

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ САКМАРСКОЙ И ВОЗНЕСЕНСКО-ПРИСАКМАРСКОЙ ЗОН НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

© 2015 г. А. М. Косарев

Институт геологии УНЦ РАН
450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2
E-mail: amkosarev@mail.ru

Поступила в редакцию 10.12.2014 г.

Работа посвящена проблемам классификации базальтов и геодинамических реконструкций Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской структурно-формационных зон Южного Урала. Проведен анализ геологических, фациальных и петролого-геохимических данных для вулканических комплексов, слагающих эти зоны. Выделяются две крупные ассоциации вулканитов: 1) континентально-рифтогенно-океаническая, 2) надсубдукционная островодужная. В составе первой ассоциации ($C-S_1$) присутствуют следующие группы вулканитов: 1) континентальных субщелочных базальтов трапповой формации (медногорский и кураганский комплексы, соответствующие одноименным свитам) (C_1-O_1); 2) переходных от континентальных к океаническим базальтов умеренно-щелочной и толеитовой серии, залегающих в нижней части разрезов поляковского и дергайшского комплексов ($O_1?-O_2$); 3) океанических базальтов, слагающих верхнюю часть разрезов поляковского и дергайшского комплексов (O_2-S_1); 4) субокеанических базальтов баулусского комплекса, обнаруживающих черты океанических базальтов с островодужным уклоном (O_2). Вулканиты надсубдукционной островодужной ассоциации в настоящей статье не рассматриваются. Проведен анализ особенностей распределения редких и редкоземельных элементов в базальтах, в меньшей мере в средних породах перечисленных комплексов. По химизму вулканитов и распределению редких и редкоземельных элементов сделан вывод о внутриплитном типе вулканитов первой ассоциации. Переходные и океанические базальты выделены в траппоидную океаническую формацию. Отсутствие в разрезах типичных базальтов океанических стадий (N-MORB) может быть связано с внутриконтинентальным характером Уральского океана. Возможным также является и затягивание срединно-океанического хребта в зону субдукции и поглощение базальтов N-MORB.

Ключевые слова: Южный Урал, вулканизм, вулканический комплекс, геохимия, геодинамика, серпентинитовый меланж.

ВВЕДЕНИЕ

Кракинско-Сакмарская, Центрально-Уральская и Вознесенско-Присакмарская структурно-формационные зоны слагают область сочленения Восточно-Европейской платформы с океаническим сектором Уральского подвижного пояса в палеозое.

Наиболее яркими чертами геологического строения Сакмарской зоны является аллохтонный характер залегания слагающих эту зону толщ (Руженцев, 1971, 1976; Камалетдинов, 1974) и широкое распространение серпентинитового меланжа.

В основании разреза Сакмарской зоны залегает пластина кристаллических сланцев гранат-силлимонитового состава с кианитом, фенгитом и биотитом, которые В.И. Ленных (1968) сопоставляет со сланцами, слагающими белорецкий комплекс.

Тектонически перекрывающие эти сланцы толщи имеют кембро-ордовикский до верхнедевонского возраст. Своеобразие Сакмарской зоны за-

ключается также в присутствии археоциатовых известняков, вулканитов и олистостромовых толщ тереклинской и кидрясовской свит (O_{1-3}), фиксирующих стадию континентального рифтогенеза, проявление которой практически неизвестно в разрезах Вознесенско-Присакмарской зоны. Второй уровень олистостромовых толщ в Сакмарской зоне (D_1-D_3f) (Руженцев, 1976; Кориневский, 1988; Рязанцев и др., 2005) в основном синхронен с олистостромовой толщей Вознесенско-Присакмарской зоны (Зайков и др., 2001; Косарев, 2007; Рязанцев и др., 2005; Аристов и др., 2005), которая датирована D_1-D_3 по конодонтовой и по комплексной фауне.

Заметные отличия в химизме обнаруживают базальты среднеордовикского возраста, которые в Сакмарской зоне относятся к субокеаническому натриево-море (N-MORB) и слабо деплетированному (T-MORB) типу с островодужным уклоном (баулусский комплекс), а в Вознесенско-Присакмарской зоне – к обогащенному калиево-натриево-море

(E-MORB) и N-MORB типу с траппоидным уклоном (поляковский и дергаишский комплексы). Объемы вулканических комплексов соответствуют свитам с идентичными названиями.

В последние 15 лет большинство исследователей Вознесенско-Присакмарской зоны делают вывод о наличии в составе океанических комплексов ордовикского возраста двух ассоциаций вулканических пород. Первая – “западная” – представлена высокотитанистыми базальтами (O_{1-2}), связанными с процессами континентального рифтогенеза, во второй – “восточной” – преобладают умеренно-титанистые базальты (O_2), толщи которых формировались на океанической стадии (O_2-S_1) развития южноуральского сегмента уральского подвижного пояса (Знаменский, 1994; Салихов, Бабуров, 1997; Семенов, 1990, 2000; Пучков, 2000; Косарев и др., 2003).

В пределах Вознесенско-Присакмарской зоны очень широк возрастной диапазон островодужных надсубдукционных вулканитов (рис. 1), варьирующих от раннего эмса (мостостроевский комплекс района г. Орска, см. рис. 1а) до фаменского яруса верхнего девона (бугодакский комплекс Учалинского района, см. рис. 1а, в 4 км к западу от пос. Поляковка) (Маслов, Артющкова, 2000, 2010; Жданов и др., 2003¹).

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КРАКИНСКО-МЕДНОГОРСКОЙ И ВОЗНЕСЕНСКО-ПРИСАКМАРСКОЙ ЗОН

Геологическое строение Кракинско-Медногорской, или Сакмарской, Центрально-Уральской и Вознесенско-Присакмарской зон Южного Урала, которые представляют собой область сочленения океанического и континентального секторов, отличается большой сложностью, чем объясняется, дискуссионность интерпретации геологических материалов. Континентальный сектор представлен Кракинско-Медногорской и Центрально-Уральской структурно-формационными зонами, океанический – Вознесенско-Присакмарской зоной.

Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс (Вулканизм..., 1992) включает Кракинскую зону на севере и Сакмарскую на юге. Обе зоны несут признаки аллохтонного залегания, все структурные модели подчеркивают эту особенность Сакмарской и Кракинской зон.

В строении Сакмарской зоны принимают участие кристаллические сланцы дистенсиллиманитового состава, залегающие в основании разреза (Ленных, 1968) и перекрывающие их вул-

канические и вулканогенно-осадочные комплексы следующих стадий: континентального рифтогенеза ($\epsilon-O_1$, медногорский и кураганский); субокеанической (O_2-S_1 , баулусский, карамолинский, блявинский); островодужной (D_{1-2} , чанчарский, утягуловский и ишмуратовский). Дискуссионными являются объемы вулканических комплексов (Стратиграфия и корреляция..., 1993; Вулканизм..., 1992; Рязанцев и др., 2005, 2007; Пучков, 2000, 2010), выделение и объем губерлинской свиты (O_{2-3}) (Руженцев, 1976; Вулканизм..., 1992; Кориневский, 1989, 2010; Артющкова, Маслов, 2011; Борисенко, Рязанцев, 2005; Рязанцев, 2012).

