

ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ БАЗАЛЬТОВ ИЗ КАТУНСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА ГОРНОГО АЛТАЯ (Юго-Западная Сибирь)

**И.Ю. Сафонова^{1,2}, М.М. Буслов¹, В.А. Симонов¹, А.Э. Изох¹,
Ц. Комя³, Е.В. Курганская¹, Т. Оно³**

¹ *Институт геологии и минералогии им. А.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптога, 3, Россия*

² *Korean Institute of Geoscience and Mineral Resources (KIGAM), 92 Gwahang-no, Daejeon, 305-350, Korea*

³ *University of Tokyo, 3-8-1 Komaba, Meguro-ku, Tokyo 153-8902, Japan*

Представлены новые геохимические (породообразующие и редкие элементы, изотопы) и петрологические данные (состав вкрапленников и минеральная термометрия) для базальтов раннекембрийского катунского аккреционного комплекса Кузнецко-Алтайской островной дуги (Горный Алтай). Геодинамические обстановки формирования базальтов обсуждаются на основе петролого-геохимических и изотопных данных с учетом их взаимоотношений с вмещающими осадочными породами океанической коры и терригенными толщами аккреционного комплекса. Поздненеопротерозойско-раннекембрийские базальты, ассоциирующие с кремнистыми породами, характеризуются средними TiO_2 и Zr/Nb , плоскими редкоземельными спектрами и отношениями $Nb/La_{PM} < 1$ (тип базальтов срединно-океанических хребтов — БСОХ). Среди базальтов океанического дна выделены высоко- и низкомагнезиальные разновидности. Раннекембрийские базальты манжерокской свиты образовались в обстановке океанического острова (тип БОО). Они формируют разрезы, представленные базальтами основного тела палеоострова, и чередуются с кремнисто-терригенно-карбонатными породами его склоновых фаций. Для манжерокских базальтов характерны высокие температуры кристаллизации расплава (1175 °С) и обогащение некогерентными элементами, вариации которых предполагают плюмовый мантийный источник и разные степени частичного плавления на уровне шпинелевой и гранатовой фаций. В усть-семиинской свите (средний кембрий) представлены низкомагнезиальные и высокомагнезиальные базальты в виде субпараллельных даек и потоков, прорывающих и перекрывающих образования аккреционного комплекса. Для надсубдукционных базальтов характерно сочетание низких TiO_2 , Nb, LREE и высоких Zr/Nb и более низкие по сравнению с базальтами типа БОО температуры кристаллизации расплава: 1138 и 1047 °С для высоко- и низкомагнезиальной подгрупп соответственно. По химическому составу низкомагнезиальные разновидности близки к базальтам СОХ, а высокомагнезиальные — к островодужным толеитам. На основе совокупности геохимических и геологических данных сделан вывод, что низкомагнезиальные базальты усть-семиинской свиты образовались при погружении СОХ в зону субдукции, а высокомагнезиальные базальты выплавлялись в надсубдукционной обстановке на границе коры и мантии.

Палеоазиатский океан, поздний неопротерозой—средний кембрий, океаническая стратиграфия, вулканизм, субдукция, аккреция, базальты, мантийные источники.

GEOCHEMISTRY, PETROGENESIS AND GEODYNAMIC ORIGIN OF BASALTS FROM THE KATUN' ACCRETIONARY COMPLEX OF GORNY ALTAI (southwestern Siberia)

**I.Yu. Safonova, M.M. Buslov, V.A. Simonov, A.E. Izokh, T. Komiya,
E.V. Kurganskaya, and T. Ohno**

The paper presents new data on geochemistry (major and trace elements, isotopes) and petrology (composition of phenocrysts and mineral thermometry) of basalts from the Early Cambrian Katun' accretionary complex of the Kuznetsk–Altai island arc (Gorny Altai). We also discuss the geodynamic settings of the formation of basalts based on petrological, geochemical, and isotope data taking into account their relationships with associated sedimentary rocks of oceanic origin and with terrigenous sedimentary rocks of the accretionary complex. The Late Neoproterozoic basalts associated with siliceous sediments are characterized by medium TiO_2 and Zr/Nb , flat REE patterns and $Nb/La_{PM} < 1$ (MORB). The oceanic floor basalts are represented by high- and low-magnesium varieties. The Early Cambrian basalts (Manzherok Formation) formed in an oceanic island setting (OIB). They occur in sections consisting of paleo-oceanic island basalts alternating with siliceous-terrirogenous-carbonate sediments of slope facies. The Manzherok basalts are characterized by high crystallization temperatures (1175° C) and are enriched in incompatible elements (LREE, Ti, Nb), whose variations suggest a mantle plume source and variable degrees of partial melting in the spinel and garnet stability fields. The low- to high-Mg Middle Cambrian basalts of the Ust'-Sema Formation occur as subparallel dikes and lava flows, which cut and overlap the accretionary complex. The basalts are characterized by low TiO_2 , Nb, LREE, high Zr/Nb

and, compared to the OIB, lower temperatures of crystallization, 1047° C and 1138° C for the low- and high-Mg varieties, respectively. Geochemically, the low-Mg basalts of the Ust'-Sema Formation are close to MORB, and the high-Mg basalts, to island-arc tholeiites. Such a combination of geochemical and geological data suggest that the low-Mg basalts of the Ust'-Sema Formation formed during ridge subduction, and the high-Mg basalts formed in a suprasubduction setting, at the crust-mantle boundary.

Paleoasian Ocean, Late Neoproterozoic-Middle Cambrian, oceanic plate stratigraphy, volcanism, subduction, accretion, basalts, mantle sources

ВВЕДЕНИЕ

Происхождение вулканогенно-осадочных толщ в составе раннепалеозойских складчатых поясов западной части Алтае-Саянской области, включающей Катунскую зону Горного Алтая (рис. 1), до сих пор является предметом многочисленных дискуссий [Гусев, 1991; Буслов, 1992; Берзин и др., 1994; Гибшер и др., 1997; Добрецов и др., 2004; Зыбин, 2006; и др.]. На основе изучения вулканических и осадочных пород разного состава и возраста, тектонически совмещенных в единую складчатую структуру, а также с учетом региональных транспрессионных структурных характеристик М.М. Буслов с соавторами [Buslov et al., 2001] интерпретировали Катунскую зону как часть аккреционной призмы Кузнецко-Алтайской островной дуги, сформированной на окраине Сибирского континента в результате позднео-

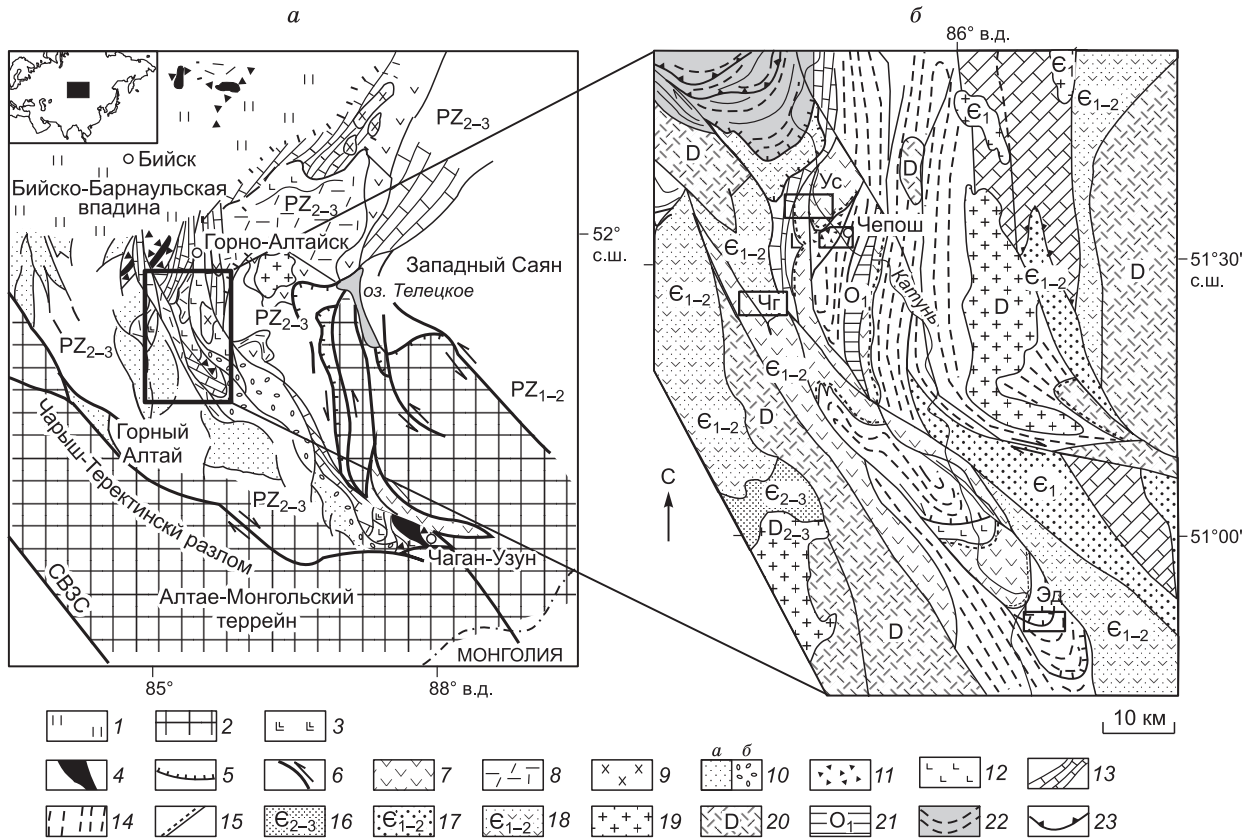


Рис. 1. а — поздненеопротерозойско-кембрийские островодужные и океанические комплексы Горного Алтая в западной части Алтае-Саянской складчатой области ([Buslov et al., 2001] с изменениями), **б** — геологическая схема катунского АК ([Dobretsov et al., 2004] с изменениями).

1 — неоген-четвертичные отложения, 2 — докембрийский Алтае-Монгольский террейн, 3 — базальты типа БСОХ, 4 — габбро-ультрамафиты Чаган-Узунского массива, 5 — надвиги, 6 — сдвиги; 7–10 — поздненеопротерозойско-раннекембрийская Кузнецко-Алтайская островная дуга: 7, 8 — вулканиты толеит-бонинитовой (7) и известково-щелочной (8) серий, 9 — габброиды, 10 — среднепозднекембрийский Ануиско-Чуйский преддуговой бассейн (а — флиш, б — олистостромы); 11 — олистостромы и меланжи; 12–14 — отложения океанического палеоострова (поздний неопротерозой—ранний кембрий): 12 — базальты, 13 — известняки и доломиты «карбонатной шапки», 14 — склоновые фации; 15 — базальные конгломераты среднего кембрия, 16–18 — турбидитовые отложения преддуговой прогиба (16) с туфами андезитобазальтов (17) и базальтовыми лавами и туфами (18); 19 — гранитоиды; 20 — вулканогенно-осадочные породы; 21 — ордовикские осадочные породы, 22 — отложения каимской свиты; 23 — раннекембрийские разломы. Участки отбора проб: Чг — Чергинский, Ус — Усть-Семинский, Эд — Эдиганский. СВЗС — Северо-Восточная зона смятия.

протерозойско-кембрийской субдукции коры Палеоазиатского океана. В ходе субдукции в состав Катунского аккреционного клина вошли фрагменты раннекембрийских палеоокеанических островов и подстилающих позднепротерозойско-раннекембрийских офиолитов (см. рис. 1) [Buslov et al., 1993; Добрецов и др., 2004]. Позднее, в среднем кембрии, структура аккреционного клина была «пронизана» дайками, и комагматичные им вулканы в ассоциации с карбонатными и терригенными породами усть-семиной свиты со структурным и стратиграфическим несогласием перекрыли образования аккреционного комплекса. В таком геодинамическом контексте позднепротерозойско-раннекембрийские толеитовые, субщелочные и щелочные базальты интерпретировались как тектонически дезинтегрированные фрагменты океанической коры Палеоазиатского океана [Buslov et al., 1993; Dobretsov et al., 1995; Добрецов и др., 2004; Safonova et al., 2004, 2009], а происхождение более поздних базальтов связывалось разными авторами либо с островодужным [Buslov et al., 1993], либо с задуговым магматизмом [Гибшер и др., 1997], либо с окраинно-континентальным рифтогенезом [Зыбин, 2006].

Геохимические характеристики базальтов представляют особый интерес для понимания геодинамической обстановки их формирования, характера мантийных источников и петрогенезиса [Kertich, Wuman, 1997]. Внутриплитные базальты океанических островов (тип БОО) — от толеитов до щелочных базальтов — образуются под воздействием мантийных плюмов, поднимающихся от границы ядро—мантия [Hoffman, 1997; Maruyama et al., 2007], таких, например, как современные горячие точки Гавайских островов и Исландии. Они характеризуются повышенными содержаниями таких несовместимых элементов, как легкие редкие земли (LREE), Ti, Nb и Th, а также имеют специфический изотопный состав [Zindler, Hart, 1986; Weaver, 1991; Hemond et al., 1993; Hoffman, 1997]. Внутриплитные базальты были обнаружены в составе докембрийских зеленокаменных поясов [Hoffman, 1997; Polat et al., 1998; Thurson, 2002; Komiya et al., 2002, 2004; и др.], а также в фанерозойских складчатых поясах [Buslov et al., 2001, 2002; Добрецов и др., 2004; Safonova et al., 2004, 2009; Гордиенко и др., 2007; Сафонова и др., 2008; и др.]. Вместе с базальтами срединно-океанических хребтов (COX) они являются неотъемлемыми элементами океанической стратиграфии (OC или OPS — Oceanic Plate Stratigraphy, по [Isozaki et al., 1990]), которая характеризуется закономерной сменой фаций от мелководных известняков вершины палеоострова через вулканокластику и обломочные известняки склоновых фаций, перекрывающих основное магматическое тело, до кремнистых аргиллитов, глубоководных кремней и базальтов в основании палеоострова, представляющих собой образования океанического дна. Породы OC входят в состав аккреционных комплексов в процессе субдукции и закрытия океанов.

По сравнению с внутриплитными базальтами океанического дна (тип БСОХ), образованные в ходе декомпрессионного плавления материала верхней мантии в зонах COX, имеют более однообразный состав, отличающийся, прежде всего, истощением Ti, LREE, Nb и Th, а также принципиально иные изотопные характеристики — повышенные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и пониженные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [Zindler, Hart, 1986; Saunders et al., 1988; Hart et al., 1992; и др.]. При вхождении в зону субдукции крупные океанические поднятия, как правило, входят в состав аккреционных комплексов, а большая часть базальтов COX погружается в верхнюю мантию и частично плавится с образованием надсубдукционных и/или островодужных вулканических серий [Weaver, Johnson, 1987].

Идентифицировать различные мантийные компоненты и воссоздать условия петрогенезиса докембрийских и раннепалеозойских основных вулканических пород океанической коры сложнее, чем для их более молодых аналогов. Это, в первую очередь, связано с вероятным нарушением исходных концентраций некоторых подвижных элементов (Rb, Sr, Ba, Pb, K) и изотопов (Sr, Pb) в результате излияния базальтов в условиях морского дна и последующих процессов постмагматических изменений [Gelinis et al., 1982; Bednarz, Schmincke, 1989; Sun, McDonough, 1989; Thompson, 1991]. Более достоверную информацию о магматических системах океанов можно получить путем изучения геохимии малоподвижных некогерентных элементов, в частности, в системе LREE—Nb—Th [Floyd, Winchester, 1975; Saundres, 1988; Polat et al., 1999], состава минералов-вкрапленников в базальтах и расплавных включений в них методами термобарогеохимии, микрозонда и ионной масс-спектрометрии [Соболев, 1996; Симонов и др., 2005; Сафонова и др., 2008; Соболев и др., 2009].

В данной статье представлены новые данные по петрохимическому и геохимическому составу базальтов катунского аккреционного комплекса (АК) Горного Алтая, а именно позднепротерозойско-раннекембрийских базальтов Палеоазиатского океана, которые выделены нами в составе усть-чергинской, эсконгинской и манжерокской свит, и среднекембрийских базальтов усть-семиной свиты. Впервые приводятся данные по составу порфириновых вкрапленников клинопироксена в базальтах манжерокской и усть-семиной свит. На основе детальной геохимической характеристики базальтов сделаны выводы о типе мантийных источников и условиях петрогенезиса, что позволило более обоснованно судить о геодинамической природе выделенных групп вулкаников.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БАЗАЛЬТОВ

Катунская зона Горного Алтая является аккреционным комплексом Кузнецко-Алтайской островной дуги (см. рис. 1, *а*), сформированной на окраине Сибирского континента. Формирование катунского аккреционного комплекса (клина) связано с позднепротерозойско-кембрийским этапом субдукции океанической коры и аккреции палеоокеанических островов к Кузнецко-Алтайской островной дуге [Buslov et al., 1993, 2001; Добрецов и др., 2004].

