Nb = 6.6$ — 8.3) (см. рис. 5, z). Sm-Nd изотопные характеристики идентичны осадкам раннекембрийских островодужных разрезов Алтае-Северосаянского пояса ($\epsilon_{Nd}(T) = +4.6$ и $T(DM) = 0.85$ млрд лет).

Протолиты метаосадочных пород уймонской и теректинской свит имеют несколько иные петрогеохимические и изотопные характеристики (см. табл. 1). Они отличаются более высокой кремнекислотностью, повышенными концентрациями РЗЭ (90—110 г/т при $(La/Yb)_N = 4.9$ — 7.2), Th (4.2—4.6 г/т), U (1.5—1.7 г/т) при умеренных содержаниях Zr и Hf. Ce/Nb отношение в них более низкое, чем в других осадках островодужных разрезов (5.3—5.5). Результаты Sm-Nd изотопных исследований демонстрируют более низкие значения параметра $\epsilon_{Nd}(T)$ (-0.5 ... $+0.8$) и более древний модельный возраст протолитов (1.2—1.3 млрд лет).

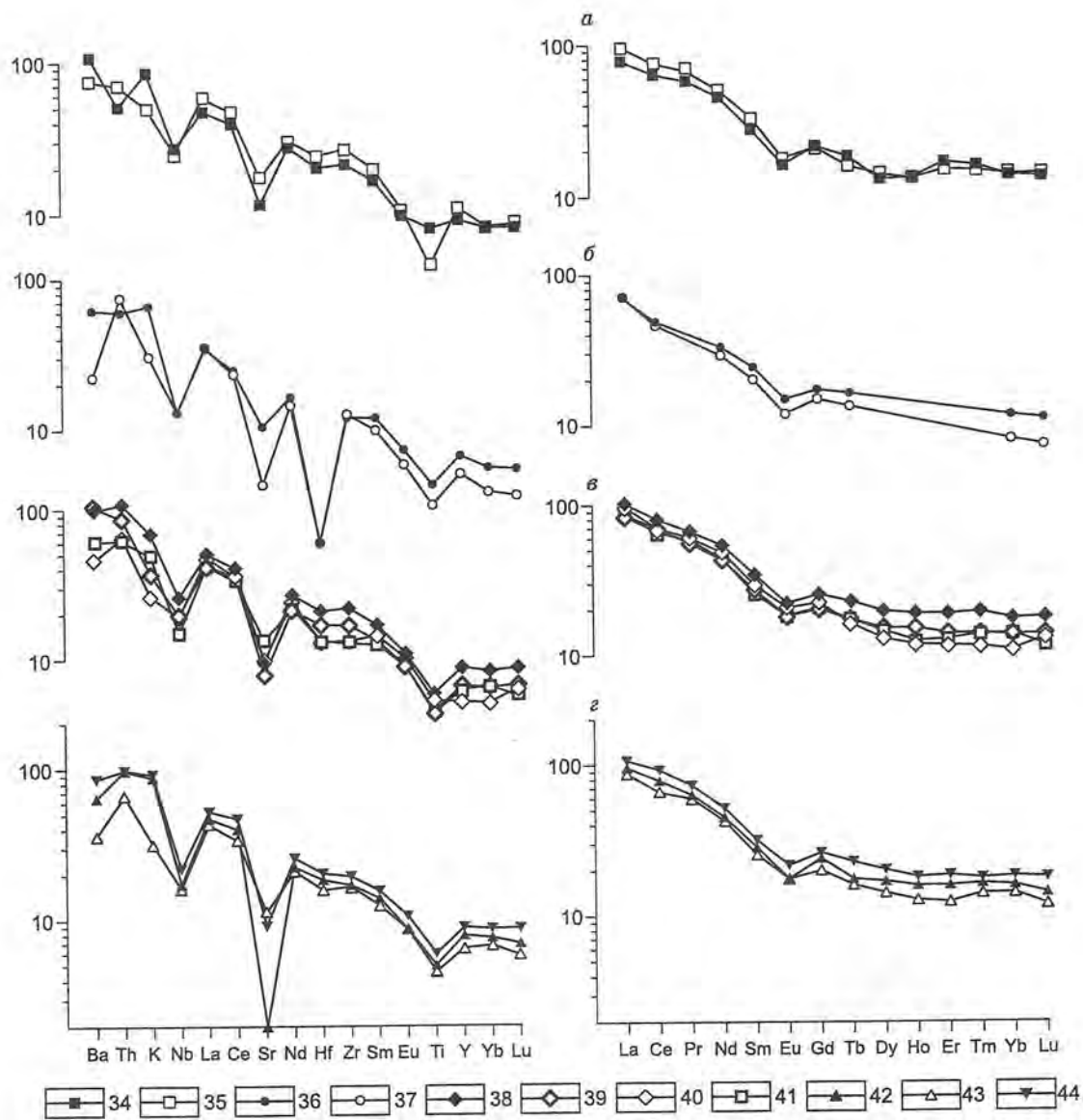


Рис. 6. Мультиэлементные диаграммы и спектры распределения РЗЭ в осадочных породах позднекембрийского—раннеордовикского турбидитового мегабассейна Горного Алтая.

a — Ануиско-Чуйский блок; *б* — Алтае-Монгольский террейн; *в, г* — Чарышско-Талицкая группа блоков: *в* — турбидиты, *г* — глубоководные осадки черносланцевых толщ.

Результаты геохимических исследований осадочных пород горно-алтайской серии из разных блоков Горного Алтая приведены в табл. 1. Общей особенностью петрохимического состава изученных осадочных пород являются высокие содержания $TiO_2 = 0.6\text{--}1.3$ мас.% и $Fe_2O_3 + MgO = 6\text{--}14$ мас.%. При этом алумокремниевый модуль и показатель щелочности варьируют в широких пределах. В целом такие составы наиболее близко отвечают современным продуктам разрушения океанических дуг, фельзитов островных дуг и активных окраин, т.е. коры переходного типа. Продукты разрушения зрелых сиалических коровых субстратов среди изученных пород отсутствуют.

Усредненные составы пород большинства подразделений горно-алтайской серии близки между собой и отвечают кварцевому диориту [Крук и др., 2006]. Редкоэлементный состав слагающих их пород также весьма сходен (рис. 6). Для них свойственны содержания типоморфных редких элементов, промежуточные между таковыми для валового состава континентальной коры и состава верхней коры, по оценкам [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Породы характеризуются суммарными содержаниями РЗЭ (130—180 г/т), асимметричной формой спектров их распределения с $(La/Yb)_N = 6\text{--}10$ и незначительным европиевым минимумом. Содержания Th и U варьируют в широких пределах (3.6—9.2 и 0.8—4.2 г/т соответственно).

