

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 552.11:550.428

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС НАДСУБДУКЦИОННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ
КОМПЛЕКСОВ ЧАРСКОЙ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ (*Восточный Казахстан*)

Е.В. Курганская, И.Ю. Сафонова, В.А. Симонов

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

Представлены новые петрографические, геохимические и петрологические данные для вулканических пород надсубдукционного происхождения Чарской сдвиговой зоны Восточного Казахстана. Обсуждается состав пород (концентрации породообразующих и редких элементов), типы и параметры плавления мантийных источников, условия кристаллизации основной магмы, геодинамические обстановки излияния базальтов. По составу породообразующих элементов изученные породы соответствуют базальтам, андезибазальтам и андезитам толеитовой и переходной к известково-щелочной серий и характеризуются низкими содержаниями TiO_2 (в среднем 0.85 мас. %) и наличием трендов кристаллизации на диаграммах MgO —породообразующие оксиды. С точки зрения редких элементов вулканы имеют плоские и умеренно обогащенные LREE спектры редкоземельных элементов и отрицательные аномалии по Nb на мультикомпонентных диаграммах $((Nb/La)_{PM} = 0.14—0.47; (Nb/Th)_{PM} = 0.7—1.6)$. Характер распределения редкоземельных элементов $((La/Sm)_N = 0.8—2.3, (Gd/Yb)_N = 0.7—1.9)$ и результаты моделирования в системе Nb—Yb предполагают образование расплавов при высоких степенях плавления деплетированного мантийного источника на уровне шпинелевой фации. На конечный состав пород повлияли процессы кристаллизационной дифференциации клинопироксена, плагиоклаза и рудных минералов. По данным мономинеральной термометрии по клинопироксену, кристаллизация расплавов происходила в диапазоне температур 1020—1180 °C. Породы этой вулканической серии предположительно образовались в венд-раннекембрийское время на западной окраине Палеоазиатского океана.

Центрально-Азиатский складчатый пояс, Палеоазиатский океан, венд-раннекембрийская субдукция, условия плавления, фракционная кристаллизация, мантийные источники.

GEOCHEMISTRY AND PETROGENESIS OF SUPRASUBDUCTION VOLCANIC COMPLEXES
OF THE CHAR SHEAR ZONE (*eastern Kazakhstan*)

E.V. Kurganskaya, I.Yu. Safonova, and V.A. Simonov

The paper presents new petrographic, geochemical, and petrological data from volcanic rocks of suprasubduction origin of the Char shear zone in eastern Kazakhstan. We discuss bulk rock composition (concentrations of major and trace elements), types of mantle sources and parameters of their melting, conditions of crystallization of mafic magma, and geodynamic settings of basalt eruption. According to the major element composition, the volcanic rocks are basalt, andesibasalt, and andesite of tholeiitic and transitional, from tholeiitic to calc-alkaline, series. They are characterized by low TiO_2 (0.85 wt.% on average) and crystallization trends in MgO —major elements plots. In term of trace element composition, the volcanic rocks show moderately LREE-enriched rare-earth element patterns and are characterized by negative Nb anomalies present on the multi-element spectra $(Nb/La_{pm} = 0.14—0.47; Nb/Th_{pm} = 0.7—1.6)$. The distribution of rare-earth elements $(La/Sm_N = 0.8—2.3, Gd/Yb_N = 0.7—1.9)$ and the results of geochemical modeling in the Nb—Yb system suggest high degrees of melting of a depleted mantle source at spinel facies depths. Fractional crystallization of clinopyroxene, plagioclase, and opaque minerals also affected the final composition of the volcanic rocks. Clinopyroxene monomineral thermometry calculations suggest that the melts crystallized within the range of 1020—1180 °C. We think that this volcanic complex formed on the western active margin of the Paleo-Asian Ocean.

Central Asian Orogenic Belt, Paleo-Asian Ocean, Vendian—Cambrian subduction, melting conditions, fractional crystallization, mantle sources

ВВЕДЕНИЕ

Чарская сдвиговая зона (СЗ), которая раньше называлась Чарским офиолитовым поясом расположена в Восточном Казахстане. В 60—80-е годы прошлого столетия он изучался в основном с позиций общей геологии, стратиграфии и тектоники [Полянский и др., 1979; Ермолов и др., 1981; Беляев, 1985]. За последние 20 лет были получены новые данные по тектонике этого региона, био­стратиграфии океанических осадочных пород, петрологии и геохимии магматических и метаморфических пород [Iwata et al., 1997; Buslov et al., 2001; Буслев и др., 2003; Сенников и др., 2003; Волкова и др., 2008; Симонов и др., 2010]. Использование концепции террейнового анализа позволили М. М. Буслеву с соавторами выделить в составе Чарского пояса аккреционный комплекс, образованный на активной окраине Казахстанского составного континента, и рассматривать его в целом как сдвиговую зону [Buslov et al., 2001; Буслев и др., 2003; Добрецов, Буслев, 2007].

Чарская сдвиговая зона расположена в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП; рис. 1, 2), являющегося крупнейшим фанерозойским аккреционным орогеном Земли [Зоненшайн и др., 1990; Sengör et al., 1993; Берзин и др., 1994; Dobretsov et al., 2003; Windley et al., 2007; Safonova et al., 2011; Kröner et al., 2013; и др.]. В состав многочисленных аккреционных и складчатых комплексов ЦАСП входят разнообразнейшие по химическому составу и литологии вулканические ассоциации, изучение которых крайне важно для реконструкции истории развития орогенных поясов, образованных при закрытии палеоокеанов. Большая часть таких вулканических ассоциаций представлена океаническими и окраинно-континентальными разностями. Первые являются источником информации об эволюции древних океанов, а вторые фиксируют обстановки излияния вулканических пород в пределах внутриокеанических примитивных и нормальных островных дуг и окраинно-континентальных магматических дуг. Изучение петрохимического и редкоэлементного состава вулканических пород, особенно

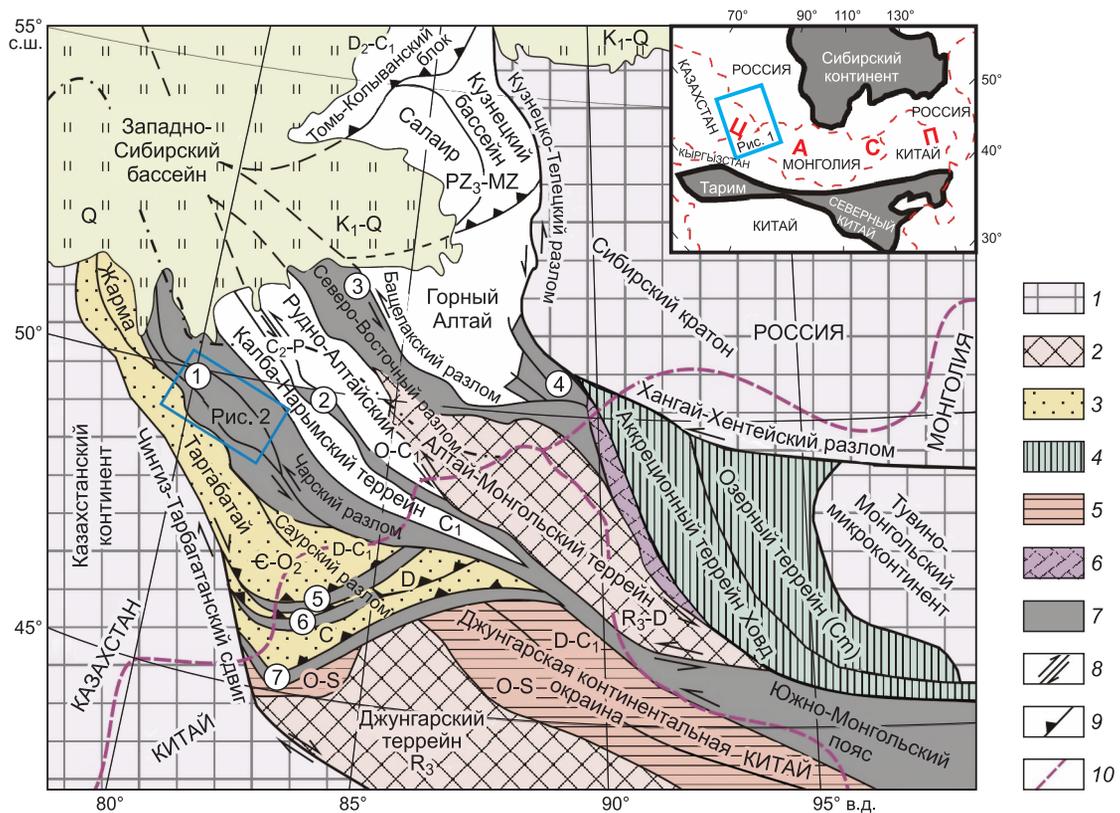


Рис. 1. Схема тектонического строения западной части Алтае-Саянской складчатой области (из [Буслев и др., 2003] с изменениями), расположенная на западе Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП — см. врезку).

1 — кратон, 2 — террейны гондванской группы или активной окраины, 3 — террейны Казахстанского составного континента, 4 — террейны различного происхождения (Зап. Монголия), 5 — окраинно-континентальные толщи, 6 — позднепалеозойские осадочные породы, 7 — сутуры, реактивированные в карбоне—перми, 8 — сдвиги, 9 — надвиги, 10 — государственные границы. Цифрами в кружках показаны сдвиговые зоны, реактивированные в позднем палеозое: 1 — Чарская, 2 — Иртышская, 3 — Чарыш-Теректинская, 4 — Курайская, 5 — Барлык, 6 — Майле, 7 — Дарбут.

базальтов, андезибазальтов и андезитов необходимо для реконструкции геодинамической обстановки их излияния.

Исследование Чарской зоны имеет большое значение для выяснения истории геодинамического развития складчатых структур, занимающих обширные территории Восточного Казахстана, юга Сибири России, Северо-Западного Китая и Западной Монголии. Согласно более ранним представлениям, формирование Чарской СЗ связано с развитием палеоокеанического бассейна и его закрытием [Ковалев, Карякин, 1975; Полянский и др., 1979; Ермолов и др., 1981; Беляев, 1985]. Большую роль в последующей эволюции палеоокеанических структур играли процессы в переходных зонах океан—континент с формированием магматических дуг [Ковалев, Карякин, 1975; Полянский и др., 1979; Ермолов и др., 1981; Руднев и др., 2012, 2013] и образованием субдукционно-аккреционных и коллизионных комплексов, сопровождавшихся активными сдвиговыми деформациями [Buslov et al., 2001; Буслов и др., 2003; Метелкин, 2013]. В результате Чарская СЗ представляет собой сложную по строению и составу структуру, включающую террейны разнообразного происхождения, среди которых широко распространены вулканогенно-осадочные, магматические и метаморфические комплексы [Buslov et al., 2001; Добрецов, 2003; Буслов и др., 2003] (см. рис. 2).