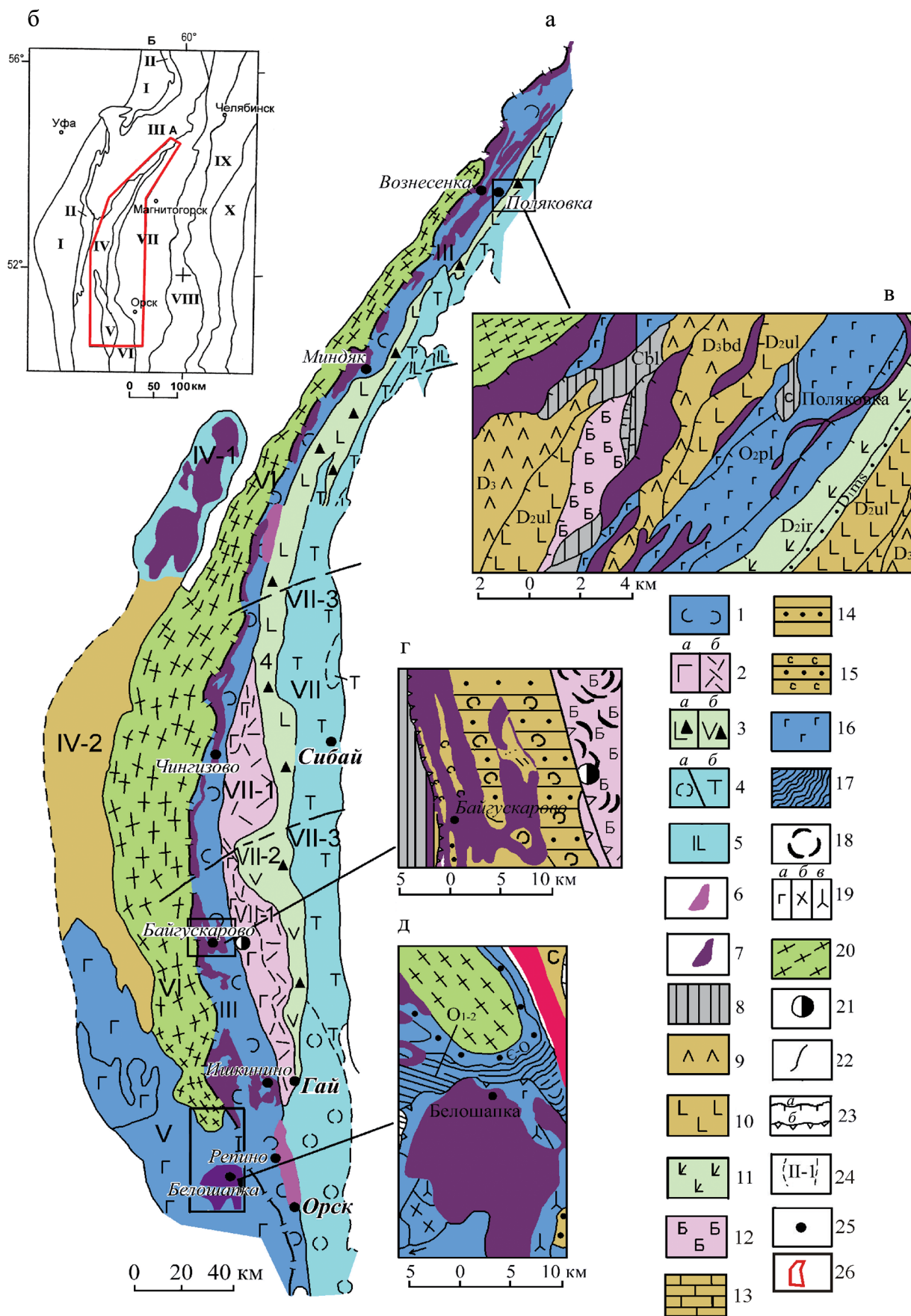
Одним из факторов, усложняющих расшифровку геологического строения Сакмарской зоны, являются большие объемы серпенизированных ультрабазитов. Фрагменты зон серпентинитового меланжа состоят из пластин, блоков и обломков ультрабазитов, преимущественно гарцбургитового типа, содержат блоки вулканитов, интрузивных пород, известняков, кремнистых пород. В настоящее время установлено, в частности, что фрагменты археоциатовых известняков и вулканитов кембрийского возраста являются олистолитами и залегают в терригенном матриксе, содержащем акритархи ордовикского возраста (Чибрикова, Олли, 1999; Пучков, 2000).

По материалам геолого-съемочных работ и изучения керн глубоких скважин установлено (Камалетдинов, 1974; Руженцев, 1976), что с запада и востока офиолитовый комплекс Сакмарской зоны ограничен крутыми надвигами, падающими к центру зоны, по которым вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи и их пластины надвинуты на флишoids зилаирской свиты (D_3-C_1). Центральное место в пределах Сакмарской зоны занимает колчеданосная Утягуловско-Блявинская синформная зона, которая с юго-запада и северо-востока окаймлена антиформными структурами. Сама синформа представляет собой лежащую складку, деформированную в синформу (Рязанцев и др., 2005).

В подрудной зоне залегают (Рязанцев и др., 2005) отложения сакмарской, кураганской и блявинской свит ($O_{1-2}-S_1$) и недатированные полимиктово-олистостромовые отложения. Пластовые тела колчеданных руд перекрывают базальты с линзами кремней ишмуратовской свиты (D_{1-2}), кремнистые отложения (D_{1-2}), базальты баулусской (O_2) и блявинской (S_1) свит, залегающие на нижележащих породах по тектоническому контакту. Изложенные сведения, по мнению А.В. Рязанцева с коллегами (2005), свидетельствуют об ордовикско-силурийском возрасте рудовмещающих толщ и оруденения Блявинского и Комсомольского колчеданных месторождений.

При анализе геологических материалов по детальному изучению геологии и структур Блявин-

¹ Жданов А.В. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 и подготовке к изданию Госгеолкарты-200 территории листа N-40XVIII (Учалинская площадь). ФГУП ВСЕГЕИ, 2003. 280 с.



ского и Комсомольского колчеданных месторождений обращает на себя внимание то, что в подрудной зоне всеми исследователями (Кропачев и др., 1968; Бельков, 1978; Даниленко, 1991) описывается полифациальный вулканический комплекс кислого состава, который образует рудовмещающую вулканическую постройку (Бельков, 1978). На геологических разрезах кремнекислые породы подстилают и перекрывают отдельные рудные тела. Другие тела руд перекрываются низкотитанистыми базальтами (Даниленко, 1991) и линзами туфов, туфоалевролитов и кремнисто-гематитовых пород (Бельков, 1978). На этом рудовмещающем комплексе по тектоническому контакту залегают датированные базальты ордовик-силурийских баулусского и блявинского комплексов. Необходимо отметить, что, вероятно, из кремнистых пород надрудного уровня были отобраны конодонты раннедевонского комплекса (Рязанцев и др., 2005; точка отбора К-81). Приведенные геологические материалы свидетельствуют о стратиграфическом налегании на кислые породы пластовых тел колчеданных руд, базальтов низкотитанистых и кремнистых пород с раннедевонскими конодонтами. В целом это указывает, скорее всего, на раннедевонский возраст колче-

данного оруденения Комсомольского и Блявинского месторождений Сакмарской зоны. Этому не противоречит и абсолютный возраст околорудных серицитов Комсомольского месторождения – 370–380 млн лет (Гаррис, 1977).

В северной части Кракинско-Медногорского пояса на Кракинском участке располагаются ультрабазитовые тела лерцолит-гарцбургит-дунитового состава, с хромитовой минерализацией, слагающие аллохтонную пластину (Камалетдинов, Казанцева, 1983; Савельева, 1987; Иванов и др., 2001). По краям массивов и между ними в Межкракинской зоне залегают эффузивы базальтового состава эйфельского возраста (Якупов и др., 2002). Автохтонные толщи представлены ордовик-силурийскими отложениями платформенного типа и граувакками зилаирской свиты. Среди габброидов присутствуют габбро-диориты и диориты с островодужными геохимическими характеристиками (Gaggero et al., 1997). К Кракинской подзоне применимы структурные модели, разработанные для Сакмарской зоны в Медногорском районе.

Центрально-Уральская мегазона располагается между Кракинско-Медногорской и Вознесенско-Присакмарской структурно-формационными зона-

Рис. 1. Геологическая схема Сакмарско-Кракинской (а) и западной части Магнитогорской (б) мегазон и фрагментов Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны (в–д). Составлены на основе (Вулканизм..., 1992; Жданов и др., 2003¹; Рязанцев и др., 2005).

1–5 – формации: 1 – базальтовая (О–S); 2 – базальт-риолитовая (D_{1e}): контрастный (а) и непрерывный (б) комплексы; 3 – андезит-базальтовая (D_{2ef1}): базальт-андезито-базальтовый (а) и гибридный базальт-андезит-риолитовый (б) комплексы; 4 – базальт-риолитовая (D₂): базальтовый (а) и контрастный (б) комплексы; 5 – андезит-базальтовая (D₂); 6 – калиевые базальты-трахиты (D_{1e1}); 7 – серпентинизированные ультрабазиты; 8 – балбукский интрузивный комплекс монзодиорит-сиенит-лейкогранитовый (C₁₋₂bl); 9 – бугодакский эффузивно-тефроиный и субвулканический комплекс базальт-андезито-базальтового состава известково-щелочной и субщелочной серий (D₃bd) в общем контуре с мукасовской свитой (D₃); 10 – улутауский эффузивно-тефроиный субвулканический комплекс андезит-базальт-андезит-риодацитового состава известково-щелочной серии (D₂zvul); 11 – ирендыкский эффузивно-тефроиный комплекс (D₂efir); 12 – баймак-бурибаевский эффузивно-кремнистый и субвулканический комплекс базальт-дацит-риодацитового состава (D_{1e2}bb); 13 – известняки; 14 – мазовская свита терригенно-тефроиная с обломками известняков (D₁ms); 15 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации и комплексы (узкий просвет), перекрытые более молодыми осадочными формациями; 16 – поляковский кремнисто-базальтовый комплекс (O₂pl); 17 – кремнистые и кремнисто-глинистые глубоководные отложения (O₁₋₂); 18 – базальтовые щитовые вулканы; 19 – интрузивные тела: а – габбро-диабазы, б – диориты, габбро-диориты, в – габброиды; 20 – метаморфические комплексы зоны Урал-Тай; 21 – колчеданные месторождения; 22 – геологические границы; 23 – разрывные нарушения: а – надвигового, б – взбросо-надвигового типов; 24 – номера структурных зон и подзон; 25 – населенные пункты; 26 – контур площади рис. 1а на рис. 1б.

