

ДЖУСИНСКИЙ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС: СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

До сегодняшнего дня существует проблема стратиграфического положения и сериальной петрогенетической принадлежности Джусинского вулканического комплекса и корреляции разреза Джусинско-Домбаровского колчеданосного палеовулканического пояса Восточно-Магнитогорской зоны с близким по возрасту разрезом Таналыкского палеовулканического поднятия Западно-Магнитогорской зоны.

На восточном крыле Магнитогорского мегасинклиниория в Джусинско-Домбаровской рудоносной зоне, согласно Уральской стратиграфической шкале 1980 года, выделялись следующие формации [Лядский, 1987; Рыкус, 1992; Вулканизм ..., 1992; Стратиграфия и корреляция ..., 1993]: кремнисто-трахибазальтовая ($Pz_1?$), киембаевская базальтовая (D_{2ef}), акжарская базальт-риолитовая (D_{2ef}), джусинская базальт-андезит-дацит-риолитовая (D_{2ef}), кутебайская ($D_{2ef}-zv$) или аул-кумакская (D_{2zv_1}) андезит-базальтовая формация. По новой интерпретации А.С. Лисова и др. [2002 г.], на площади Джусинско-Карабутацкого поднятия в объеме Джусинского комплекса (в старой интерпретации) выделяются эйфельская александринская и живетская урлядинская свиты.

В настоящее время появились новые геологические, петрохимические, геохимические и фаунистические данные, позволяющие уточнить схему стратиграфии вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ Джусинско-Домбаровской зоны.

Джусинский палеовулканический комплекс

Джусинский вулканический комплекс относится к базальт-андезит-дацит-риолитовой формации гомодромного типа. По данным поисково-съёмочных [Шмельков и др., 1981 г.; Лядский, 1987] и тематических [Рыкус, 1992; Вулканизм ..., 1992; Тальнов, 2003] работ, Джусинский комплекс залегает на базальт-риолитовом Акжарском комплексе. Геологический разрез Джусинского комплекса делится на 4 толщи (снизу вверх): 1 — базальт-андезито-базальтовую; 2 — андезито-дацитовую; 3 — базальт-андезито-базальтовую; 4 — трахидацит-риолитовую (рис. 1). По представлениям названных исследователей, рудные тела колчеданного месторождения Барсучий Лог залегают в нижней части разреза второй толщи на границе ее с первой (нижней) базальт-андезито-базальтовой толщей. Таким образом, Джусинский комплекс образовался в результате двух ритмов активного вулканизма, на завер-

шающем этапе первого из которых и произошло образование колчеданных залежей месторождения Барсучий Лог.

Третья толща базальт-андезито-базальтового состава и четвертая толща трахидацит-риолитового состава получили преимущественное развитие на восточном крыле Карабутацкой антиклинали. На западном крыле этой антиклинальной структуры третья толща выделяется лишь на отдельных участках [Шмельков и др., 1981 г.; Тальнов, 2003], а четвертая толща в этой зоне не установлена. Можно предположить, что на западном фланге Джусинско-Карабутацкого вулканического поднятия третья и четвертая толщи присутствуют в кремнисто-тефроидных удаленных фациях и в резко сокращенных мощностях. Приведенные сведения, а также грубо-агломератовый и эффузивный фациальный состав вулканитов четвертой трахидацит-риолитовой толщи свидетельствуют о том, что вулканическое сооружение располагалось на восточном фланге Карабутацкой антиклинали и смещено на восток относительно рудоносного вулканического сооружения, вмещающего месторождение Барсучий Лог. Этот факт указывает на то, что в ходе формирования островодужного Джусинского вулканического комплекса происходила миграция зоны активного вулканизма на восток.

Джусинский комплекс на западном фланге Карабутацкого поднятия представлен непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией и перекрывается толщей пиллоу-базальтов и гиадокластитов выделенного авторами Большекумакского комплекса, по химизму аналогичных базальтам карамалыташской свиты южных районов Башкортостана и бугулыгырской толщи базальтов восточного фланга Гайского рудного поля [Тищенко и др., 1976 г.; Сопко и др., 1979 г.; Косарев, Пучков, Серавкин, 2005].

На границе Джусинского и Большекумакского комплексов в 3 км выше по течению р. Бол. Кумак от пос. Ащелсай располагается толща вулканогенно-осадочных пород с прослоями сургучно-красных яшмоидов, принадлежащая Большекумакскому комплексу. В нижней части толщи были проведены поиски и сборы конодонтовой фауны О.В. Артюшковой, Р.Р. Якуповым, В.Ф. Кондратенко (2001 г.), определения фауны О.В. Артюшковой.

Точка 01289. Лист М-40-35-Б, северо-восточный угол. Правый берег р. Б. Кумак, в 1,5 км выше бывшего аула Коинсай, в 3 км по аз. 218° от высоты 303,6. Координаты: $51^\circ 18,309'$ с.ш., $59^\circ 28,181'$ в.д.

