

А. М. Косарев

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ MgO , K_2O И TiO_2 И НЕКОТОРЫХ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В БАЗАЛЬТАХ ОКЕАНОВ, КОНТИНЕНТОВ И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ЮЖНОГО УРАЛА

Химизм базальтов, слагающих базальтовую, базальт-риолитовую и другие вулканические формации, является наиболее информативным источником для геодинамических реконструкций. При этом концентрации петрогенных окислов всегда лежат в основе всех классификаций. Для уточнения типизации базальтов кембрийско-ордовикско-силурийского цикла Южного Урала ниже рассмотрены особенности распределения MgO , K_2O и TiO_2 в южноуральских базальтах, в некоторых типах океанических базальтов и в траппах Сибирской платформы (рис. 1, 4).

Базальты срединно-океанических хребтов

Базальты СОХ рассмотрены на примере усредненных составов [Хьюдженс, 1988; Фролова, Бурикова, 1997; Магматические..., 1985] и выборки базальтов Коста-Риканского рифта [Курносов, 1986]. Толейтовые базальты океанов, в отличие от своих континентальных аналогов, обогащены MgO , TiO_2 при низкой железистости и низком содержании K_2O . В афировых базальтах Восточно-Тихоокеанского поднятия среднее содержание TiO_2 составляет 1,71%, K_2O — 0,19%, MgO — 7,48%. В плагиоклаз-пироксенпорфировых базальтах того же района TiO_2 — 2,75%, K_2O — 0,47%, MgO — 6,11%. В базальтах Срединно-Атлантического хребта (САХ) содержание TiO_2 составляет 1,37%, MgO — 7,7%, K_2O — 0,22% [Дмитриев, 1985]. Базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия (скв. 864, пробуренная вблизи осевой зоны ВТП на западном склоне хребта [Bostrom, Vach, 1992]) представлены близким к N-MORB типом (SiO_2 — 49,07%, TiO_2 — 1,65%, Fe_2O_3 — 11,61%, MgO — 7,51%, CaO — 11,6%, Na_2O — 2,72%, K_2O — 0,12%, Cr — 244 г/т, Zr — 113 г/т, Ba — 14, Cu — 72, Ni — 75, Zn — 96, La — 3,7, Yb — 3,2 г/т). В базальтах N-MORB [Фролова, Бурикова, 1997] концентрация Zr составляет 90 г/т, Nb — 4,6 г/т.

Базальты Коста-Риканского рифта, пересекающего в широтном направлении Восточно-Тихоокеанское поднятие [Курносов, 1986], обладают, по сравнению с базальтами N-MORB, повышенной магнезиальностью (мода MgO — 9–10%, рис. 1) и пониженными концентрациями K_2O (мода 0–0,2%), TiO_2 (0,64–0,93%), $\Sigma(FeO + Fe_2O_3)$ (8,1%).

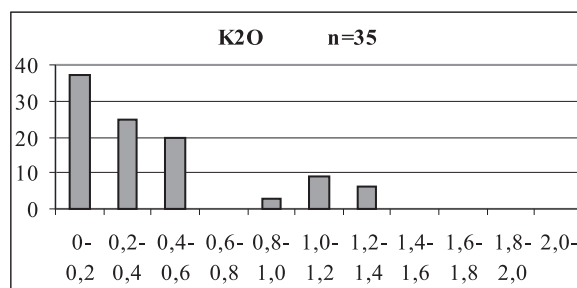
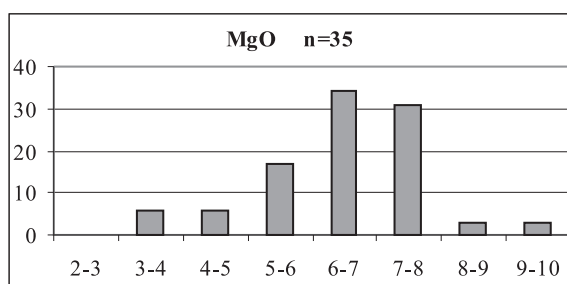
Содержание Cr в них колеблется от 200 до 610 г/т, Ni — 120–350 г/т, Cu — 90–150 г/т, Zn — 81–250 г/т, Zr — 48–100 г/т. Базальты ВТП хребта Хуан-де-Фука классифицированы А.С. Жмодиком как ферробазальты [Динамика..., 2000]. Содержание TiO_2 в них варьирует в интервале 1,67–2,0%, $\Sigma(FeO + Fe_2O_3)$ — 12,38–13,98%, MgO — 6,81–7,64%. В пределах вышеназванного хребта, в сегменте Клефт А.С. Жмодик [Динамика..., 2000], по особенностям распределения РЗЭ выделяются типы N-MORB — обедненные ЛРЗЭ (La/Yb — 1,01) и E-MORB — обогащенные ЛРЗЭ (La/Yb — 1,2).

Таким образом, в пределах СОХ выделяется ряд составов базальтов: 1 — N-MORB, 2 — E-MORB, включающие базальты нормальной щелочности и субщелочные разновидности, нередко узнаваемые по слабо повышенным концентрациям ЛРЗЭ, K_2O , элементов КИР и ВЗИ (КИР — элементы с крупными радиусами ионов; ВЗИ — высокозарядные элементы); 3 — железистые базальты (сектор Клефт хребта Хуан-де-Фука) [Динамика..., 2000]; 4 — магнезиальные базальты с пониженными содержаниями TiO_2 (0,64–0,93%), приуроченные к зоне Коста-Риканского рифта [Курносов, 1986].

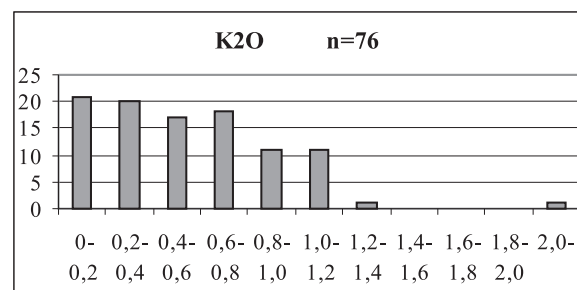
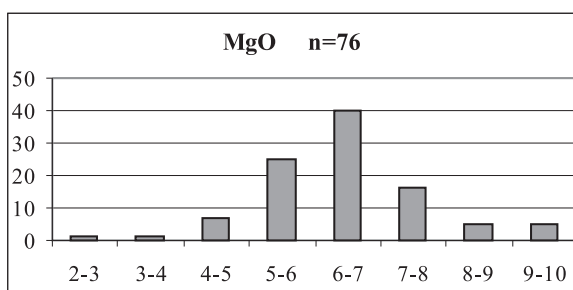
Базальты Калифорнийского залива изучены по керну скважин, пробуренных в разломной зоне Тамайо, впадина Гуаямос [Курносов, 1986]. В многочисленных скважинах были вскрыты толейтовые базальты, типичные для ВТП. По данным [Dickinson, Snyder, 1979], перед началом раскрытия Калифорнийского океанического бассейна около 28 млн лет назад произошло столкновение срединного (СОХ) хребта и желоба. Следствием этого процесса стало «отключение дуги» существовавшей здесь и отсутствие под зоной Калифорнийского залива пододвинутой (субдцированной) океанической литосферы [Сондерс, Тарни, 1987]. Базальты Калифорнийского залива являются типичными N-MORB, для них характерно сильное обеднение легкими РЗЭ, очень низкое содержание Rb , K , Ba , Th , Nb , Ta . Базальты из впадины Гуаямос, расположенной в центральной части залива, идентичны базальтам N-MORB, но содержат повышенные концентрации элементов КИР и ВЗИ по сравнению с преобладающими в южной части Калифорнийского залива [Saunders et. al., 1982].