Катунский аккреционный комплекс (катунский АК) расположен в северной части Горного Алтая и прослеживается на расстояние более 120 км при ширине до 30—40 км. В состав аккреционного клина входят вулканогенно-осадочные тектонические пластины, в пределах которых диагностируются различные фации раннекембрийского Катунского палеоострова и подстилающих позднепротерозойско-раннекембрийских отложений океанического дна или офиолитов (см. рис. 1, *б*) [Добрецов и др., 2004; Safonova et al., 2004, 2009]. Фрагменты офиолитов представлены базальт-кремнистыми толщами срединно-океанического хребта (СОХ) и выявлены нами в составе раннекембрийских улус-чергинской, а также, возможно, эсконгинской и манжерокской свит, где занимают нижние части видимых разрезов вулканогенно-осадочных толщ. В целом базальт-осадочные толщи представлены тремя группами пород, формировавшими ранее единый комплекс отложений палеоокеанического острова, входящих в состав ОС: 1) базальт-кремнисто-глинистыми породами основного тела острова, включая его основание; 2) брекчированными карбонатно-кремнисто-терригенно-базальтовыми образованиями склоновых фаций; 3) массивными и слоистыми карбонатными отложениями вершины («карбонатная шапка»). В катунский аккреционный комплекс также входят среднекембрийские базальты и осадочные породы усть-семинской свиты. Базальты проявлены в форме даек и лавовых потоков. Они формируют совместно с осадочными породами надсубдукционную вулканическую постройку, наложенную на образования аккреционного клина.

Возраст палеоокеанического поднятия надежно датируется как раннекембрийский по находкам микрофитоцитов, водорослей и спикул кремниевых губок в осадках склоновых фаций [Постников, Терлеев, 2004]. Отложения катунского аккреционного комплекса несогласно перекрываются базальными конгломератами карбонатной шашкунарской свиты, которая совместно с вышележащей рифогенной чепошской свитой содержит археоциаты и трилобиты раннего кембрия. В валунах и гальках базальных конгломератов широко представлены породы, переотложенные из аккреционной призмы: базальты, доломиты, известняки и кремнистые породы. Стратиграфически выше залегает среднекембрийская усть-семинская свита, в состав которой входят лавы, туффиты, туфопесчаники и кремнисто-карбонатные породы. На усть-семинской свите залегают карбонатно-терригенно-кремнистые образования еландинской свиты, содержащие трилобиты майского яруса среднего кембрия [Репина, Романенко, 1978; Зыбин, 2006]. Комагматичные лавам усть-семинской свиты дайки оливин-пироксеновых, пироксен-плагиоклазовых порфиринов, долеритов и габбро прорывают образования аккреционного клина, а также шашкунарскую и чепошскую свиты. Дайки часто формируют комплекс параллельных даек, мощность отдельных даек достигает первых метров, а серий даек — 5—10 м. Дайки имеют субмеридиональное простирание и встречаются на всей территории Катунской зоны на протяжении более 100 км от п. Усть-Сема на севере до р. Эдиган на юге (см. рис. 1, *б*) [Buslov et al., 1993; Гибшер и др., 1997; Зыбин, 2006].

Для детальных геохимических и петрологических исследований были отобраны образцы трех групп базальтов: первая — раннекембрийские базальты океанических островов манжерокской свиты; вторая — позднепротерозойско-раннекембрийские базальты океанического дна (части разрезов улус-чергинской, эсконгинской и каимской свит); третья — среднекембрийские базальты из даек и лав усть-семинской свиты. Ранее коротко обсуждались состав и геодинамические условия образования перечисленных групп базальтов [Гибшер и др., 1997; Buslov et al., 2001; Добрецов и др., 2004; Safonova et al., 2004, 2009; Safonova, 2009]. В данной статье диагностика базальтов и их геодинамическая интерпретация основаны на их уточненном геологическом положении и детальном анализе геохимических (породообразующие, редкие и редкоземельные элементы), изотопных и петрологических данных.

Образцы первой и второй групп отбирались в бассейне р. Катунь на Эдиганском (обр. Kat-45-07, Kat-49-07, Kat-50-07, Kat-51-07, Kat-52-07, Kat-53-07, Alt-112-08, E4091-E40111, 9-160; междуречье рек Чеба и Эдиган), Чепошском (обр. Kat-54-07, Kat-55-07) и Чергинском (обр. 242/2, Kat-34-07, Kat-38-07, Kat-40-07) участках, а образцы третьей группы — в районе пос. Усть-Сема (обр. T4006-T4044, Kat-56-07, Kat-58-07, Kat-60-07, Kat-61-07) (см. рис. 1, *б*). Образцы E4091—E40111 и 9-160 отбирались вдоль р. Чеба в основании разреза манжерокской свиты, и, возможно, они относятся к базальтам океанического дна, перекрытых вулканогенно-осадочными образованиями палеоострова. К группе базальтов океанического дна относится также обр. Г204 каимской свиты, отобранный в северной части Горного Алтая, в пределах аккреционного комплекса к западу от Горно-Алтайска (см. рис. 1), где ранее выделялись фрагменты океанической коры [Зыбин, 2006].

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Химический состав порфировых вкрапленников клинопироксена и расплавных включений был проанализирован на микронзондовом анализаторе Camebax Micro при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 40 нА и диаметре электронного пучка 2 мкм.

Для геохимического изучения образцы базальтов были отобраны из наименее измененных базальтовых потоков и даек. Большая часть аналитических исследований проводилась в Институте геологии и минералогии СО РАН. Породообразующие элементы анализировались методом рентгенофлуоресцентного анализа, РФА, («Научприбор») по ГОСТу 41-08-212-82 Мингео СССР. Редкоземельные (REE), некоторые высокозарядные (HFSE), крупноионные литофильные (LILE) и породообразующие (Na, Ca, Fe) элементы для образцов E4068—У4133 и T4006—T4044 были проанализированы методом нейтронно-активационного анализа (ИНАА) с использованием Ge детекторов для гамма-лучей и энергии от 30 до 2000 кэВ. Облучение образцов проводилось на ядерном реакторе Томского политехнического университета интегральным потоком 10^{17} н/см². Замеры были сделаны на гамма-спектрометре в два этапа с периодами охлаждения в 1 неделю и 3 месяца. Содержания Y, Zr, Nb, Ti, Rb, Sr, Pb, V, Mn, Ni, Cu, Zn также были определены методом РФА с синхротронным излучением — SR XRF [Bobrov et al., 1998; Phedorin et al., 2000].

Редкие элементы (REE, HFSE, LILE) в образцах Kat-34-07—Kat-61-07 были проанализированы методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP MS) в Токийском институте технологий на стеклах (прибор ThermoElemental VG 244 PlasmaQuad 2 LA ICP MS) и в Институте геологии и минералогии СО РАН на порошках (прибор Element Finnigan). Стекла были получены сплавлением порошка базальта с тетраборатом лития в соотношении 1:10 на аппарате Rigoku. Порошки обрабатывались в соответствии с протоколом Дженнера [Jenner et al., 1990]. Образцы растворялись в смеси HF и HNO₃ (2:1) в герметично закрывающейся тefлоновой посуде в течение двух дней при температуре ~100 °C; дважды растворялись в 6н HCl и высушивались, растворялись в 1н HCl и опять высушивались. Процедура повторялась до полного растворения порошка. Последний раствор высушивался на воздухе, трижды смешивался с 6н HCl и высушивался, затем растворялся в 2%-й HNO₃. Все химические процедуры с жидкостями проводились в «чистых» лабораторных условиях. Для оценки точности/погрешности измерений использовались международные стандарты BHVO-1, BCR-1 и JB-3. Аналитические ошибки составили 2—7 отн.% для REE и HFSE.

Анализ изотопного состава Sm, Nd, Sr и Rb проводили в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН) на масс-спектрометре TRITON (обр. 242/2 и 92-C-1) и в Токийском институте технологий (ТИТ) на мульти-коллекторном масс-спектрометре (MC ICP MS) на приборе Nu Plasma 500 (обр. Kat-34-07, Kat-52-07, Kat-55-07). В ГЕОХИ РАН концентрацию Rb, Sr, Sm, Nd определяли методом изотопного разбавления. Разложение образцов проводили в титановых автоклавах с фторопластовыми вкладышами в смеси HF + HNO₃ при температуре 200 °C в течение двух суток. До разложения к образцу добавляли смешанный трасер ⁸⁵Rb + ⁸⁴Sr. Выделение Rb, Sr и всех редких земель проводили методом ионообменной хроматографии на фторопластовых колонках с 3.5 мл смолы Dowex 50×8. В качестве элюента использовали 2.3н HCl. Выделение Nd и Sm проводили на колонках Eichrom Ln.spec со ступенчатым элюированием 0.5н и 0.75н HCl соответственно. Долговременная воспроизводимость изотопного анализа контролировалась по международным стандартам SRM-987 для Sr и La Jolla для Nd. Полученные изотопные отношения составили ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.710256 ± 18 (*N* = 21) и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511843 ± 11 (*N* = 19).

В Токийском институте технологий изотопы Sr и Nd измерялись с использованием специальной установки Aridus (Cetac, Omaha, USA) для улучшения десольватации. Образцы растворялись в течение суток в смеси кислот (HF и HClO₄) в соответствии с процедурой, описанной в [Yokoyama et al., 1999]. Sr и REE отделялись от элементов матрицы с помощью смол Sr-spec и TRU-spec соответственно, а затем Nd — с помощью смолы Ln-spec [Pin et al., 1994; Pin, Zalduegui, 1997]. Химическое разделение проводилось по стандартной методике ионного обмена. Изотопные отношения Sr и Nd были скорректированы путем нормирования: ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.1194 и ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219. Использовались стандарты SRM 987 для Sr и JNdi-1 для Nd.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Характерными признаками позднеопротерозойско-раннекембрийских базальтов (1-я и 2-я группы) являются темно-зеленый и темно-серый цвета, массивная, реже миндалекаменная текстура. Наиболее распространенными петрографическими разновидностями являются долериты и диабазовые порфириты, афировые и мелкопорфировые базальты с редкими вкрапленниками клинопироксена и плагиоклаза размером до 1 мм (рис. 2, а). Вулканы претерпели значительные зеленокаменные изменения, выразившиеся в интенсивной хлоритизации, амфиболитизации и альбитизации пород. Среднекемб-

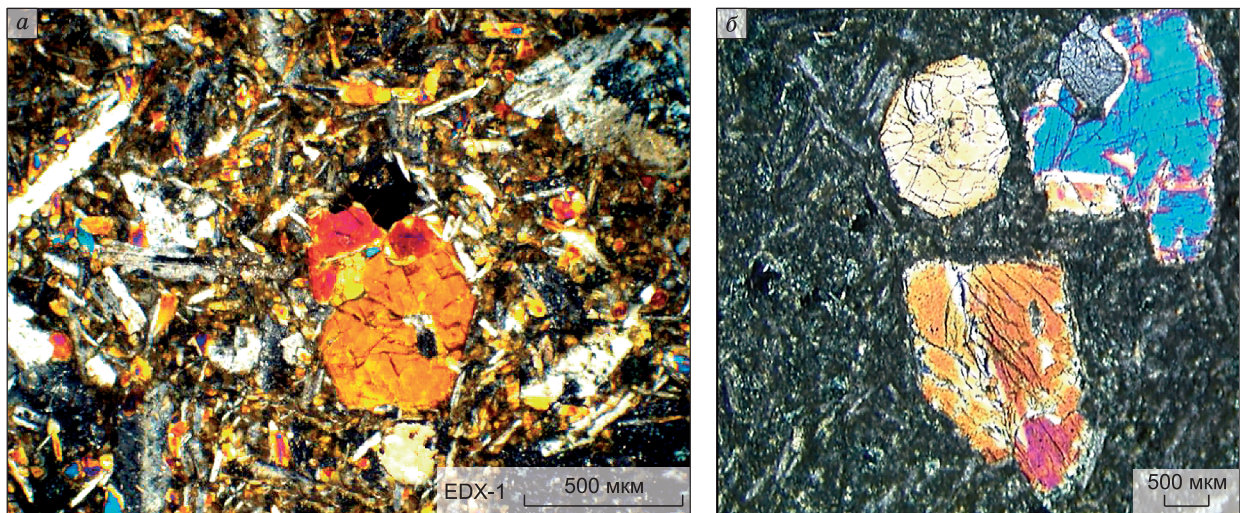


Рис. 2. Фотографии шлифов базальтов манжерокской (а) и усть-семиной (б) свит, показывающие вкрапленники клинопироксена (николи скрещены).

рийские базальты усть-семиной свиты (3-я группа) представлены крупнопорфировыми темно-серыми разностями с зеленоватыми вкрапленниками клинопироксена размером до 5 мм (см. рис. 2, б).

Вкрапленники реликтового клинопироксена были проанализированы в двух образцах среднекембрийских вулканитов усть-семиной свиты (обр. С-72ж-04 и С-73а-04) и в одном образце базальта манжерокской свиты (Kat-55-07). Под микроскопом видны зерна пироксена с хорошо сохранившейся огранкой (см. рис. 2); большинство зерен имеет угловатую и прямоугольную форму, многие содержат расплавные включения.

Химический состав вкрапленников достаточно однообразен: $Wo_{38-42}En_{42-52}Fs_{0-12}$ для обр. С-72ж-04, что соответствует диопсиду, $Wo_{34-41}En_{38-47}Fs_{1-12}$ для обр. С-73а-04 (диопсид-салит) и $Wo_{31-38}En_{45-49}Fs_{6-12}$ для обр. Kat-55-07 (диопсид-авгит), где Wo — волластонит; Эн — энстатит; Фс — ферросилит (рис. 3, а).

В целом состав клинопироксена в базальтовых лавах контролируется составом исходных магматических расплавов и по нему можно судить о составе исходной магмы [Nisbet, Pearce, 1977]. На рис. 3, в—д показаны составы клинопироксенов в сравнении с таковыми из современных базальтов океанических островов (БОО) и БСОХ [Komiyu et al., 2002] и позднепротерозойских внутриплитных базальтов Курайского палеосимаунта Горного Алтая, расположенного в 300 км к юго-востоку от Катунского палеосимаунта [Сафонова и др., 2008]. При высоких значениях Mg# клинопироксены БОО и БСОХ достаточно четко отличаются друг от друга, что подтверждается и для гораздо более древних пород среднеархейского возраста кратона Пилбара Западной Австралии [Komiyu et al., 2002].

Для пироксенов усть-семиной свиты характерно уменьшение Ti с ростом Al (см. рис. 3, в) и уменьшение содержаний Cr с ростом Mg# (см. рис. 3, д), что предполагает минимальную кристаллизационную дифференциацию рудных минералов, в первую очередь, титаномагнетита, а увеличение Mg# с ростом Al (см. рис. 3, з) — одновременный рост ферросилитового минала в процессе кристаллизации. Точки составов пироксенов из двух образцов усть-семиной свиты образуют две отдельные группы на графиках Wo—Эн—Фс и Mg#—Na (см. рис. 3, а, д). Пироксены из обр. С-72ж-04 содержат больше Si, Al, K Mg, но меньше Ti, Cr, Fe, Na, чем пироксены из обр. С-73а-04 (табл. 1). Для материнских базальтов характерны те же закономерности в различиях составов, что и в пироксенах, кроме Al, Cr и K (табл. 2), что позволяет предполагать фракционирование этих элементов из расплава в процессе кристаллизации минерала.

Рост Ti при менее переменных Al (меняется на 30 %) (см. рис. 3, в) и две отдельные достаточно компактные группы точек на графике Mg#—Cr (см. рис. 3, д) в пироксенах манжерокской свиты могут быть связаны с относительно широкими вариациями содержаний титана при более узких вариациях алюминия, хрома и магния в базальтовых расплавах, образующихся в связи с действием мантийных плюмов [Regelous et al., 2003; Сафонова, 2008]. В целом для пироксенов из базальтов усть-семиной свиты характерны более низкие значения Ti и Al и более высокие значения Cr и Ca, чем для манжерокской (см. рис. 3; табл. 1).