В сравнении с осадками раннекембрийских островодужных разрезов породы горно-алтайской серии в целом отличаются более высокой кремнекислотностью, обогащены глиноземом, калием и литофильными редкими элементами, РЗЭ (в том числе тяжелыми), обеднены магнием, железом, кальцием. В то же время для них характерны более высокие содержания титана и фосфора (см. табл. 1), а геохимические характеристики островодужных субстратов выражены значительно слабее ($Se/Nb = 3.4-4.6$ и лишь в глубоководных осадках повышается до 5) (см. рис. 6).

Результаты Sm-Nd изотопных исследований пород позднекембрийских—раннеордовикских турбидитовых толщ Горного Алтая (см. табл. 2) выявили их изотопную неоднородность. Изотопные характеристики пород Ануйско-Чуйского блока идентичны таковым для пород раннекембрийских островодужных разрезов (см. табл. 2). Для них характерны значения $\epsilon_{Nd}(T)$ около +4 и модельный возраст протолита 0.8—0.9 млрд лет. Наиболее древними модельными возрастными протолитов (до 1.6 млрд лет) обладают осадочные породы катунской свиты юга части Горного Алтая. Значение $\epsilon_{Nd}(T)$ для этих пород, рассчитанное на время их формирования (500 млн лет), составляет 3.6. Турбидиты западной части Горного Алтая (чарышская и суеткинская свиты) имеют модельный возраст около 1.1 млрд лет и $\epsilon_{Nd}(T) \approx +1$. Глубоководные отложения маралихинского и засурьинского стратонев по изотопным характеристикам ($T_{Nd}(DM - 2st) = 1.29$ млрд лет и $\epsilon_{Nd}(T) = -0.5$) занимают промежуточное положение между турбидитами Западного и Южного Алтая, свидетельствуя об отложении их в условиях глубоководного бассейна, снос осадочного материала в который шел с двух сторон: с северо-запада и с юга (в современных координатах). В то же время особенности геохимического и изотопного составов осадков Западного Алтая (учитывая их фациальное положение) не могут быть объяснены простым механическим смешением осадочного материала с Алтае-Монгольского микроконтинента и раннекембрийской дуги алтаид [Крук и др., 2006]. Вероятно, эти стратонев представляют собой фрагмент самостоятельного бассейна, имевшего свои источники осадочного материала.