На (рис. 1) базальты Калифорнийского залива по K_2O имеют моду 0–0,2% по MgO , мода 8–9%,

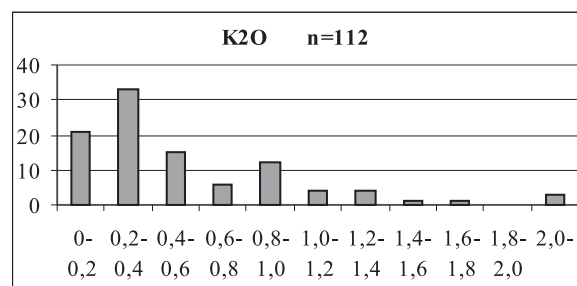
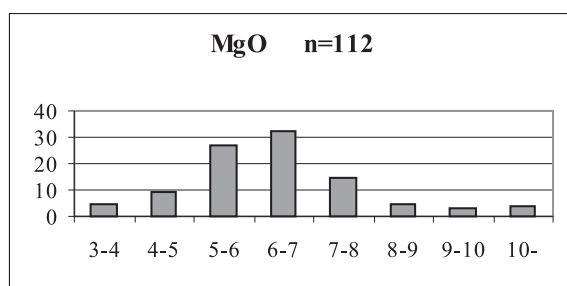
Баулусский комплекс
Сакмарская зона



Вознесенско-Присакмарская зона



Арамилско-Сухтелинская зона (O₂)



Траппы Сибирской платформы и норильской серии

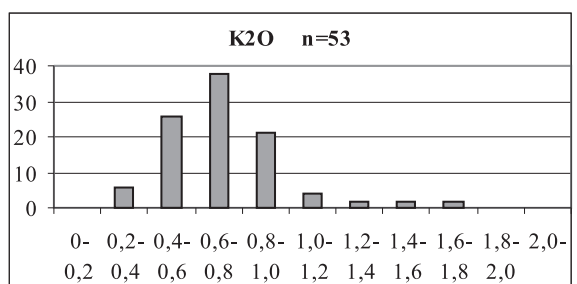
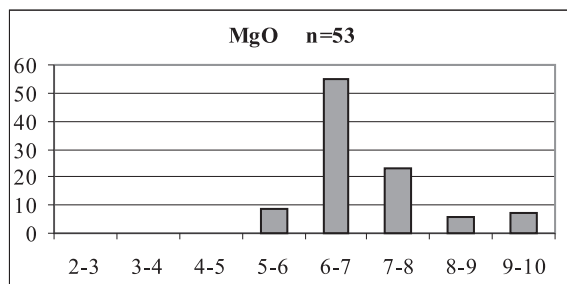
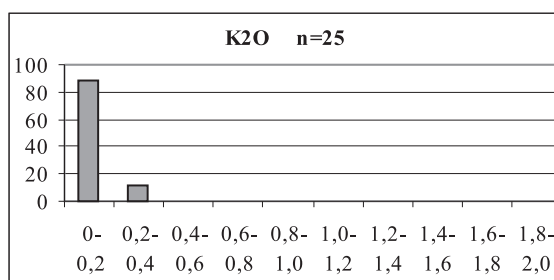
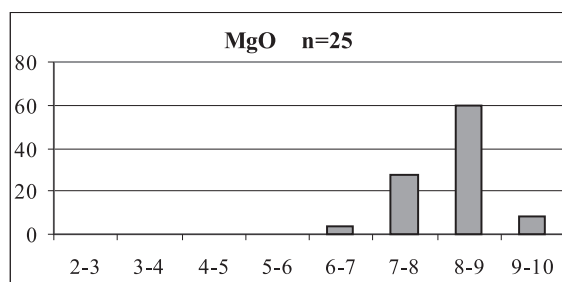
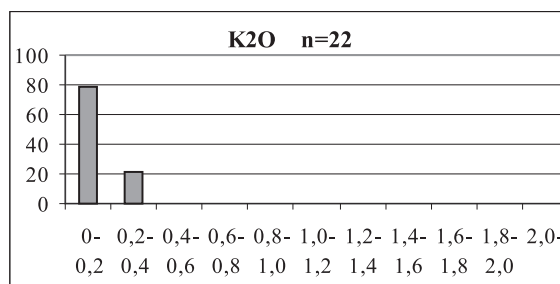
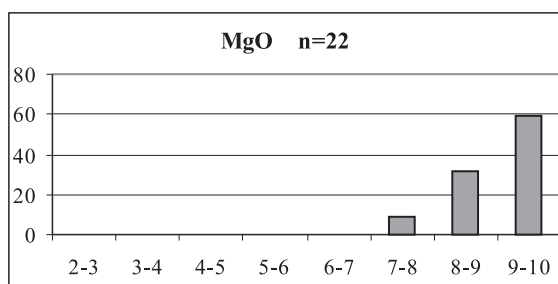


Рис. 1. Особенности распределения MgO и K₂O в низкокальциевых базальтах океанической стадии Южного Урала, в траппах Сибирской платформы, в базальтах Тихого океана. Продолжение на следующей странице

Океанические базальты
Калифорнийский залив



Коста-Риканский рифт



Императорский хребет

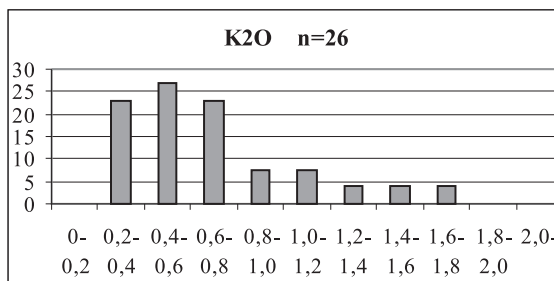
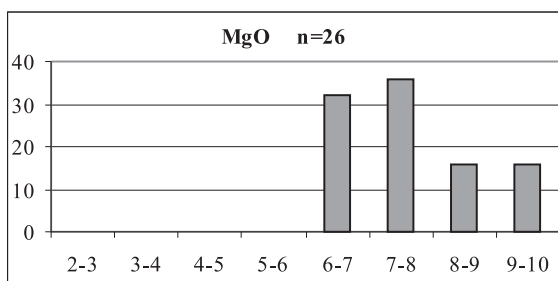


Рис. 1. Окончание

по суммарному железу ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) гистограмма имеет бимодальный характер: один интервал базальтов, близких к N-MORB, имеет значения 10–11%; второй интервал, соответствующий ферробазальтам, имеет интервал моды 12–13% [Курносов, 1986].

**Толейтовые базальты
Императорского хребта**

Базальты Императорского хребта преимущественно толейтовыми разновидностями при подчиненном значении субщелочных и щелочных базальтов. Императорские горы являются частью Гавайско-Императорской горной цепи,

протягивающейся на 3500 км от Гавайских островов до пересечения Курильского и Алеутского желобов у побережья Восточной Камчатки [Хьюдженс, 1988; Курносов, 1986]. Толейтовая серия Императорского хребта представлена толейтовыми базальтами, переходными разновидностями от толейтов к оливиновым толейтам и толейтовым пикритам. На гистограмме распределения MgO толейтовых базальтов Императорских гор мода соответствует концентрациям MgO 7–8%, а широкий максимум встречаемости соответствует интервалу 6–8%. Прочие базальты с содержаниями MgO 8–10% составляют в выборке около 30%. Оксид калия имеет широкий максимум в интервале 0,2–0,8% K_2O , мода соответствует

интервалу 0,4–0,6%, что заметно отличает эти толеитовые базальты от базальтов СОХ (рис. 1).