Fig. 1. Geological scheme of the Sakmara-Kraka (a) and the western part of the Magnitogorsk (б) megazones and fragments of Voznesensk-Sakmara structure-formation zone (в–д). Compiled after materials (Вулканизм..., 1992; Жданов и др., 2003¹; Рязанцев и др., 2005).

1–5 – formations: 1 – the basaltic (O–S); 2 – the basalt-rhyolitic (D_{1e}): bimodal (а) and continued (б) complexes; 3 – the andesite-basaltic (D_{2ef1}): basalt-andesite-basaltic (а) and hybrid basalt-andesite-rhyolite (б) complexes; 4 – the basalt-rhyolite (D₂): basalt (а) and bimodal (б) complexes; 5 – the andesite-basaltic (D₂); 6 – potassic basalt-trachytes (D_{1e1}); 7 – serpentinitic ultrabasic; 8 – Balbuk intrusive complex monzodiorite-syenite-leucogranites (C₁₋₂bl); 9 – Bugodak effusive-tephroid and subvolcanic complex of basalt-andesite-basalts composition of calc-alkaline and subalkaline series (D₃bd) in the common contour of Mukas Formation (D₃); 10 – Ulutau effusive-tephroid-subvolcanic complex of andesite-basalt-andesite-riodacite composition of calc-alkaline series (D₂zvul); 11 – Irendyk effusive-tephroid complex (D₂efir); 12 – Baimak-Buribai effusive siliceous and subvolcanic complex of basalt-dacite-riodacitic composition (D_{1e2}bb); 13 – limestone; 14 – Mazovo formation terrigenous-tephroid with fragments of limestone (D₁ms); 15 – volcanogenic and volcanogenic-sedimentary formations and complexes (narrow gap), overlain by younger sedimentary formations; 16 – Polyakova siliceous-basalt complex (O₂pl); 17 – siliceous and siliceous-clays deep-sea sediments (O₁₋₂); 18 – basalt shield volcanoes; 19 – intrusive body: а – gabbro-diabase, б – diorite, gabbro-diorites, в – gabbros; 20 – metamorphic complexes of Ural-Tau zone; 21 – massive sulfide deposits; 22 – geological boundaries; 23 – faults: а – thrusts, б – reverse fault thrust types; 24 – numbers of structural zones and subzones; 25 – settlements; 26 – contour area Fig. 1a in Fig. 1b.

ми и образует антиформу Урал-Тау, хорошо выраженную в геологической структуре (Сенченко, 1976) и на сейсмических профилях (Глубинное строение..., 2001). В строении антиформы присутствуют раннепалеозойские и рифейские отложения платформенного типа, последние выделяются по изотопно-геохронологическим и геологическим данным (Пучков, 2000). В геологическом разрезе антиформы Урал-Тау выделяются суванякский и максютовский метаморфические комплексы, первый из которых зеленосланцевый, а второй полиметаморфический с породами в эклогит-глаукофановой и зеленосланцевой фациях метаморфизма (Ленных, 1968, 1977; Алексеев, 1976; Козлов, 1982; Иванов, 1998; Пучков, 2000).

Генетическая связь проявлений эклогит-глаукофанового метаморфизма с зонами субдукции принимается многими исследователями (Рингвуд, 1981; Добрецов, Кирдяшкин, 1994). В максютовском комплексе эклогиты и глаукофановые сланцы ассоциируют с серпентинитами, зелеными сланцами, кварцитами, слюдяными сланцами и мраморами (Ленных, 1977).

Вознесенско-Присакмарская зона (ВПЗ), нередко отождествляемая с зоной Главного Уральского разлома (ГУР), является самой западной частью океанического сектора Уральского подвижного пояса и по Главному Уральскому надвижу восточного падения сочленяется и с Центрально-Уральской зоной. Зона ГУР прослеживается по простиранию более чем на 600 км из Мугоджар до области сочленения Тагильской и Магнитогорской мегазон в Карабашском районе при ширине от 3 до 17 км. В составе полифациального комплекса Вознесенско-Присакмарской зоны, слагающего фрагмент многостадийной аккреционной призм, присутствуют мантийные ультрабазиты и базиты преимущественно гарцбургитового, реже лерцолитового и дунитового составов, клинопироксениты, верлиты, вебстериты, габбро и диориты, субвулканические породы от основного до кремнекислого составов, включающие (по мнению автора) пикробазальты мостостроевского комплекса, вулканические, вулканогенно-осадочные и осадочные породы от ордовикского до каменноугольного возраста, возникшие на океанической, островодужной и коллизионной стадиях развития Урала. Зона ГУР выражена интенсивной гравитационной ступенью и линейными магнитными аномалиями (Огаринов, 1973; Берлянд, 2007), к западу от которых располагается кора континентального типа, а к востоку – океанического или островодужного типа.

Наиболее древние базальты Вознесенско-Присакмарской зоны в восточной ее части слагают Поляковскую антиформу (см. рис. 1в), (Серавкин и др., 2001). По многочисленной конодонтовой фауне, собранной в прослоях кремнистых пород, переслаивающихся с базальтами, последние имеют

среднеордовикский возраст (Маслов, Артюшкова, 2000) или более широкий диапазон, включающий аренигский, арениг-лланвирнский и лландейло-ашгильский (Иванов и др., 1989) и даже карадокский возрастной уровень (Борисенко и др., 1998). Кремнисто-базальтовые толщи поляковской свиты на востоке сочленяются по Западно-Ирендыкскому и Краснохтинскому разломам с толщами ирендыкской свиты. В зоне их сочленения, в разрезе на левобережье р. Краснохты, залегает интенсивно дислоцированная, с крутыми изоклинальными складками, толща кремнистых алевролитов, песчаников, гравелитов и глыбовых конглобрекций с обломками пироксенпорфировых базальтов, красных кремней и криноидных известняков, которая коррелирует (Белова и др., 2010) с мансуровской толщей раннедевонского возраста. К запад-юго-западу от д. Поляковка (Жданов и др., 2003; Маслов, Артюшкова, 2000) откартированы следующие вулканогенные, вулканогенно-осадочные и терригенные комплексы (см. рис. 1в): толща пиллоу-базальтов с прослоями кремнистых пород, содержащими конодонтовую фауну зоны *Patulus* – **возрастной аналог баймак-бурибаевской свиты** (D_{1e2}), улутауский вулканогенно-тефроидный и интрузивный комплекс (D_{2zv}), бугодакский тефроидно-вулканогенный (D_3) с мукасовской свитой (D_{3f}) кремнистых пород в основании, балбуковский интрузивный комплекс ($C_{1-2?}$).

В 90 км к юго-западу от д. Поляковка располагается пос. Миндяк (см. рис. 1а) и одноименное золото-сульфидное месторождение. В зоне ГУР с запада на восток залегает серия тектонических пластин и толщ преимущественно восток-юго-восточного падения, представленных, по данным С.Е. Знаменского (Серавкин и др., 2001): 1 – ультрабазитами Миндякского массива гарцбургитового, лерцолитового, дунитового и пироксенитового состава; 2 – вулканитами ирендыкской свиты; 3 – терригенно-карбонатными, олистостромовыми и известняковыми толщами визейского возраста; 4 – олистостромовой толщей полимиктового состава с фрагментами базальтов ордовикского возраста; 5 – вулканогенно-осадочными породами бугодакской свиты; телами диоритов и габбро каменноугольного (?) возраста. Породы интенсивно дислоцированы и образуют чередующиеся сжатые антиформы и синформы с осевыми плоскостями, падающими на юго-восток под углом 60–70°.

Приблизительно в 60 км к югу от пос. Миндяк, в районе дд. Бурангулово и Рыскужино, в нижней части разреза Вознесенско-Присакмарской зоны присутствуют базальтоиды поляковской и дергайшской свит и их аналогов (О–S) (**Стратиграфия и корреляция...**, 1993; Иванов и др., 1989; Аристов и др., 2005). Верхняя часть разреза представлена кремнистыми породами, возраст которых варьирует в диапазоне силур–прагий. В районе

д. Утяганово эти кремнистые породы наращиваются кремнисто-базальтовой толщей раннедевонского возраста (Князев, Князева, 2006²), которая, скорее всего, входит в состав лохков-раннеэмской рысужинской толщи (Маслов, Артюшкова, 2010) и сопоставляется с мостостроевским комплексом (D_{1e1}) района г. Орск–д. Репино (Тищенко, 1971; Косарев, 2007).