Приведенные данные показывают, что в настоящее время в структуре Горного Алтая совмещены фрагменты трех турбидитовых палеобассейнов (условно Горно-Алтайского, Алтае-Монгольского и Чарышско-Талицкого), имевших различные области питания, но весьма сходных по геохимическим характеристикам выполняющих их осадков.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обобщение геологических, геохимических и изотопных данных дает возможность реконструировать механизмы образования коровых протолитов Горно-Алтайского сегмента ЦАСП, сформированных в венде—раннем палеозое.

Раннекаледонский этап. В Горно-Алтайском сегменте ЦАСП этому этапу отвечало формирование двух типов геоблоков (террейнов): 1) фрагментов океанической литосферы, сложенных океаническими базальтами MORB, OIT, OIB с подчиненной ролью терригенных, карбонатных и кремнистых пород, 2) островодужных террейнов.

Блоки первого типа имеют существенно базальтовый состав, отличаясь широкими вариациями содержания редких и рассеянных элементов. Последнее обстоятельство в совокупности с данными о вариациях изотопного состава Nd ($\epsilon_{Nd}(T)$ от +3.2 до +9.8) свидетельствует об участии в генерации океанической литосферы нескольких мантийных источников, в том числе плюмовой природы. Вероятнее всего, этим объясняется и повышенная мощность блоков океанической литосферы, препятствующая их поглощению в зонах субдукции.

Геохимические характеристики базальтов Алтае-Северосаянского островодужного пояса говорят об их формировании за счет деплетированного мантийного источника, преобразованного в результате субдукционных процессов («мантийного клина»). Дациты и риодациты вулканических серий по составу отвечают породам низкоглиноземистых тоналит-трондьемит-гранодиоритовых серий, что в совокупности с изотопными характеристиками позволяет связать их генезис с плавлением океанического основания островных дуг.

Осадочные породы раннекембрийских островодужных последовательностей имеют андезибазальтовый или андезитовый усредненный состав и характеризуются крайне низкими концентрациями несовместимых элементов (включая РЗЭ). Их формирование было связано почти исключительно с размывом синхронных островодужных вулканических толщ. Это подтверждается петрографическими данными (обилие кислого вулканического материала в песчаниках) и особенностями геохимии осадочных пород: их состав во всех случаях является промежуточным между составом основных и кислых вулканитов, а геохимические характеристики вулканических и осадочных пород в разных ареалах изменяются синхронно. Незначительное понижение $\epsilon_{Nd}(T)$ в осадочных породах по сравнению с вулканическими указывает на дополнительный привнос в область осадконакопления более древнего (с изотопной точки зрения) корового материала. Однако, учитывая особенности вещественного состава осадочных пород и их резкое отличие от коровых протолитов, сформированных при участии вещества «зрелой» континентальной

коры [Bhatia, 1983; Тейлор, Мак-Леннан, 1988], можно предполагать, что привносимый материал имел сходные геохимические характеристики и, как следствие, идентичный состав протолита (бимодальные вулканические серии примитивных островных дуг, заложенных на океанической коре).

Приведенные данные позволяют утверждать, что формирование основного объема коровых протолитов в раннекембрийских вулканических поясах Алтае-Северосаянского пояса происходило по классическому аккреционно-островодужному механизму: за счет переработки вещества океанической литосферы в зонах субдукции. Сходный механизм корообразования был характерен для Салаирской дуги. С другой стороны, геохимические и изотопные характеристики пород Уймонского блока (повышенная кремнекислотность, высокие концентрации несовместимых элементов, низкие значения $\varepsilon_{Nd}(T)$) отражают смешение вещества островодужных вулканитов с более древним коровым материалом, снесенным с Алтае-Монгольского микроконтинента, на краю которого, вероятно, был сформирован этот вулканический ареал.