В толеитовых базальтах впадины Науру [Курносов, 1986] в Тихом океане мода K_2O приходится на интервал 0–0,2% K_2O , что соответствует типу N-MORB, а мода MgO соответствует интервалу 7–8%, что также вписывается в тип нормальных океанических базальтов СОХ. В оливиновых толеитах мода K_2O остается прежней, а мода MgO смещается в интервал концентраций MgO 8–9%.

Платобазальты океанов

Платобазальты Исландии миоценового возраста слагают более половины территории Исландии. Наиболее древние породы залегают в основании разреза Северо-Западного полуострова и имеют абсолютный возраст 16 млн лет [Moarharth et al., 1968; Исландия..., 1978]. Мощность толщи платобазальтов составляет 8–10 км. Эта толща пересечена большим количеством крутых даек, иногда образующих рои, в большинстве случаев сложенных долерито-базальтами. Платобазальты относятся к низкощелочным разновидностям толеитовой серии [McDonald, Katsura, 1964]. Отношение Na_2O/K_2O колеблется в широких пределах (4–22) и составляет в среднем 6,2, что несколько выше этой величины в континентальных трапповых ассоциациях. Мода K_2O соответствует интервалу 0,2–0,4%, широкий максимум встречаемости охватывает интервал 0,16–0,6% K_2O . Мода MgO в платобазальтах заключена в интервал 5–6% MgO , широкий максимум включает интервал содержания MgO 5–7%. Средние значения химических составов исландских платобазальтов и типичных трапповых формаций показывают их существенные различия [Исландия..., 1978], что выражается в повышенных содержаниях в платформенных разностях SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O и пониженных — MgO , CaO , $\Sigma(FeO + Fe_2O_3)$ и TiO_2 [Manson, 1967; Кутолин, 1972]. Базальты СОХ также отличаются по составу от платобазальтов Исландии более высокими содержаниями MgO , Al_2O_3 и SiO_2 и более низкими — TiO_2 , суммарного железа и K_2O при сходстве по CaO и Na_2O [Дмитриев, 1973]. Определенное сходство платобазальты Исландии обнаруживают с толеитами океанических островов, например, Гавайев и Императорского хребта. Наиболее близки платобазальты Исландии к третичным платобазальтам Гренландии и Фарерских островов [Noe-Nygaard, Pedersen, 1974; Исландия..., 1978; Щека, Куренцова, 1981]. На рис. 2 на диаграммах $Na_2O+K_2O-SiO_2$, $FeO^*/MgO-SiO_2$, АФМ очевидна принадлежность платобазальтов Исландии и нормальнощелочных базальтов Императорского хребта к толеитовой серии. В координатах $MnO-TiO_2-$

P_2O_5 базальты Исландии располагаются в поле толеитов океанических островов, а базальты Императорских гор охватывают поля: толеитов океанических островов, MORB, океанических островных дуг, единичные пробы попадают в поле толеитов островных дуг и внутриплитных базальтов.

На диаграмме TiO_2-K_2O [Миронов и др., 1992] нами проведена эмпирическая линия (жирный штриховый пунктир), разделяющая поле океанических и континентальных (трапповых формаций) базальтов. Базальты Исландии в большинстве своем располагаются в «океаническом» секторе (см. также рис. 4). На диаграммах, анализирующих характер распределения микроэлементов (рис. 3), составы базальтов Исландии оказываются в поле океанических базальтов ($Ti-Zr$, $Ti-Cr$, $Co-Ni$, $Cr-Y$), а на диаграмме $Zr-Ti-Y$ — в поле внутриплитных базальтов.

Базальты континентальной трапповой формации

Траппы Сибирской платформы. Базальты трапповых формаций занимают огромные площади в пределах континентальных плит. В составе трапповых серий известны базальты щелочной и субщелочной серий. Однако наибольший объем среди платобазальтов чаще всего имеют основные породы, родственные толеитам [Хьюджес, 1988]. Траппы относятся к сообществу преимущественно толеитовых базальтов внутриплитных ассоциаций. На территории России наиболее широким распространением и хорошей изученностью характеризуется трапповая формация Сибирской платформы [Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Альмухамедов, Медведев, 1986]. Мода K_2O в траппах Сибирской платформы соответствует интервалу 0,6–0,8%, широкий максимум встречаемости охватывает интервал 0,4–1%. По содержаниям MgO траппы относятся к умеренно магнезиальному типу базальтов, мода приходится на интервал 6–7% MgO . В составе норильской вулканической серии пермского возраста выделяются толеитовая, субщелочная и переходная петрогенетические серии, последняя из которых занимает по щелочности позицию известково-щелочной серии. По данным В.А. Федоренко [1981, Альмухамедов, Медведев, 1986], в Норильском районе выделяется четыре серии вулканитов, соответствующие (снизу вверх): ивакинской субщелочной, сыверминской известково-щелочной и толеитовой и гудчихинской преимущественно толеитовой петрохимическим сериям пермского возраста. Базальты триасовых циклов в большинстве своем относятся к толеитовой серии, наиболее характерной для трапповой формации Сибирской платформы. В со-

ставе гудчихинской свиты довольно часто встречаются пикритовые базальты. Исследователи норильской серии пришли к выводу о существовании единого эволюционного ряда вулканитов, в который могут быть включены все три свиты пермского

возраста. В этом ряду элементы группы железа накапливаются в относительно поздних вулканитах гудчихинской свиты, принадлежащих толеитовой серии, а элементы групп КИР и ВЗИ и РЗЭ имеют максимальные содержания в ранних базальтах ива-