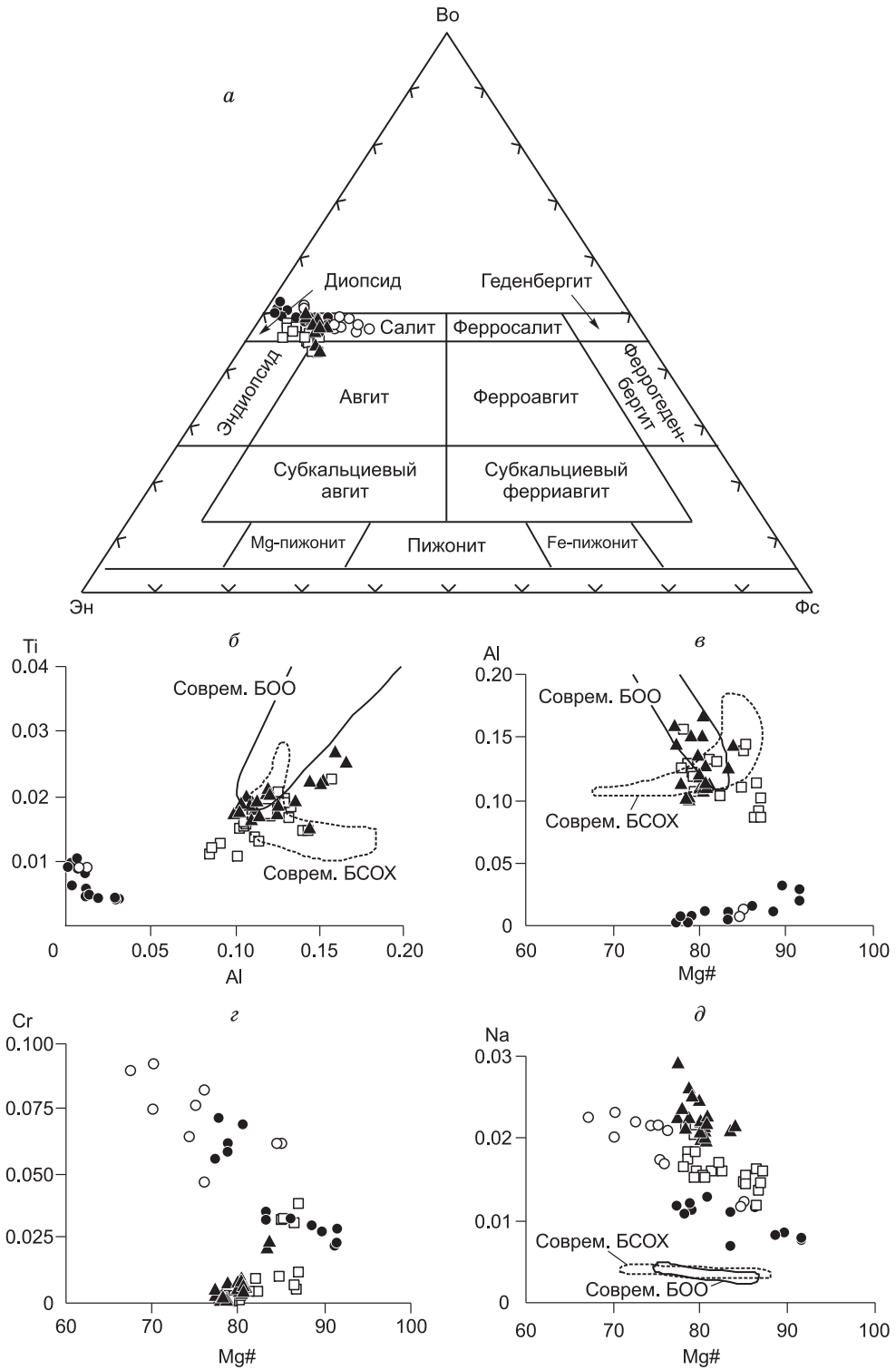


Рис. 3. Состав клинопироксенов из образцов базальтов усть-семиной (кружки: высокомагнезиальная группа, светлые — низкомагнезиальная) и манжерокской (квадраты) свит катунского АК.

a — треугольная диаграмма составов пироксенов в координатах Эн—Во—Фс; *б—д* — двойные диаграммы: Al—Ti (*б*); Mg#—Al (*в*); Mg#—Cr (*г*), Mg#—Na (*д*). Границы полей взяты из [Komiya et al., 2002]. Концентрации элементов (Al, Ti, Cr, Na) даны в формульных единицах (ф.е.), пересчитанных на 6 атомов кислорода. Для сравнения треугольниками показаны составы клинопироксенов из базальтов Курайского палеосимаунта южной части Горного Алтая [Сафонова и др., 2008].

Таблица 1. Вариации состава порфировых вкрапленников клинопироксена из базальтов катунского АК

Компонент	Манжерокская свита	Усть-семинская свита	
	Kat-55-07 (N = 20)	C-72ж-04 (N = 13)	C-73а-04 (N = 11)
SiO ₂	$\frac{50.78-53.12}{51.72}$	$\frac{51.3-55.03}{53.07}$	$\frac{49.55-52.18}{50.79}$
TiO ₂	$\frac{0.391-0.815}{0.57}$	$\frac{0.154-0.374}{0.24}$	$\frac{0.331-0.713}{0.51}$
Cr ₂ O ₃	$\frac{0.014-1.32}{0.34}$	$\frac{0.761-2.44}{1.44}$	$\frac{1.58-3.85}{2.68}$
Al ₂ O ₃	$\frac{1.97-3.59}{2.67}$	$\frac{0.049-0.747}{0.33}$	$\frac{0.001-0.297}{0.05}$
FeO	$\frac{4.69-8.42}{6.59}$	$\frac{2.92-8.24}{5.60}$	$\frac{5.27-11.92}{9.08}$
MnO	$\frac{0.091-0.272}{0.17}$	$\frac{0.084-0.235}{0.17}$	$\frac{0.119-0.379}{0.29}$
MgO	$\frac{16.08-17.78}{16.81}$	$\frac{15.26-18.67}{17.01}$	$\frac{13.62-17.14}{15.23}$
CaO	$\frac{18.31-20.82}{19.62}$	$\frac{20.53-23.14}{21.91}$	$\frac{20.29-23.23}{21.40}$
Na ₂ O	$\frac{0.167-0.292}{0.22}$	$\frac{0.097-0.177}{0.14}$	$\frac{0.17-0.31}{0.26}$
K ₂ O	$\frac{0.001-0.02}{0.005}$	$\frac{0.001-0.008}{0.0069}$	$\frac{0.003-0.01}{0.0014}$
Сумма	$\frac{98.11-99.33}{98.72}$	$\frac{97.95-100.8}{99.91}$	$\frac{99.36-100.85}{100.29}$
Mg#	$\frac{77.91-87.05}{82.19}$	$\frac{77.31-91.57}{84.54}$	$\frac{67.29-85.07}{75.14}$

Примечание. Над чертой — разброс значений: мин—макс; под чертой — среднее. N — число анализов.

Тренды обогащения пород железом в ходе фракционирования характерны только для базальтов 2-й и 3-й групп (рис. 5, а). Базальты манжерокской свиты имеют высокие содержания TiO₂ и средневисокие отношения FeO*/MgO (1.6—4.0), что соответствует низкой и средней степени дифференциации. Более низкие значения TiO₂ (0.3—0.8 мас.%) в базальтах усть-семинской свиты и наличие в ней двух групп, различающихся по FeO*/MgO (0.9—1.2 и 1.5—2.0 соответственно), предполагает более высокую степень дифференциации и принципиально иные условия кристаллизации (см. рис. 5, б) [Miyashiro, 1973]. Базальты 2-й группы близки по составу к усть-семинским (3-я гр.), но отличаются соотношениями Al и Ti (см. табл. 2). По содержанию MgO большинство базальтов всех трех групп средненизкомагнезиальные (MgO = 3—5.8 мас.%). Более высокомагнезиальные разности представлены вулканитами 2-й (8.2—9.9 мас.% MgO) и 3-й (8.3—9.8 мас.% MgO) групп (см. табл. 2, 4). Таким образом, мы рассматриваем три группы вулканитов, выделенные на основе геологических и геохимических данных: группа 1 — раннекембрийские высокотитанистые базальты океанического острова (манжерокская свита), группа 2 — позднепротерозойско-раннекембрийские среднетитанистые андезибазальты и базальты океанического дна (части разрезов улус-чергинской, эсконгинской и каимской свит), группа 3 — предположительно надсубдукционные среднекембрийские низкотитанистые андезибазальты и базальты усть-семинской свиты. Для групп 2 и 3 выделяются высоко- и низкомагнезиальные подгруппы.

Отношения Ti/Al для усть-семинских пироксенов (>0.15) выше, чем для манжерокских (0.1—0.15), и намного выше, чем в БСОХ (0.5—1.0) [Komiya et al., 2002]. Клинопироксены из океанических базальтов Куррайской и Катунской зон Горного Алтая близки по составу друг к другу и к таковым из современных БОО и БСОХ, но содержат меньше Na при близких значениях Mg# (см. рис. 3, в—д).

ГЕОХИМИЯ БАЗАЛЬТОВ

Для геохимической характеристики базальтов Катунской зоны было отобрано 40 представительных анализов базальтов трех групп, которые приведены в табл. 3, 4. По содержанию SiO₂ и суммы щелочей (Na₂O + K₂O) породы соответствуют базальтам, трахибазальтам и андезибазальтам. По соотношению SiO₂ и менее подвижных при вторичных изменениях Nb и Y [Winchester, Floyd, 1977] породы образцы 1-й группы попадают в поле щелочных базальтов (манжерокская свита), а 2-й и 3-й групп — в поле субщелочных базальтов и андезитов (рис. 4, а). На треугольной диаграмме Al₂O₃—(TiO₂ + FeO)—MgO [Jensen, 1976] субщелочные базальты 1-й и 2-й групп попадают в основном в поле высоко-Fe толеитов, базальты 3-й группы (усть-семинская свита) образуют два кластера точек, которые находятся в поле толеитовых андезитов и тяготеют к границе высокожелезистых толеитовых базальтов (см. рис. 4, б).

Лучше всего базальты различаются по содержанию титана: базальты 1-й группы — высокотитанистые (TiO_{2cp.} = 2.81 мас.%), 2-й группы — среднетитанистые (TiO_{2cp.} = 1.05 мас.%), 3-й группы — низкотитанистые (TiO_{2cp.} = 0.65 мас.%) (см. табл. 3, 4).

Таблица 2.

**Содержание петрогенных (мас.%) и редких элементов (г/т) в базальтах
улус-чергинской и эконгинской свит (2 группа) катунского АК**

Компонент	E4091	E4092	E4104	E4111	9-160	Г204	242/2
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	45.12	46.75	46.79	48.34	52.64	51.04	47.10
TiO ₂	0.72	0.78	0.9	1.03	1.52	1.4	1.00
Al ₂ O ₃	13.78	15.15	14.85	13.27	16.78	14.6	15.60
Fe ₂ O ₃	11.23	11.89	11.26	12.11	11.89	12.07	11.40
MnO	0.21	0.24	0.24	0.18	0.14	0.251	0.17
MgO	9.93	9.46	9.3	8.22	2.93	4.92	5.02
CaO	12.33	7.02	9.8	8.79	2.20	6.65	14.19
Na ₂ O	2.04	2.53	2.56	2.58	6.35	7.07	1.85
K ₂ O	0.22	1.28	0.2	2.13	2.62	0.32	0.80
P ₂ O ₅	0.14	0.16	0.15	0.21	0.66	0.155	0.11
П.п.п.	4.12	4.40	3.42	3.32	2.86	1.9	2.82
Сумма	99.8	99.7	99.5	100.2	100.6	100.38	100.1
Mg#	63.9	61.4	62.3	57.6	33.0	44.9	46.8
La	4.2	3.9	4.5	5.3	3.7	5.7	7.1
Ce	10.1	9.7	11.1	12.0	9.7	15.2	17.1
Nd	6.8	6.9	7.7	7.8	7.2	9.3	11.0
Sm	2.1	2.2	2.4	2.3	2.4	3.4	3.2
Eu	0.75	0.70	0.88	0.89	1.03	1.47	1.5
Gd	2.7	2.7	3.0	2.8	3.2	4.6	4.3
Tb	0.47	0.48	0.54	0.49	0.59	0.79	0.7
Yb	1.6	1.7	2.1	1.7	0.6	2.7	2.1
Lu	0.23	0.25	0.32	0.25	0.40	0.39	0.3
Sc	80	43	45.0	38.6	46	39.47	42
Cr	219	210	307	207	115	158	295
Co	53	51	44	45	46	36	—
Cs	—	—	0.9	0.3	—	0.37	—
Hf	1.4	1.3	1.5	1.6	1.4	2.1	3.30
Ta	0.20	0.20	0.2	0.2	0.11	0.12	0.70
Th	0.5	0.6	0.6	0.5	0.4	0.63	0.6
U	0.6	0.9	0.5	0.4	0.3	0.4	—
Ba	100	740	290	740	430	—	198
Rb	0.3	9.3	1.1	25.2	12.4	—	13.0
Sr	120	364	33	274	183	—	140.0
Y	13.5	20.0	22.9	18.6	28.4	—	26.0
Zr	38	64	66	55	60	—	69.0
Nb	2.0	2.6	2.2	1.7	2.4	—	1.0
Nb/Y	0.15	0.13	0.10	0.09	0.08	—	0.04
Ba/Rb	333	80	274	29	35	—	15
Zr/Nb	19	25	30	32	25	—	69
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	19.1	19.4	16.5	12.9	11.0	10.4	15.6
Sr/Y	8.9	18.2	1.5	14.8	6.4	—	5.4
(La/Sm) _N	1.3	1.1	1.2	1.5	1.0	1.1	1.4
(Gd/Yb) _N	1.4	1.3	1.2	1.3	1.7	1.4	1.6
(La/Yb) _N	1.8	1.6	1.4	2.1	1.6	1.4	2.3
(Nb/La) _{PM}	0.5	0.6	0.5	0.3	0.6	—	0.2
(Th/La) _{PM}	1.0	1.2	1.1	0.8	0.9	—	0.7
(Nb/Th) _{PM}	0.5	0.5	0.4	0.4	0.7	—	0.2

Примечание. 1—7 — подгруппы: высокомагнезиальная (1—4) и низкомагнезиальная (5—7).

Таблица 3. Содержание петрогенных (мас.%) и редких элементов (г/т) в базальтах манжерокской свиты кагунского АК (1-я группа)

Компонент	Kat-34-07	Kat-38-07	Kat-40-07	Kat-55-07*	Kat-45-07	Kat-49-07	Kat-50-07	Kat-51-07	Kat-52-07	Kat-53-07	Kat-54-07	92-C-1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	48.90	45.78	47.37	48.47	47.78	43.79	49.23	47.10	47.43	44.96	44.56	52.32
TiO ₂	2.03	2.22	2.29	2.52	4.22	3.65	3.99	2.50	2.55	2.86	3.58	2.26
Al ₂ O ₃	13.65	14.42	13.41	14.24	16.63	13.39	14.17	16.53	15.38	18.12	15.72	12.44
Fe ₂ O ₃	12.57	14.73	13.04	12.69	12.54	14.38	11.56	14.04	14.61	11.86	14.10	11.11
MnO	0.13	0.15	0.10	0.12	0.09	0.20	0.14	0.15	0.19	0.18	0.26	0.10
MgO	7.10	6.36	6.44	6.86	3.14	4.62	4.60	3.17	3.57	6.01	8.06	6.19
CaO	9.63	11.34	10.30	8.14	4.96	8.12	7.43	6.27	5.77	7.83	5.94	7.60
Na ₂ O	0.34	0.12	0.10	0.32	1.62	2.15	2.49	1.95	2.08	1.38	2.01	5.04
K ₂ O	2.83	1.90	2.97	3.87	4.52	2.49	2.64	3.91	3.14	2.52	2.43	0.68
P ₂ O ₅	0.18	0.21	0.29	0.34	0.71	1.56	0.55	1.04	1.23	0.51	0.49	0.29
П.п.п.	2.87	3.55	4.24	2.93	3.12	4.03	2.77	1.46	3.17	3.97	2.70	2.76
Сумма	100.2	100.6	100.6	100.5	99.3	98.6	99.7	98.6	99.1	100.0	99.8	100.8
Mg#	50.4	43.7	47.1	49.3	31.1	36.6	41.7	28.9	30.5	47.7	50.7	52.7
La	8.9	10.8	14.2	12.8	43.8	54.4	37.0	69.8	73.5	38.5	36.0	13.0
Ce	25.6	29.0	35.9	28.2	98.7	115.4	83.4	139.0	158.2	82.7	79.1	29.0
Nd	15.6	15.7	20.2	17.2	49.3	58.3	43.2	65.4	79.1	38.4	44.0	20.0
Sm	3.9	5.7	6.4	4.7	11.9	14.5	10.9	14.7	17.4	8.2	9.9	5.4
Eu	1.46	1.89	2.29	1.71	3.75	4.72	3.31	4.74	5.24	2.88	3.58	1.4
Gd	3.9	3.3	3.7	4.1	12.5	15.7	13.4	17.2	16.1	11.7	13.7	5.7
Tb	0.60	0.95	1.20	0.72	1.66	1.88	1.48	2.04	2.68	1.22	1.34	0.8
Dy	3.5	5.7	6.6	4.7	8.3	9.4	7.9	10.1	13.8	5.8	6.8	—
Ho	0.78	0.91	1.07	0.87	1.43	1.56	1.15	1.58	2.16	0.87	0.87	—
Er	1.7	2.7	2.9	2.2	3.3	4.3	3.3	4.3	6.4	2.4	2.5	—
Tm	0.25	0.49	0.55	0.30	0.62	0.69	0.48	0.74	1.04	0.45	0.36	—
Yb	1.6	3.0	4.1	1.9	3.5	4.4	3.0	4.7	7.2	2.8	2.6	2.1
Lu	0.22	0.43	0.42	0.30	0.60	0.65	0.41	0.73	1.12	0.39	0.35	0.3
Sc	26	31	28	26	20	20	25	18	20	25	29	—
Co	44	45	40	41	32	28	36	30	21	38	60	63
Cs	—	—	0.01	0.87	0.53	0.17	0.13	0.42	1.21	1.90	2.13	—
Hf	3.8	4.4	5.6	3.9	10.9	6.7	9.7	9.0	11.5	5.0	6.4	3.8
Ta	0.63	0.87	1.02	1.01	5.34	3.82	3.42	4.95	4.46	2.35	2.25	1
Th	0.56	1.03	1.29	0.89	3.88	3.93	3.96	5.48	5.71	3.73	2.75	1
U	0.58	0.02	0.20	0.51	0.91	0.93	0.98	1.37	1.26	0.69	0.95	0.40
Ba	52	29	44	112	669	873	741	906	711	704	834	144
Rb	3.0	0.8	1.1	7.4	49.7	35.9	67.2	37.0	43.0	60.7	73.6	7
Sr	386	455	511	428	637	591	607	859	581	604	694	120
Y	18.4	28.4	35.5	21.0	42.7	48.7	37.5	52.4	74.7	30.0	31.6	29
Zr	155	167	222	157	463	251	372	419	509	215	273	154
Nb	10.3	14.2	17.9	16.7	89.0	68.6	57.7	109.1	91.3	53.1	49.6	20
Nb/Y	0.56	0.50	0.50	0.80	2.09	1.41	1.54	2.08	1.22	1.77	1.57	0.69
Ba/Rb	17	37	39	15	13	24	11	24	17	12	11	22
Zr/Nb	15	12	12	9	5	4	6	4	6	4	6	8
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	6.7	6.5	5.9	5.7	3.9	3.7	3.6	6.6	6.0	6.3	4.4	5.5
Sr/Y	21.0	16.0	14.4	20.4	14.9	12.1	16.2	16.4	7.8	20.1	21.9	4.2
(La/Sm) _N	1.43	1.20	1.40	1.96	2.32	2.36	2.14	2.98	2.66	2.95	2.29	1

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
(Gd/Yb) _N	1.99	1.59	1.44	1.80	2.91	2.45	3.58	2.95	1.82	3.44	4.24	2.2
(La/Yb) _N	3.77	2.46	2.37	4.66	8.50	8.38	8.27	9.97	6.94	9.43	9.31	3.37
(Nb/La) _{PM}	1.26	1.26	1.21	1.45	1.96	1.22	1.50	1.51	1.20	1.33	1.33	1.5
(Th/La) _{PM}	0.68	0.77	0.73	0.66	0.72	0.58	0.86	0.64	0.63	0.78	0.62	0.65
(Nb/Th) _{PM}	1.84	1.64	1.65	2.19	2.73	2.08	1.74	2.37	1.91	1.69	2.15	2.27

Примечание. В таблицах 2—4 приведены данные только для наиболее полно проанализированных образцов. Для части образцов всех групп имеются данные по содержанию только породообразующих элементов, а для нескольких образцов усть-семиной свиты - еще и концентрации редких элементов (Nb, Y, Zr, Rb, Sr, Ba), полученные методом РФА. Для построения геохимических диаграмм (см. рис. 4—10) использовались все имеющиеся геохимические данные. 1—12 — подгруппы образцов, обогащенных некогерентными элементами в разной степени: 1—4 (менее) и 5—12 (более).