Таким образом, коровые протолиты, образованные на раннекаледонском этапе в Горном Алтае, имеют исключительно ювенильную природу. Привнос «зрелого» корового материала с древних кратонов был крайне незначителен и не играл существенной роли. Единственным поставщиком более древнего корового материала являлись геологические комплексы Алтае-Монгольского микроконтинента [Берзин и др., 1994; Крук и др., 1999], где известны дорифейские гранитоидные комплексы и коровые протолиты с модельным возрастом до 2.5 млрд лет [Уиндли и др., 1994; Windley et al., 2007]. Однако влияние этого материала на изотопно-геохимические характеристики коровых протолитов в раннем кембрии имело слабо локальный характер.

Позднекаледонский этап. Осадочные толщи, выполняющие позднекембрийские—раннеордовикские турбидитовые бассейны Горного Алтая, по особенностям вещественного состава резко отличаются от океанических и островодужных пород раннего кембрия. Для них свойственны более высокая кремнекислотность, глиноземистость, калиевость, обогащение литофильными и обеднение фемическими компонентами. Эти характеристики говорят о значительном увеличении роли кислых пород (в том числе гранитоидов) в источниках сноса. В то же время повышенные концентрации Ti и увеличение Ce/Nb отношения указывают на наличие в составе осадочного материала вещества океанических базальтов, в том числе обогащенных OIT или OIB. В целом геохимические характеристики пород свидетельствуют о том, что наряду с островодужными протолитами, игравшими главную роль в источнике материала рассматриваемых турбидитов, значительный вклад в их формирование внесли различные образования переходной зоны континент—океан (допозднекембрийские гранитоиды и метаморфические породы, базальты океанических островов и плато, аккретированных к краю континента), вовлеченные в орогению, сопутствовавшую аккреционно-коллизийным процессам. Процессы, происходившие в позднем кембрии—раннем ордовике, несмотря на их масштабность, не сопровождались формированием значительных объемов новообразованного корового вещества. Ведущую роль здесь играло перераспределение ранее образованных коровых протолитов в экзогенных условиях, обусловившее появление крупных геоблоков, кора которых имела ряд особенностей, отличающих ее от ювенильных аккреционно-островодужных коровых протолитов.

Напомним, что наиболее распространенные на сегодняшний день модели формирования континентальной коры предполагают, что изначально за счет переработки вещества океанической литосферы в зонах субдукции и островодужного магматизма образуется первичная ювенильная кора андезитового состава. В дальнейшем в ходе последующих процессов (прежде всего аккреционно-коллизийных) [Розен, Федоровский, 2001] происходит ее дифференциация, обособление верхне- и нижнекорового резервуаров, имеющих соответственно гранодиоритовый и базитовый составы. При этом формируется вертикально-неоднородная кора, которая имеет типичное для континентальных блоков строение, а состав ее разноглубинных уровней (гранитно-метаморфический и гранулитобазитовый слои) связан между собой определенными геохимическими соотношениями, отражающими процессы дифференциации изначально однородной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. В рассматриваемом же случае была сформирована изначально гетерогенная кора, ее нижний слой представлен океаническими комплексами (MORB, OIT, OIB, ассоциирующие кремнистые и терригенные осадки), а верхний слой — продуктами размыва обширных территорий, сложенных геологическими комплексами различной природы и возраста (главным образом периокеаническими). Эти два слоя различны как по особенностям петрогеохимического состава пород, так и по изотопным характеристикам. Кроме того, составы верхней и нижней коры в данном случае не имеют между собой закономерной связи, характерной для блоков зрелой дифференцированной континентальной коры.

Необходимо отметить, что условия образования крупных турбидитовых бассейнов и, как следствие, масштабного формирования коры описанного типа достаточно специфичны. Они предусматривают, во-первых, аккрецию к краю континента крупных фрагментов океанической литосферы увеличенной мощности, которые не способны поглощаться в зонах субдукции, а, во-вторых, наличие масштабной

орогении, охватывающей значительные территории и приводящей к быстрой эрозии широкого спектра геологических комплексов. Очевидно, что такие условия могут быть реализованы только при крупномасштабных аккреционно-коллизийных процессах. Поэтому в противовес аккреционно-островодужному типу коры авторы предлагают называть описанный выше тип коры аккреционно-коллизийным.

Таким образом, среди каледонид Горного Алтая выделяются геоблоки с корой трех разных типов, различных по составу и механизмам образования.