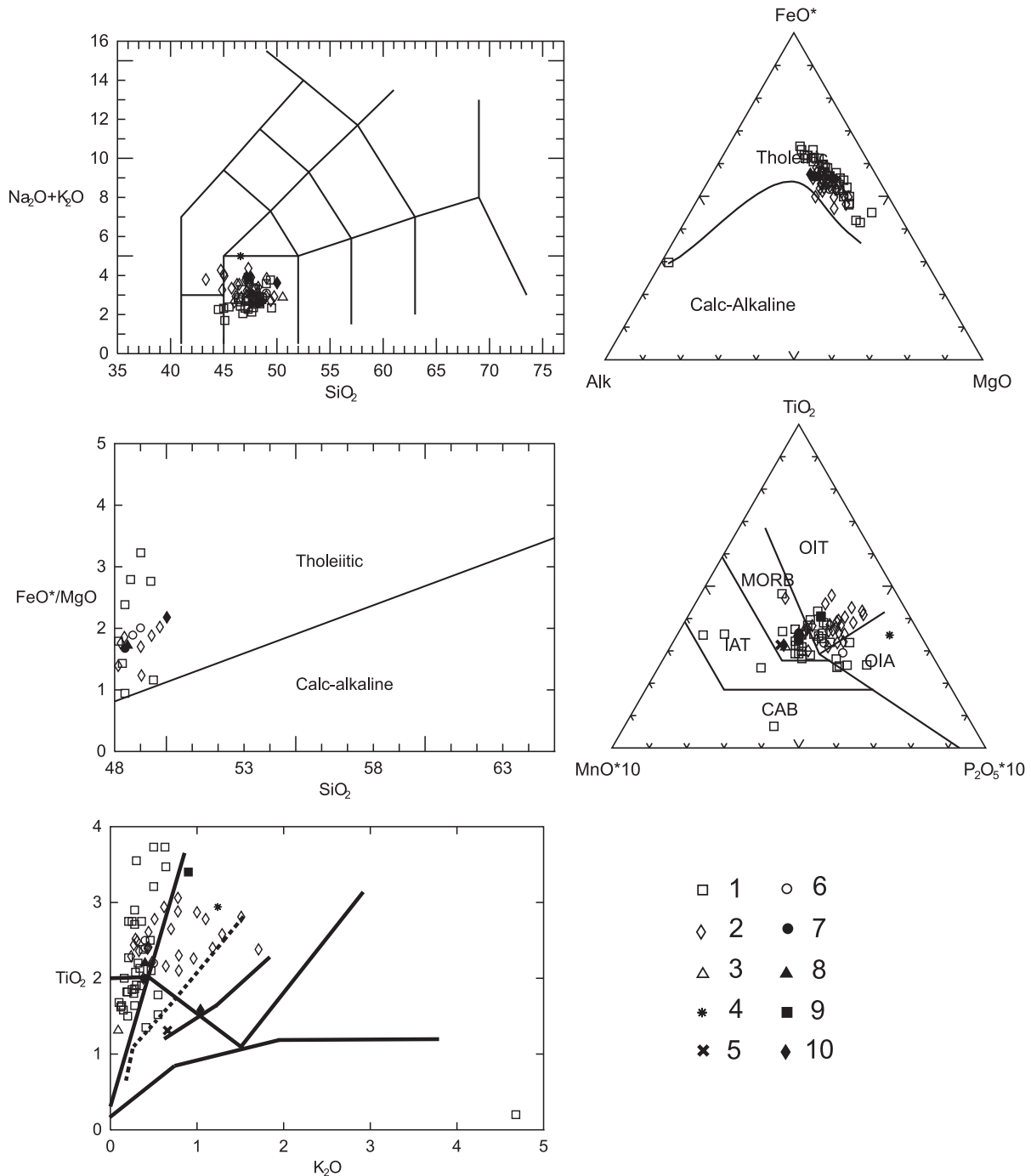


Рис. 2. Петрохимические особенности вулканитов Исландии [Исландия..., 1978] и Императорского хребта [Курносов, 1986]

1 — базальты Императорского хребта; 2 — базальты Исландии; 3 — N-MORB; 4 — E-MORB; 5 — базальты низкокальциевые трапповой формации Норильского района [Альмухамедов, Медведев, 1986]; 6–9 — базальты Исландии [Магматические..., 1985]; 6 — платобазальты Исландии третичного возраста, 7 — базальты Исландии плиоцен-четвертичного возраста, 8 — толеитовые базальты п-ова Рейкьянес, 9 — субщелочные оливиновые базальты Исландии; 10 — среднее для траппов и платобазальтов платформ [Магматические..., 1985]

кинской свиты. В отличие от Красноморского рифта в Норильском районе отсутствуют толеитовые базальты — аналоги слагающих СОХ. По мнению исследователей норильской серии [Альмухамедов, Медведев, 1986], это связано с отсутствием в Норильском районе полного разрыва сплошности литосферы. Эволюция химического состава базальтов норильской серии от субщелочных к толеитовым составам объясняется подъемом мантийного диапира, уменьшением глубины магмообразова-

ния и увеличением степени плавления мантийного субстрата [Gass, 1970; Альмухамедов, Медведев, 1986].

Раннепалеозойские базальты Южного Урала

На диаграмме $TiO_2 - K_2O$ [Миронов и др., 1992] с добавлениями автора (рис. 4.) вынесены фигуративные точки базальтов кембрийско-ордовикско-силурийского возраста стадий континентального

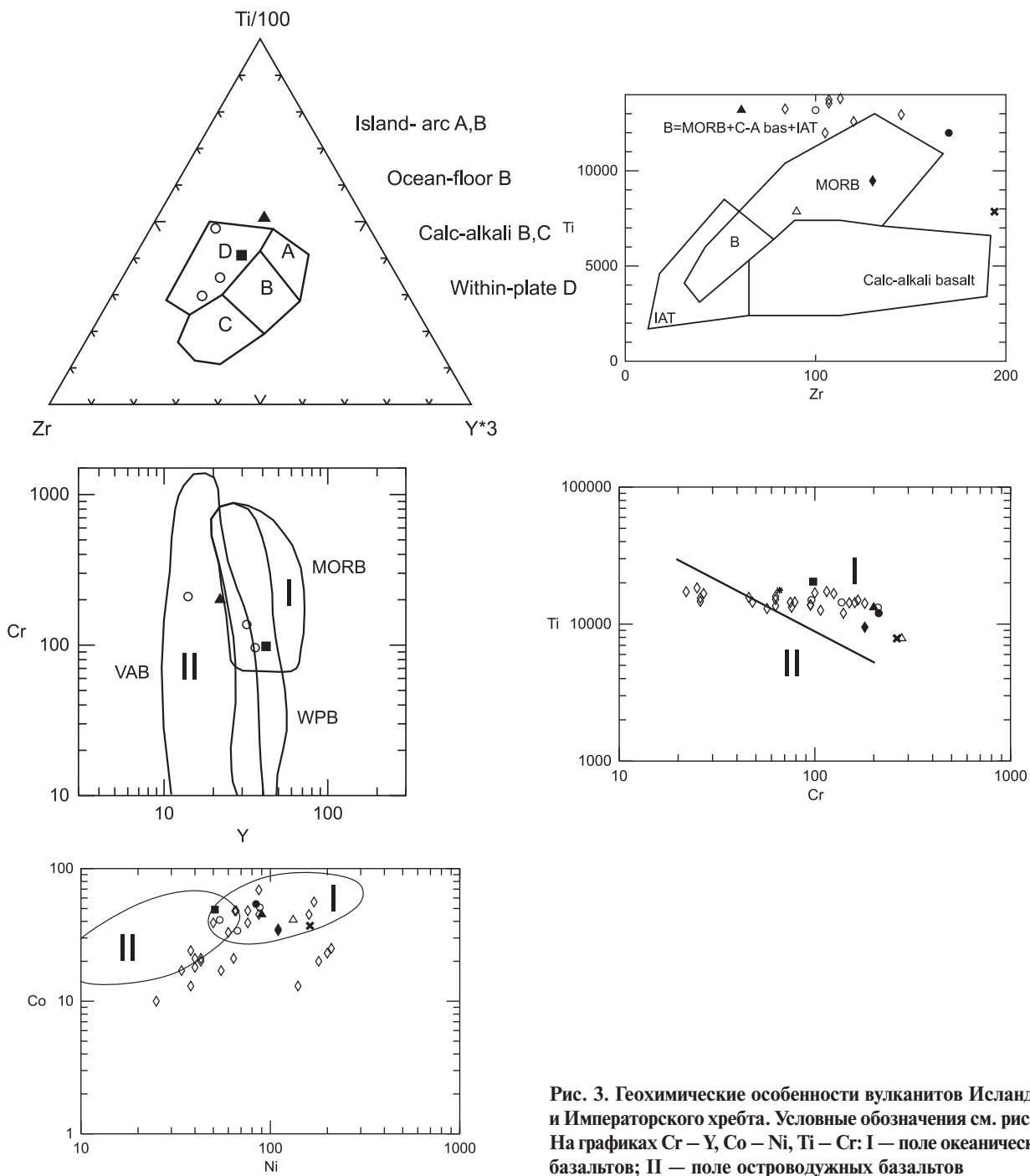


Рис. 3. Геохимические особенности вулканитов Исландии и Императорского хребта. Условные обозначения см. рис. 2. На графиках Cr – Y, Co – Ni, Ti – Cr: I — поле океанических базальтов; II — поле островодужных базальтов

рифтогенеза, океанической, а для Восточно-Уральского палеовулканического пояса (ПВП) — и коллизионной (S_1) стадии развития Южного Урала.