На р. Сакмаре, на широте г. Сибай, в разрезах Вознесенско-Присакмарской зоны присутствуют низкотитанистые базальты с повышенной магнизиальностью, сопоставимые с аналогами, слагающими нижнюю подсвиту баймак-бурибаевской свиты в Бурибайском рудном районе Таналыкского поднятия (Косарев и др., 2003, 2005). Детально изучен разрез Вознесенско-Присакмарской зоны на широте пос. Бурибай, в районе д. Байгускарово, и на широте г. Гай, в районе д. Ишкинино, где возрастными аналогами баймак-бурибаевской свиты ассоциируют с рудными телами **Со-Си-колчеданных месторождений** Ивановского, Дергамышского и Ишкинского. В наиболее детально изученном Ишкинском рудном поле, по данным (Зайков и др., 2001; Jonas, 2004; Мелекесцева, 2007) выделяется четыре фрагмента (пластины) геологического разреза: I – ультрабазиты серпентинизированные массивные, в различной степени брекчированные, рассланцованные; II – **мегамеланжевая часть разреза**, включающая следующие разновидности пород в отдельных пластинах, блоках: 1 – базальты, близкие к N-, T- и E-MORB типам, **переслаивающиеся** с кремнистыми породами и имеющие ордовикский и силурийский возраст; 2 – кварцевые и базокварцевые дациты эффузивной, тефроидной и субвулканической фаций, ассоциирующиеся с базальтами ордовика; 3 – кремнистые породы (S_2 – D_1); 4 – обломки и блоки (олистолиты) трахибазальтов и латитов шошонитовой серии – аналоги вулканитов мостостроевского комплекса (D_{1e1}) (Косарев, 2007); III – **часть разреза (Ишкинский, Байгускаровский участки)** представлена олистостромовой толщей, которая на Ишкининском участке (см. рис. 1а) надстраивает серпентинитовый мегамеланж, включает бониниты, базальты и кислые породы и сопоставляется с бурибайским вулканическим комплексом.

Приведенная последовательность в самом общем виде характерна для всей Вознесенско-Присакмарской зоны. Однако фациальные типы меланжа, размеры блоков и представительность в разрезах отдельных типов ассоциаций и конкретных пород чрезвычайно разнообразны.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИТОВ САКМАРСКОЙ И ВОЗНЕСЕНСКО-ПРИСАКМАРСКОЙ ЗОН

Прежде чем перейти к петрохимической и геохимической характеристике вулканитов Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон, следует сказать, что в этих зонах присутствуют три главные группы основных пород. Первая группа – базальты кембрийского, ордовикского и силурийского возраста, относящиеся к континентальному, субокеаническому и океаническому типам (Знаменский, 1994; Семенов, 2000; Spadea et al., 2002); вторая группа представлена вулканитами островодужного типа (D_{1e1} – D_{2ef}) (Зайков и др., 2001, 2009; Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2003); третья группа – высокомагнезиальные магматиты базит-ультрабазитового состава дискуссионной геодинамической позиции: предшествующие исследователи включали их в качестве коматиитовой группы пород в океаническую ассоциацию вулканитов (Семенов, 2000; Spadea et al., 2002). По нашему мнению, повышенные концентрации щелочей, Zr и других высокочarged элементов и принадлежность их исключительно к интрузивной дайковой фации позволяют включать эти породы в качестве дайковой пикробазальтовой составляющей в тефрит-шошонит-латит-трахитовый мостостроевский комплекс (Тищенко, 1971; Косарев, 2007).

В целях уточнения типизации базальтов и геодинамических реконструкций нами проведен анализ особенностей распределения MgO , K_2O и TiO_2 в базальтах Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зоны и в базальтах некоторых типовых геоструктурных обстановок, таких как срединно-океанические хребты, Императорский хребет, траппы Сибирской платформы.

Особенности распределения MgO , K_2O и TiO_2 в базальтах (O– S_1) Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон 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 (Петрографический кодекс..., 2008). Для уточнения типизации базальтов кембро-ордовик-силурийского цикла Южного Урала ниже рассмотрены особенности распределения MgO и K_2O в южноуральских, в некоторых типах океанических базальтов и в траппах Сибирской платформы.

В базальтах N-MORB, по материалам обобщающих работ (Дмитриев, 1973; Wedepohl, 1981; Melson et al., 1976, Хьюджес, 1998; Магматические...,

² Князев Ю.Г., Князева О.Ю. Отчет о производстве ГДП – 1 : 200 000, создании и подготовке к изданию госгеолкарты – 200 (новая серия) листа М-40-XXIII “Белорецкая площадь”. Уфа, БТГФ. Т. 1. 2006. 267 с.

1985; Курносов, 1986; Фролова, Бурикова, 1997; Динамика..., 2000), содержания MgO варьируют от 7.19 до 9.67, K_2O – от 0.08 до 0.22, TiO_2 – от 0.93 до 1.61 мас. %; в базальтовых толеитовых стеклах содержание MgO – 7.1–7.69, K_2O – 0.14–0.17, TiO_2 – 1.19–1.77 мас. %. Наиболее магнезиальные стекла толеитов океанических рифтов (ТОР-1) (Дмитриев, 1973) содержат: MgO – 10.2, K_2O – 0.05, TiO_2 – 0.6 мас. %. Рассчитанный состав первичного расплава ТОР-1 следующий: MgO – 13.9, K_2O 0.05, TiO_2 0.5 мас. %, т.е. имеет состав низкокалиевых толеитовых пикробазальтов. В базальтах N-MORB установлены концентрации Nb – 4.6, Zr – 90, Hf – 2.5, Cr – 278–528, Rb – 0.56–0.96, Sr – 88.6–106.4 г/т. В обогащенных базальтах E-MORB (Wood, 1979) содержания MgO – 5.3, K_2O – 1.24, Na_2O – 3.75, TiO_2 – 2.94 мас. %. Базальты хребта Хуан-де-Фука (Восточно-Тихоокеанское поднятие) классифицированы как ферробазальты. Содержания оксидов варьируют в них в следующих пределах: MgO – 6.8–7.4, TiO_2 – 1.67–2.0, K_2O – 0.19–0.25, Na_2O – 2.46–2.78, $\Sigma Fe_2O_3^*$ – 12.38–13.98 мас. %. В базальтах сегмента Клифт хребта Хуан-де-Фука А.С. Жмодик (Динамика..., 2000) выделяет N-MORB, обедненные легкими РЗЭ ($La/Yb = 1.01$), и E-MORB, обогащенные ЛРЗЭ ($La/Yb = 1.2$).

Таким образом, в пределах срединно-океанических хребтов выделяются следующие составы базальтов: 1) N-MORB, 2) E-MORB, которые включают базальты нормальной щелочности и субщелочные разновидности, нередко узнаваемые по слабо повышенным концентрациям ЛРЗЭ, K_2O , элементов с крупными ионными радиусами (КИР) и элементов с высокочarged ионами (ВЗИ); 3) железистые базальты (сегмент Клифт хр. Хуан-де-Фука) (Динамика..., 2000); 4) магнезиальные базальты с пониженным содержанием TiO_2 (0.64–0.93 мас. %), приуроченные к зоне Коста-Риканского рифта (Курносов, 1986).

Базальты Императорского хребта представлены преимущественно толеитовыми разновидностями, в которых установлена мода содержания MgO (7–8 мас. %) и K_2O (0.2–0.8 мас. %) (рис. 2) (Курносов, 1986; Хьюджес, 1998). По сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов (СОХ) содержания MgO слегка понижены, а K_2O – повышены.

Платобазальты Исландии миоценового возраста слагают более половины территории острова. 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%. Средние значения химических составов исландских платобазальтов и типичных трапповых формаций показывают их существенные различия (Герасимовский и др., 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). На диаграмме TiO_2 – K_2O (Миронов и др., 1992) нами проведена эмпирическая линия (рис. 3а, б) (жирная штриховая), разделяющая поле океанических и континентальных (трапповых формаций) базальтов. Базальты Исландии в большинстве своем располагаются в “океаническом” секторе. По характеру соотношений Ti–Zr; Ti–Cr; Co–Ni; Cr–Y базальты Исландии занимают поле океанических, реже внутриплитных базальтов и относятся к низкощелочным разновидностям толеитовой серии (Mc Donald, Katsura, 1964).

На диаграмме TiO_2 – K_2O (Миронов и др., 1992) с добавлениями автора (см. рис. 3а, б) вынесены фигуративные точки базальтов ордовик-силурийского возраста стадий континентального рифтогенеза, океанической стадии развития Южного Урала.

Траппы Сибирской платформы. В составе трапповых серий известны базальты щелочной и субщелочной серий. Однако наибольший объем среди платобазальтов занимают основные породы, родственные толеитам (Хьюджес, 1998; Федоренко, 1981; Золотухин и др., 1989). Траппы относятся к сообществу преимущественно толеитовых базальтов внутриплитных ассоциаций. 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 (см. рис. 2 и работы (Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Альмухамедов, Медведев, 1986)). 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 магмообразования и увеличением степени плавления мантийного субстрата (Gass, 1970; Альмухамедов, Медведев, 1986).