Ранее в Чарской СЗ были диагностированы как океанические аллохтонные комплексы [Полянский и др., 1979; Ермолов и др., 1981; Buslov et al., 2001], так и автохтонные вулканогенные комплексы [Беляев, 1985], а также изучен состав базальтов, ассоциирующих с океаническими осадками (кремни, карбонаты) с выделением образований срединно-океанических хребтов и океанических островов и плато [Safonova et al., 2004, 2012a]. Вулканисты андезитобазальтовой серии (надсубдукционные?) упоминались в нескольких работах [Ковалев, Карякин, 1975; Полянский и др., 1979; Беляев, 1985; и др.], но их

Таблица 1. Общая характеристика образцов вулканических пород Чарской сдвиговой зоны

Образец	Петрография	Форма нахождения	Участок	Координаты
Ch-02-08	Микрогаббро	Лавовый поток	Чарск	N 49°36'18.4" E 81°11'41.1"
Ch-05-08	Габбро-долерит	»	»	N 49°36'09.3" E 81°11'28.9"
Ch-08-08	Микрогаббро	Пиллоу-лавы	»	N 49°36'01.9" E 81°11'07.5"
Ch-09-08	Габбро-долерит	Лавовый поток	»	N 49°35'48.0" E 81°10'59.2"
C-28в-09	Порфиновый базальт	Микропиллоу-лавы	»	N 49°31'47.9" E 81°08'53.8"
C-28г-09	Порфиновый базальт	»	»	N 49°31'47.9" E 81°08'53.8"
Ch-14-08	Порфиновый андезибазальт	Лавовый поток	Васильково	N 49°23'28.3" E 81°37'40.6"
Ch-17-08	Микродолерит	Дайка	»	N 49°23'32.3" E 81°38'0.3"
Ch-25-08	Андезитовая лавобрекчия?	Лавовый поток	Акжал	N 49°12'56.0" E 81°26'10.1"
Ch-64-08	Габбро-долерит	»	Озерный	N 49°15'24.8" E 81°46'37.8"
Ch-59-08	Микрогаббро	Дайка/Силл?	Николаевка	N 49°06'44.7" E 82°02'03.2"
Ch-17-09	Габбро-долерит	Лавовый поток	»	N 49°01'36.0" E 81°59'30.0"
Ch-44-09	»	»	»	N 49°03'13.3" E 81°58'23.3"
C-5д-08	Порфиновый андезибазальт	»	Озерный	N 49°33'50.1" E 81°48'18.3"
C-21б-08	Порфиновый базальт	»	Николаевка	N 49°13'18.6" E 81°54'48.3"
C-21в-08	»	»	»	N 49°13'24.3" E 81°54'18.0"
C-7в-08	Кластолава?	Поток	»	—

Примечание. Прочерк — нет данных.

детальные исследования, в том числе и геохимические, ранее не проводились. Предварительные данные по петрологии надсубдукционных (островодужных?) вулканитов на основе состава вкрапленников клинопироксена и расплавных включений в нем обсуждались в работе [Симонов и др., 2010]. В данной статье представлены детальные геологические, петрографические, петрохимические и геохимические данные по вулканическим породам Чарской СЗ (табл. 1) предположительно надсубдукционного генезиса с целью определения петрологических условий и геодинамической обстановки их формирования.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЧАРСКОЙ ЗОНЫ

Современная геологическая структура Восточного Казахстана была сформирована на поздних этапах закрытия Палеоазиатского океана в позднем карбоне—перми [Dobretsov et al., 1995, 2003; Buslov et al., 2001; Safonova et al., 2004; и др.]. Чарская СЗ протягивается на сотни километров с северо-запада на юго-восток через весь Восточный Казахстан (см. рис. 1, 2) и является осью Зайсанской складчатой системы [Добрецов, Пономарева, 1969; Ковалев, Карякин, 1975]. На юго-западе она граничит с Жарма-Саурской островной дугой, а на северо-востоке с окраинно-континентальными толщами Калба-Нарымского террейна [Buslov et al., 2001; Сенников и др., 2003; Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2008]. В позднем карбоне—ранней перми Чарская зона была смята в складки и нарушена крупноамплитудными сдвигами, которые разрушили островную дугу, континентальную окраину и океанические блоки. Эти деформации, возможно, связаны с коллизией Казахстанского и Сибирского континентов и последующим их вращением [Диденко и др., 1994; Буслов и др., 2003].

Субдукционные (островодужные) террейны, расположенные к юго-западу от Чарской СЗ (Тарбагатай, Жарма и Саур), были сформированы на окраине Казахстанского континента и представлены фрагментами девон-раннекарбоновой островной дуги (см. рис. 2). По правостороннему Чингиз-Тарбагатайскому сдвигу террейны смещены на юг, в сторону Джунгарского блока Северо-Западного Китая. К северо-востоку от Чарской зоны сдвигов расположены Калба-Нарымский, Рудно-Алтайский, Горно-Алтайский, Салаирский и Томь-Кольванский террейны, которые были смещены к югу по левосторонним сдвигам и сопутствующим надвигам относительно их первичного положения на окраине Сибирского континента [Буслов и др., 2003]. Близкий возраст и состав базальтов океанического дна и океанических островов/плато Чарской зоны и Западной Джунгарии предполагает, что они являются фрагментами когда-то единого палеозойского аккреционного комплекса, сильно усложненного позднекарбоново-раннепермскими и более поздними сдвигами [Wang et al., 2003; Safonova et al., 2004, 2012a; Zhang et al., 2009, 2011].

Многочисленные смещенные и перемешанные тектонические пласты различного геодинамического происхождения представлены в составе тектонических меланжей. В Чарской зоне выделены три типа серпентинитового меланжа, включающего фрагменты океанической литосферы, аккреционных комплексов и островных дуг [Buslov et al., 2001; Буслов и др., 2003]. Раннепалеозойский субдукционный меланж 1-го типа содержит блоки высокобарических метаморфических пород, таких как эклогиты и глаукофановые сланцы, а также габбро и базальты, погруженные в серпентинитовый матрикс. Геохронологические данные, полученные К-Аг методом по фенгиту из глаукофановых сланцев и гранатовых амфиболитов, укладываются в узкий возрастной интервал 444—429 млн лет и, вероятно, характеризуют время вывода высокобарических пород на поверхность, т.е. поздний ордовик—ранний силур. Эти данные предполагают более древний возраст субдукции, возможно, кембрий или ранний ордовик [Добрецов, Пономарева, 1969; Буслов и др., 2003], в результате которой образовались эти породы. Кроме того, в ассоциирующих кремнях найдены ордовикские радиолярии [Ермолов и др., 1981; Ивата и др., 1994]. В Юго-Западной Джунгарии голубые сланцы комплекса Танбалэ также ассоциируют с позднекембрийско-раннеордовикскими офиолитами [Chi et al., 1993; Сяо Сючань и др., 1994; Wang et al., 2003]. Офиолитовый меланж 2-го типа содержит блоки и чешуи пород океанической литосферы (или океанической стратиграфии, по [Isozaki et al., 1990]), включающие океанические осадки, серпентинизированные перидотиты, габбро и амфиболиты. По данным изучения стратиграфии и микропалеонтологии был уточнен литологический состав осадков, т.е. преобладание радиоляриевых кремней океанического дна и карбонатов океанических поднятий, и их позднедевонско-раннекарбоновый возраст [Iwata et al., 1997; Сенников и др., 2003].

Меланж 3-го типа совпадает по простиранию с Чарской СЗ [Буслов и др., 2003] и включает фрагменты меланжей 1 и 2 и разделяет тектонические чешуи, которые ограничивают Чарскую зону с северо-востока и юго-запада (см. рис. 2). Эти чешуи сложены раннесреднекарбовыми турбидитами и олистостромами, позднедевонско-раннекарбовыми островодужными вулканитами и известняками, что предполагает позднекарбовый-раннепермский возраст меланжа. Вулканические породы вместе с океаническими осадками формируют элементы океанической стратиграфии Палеоазиатского океана, аккрецированные к Казахстанской активной окраине [Buslov et al., 2001; Safonova et al., 2012a].

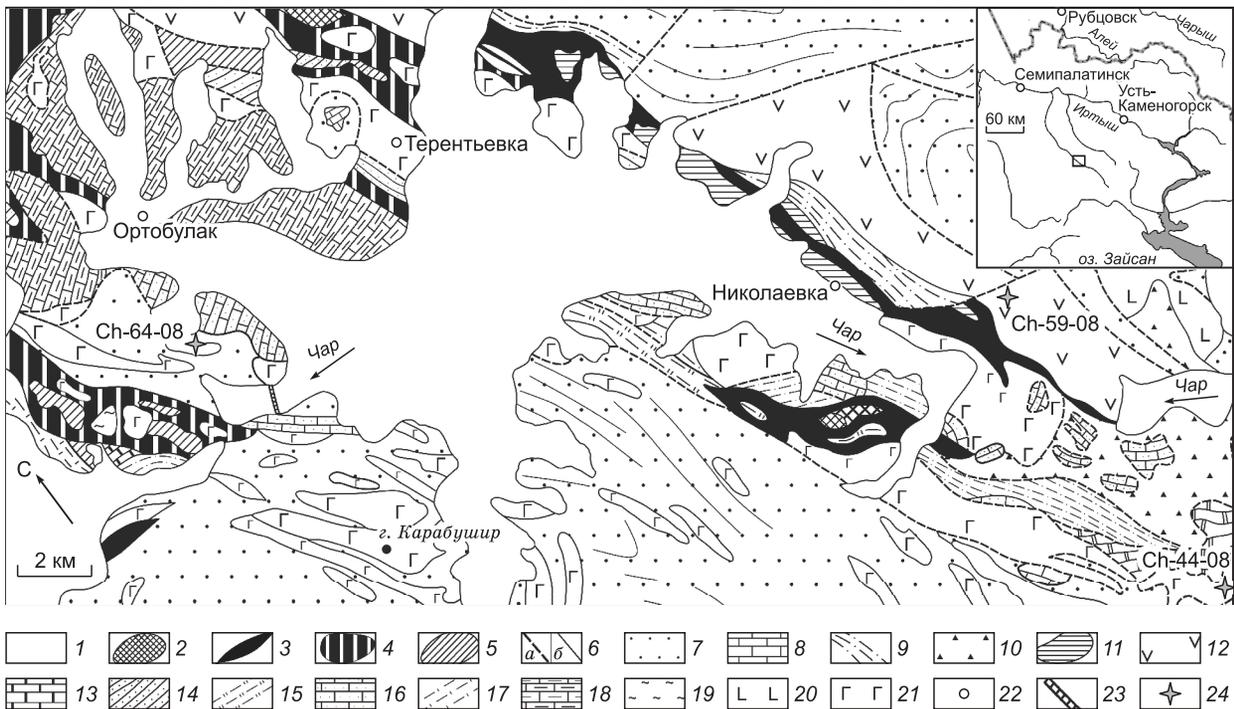


Рис. 3. Геологическая схема участка между поселками Георгиевка и Николаевка с точками отбора проб (из [Полянский и др., 1979] с изменениями).