В искусственной расчистке в вишневых яшмах собраны многочисленные отпечатки и целые формы конодонтов удовлетворительной и хорошей сохранности: *Polygnathus cf. eiflii* Bischoff et Ziegler, *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde morphotype *gamma* Bultynck, *Pol. cf. linguiformis pinguis* Weddige.

Точка 01290. Расположена на левом берегу реки Бол. Кумак, в скальных выходах в 3 км выше

пос. Ашелсай (Бустандык). Координаты точки: 51°17,830' с.ш., 59°28,109' в.д.

В измененных зеленых и вишневых кремнях найдены единичные отпечатки конодонтов плохой сохранности: *Pol. cf. pseudofoliatum* Wittekindt, *Ozarkodina* sp.

Точка 01291. Расположена на левом берегу реки Бол. Кумак. Координаты точки: 51°17,912' с.ш., 59°27,822' в.д.

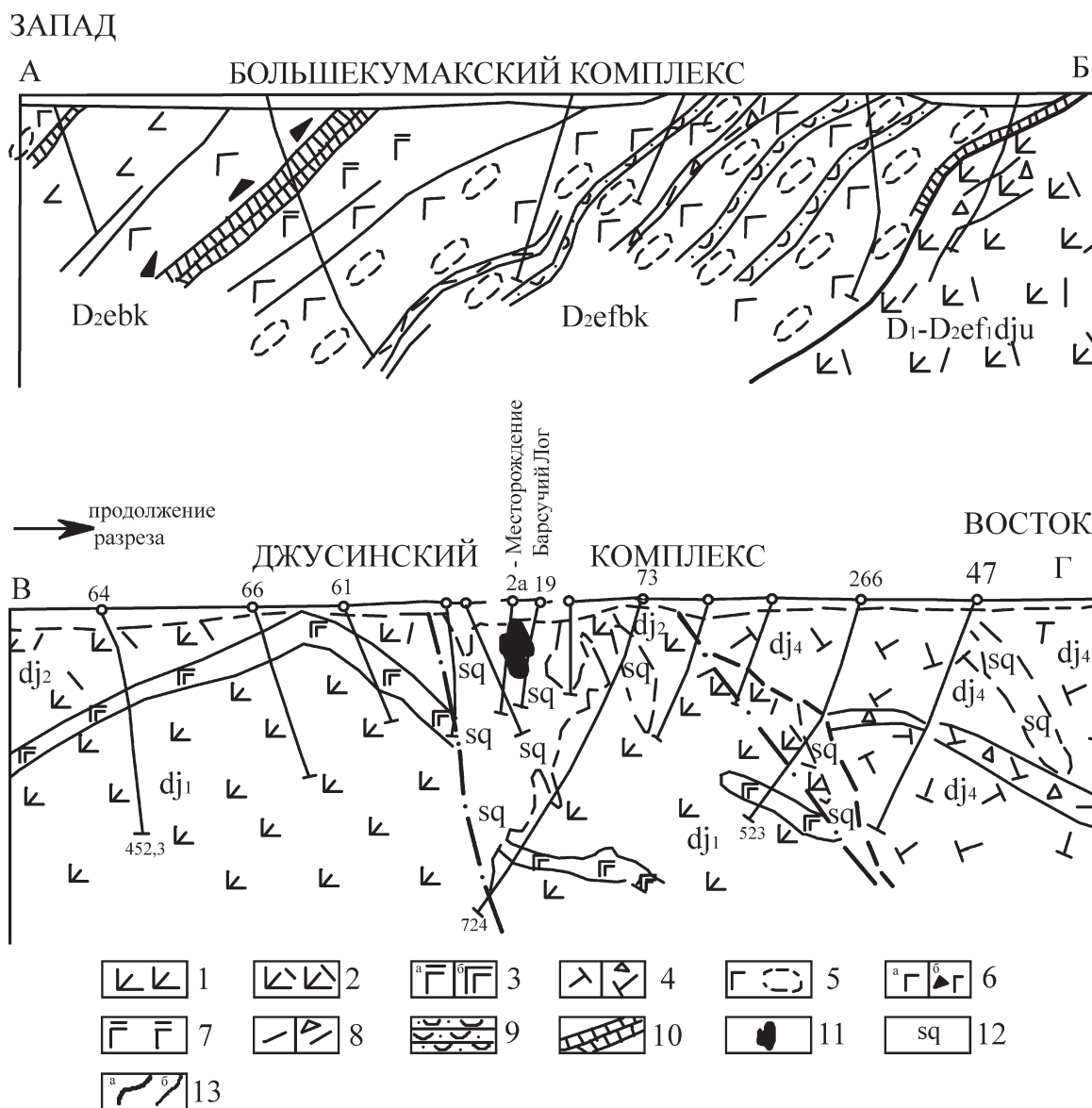


Рис. 1. Схематический геологический разрез (А-Б) — (В-Г) (субширотный) по левобережью реки Большой Кумак