* В этом образце был проанализирован состав клинопироксенов.

Таблица 4. Содержание петрогенных (мас.%) и редких элементов (г/т) в базальтах усть-семиной свиты (3 группа) катунского АК

Компонент	T4006	T4014	T4017	T4044	C-72Ж-04*	C-73a-04*	T4035	T4042	Kat-56-07	Kat-58-07	Kat-60-07	Kat-61-07
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	49.88	48.12	47.48	46.82	49.93	47.55	49.9	45.03	46.57	46.45	54.19	48.43
TiO ₂	0.72	0.59	0.59	0.58	0.46	0.79	0.65	0.69	0.89	0.82	0.53	0.59
Al ₂ O ₃	14.61	13.42	15.31	14.59	11.31	14.32	19.98	20.61	21.29	18.88	15.85	20.43
Fe ₂ O ₃	9.89	12.27	10.26	10.34	11.18	12.68	9.12	11.22	11.20	10.26	8.50	9.16
MnO	0.19	0.18	0.18	0.22	0.18	0.21	0.17	0.2	0.19	0.17	0.15	0.15
MgO	8.29	9.78	8.75	8.33	9.33	6.57	5.31	5.3	4.96	5.41	4.27	4.20
CaO	8.39	8.44	9.28	9.65	12.04	10.49	7.01	9.51	6.00	10.97	8.06	8.66
Na ₂ O	2.68	2.09	3.2	2.41	1.14	2.15	2.76	2.31	1.93	0.15	0.43	0.74
K ₂ O	1.09	0.59	0.94	2.63	1.24	2.86	1.43	0.84	3.13	2.41	4.34	4.13
P ₂ O ₅	0.21	0.22	0.1	0.20	0.13	0.19	0.23	0.16	0.28	0.23	0.19	0.10
П.п.п.	3.76	4.32	4.96	4.00	2.77	3.29	3.16	4.18	4.00	4.68	4.06	3.69
Сумма	99.7	100.0	101.1	99.8	99.7	101.2	99.7	100.1	100.4	100.4	100.6	100.6
Mg#	62.6	61.5	63.0	61.7	60.0	48.3	53.8	48.6	44.4	48.7	47.5	45.2
La	6.6	4.1	2.9	5.6	—	—	5.7	3.9	3.9	4.0	4.9	2.8
Ce	12.0	9.1	7.0	12.0	—	—	13.1	9.1	10.2	9.2	10.0	6.7
Nd	7.9	5.8	4.9	7.6	—	—	8.4	6.1	8.0	4.6	4.0	2.8
Sm	2.4	1.6	1.5	2.1	—	—	2.4	1.8	2.9	2.1	1.7	1.1
Eu	0.8	0.5	0.6	0.8	—	—	0.9	0.9	1.3	0.8	0.7	0.4
Gd	2.9	2.0	1.9	2.5	—	—	2.9	2.2	8.3	1.8	2.4	2.4
Tb	0.5	0.4	0.4	0.4	—	—	0.5	0.4	0.8	0.4	0.3	0.2
Dy	—	—	—	—	—	—	—	—	4.3	2.7	2.0	1.7
Ho	—	—	—	—	—	—	—	—	0.8	0.4	0.4	0.3
Er	—	—	—	—	—	—	—	—	2.3	1.3	1.0	0.9
Tm	—	—	—	—	—	—	—	—	0.4	0.2	0.2	0.2
Yb	1.8	1.4	1.4	1.4	—	—	1.8	1.5	3.6	1.4	1.3	0.9
Lu	0.3	0.2	0.2	0.2	—	—	0.3	0.2	0.5	0.3	0.3	0.2
Sc	45.0	50.0	38.0	47.0	—	—	31.0	29.0	40.8	52.8	35.7	27.7
Cr	353	367	315	255	296	120	29	13	—	—	—	—
Co	41	48	43	41	—	—	30	32	29	22	21	28
Cs	2.0	1.1	0.5	0.5	—	—	0.5	0.5	2.13	0.29	0.71	0.47
Hf	1.4	0.9	0.9	1.1	—	—	1.2	0.8	1.9	1.6	2.4	2.2
Ta	0.23	0.17	0.06	0.2	—	—	0.29	0.13	0.13	0.08	0.11	0.07
Th	0.7	0.61	0.45	0.6	—	—	0.6	0.36	0.25	0.29	0.38	0.37

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
U	0.7	0.71	0.4	0.6	—	—	0.6	0.4	0.28	0.37	0.30	0.82
Ba	580	390	300	1230	100	800	350	260	593	23	146	265
Rb	9.4	5.7	10.4	31.1	18.5	19.8	16.6	9.2	60.3	1.6	11.9	15.3
Sr	817	335	826	691	201	489	552	711	813	540	776	482
Y	11.3	16.6	9.7	13.1	9.6	17.0	22.4	15.7	27.8	16.7	13.9	11.2
Zr	42	38	29	37	18	41	62	40	71	102	115	127
Nb	2.1	1.3	0.9	2.0	1.0	2.3	4.3	1.8	2.1	1.9	2.4	2.3
Nb/Y	0.18	0.08	0.10	0.16	0.11	0.13	0.19	0.11	0.08	0.11	0.17	0.21
Ba/Rb	62	68	29	40	5	40	21	28	10	14	12	17
Zr/Nb	20	29	31	18	18	18	14	23	34	54	48	55
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	20.3	22.7	25.9	25.2	24.7	18.0	30.7	29.9	23.9	23.0	29.9	34.6
Sr/Y	72.34	20.18	85.60	52.75	21.04	28.82	24.64	45.27	29.21	32.39	55.87	42.93
(La/Sm) _N	1.73	1.61	1.22	1.68	—	—	1.48	1.36	0.85	1.22	1.80	1.55
(Gd/Yb) _N	1.32	1.17	1.12	1.41	—	—	1.31	1.22	0.99	1.02	1.52	1.21
(La/Yb) _N	2.51	1.99	1.42	2.63	—	—	2.12	1.81	0.74	1.94	2.54	2.16
(Nb/La) _{PM}	0.31	0.44	0.79	0.35	—	—	0.73	0.44	0.23	1.02	0.35	0.70
(Th/La) _{PM}	0.31	0.56	1.07	0.79	—	—	0.86	0.75	0.93	1.20	0.60	1.57
(Nb/Th) _{PM}	0.99	0.78	0.74	0.44	—	—	0.85	0.59	0.25	0.85	0.59	0.44

Примечание. 1—12 — подгруппы: высокомагнезиальная (1—5) и низкомагнезиальная (6—12).

* В этих образцах был проанализирован состав клинопироксенов.

Поскольку натрий, калий и другие крупноионные литофильные элементы (LILE — Rb, Sr, Ba) являются наиболее подвижными в ходе постмагматических преобразований [Humphris, Thompson, 1978], то для определения геодинамической природы пород и петрогенетических построений использовались только малоподвижные высокозарядные (HFSE) и редкоземельные (REE) элементы.

Позднепротерозойско-раннекембрийские океанические базальты катунского аккреционного комплекса. В целом базальты этого возрастного интервала (1-я и 2-я группы) характеризуются относительно широкими вариациями значений Mg# и Fe₂O₃ при достаточно узком диапазоне SiO₂.

В группе 1 (раннекембрийские базальты манжерокской свиты типа БОО) содержания SiO₂ варьируют от 43.6 до 52.3 мас.% при Mg# = 39.5—60.8; Fe₂O₃ = 9.4—15.5, TiO₂ = 2.03—4.22, P₂O₅ = 0.18—1.56, Al₂O₃ = 13.4—18.1 мас.% (см. табл. 2, 3). Содержания Ti, P, La, Sm, Th и Nb снижаются с ростом магнезиальности. На всех графиках соотношения породообразующих и редких элементов относительно MgO (рис. 6) базальты группы 1 соответствуют базальтам Императорско-Гавайской цепи вулканов (ИГЦВ). Отношения Ba/Rb варьируют от 11 до 69, а Zr/Nb — от 3 до 12 (в среднем 6.2). С точки зрения распределения REE базальты группы 1 (рис. 7, а) обогащены LREE: La_{NCP} = 97.8; (La/Yb)_N = 2.4—20.2. Eu максимумов не наблюдается. Степень дифференциации LREE и HREE средняя до высокой: (La/Sm)_N варьирует от 1.2 до 3.65, а (Gd/Yb)_N — от 1.4 до 3.6. По распределению нормированных к примитивной мантии редких элементов (рис. 8, а) видно, что большинство образцов с наиболее дифференцированными REE имеют Nb максимум относительно La и Th ((Nb/La)_{PM} = 1.2—2.9; (Nb/Th)_{PM} = 1.6—2.5)), что подавляющим большинством исследователей рассматривается как диагностический признак базальтов океанических островов, образованных в связи с действием мантийных плюмов. Для некоторых образцов отмечается минимум по Y, что может быть связано с кристаллизацией граната, поскольку такие образцы также характеризуются достаточно дифференцированными HREE (Gd/Yb)_N = 2.1—3.4)). Для базальтов этой группы характерно обогащение некогерентными элементами (Th, Nb, La, Sm) с уменьшением MgO. Можно выделить две подгруппы, в разной степени обогащенные некогерентными элементами и MgO и различающиеся, в первую очередь, по содержаниям ниобия, легких REE, степени дифференциации тяжелых REE и отношениям Zr/Nb (см. рис. 6, б—з, 7, 8). В целом геохимические характеристики этой группы подтверждают их формирование из плюмового мантийного источника, обогащенного некогерентными, особенно высокозарядными элементами и LREE.

В группе 2 (позднепротерозойско-раннекембрийские базальты типа БОХ) содержания SiO₂ варьируют от 45.1 до 52.6 мас.% при Mg# = 33—64; Fe₂O₃ = 11.2—15.6, TiO₂ = 0.7—1.5, P₂O₅ = 0.14—0.66, Al₂O₃ = 13.3—16.8 мас.%. С ростом MgO уменьшаются концентрации только TiO₂, Al₂O₃, P₂O₅, в то

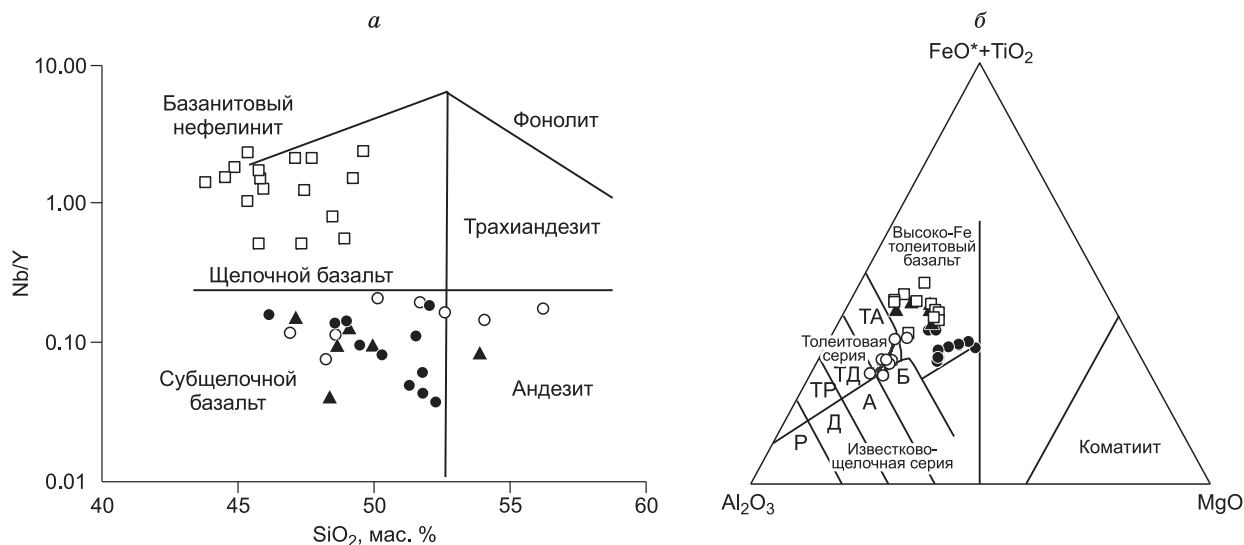


Рис. 4. Классификационные диаграммы для базальтов катунского АК.

a — диаграмма Nb/Y—SiO₂ [Winchester, Floyd, 1977]; *б* — диаграмма Al₂O₃—FeO*+TiO₂—MgO [Jensen, 1976]. Толейтовая серия: ТА — андезит, ТД — дацит, ТР — риолит; известково-щелочная серия: Б — базальт, А — андезит, Д — дацит, Р — риолит. Символы для базальтов: квадраты — тип БОО манжерокской свиты (1-я группа), треугольники — 2-я группа, кружки — 3-я группа усть-семиинской свиты (подгруппы: темные — высокомагнезиальная, светлые — низкомагнезиальная).

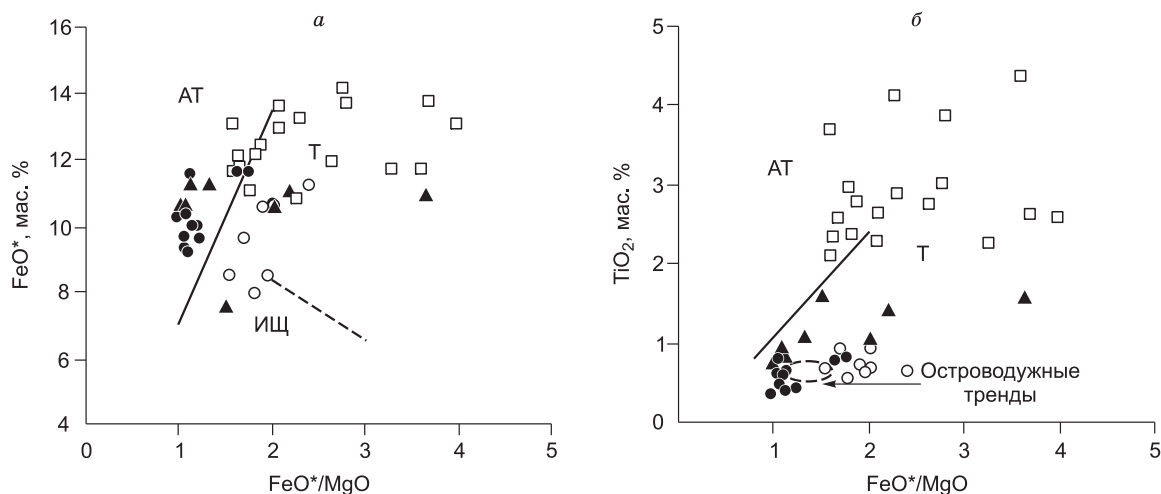


Рис. 5. Бинарные диаграммы для базальтов катунского АК:

a — FeO*—FeO*/MgO; *б* — TiO₂—FeO*/MgO. Поля абиссальных толейтов (АТ), толейтов (Т) и известково-щелочных вулканитов (ИЩ) приведены по данным [Miyashiro, 1973]. Усл. обозн. см. на рис. 4.