1 — четвертичные отложения, 2 — габброиды, 3 — серпентиниты, 4 — серпентинитовый меланж, 5 — силурийские отложения, 6 — границы: *a* — тектонические, *b* — стратиграфические; поздний карбон: 7 — аргиллиты, песчаники, конгломераты, 8 — рифовые известняки, 9 — известковистые песчаники и аргиллиты, 10 — олистостромы, 11 — габбро-тоналиты, 12 — базальты, андезиты, дациты (D_3-C_1); девон: 13 — известняки (D_3), 14 — известковистые алевролиты и аргиллиты (D_{2-3}), 15 — кремнистые сланцы, известняки, аргиллиты (D_{2-3}), 16 — рифовые известняки (D_{2-3}), 17 — кремни (D_2), 18 — рифовые известняки (D_1), 19 — аргиллиты (D_1), 20 — базальты, андезитобазальты (D_3), 21 — базальты, кремни, кремнистые сланцы (D_3), 22 — населенные пункты, 23 — плотина, 24 — точки отбора образцов.

Ранее считалось, что в состав Чарской СЗ входят раннекарбонные островодужные породы, такие как лавы и туфы андезитобазальтового и андезитового составов верочарской свиты [Беляев, 1985; Буслов и др., 2003]. Они участвуют в строении тектонической зоны к северо-востоку от чарских офиолитов и серпентинитового меланжа 3-го типа. В районе пос. Игоревка (см. рис. 2) в кремнистых породах определены радиолярии раннего карбона (Iwata et al., 1997). К юго-западу от Чарской зоны аналоги верочарской свиты встречаются в районе гор Аркалык. Здесь широко развиты тектонические пластины андезитобазальтового и карбонатного составов [Беляев, 1985]. Нами впервые были диагностированы андезитобазальты и андезиты в центральной части Чарской СЗ, а именно, в районе городов Чарск (Шар*), Георгиевка (Калбатау*), поселков Ортобулак и Васильково (Капай-Батыр*) и к юго-востоку от пос. Николаевка (Кентаралау*) (см. рис. 2, 3). Тектонические пластины, сложенные изученными вулканическими породами, чередуются с пластинами, сложенными позднепалеозойскими океаническими толщами (магматическими и осадочными), НР/ЛТ метаморфическими породами, серпентинитами и олистостромами [Ермолов и др., 1981; Ивата и др., 1994; Волкова и др., 2008; Safonova et al., 2012a]. Вулканициты представлены лавовыми потоками, «микрופиллоу»-лавами и дайками (рис. 4, *a*, *b*). Образцы вулканических пород были отобраны к юго-западу от г. Чарск и к юго-востоку от пос. Георгиевка (см. рис. 2, 3; табл. 1).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Во время полевых работ в Чарской зоне в 2008—2009 годах была собрана коллекция из 80 образцов вулканических пород. Образцы отбирались из наименее деформированных и измененных базальтовых потоков и даек с минимальным количеством прожилков и миндалин. По результатам изучения

* Современное название, принятое на территории Республики Казахстан.

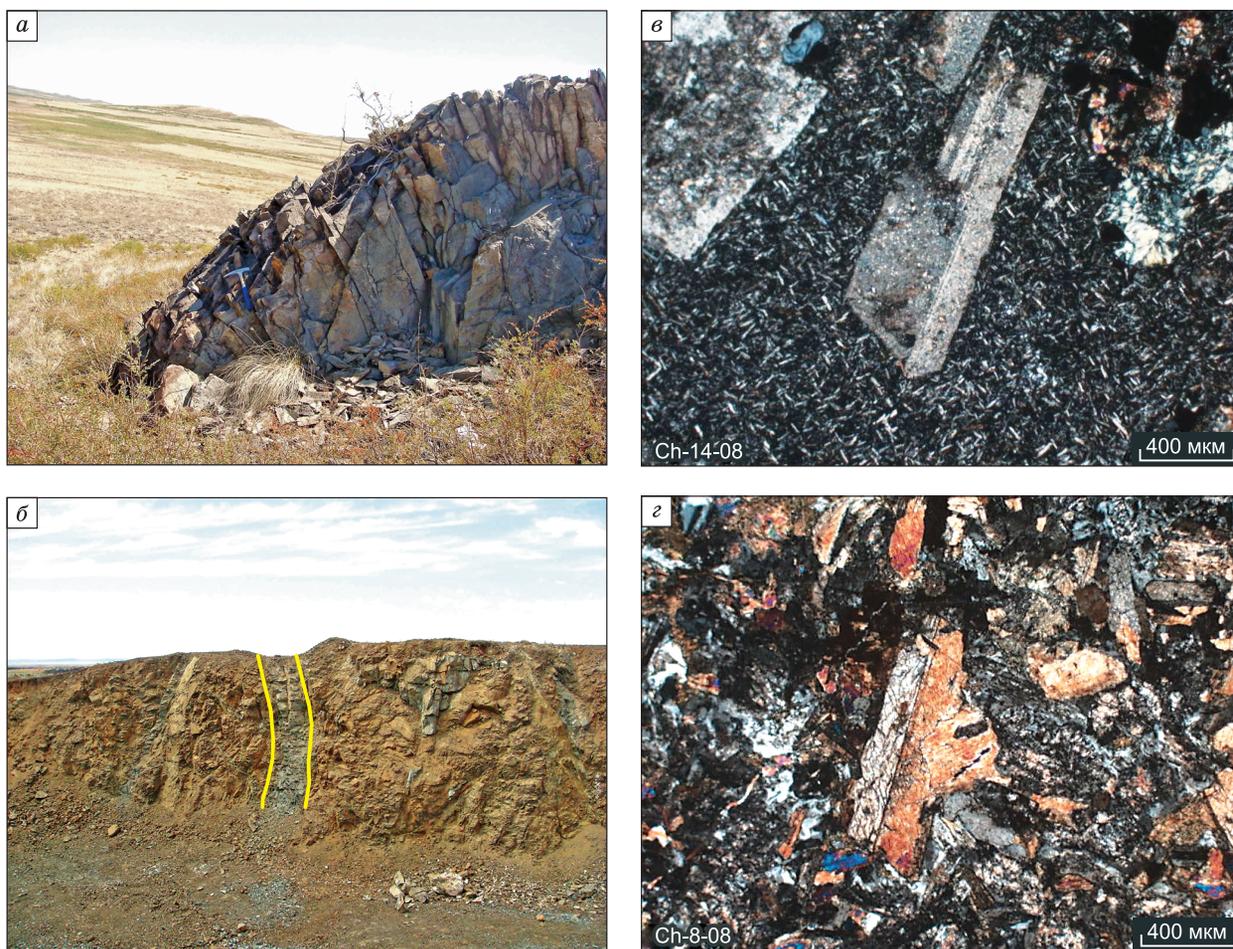


Рис. 4. Полевые фотографии островодужных вулканитов Чарской сдвиговой зоны:

а — андезибазальт (Ch-04-08; Чарск); *б* — дайка андезита (Ch-17-08; Васильково). Фотографии шлифов: *в* — порфировый андезибазальт, *г* — микрогаббро с долеритовой структурой. Положение участков см. на рис. 2.

шлифов были выбраны наименее измененные образцы для предварительного грубого измельчения в дробильной мастерской. После этого под биноклем проводился отбор наиболее однородных обломков размером от 5 до 2 мм, которые измельчались до самой мелкозернистой фракции. Тонкоизмельченные порошки анализировали на породообразующие и редкие элементы. Геохимические исследования были проведены для 47 образцов вулканических пород. Содержания породообразующих элементов определялись с помощью рентгено-флуоресцентного метода (XRF) на приборе «Научприбор» по ГОСТу 41-08-212-82 Мингео СССР в Институте геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск). Содержания редких элементов были проанализированы с помощью масс-спектрометра на индуктивно связанной плазме (ICM MS) в Институте геологии и минералогии СО РАН на порошках (прибор Element Finnigan). Порошки обрабатывались в соответствии с протоколом Дженнера [Jenner et al., 1990]. Образцы растворяли в смеси HF и HNO₃ (2:1) в герметично закрывающейся тefлоновой посуде в течение двух дней при температуре ~ 100 °C; дважды растворяли в 6-нормальной HCl и высушивали, затем растворяли в 1-нормальной HCl и опять высушивали. Процедуру повторяли до полного растворения порошка. Последний раствор высушивали в воздухе, трижды смешивали с 6-нормальной HCl и высушивали, затем растворяли в 2%-м растворе HNO₃. Все химические процедуры с жидкостями проводились в «чистых» лабораторных условиях. Для оценки точности/погрешности измерений использовались международные стандарты BHVO-1 [Jenner et al., 1990], BCR-1 [Jochum, Nohl, 2008] и JB-3 [Orihashi, Hirata, 2003]. Аналитические ошибки составили 2—7 % для REE и HFSE. При нормировании концентраций элементов по хондриту (например (La/Sm)_N) или по примитивной мантии (PM, например (Th/Nb)_{PM}) использовались значения, приведенные в работе [Sun, McDonough, 1989]. Для построения диаграмм использовались содержания породообразующих элементов, пересчитанные на сухой остаток, и концентрации железа,

пересчитанные на FeO*. Магнезиальность (Mg#) рассчитывалась как молекулярное отношение Mg/(Mg + Fe²⁺), предполагая 10%-ю долю Fe³⁺, что соответствует низкотемпературным условиям кристаллизации при летучести кислорода на уровне буфера ~FMQ-1. Отношение Ti/Ti* рассчитывалось по методу [Taylor, McLennan, 1985]. В статье обсуждаются данные по составу расплавных включений из нескольких образцов вулканических пород, описание методов анализа которых приведено в работе [Симонов и др., 2010].

ПЕТРОГРАФИЯ

Среди изученных шлифов вулканических пород преобладают базальты и андезибазальты с массивной и миндалекаменной текстурой, микрогаббро, долериты и диабазы. Рассматриваемые в работе породы характеризуются значительными зеленокаменными изменениями, выразившимися в интенсивной хлоритизации, эпидотизации и альбитизации. Базальты характеризуются афировой и порфировой структурой (см. рис. 4, в, з). Афировые разности представлены плагиоклазом, клинопироксеном и вулканическим стеклом. В порфирированных разностях вкрапленники представлены клинопироксеном и плагиоклазом; их общее количество в породах не превышает 30 %. Размер фенокристов клинопироксена чаще изометричной формы не превышает 0.5—2 мм. Вкрапленники плагиоклаза имеют призматический габитус и, как правило, альбитизированны. Часто по трещинам развиваются карбонаты и эпидот. Клиннопироксен в разной степени, иногда полностью, замещен хлоритом. В порфирированных разностях основная масса имеет интерсертальную структуру и характеризуется беспорядочным расположением тонких лейст альбита, замещающего плагиоклаз, промежутки между которыми заполнены клинопироксеном, в меньшей степени карбонатом. В миндалекаменных разностях миндалины иногда составляют до 10 % объема породы, по форме они округлые или округло-вытянутые, не превышают 1—4 мм в диаметре, выполнены кальцитом. Долериты и микрогаббро имеют массивную текстуру и долеритовую, офитовую или пойкилоофитовую структуру. Размер зерен клинопироксена достигает 1 мм. Андезибазальты имеют порфирированную структуру и однородную текстуру. Фенокристы (0.5—2 мм) представлены серицитизированным плагиоклазом (70 %). Основная масса имеет пилотакситовую структуру и состоит из субпараллельно ориентированных микролитов плагиоклаза и беспорядочно рассеянных зерен рудного минерала (30 %).