Фрагмент разреза А-Б [Тальнов, 2003] проходит через Джаналыкский блок и западную часть Карабутацкого блока, скважиной вскрыт стратиграфический контакт между вулканогенными толщами Джусинского и Большекумакского палеовулканических комплексов, погружающийся на запад. Фрагмент разреза В-Г [Шмельков и др., 1981 г.; Рыкус, 1992] проходит через центральную часть и восточное крыло Карабутацкого блока и через колчеданное месторождение Барсучий Лог. Дополнения, схематизация и возрастная индексация А.М. Косарева и О.В. Артюшковой. 1-4 — Джусинский палеовулканический комплекс (D_{1e2} - D_{2ef1} dj): 1 — первая (нижняя) толща (dj₁), туфы и лавы трахибазальтов и трахиандезибазальтов пироксен-плаггиофировых, 2 — вторая толща (dj₂) туфов, лав и тефроидов трахибазальтов — шохонитов — латитов — трахидацитов — риодацитов, 3 — диабазы и габбро-диабазы субвулканические, 4 — четвертая толща (dj₄) туфы (б) и лавы (а) трахидацитов и риодацитов; 5-10 — Большекумакский палеовулканический комплекс (D_{2ebk}): 5 — пиллоу-базальты эффузивные, 6 — афировые и микропорфировые трахибазальты и базальты эффузивные (а) и гиалокластиты базальтов (б), 7 — базальты плаггиофировые эффузивные, 8 — лавы дацитов и риодацитов (а) и их туфы (б), 9 — тефроиды, 10 — кремнистые породы; 11 — рудные тела колчеданного месторождения Барсучий Лог; 12 — околорудные метасоматиты серицит-хлорит-кварцевого состава; 13 — геологические границы между вулканическими комплексами (а) и между геологическими телами внутри комплексов (б)

В искусственной расчистке к югу от брода в голубовато-серых кремнях найдены единичные отпечатки конодонтов плохой сохранности: *Pol. cf. linguiformis pinguis* Weddige, *Tortodus* sp.

Здесь же ранее найден *Pol. aff. angustipennatus* Bishoff et Ziegler (сборы Л.З. Аскаровой, 1988 г.).

В целом набор конодонтов отличается видовым однообразием, преобладают представители группы *Pol. linguiformis*. В Магнитогорском прогибе они встречаются в комплексах, характеризующих карамалыташскую свиту и ярлыкаповскую толщу на западном борту структуры, что соответствует эйфельскому ярусу среднего девона.

В скв. 177, пробуренной на провобережье р. Кумак в пределах Карабутацкой антиклинали, вскрываются вулканогенные толщи Джусинского комплекса. На глубинах 258,6–268 м здесь встречаются прослой серых кремнистых пород, содержащих большое количество радиолярий и конодонтовую фауну. По определениям О.В. Артюшковой, конодонты соответствуют зоне *patulus* и характерны для сагитовской толщи Бурибайского рудного района Западно-Магнитогорской зоны, залегающей в основании ирендыкской свиты [Стратиграфия и корреляция ..., 1993].

Эти геологические материалы свидетельствуют о том, что Джусинский вулканический комплекс одновозрастен Ирендыкскому комплексу западного крыла Магнитогорской мегазоны. Он также располагается в верхней части конодонтовой зоны *patulus – partitus* и имеет позднеэмско-раннеэйфельский возраст.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИРЕНДЫКСКОГО, ДЖУСИНСКОГО И БОЛЬШЕКУМАКСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В позднеэмско-раннеэйфельское время (верхняя часть конодонтовой зоны *patulus – partitus* и низы зоны *costatus*) в Западно-Магнитогорской зоне формируются *Северо-Ирендыкский* и *Южно-Ирендыкский вулканические комплексы* [Фролова, Бурикова, 1977; Косарев, 1975; Среднепалеозойский ..., 1983; Стратиграфия и корреляция ..., 1993; Косарев, Пучков, Серавкин, 2005]. Первый из них представляет сочетание толеитовой островодужной серии (базальты) и известково-щелочной серии (андезитобазальты и андезиты). В Южно-Ирендыкской подзоне на том же стратиграфическом уровне сформировался гибридный базальт-андезитобазальт-андезит-дацит-риолитовый Южно-Ирендыкский комплекс. В его составе в пределах Суурганского и Вишнево-Подольского блоков присутствует преобладающая островодужная толеитовая серия, иногда обладающая геохимическими признаками переходности к известково-щелочной серии, а подчиненное значение имеет известково-щелочная серия. Известково-щелочные породы, слагающие базальт-андезитобазальт-андезитовую абдулнасыровскую

толщу (ir_4) и калиево-натриевую риодацит-трахидацитовую сукраковскую толщу (ir_5), завершают разрез ирендыкской свиты и занимают крайнюю восточную позицию на площади Южно-Ирендыкской подзоны. В 50 км севернее деревни Адулнасырово, близ дороги Баймак – Сибай в районе пос. Файзулино, залегает файзулинская толща (ir_3), в составе которой присутствуют вулканы умеренно-щелочной серии — муджириты, бенморейты и известково-щелочные риодациты [Косарев, Пучков, Серавкин, 2005].