время как концентрации Nb, Th, Sm и La варьируют в более узких пределах (см. рис. 6). Широкие вариации Ba/Rb (от 34 до 333) косвенно подтверждают подвижность этих элементов в ходе постмагматических преобразований. Отношения Zr/Nb варьируют от 19 до 32 (в среднем 26). При этом высокомагнезиальная подгруппа характеризуется более низкими Zr/Nb, но более высокими Al₂O₃/TiO₂ (см. табл. 2). По сравнению с высокотитанистыми базальты этой группы обеднены Fe₂O₃, P₂O₅, Nb, Zr, La, Sm, Th (см. рис. 6, табл. 2). Для базальтов этой группы характерны практически плоские кривые распределения REE (см. рис. 7, б): La_{Ncp} = 12.4; (La/Yb)_N = 1.4—2.1 при низкой степени дифференциации LREE и HREE: (La/Sm)_N = 1.0—1.4; (Gd/Yb)_N = 1.3—1.6. На мультикомпонентных спектрах (см. рис. 8, б) видно, что породы имеют Nb минимум относительно La и Th ((Nb/La)_{PM} = 0.3—0.6; (Nb/Th)_{PM} = 0.4—0.7). Значения (Nb/La)_{PM} меньше единицы в целом отмечаются для некоторых базальтов срединно-океанических хребтов [Haase, 2002]. И хотя наличие Nb минимума относительно Th для БСОХ не характерно, учитывая

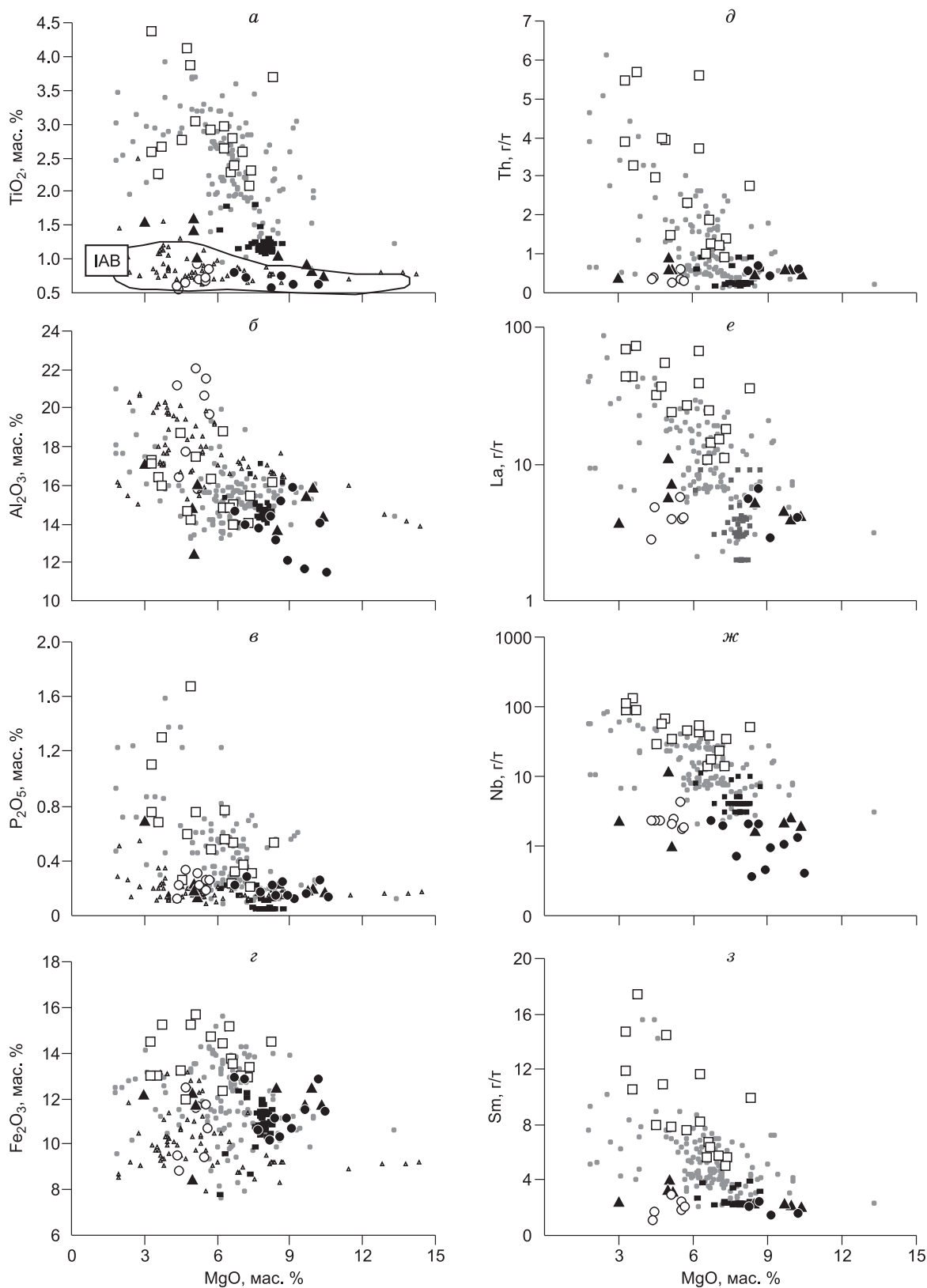


Рис. 6. Бивариантные диаграммы MgO—породообразующие оксиды и редкие элементы для базальтов катунского АК.

Для сравнения мелкими символами показаны значения для толеитов ИГЦВ (квадраты) [Regelous et al., 2003], островных дуг (треугольники) и срединно-океанических хребтов западной части Тихого океана (кружки) (база данных GEOROC — <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>). а—з — пояснения см. в тексте. Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.

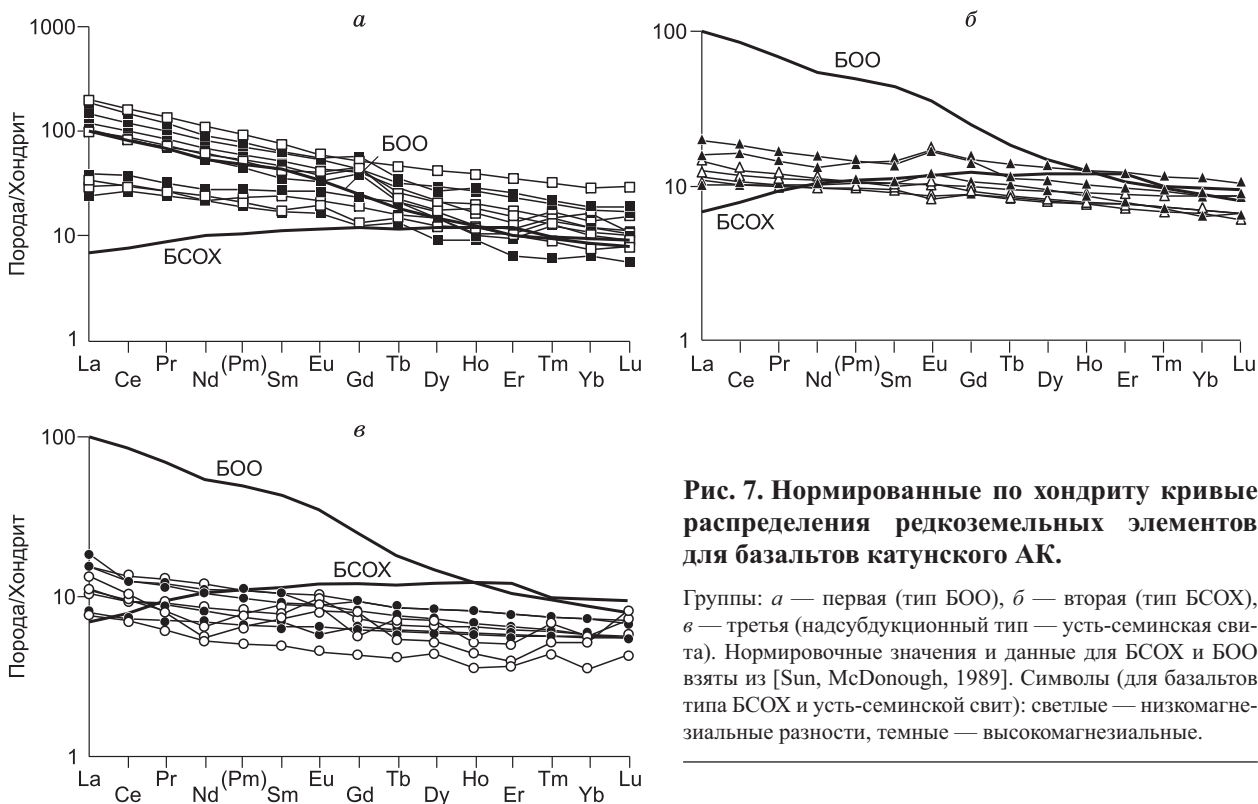


Рис. 7. Нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов для базальтов катунского АК.

Группы: *a* — первая (тип БОО), *б* — вторая (тип БСОХ), *в* — третья (надсубдукционный тип — усть-семиной свиты). Нормировочные значения и данные для БСОХ и БОО взяты из [Sun, McDonough, 1989]. Символы (для базальтов типа БСОХ и усть-семиной свиты): светлые — низкомагнетизальные разности, темные — высокомагнетизальные.

древний возраст базальтов, их излияние в условиях океанического дна и последующий метаморфизм, связанный с процессами аккреции, мы рассматриваем обогащение Th таких базальтов, в целом обедненных некогерентными элементами (LREE, Ti, Nb), как результат постмагматических изменений.

Разделение базальтов Катунского аккреционного клина на две группы по содержанию TiO_2 подтверждается различными концентрациями HFSE, REE и отношениями Zr/Nb (см. табл. 2, 3). Породы группы 1 — высокотитанистые базальты — близки по составу к базальтам океанических островов (БОО), т.е. характеризуются повышенными LREE и HFSE и низкими значениями Zr/Nb (6.2). Породы группы 2 — среднетитанистые базальты — имеют химические характеристики, близкие к таковым N-BCOX, т.е. обеднены HFSE и LREE и имеют повышенные значения Zr/Nb (26).

Таким образом, по перечисленным выше геохимическим характеристикам среднетитанистые базальты 2-й группы схожи с базальтами срединно-океанических хребтов Тихого океана. Местами (эдиганский участок [Добрецов и др., 2004]) они занимают структурное положение в основании высокотитанистых базальтов типа БОО манжерокской свиты (группа 1), что позволяет рассматривать их как фрагменты офиолитовых серий Палеоазиатского океана. Базальты группы 1 близки по составу к щелочным базальтам многих океанических островов, образованных без контаминации корового материала [Garcia et al., 1986; Фролова, Бурикова, 1997], и относятся к внутриплитным вулканическим сериям, излившимся в обстановке океанического острова, связанного с действием горячей точки (мантийного плюма).

Среднекембрийские базальты усть-семиной свиты. Базальты группы 3 (усть-семиной свиты) отличаются от раннекембрийских базальтов группы 1 (тип БОО) по содержанию большинства как породообразующих, так и редких элементов, но близки по составу к базальтам группы 2 (тип N-BCOX) за исключением концентраций Ti, а также отношений Al_2O_3/TiO_2 , Sr/Y и Zr/Nb (см. табл. 3, 4, рис. 5, б, 6, а). Они характеризуются широким разбросом значений Mg# и SiO_2 (44—63 и 45.0—54.2 мас.% соответственно) при достаточно узком диапазоне значений Fe_2O_3 (8.5—12.3 мас.%). Содержания TiO_2 варьируют от 0.53 до 0.89, $P_2O_5 = 0.1—0.28$, $Al_2O_3 = 13.4—20.6$ мас.% (см. табл. 4). С ростом магнетизальности отмечаются отрицательные тренды только по алюминию (см. рис. 6, б). Практически на всех графиках соотношения породообразующих и редких элементов относительно MgO базальты группы 3 образуют либо нулевые тренды, параллельные оси MgO (Ti, P, Th, Nb, Sm), либо бесформенное поле точек (Fe, La; см. рис. 6). Отношения Zr/Nb варьируют от 14 до 55, что составляет в среднем 32.6, т.е. существенно выше, чем в группах 1 и 2 (6.2 и 26 в среднем соответственно).

Среди базальтов группы 3 можно выделить две подгруппы, различающиеся по содержанию MgO, в среднем 8.8 и 5.2, и Al_2O_3 , в среднем 14.0 и 19.7 (см. рис. 4—6). На бинарных графиках (см. рис. 6) точки составов высокомагнетизальной подгруппы ложатся рядом с точками составов БСОХ, а низкомаг-

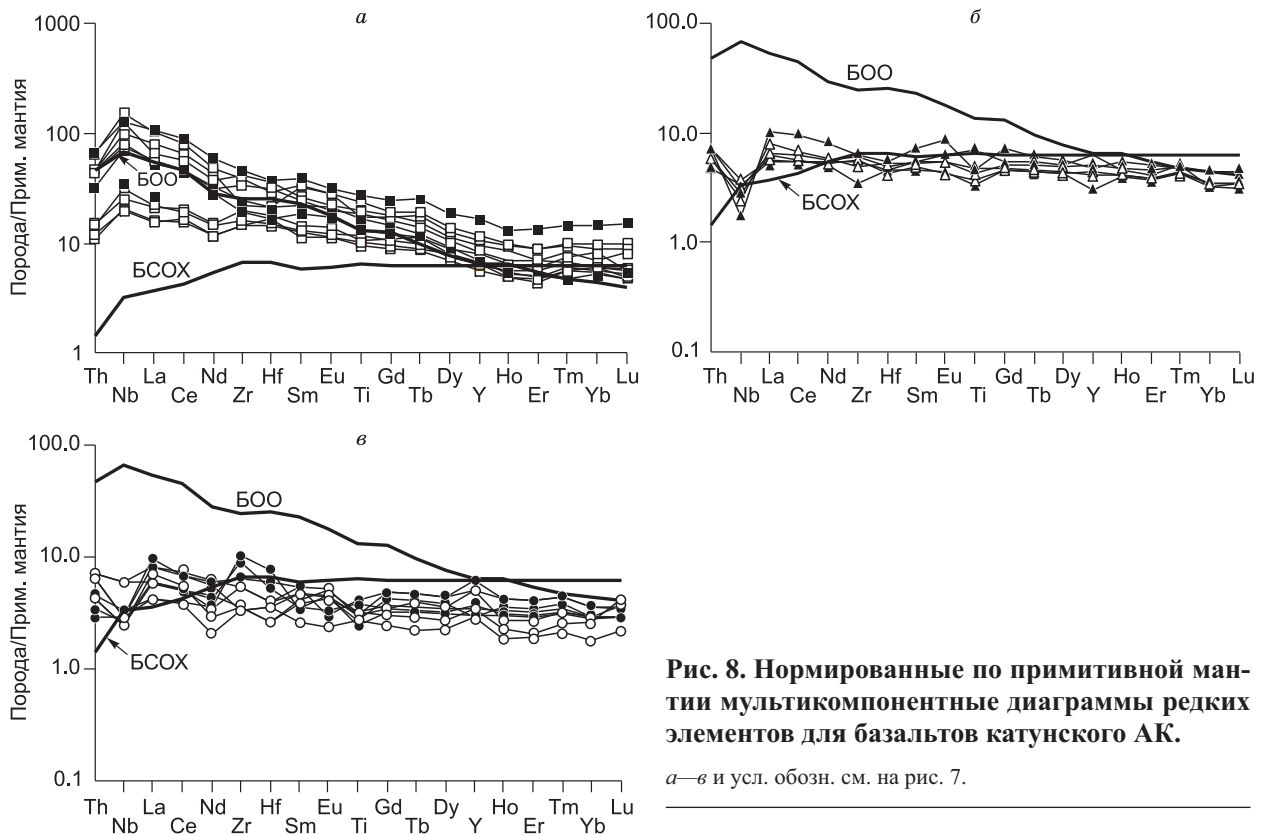


Рис. 8. Нормированные по примитивной мантии мультикомпонентные диаграммы редких элементов для базальтов катунского АК.

а–в и усл. обозн. см. на рис. 7.

независимой — рядом с островодужным полем. При этом подгруппы не отличаются друг от друга ни по характеру распределения REE и соответственно отношениям $(La/Sm)_N$, $(Gd/Yb)_N$ и $(La/Yb)_N$, ни по распределению нормированных по примитивной мантии редких элементов (см. рис. 7, 8; табл. 4). Спектры REE, как и для группы 2, плоские, с незначительным обогащением LREE (см. рис. 7, б, в). Средние значения La_N (12.1), $(La/Yb)_N$ (2.0), $(La/Sm)_N$ (1.5) и $(Gd/Yb)_N$ (1.2) близки к таковым для группы 2 (см. предыдущий раздел). Для мультикомпонентных спектров базальтов группы 3 (см. рис. 8, б, в) также характерны Nb минимумы относительно La и Th ($(Nb/La)_{PM} = 0.23–0.79$; $(Nb/Th)_{PM} = 0.25–0.99$). Но, в отличие от группы 2, для некоторых усть-семиных базальтов характерны небольшие положительные Zr-Hf аномалии (см. рис. 8, в). В целом характер распределения породообразующих и редких элементов предполагает их надсубдукционное происхождение.