ГЕОХИМИЯ

Для детальной петрохимической и геохимической характеристики вулканитов Чарской СЗ было изучено 37 образцов. В табл. 2 приведены составы 17 наиболее представительных образцов. На графиче-

Таблица 2. Содержание породообразующих элементов в вулканических породах Чарской сдвиговой зоны, мас. %

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	Mg#	FeO/MgO	Al ₂ O ₃ /TiO ₂
Ch-5-08	52.53	0.66	16.30	12.67	0.20	3.43	8.21	5.19	0.78	0.02	1.09	99.9	35.1	3.32	24.77
Ch-09-08	52.13	0.49	17.91	12.56	0.24	4.10	9.19	2.38	0.95	0.04	2.83	99.9	39.5	2.76	36.21
Ch-59-08	54.42	0.57	13.58	9.04	0.20	10.58	5.56	4.21	1.81	0.03	2.91	99.9	70.1	0.77	23.95
Ch-64-08	50.89	0.60	16.39	13.74	0.19	4.64	8.28	4.59	0.68	0.01	2.66	99.9	40.3	2.67	27.48
C-216-08	50.63	0.79	19.51	9.73	0.19	6.38	8.69	3.74	0.34	0.01	2.67	99.7	56.7	1.37	24.58
C-28в-09	56.40	1.02	18.97	9.12	0.20	4.39	2.01	7.05	0.58	0.25	3.52	100.2	49.0	1.87	18.54
Ch-44-09	59.89	0.99	15.61	8.44	0.12	4.33	4.92	3.79	1.68	0.23	2.78	100.4	50.7	1.75	15.79
Ch-2-08	54.50	0.75	15.99	12.97	0.24	3.75	6.62	4.57	0.59	0.01	1.47	99.8	36.6	3.11	21.26
Ch-8-08	49.88	0.50	15.71	12.85	0.22	4.10	12.39	4.25	0.09	0.01	2.42	99.9	39.0	2.82	31.24
Ch-14-08	57.47	1.14	17.48	8.99	0.15	2.08	4.99	4.70	2.66	0.34	1.93	99.7	31.6	3.90	15.40
Ch-17-08	52.46	1.13	15.41	11.73	0.17	6.40	8.75	3.36	0.57	0.01	1.92	99.9	52.2	1.65	13.60
Ch-25-08	57.73	0.81	20.16	6.98	0.13	2.63	6.30	4.12	0.91	0.23	2.81	99.8	43.0	2.39	24.76
C-5д-08	55.34	0.32	17.76	6.36	0.09	5.73	8.31	4.62	1.46	0.01	2.08	99.9	64.3	1.00	56.03
C-7в-08	52.25	0.56	15.32	14.43	0.27	4.45	7.19	4.73	0.75	0.04	1.6	99.8	38.1	2.92	27.36
C-21в-08	47.12	0.93	21.23	11.64	0.26	7.66	6.03	4.59	0.46	0.08	2.99	99.9	56.8	1.37	22.87
C-28г-09	54.92	1.04	19.21	9.42	0.19	4.43	3.36	6.25	0.95	0.24	4.43	100.2	48.5	1.91	18.51
Ch-17-09	56.51	0.94	17.48	8.29	0.15	4.88	7.06	3.79	0.71	0.19	3.44	100.4	54.0	1.53	18.68

ках, характеризующих состав породообразующих элементов, отражены все аналитические данные, имеющиеся в распоряжении авторов (рис. 5, 6).

На традиционной классификационной диаграмме TAS, т.е. соотношение SiO_2 и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [Le Maitre et al., 2002], большинство точек составов вулканитов соответствует субщелочной серии и попадает в поля базальта, базальтового андезита и андезита; несколько образцов соответствуют трахиандезиту (см. рис. 5, а). Принадлежность субщелочных вулканических пород к толеитовой или известково-щелочной сериям определялась по соотношениям оксидов алюминия, железа, титана и магния. На

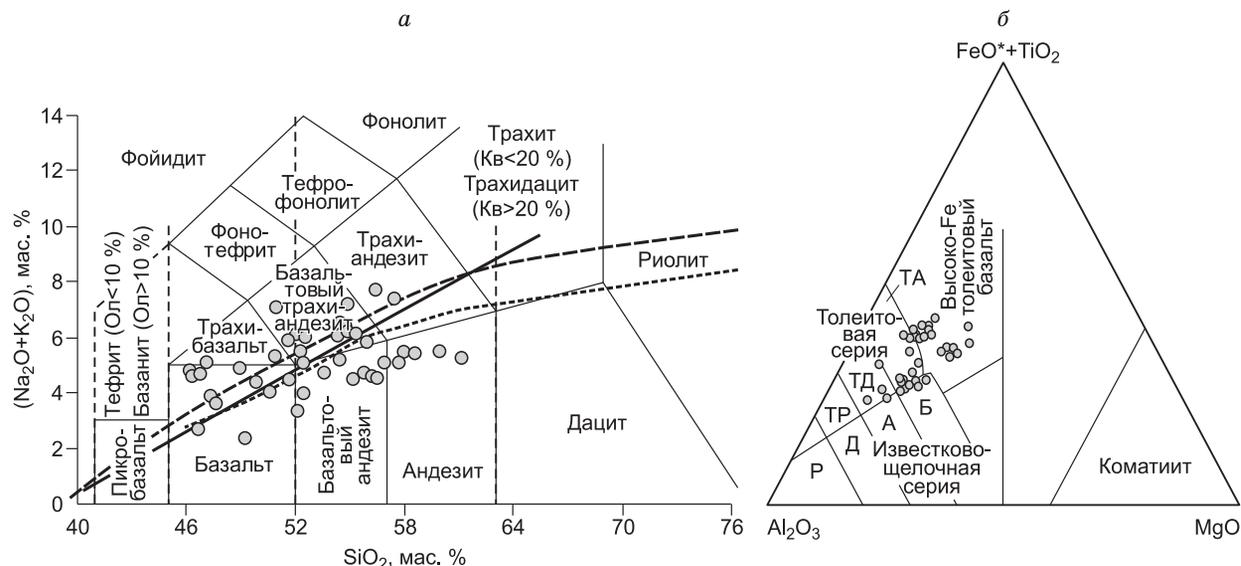


Рис. 5. Петрохимические диаграммы состава вулканических пород Чарской сдвиговой зоны.

а — TAS диаграмма SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [Le Maitre et al., 2002], б — треугольная диаграмма Al_2O_3 — $\text{FeO}^* + \text{TiO}_2$ — MgO [Jensen, 1976]. Сокращения для пород толеитовой серии: ТА — андезит, ТД — дацит, ТР — риолит; для известково-щелочной: Б — базальт, А — андезит, Д — дацит, Р — риолит.

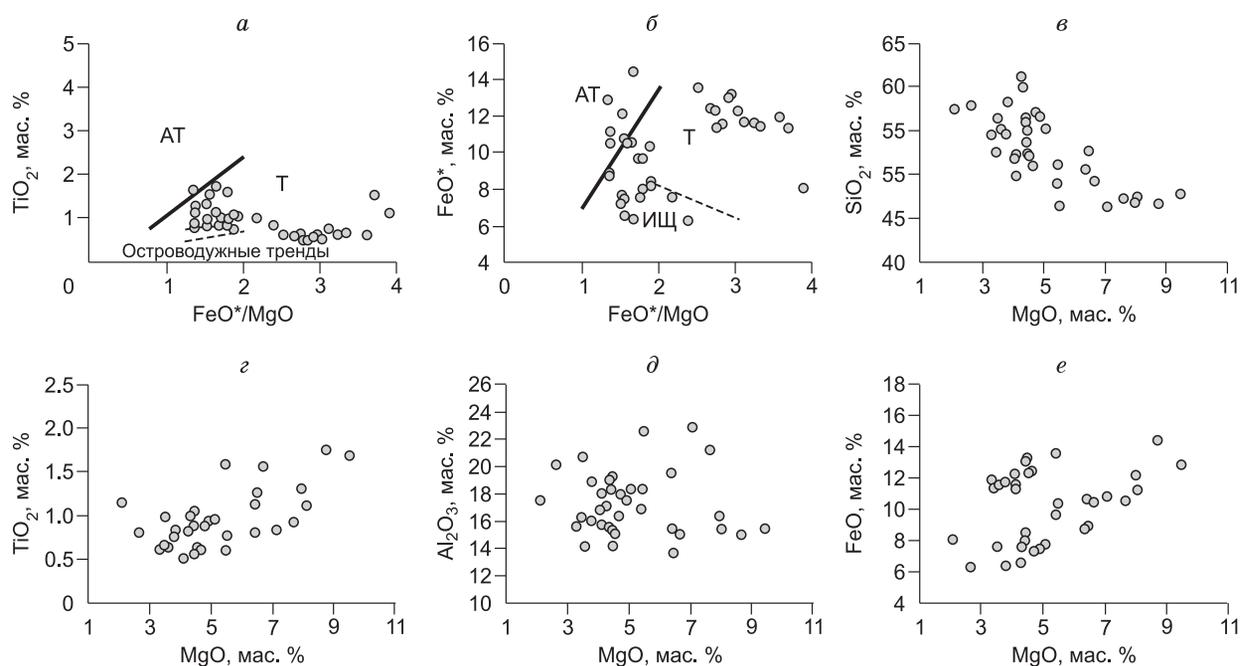


Рис. 6. Бинарные диаграммы для вулканических пород Чарской сдвиговой зоны.

FeO^* — FeO^*/MgO (а); TiO_2 — FeO^*/MgO (б).

MgO — породообразующие оксиды (в—е). Поля абиссальных толеитов (АТ), толеитов (Т) и известково-щелочных вулканитов (ИШ) приведены по данным Мияширо [Miyashiro, 1973].

треугольной диаграмме Al_2O_3 — $(FeO + TiO_2)$ — MgO [Jensen, 1976] точки составов образуют три группы (см. рис. 5, б): две в поле высокожелезистых толеитов (одна группа более магнезиальная), а третья группа занимает промежуточное положение между полями толеитовой и известково-щелочной серий (переходные составы).