На севере Северо-Ирендыкской подзоны в геологическом разрезе по р. Малый Кизил в верхней части ирендыкской свиты залегает толща натриевых базальтов и трахибазальтов с субвулканическими интрузиями того же состава [Коротеев, 1969]. Суммируя данные по химизму вулканических Ирендыкского комплекса, можно сделать вывод о наличии латерально-возрастного геохимического тренда повышения щелочности снизу вверх по разрезу и с запада на восток по латерали.

Джусинский базальт-андезит-дацит-риолитовый надсубдукционный вулканический комплекс гомодромного типа обладает повышенной общей щелочностью при наличии пород умеренно-щелочного (субщелочного) и нормального ряда при заметном преобладании первых (рис. 2), составляющих более 80% объема петрохимической выборки [Тальнов, 2003, табл. 2, 3]. Вулканы относятся к низкотитанистому островодужному типу и, по мнению М.В. Рыкуса и И.Б. Серавкина [Рыкус, 1992; Вулканизм ..., 1992], принадлежат известково-щелочной калиево-натриевой петрохимической серии. Среди вулканогенных пород повышенной щелочности [Тальнов, 2003] присутствуют как натриевые ($Na_2O - 4-7\%$; $K_2O - 0,3-2,5\%$), так и калиево-натриевые ($Na_2O - 3-7,7\%$; $K_2O - 2,6-6,0\%$) разновидности, которые по формальным признакам можно относить как к калиевым, так и к натриевым сериям. Однако, учитывая тренд вторичных преобразований химического состава пород и сопровождающего их привноса – выноса компонентов [Косарев, 1992], мы присоединяемся к мнению М.В. Рыкуса [1992] о первичности калиево-натриевого типа пород. Обращает на себя внимание отсутствие в химических составах вулканических Джусинского комплекса тренда накопления железа на диаграмме Миаширо (рис. 2 Б). Эти данные позволяют относить базальт-андезит-дацит-риолитовый Джусинский комплекс к шошонитовой петрохимической серии [Богатиков, Цветков, 1988; Фролова, Бурикова, 1997] с наличием тренда переходности к известково-щелочной серии. Ряд субщелочных пород Джусинского комплекса от основных типов к кислым (рис. 2) включает тефриты, абсарокиты, шошониты, латиты, трахиты, трахидациты, при наличии и вулканических нормальной щелочности базальт-андезит-риолитового ряда. К натриевым