Из представленных на рис. 4 диаграмм видно, что среди базальтов *Сакмарской зоны* (рис. 4Б) преобладают разновидности океанического типа, причем в это поле попадают и основные породы медногорского (S_1), эбетинского (O_1), блявинского (S_1) и баулуского (O) комплексов. Базальты баулуского и эбетинского комплексов обнаруживают трапповый тренд. Наряду с «океаническими» низкокальциевыми составами присутствуют разновидности с повышенным содержанием K_2O , характерным для континентальных базальтов трапповой формации [Золотухин и др., 1986; Альмухамедов, Медведев, 1986]. В поле островодужных составов попадают базальты утягуловской свиты с содержаниями TiO_2 — 0,5–1,2%; K_2O — 0,1–1,6%.

В пределах *Вознесенско-Присакмарской зоны* наряду с преобладающими базальтами, сопоставимыми с океаническими типами, присутствуют разновидности, расположенные в координатах TiO_2 — K_2O в поле траппоидов. Часть составов низкокальциевых базальтов района дер. Чингизово по петрохимическим характеристикам, в частности по повышенным содержаниям MgO , сопоставима с островодужными базальтами бурибаевского вулканического комплекса [Косарев и др., 2003]. Широкий разброс составов обнаружен в базальтах дайковой фации, фигуративные точки которых присутствуют в секторах как океанических, так и континентальных базальтов.

Базальты *Арамилско-Сухтелинской зоны* (рис. 4Г) входят в состав шеметовской и булатовской толщ. Базальты шеметовской толщи близки к поляковским. На графике распределения K_2O и TiO_2 обособляются поля составов, близких к океаническим (1) и к континентальным траппам (2). К островодужному типу (3) относятся базальты булатовской свиты ($S-D$) [Сначев и др., 2006].

Базальты Восточно-Уральского ПВП, составы которых вынесены на диаграмму $TiO_2 - K_2O$ (рис. 4Д), представляют вулканические комплексы ордовикского, силурийско-раннедевонского и раннекаменноугольного возраста, возникшие на следующих стадиях развития Южного Урала: континентального рифтогенеза, океанической, раннеостроводужной, внутридугового спрединга и коллизионной.

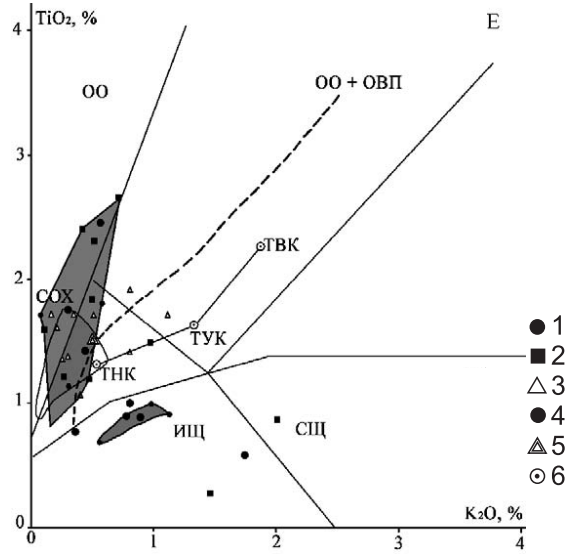
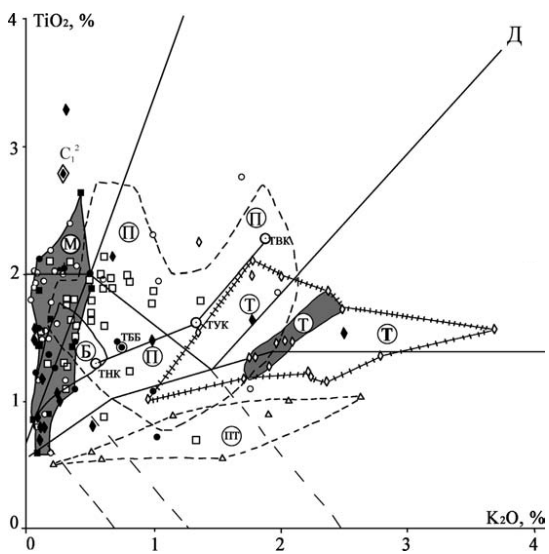
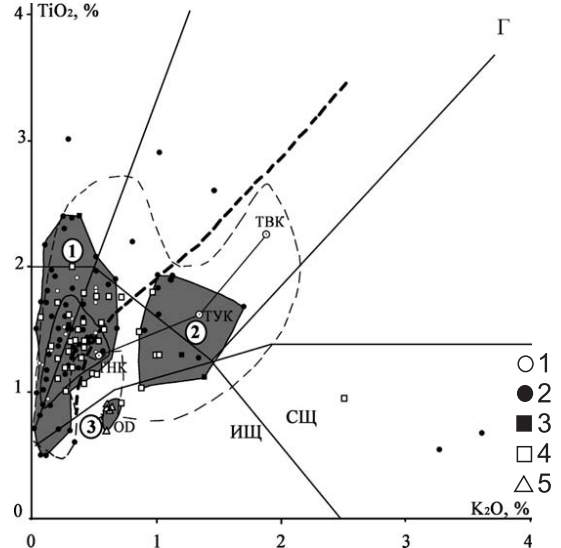
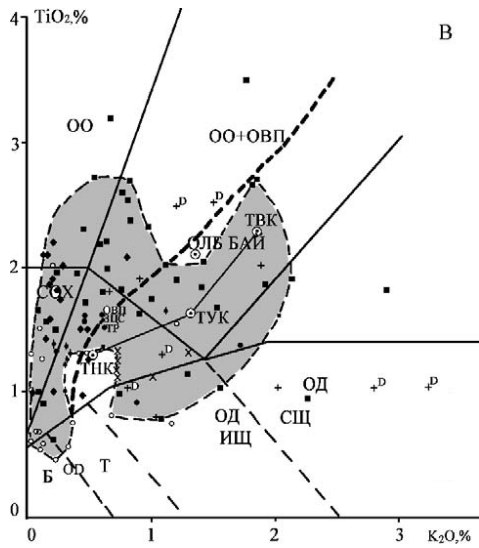
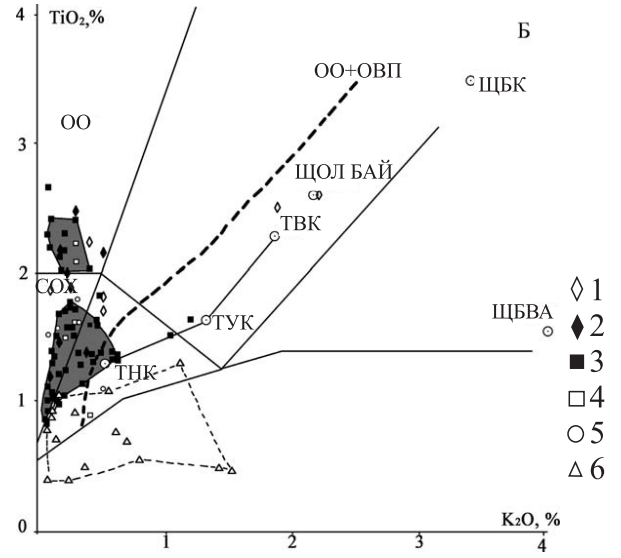
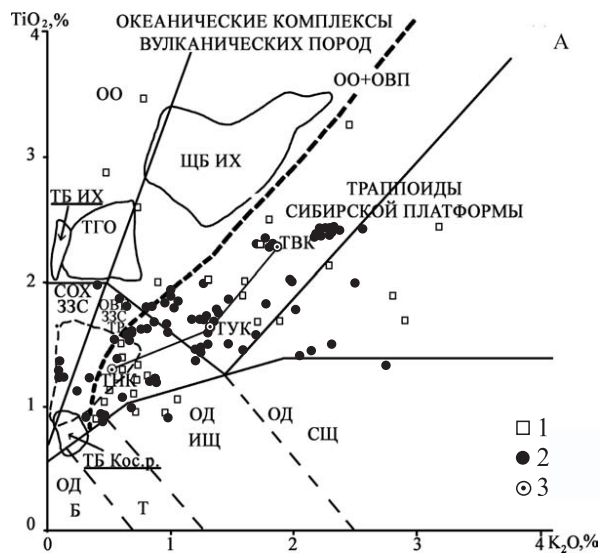
Троицкий вулканический комплекс (O_2) принадлежит субщелочной калиево-натриевой серии. По данным М.И. Лазарева [1977], А.М. Косарева, Ю.С. Лазаренко [1991], В.В. Бочкарева, Р.Г. Язевой [2000], в составе этого комплекса присутствуют гавайиты, муджиериты, бенморейты. На диаграмме $TiO_2 - K_2O$ (рис. 4Д) хорошо видна повышенная

кальциевость этого комплекса, возникшего на стадии континентального рифтогенеза.