Вулканические породы Чарской зоны характеризуются большим разбросом значений магнезиальности ($Mg\#$) при достаточно широком диапазоне SiO_2 (см. табл. 2, рис. 6). Содержания SiO_2 варьируют от 46.2 до 61.1 мас. % при $Mg\# = 31.6$ — 74.5 . Содержания TiO_2 , P_2O_5 и Al_2O_3 варьируют в интервалах 0.24—1.75, 0.01—0.39 и 13.58—22.96 мас. % соответственно. Концентрации MgO и Fe_2O_3 также меняются в достаточно широком диапазоне: от 2.08 до 10.58 и от 6.18 до 16.08 мас. % соответственно. На графиках FeO^*/MgO — FeO^* и FeO^*/MgO — TiO_2 (см. рис. 6, а, б) показаны дискриминантные поля и тренды кристаллизации для абиссальных толеитов и островодужных вулканитов, по [Miyashiro, 1973]. На графике FeO^*/MgO — FeO^* также выделяются три группы пород: на границе «нормальных» и абиссальных толеитов, в поле толеитов и в поле известково-щелочных вулканитов (см. рис. 6, а). На графике FeO^*/MgO — TiO_2 точки составов находятся либо непосредственно в районе островодужных трендов, либо рядом с ними (см. рис. 6, б).

На рис. 6, в—е приведены бивариантные диаграммы MgO —породообразующие оксиды. На графике MgO — SiO_2 точки составов образуют отрицательный тренд, т.е. содержания SiO_2 уменьшаются с ростом MgO . На графике MgO — FeO точки составов образуют два параллельных тренда с положительной корреляцией, т.е. содержания FeO увеличиваются с ростом MgO . Но в координатах MgO — TiO_2 положительный тренд менее отчетливо выражен. На графике MgO — Al_2O_3 четкие тренды обогащения или обеднения алюминием с ростом MgO отсутствуют.

Данные по редкоземельному составу были получены для семи образцов (табл. 3). На графиках распределения редкоземельных элементов (REE), нормированных по хондриту (рис. 7, а), вулканиты имеют плоские или слегка обогащенные легкими REE (LREE) спектры: $La_N = 16$, $(La/Yb)_N = 2.2$, $(La/Sm)_N = 1.4$ в среднем. Все образцы вулканических пород характеризуются низкой до умеренной степенью дифференциации тяжелых REE: $(Gd/Yb)_N = 0.71$ — 2.05 . В целом уровень содержания редких земель в вулканитах переходного состава выше, чем в толеитовых. Для всех мультикомпонентных диаграмм редких элементов, нормированных к примитивной мантии (см. рис. 7, б), характерно наличие четкой отрицательной Nb аномалии по отношению к Th и La $((Nb/La)_{PM} = 0.14$ — 0.51 ; $(Nb/Th)_{PM} = 0.14$ — 0.29 ; см. табл. 3). Наличие такой аномалии является характерным признаком пород, образованных в надсубдукционной обстановке. Для нескольких образцов толеитовых базальтов характерны положительные аномалии концентраций Zr и Hf. Для большинства образцов характерны также небольшие отрицательные аномалии титана ($Ti/Ti^* = 0.5$ — 1.0 ; см. рис. 7, б; табл. 2).

По соотношению и породообразующих, и редких элементов чарские вулканиты характеризуются относительно высокими отношениями Al_2O_3/TiO_2 и низкими $(Gd/Yb)_N$ (см. табл. 2, 3), что также характерно для базальтоидов внутриокеанических островных дуг тихоокеанского типа, например, для Марианской и Алеутской дуг (рис. 8, а). При этом точки составов лежат в стороне от точки среднего состава задуговых базальтов [Safonova et al., 2009]. Наличие двух групп точек на диаграмме Al_2O_3/TiO_2 — $(Gd/Yb)_N$ предполагает различные мантийные источники и разные условия кристаллизации расплавов.

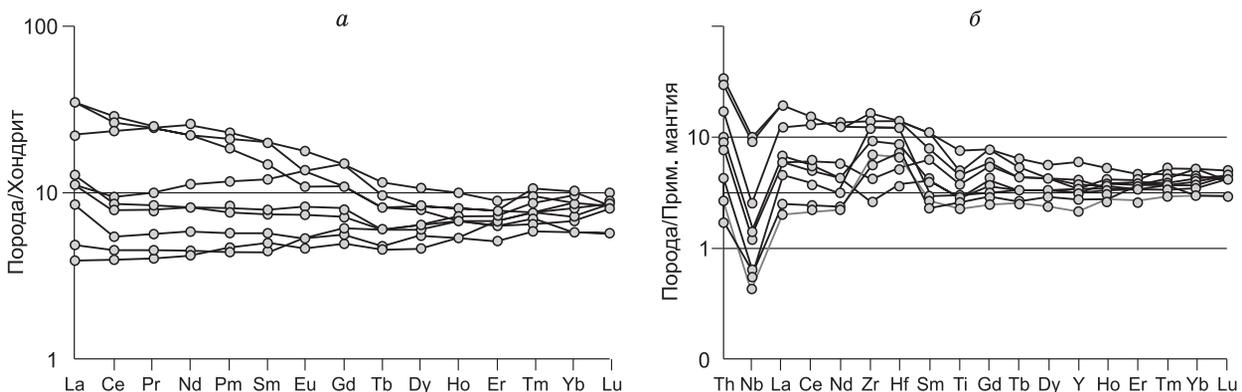


Рис. 7. Нормированные по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (а) и нормированные по примитивной мантии мультикомпонентные диаграммы редких элементов (б) для вулканических пород Чарской сдвиговой зоны.

Нормировочные значения взяты из [Sun, McDonough, 1989].

Таблица 3. Содержание редких элементов в вулканических породах Чарской сдвиговой зоны, г/т

Элемент	Ch-5-08	Ch-09-08	Ch-59-08	Ch-64-08	C-216-08	C-28в-09	Ch-44-09
La	3.1	1.4	1.8	4.0	4.1	8.3	12.7
Ce	4.9	2.5	2.2	7.5	8.9	22.5	27.3
Pr	0.8	0.6	0.4	1.1	1.7	3.8	3.7
Nd	4.2	3.0	3.2	5.7	7.9	17.9	15.8
Sm	1.3	1.2	1.0	1.7	2.8	4.7	3.4
Eu	0.5	0.4	0.5	0.6	1.2	1.2	0.9
Gd	1.9	1.5	1.7	2.2	3.3	4.5	3.4
Tb	0.4	0.3	0.3	0.4	0.5	0.7	0.5
Dy	2.4	1.8	2.1	2.3	3.2	4.0	3.0
Ho	0.6	0.5	0.5	0.6	0.7	0.8	0.6
Er	1.6	1.3	1.7	1.6	1.9	2.2	1.6
Tm	0.3	0.2	0.3	0.2	0.4	0.3	0.3
Yb	2.1	1.4	2.0	1.7	2.5	2.2	1.5
Lu	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2
Cs	0.3	0.2	0.1	0.3	0.2	0.4	0.4
Hf	3.6	2.0	2.3	2.5	1.6	4.1	4.3
Ta	0.2	0.1	0.3	0.1	0.2	< 0.1	0.3
Th	0.4	0.2	0.2	0.7	0.7	1.5	2.5
U	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.7	0.9
Ba	218	201	602	289	116	200	365
Rb	5.4	4.8	12	5	5	5.7	27
Sr	279	248	130	151	478	779	545
Y	15.6	9.6	12.3	14	16.2	26	18.2
Zr	140	78	63	102	46	153	178
Nb	0.4	0.3	0.4	0.8	1.0	1.8	6.2
Ni	397	176	668	145	242	—	—
Cr	120	113	269	95	203	—	—
Ti/Ti*	1.00	0.89	1.00	0.73	0.62	0.52	0.68
Nb/Yb	0.21	0.22	0.21	0.50	0.39	0.81	4.19
Zr/Nb	318	252	154	121	47	87	29
(Gd/Yb) _N	0.71	0.85	0.71	1.06	1.07	1.69	1.86
(La/Sm) _N	1.49	0.77	1.08	1.47	0.92	1.11	2.35
(La/Yb) _N	1.00	0.66	0.59	1.60	1.11	2.58	5.80
(Nb/La) _{PM}	0.14	0.21	0.23	0.20	0.23	0.20	0.47
(Nb/Th) _{PM}	0.94	1.33	0.69	1.50	1.32	1.42	1.60
(Th/La) _{PM}	0.15	0.16	0.33	0.14	0.17	0.14	0.29

ПЕТРОГЕНЕЗИС

Условия петрогенезиса оценивались по типу мантийных источников основных расплавов и параметров их частичного плавления, по влиянию процессов кристаллизационной дифференциации на конечный состав пород и по параметрам кристаллизации. Перед обсуждением мантийных источников мы оценили возможное влияние контаминации материалом континентальной коры на состав основных расплавов, которая вполне вероятна, так как практически для всех образцов вулканитов характерно наличие отрицательных аномалий по Nb на мультикомпонентных диаграммах (см. рис. 7, б) [Polat et al., 1999]. Но, во-первых, практически отсутствует корреляция между отношениями $(Nb/La)_{PM}$ и $(Th/La)_{PM}$, а также между отношениями $(Nb/La)_{PM}$ и $(La/Sm)_N$. Во-вторых, магнитуда Nb аномалии не коррелирует с содержаниями SiO_2 , MgO, Ni и Cr. В-третьих, содержания Th достаточно низкие (см. табл. 3). На основании всех этих характеристик мы считаем, что влияние коровой контаминации на конечный состав пород было незначительно.

Фракционная кристаллизация. Для оценки влияния процессов кристаллизационной дифференциации на конечный состав пород мы оценили изменения концентраций главных оксидов и некоторых несовместимых элементов в зависимости от кристаллизации из основных и средних расплавов таких

минералов, как оливин, пироксен, титаномагнетит. Наличие отрицательных трендов в координатах $MgO-SiO_2$ (см. рис. 6, в) отражает кристаллизацию основного расплава, сопровождающуюся фракционированием Mg-содержащих минералов, т.е. в первую очередь оливина, реже ортопироксена. При фракционировании этих минералов каждая последующая порция расплава, как правило, характеризуется пониженной магниезильностью и повышенным содержанием кремнезема.