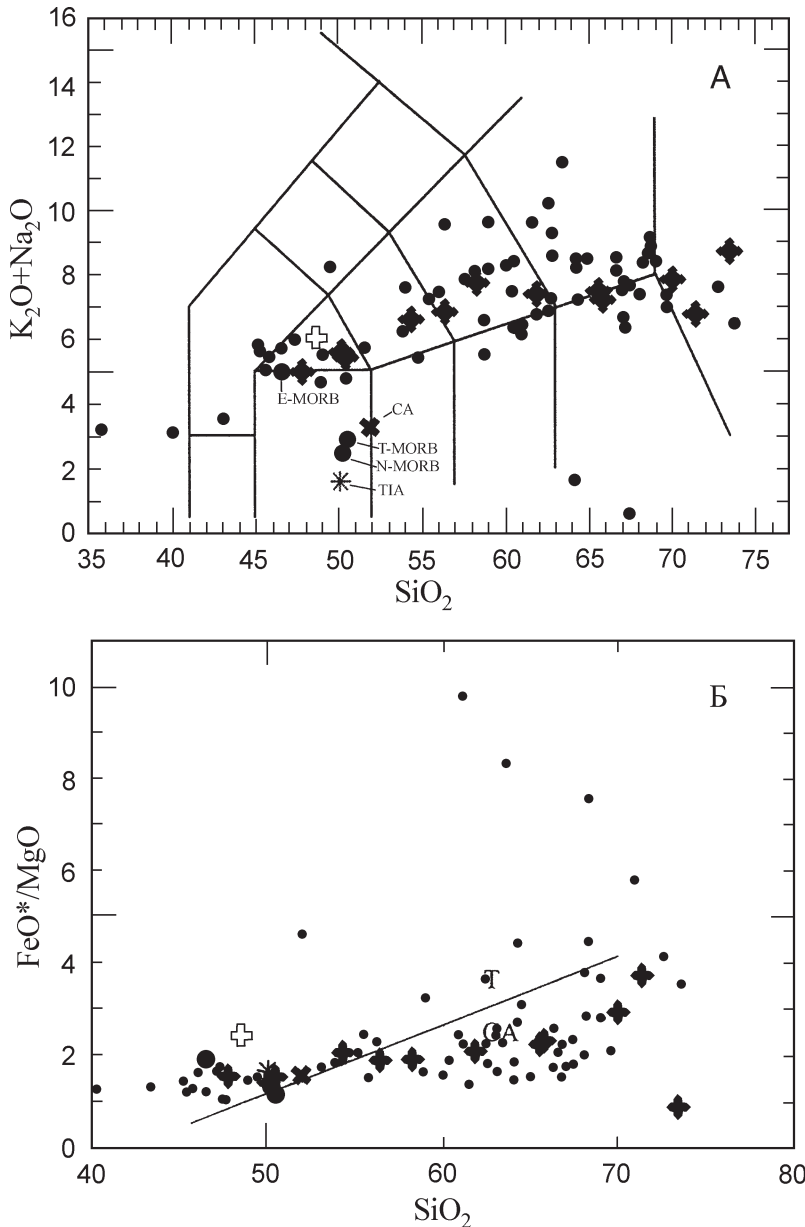


Рис. 2. Петрохимические особенности вулканитов Джусинского палеовулканического комплекса

Положение точек составов комплекса [Тальнов, 2003, табл. 2, 3] на классификационных диаграммах: А — $K_2O+Na_2O-SiO_2$ [Le Bas et al., 1986]; Б — $FeO^*/MgO-SiO_2$ [Miyashiro, 1975]. Фигурные прямые кресты — средние составы вулканитов Джусинского комплекса по М.В. Рыкусу [1992]. Точки — частные анализы вулканитов Джусинского комплекса по Е.С. Тальнову [2003]

[Рыкус, 1992], характерные для островодужных комплексов. В пробах, проанализированных автором, значение отношения Ni/Co составляет 1,47–1,48, что несколько выше, чем в основных породах шошонитовой серии Камчатки [Петрология и геохимия ..., 1987], но входит в зону перекрытия полей фигуративных точек островодужных и океанических базальтов [Лутц, 1980]. По данным М.В. Рыкуса, вариации значений соотношения Ni/Co составляют 0,7–3,7, что нуждается в дополнительном анализе, но скорее всего отражает процессы фракционирования магмы и энзиматический характер Магнитогорской островодужной системы. В целом Джусинский вулканический комплекс имеет геохимические характеристики, позволяющие предполагать его формирование в тыловодужной надсубдукционной зоне.

Повышенную щелочность Джусинского комплекса, видимо, можно рассматривать в качестве результата реализации субщелочного геохимического тренда в толщах Ирландской свиты, связанного с восточным направлением погружения субдуцирующей плиты. Кроме того, эти сведения позволяют сделать вывод, что в поздне-эмско-раннеэфельское время Восточно-Магнитогорской островной дуги как самостоятельной структуры не существовало, а Магнитогорская мегазона представляла собою единый вулканический пояс. На западе его во фронтальной части островодужной системы формировался Ирландский островодужный комплекс, включающий толеитовую, известково-щелочную и в небольших объемах умереннощелочную петрохимическую серии, исходные расплавы которых выплавлялись над зоной субдукции восточного падения [Косарев, Пучков, Серавкин, 2005]. В то же время на востоке возник Джусинский (Восточно-Ирландский) трахизальт-трахиандезит-трахидацитовый надсубдукционный комплекс с примесью пород известково-щелочной серии, обязанный своим составом

разновидностям было бы логично добавлять приставку «мета» и натриевый, например, «натриевый металатит».

На спайдеграмме порода/N-MORB (рис. 3 А) четко проявлены негативные аномалии Та и Нф и положительные аномалии крупноионных литофильных элементов К, Rb, Ва, Cs, U и Th. Калий и барий обнаруживают широкий диапазон колебаний концентраций, что, скорее всего, связано с вторичными процессами метаморфизма и метасоматоза и частичным выносом названных элементов из пород. На графике нормализованных по хондриту содержаний РЗЭ (рис. 3 Б) хорошо виден его нисходящий характер, свидетельствующий об обогащении вулканитов легкими РЗЭ и обеднении их тяжелыми. Отношение La/Yb для базальтов Джусинского комплекса варьирует от 4,76 до 5,65, что соответствует абсарокитам Камчатки [Петрология и геохимия ..., 1987]. Весьма наглядны также соотношения Сг и Тi

тыловодужному положению Восточно-Магнитогорской палеовулканической зоны.

Большекумакский палеовулканический комплекс является возрастным аналогом карамалыташской свиты Западно-Магнитогорской зоны. Вулканиды этого комплекса принадлежат умеренно-щелочной и толеитовой петрохимическим сериям и обладают большим сходством с базальтами карамалыташской свиты Гайского рудного района (рис. 4). Сходство заключается в присутствии толеитовых базальтов с повышенным содержанием TiO_2 (более 1%) и субщелочных умеренно-титанистых базальтов. Большекумакский комплекс сложен, следуя класси-