Изотопный состав Sr и Nd. Данные по изотопам Sr и Nd для базальтовых лав катунского аккреционного комплекса — группы 1 (6 обр.) и группы 2 (1 обр.) — приведены в табл. 5. Они были пересчитаны на время образования пород ~540 млн лет, соответствующее раннему кембрию; значения ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} даны относительно BABI и CHUR соответственно. Все значения ϵ_{Nd} положительные. Для базальтов группы 1 они варьируют от 0.9 до 5.2, что близко к значениям для лав Императорско-Гавайской цепи вулканов, островов Кука, Галапагосов и Исландии (рис. 9) [Regelous et al., 2003; Ito, Mahoney, 2005]. Широкие вариации $\epsilon_{Nd}(t)$ в катунских базальтах первой группы свидетельствуют об их гетерогенном мантийном источнике. Разброс отношений изотопов стронция (I_{Sr}) весьма широк — от 0.70347 до 0.70583 (см. рис. 9), что предполагает либо изотопный обмен между богатой Sr морской водой и излившейся в морской воде базальтовой магмой [Dickin, 1995], либо постмагматические изменения, происходящие в условиях морского дна и последующего метаморфизма.

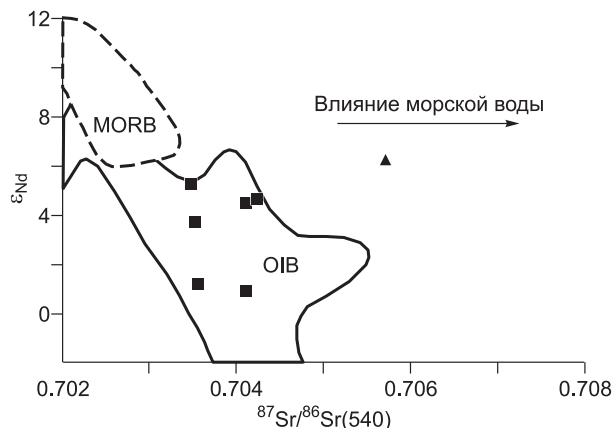


Рис. 9. Диаграмма $\epsilon_{Nd}-^{87}Sr/^{86}Sr$ для океанических базальтов катунского АК Горного Алтая.

Поля для MORB и OIB даны по [Zindler, Hart, 1986] с изменениями.

Таблица 5. Состав изотопов Nd и Sr в базальтах манжерокской свиты и базальта типа БСОХ катунского АК

Образец	Группа	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ	<i>I</i> _{Sr} (540)	ε _{Sr} (540)	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	ε _{Nd} (0)	ε _{Nd} (540)	La/Sm
242/2	2	8	472	0.016	0.70583	1.5·10 ⁻⁵	0.70571	8.14	3.0	10.8	0.16586	0.51285	0.5·10 ⁻⁵	25.0	6.3	2.2
Kat-34-07	1	3.0	415	0.022	0.70429	4.0·10 ⁻⁵	0.70412	3.68	5.0	15.7	0.22825	0.51280	1.5·10 ⁻⁵	3.7	0.9	2.3
Kat-52-07	1	4.0	581	0.020	0.70366	5.0·10 ⁻⁵	0.70351	-5.02	17.4	79.1	0.15860	0.51269	1.3·10 ⁻⁵	-26.1	3.7	4.2
Kat-55-07	1	9.7	425	0.064	0.70405	6.0·10 ⁻⁵	0.70355	-4.38	5.8	19.7	0.21153	0.51275	1.5·10 ⁻⁵	-2.7	1.2	2.7
92-C-1	1	5.7	97	0.170	0.70478	1.9·10 ⁻⁵	0.70347	-5.84	5.2	20.3	0.15382	0.51275	0.9·10 ⁻⁵	-5.7	5.2	2.4
U48*	1	2.7	195	0.040	0.70410	1.4·10 ⁻⁵	0.70410	-1.05	4.0	14.5	0.16860	0.51276	0.6·10 ⁻⁵	2.3	4.5	2.6
U51*	1	2.8	350	0.023	0.70423	0.9·10 ⁻⁵	0.70423	2.69	4.7	17.5	0.16380	0.51274	0.6·10 ⁻⁵	2.0	4.6	2.5

* Из работы [Utsunomiya et al., 2009].

На графике ε_{Nd}—⁸⁷Sr/⁸⁶Sr все точки составов группы 1 попадают в поле базальтов океанических островов. Повышенные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в образце группы 2 предполагают, что на его изотопный состав постмагматические изменения оказали большее влияние. Базальты же манжерокской свиты, видимо, изливались именно на поверхность океанического острова или в мелководных условиях его склонов и поэтому были менее подвержены воздействию морской воды. Прямой корреляции между величиной изотопных отношений (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) и обогащением LREE не наблюдается.

ПЕТРОГЕНЕЗИС БАЗАЛЬТОВ

Оценка *PT*-условий формирования базальтов. Нами были выполнены расчеты параметров кристаллизации базальтов по составу вкрапленников клинопироксена (см. табл. 6). На диаграмме Линдсли (см. рис. 3, б) [Lindsley, 1983] точки составов пироксенов из обр. С-72ж-04 (высокомагнезиальный базальт) и С-73а-04 (низкомагнезиальный базальт) усть-семинской свиты попадают в интервалы температур 1050—1160 °С и 1000—1100 °С соответственно. Точки обр. Kat-55-07 манжерокской свиты ложатся между изотермами 1150 и 1200 °С. Также были сделаны расчеты по составу клинопироксена с помощью специальной компьютерной программы, разработанной И.В. Ащепковым по однопироксеновым термометрам Мерсиера [Mercier, 1981] и Нимиса—Тэйлора [Nimis, Taylor, 2000]. Полученные температуры кристаллизации для базальтов манжерокской свиты оказались в среднем выше, чем для усть-семинской свиты и составляют соответственно 1175 °С и 1097 °С. В свою очередь пироксены из высокомагнезиального образца показали более высокие значения температур, чем из низкомагнезиального: 1147 °С и 1046 °С соответственно (средние по двум термометрам; табл. 6). Температурные параметры были рассчитаны при фиксированном давлении 2 кбар, которое, вероятно, соответствует давлению в начале кристаллизации базальтового расплава в приповерхностной промежуточной камере.

Фракционная кристаллизация. По результатам моделирования эволюции Mg-Fe толеитовых базальтов пояса Абитибиды [Fowler, Jensen, 1989] было обнаружено, что диапазон их составов определяется фракционной кристаллизацией оливина, клинопироксена, плагиоклаза и оксидов титана и железа. По распределению порообразующих элементов фракционирование титаномагнетита и клинопироксена можно предположить для базальтов группы 2, так как с ростом MgO в них уменьшаются концентрации

Таблица 6. Оценка температур кристаллизации базальтов манжерокской и усть-семинской свит катунского АК

Пироксеновый термометр	Манжерокская			Усть-семинская					
				ВМ			НМ		
	<i>T</i> , °С _{макс}	<i>T</i> , °С _{мин}	<i>T</i> , °С _{средн.}	<i>T</i> , °С _{макс}	<i>T</i> , °С _{мин}	<i>T</i> , °С _{средн.}	<i>T</i> , °С _{макс}	<i>T</i> , °С _{мин}	<i>T</i> , °С _{средн.}
Нимис-Тэйлор [Nimis, Taylor, 2000]	1180	1093	1132	1229	1093	1133	1090	1011	1017
Мерсиер [Mercier, 1981]	1293	1150	1218	1255	1159	1162	1084	907	1076
Линдсли [Lindsley, 1983]	1210	1130	1175	1160	1050	1120	1100	1000	1050
Среднее по всем термометрам	1175 °С			1138 °С			1047 °С		

Примечание. Базальты усть-семинской свиты: ВМ — высокомагнезиальные, НМ — низкомагнезиальные.

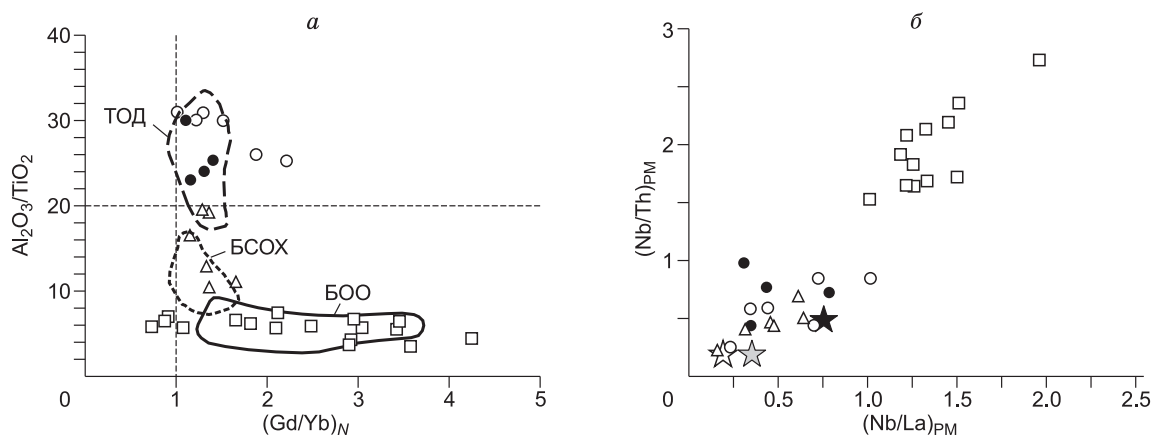


Рис. 10. Диаграммы $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ — $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ (а) и $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$ — $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}}$ (б),

показывающие различные степени плавления $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$, кристаллизационной дифференциации $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2)$, коровой контаминации $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}}$ и мантийных источников $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$, $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$. Поля для островодужных толеитов Алеутской дуги (ТОД), базальтов СОХ Тихого океана (БСОХ) и плюмовых базальтов Гавайской горячей точки (БОО) показаны для сравнения. Данные по Алеутской дуге взяты из базы GEOROC (www.georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc), а для БОО и БСОХ — из [Sun, McDonough, 1989].

TiO_2 и Al_2O_3 . В группе 3 наличие отрицательных трендов по Al_2O_3 с ростом MgO и отсутствие таковых для других элементов (см. рис. 6) предполагает фракционирование плагиоклаза и/или клинопироксена, что подтверждается наличием порфировых вкрапленников этих минералов (см. рис. 2) [Гибшер и др., 1997]. Фракционирование этих минералов в базальтах 2-й и 3-й групп также подтверждается наличием трендов на диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ — $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ (рис. 10, а).

Что касается редких элементов, то значительные вариации $\text{Mg}\#$ в толеитовых базальтах групп 2 и 3 (см. табл. 2, 4) позволяют предположить связь между аномалиями по Nb и фракционной кристаллизацией, поскольку Nb является когерентным элементом для оксидов титана и железа, которые являются весьма вероятными фазами, фракционирующими из основных расплавов. Но поскольку корреляции между Nb и титаном/железом не отмечается (см. рис. 6, а, з), то фракционирование Nb с Fe-Ti оксидами мы также не рассматриваем как фактор, повлиявший на его распределение после формирования первоначального базальтового расплава. В пределах каждой отдельной группы изученных базальтов ограниченный диапазон вариаций отношений $(\text{La}/\text{Sm})_N$ (см. табл. 3, 4) при широком разбросе значений $\text{Mg}\#$ (в среднем от 30 до 60) также предполагает отсутствие значительного фракционирования LREE в результате фракционной кристаллизации. Это также подтверждается отсутствием корреляций Nb с $\text{Mg}\#$ (см. рис. 6, ж; табл. 7). Соответственно, межэлементные отношения в системе Nb—LREE для каждой из изученных групп принимаются как независимые от фракционирования оливина, клинопироксена, плагиоклаза или оксидов железа и титана.

Для базальтов 1-й группы фракционная кристаллизация не характерна, так как тренды по MgO отмечаются только для несовместимых элементов (см. рис. 6, а, в, д—з), что может связано с различными степенями плавления гетерогенного мантийного источника (см. ниже). Это предположение также косвенно подтверждается распределением точек на графике $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ — $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ (совместимый — несовместимый элемент; см. рис. 10), где для базальтов 1-й группы быстро изменяются концентрации несовместимого элемента и очень слабо — совместимого, что характерно для частичного плавления, а концентрации в базальтах 2-й и 3-й групп изменяются примерно в равной мере, что характерно для фракционной кристаллизации.

Степени плавления в мантийном источнике. Базальты типа БОО (гр. 1). Различный состав не только некогерентных, но и породообразующих элементов в базальтах 1-й группы предполагает различные условия частичного плавления в мантии при генерации базальтовых расплавов. Для базальтов этой группы характерны высокие степени дифференциации HREE (см. табл. 2), что свидетельствует о частичном плавлении в мантии при формировании базальтовых расплавов на уровне гранатовой фации. При этом выделяются две подгруппы, в разной степени обогащенные некогерентными элементами и MgO (см. рис. 7, 8; табл. 7). Наличие этих подгрупп и снижение концентраций P, La, Sm, Th и Nb с ростом магнезиальности (см. рис. 6) позволяют предположить различные степени плавления гетерогенной по составу мантии в колонне мантийного плюма горячей точки. Ранее отмечалось, что при плавлении гетерогенной мантии, состоящей из деплетированного материала верхней мантии и обогащенного некогерентными элементами нижнемантийного материала (так называемые мантийные неоднородности в

колонне мантийного плюма), расплав обогащается легкоплавкими некогерентными элементами при низких степенях плавления [Regelous et al., 2003; Сафонова, 2008]. При высоких — в расплав входит больше тугоплавких компонентов деплетированной мантии и соответственно концентрации некогерентных элементов снижаются. Мы полагаем, что в составе катунского АК были отобраны образцы фактически двух океанических островов разного возраста, образованных на океанической литосфере разной мощности. Часть тугоплавкого материала, истощенного некогерентными элементами, вовлекалась в плавление поднимающегося мантийного плюма, расположенного под более молодой, тонкой литосферой (540 млн л.н.), и дала менее обогащенные базальты (обр. Кат-(34,38,40,54)-07). Наоборот, более обогащенные базальты группы 1 выплавлялись под более зрелой и мощной океанической литосферой около 520 млн л.н. Средняя степень плавления была ниже и содержания некогерентных элементов оказались выше за счет более легкоплавкого материала мантийных неоднородностей. Такая модель гетерогенного плавления подтверждается и различным изотопным составом базальтов, предполагающим смешение расплавов из двух типов мантийных источников: типа БСОХ (деплетированный тугоплавкий материал) и типа БОО (обогащенный легкоплавкий материал) (см. рис. 9). Похожая ситуация была описана для симаунтов Императорско-Гавайской системы и других цепей вулканов, связанных с действием горячих точек ([Regelous et al., 2003] и ссылки там). Кроме того, предлагаемая нами модель подтверждается тем, что образцы разных подгрупп были отобраны из разных структурных уровней катунского АК: более обогащенные некогерентными элементами образцы — с эдиганского участка (верхний уровень базальтов, контактирующих с известняками карбонатной шапки раннего кембрия), менее обогащенные — с более нижнего уровня на Чепошском и Чергинском участках, где базальты ассоциируют с эпикластическими отложениями склоновых фаций и основания палеоострова — нижний неопротерозой—ранний кембрий (см. рис. 1).

Базальты 2-й и 3-й групп. В данном разделе и далее при характеристике мантийных источников, мы рассматриваем базальты групп 2 и 3 вместе, так как обе группы характеризуются близкими уровнями концентраций REE, Nb и Th, низкими степенями дифференциации LREE и HREE, а также наличием отрицательных аномалий по Nb относительно La и Th на мультикомпонентных диаграммах (см. рис. 7, 8). Близкие отношения $(Gd/Yb)_N$ (см. рис. 10, а), т.е. одинаковый уровень дифференциации HREE, подразумевают фактически одинаковую глубину (или тип) мантийного источника, из которого выплавлялись базальтовые расплавы, избежавшие кристаллизации в промежуточных камерах в результате быстрого подъема на поверхность в зоне спрединга. Соотношения когерентных элементов (см. рис. 10, б) также, хотя и косвенно, предполагают близкую степень плавления в таком источнике. Базальты групп 2 и 3 в целом обеднены LREE, Nb и Ti и, вероятно, кристаллизовались из расплавов, образованных при достаточно высоких степенях плавления, которые характерны, в первую очередь, для истощенного мантийного источника типа БСОХ (DMM) [Saunders et al., 1988].

ТИПЫ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Для базальтов 1-й группы (манжерокская свита), обогащенных LREE, Ti и Nb, мы предполагаем источник, связанный с действием мантийного плюма (см. рис. 8, 10, б) [Hofmann, 1997]. Обогащение плюмовых базальтов ниобием является общепризнанным фактом [Sun, McDonough, 1989; и др.]. А. Саундерс с соавторами [Saunders et al., 1988] предположил, что Nb остается в субдуцирующем океаническом слэбе, тогда как LREE и Th фракционируют из него и переносятся в мантийный клин. Nb может отделяться от Th и LREE в результате дегидратации, связанной с субдукцией, и накапливаться в субдуцирующем слэбе при его погружении в нижнюю мантию или даже до границы ядро—мантия [McCulloch, Gamble, 1991; Brenan et al., 1994].