Наличие вкрапленников плагиоклаза (см. рис. 4, в) и небольших отрицательных аномалий по Eu на спектрах REE для двух образцов (рис. 7, а) предполагает фракционирование этого минерала. Два

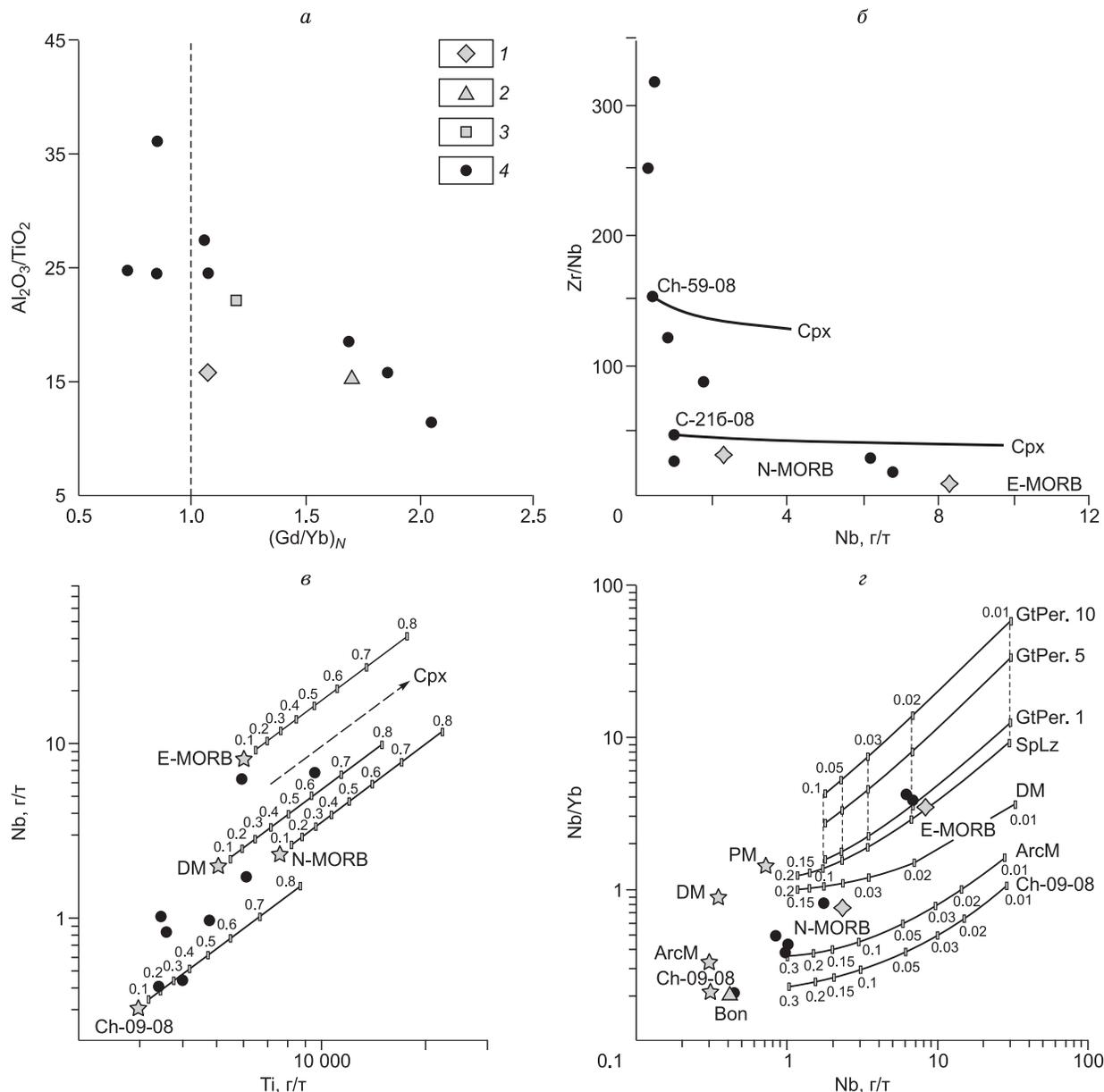


Рис. 8. а — график $Al_2O_3/TiO_2-Gd/Yb_N$, характеризующий типы мантийных источников (для задуговых и островодужных базальтов приведены средние составы из базы данных GEOROC database at <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc>). Моделирование фракционирования клинопироксена (Cpx) в системе Nb—Zr/Nb (б) и Ti—Nb (в). з — результаты численного моделирования в системе Nb—Nb/Yb с использованием коэффициентов распределения из [Bedard, 1994; Johnson, 1998].

а — 1 — задуговые базальты, 2 — алеутские толеиты, 3 — марианские базальты, 4 — составы пород Чарской СЗ. б, в — показаны линии фракционирования Cpx в расплавах, полученных из источников типа DM, N-MORB, E-MORB и базальта Ch-09-08 (см. табл. 2, 3). з — приведены расчетные кривые плавления для гранатового перидотита с содержаниями граната 1, 5 и 10 % (GtPer), шпинелевого лерцолита (SpLz), гарцбургита умеренно деплетированной мантии (DM), деплетированного поддугового гарцбургита (ArcM) и модельного деплетированного гарцбургита, соответствующего по составу обр. Ch-09-08. PM — примитивная мантия, Bon — бонинитоподобный обр. Ch-59-08. Цифрами обозначены степени плавления.

параллельных тренда на диаграмме MgO—FeO (см. рис. 6, *e*), скорее всего, отражают либо два типа исходных расплавов, характеризующихся разными уровнями концентрации железа, либо различными окислительно-восстановительными условиями (летучесть кислорода) кристаллизации Fe-Ti оксидов (см. рис. 6, *z*). Кроме того, участие Ti-содержащих оксидов в петрогенезисе косвенно подтверждается наличием слабовыраженного отрицательного тренда в координатах MgO—TiO₂ (см. рис. 6, *z*).

Фракционная кристаллизация клинопироксена также вполне вероятна, так как в некоторых образцах отсутствуют его вкрапленники (см. раздел Петрография; рис. 4, *в, z*). Мы провели расчетное моделирование фракционирования клинопироксена в системе Nb—Zr (см. рис. 8, *б*) по наиболее высокомагнезиальным образцам с самым низким содержанием Nb (С-216-08; Ch-59-08; см. табл. 3). Результаты моделирования показали, что для части образцов фракционная кристаллизация клинопироксена не оказала большого влияния на перераспределение Nb: тренд фракционирования почти параллелен оси Zr/Nb, тогда как точки составов пород образуют линию, параллельную оси Zr/Nb. Тем не менее в результате кристаллизационной дифференциации клинопироксена из расплава, близкого по составу к базальту С-216-08, могли быть получены другие породы Чарской СЗ, так как полученный тренд фактически соединяет их точки составов (см. рис. 8, *б*).

Кроме того, мы проверили фракционирование пироксена как вероятный фактор, контролирующий содержание Ti в системе Ti—Nb (см. рис. 8, *в*). Для расчетов мы использовали обедненный Nb расплав типа нормального базальта срединно-океанических хребтов (N-MORB) и гипотетический расплав, близкий по составу к обр. Ch-09-08, обедненному Ti и Nb. Наблюдаемые вариации концентрации Ti в нескольких образцах могли быть достигнуты путем фракционирования от 10 до 30 % клинопироксена.

Мантийные источники. Оценка типа мантийного источника и степени его частичного плавления была проведена на основе распределения редких элементов и моделирования. Все вулканы имеют нефракционированные или слабофракционированные тяжелые редкие земли (см. рис. 7, *a*), что предполагает их образование при частичном плавлении мантийного источника на уровне шпинелевой фации. Для более точного определения типа мантийного источника и степени его плавления было проведено моделирование в системе Nb—Yb (см. рис. 8, *z*), поскольку и Nb, который относится к высокозарядным элементам, и Yb, представитель тяжелых REE, являются достаточно «консервативными» элементами, обмен которыми между слэбом и мантийным клином весьма ограничен, если вообще возможен [Pearce, Peate, 1995]. Отношения Nb/Yb определяются модальным составом мантийного источника. Для расчета состава расплавов, образованных при различной степени плавления различных по составу мантийных источников, использовалось уравнение для немодального плавления порцией или группового плавления (non-modal batch melting, [Albarède, 1995]). Мы сравнили расчетные кривые плавления мантийных источников, соответствующих по составу гранатовому перидотиту с содержанием граната 1, 5 и 10 % [Johnson, 1998], шпинелевому лерцолиту [Woodhead et al., 1993], умеренно деплетированной гарцбургитовой мантии (DM, [Kelemen, 1990]), сильно деплетированной поддуговой гарцбургитовой мантии (ArcM, [Parkinson, Pearce, 1998]) и модельного деплетированного мантийного источника, соответствующего по составу самому низко-Nb и высокомагнезиальному базальту (Ch-09-08; см. табл. 2, 3; рис. 8, *z*). Начальные концентрации Nb и Yb брались соответственно в количестве 0.71 и 0.49 г/т для примитивной мантии (точка РМ на рис. 8, *z*; Nb/Yb = 1.45, [Sun, McDonough, 1989]); 0.35 и 0.39 г/т для умеренно деплетированной мантии (точка DM на рис. 8, *z*; Nb/Yb = 0.9, [Pfander et al., 2002]); 0.30 и 0.90 г/т для сильно деплетированной мантии (точка ArcM на рис. 8, *z*; Nb/Yb = 0.33, [Parkinson, Pearce, 1998]); 0.31 и 1.44 г/т для модельного базальта (точка Ch-09-08 на рис. 8, *z*; Nb/Yb = 0.22, см. табл. 3). Параметры мантийных источников, т.е. соотношения минеральных фаз в источнике и в образовавшемся расплаве, приведены в табл. 4.

Таблица 4. Параметры модельных мантийных источников*

Минеральный состав источника					Минеральный состав расплава					Тип мантийного источника	Лит. ссылка
Ol	Orx	Cpx	Sp	Gr	Ol	Orx	Cpx	Sp	Gr		
57	25	16	2	0	-7	25	80	2	0	Шпинелевый лерцолит	[Woodhead et al., 1993]
60	20	10	0	10	4	-19	105	0	10	Гранатовый перидотит	[Johnson, 1998]
83	15	0	2	0	35	63	0	2	0	Деплетированный гарцбургит	[Kelemen, 1990]
80	17	2	1	0	32	65	2	1	0	Гарцбургит мантийного клина	[Parkinson, Pearce, 1998]

* Плавление рассчитывалось по формуле фракционирования Релея с использованием коэффициентов распределения для граната и пироксена из [Johnson, 1998], а для других минералов — из [Bedard, 1994].