фикации TAS-diagram [Le Bas et al., 1986] и Петрографическому кодексу [1995], тефритами, гавайитами, муджиеритами, бенморейтами, трахидацитами, риолитами преимущественно эффузивной фации. В подчиненных количествах присутствуют толеитовые базальты, андезиты, дациты нормальной щелочности натриевого ряда и еще реже встречаются калиево-натриевые средние субщелочные породы. Необходимо подчеркнуть, что преобладающая часть основных и средних пород содержит повышенные концентрации TiO_2 (1,2–2,7%). Пониженные концентрации TiO_2 (0,45–0,74%) установлены в дацитах, трахидацитах (SiO_2 — 67,1–68,9%), имеющих

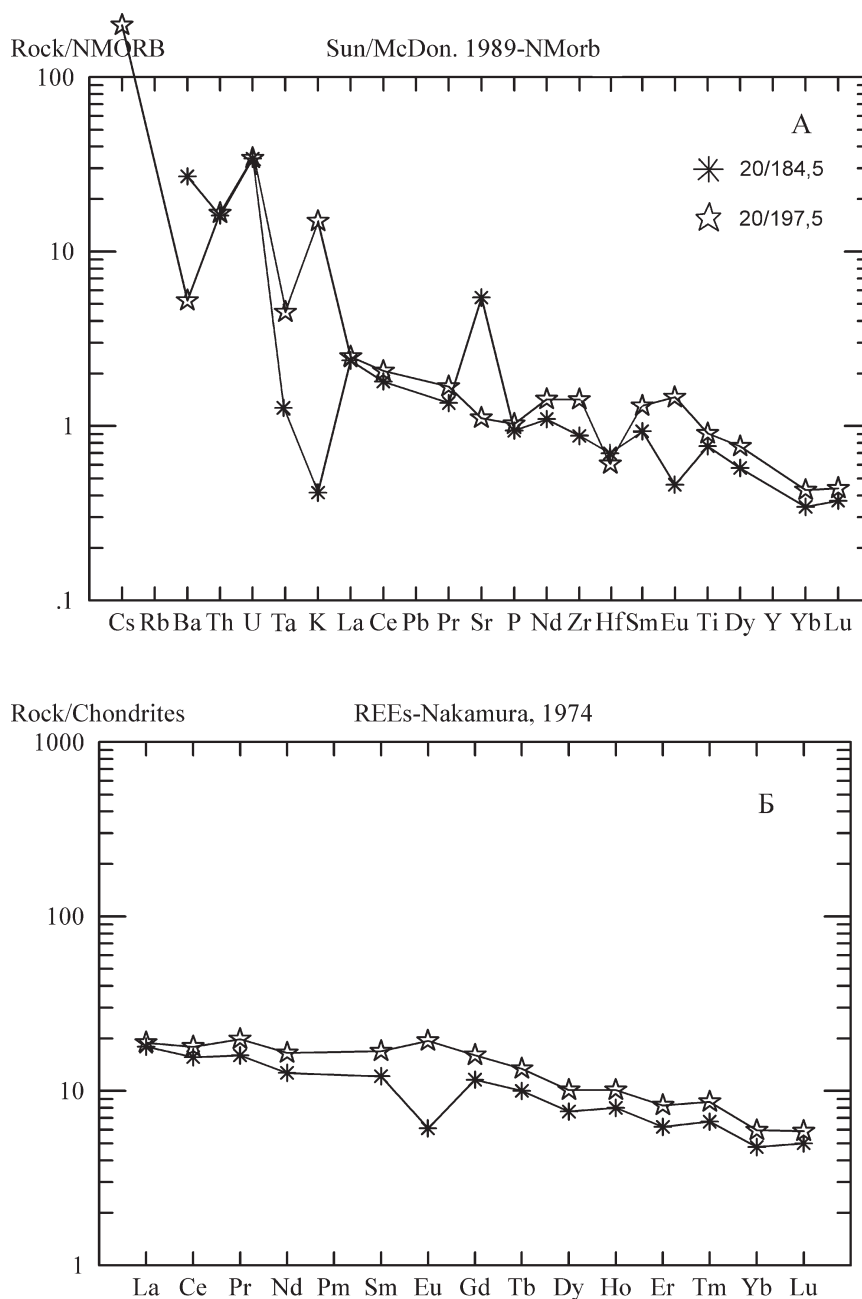


Рис. 3. Распределение микроэлементов, нормализованных по N-MORB (А) [Sun, McDonough, 1989] и редкоземельных элементов нормированных по хондриту (Б) [Nakamura, 1974] в базальтах Джусинского комплекса

Определения содержаний микроэлементов, включая и РЗЭ, в базальтах выполнены нейтронно-активационным методом в Испытательном центре «ЦЛАВ» при ГЕОХИ (г. Москва, зав. лаб. Г.М. Колесов)

подчиненное значение, по сравнению с основными и средними вулканогенными породами. Подобные вулканические серии — толеитовая и умеренно-щелочная — с химизмом базальтов, имеющих черты океанических, островодужных и окраинно-континентальных вулканитов, весьма характерны для окраинных морей Западно-Тихоокеанского региона, в частности для моря Лау и Южно-Китайского моря [Петрология и геохимия ..., 1987].