Базальты *тогузакского комплекса* (O_{1-2} ?) хорошо обнажены в районе пос. Большевик, где пиллоу-базальты ассоциируются с сургучно-красными яшмоидами, известняками, габбро-диабазами и пироксенитами. Большая часть этих базальтов располагается в поле океанических базальтов (рис. 4Д), обладая низкими содержаниями K_2O и умеренными TiO_2 . К базальтам тогузакского комплекса близки по составу *базальты урочища Мельничного* на р. Увелке, расположенные выше по течению г. Троицка. Отличительной чертой базальтов мельничного комплекса от ордовикского тогузакского комплекса является присутствие на спайдердиаграммах породе/N-MORB базальтов этого комплекса устойчивого ниобиевого минимума, свидетельствующего, возможно, об их островодужном геохимическом уклоне. Эта характеристика обнаруживается и в трахибазальтах троицкого вулканического комплекса, что позволяет предполагать близость возраста двух названных комплексов и геодинамических условий их формирования.

Полетаевский вулканический комплекс ($O_2 - S_1$) пиллоу-базальтов, разбуренный на Томинском участке скважинами Т-3, Т-4, относится к типу низкохромистых низкотитанистых островодужных толеитов предостроводужной или раннеостроводужной стадии [Вулканизм..., 1992]. Эти базальты сопоставимы с островодужными толеитовыми базальтами карамалыташской свиты (D_{2ef}) Сибайского рудного района. При анализе химизма Полетаевского комплекса обращают внимание следующие его особенности: 1 — широкий диапазон колебаний CaO (1,4–5,6–11,2%), K_2O (0,25–1–3,75%), Na_2O (0,79–2,7–4,5%) и наличие *отрицательной* корреляционной зависимости между CaO и K_2O и между Na_2O и K_2O ; наличие положительной корреляционной зависимости между CaO и Na_2O и между CaO и Sr ; 2 — низкие концентрации в базальтах Cr (3,4–10,6 г/т), Co (9,1–21 г/т), Nb (0,04–0,09 г/т), Ta (0,01–0,06 г/т), Zr (1,6–6,4 г/т), Y (1,4–4,5 г/т), La (0,7–1,1 г/т), Yb (0,83–3,17 г/т), La/Yb (0,28–0,9 г/т).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что эти базальты были подвержены аллохимическому метаморфизму с выносом и перераспределением K_2O , Na_2O , CaO и Sr и, возможно, частично других микроэлементов с низкими концентрациями. Однако не очень широкий диапазон колебаний концентраций РЗЭ и элементов ВЗИ (Nb , Ta , Zr , Y , Ti) позволяет предполагать близость их к первичным содержаниям и принадлежность базальтов к серии островодужных толеитов, которые выплавлялись из деплетированного мантийного субстрата. Не исключено, что эти базальты являются и продуктами



повторного выплавления магм [Сондерс, Тарни, 1987]. По своему геологическому положению пиллоу-базальты полетаевского комплекса «открывают» ордовикско-силурийский цикл островодужного вулканизма в пределах северной части Восточно-Уральского палеовулканического комплекса. Следующими составляющими этого цикла были кособродский и катенинский (S_{1-2}) островодужные и вулканические комплексы того же пояса [Вулканизм..., 1992].

Базальты михеевского вулканического комплекса раннедевонского возраста образуют полосу шириной 2–4 км, протяженностью по простиранию (с перерывами) около 150 км. В районе пос. Большевик (700 м на восток по левому берегу р. Средний Тогузак от окраины пос. Большевик) они отделены от базальтов ордовикского возраста пачкой углисто-кремнистых пород, содержащих граптолиты силурийского возраста [Артюшкова, Маслов, устное сообщение].

Ранее по результатам геологосъемочных работ [Бабкин, Савельев, 1987] эти базальты выделялись в нижнедевонскую (тогузакскую) толщу, которая в верхней части разреза содержит тентакулиты раннего девона пражского яруса (определения В.Л. Клишевича) и перекрывается субщелочными базальтами и конглобрекциями верхнего девона [Бабкин,

Савельев, 1987; Вулканизм..., 1992; Тевелев, Кошелева, 2002].

К раннедевонским базальтам Михеевско-Таругинской зоны близки базальты Мичуринского участка в Еманжелинском районе, что хорошо видно на диаграмме $K_2O - TiO_2$ (рис. 4Д) по присутствию составов, расположенных в поле и океанических базальтов, и траппов. Это поле, не очень представительное в области трапповой формации по количеству анализов, все же показывает существенные отличия базальтов михеевского ($S^? - D_1$) и тогузакского (O_{1-2}) (район пос. Большевик) вулканических комплексов. По своему геологическому положению михеевский вулканический комплекс и его аналоги (мичуринский) являются продуктами внутридугового рифтогенеза. На востоке с михеевским комплексом контактирует катенинский комплекс, а на северо-западе он ассоциируется с кособродским комплексом, непосредственный контакт с которым отсутствует. В геологическом разрезе по р. Уй выше по течению г. Троицка пиллоу-базальты — аналоги известных в урочище Мельничном, перекрываются красными яшмами и толщей вулкаников островодужного облика, расположенной в пределах Петровско-Катенинской синклинали зоны на восточном фланге Нижне-Санарского массива диоритов.

Рис. 4. Соотношения TiO_2 и K_2O в базальтах (O–S) океанической стадии Южного Урала

А — стандартная диаграмма ($TiO_2 - K_2O$) [Миронов и др., 1992, с добавлениями А.М. Косарева]. 1 — траппы Сибирской платформы [Золотухин и др., 1986]; 2 — базальты Норильской серии (P) [Альмухамедов, Медведев, 1986]; 3 — стандартные средние составы траппов Норильской серии. Сокращения: СОХ — срединно-океанический хребет; ЗЗС — зоны задугового спрединга; ОО — океанических островов; ОВП — областей внутриплитового вулканизма; ТБИХ — толеитовые базальты Императорского хребта; ШБИХ — щелочные базальты того же хребта; ТГО — толеитовые базальты Гавайских островов; ТБКосР — толеитовые базальты Коста-Риканского рифта; ОД — островные дуги; Б — бонинитовая серия; Т — толеитовая серия; ИЩ — известково-щелочная серия; СЩ — субщелочная серия; ТВК — траппоиды высококальциевые; ТУК — то же, умереннокальциевые; ТНК — то же, низкокальциевые. Линия — жирный штриховый пунктир разделяет поля, преобладающих океанических пород и преобладающих континентальных траппов.