Первый тип представляет фрагменты океанической литосферы увеличенной мощности, сложенные базальтами MORB, OIT и OIB при подчиненной роли терригенных, кремнистых и карбонатных пород. Второй — это блоки ювенильной аккреционно-островодужной коры, сложенные вулканогенно-осадочными толщами надсубдукционного генезиса, усредненный состав которых отвечает низкокальциевым андезитам или андезибазальтам. Третий — включает блоки аккреционно-коллизийной коры — турбидитовые палеобассейны, сформированные на океаническом основании. Для этого типа, в отличие от двух предшествующих, характерна первичная вертикальная неоднородность и резкое различие петрогеохимических характеристик верхне- и нижнекоровых протолитов.

ВЫВОДЫ

1. Горно-Алтайский сегмент земной коры имеет существенно мафический состав. Слагающий его коллаж террейнов (фрагменты океанической литосферы, окраинно-морских и островодужных систем, турбидитовых бассейнов) был сформирован в результате двух главных этапов тектогенеза: ранне- и позднекаледонского. В венд-раннекембрийское время здесь образовалась крупная мегаструктура — палеовулканическая дуга алтаид, сложенная ювенильным материалом океанической и аккреционно-островодужной природы. В позднем кембрии—раннем ордовике, в результате аккреционно-коллизийных событий, произошла фрагментация вулканической дуги, сопровождавшаяся масштабным перераспределением вещества в экзогенных условиях и формированием блоков с аккреционно-коллизийной корой (турбидитовых палеобассейнов).

2. Состав протолитов определялся источниками поступления вещества и процессами его преобразования (перераспределения). Для Горно-Алтайского сегмента литосферы ведущими типами коры являлись фрагменты океанической литосферы с базитовым составом протолита (MORB, OIT, OIB) и $T_{Nd}(DM - 2st) = 0.65—1.1$ млрд лет, а также островные дуги с андезибазальтовым и андезитовым составом протолитов, низкими содержаниями несовместимых элементов и $T_{Nd}(DM - 2st) = 0.7—0.9$ млрд лет. Перераспределение вещества этих блоков в сочетании с привнесением материала извне определило в конечном итоге формирование турбидитовых бассейнов с андезидацитовым составом верхнекоровых протолитов и $T_{Nd}(DM - 2st)$ от 0.8—0.9 млрд лет в обрамлении вулканической дуги алтаид до 1.4—1.6 млрд лет на границе Алтае-Монгольского микроконтинента.

Работа выполнена при поддержке Президиума СО РАН (программа 7.10, ИП № 19) и РФФИ (гранты 07-05-00853, 08-05-00204).

ЛИТЕРАТУРА

Арт Дж. Г. Некоторые элементы примеси в трондьемитах — их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М., Мир, 1983, с. 99—105.

Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Руднев С.Н. Венд-кембрийские вулканические пояса Алтае-Саянской складчатой области // Материалы Всероссийского совещания «Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований». Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003, с. 24—26.

Беляев С.Ю. Тектоника Чарской зоны (Восточный Казахстан). Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1985, 117 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., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 82—93.

Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Бобров В.А. Экзотический террейн позднекембрийско-раннеордовикской океанической коры в северо-западной части Горного Алтая (Засурьинская свита): структурное положение и геохимия // Докл. РАН, 1999, т. 368, № 5, с. 650—654.

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.К. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.

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

Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргополов С.А., Бабин Г.А., Плотников А.В., Гибшер А.С., Изох А.Э., Шокальский С.П., Бибикина Е.В., Журавлев Д.З., Пономарчук В.А., Халилов В.А., Травин А.В. Неопротерозойский возраст древнейших образований Томского выступа (Горная Шория) на основании U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, Ar-Ar изотопного датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999б, т. 7, № 5, с. 28—42.

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.

Волков В.В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая. Новосибирск, Наука, 1966, 161 с.

Волкова Н.И. Геохимия и природа протолита метабазитов Теректинского глаукофан-зеленосланцевого комплекса (Горный Алтай) // Докл. РАН, 2003, т. 393, № 2, с. 224—228.

Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-45-1. СПб., Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2001, 197 с.

Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Хомяков В.Д. Офиолиты и состав фундамента осевой части Зайсанской геосинклинали // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск, Наука, 1979, с. 196—219.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 409 с.

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, 2005, т. 46 (9), с. 952—967.

Дук Г.Г. Зеленосланцевые пояса повышенных давлений (Горный Алтай). Л., Наука, 1982, 184 с.

Ермолов П.В., Владимир А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузубный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск, Наука, 1983, 208 с.