В пределах Вознесенско-Присакмарской зоны наряду с преобладающими базальтами, сопоставимыми с океаническими типами, близкими к толеитам Императорского хребта, присутствуют разновидности, расположенные в поле траппоидов (см. рис. 3а, б). Часть составов низкокалиевых базальтов района д. Чингизово (см. рис. 1) по петрохимическим характеристикам, в частности по повышенным содержаниям MgO , сопоставима с остро-

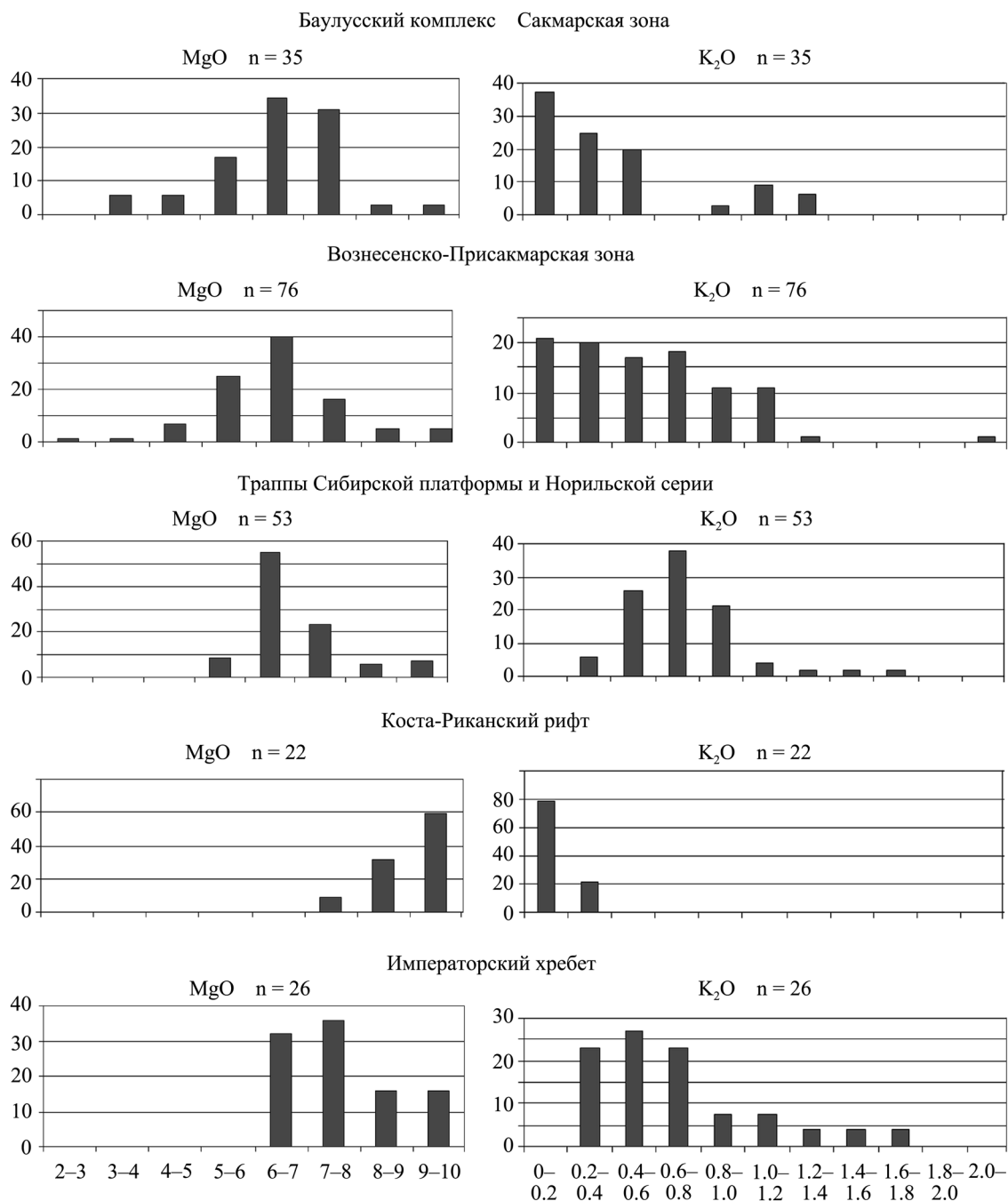


Рис. 2. Особенности распределения MgO и K₂O в низкокальциевых базальтах океанической стадии Южного Урала, в траппах Сибирской платформы и базальтах Тихого океана.

Fig. 2. Features of the distribution of MgO and K₂O in low-K basalts of the oceanic stage of the Southern Urals, in the trapps of the Siberian Platform and in basalts of the Pacific Ocean.

водужными базальтами бурибаевского вулканического комплекса, соответствующего нижней подсвите баймак-бурибаевской свиты (Косарев и др., 2003). Широкий разброс составов обнаружен в базальтах дайковой фации, фигуративные точки которых присутствуют в секторах как океанических, так и континентальных базальтов.

На диаграмме Al₂O₃–TiO₂ (см. рис. 3в) в поле I попадают высокотитанистые и умеренно-титанистые базальты западной части Поляковского участка, базальты из района пос. Миндяк (см. рис. 1), базальты среднего ордовика из района пос. Байгускарово (см. рис. 1а), а также несколько проб из разреза ордовика–нижнего силура (Борисенко,

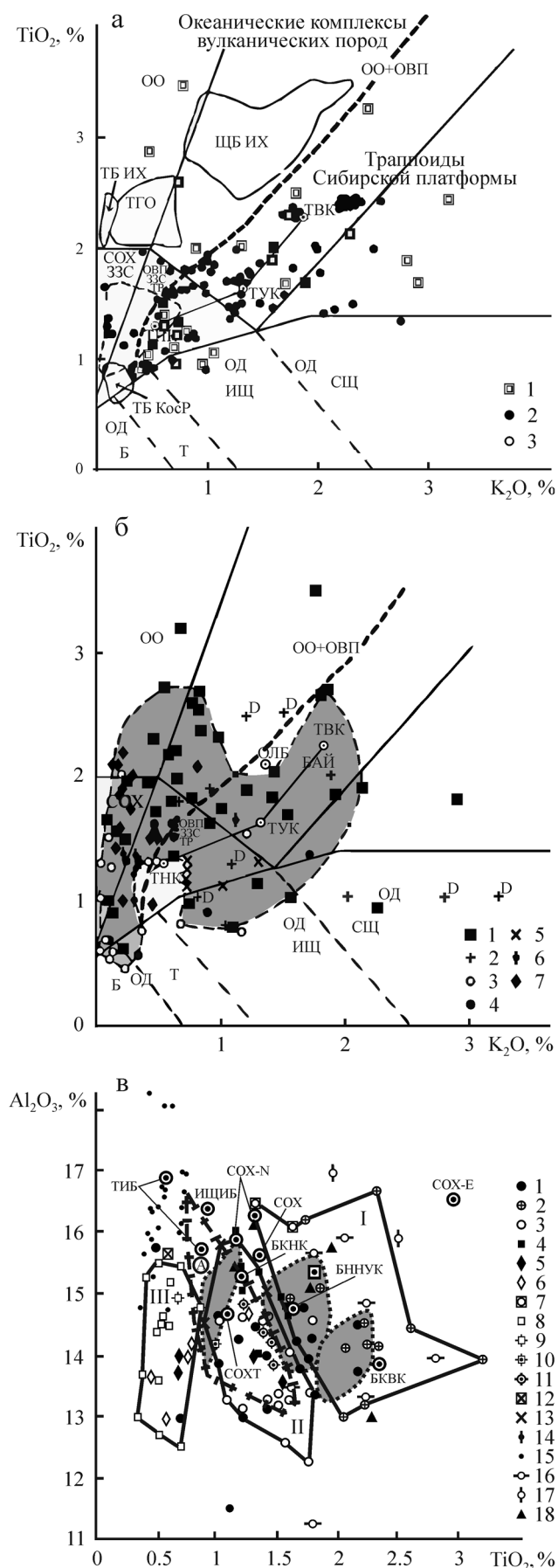


Рис. 3. Соотношения K_2O , Al_2O_3 и TiO_2 в базальтах океанической стадии Южного Урала.