Б — Соотношения TiO_2 и K_2O в базальтах Кракинско-Медногорского ПВП и прилегающих районах. 1 — базальты O_1 эбетинской структурной зоны Мугоджар; 2 — медногорского и кураганского комплексов $E - O_1$? [Тищенко и др., 1988 г., Серавкин, Родичева, 1990]; 3 — баулуского комплекса (O_2), коллекции В.Т. Тищенко и др. [1978 г.], И.Б. Серавкина, З.И. Родичевой [1990], А.В. Рязанцева и др. [2005]; 4 — губерлинского комплекса (O_2) [Борисенок, Рязанцев, 2005]; 5 — блявинского комплекса (S_1), южный борт Блявинского карьера, авторские материалы; 6 — утягуловского комплекса ($D_{2ef} - D_{2ef}$), коллекция В.Т. Тищенко и др. [1988 г.], И.Б. Серавкина, З.И. Родичевой [1990]; 7 — ишмуратовского комплекса (D_{2ef}), коллекция В.Т. Тищенко и др. [1978 г.], И.Б. Серавкина, З.И. Родичевой [1990]. Залиты серым цветом поля баулуского комплекса; тонкий штриховый пунктир — поле утягуловского комплекса; жирный штриховый пунктир разделяет представительные поля океанических и континентальных базальтов.

В — Соотношения TiO_2 и K_2O в базальтах ($O_2 - S_2$) Вознесенско-Присакмарской зоны Магнитогорского ПВП. 1 — поляковский комплекс [Семенов, 1990; Салихов, 2004]; 2 — то же [Spadea et al., 2002]; буква D — базальты дайковой фации; 3 — Вознесенско-Присакмарская зона от района д. Поляковка до д. Чингизово (коллекции П.В. Аржавитина и А.М. Косарева); 4 — район д. Байгускарово [Борисенок, Рязанцев, 2005], коллекции А.А. Захарова, А.М. Косарева; 5 — район пос. Миндяк, материалы С.Е. Знаменского [Серавкин и др., 2001]; 6 — район пос. Мазово, дергаишская свита, материалы В.С. Шарфмана, П.В. Аржавитина [Борисенок, Рязанцев, 2005]; 7 — район оз. Тургойак [Сначев и др., 2006].

Г — Соотношения TiO_2 и K_2O в базальтах ранне-среднепалеозойского возраста Арамилско-Сухталинской структурной зоны. 1 — базальты шеметовской толщи, по данным А.В. Турбанова, А.В. Сначева, Т.В. Шагиной, В.В. Бабкина; 2 — базальты булатовской толщи [Сначев и др., 2006]. Прочие условные обозначения смотри на рис. 1, 2. 1 — поле субокеанических базальтов шеметовской свиты; 2 — поле субконтинентальных базальтов той же свиты; 3 — поле вулкаников булатовской свиты (S–D) [Сначев и др., 2006].

Д — Соотношения TiO_2 и K_2O в базальтах Восточно-Уральского ПВП. Комплексы: 1 — троицкий (O_2); 2 — новокатенинский (и елизаветпольский) (S_1); 3 — тогузакский (O_{1-2} ?, пос. Большевик); 4 — мичуринский (O ?); 5 — мельничный ($O - S_1$?); 6 — михеевский ($S - D_1$?); 7 — красный; 8 — полетавский ($O_2 - S_1$, скв. Т-3, Т-4).

Е — Соотношения TiO_2 и K_2O в базальтах Октябрьско-Денисовского ПВП. Вулканические комплексы: 1 — денисовский (O); 2 — варваринский (O); 3 — баталинский (коллекция О.К. Ксенофонтова); 4 — средние значения содержаний оксидов в базальтах Денисовского, Варваринского, Спиридоновского участков, по Е.И. Костерову и автору; 5 — средний состав базальтов баталинского комплекса, по О.К. Ксенофонтову; 6 — средние составы Норильской траппоидной серии.

Новокатенинский вулканический комплекс раннекаменноугольного возраста [Вулканизм..., 1992] в процессе геологосъемочных работ [Тевелев, Кошелева, 2002; Тевелев и др., 2006] включен в состав березиновской и таиндинской толщ. Базальты этих толщ имеют в большинстве своем повышенную суммарную щелочность и калиевоность, в связи с чем на диаграмме $TiO_2 - K_2O$ (рис. 4Д) охватывают поле базальтов океанических островов и поле калиевых базальтов трапповой формации. Хорошо видно, что в координатах $TiO_2 - K_2O$ эти базальты совпадают с областью распространения базальтов стадии континентального рифтогенеза ордовикского возраста.

Таким образом, в пределах Восточно-Уральского ПВП намечился ряд геохимических типов базальтов, который начинается с базальтов стадии континентального рифтогенеза и океанических базальтов первого (O_{1-2}) цикла, переходит к базальтам предостроводужной стадии низкотитанистого, низкохромистого типа и островодужным базальтам островодужной стадии второго цикла вулканизма (O_2-S); третий цикл вулканизма представлен базальтами и кислыми (?) породами зон внутридугового рифтогенеза (D_1); слабо представлен и недостаточно изучен этап вулканизма D_{2-3} ; достаточно хорошо изучена верхнедевонская чабанская толща и известны позднедевонские субщелочные базальты в разрезе р. Средний Тогузак [Тевелев, Кошелева, 2002]; завершающий этап палеозойского вулканизма относится к коллизионной стадии, базальты которой в пределах Восточно-Уральского ПВП относятся к известково-щелочному и субщелочному континентальному внутриплитному типу, близкому к субщелочным траппам Красноморского рифта, с характерными высокими концентрациями TiO_2 , K_2O , Nb, Zr.

Базальты *Октябрьско-Денисовского ПВП* входят в состав денисовского, варваринского и баталинского вулканических комплексов. Денисовский и варваринский комплексы ($O-S?$) сложены в основном базальтами и долерито-базальтами эффузивной и субвулканической фации. Эти базальты, по данным В.Н. Пучкова и К.С. Иванова [Формирование..., 1986], имеют среднеордовикский возраст, обоснованный конодонтовой фауной. По геохимическим характеристикам эти базальты относятся преимущественно к океаническому типу, содержат повышенные количества $Na_2O + K_2O$, высокие и умеренные концентрации TiO_2 и низкие — K_2O . Наиболее поздние базальты названных комплексов характеризуются пониженными содержаниями TiO_2 (<1,13%), ассоциируются с кремнекислыми породами, в меньшей мере с андезитами, а их геодинамическая позиция нуждается в уточнении (рис. 4Е).

По большинству признаков низкотитанистые базальты следует относить к островодужному типу.

Этот вывод подтверждается и пониженными концентрациями элементов ВЗИ, в частности Zr, в связи с чем на диаграммах Zr — Ti, Ti — Sr, а также на диаграмме $TiO_2 - K_2O$ эти породы попадают в поле островодужных составов.

Выводы

1. Сведения о концентрациях TiO_2 и K_2O позволяют оперативно определить геохимический тип базальтов и их геодинамическую позицию. Сложности особенно часто возникают в западных зонах Южного Урала — Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской, где в составе базальтов грабеновой и океанической стадий преобладают натриевые базальты. Последние, для уточнения их формационной принадлежности и геодинамических условий образования, нуждаются в изучении характера распределения РЗЭ и ВЗИ, которые более стабильны к процессам аллохимического метаморфизма и более информативны для решения перечисленных задач.

2. В палеозойских базальтовых и базальт-риолитовых формациях четко выделяются базальты океанического типа. Однако наряду с типом N-MORB широко распространены базальты E-MORB типа, которые смыкаются с группой базальтов океанической трапповой формации. Для последних характерны пониженные, по сравнению с N-MORB, концентрации MgO и повышенные — K_2O . По всей вероятности эти базальты являются составляющей океанических зон, удаленных от СОХ.