Ивата К., Сенников Н.В., Буслов М.П., Обут О.Т., Шокальский С.П., Кузнецов С.А., Ермиков В.Д. Позднекембрийско-раннеордовикский возраст базальтово-кремнисто-терригенной засурынской свиты (северо-западная часть Горного Алтая) // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (9), с. 1421—1438.

Коваленко В.И., Ярмолук 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.

Ковач В.П., Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Котов А.Б., Терентьева Л.Б. Венд-кембрийский этап формирования ювенильной континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса: источники и ведущие механизмы (на примере Озерной зоны Западной Монголии) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2008, вып. 6, т. 1, с. 138—139.

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

Крук Н.Н., Сенников Н.В., Шокальский С.П., Крук Е.А., Николаева И.В., Серов П.А. Геохимия и источники вещества позднекембрийско-раннеордовикских турбидитов Горного Алтая: вклад в проблему расшифровки структуры раннепалеозойского турбидитового бассейна // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2006, вып. 4, т. 1, с. 184—187.

Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга // Труды ГИН РАН. Вып. 490. М., ГЕОС, 2002, 294 с.

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

Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. М., Недра, 1966, 306 с.

Носков Ю.С. Конгломераты с галькой магматических пород Горного Алтая. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2007, 168 с.

Перфильев Ю.С. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Горного Алтая // Изв. вузов. Геология и разведка, 1959, № 11, с. 20—30.

Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Гипербазиты Монгольской Народной Республики и их металлогения // Магматические формации и петрология магматических горных пород. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1981, с. 120—128.

Плотников А.В., Бибилова Е.В., Титов А.В., Крук Н.Н., Грачева Т.В. О возрасте метаморфизма кианит-силлиманитового типа южно-чуйского комплекса (Горный Алтай): результаты U-Pb изотопного исследования цирконов // Геохимия, 2002, № 6, с. 579—589.

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 // Докл. РАН, 2003, т. 338, № 1, с. 63—67.

Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М., Научный мир, 2001, 185 с.

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 и источники) // Докл. РАН, 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.

Сенников В.М., Винкман М.К., Кононов А.Н. Кембро-ордовик и ордовик Горного Алтая // Материалы по региональной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1959, с. 51—66.

Сенников Н.В., Ивата К., Ермиков В.Д., Обут О.Т., Хлебникова Т.В. Океанические обстановки седиментации и фаунистические сообщества в палеозое южного обрамления Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 156—171.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 379 с.

Уиндли Б.Ф., Цзинхуэй Го, Ли Инн, Чжан Чи. Тектонические единицы и эволюция Китайского Алтая // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 116—117

Шокальский С.П. Легенда Алтайской серии государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 (2-е изд.). Пояснительная записка. Новокузнецк, Запсибгеолсъемка, 1999, 125 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.М., 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.

Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 156—180.

Ярмолук В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология, 1997, т. 5, № 5, с. 451—466.

Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2003, т. 389, № 3, с. 354—359.

Armstrong R.L. A model of the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth // Rev. Geophys., 1975, v. 6, p. 175—191.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol., 1983, v. 91, № 6, p. 611—627.

Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 1983, p. 63—114.

Fyfe W.S. Evolution of the earth's crust: modern plate tectonics of ancient hot spot tectonics // Chem. Geol., 1978, v. 23, p. 89—114.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett., 1988, v. 87, p. 249—265.

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

Safonova I.Y., Buslov M.M., Iwata K., Kokh D.A. Fragments of Vendian-early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: Geochemistry, biostratigraphy and structural setting // Gondwana Res., 2004, v. 7, № 3, p. 771—790.

Sennikov N.V., Yolkin E.A., Petrunina Z.E., Gladkikh L.A., Obut O.T., Izokh N.G., Kipriyanova T. P. Ordovician-silurian biostratigraphy and paleogeography of the Gorny Altai. Novosibirsk, Publishing House of SB Ras., 2008, 154 p.

Volkova N.I., Stupakov S.I., Simonov V.A., Tikunov Yu.V. Petrology of metabasites from the Terekta Complex as a constituent of ancient accretionary prism of Gorny Altai // J. Asian Earth Sci., 2004, v. 23, p. 705—713.

Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W.J., Kroner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // J. Geol. Soc., 2007, v. 164, p. 31—47.

Wu F.Y., Jahn B.M., Wilde S., Sun D.Y. Phanerozoic crustal growth: Sr-Nd isotopic evidence from the granites in Northeastern China // Tectonophysics, 2000, v. 328, p. 89—113.

Поступила в редакцию

13 мая 2009 г.