а. Стандартная диаграмма (K_2O – TiO_2) (Миронов и др., 1992), с добавлениями. 1 – траппы Сибирской платформы (Золотухин и др., 1989), 2 – базальты Норильской серии (Р) (Альмухамедов, Медведев, 1986), 3 – стандартные средние составы траппов Норильской серии. Сокращения: СОХ – срединно-океанический хребет, ЗЗС – зоны задугового спрединга, ОО – океанические острова, ОВП – области внутриплитового вулканизма, ТБ ИХ – толеитовые базальты Императорского хребта, ЩБ ИХ – щелочные базальты того же хребта, ТГО – толеитовые базальты Гавайских островов, ТБ КосР – 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, умеренно-кальциевые, ТНК – то же, низкокальциевые. Жирный штрих разделяет поля преобладающих океанических пород и преобладающих континентальных траппов.

б. Соотношения K_2O и TiO_2 в базальтах (O_2 – S_2) Вознесенско-Присакмарской зоны Магнитогорского палеовулканического пояса. 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 (Борисенко, 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) (Борисенко, Рязанцев, 2005); 7 – район оз. Тургояк (Сначев и др., 2006).

в. Соотношения TiO_2 и Al_2O_3 в базальтах (O_2 – D_1) Вознесенско-Присакмарской зоны. 1–3 – Поляковский участок: 1 – анализы без разделения по фрагментам разреза (Семенов, 1990), 2 – Поляковский участок, западный фрагмент разреза, 3 – там же, восточный фрагмент разреза; 4 – базальты силура, район д. Мазово; 5 – базальты Бурангуловского блока; 6 – базальты района д. Чингизово (S_1 – D_1 ?); 7 – базальты района д. Байгускарово ордовикского возраста; 8 – базальты S_1 района д. Байгускарово; 9 – базальты S_1 ln того же района; 10 – базальты (среднеарифметическое значение) S_1 ln, район Ивановского месторождения; 11 – базальты пироксенсодержащие (S_1 ln, x_{cp}) той же площади; 12 – базальты (x_{cp}) лудловского возраста (S_2 ld) Бурибайского рудного района; 13 – габбро низкотитанистое района д. Байгускарово; 14 – базальты Буйдинского участка (D_1 ?); (2–7 – анализы И.С. Анисимова, С.Е. Знаменского, П.В. Аржавитина, В.С. Шарфмана, А.А. Захарова, А.М. Косарева; 8–14 – коллекция А.А. Захарова); 15 – базальты и андезитобазальты Хабаровинской площади (Семенов, 1990); 16 – базальты медногорского комплекса; 17 – базальты эбетинского комплекса; 18 – базальты троичского комплекса. Поле А (штрих удлиненными крестами) – базальты осевой зоны Красного моря (Альмухамедов, Медведев, 1986); сокращения: СОХ – базальты срединно-океанических хребтов; N, Т – базальты N-типа и Т-типа СОХ; ИЩИБ – базальты известково-щелочные Идзу-Бонинской островной дуги (Фролова, Бурикова, 1977); ТИБ – толеитовые базальты той же дуги; БКВК – залитое поле выделенное точками – базальты континентальные норильской серии (Р) калиевые (Альмухамедов, Медведев, 1986); БКНУК – то же, умеренно-кальциевые; БКНК – то же, низкокальциевые; поле I – высокотитанистые базальты Поляковского разреза, западный фрагмент; II – умеренно-титанистые “субокеанические” базальты; III – низкотитанистые “субокеанические” базальты.

танистые “островодужного типа” базальты Байгускарковского участка.

Fig. 3. The ratio of K_2O , Al_2O_3 and TiO_2 in basalts of oceanic stage of the Southern Urals.

a. A standard chart (K_2O – TiO_2) after (Миронов и др., 1992), with additions by A.M. Kosarev. 1 – the trapps of the Siberian platform (Золотухин и др., 1989), 2 – basalts of Norilsk series (P) (Альмухамедов, Медведев, 1986), 3 – average standard compositions of trapps of Norilsk series. Abbreviations: COX – mid-ocean ridge, 33C – zone of back arc spreading, OO – oceanic islands, OBI – areas of within-plate volcanism, ТБ ИХ – **tholeiitic basalts of the Imperial Ridge**, ИЦБ ИХ – alkaline basalts of the same, ТГО – tholeiitic basalts of Hawaii, ТБКосР – tholeiitic basalts from the Costa Rica rift, ОД – island arc, Б – boninite series, Т – tholeiitic series, ИЦЦ – **calc-alkaline series**, СЦЦ – **subalkaline series**, ТВК – **trapoids high-K**, ТУК – **the same intermediate-K**, ТНК – **the same low-K**. Line – thick dash delimits the fields, predominant oceanic rocks and prevailing continental trapps.

б. The ratio of K_2O and TiO_2 in basalts (O_2 – S_2) Voznesenka-Prisakmarian zone of Magnitogorsk paleovolcanic belt. 1 – Polyakovka complex (Семенов, 1990; Салихов, 2004); 2 – the same (Spadea et al., 2002), D – basalt dikes; 3 – Voznesensko-Prisakmarian zone from Polyakovka to Chingizovo (collection of P.V. Arzhavitsin and A.M. Kosarev); 4 – district Baiguskarovo village (Борисенок, Рязанцев, 2005) (collection of A.A. Zakharov, A.M. Kosarev); 5 – district Mendiak village, materials of S.E. Znamensky (Серавкин и др., 2001); 6 – district Mazovo, Dergaish formation, materials of V.S. Sharfman, P.V. Arzhavitsin, (Борисенок, Рязанцев, 2005); 7 – district of Turgoyak lake (Сначев и др., 2006).

в. The ratio of TiO_2 and Al_2O_3 in basalts (O_2 – S_1) Voznesenka-Prisakmarian zone. 1–3 – Polyakovka plot: 1 – analysis without deviding of the section fragments (Семенов, 1990), 2 – Polyakovka, western fragment of the section, 3 – Polyakovka, eastern fragment of the section, 4 – basalts of the Silurian age, the district Mazovo village; 5 – basalts Burangulovo block; 6 – basalt district Chingizovo village (D₁?); 7 – basalt district Baiguskarovo village (O_2); 8–9 – basalts S_1 district Baiguskarovo village; 10 – basalts (average meaning) S_1 ln, district of Ivanovo field; 11 – basalts piroxenite (S_1 ln) the same plot; 12 – the basalts ludlov age (S_2 ld) Buribai mining district; 13 – low-Ti gabbro district Baiguskarovo village; 14 – basalts Buida plot (D₁?); (2–7 – collections of I.S. Anisimov, S.E. Znamensky, P.V. Arzhavitsin, V.S. Sharfman, A.A. Zakharov, A.M. Kosarev; 8–14 – collection of A.A. Zakharov); 15 – basalts and andesite-basalts Khabarny plot (Семенов, 1990); 16 – basalts Mednogorsk complex; 17 – basalts Ebeta complex; 18 – basalts Troitsk complex. Field A (bar extra long crosses) – the field of basalts from the axial zone of the Red sea (Альмухамедов, Медведев, 1986); abbreviations: COX – basalts of the Mid-oceanic ridges; N, T – basalts of the N-type and T-type MORB; ИЦЦБ – **calc-alkaline basalts**, Izu-Bonin island arc (Фролова, Бурикова, 1977); ТИБ – tholeiitic basalts of the same arc; БКВК – darkened field with points – potassium continental basalts of Norilsk series (P) (Альмухамедов и др., 1986); БКНУК – **the same with intermediate-K**; БКНЛК **the same, low potassium**; field I – high-Ti basalts Polyakovka section, western fragment; II – intermediate-Ti “sub-oceanic” basalts; III – low-Ti island-arc-type basalt Baiguskarovo plot.

Рязанцев, 2005) из района деревни Мазово, рядом с г. Гай. Базальты с высокими концентрациями TiO_2 (2–3.5%) в западной части Вознесенско-

Поляковского разреза содержат повышенные процентные содержания FeO' (10–14.5), MnO (0.17–0.42), умеренные MgO (5.4–7), пониженные и нормальные CaO (5.88–12.88), Na_2O (2.58–4.7), нормальные и повышенные – K_2O (0.32–2.04). В этом же фрагменте разреза присутствуют умереннотитанистые базальты. Обе разновидности базальтов на диаграмме Al_2O_3 – TiO_2 образуют единое поле, довольно хорошо совпадающее с полем континентальных базальтов умеренной и повышенной калиевоности Норильской серии пермского возраста. Таким образом, эта группа базальтов O_2 включает в себя базальты как нормальной, так и повышенной щелочности.

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 внутривулканитовой составляющей океанических зон, удаленных от COX.

В Вознесенско-Присакмарской палеовулканической зоне Южного Урала установлена ассоциация базальтов океанического типа (MORB) с базальтами, имеющими трапповый уклон, содержащими повышенные количества K_2O . Базальты с трапповым уклоном входят в состав формаций стадии континентального рифтогенеза и океанической стадии, отражая этап перехода к последней от грабеновой стадии.