Таким образом, на основании имевшихся ранее и новых геологических и фаунистических материалов [Стратиграфия и корреляция ..., 1993], согласно

Международной стратиграфической шкале 1989 г., наиболее вероятный вариант сопоставления эмско-нижнеэйфельских вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ западного и восточного бортов Магнитогорского мегасинклинория (мегазоны, синформы) представляются в следующем виде:

1. В период от раннего до позднего эмса Западно-Магнитогорская зона развивалась в режиме фронтальной островной дуги (Баймак-Бурибаевский и Верхнетаналыкский комплексы) над зоной субдукции восточного падения [Вулканизм ..., 1992; Spadea et al., 2002; Косарев, Пучков, Серавкин, 2005].

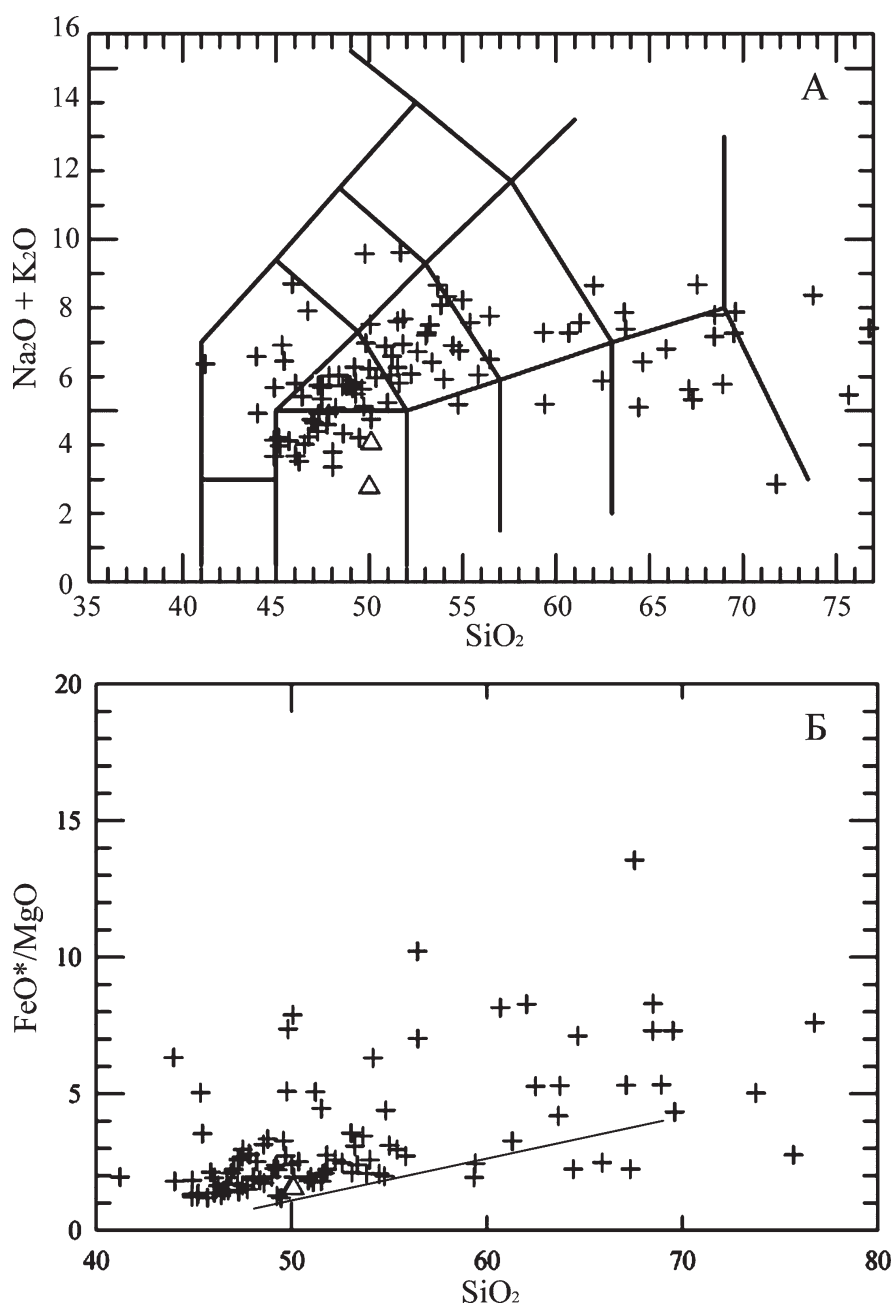


Рис. 4. Петрохимические особенности вулканитов трахибазальт-трахиандезит-трахидацит-риодацитового состава Большекумакского палеовулканического комплекса

Положение точек составов комплекса [Тальнов, 2003, табл. 4] на классификационных диаграммах: А — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$; Б — $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{SiO}_2$. Крестики — точки составов вулканитов Большекумакского комплекса; треугольники — составы базальтов каракумашской свиты Гайского рудного района

В Восточно-Магнитогорской зоне в то же время формировался Киембаевский окраинный тыловодужный спрединговый бассейн, вначале с корой субконтинентального типа (Джайлганский умереннощелочной, D_{1e_1}) [Косарев, 2007], а затем с корой субокеанического типа (Киембаевский и Акжарский комплексы D_{1e_2}) субокеанических базальтов — риолитов [Вулканизм ..., 1992].