3. В ряде палеовулканических зон Южного Урала — в Вознесенско-Присакмарской, Арамилско-Сухтелинской и Восточно-Уральском ПВП — установлена ассоциация базальтов океанического типа (СОХ, ОО) с базальтами, имеющими трапповый уклон — содержащими повышенные количества K_2O . Базальты с трапповым уклоном входят в состав формаций стадии континентального рифтогенеза (1), океанической стадии, отражая этап перехода к последней от грабеновой стадии (2), зон внутридугового спрединга (Михеевский комплекс, D_1) (3).

Работа выполнена при финансовой поддержке программы «Поволжье», РФФИ (№ 11-05-97008), программы № 27П РАН, совместного проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН № 12-С-5-1022.

Литература:

- Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. К геохимии инициальных стадий базальтового вулканизма // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. — Новосибирск: Наука, 1986. — С. 49–69.
- Бабкин В.В., Савельев В.П. Геологическое строение Таругинско-Новониколаевской меденосной зоны // Металлогения Восточно-Уральского поднятия и Зауралья. — Свердловск: УрО АН СССР, 1987. — С. 107–108.

- Борисенко Д.В., Рязанцев А.В.** Вулканогенные комплексы нижнего палеозоя в области сочленения Сакмарской и Присакмарско-Вознесенской зон Южного Урала // Очерки по региональной тектонике: В 2 т. — М.: Наука, 2005. — Т. 1. Южный Урал. — С. 135–153.
- Бочкарев В.С., Язева Р.Г.** Субщелочной магматизм Урала. — Екатеринбург: УрО РАН, 2000. — 256 с.
- Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др.** — М.: Наука, 1992. — 197 с.
- Динамика развития** рудно-магматических систем зон спрединга / В.Н. Шаранов, В.А. Акимцев, В.Н. Доровский, Ю.В. Перепечко, А.Н. Черепанов. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 2000. — 414 с. — (Труды ОИГГМ; Вып. 841).
- Дмитриев Л.В.** Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов: Автореф. дис... д-ра геол.-мин.наук. — М.: ГЕОХИ, — 1973. — 45 с.
- Дмитриев Ю.И.** Базиты океанического ложа // Магматические горные породы. — М.: Наука, 1985. — Т. 3. — С. 279–295.
- Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А.** Базальты Сибирской платформы: особенности геологии, состава и генезиса пермотриасовых эффузивов. — Новосибирск: Наука, 1986. — 245 с. — (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 612).
- Исландия** и срединно-океанический хребет. Геохимия / В.И. Герасимовский, А.И. Поляков, Н.А. Дурасова и др. — М.: Наука, 1978. — 184 с.
- Косарев А.М., Знаменский С.Е., Серавкин И.Б., Родичева З.И.** Особенности химизма вулканитов Вознесенско-Присакмарской зоны // Геологический сборник № 3 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2003. — С. 152–161.
- Косарев А.М., Лазаренко Ю.С.** Восточно-Уральский палеовулканический пояс: Препр. / АН СССР. Уральское отд. Башкирский науч. центр. Ин-т геологии. — Уфа, 1991. — 40 с.
- Курнос В.В.** Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения. — М.: Наука, 1986. — 252 с.
- Кутюлин В.А.** Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Изд-во Наука. Сиб. отд., 1972. — 208 с.
- Лазарев М.И.** К стратиграфии ордовикских вулканогенно-осадочных образований Зауральского поднятия // Стратиграфия палеозоя Южного Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1977. — С. 3–8.
- Магматические** горные породы. Т. 3: Основные породы / Под ред. О.А. Богатикова. — М.: Наука, 1985. — 486 с.
- Мионов Ю.В., Ельянова Е.А., Зорина Ю.Г.** Значение и возможности петрохимических исследований для реконструкции обстановок колчеданообразования // Металлогения современных и древних океанов. — М.: ЦНИГРИ, 1992. — С. 130–137.
- Нестеренко Г.В., Альмухамедов А.И.** Геохимия дифференцированных траппов (Сибирская платформа). — М.: Наука, 1973. — 198 с.
- Рязанцев А.В., Борисенко Д.В., Дубинина С.В. и др.** Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений // Очерки по региональной тектонике: В 2 т. — М.: Наука, 2005. — Т. 1: Южный Урал. — С. 84–134.
- Салихов Д.Н.** Составы базальтов кембрия ордовика и раннего силура на Южном Урале // Геологический сборник № 4 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2004. — С. 106–121.
- Семенов И.В.** Состав РЗЭ в палеоокеанических базальтах Урала и океанических толеитах как индикатор глубин парциального плавления в верхней мантии. — Свердловск: УрО АН СССР, 1990. — 66 с.
- Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М.** Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. — Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. — 318 с.
- Серавкин И.Б., Родичева З.И.** Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс: Препр. / АН СССР. Уральское отд. Башкирский науч. центр. Ин-т геологии. — Уфа, 1990. — 53 с.
- Сначев А.В., Пучков В.Н., Савельева Е. Д. и др.** Геология Арамилско-Сухтелинской зоны Урала. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. — 176 с.
- Сондерс А.Д., Тарни Дж.** Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. — М.: Мир, 1987. — С. 102–133.
- Тевелев Ал.В., Кошелева И.А.** Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). — М.: Изд-во МГУ, 2002. — 123 с.
- Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др.** Палеозоиды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья / Под ред. проф. А.М. Никишина. — М.: Изд-во МГУ, 2006. — 300 с. — (Труды Лаб. геологии складчатых поясов; Вып. 4).
- Федоренко В.А.** Петрохимическая серия эффузивных пород Норильского района // Геол. и геофиз. — 1981. — № 6. — С. 71–88.
- Формирование** земной коры Урала / С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др. Отв. редакторы: С.Н. Иванов, С.Г. Самыгин. — М.: Наука, 1986. — 248 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.** Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. — М.: Изд-во МГУ, 1997. — 320 с.
- Хьюдженс Ч.** Петрология изверженных пород. — М.: Недра, 1988. — 320 с.
- Щека С.А., Куренцова Н.А.** Магматические комплексы океанов // Сов. геология. — 1981. — № 11. — С. 67–76.
- Bostrom K., Bach W.** Data Report: Chemical analyses of basaltic rocks: an interlaboratory comparison // Proceeding of the ocean drilling program, Scientific Results. — 1992. — V. 142. — P. 75–81.
- Dickinson W.R., Snyder W.S.** Geometry of subducted slabs related to San Andreas transform // Journal of Geology. — 1979. — V. 87. — P. 609–627.
- Gass J.G.** The evolution of volcanism in the junction area of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. — 1970. — V. 267, № 1181. — P. 369–381.

Manson V. Geochemistry of basaltic rocks: Major elements // Basalts. The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition. V.1 / Eds. *H.H.Hess*. – N.Y.-L.-Sidney: J.Wiley & Sons, 1967. – P. 215–269.

McDonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas // *J. Petrol.* – 1964. – V. 5, N 1. – P. 82–133.

Moorbath S., Sigurdsson H., Goodwin R. K-Ar ages of the oldest exposed rocks in Iceland // *Earth and Planet. Sci. Lett.* – 1968. – V. 4, N 3. – P. 197–205.

Noe-Nygaard A., Pedersen A.K. Progressive chemical variation in a tholeiitic lava sequence at cap Stosch, Northern

East Greenland // *Bull. Geol. Soc. Denmark.* – 1974. – V. 23, N 3–4. – P. 175–190.

Saunders A.D. Petrology and geochemistry of alkali basalts from Jason Peninsula, Oscar II Coast // *Bull. Br. Antract. Surv.* – 1982. – V. 55, – P. 1–9.

Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A. et al. 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.* – 2002. – V. 132. – P. 101–134.