Для подавляющего большинства этих базальтов характерна довольно высокая степень фракционирования редких земель (см. табл. 3, 7; рис. 7). Высокие $(Gd/Yb)_N$ отношения являются признаком образования базальтового расплава на уровне гранатовой фации в мантии (>100 км), так как HREE являются элементами, частично когерентными с гранатом [Hirschmann, Stolper, 1996]. В целом для этих базальтов мы предполагаем плюмовый мантийный источник на уровне шпинелевой ($(Gd/Yb)_N < 2$) и гранатовой ($(Gd/Yb)_N > 2$) фаций.

Наличие в базальтах типа БОО двух подгрупп с разными содержаниями и соотношениями LREE, Th и Nb подразумевает гетерогенный плюмовый мантийный источник, состоящий из колонны деплетированного материала верхней мантии и мантийных неоднородностей в нем, обогащенных некогерентными элементами. Такой источник мог давать базальтовые расплавы, в различной степени обогащенные некогерентными элементами в зависимости от степени плавления и/или мощности вышележащей океанической литосферы [Regelous et al., 2003; Ito, Mahoney, 2005; Сафонова, 2008].

Базальты групп 2 и 3 вызывают особый интерес, так как они имеют различные структурное положение, возраст и петрографический состав, но близкий химический состав как породообразующих (за исключением TiO_2), так и редких элементов (см. табл. 7). И в тех, и в других выделяются две подгруппы:

Таблица 7.

Сводная таблица геологических и геохимических характеристик для трех групп базальтов катунского АК Горного Алтая

Свита (группа)	Манжерокская (1)		Эсконгинская (2)		Усть-семиинская (3)	
	ВМ (N = 5)	НМ (N = 12)	ВМ (N = 4)	НМ (N = 3)	ВМ (N = 15)	НМ (N = 10)
Подгруппа						
Форма нахождения	мощные потоки		маломощные лавовые потоки		дайки до нескольких метров и потоки	
Возраст	ранний кембрий		верхний венд—ранний кембрий		средний кембрий	
Ассоциирующие осадки ОС	массивные карбонаты и склоновые фации		кремнистые и известковистые аргиллиты, кремни		—	
SiO ₂	47.3	46.4	46.7	50.2	48.5	48.7
TiO ₂	2.3	3.3	0.9	1.4	0.6	0.7
Mg#	50	41	61	45	61	49
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	6.2	5.1	17	12.4	25.2	28.3
Zr/Nb	12	5.4	26.5	—	24.5	38
(La/Sm) _N	1.5	2.5	1.3	1.6	1.6	1.4
(Gd/Yb) _N	1.7	3.0	1.3	1.4	1.2	1.2
(Nb/La) _{PM}	1.3	1.4	0.47	0.39	0.47	0.58
(Nb/Th) _{PM}	1.8	2.1	0.46	0.47	0.73	0.59
Zr*/Zr	1.1	0.9	0.99	1.00	1.4	1.1

Примечание. Геохимические данные приводятся как средние значения. Прочерк — есть данные всего для 2-х образцов (см. табл. 3). Zr*/Zr рассчитывались по методу, описанному в [Taylor, McLennan, 1985].

высоко- и низкомагнезиальные. Но при этом подгруппы базальтов типа БСОХ (2-я группа) различаются по содержанию титана (см. рис. 6, а), а подгруппы усть-семиинских базальтов (3-я группа) — по содержанию алюминия (см. рис. 6, б; 10, а). С другой стороны, для всех разновидностей базальтов обеих групп характерны очень близкие содержания и соотношения редких некогерентных элементов (см. рис. 6—8, 10). Для них мы допускаем образование из мантийного источника на уровне шпинелевой фации, так как базальты обеих групп имеют кривые REE, не фракционированные в области тяжелых редких земель (см. рис. 7, б, в) [Hirschmann, Stolper, 1996] и близкие отношения (Gd/Yb)_N (см. табл. 2, 4; рис. 7, 10, а). Низкие степени дифференциации LREE и отрицательные аномалии по Nb (см. рис. 7, 8, 10, б) допускают однотипный мантийный источник типа DMM. И хотя нет явного прогрессирующего снижения концентраций от Sm к La, а затем и от Nb к Th, характерного для современных БСОХ, отношение (La/Sm)_N в базальтах 2-й группы немного превышает единицу (1.2), т.е., скорее всего, они образовались из деплетированного верхнемантийного источника. В 3-й группе отношение (La/Sm)_N выше — 1.45, что в сочетании с другими геохимическими характеристиками уже более характерно для наддуговой мантии.

Как уже упоминалось, наиболее близки по составу к «классическим» спредингвым БСОХ, т.е. образованным при декомпрессионном плавлении верхней мантии, высокомагнезиальные базальты 2-й группы (см. рис. 6, 7). Незначительное обогащение La и Ce по сравнению с БСОХ мы связываем либо с влиянием находящегося неподалеку мантийного плюма, либо с влиянием надсубдукционной мантии.

Низкомагнезиальные базальты группы 2 более дифференцированы: имеют более высокие SiO₂ и TiO₂. При этом отношения (La/Sm)_N, (Gd/Yb)_N, (Nb/La)_{PM} и (Nb/Th)_{PM} близки к таковым в высокомагнезиальных, что свидетельствует об однотипном мантийном источнике (см. табл. 7). Возможно, они выплавлялись уже в то время, когда океанический хребет начал погружаться в зону субдукции: базальты уже не могли сразу излиться на поверхность, как в обычной зоне спрединга, а «задержались» в промежуточной камере. Таким образом, низкомагнезиальные разновидности базальтов 2-й группы образовались из того же мантийного источника типа БСОХ, как и высокомагнезиальные, но в результате субдукции зоны спрединга произошла дифференциация расплава (возможно, за счет кристаллизации плагиоклаза), что и привело к его незначительному обогащению SiO₂ и TiO₂. С другой стороны, справедливости ради мы должны отметить, что такой же результат могла дать и «простая» дифференциация расплава в промежуточной камере вне связи с субдукцией зоны спрединга.

Из источника типа DMM, вероятно, образовались и базальты типа БСОХ, и низкомагнезиальные базальты усть-семиинской свиты, которые по составу практически не отличаются друг от друга (см. рис. 6—9), но последние содержат больше алюминия и меньше TiO₂, (см. рис. 10, а). Повышенные со-

держания Al_2O_3 в низкомагнезиальных базальтах 3-й группы по сравнению с высокомагнезиальными (см. рис. 6, б) можно объяснить отсутствием фракционирования плагиоклаза.

По экспериментальным данным [Куширо, 1984; Tatsumi, 1991], высокомагнезиальные толеитовые базальты островных дуг могут выплавляться вблизи вулканического фронта, на глубинах мантии, наиболее близких к ее границе с корой. Поэтому мы предполагаем, что высокомагнезиальные базальты усть-семинской свиты ($(Gd/Yb)_N = 1.2$; $Mg\#_{cp} = 61$; см. табл. 4) могли образоваться в мантийном клине, т.е. в надсубдукционных условиях при плавлении материала погружающейся океанической плиты. Справедливость предположения особого высокотемпературного мантийного источника для высокомагнезиальных базальтов усть-семинской свиты подтверждается соответствующими оценками температур кристаллизации (см. табл. 6).

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Для образования вулканических пород катунского аккреционного комплекса мы предлагаем следующую геодинамическую модель (рис. 11).

В позднем неопротерозе—раннем кембрии происходило образование океанической коры в зонах спрединга, т.е. базальтов 2-й группы типа БСОХ. В это время продолжалась субдукция океанической коры Палеоазиатского океана под окраину Сибирского континента, развивавшуюся по типу современной окраины Западной Пацифики и сопровождавшуюся образованием примитивной островной дуги [Buslov et al., 1993; Буслов, Ватанабе, 1996; Buslov et al., 1993, 2001; Симонов и др., 2004] (см. рис. 11, а).

В раннем кембрии под воздействием мантийного плюма в Палеоазиатском океане образовались острова и/или подводные горы (базальты 1-й группы, манжерокская свита). В процессе субдукции такие океанические поднятия были аккретированы к примитивной островной дуге и вместе с фрагментами океанической литосферы (БСОХ) вошли в состав аккреционного комплекса. К концу раннего кембрия образовалась нормальная островная дуга (см. рис. 11, б) [Buslov et al., 2002].

К началу среднего кембрия зона спрединга достигла зоны субдукции и начала в нее погружаться, что привело к смене состава расплавов, выплавляющихся из источника типа DMM и образованию низкомагнезиальных базальтов 2-й группы, формированию структур растяжения в аккреционном клине [Polat et al., 1998] и образованию мощных параллельных даек усть-семинской свиты (низкомагнезиальная подгруппа) (см. рис. 11, в).

Погружение в зону субдукции гидратированных пород океанической коры привело к повышению фугитивности кислорода, выплавлению более высокотемпературных базальтовых расплавов на границе коры и мантии и образованию высокомагнезиальных усть-семинских базальтов и андезибазальтов в надсубдукционной обстановке. Поэтому для них и характерны метки островодужных базальтов (низкие Ti , $(La/Nb)_{PM} < (Th/Nb)_{PM}$, $(La/Sm)_N = 1.3$), унаследованные от поддуговой мантии, т.е. мантийного клина, через которую базальтовый расплав поднимался на поверхность.

Выделение обстановки субдукции срединно-океанического хребта мы обосновываем следующими фактами: 1) наличие зоны распространения комплекса субвертикальных и субпараллельных даек базальтов в полосе шириной более 200 км; 2) пересечение дайками пород аккреционного комплекса [Buslov et al., 1993; Добрецов и др., 2004]; 3) близкий к БСОХ состав базальтов усть-семинской свиты, но обедненных титаном в результате фракционирования титаномагнетита из расплава типа DMM; 4) высокие температуры кристаллизации надсубдукционных базальтов усть-семинской свиты (см. табл. 6); 5) наличие адакитоподобных базальтов в дайках усть-семинской свиты (обр. Т4006, Т4017, Т4044; см. табл. 4), для которых характерны повышенные концентрации MgO (8.3—9.8 мас.%) и Sr (690—820 г/т) и пониженные — Y (9—13 г/т) [Lytwyn et al., 2000]. Последнее в совокупности с присутствием адакитоподобных пород в пределах Кузнецко-Алтайской островной дуги и гранитов раннекембрийского (Саракокшинский массив -512 ± 6 млн лет) [Крук и др., 2007] и позднекембрийского возраста во фронтальной зоне субдукции, т.е. северо-восточном Горном Алтае и Кузнецком Алатау ([Наливкин, 1983; Шокальский и др., 2000] и неопубликованные данные Г.А. Бабина), является признаком формирования «окна слэба» — главного результата погружения зоны спрединга в зону субдукции [Thorkelson, 1994]. Похожие комплексы, образованные при погружении в зону субдукции срединно-океанического хребта между океаническими плитами Кула и Фараллон, описаны на Южной Аляске [Lytwyn et al., 1997, 2000]. В то же время широкое распространение в Алтае-Саянской области и Западной Монголии раннепалеозойских ультрамафит-мафитовых ассоциаций с пикритами [Бородина и др., 2004; Изох и др., 2006, 2010], карбонатитов [Врублевский и др., 2009] дает основание предполагать наложение крупного магматического события, связанного, возможно, с действием мантийного плюма, на аккреционный комплекс, под который происходило погружение срединно-океанического хребта. О возможном участии плюма в формировании пикритов и базальтов, обогащенных диопсидом, косвенно свидетельствуют данные о связи россыпной платины с урэгнуурской пикрит-базальтовой ассоциацией в Монгольском Алтае, которая может рассматриваться как аналог

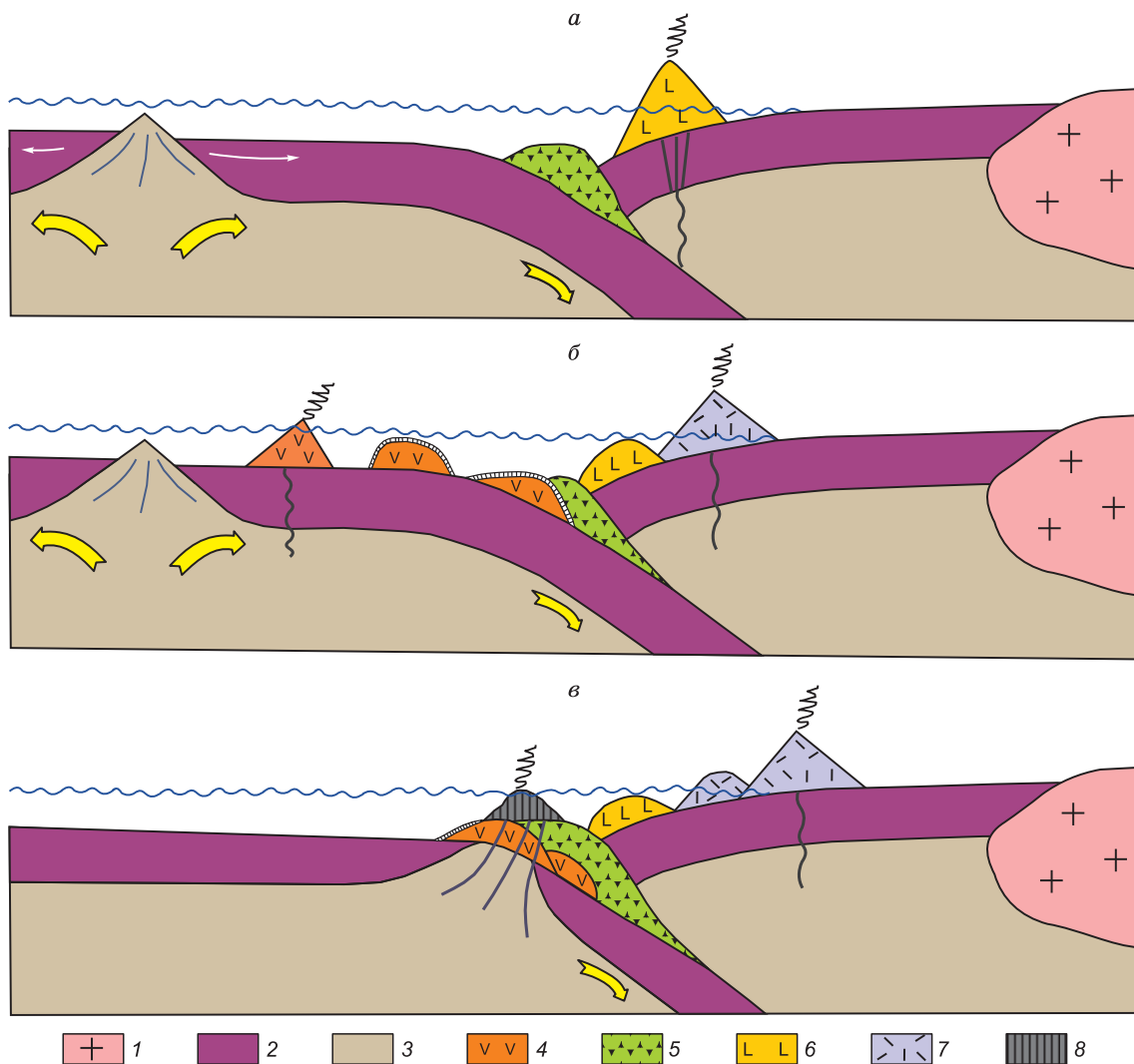


Рис. 11. Геодинамическая модель образования базальтов катунского АК Горного Алтая.

а — образование позднепротерозойской океанической коры Палеоазиатского океана в зонах спрединга (базальты 2-й группы типа N-BCOX) и ее субдукция под Кузнецко-Алтайскую островную дугу Сибирского континента; формирование примитивной островной дуги. *б* — образование океанических островов в раннем кембрии под воздействием мантийного плюма (обогащенные базальты 1-й группы, манжерокская свита) и их аккреция к примитивной островной дуге вместе с фрагментами океанической литосферы; формирование нормальной островной дуги. *в* — погружение срединно-океанического хребта в зону субдукции в среднем кембрии — образование комплекса субпараллельных даек вулканогенно-осадочных пород усть-семиинской свиты.

1 — Сибирский континент; 2 — океаническая кора (BCOX); 3 — верхняя мантия; 4 — океанические острова/поднятия; 5 — аккреционный комплекс; 6 — примитивная островная дуга; 7 — нормальная островная дуга; 8 — надсубдукционные вулканические постройки.

базальтов усть-семиинской свиты [Изох и др., 2010]. Но при этом надо учитывать, что отсутствуют геохимические (обогащение Ti, LREE, Nb и т.д.) и геофизические (утолщение литосферы) признаки мантийных плюмов. Ведь какая бы ни была геодинамическая обстановка проявления плюма (океан, континент, континентальная окраина), базальты, образованные под его воздействием, будут обогащены этими элементами, хотя и в разной степени. Это подтверждается многочисленными работами не только на таких всемирно известных объектах, связанных с плюмами, как в океане (Гавайи, Исландия, Онтонг Джава и др.) и на континенте (сибирские, эмейшаньские и кузбасские траппы, вулканы Минусинской впадины, Витимского плато и Центральной Монголии), но даже и на современных континентальных окраинах (о. Жежу в Корее) [Zolotukhin, Al'mukhamedov, 1988; Hawkeswort et al., 1995; Hofmann, 1997; Regelous et al., 2003; Ali et al., 2005; Tatsumi et al., 2005; Sheth, Melluso, 2008; Буслов и др., 2010; и др.].