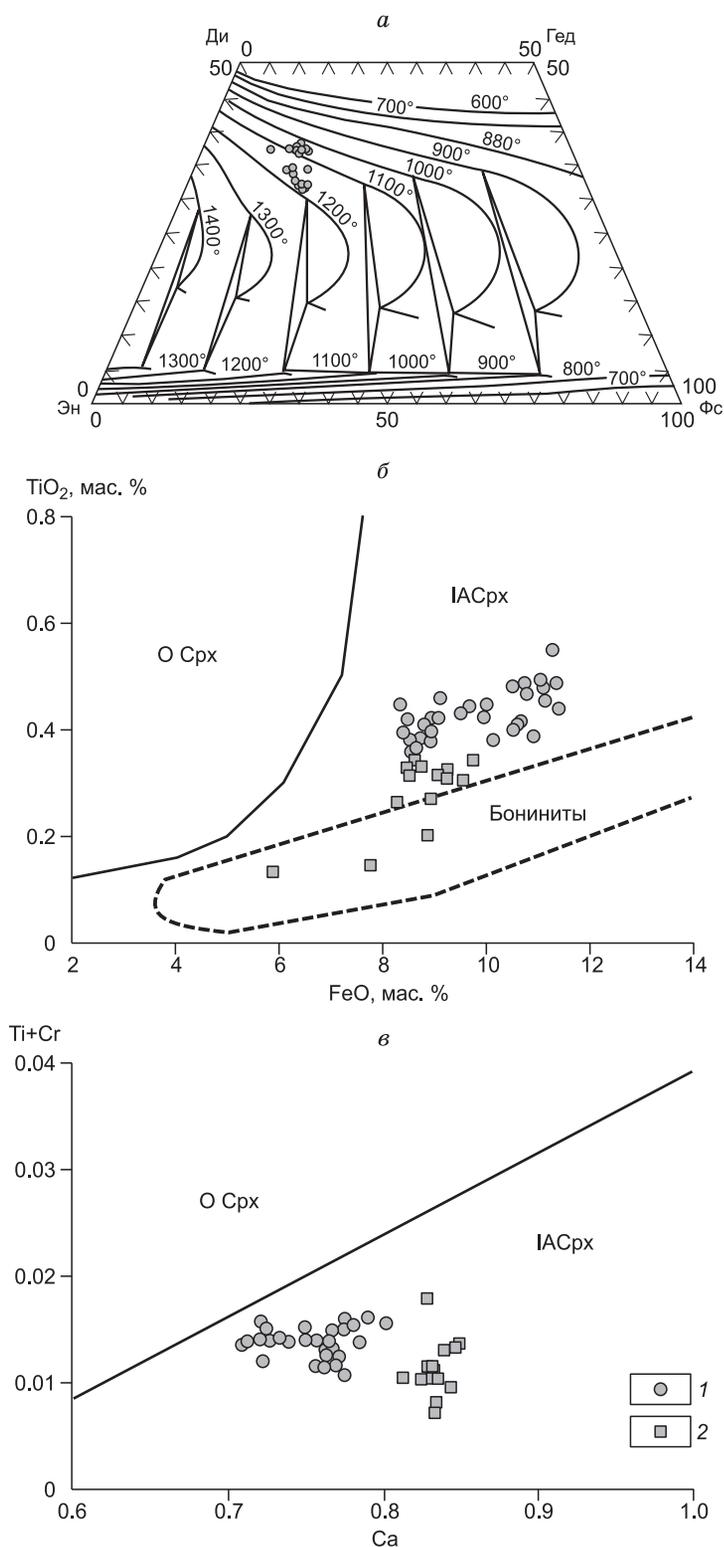


Рис. 9. Графики состава клинопироксенов.

a — мономинеральный термометр [Lindsley, 1983], Ди — диопсид, Гед — геденбергит, Эн — энстатит, Фс — ферросиллит; *б* — FeO—Ti; *в* — (Ti + Cr)—Ca; *Б, В* — в атомах на единицу, а.р.у.; 1, 2 — клинопироксены из базальтов участков Николаевка (1 — С-21в-08) и Чарск (2 — обр. С-5д-08) [Симонов и др., 2010]. Клинопироксены: О Crx — из океанических базальтов, IА Crx — из островодужных базальтов.

На рис. 8, *з* видно, что концентрации Nb слабо зависят от состава источника, но меняются в зависимости от степени плавления. Результаты моделирования показали, что вулканические породы Чарской зоны могли образоваться при плавлении мантийных источников разного типа и состава. Расплавы двух образцов образовались при плавлении 10—15 % примитивного мантийного перидотита, содержащего от 1 до 5 % граната. Остальные вулканиды, вероятно, выплавились при высоких степенях плавления деплетированного мантийного источника мантийного клина (см. рис. 8, *з*) близкого по составу к поддуговому гарцбургиту [Parkinson, Pearce, 1998].

Параметры кристаллизации магматических расплавов. Ранее нами были изучены клинопироксены из двух образцов (С-5д-08, С-21в-08), в которых были найдены расплавные включения [Симонов и др., 2010]. По составу пироксены соответствуют авгитам и диопсид-авгитам. Расчеты температур кристаллизации с использованием мономинерального клинопироксенового термометра показали, что кристаллизация расплавов происходила в диапазоне температур 1020—1180 °С [Lindsley, 1983] (см. рис. 9, *а*). Концентрации TiO₂ и FeO в чарских клинопироксенах соответствуют таковым в минералах из вулканидов современных примитивных и развитых островных дуг (см. рис. 9, *б*).

Соотношение Ti, Ca и Na предполагает кристаллизацию пироксенов из расплавов нормальной щелочности. На графике (Ti + Cr)—Ca точки составов пироксенов также попадают в поле минералов пород островных дуг (см. рис. 9, *в*). Расплавные включения в клинопироксенах по составу отличаются от MORB и близки к известково-щелочным островодужным базальтам. По данным гомогенизации расплавных включений, кристаллизация расплавов происходила в диапазоне температур 1150—1190 °С с уменьшением содержаний железа, магния, кальция, натрия, что соответствует значениям, полученным по составу клинопироксенов (см. рис. 9, *а*). Установлена прямая связь между составом пироксенов и температурами гомогенизации расплавных включений в них: магнезиальность пироксенов растет от 69 до 74 % с ростом температур от 1155 до 1190 °С [Симонов и др., 2010].

Моделирование состава породообразующих оксидов расплавных включений по программе PETROLOG [Danyushevsky, 2001] показало наличие в расплавах до 1 мас. % воды, что также подтвердилось анализом включений на ионном зонде ($H_2O = 0.84$ мас. %). Расчетные температуры ликвидуса соответствуют температурам гомогенизации. Проведенные расчеты с использованием данных по включениям свидетельствуют, что образование из мантийного субстрата первичных расплавов для изученных базальтовых серий Чарской зоны происходило при температурах выше 1100 °С. Аналогичные параметры магмогенерации характерны для толеитовых базальтов и бонинитов современных островодужных обстановок тихоокеанского типа [Симонов и др., 2010].

ДИСКУССИЯ

Ранее полученные результаты изучения геохимии и петрологии океанических вулканических пород Чарской зоны показали их образование в результате разных степеней частичного плавления деплетированных и обогащенных мантийных источников и излияние на поверхность в обстановках срединно-океанического хребта, океанических островов (магматизм «горячих точек») и погружающегося океанического плато [Safonova et al., 2004; Сафонова и др., 2004; Safonova et al., 2012a]. Высокоточные данные по низкотемпературным высокобарическим метаморфическим породам позволили реконструировать состав их протолитов, определить возраст и *PT*-параметры метаморфизма [Волкова и др., 2008].

В Восточном Казахстане породы субдукционного и/или островодужного происхождения ранее были закартированы только за пределами Чарской СЗ, а именно, к северо-западу (Жарма-Саурская дуга) и юго-востоку (Калба-Нарымская дуга) от него, и рассматривались как образования перми и карбона соответственно [Дегтярев и др., 1999; Дегтярев, Рязанцев, 2007; Дегтярев, 2011]. В пределах самой Чарской зоны вулканиды андезитобазальтовой серии кратко упоминались в составе автохтона в ассоциации с породами терригенной формации, т.е. рассматривались как структурное основание и/или как стратиграфически более древние толщи [Беляев, 1985].

В ходе полевых работ 2008—2012 годов было установлено, что представленные в статье вулканические породы слагают отдельные тектонические пластины, пространственно совмещенные с пластинами, сложенными породами океанической стратиграфии, т.е. океаническими базальтами, кремнями и карбонатами. Нами не были закартированы «прямые» контакты изучаемых вулканических пород с осадочными породами (см. рис. 4, *a*, *b*), но С.Ю. Беляевым [1985] отмечалась пространственная и структурная ассоциация пород андезитобазальтовой формации с кремнистыми туфоалевролитами, песчаниками и туфопесчаниками, мелкозернистыми песчаниками с кремнистым цементом.

Петрографически среди изученных вулкаников преобладают порфиновые разновидности, которые характерны скорее для вулканических пород островных дуг и континентальных окраин, а не для океанических пород [Фролова, Бурикова, 1997; Safonova et al., 2012a]. Первые данные по химическому составу и петрологическим условиям образования пород предположительно надсубдукционного происхождения были кратко представлены в работе В.А. Симонова с соавторами [2010]. В данной работе представлены результаты детального геохимического изучения рассматриваемых нами вулканических пород. Мы выяснили, что их состав не соответствует характеристикам ранее изученных океанических базальтов (см. Введение; [Safonova et al., 2012a]). Во-первых, по составу породообразующих оксидов около 30 % пород являются андезитобазальтами и андезитами (см. табл. 2). Кроме того, среди изученных пород есть один образец (Ch-59-08), имеющий схожие с бонинитами геохимические характеристики ($SiO_2 = 54.4$, $TiO_2 = 0.55$, $MgO = 10.6$). Во-вторых, все рассматриваемые породы имеют низкое содержание TiO_2 (в среднем 0.85 мас. %, см. рис. 6, 8, *a*). Наконец, на большинстве бивариантных диаграмм породообразующих элементов наблюдаются тренды кристаллизации (см. рис. 6), что также более характерно для надсубдукционных, а не океанических магм [Сафонова и др., 2008, 2011; Safonova et al., 2012a]. Редкоэлементный состав изученных вулкаников также отличается от такового, характерного для океанических разновидностей. Для рассматриваемых пород характерны либо плоские редкоземельные спектры, либо умеренно обогащенные LREE, а также наличие отрицательной Nb аномалии на мультикомпонентных диаграммах (см. рис. 7). Характер распределения REE ($(La/Sm)_N = 0.8—2.3$, $(Gd/Yb)_N = 0.7—1.9$; см. рис. 7, *a*) и результаты моделирования частичного плавления (см. рис. 8, *z*) предполагают плавление деплетированного мантийного источника, предположительно поддугового гарцбургита, на уровне шпинелевой фации при высоких степенях плавления (> 15 %). Составы клинопироксенов из вулкаников Чарской зоны и их расплавных включений соответствуют островодужным базальтам [Симонов и др., 2010]. Все эти геохимические и петрологические характеристики являются признаками пород, образованных в надсубдукционной обстановке. Наличие бонинитоподобных, отсутствие кислых разновидностей (андезит-дацитов и дацитов) и низкие содержания Th во многих образцах ($Th = 0.15—0.82$; см. табл. 3) позволяют предположить их образование, скорее в условиях внутриокеанической островной дуги (Марианская дуга), а не континентальной окраины (Камчатка, Япония; GEOROC database at <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc>).

Для точного определения возраста надсубдукционных вулканических пород Чарской зоны необходимо получить надежные высокоточные геохронологические изотопные датировки. Первые ограниченные данные U-Pb датирования цирконов [Safonova et al., 2012б] показали наличие двух пиков возрастов: венд-раннекембрийский и неопротерозойский. Н.И. Волковой с соавторами [2008] были представлены Ag-Ag геохронологические данные для пород высоких давлений (голубые сланцы, эклогиты), пространственно ассоциирующих с островодужными вулканами. Ag-Ag датировки показали ордовикский возраст высокобарического (субдукционного) метаморфизма. Вопрос же о существовании соответствующей этим датировкам островной (магматической?) дуги предордовикского возраста остается открытым. Элементы островной дуги раннепалеозойского возраста описаны в Чингиз-Тарбагатайском сегменте Восточного Казахстана, который соседствует с Чарской СЗ на западе, юго-западе и в Селеты-Степнякском сегменте, который включает известково-щелочные, толеитовые и бонинитовые вулканические породы и расположен на северо-западе [Дегтярев, Рязанцев, 2007]. Присутствие разнообразных по возрасту и составу вулканических пород в Чарской зоне связано с его сложной геологической структурой, сложенной породами древнего основания и аккрецированными более молодыми толщами, которые позднее были деформированы сдвиговыми процессами. Вулканы островных дуг, вероятно, образовались из разных мантийных источников с участием расплавов, связанных с субдукцией Палеоазиатского океана. Таким образом, на основе совокупности всех геологических, петрографических, геохимических и петрологических данных, можно предположить, что рассматриваемые вулканические породы Чарской зоны, вероятно, образовались в надсубдукционной обстановке, в условиях островной дуги.