Химизм вулканитов стадии континентального рифтогенеза и океанической стадии Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон

Самое низкое положение в разрезе палеозоя занимают *континентально-рифтогенные* формации кембро-ордовикского возраста. Именно в это время идут рифтогенные процессы, которые, по мнению большинства исследователей, привели к спредингу Европейско-Азиатской плиты и образованию уже в среднем ордовике океанической коры (Тектоника Урала, 1977; История..., 1984, Кориневский, 1989). Наибольшим распространением грабеновые формации, относимые к кембрию и раннему ордовику, пользуются в Сакмарской зоне, в Медногорском рудном районе. В этом районе изучен медногорский вулканический комплекс, датированный кембрием по фауне конодонтов (Пучков, 2000), и глыбами археоциатовых известняков.

Медногорский палеовулканический комплекс кембрийского возраста представлен базальтами умеренно-щелочной серии. В нашем распоряжении имеются петрохимические и геохимические

характеристики эффузивных базальтов разреза хр. Сарбай и фрагмента разреза медногорского комплекса на западной окраине г. Медногорска, в районе водовода, вблизи глыбовых выходов археоциатовых известняков (см. рис. 1, 2, табл. 1), а также опубликованные материалы (Серавкин, Родичева, 1990). Базальты медногорского комплекса вскрываются в относительно массивных фрагментах разреза (хр. Сарбай), но чаще в толщах, подверженных интенсивному будинажу. Нередко наблюдается сочетание вулканитов с песчано-сланцевыми фрагментами разрезов. Большая часть вулканитов представлена долерито-базальтами с хорошо раскристаллизованной основной массой. Тем не менее принадлежность их в большинстве своем к эффузивной поверхностной группе фаций сомнений не вызывает в связи с наличием прослоев осадочных пород и брекчий. Вероятно присутствие и экструзивных образований. Детальное петрографическое и петрохимическое изучение медногорского комплекса было проведено В.Т. Тищенко (1978)³, И.Б. Серавкиным и З.И. Родичевой (1990) и авторами работ (Стратиграфия и корреляция..., 1993; Вулканизм..., 1992). Базальты и долерито-базальты состоят из альбитизированного плагиоклаза, замещенного (частично) хлоритом пироксена и редких вкрапленников частично сохранившегося оливина. Часто встречаются мелкие кристаллы свежего и лейкоксенизированного титаномагнетита, фенокристы сфена и мелкие выделения апатита. По содержанию суммарной щелочности (4.35–6.8%) вулканиты относятся к умеренно-щелочной серии натриевого типа с высокой железистостью ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 13.15\text{--}18.7\%$), умеренной магнезиальностью ($\text{MgO} = 3.7\text{--}5.4$, изредка до 8%). Весьма характерны повышенные концентрации TiO_2 (в среднем около 2, иногда до 3.25%), MnO (среднее 0.92%), Zr (128–142 т/т) и Nb (6.6–7.5 г/т). По сравнению с базальтами N-MORB они характеризуются умеренными и низкими концентрациями Sr (12–118 г/т), Ni (17–54 г/т), умеренными – Co (38–48.8 г/т).

Вулканизм **океанической стадии** проявился в Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зонах. Базальты океанической стадии принадлежат толеитовой и умеренно-щелочной сериям. Наиболее представительные фрагменты разрезов океанической стадии известны в Сакмарской зоне (Вулканизм..., 1992; Серавкин, Родичева, 1990; Рязанцев и др., 2005), где они слагают баулусскую, кураганскую (O_{2-3}) (Стратиграфия и корреляция..., 1993) и поляковскую свиту в Вознесенско-Присакмарской зоне. В последней разработана стратиграфия, ба-

зирующаяся на конодонтовой фауне, что позволяет целенаправленно изучать состав датированных вулканитов. Хорошо сохранившиеся фрагменты вулканических разрезов ордовик-силурийского возраста выделены в поляковскую (O_2), дергайшскую ($\text{O}_2\text{--S}_1$), губерлинскую ($\text{O}_2?$), сакмарскую ($\text{S}_1\text{--D}_1$) свиты и толщи (Иванов и др., 1989; Стратиграфия и корреляция..., 1993; Аристов и др., 2005; Борисенко и др., 1998; Борисенко, Рязанцев, 2005).

Баулусский вулканический комплекс (O_{2-3}). По петрохимическим и геохимическим материалам (см. табл. 1, рис. 3) основные вулканиты баулусского комплекса, представленные преимущественно оливинсодержащими базальтами (Серавкин, Родичева, 1990; Рязанцев и др., 2005), относятся к толеитовой и субщелочной сериям ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 3.95\text{--}5.42\%$). По соотношениям относительно инертных компонентов Ti , Zr , Cr , Y , преобладающая часть базальтов принадлежит океаническому типу с умеренными концентрациями TiO_2 (1.03–1.77, изредка до 2.25%). Большинство базальтов имеет характеристики толеитовой серии с плоскими графиками на спайдер-диаграммах порода/хондрит (рис. 4, 5). Иногда на этих диаграммах (см. рис. 4в–е) фиксируется дефицит легких и тяжелых РЗЭ относительно элементов самариевой группы. Нередко слабо обозначена негативная аномалия Eu , свидетельствующая о фракционировании плагиоклаза. По геохимическим характеристикам базальты баулусского комплекса соответствуют субокеаническому типу с островодужным уклоном. Последний может быть обусловлен повышенными концентрациями воды в зоне среднеордовикского магмообразования в связи с предшествующими вендскими субдукционными процессами (данные Ю.В. Корякина по (Самыгин и др., 2005; Косарев, Шафигуллина, 2011)). На диагностической диаграмме Th/Yb--Nb/Yb (рис. 6б) базальты баулусского комплекса располагаются в поле островодужных составов либо на границе последних с океаническими базальтами.

По сравнению с базальтами кембрийско-раннеордовикского возраста в базальтах баулусского комплекса обнаружено заметное возрастание содержания Mg и Sr и понижение содержаний Mn , Zr , Ti , Nb , Y , что фиксирует тренд эволюции составов базальтов от обогащенных траппоидов к океаническим толеитовым базальтам. Sr на спайдер-диаграммах порода/N-MORB (см. рис. 4д) иногда обнаруживает пониженные концентрации, что может либо свидетельствовать о первичных пониженных содержаниях этого элемента в расплавах и сходстве последних с океаническими базальтами, либо является показателем интенсивных вторичных преобразований, сопровождаемых его выносом. По химизму базальтов баулусского комплекса можно сделать вывод о присутствии в его составе двух типов: 1) субщелочных и щелочных субокеанических базальтов со слабым островодужным уклоном;

³ Тищенко В.Т., Чудинов Ю.И., Шолмо Г.П., Черевко С.Г. Геологическое строение и полезные ископаемые западного крыла Магнитогорского прогиба в пределах Оренбургской области. Оренбург: Оренбургское территориальное геологическое управление, 1978.

Таблица 1. Химический состав базальтов стадии континентального рифтогенеза и океанической**Table 1.** The chemical composition of basalts of continental rifting and oceanic stages