Для подтверждения предложенной модели субдукции зоны спрединга или альтернативной плюмовой модели требуется изучение изотопного состава базальтов усть-семиинской свиты и дополнительно

редкоэлементного и изотопного составов вулканических и магматических пород западной части Алтае-Саянской складчатой области.

ВЫВОДЫ

В работе представлены результаты комплексного исследования позднепротерозойско-среднекембрийских базальтоидов катунского аккреционного комплекса северной части Горного Алтая (ЮЗ Сибирь), включая детальный анализ их химического состава (породообразующие и редкие элементы, изотопы Sr и Nd) и петрологических условий кристаллизации базальтовых расплавов (мономинеральная термометрия). На основе всей совокупности геолого-стратиграфических и петролого-геохимических данных были сделаны следующие выводы.

1. Среди позднепротерозойско-среднекембрийских базальтов выделены три геохимические группы вулканитов, имеющих различное структурное положение в катунском аккреционном комплексе.

2. Позднепротерозойско-раннекембрийские базальты океанического дна образовались в обстановке срединно-океанического хребта, что подтверждается их ассоциацией с океаническими кремнистыми осадками, средними TiO_2 и Zr/Nb (~26), плоскими спектрами REE и отношениями $Nb/La_{PM} < 1$. Выделены две разновидности базальтов: высоко- и низкомагнезиальные. Они различаются по степени дифференциации (SiO_2 , TiO_2 , MgO) и образовались в обстановке «нормального» океанического хребта и на начальном этапе его погружения в зону субдукции соответственно.

3. Раннекембрийские базальты манжерокской свиты образовались в обстановке океанического острова, связанного с действием мантийного плюма («горячей точки»). Это подтверждается их ассоциацией с кремнисто-карбонатными отложениями склоновых фаций и известняками карбонатной шапки, относительно высокими температурами кристаллизации расплава (1175 °C), обогащением некогерентными элементами, высокими отношениями $(Gd/Yb)_N$, $(Nb/Th)_{PM}$ и $(Nb/La)_{PM}$ и низкими Zr/Nb (~9). Широкие вариации некогерентных элементов предполагают обогащенный мантийный источник и разные степени частичного плавления в колонне гетерогенного мантийного плюма на уровне шпинелевой ($(Gd/Yb)_N < 2$) и гранатовой ($(Gd/Yb)_N > 2$) фаций.

4. Впервые выделены надсубдукционные базальты переходного типа (усть-семинская свита, средний кембрий) близкие по химическому составу как к базальтам БСОХ, так и к островодужным толеитам. Для обеих выделенных подгрупп, высоко- и низкомагнезиальной, характерно сочетание низких TiO_2 , Nb, LREE и высоких Zr/Nb (>25). Выдвинуто предположение, что низкомагнезиальные базальты усть-семинской свиты образовались из того же источника, что и позднепротерозойско-раннекембрийские низкомагнезиальные базальты, т.е. при погружении срединно-океанического хребта в зону субдукции и связанном с этим рифтинге аккреционного клина. Высокомагнезиальные базальты усть-семинской свиты образовались из мантийного источника близ границы с корой, образованного в надсубдукционной обстановке.

Авторы статьи выражают свою искреннюю признательность рецензентам статьи О.М. Туркиной и Н.Н. Круку, вдумчивый анализ и конструктивная критика которых позволили значительно улучшить рукопись. Также мы благодарны коллегам, проводившим определение породообразующих и редких элементов и изотопов: В.А. Боброву, В.С. Пархоменко, Ю.П. Колмогорову, С.В. Палесскому, Н.М. Глухой (ИГМ СО РАН), Ю.А. Костицину (ГЕОХИ РАН), а также А.С. Гибшеру (ИГМ СО РАН) за плодотворные дискуссии. Сафонова И.Ю. благодарна Федерации по науке и технологии Кореи (KOFST) за поддержку на заключительном этапе подготовки рукописи.

Работа выполнена при поддержке гранта ИП СО РАН № 9.21 «Геодинамические процессы в зонах субдукции: теплофизическое (экспериментальное и теоретическое) моделирование и сопоставление с геолого-геофизическими данными» и НШ-65804.2010.5 академика Н.Л. Добрецова.

ЛИТЕРАТУРА

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.

Бородина Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э. Петрология ордовикских коллизионных расслоенных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (9), с. 1074—1091.

Буслов М.М. Тектонические покровы Горного Алтая. Новосибирск, Наука, 1992, 95 с.

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., Федосеев Г.С., Рейков М., Дэвис К., Бабин Г.А. Пермотриасовый плюмовый магматизм Кузнецкого бассейна (Центральная Азия): геология, геохронология и геохимия // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1310—1328.

Врублевский В.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Крупчатников В.И. Раннепалеозойский щелочной магматизм Горного Алтая: ^{40}Ar - ^{39}Ar -геохронологическое свидетельство комплекса Эдельвейс // Докл. РАН, 2009, т. 247 (1), с. 96—101.

Гибшер А.С., Есин С.В., Изох А.Э., Киреев А.Д., Петрова Т.В. Диопсидсодержащие базальты кембрия Чепешской зоны Горного Алтая: модель фракционирования гибридных магм в промежуточных магматических камерах // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (11), с. 1760—1772.

Гусев Н.И. Реконструкция геодинамических режимов докембрийского и кембрийского вулканизма в юго-восточной части Горного Алтая // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Новосибирск, ОИГГМ СО АН СССР, 1991, с. 32—54.

Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртоого О. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде—палеозое // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 120—140.

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.

Зыбин В.А. Эталон усть-семиного комплекса порфировых базальтов и трахибазальтов (Горный Алтай). Новосибирск, СНИИГГиМС, 2006, 278 с.

Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Калугин В.М., Оюунчимэг Т., Шелепаев Р.А., Егорова В.В. Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая — индикатор кембро-ордовикской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 665—681.

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

Куширо И. Генезис магм островных дуг на примере Японских дуг. Докл. 27-й сессии МГК // Петрология, 1984, т. 9, с. 122—130.

Наливкин Д.В. Геологическая карта СССР и прилегающих акваторий. М-б 1:2 500 000. М., Мин. геол. СССР, 1983.

Постников А.А., Терлеев А.А. Стратиграфия неопротерозоя Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (3), с. 295—309.

Репина Л.Н., Романенко Е.В. Трилобиты и стратиграфия нижнего кембрия Алтая. М., Наука, 1978, 304 с.

Сафонова И.Ю. Геохимическая эволюция внутриплитного океанического магматизма Палеоазиатского океана от позднего протерозоя до раннего кембрия // Петрология, 2008, т. 16 (5), с. 527—547.

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.

Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Ковязин С.В., Медведев А.Я., Тикунов Ю.В. Условия петрогенезиса бонинитов из офиолитов Джидинской зоны, Северная Монголия (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (6), с. 651—663.

Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж. Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 908—823.

Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология, 1996, т. 4 (3), с. 228—239.

Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1293—1335.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М., Изд-во Моск. ун-та, 1997, 319 с.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 187 с.

- Ali J.R., Thompson G.M., Zhou M.-F., Song X.** Emeishan large igneous province, SW China // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 475—489.
- Bednarz U., Schmincke H.-U.** Mass transfer during sub-seafloor alteration of the upper Troodos crust (Cyprus) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1989, v. 102, p. 93—101.
- Bobrov V.A., Kalugin I.A., Phedorin M.A.** SR XFA of element composition of bottom sediments from Teletskoye Lake // *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, 1998, v. A405, p. 569—571.
- Brenan J.M., Shaw H.F., Phinney D.L., Ryerson F.J.** Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high-field strength element depletions in island-arc basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, v. 128, p. 327—339.
- Buslov M.M., Berzin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A.** Geology and tectonics of Gorny Altai. Novosibirsk, UIGGM Publ., 1993, 122 p.
- Buslov M.M., Saphonova I.Yu., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu., Itaya T.** Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // *Geosci. J.*, 2001, v. 5, № 3, p. 203—224.
- Buslov M. M., Watanabe T., Saphonova I. Yu., Iwata K., Travin A., Akiyama M.** A Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // *Gond. Res.*, 2002, v. 5, p. 781—800.
- Dickin A.P.** Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press, 1995, 490 p.
- Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M.** Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean // *Inter. Geol. Rev.*, 1995, v. 37, p. 335—360.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A.** Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implications to the break-up of Rodinia // *Gond. Res.*, 2003, v. 6, p. 143—159.
- Floyd P.A., Winchester J.A.** Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile elements // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 27, p. 211—218.
- Fowler A.D., Jensen L.S.** Quantitative trace element modeling of the crystallization history of the Kinojevis and Blake River groups, Abitibi greenstone belt, Ontario // *Canad. J. Earth Sci.*, 1989, v. 26, p. 1356—1365.
- Garcia M.O., Frey F.A., Grooms D.G.** Petrology of volcanic rocks from Kaula Island, Hawaii: implications for the origin of Hawaiian protoliths // *Contr. Miner. Petrol.*, 1986, v. 94, p. 461—471.
- Gelinas L., Mellinger M., Trudel P.** Archean mafic metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Quebec. I. Mobility of the major elements // *Canad. J. Earth Sci.*, 1982, v. 19, p. 2258—2275.
- Haase K.M.** Geochemical constraints on magma sources and mixing processes in Eastern Microplate MORB (SE Pacific): a case study of plume-ridge interaction // *Chem. Geol.*, 2002, v. 182, p. 335—355.
- Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A., Whitehead J.A.** Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence // *Science*, 1992, v. 256, № 5056, p. 517—520.
- Hawkesworth C.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A., Blake S., Naldrett A.J., Doherty W., Gorbachev N.S.** Magma differentiation and mineralization in the Siberian continental flood basalts // *Lithos*, 1995, v. 34, p. 61—88.
- Hemond C., Arndt N.T., Lichtenstein U., Hofmann A. W., Oskarsson N., Steinthorsson S.** The heterogeneous Iceland plume: Nd-Sr-O isotope and trace element constraints // *J. Geophys. Res.*, 1993, v. 98, p. 15833—15850.
- Hirschmann M.M., Stolper E.M.** A possible role for garnet pyroxinite in the origin of the «garnet signature» in MORB // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 124, p. 185—208.
- Hofmann A.W.** Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*, 1997, v. 385, p. 219—229.
- Humphris S.E., Thompson, G.** Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1978, v. 42, p. 107—125.
- Isozaki Y., Maruyama Sh., Fukuoka F.** Accreted oceanic materials in Japan // *Tectonophysics*, 1990, v. 181, p. 179—205.
- Ito G., Mahoney J.J.** Flow and melting of a heterogeneous mantle. 2. Implications for a chemically non-layered mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 230, p. 47—63.
- Jenner G.A., Longerich H.P., Jackson S.E., Fryer B.J.** ICP-MS — a powerful tool for high precision trace element analysis in earth sciences: evidence from analysis of selected U.S.G.S. reference samples // *Chem. Geol.*, 1990, v. 83, p. 133—148.

- Jensen L.S.** A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division Mines Misc., 1976, 66 p.
- Lindsley D.H.** Pyroxene thermometry // Amer. Miner., 1983, v. 68, p. 477—493.
- Kerrick R., Wyman D.A.** Review of developments in trace-element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral exploration // Austral. J. Earth Sci., 1997, v. 44, p. 465—487.
- Komiya T., Maruyama Sh., Hirata T., Nohda S.** Petrology and geochemistry of MORB and OIB in the Mid-Archean North Pole region, Pilbara craton, Western Australia: implications for the composition and temperature of the upper mantle at 3.5 Ga // Int. Geol. Rev., 2002, v. 44, p. 988—1016.
- Komiya T., Maruyama Sh., Hirata T., Yurimoto H., Nohda S.** Geochemistry of the oldest MORB and OIB in the Isua Supracrustal Belt, Southern West Greenland: implication for the composition and temperature of Early Archean upper mantle // The Island Arc, 2004, v. 13, p. 47—72.
- Lytwyn J., Casey J., Gilbert S.** Arc-like mid-oceanic ridge basalt formed seaward of a trench-forearc system just prior to ridge subduction: an example from subaccreted ophiolites in southern Alaska // J. Geophys. Res., 1997, v. 102, B5, p. 10225—10243.
- Lytwyn J., Lockhart S., Casey J., Kusky T.** Geochemistry of near-trench intrusive associated with ridge subduction, Seldovia Quadrangle, southern Alaska // J. Geophys. Res., 2000, v. 105, № B12, p. 27957—27978.
- Maruyama S., Santosh M., Zhao D.** Superplume, supercontinent and post-perovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle boundary // Gond. Res., 2007, v. 11, p. 7—37.
- McCulloch M.T., Gamble A.J.** Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism // Earth Planet. Sci. Lett., 1991, v. 102, p. 358—374.
- Mercier J.-C.C.** Single-pyroxene thermobarometry // Tectonophysics, 1981, v. 70, p. 1—37.
- Miyashiro A.** The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc // Earth Planet. Sci. Lett., 1973, v. 19, p. 218—224.
- Nimis P., Taylor W.** Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part 1. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contr. Miner. Petrol., 2000, v. 139, p. 541—554.
- Nisbet E.G., Pearce J.A.** Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting // Contr. Miner. Petrol., 1977, v. 63, p. 149—160.
- Phedorin M.A., Bobrov V.A., Chebykin E.P., Goldberg E.L., Melgunov M.S., Filipova S.V., Zolotarev K.V.** Comparison of synchrotron radiation X-ray fluorescence with conventional techniques for the analysis of sedimentary samples // Geostandarts Newsletter, 2000, v. 24, № 2, p. 205—216.
- Pin C., Zalduogui J.F.S.** Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicate rocks // Analytica Chimica Acta, 1997, v. 339, p. 79—89.
- Pin C., Briot D., Bassin C., Poitrasson F.** Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography // Analytica Chimica Acta, 1994, v. 298, p. 209—217.
- Polat A., Kerrich R., Wyman D.A.** The Late Archean Schreiber-Helmo and White River-Dayohessarah greenstone belts, Superior Province: collages of oceanic plateaus, oceanic arcs and subduction-accretion complexes // Tectonophysics, 1998, v. 289, p. 295—326.
- Polat Al., Kerrich R., Wyman D.** Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the Late Archean Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: trace element and Nd isotope evidence for a heterogeneous mantle // Precam. Res., 1999, v. 94, p. 139—173.
- Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W., Galer S.J.G.** Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // J. Petrology, 2003, v. 44, № 1, p. 113—140.
- Safonova I.Yu.** Intraplate magmatism and oceanic plate stratigraphy of the Paleo-Asian and Paleo-Pacific Oceans from 600 to 140 Ma // Ore Geol. Rev., 2009, v. 35, p. 137—154.
- Safonova I.Yu., 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 // Gond. Res., 2004, v. 7, № 3, p. 771—790.
- Safonova I.Yu., Utsunomiya A., Kojima S., Nakae S., Tomurtogoo O., Filippov A.N., Koizumi K.** Pacific superplume-related oceanic basalts hosted by accretionary complexes of Central Asia, Russian Far East and Japan // Gond. Res., 2009, v. 16, p. 587—608.
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J.** Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constrains // J. Petrol., Spec. Lithosphere Iss, 1988, p. 415—455.
- Sheth H.C., Melluso L.** The Mount Pavagadh volcanic suite, Deccan Traps: geochemical stratigraphy and magmatic evolution // J. Asian Earth Sci., 2008, v. 32, № 15, p. 5—21.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.

Tatsumi Y. Origin of subduction zone magmas based on experimental petrology // *Phys. Chem. Magma*, 1991, v. 9, p. 268—301.

Tatsumi Y., Shukuno H., Yoshikawa M., Chang Q., Sato K., Lee M.W. The petrology and geochemistry of volcanic rocks on Jeju Island: plume magmatism along the Asian Continental Margin // *J. Petrol.*, 2005, v. 46, № 3, p. 523—553.

Thompson G. Metamorphic and hydrothermal processes: basalt-seawater interactions // *Oceanic basalts* / Ed. P.A. Floyd. Glasgow, Blachie and Sons Ltd., 1991, p. 148—173.

Thorkelson D.J. Ridge subduction: kinematics and implications for the nature of mantle upwelling: discussion // *Canad. J. Earth Sci.*, 1994, v. 31, p. 1486—1489.

Thurson P.C. Autochthonous development of Superior Province greenstone belts? // *Precam. Res.*, 2002, v. 115, p. 11—36.

Utsunomiya A., Jahn B.-m., Ota T., Safonova I.Yu. 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.

Weaver B.L. The origin of ocean island basalts and member compositions: trace element and isotopic constrains // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 104, p. 381—397.

Weaver S.D., Johnson R.W. Tectonic controls on magma chemistry. Amsterdam, Elsevier, 1987, 285 p.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.*, 1977, v. 20, p. 325—343.

Yokoyama T., Makishima A., Nakamura E. Evaluation of the co-precipitation of incompatible trace elements with fluoride during silicate rock dissolution by acid digestion // *Chem. Geol.*, 1999, v. 157, p. 175—187.

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, v. 14, p. 493—571.

Zolotukhin V.V., Al'mukhamedov A.I. Traps of the Siberian platform // *Continental flood basalts* / Ed. J. D. McDougall. Kluwer Academic Publishers, 1988, p. 273—310.

*Рекомендована к печати 31 августа 2010 г.
А.С. Борисенко*

*Поступила в редакцию
6 августа 2010 г.*