2. В конце позднего эмса — начале эйфеля в Западно-Магнитогорской фронтальной зоне накапливалась островодужная надсубдукционная ирендыкская формация. В Восточно-Магнитогорской зоне в позднем эмсе Киембаевский окраинный бассейн «отмирает» в связи с тем, что «ирендыкская» субдуцирующая плита достигает Джусинско-Домбаровской зоны. В этой зоне начинается островодужный надсубдукционный вулканизм шошонитовой серии, сформировавший Джусинский комплекс, сопоставимый с субщелочными толщами верхов разреза ирендыкской формации [Косарев, Пучков, Серавкин, 2005]. Сопоставимость стратиграфического положения Джусинского комплекса с Ирендыкским определяется комплексами конодонтовой фауны, собранной и определенной в разрезе западного крыла Карабутацкого поднятия (пос. Ацилысай) и в разрезе (скв. 177) Джусинского комплекса.

3. Базальт-риолитовая формация, расположенная на западном крыле Карабутацкой антиклинали выше вулканогенно-осадочных пород, содержащих эйфельскую конодонтовую фауну, сопоставляется с карамалыташской свитой Западно-Магнитогорской зоны. Таким образом, на фланге Карабутацкого поднятия располагается восточное крыло карамалыташского (D_{2ef}) внутридугового спредингового бассейна, возникшего в результате расщепления Ирендыкской островной дуги.

Литература:

- Богатиков О.А., Цветков А.А.** Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
- Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др.** М.: Наука, 1992. 197 с.
- Коротеев В.А.** Вулканические образования Ирендыкской зоны вулканизма на Южном Урале на примере Куркакского участка // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969. С. 112–124. (Труды / 2-е Уральское петрогр. совещ.; Т. 3).
- Косарев А.М.** Геологическое положение Подольского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Магматизм, метаморфизм и рудоносность Южного Урала / БФАН СССР. Уфа, 1975. С. 107–118.
- Косарев А.М.** О петрохимических и геохимических критериях рудоносности вулканогенных формаций // Вопросы геологии, минералогии, геохимии и полезных ископаемых Южного Урала: Сборник статей / БНЦ УрО РАН. Уфа, 1992. 136 с.
- Косарев А.М.** Геохимическая специфика умереннощелочного вулканизма раннеэмского возраста в Магнитогорской зоне и геодинамические реконструкции // Геодинамика формирования подвижных поясов: Мат-лы / Междунар. науч. конф. 24–26 апр. 2007 г. Екатеринбург, 2007. С. 161–165.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.** Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2005. № 4. С. 22–42.
- Лутц Б.Г.** Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
- Лядский П.В.** Некоторые закономерности в развитии рудообразующих систем южной части восточного борта Магнитогорского прогиба // Региональная металлогения Урала и связь оруденения с глубинным строением. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 124–127.
- Петрографический кодекс.** Магматические и метаморфические образования / Отв. ред. Н.П. Михайлов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.
- Петрология** и геохимия островных дуг и окраинных морей / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Наука, 1987. 335 с.
- Рыкус М.В.** Вулканизм и металлогения Джусинско-Домбаровского палеовулканического пояса Южного Урала / БНЦ УрО РАН. Уфа, 1992. 172 с.
- Среднепалеозойский вулканизм** Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения / П.Ф. Сопко, И.Б. Серавкин, А.С. Бобохов, А.М. Косарев / БФАН СССР. Уфа, 1983. 116 с.
- Стратиграфия** и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала / В.А. Маслов, В.Л. Черкасов, В.Т. Тищенко и др. / УНЦ РАН. Уфа, 1993. 217 с.
- Тальнов Е.С.** Особенности эволюции палеозойского вулканизма и колчеданного оруденения Южного Урала (на примере Джусинской островодужной системы). Саратов: Изд-во «Научная книга», 2003. 175 с. (Труды / НИИГео СГУ им. Н.Г. Чернышевского; Нов. сер., Т. 15).
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.** Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977. 266 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.** Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.** A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrol. 1986. Vol. 27, № 3. P. 745–750.
- Nakamura N.** Determination of REA, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. Vol. 38, No 5. P. 757–775.
- Miyashiro A.** Classification, characteristics and origin of ophiolites. J. Geol. 1975. Vol. 83. P. 249–281.
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D.** Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present: Geophysical Monograph. 132. 2002. P. 101–134.
- Sun S.S. and McDonough W.F.** Chemical and systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes // Magmatism in the ocean basins / A.D. Sanders and M.J. Norry (Eds.). Geol. Soc. London Spec. Publ. 42. P. 313–345.