ВЫВОДЫ

В Чарской сдвиговой зоне Восточного Казахстана вулканические породы надсубдукционного происхождения слагают отдельные тектонические пластины, пространственно совмещенные с пластинами, сложенными океаническими базальтами, кремнями и карбонатами позднедевонско-раннекарбонского возраста, офиолитами и высокобарическими породами.

Изученные породы представлены массивными и миндалекаменными базальтами и андезибазальтами с сафировой и порфировой текстурой микрогаббро и долеритами. По составу породообразующих оксидов породы соответствуют базальтам, андезибазальтам и андезитам толеитовой и переходной к известково-щелочной серий.

Все рассматриваемые породы имеют низкое содержание TiO_2 (в среднем 0.85 мас. %) и характеризуются корреляцией между MgO и другими породообразующими оксидами, плоскими и умеренно обогащенными LREE редкоземельными спектрами и наличием отрицательной Nb аномалии на мультикомпонентных диаграммах редких элементов.

Характер распределения редкоземельных элементов ($(La/Sm)_N = 0.8—2.3$, $(Gd/Yb)_N = 0.7—1.9$) и результаты моделирования частичного плавления в системе Nb—Yb предполагают образование расплавов при плавлении деплетированного мантийного источника, предположительно поддугового гарцбургита, на уровне шпинелевой фации при высоких степенях плавления ($> 15\%$). На конечный состав пород повлияли процессы кристаллизационной дифференциации клинопироксена, плагиоклаза и рудных минералов. По данным мономинеральной термометрии, по клинопироксену кристаллизация расплавов происходила в диапазоне температур 1020—1180 °С, что соответствует предыдущим значениям, полученным по расплавному включению.

На основе всей совокупности геологических, петрографических, геохимических и петрологических данных можно предположить, что рассматриваемые вулканические породы Чарской зоны образовались в надсубдукционной обстановке, в условиях островной дуги предположительно кембрийского возраста, для подтверждения которого необходимо провести детальные исследования редкоэлементного и изотопного составов вулканических пород и определение их возраста Ag-Ag и/или U-Pb методами.

Работы выполнены при поддержке научного проекта по планам НИР лаб. 211 и 212 ИГМ СО РАН, проекта МПГК № 592 (IGCP № 592) «Образование континентальной коры в Центральной Азии» и проекта РФФИ № 14-05-31244.

ЛИТЕРАТУРА

Беляев С.Ю. Тектоника Чарской зоны (Восточный Казахстан). Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1985, 117 с.

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

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

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в коре и мантии // Геология и геофизика, 2008, т. 49(7), с. 621—636.

Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В., Владимиров А.Г., Хомяков В.Д. Высокобарические породы в серпентинитовом меланже Чарской зоны (Восточный Казахстан): геохимия, петрология, возраст // Геохимия, 2008, № 4, с. 422—437.

Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана и Северного Тянь-Шаня // Геотектоника, 2011, т. 45, № 1, с. 23—50.

Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Модель кембрийской коллизии дуга-континент для палеозойского Казахстана // Геотектоника, 2007, № 1, с. 71—96.

Дегтярев К.Е., Дубинина С.В., Орлова А.Р. Стратиграфия и особенности строения нижнепалеозойского карбонатно-кремнисто-туфогенного комплекса хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999, т. 7, № 5, с. 93—99.

Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 59—75.

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

Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Новые данные о составе и возрасте Зайсанской геосинклинали // Геология и геофизика, 1969 (3), с. 121—125.

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

Ермолов П.В., Полянский Н.В., Добрецов Н.Л. Офиолиты Чарской зоны // Офиолиты. Алма-Ата, Наука, 1981, с. 103—178.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, Кн. 1, 328 с.

Ивата К., Ватанабе Т., Акияма М., Добрецов Н.Л., Беляев С.Ю. Палеозойские микрофоссилии из Чарского пояса (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 145—151.

Ковалев А.А., Карякин Ю.В. Зайсанская складчатая система (новый взгляд на историю развития) // Современные проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1975, с. 75—85.

Метелкин Д.В. Кинематическая реконструкция раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского палеоконтинента по результатам анализа палеомагнитных данных // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (4), с. 500—522.

Полянский Н.В., Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Кузубный В.С. Структура и история развития Чарского офиолитового пояса // Геология и геофизика, 1979, т. 20 (5), с. 66—78.

Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С., Шелепаев Р.А., Орихаши Ю., Лобанов К.В., Вишневский А.В. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Бумбатхаирханского ареала Озерной зоны Западной Монголии (геологические, петрохимические и геохронологические данные) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (5), с. 557—578.

Руднев С.Н., Бабин Г.А., Ковач В.П., Киселева В.Ю., Серов П.А. Ранние этапы островодужного плагиогранитоидного магматизма Горной Шории и Западного Саяна // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (1), с. 27—44.

Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Кох Д.А. Фрагменты океанической коры Палео-Азиатского океана в Горном Алтае и Восточном Казахстане: геохимия и структурное положение // Литосфера, 2004, № 3, с. 84—96.

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

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

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

Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Ковязин С.В. Петрогенезис островодужных комплексов Чарской зоны, Восточный Казахстан // Петрология, 2010, т. 18, № 6, с. 59—72.

Сяо Сючань, Гао Джун, Тан Яоцин, Ван Джун, Жао Мин. Глаукофан-сланцевые пояса и их тектоническое значение в орогенических поясах Северо-Западного Китая // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 200—216.

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

Albarède F. Introduction to geochemical modelling. Cambridge University Press, Cambridge, 1995.

Bédard J.H. A procedure for calculating the equilibrium distribution of trace elements among the minerals of cumulate rocks, and the concentration of trace elements in the coexisting liquids // Chem. Geol., 1994, v. 118, p. 143—153.

Buslov M.M., Safonova I.Yu., Watanabe T., Obut O., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu. Evolution of the Paleo-Asian ocean (Altay-Sayan region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes // Geosci. J., 2001, v. 5, p. 203—224.

Chi Z., Mingguo Z., Allen M.B., Saunders A.D., Ghang-Rei W., Xuan H. Implication of Paleozoic ophiolites from Western Junggar, NW China, for the tectonic of Central Asia // J. Geol. Soc. London, 1993, v. 150, p. 551—561.

Danyushevsky L.V. The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and back-arc basin magmas // J. Volcanol. Geother. Res., 2001, v. 110, № 3—4, p. 265—280.

Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean // Intern. Geol. Rev., 1995, v. 35, 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.

Isozaki Y., Maruyama Sh., Fukuoka F. Accreted oceanic materials in Japan // Tectonophysics, 1990, v. 181, p. 179—205.

Iwata K., Obut O.T., Buslov M.M. Devonian and Lower Carboniferous radiolaria from the Chara ophiolite belt, East Kazakhstan // News of Osaka Micropaleontologist, 1997, v. 10, p. 27—32.

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.

Jochum K.P., Nohl U. Reference materials in geochemistry and environmental research and the GeoReM database // Chem. Geol., 2008, v. 253, p. 50—53.

Johnson K.T.M. Experimental determination of partition coefficients for rare-earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressure // Contr. Miner. Petrol., 1998, v. 133, p. 60—68.

Kelemen P.B. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma. I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite // J. Petrol., 1990, v. 31, p. 51—98.

Kröner A., Kovach V., Belousova E., Hegner E., Armstrong R., Dolgoplova A., Seltmann R., Alexiev D.V., Hoffmann J.E., Wong J., Sun M., Cai K., Wang T., Tong Y., Wilde S.A., Degtyarev K.E., Rytsk E. Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt // Gond. Res., 2013, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.12.023>.

Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // Amer. Miner., 1983, v. 68, p. 477—493.

Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lamere J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Woolley A.R. Igneous rocks: a classification and glossary of terms, recommendations of the International Union of Geological Sciences, Sub-commission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, 2002.

Miyashiro A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc // Earth Planet. Sci. Lett., 1973, v. 19, p. 218—224.

Orihashi Y., Hirata T. Rapid quantitative analysis of Y and REE abundances in XRF glass bead for selected GSJ reference rock standards using Nd-YAG 266 nm UV laser ablation ICP-MS // Geochem. J., 2003, v. 37, p. 401—412.

Parkinson I.J., Pearce J.A. Peridotites from Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // *J. Petrol.*, 1998, v. 39 (9), p. 1577—1618.

Pearce J.A., Peate D.W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1995, v. 23, p. 251—285.

Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I., Kröner A., Todt W. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // *Cont. Miner. Petrol.*, 2002, v. 143, p. 154—174.

Polat A., 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.

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, 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.

Safonova I., Seltmann R., Kroener A., Gladkochub D., Schulmann K., Xiao W., Kim T., Komiya T., Sun M. A new concept of continental construction in the Central Asian Orogenic Belt (compared to actualistic examples from the Western Pacific) // *Episodes*, 2011, v. 34, № 4, p. 186—194.

Safonova I.Yu., Simonov V.A., Kurganskaya E.V., Obut O.T., Romer R.L., Seltmann R. Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting // *J. Asian Earth Sci.*, 2012a, v. 49, p. 20—39.

Safonova I., Kurganskaya E., Seltmann R., Komiya T. Early Paleozoic island-arc and Late Paleozoic oceanic units juxtaposed in the Char suture-shear zone, East Kazakhstan // 1st International workshop on geodynamic evolution of the Central Asian Orogenic Belt, May 25—27, 2012b, St.-Petersburg. Abstract CD.

Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Asia // *Nature*, 1993, v. 364, p. 299—307.

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

Taylor S.T., McLennan S.M. *The continental crust: composition and evolution.* Blackwell, Oxford, 1985, 312 p.

Wang Z., Sun S., Li J., Hou Q., Qin K., Xiao W., Hao J. Paleozoic tectonic evolution of the northern Xinjiang, China: geochemical and geochronological constraints from the ophiolites // *Tectonics*, 2003, v. 22, p. 1—15.

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

Woodhead J., Eggins S., Gamble J. High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993, v. 114, p. 491—504.

Zhang Z., Zhou G., Kusky T.M., Yan S., Chen B., Zhao L. Late Paleozoic volcanic record of the Eastern Junggar terrane, Xinjiang, Northwestern China: major and trace element characteristics, Sr-Nd isotopic systematics and implications for tectonic evolution // *Gond. Res.*, 2009, v. 16, p. 201—215.

Zhang J., Xiao W., Han C., Ao S., Yuan C., Sun M., Geng H., Zhao G., Guo Q., Ma C. Kinematics and age constraints of deformation in a Late Carboniferous accretionary complex in Western Junggar, NW China // *Gond. Res.*, 2011, v. 19, p. 958—974.