Компо- нент	Медногорский		Баулусский							Блявинский			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Номера проб												
	МЖ10/1	МЖ20/1	4	5	6	7	348	397a	553	43-5/2	43-5/5	445a	43-5/7
SiO ₂	48.3	49	49.8	50.98	48.8	48.8	50	49	53	49.1	52	52	50
TiO ₂	2.06	2.83	1.52	1.31	1.74	1.31	1.91	1.8	2.46	1.84	1.6	0.88	1.2
Al ₂ O ₃	16	14	13.74	14.15	13.65	13.98	15.68	15.68	10.9	14.2	14.1	17	14.1
Fe ₂ O ₃	4	5.68	6.5	4.9	5.04	4.9	4.85	5.79	8.7	10.1	9.4	3.45	9.6
FeO	7.76	8.4	4.97	5.38	7.11	5.93	5	5	8.62	—	—	5	—
MnO	1.3	0.45	0.21	0.15	0.2	0.18	0.16	0.14	0.17	0.1	0.14	0.08	0.11
MgO	5.68	7.1	6.23	5.01	7.47	9.29	6.8	6	5	6.6	6.2	6.2	7.2
CaO	6	4	7.54	8.97	8.74	7.3	7.38	5.68	4.26	9.51	9.36	7.1	10.02
Na ₂ O	3.05	2.7	4.95	4.99	4	4.01	4.05	4.1	4.4	4.54	4.5	4.2	4.3
K ₂ O	1.5	0.87	0.16	0.12	0.24	0.59	0.27	0.2	0.25	0.25	0.25	0.2	0.25
P ₂ O ₅	0.21	0.3	0.12	0.11	0.13	0.1	0.48	0.27	0.76	0.27	0.26	0.27	0.26
Rb	2.04	1	1.5	2.9	2.2	8.8	5.69	3.98	2	0.23	1.4	11.6	1.8
Cs	0.18	0.05	—	—	—	—	0.4	0.1	0.1	0.1	0.01	0.33	0.06
Sr	—	—	150	140	130	340	250	215	132	102.3	218	249	44.99
Ba	55.3	1040	50	8	54	40	175	46.6	42.9	118.6	123	124	118.5
V	449	356	420	310	420	360	—	—	—	—	—	—	—
Cr	118	129	160	200	130	290	101	142	122	129	150	156	—
Co	—	—	52	52	63	52	27.8	38.6	32.3	33.4	34	16.1	—
Ni	54.2	17.1	45	49	63	65	44.9	54	9.47	46.5	61	14	—
Cu	103	30.6	—	—	—	—	74.8	43.1	29.7	87	48	10.4	—
Zn	—	—	—	—	—	—	95.2	112	227	93	83	41.7	—
Y	31.8	52.7	—	—	—	—	22.2	38.3	90	28	28	56.4	21.28
Nb	7.5	12.5	2.5	2.5	2.5	2.5	28.6	12.4	23.5	10.4	9.5	1.69	3.4
Ta	—	—	—	—	—	—	1.69	0.69	1.44	0.55	0.56	0.11	0.05
Zr	128	246	87	75	99	73	180	109	343	77.06	94	68	57.15
Hf	3.55	5.63	—	—	—	—	4.95	3.6	9.93	3.54	2.76	2.18	2.47
U	0.14	0.5	—	—	—	—	0.67	0.52	0.7	0.22	0.33	0.36	0.54
Th	0.53	1.81	—	—	—	—	2.27	1.51	2.48	1.13	1.17	0.73	5.29
La	5.7	18.1	3.5	3.2	3.5	3.2	18.2	14.9	26.5	10.68	11	18.7	57.56
Ce	15.2	39.7	9.5	9.3	11	9.4	38.5	31.9	63.6	28.25	26	41.5	118
Pr	—	—	—	—	—	—	5.47	4.38	9.58	3.51	3.5	5.37	9.77
Nd	14.1	28.9	9.6	9	11	9.1	23.1	18.1	43.4	15.43	15.9	23.3	30.59
Sm	4.32	7.53	3.7	3.3	4.2	3.3	5.72	5.15	12.6	4.22	4.3	6.52	4.91
Eu	1.4	2.25	1	0.88	1.3	1.1	2.08	2.01	3.78	1.63	1.5	2.05	1.9
Gd	5.14	8.67	—	—	—	—	5.93	5.95	14.3	5.77	4.7	7.34	7.35
Tb	—	—	0.93	0.8	0.99	0.82	0.98	1.17	2.76	0.92	0.79	1.34	0.98
Dy	6.18	9.84	—	—	—	—	4.57	6.33	15.9	5.93	5.2	8.59	5.78
Ho	—	—	—	—	—	—	0.82	1.3	3.04	1.27	1.1	1.76	1.08
Er	3.34	6.02	—	—	—	—	2.09	3.72	9.07	3.83	3.2	5.74	3.68
Tm	—	—	—	—	—	—	0.31	0.66	1.38	0.57	0.46	0.91	0.49
Yb	3.11	5.58	3.5	2.9	4	2.8	1.58	4.05	9.31	3.29	3.14	6.95	3.04
Lu	0.42	0.73	0.55	0.47	0.62	0.47	0.24	0.62	1.48	0.56	0.46	1.12	0.49

Примечание. 1–2 – долерито-базальты медногорского вулканического комплекса участков хр. Сарбай и Водовод (Косарев, Шафигулина, 2011); 3–9 – базальты баулусского комплекса (O₁₋₂): 3–6 – Утягуловская синформа, коллекция Д.В. Борисенка (Рязанцев и др., 2005); 7–9 – там же (коллекция А.М. Косарева и И.Б. Серавкина); 10–11 – базальты блявинского комплекса (S₁); южная стенка Блявинского карьера (коллекция А.М. Косарева); 12–13 – базальты юго-восточной стенки Блявинского карьера (D₁?).

Note. 1–2 – dolerite-basalts Mednogorsk volcanic complex plots ridge Sarbay and Vodovod (Kosarev, Shafigulina, 2011); 3–9 – basalts Baulus complex (O₁₋₂): 3–6 – Utyagulovo synform (Рязанцев и др., 2005), 7–9 – in the same place (collections of A.M. Kosarev, I.B. Seravkin); 10–11 – basalts Blyava complex (S₁); south wall of Blyava quarry (collection A.M. Kosarev); 12–13 – basalts of south-eastern wall Blyava quarry (D₁?).

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Компо- нент	Поляковский								Байгускарово		Белошапка		Мазово	
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
	Номера проб													
	По-17	По-48	По-54	По-60	SU97	SU99	SU429a	SU33a	16Б	7Б	8Б	9Б	5Б	6Б
SiO ₂	48.7	47.3	48.6	50.9	43.65	50.55	41.53	52.32	47.46	48.9	48.1	47.15	47.26	48.9
TiO ₂	2.72	1.9	1.63	1.84	1.83	1.08	1.94	1.52	2.02	2.24	2.11	1.63	1.28	1.44
Al ₂ O ₃	13.8	18.5	15.98	15	13.71	14.1	16.31	15.25	14.9	14.7	14.9	14.6	18.69	14.5
Fe ₂ O ₃	13	10.3	12.42	11.2	7.1	5	6.4	5.2	6.04	4.59	3.37	3.17	4.55	5.59
FeO	—	—	—	—	10.16	6.57	10.1	6.5	7.13	6.98	6.78	6.15	3.34	5.14
MnO	0.22	0.19	0.21	0.18	0.26	0.2	0.23	0.18	0.2	0.16	0.14	0.15	0.17	0.22
MgO	4.6	5.1	5.54	4.9	7.78	8.86	7.8	5.14	6.14	5.86	6.48	6.28	5.24	6.48
CaO	8.7	7.9	8.06	7.42	13.91	9.15	14.04	7.75	6.85	8.01	8.52	10.94	9.85	7.24
Na ₂ O	2.98	3.87	3.05	3.05	1.01	2.35	0.72	6.79	3.52	3.63	3.92	3.71	3.87	4
K ₂ O	0.54	0.87	3.05	1.92	0.66	2.02	0.9	0.07	0.22	0.35	0.33	0.34	0.32	1.68
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0.17	0.12	0.18	0.21	0.19	0.34	0.28	0.27	0.18	0.2
Rb	25.5	6.3	35.5	61.8	8.1	45.7	12	2	1	7.7	7.2	8.7	2	19
Cs	1.3	0.7	5.2	1.6	0.45	0.73	—	—	—	—	—	—	—	—
Sr	588	199	357	82	83.1	99.9	123	69	129	200	290	210	500	350
Ba	8686	52	8588	66	180	79.6	318	4	79	140	200	170	170	360
V	273	387	1280	157	443	272	476	266	519	180	180	240	260	310
Cr	179	318	164	319	120	332	137	81	35	210	230	330	210	150
Co	30	33	32	39	60	51.9	0	0	56	64	68	55	42	46
Ni	27	69	43	40	66.6	88.4	2100	39	24	200	200	220	93	38
Cu	—	—	—	—	67.8	74.4	50	52	—	—	—	—	—	—
Zn	101	71	79	72	127	98.4	118	88	—	140	200	170	—	—
Y	35.4	—	—	—	39.1	21.5	37	47	33	25	25	20	27	28
Nb	20.3	6.9	6.3	2.3	3.63	1.67	4	4	2.8	14	20	14	6.9	7
Ta	1.2	0.2	0.7	0.4	0.55	0.14	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	63	99	71	48	107	64	115	157	120	150	170	130	117	88
Hf	2.8	7.9	2.9	1.6	2.72	1.53	—	—	—	—	—	—	—	—
U	0.62	0.31	0.1	0.22	0.132	0.039	—	—	—	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Th	1.81	0.41	0.33	0.05	0.28	0.136	—	—	—	1.2	1.2	1	1.2	0.5
La	18.2	8.9	3.3	2.21	4.28	2.16	4.28	7.3	7	11	16	13	6.6	7.9
Ce	40.3	22.8	9.7	6.3	13.24	6.83	12.9	19.7	18	24	33	26	14	19
Pr	5.21	3.15	1.62	1.04	2.21	1.09	—	—	—	—	—	—	—	—
Nd	22.9	14.5	8.5	5.97	11.29	5.98	11.6	16.3	14	17	21	16	11	13
Sm	5.44	3.83	2.94	2.08	4.02	2.11	4.26	5.4	4.9	5.1	5.5	4.7	3.5	3.7
Eu	1.93	1.2	0.95	0.78	1.31	0.8	1.42	1.67	1.4	1.6	1.7	1.5	1.2	1.3
Gd	6.07	4.42	4.11	3.51	5.91	3.03	5.65	7.03	—	—	—	—	—	—
Tb	0.94	0.72	0.71	0.58	1.02	0.56	—	—	1.1	0.84	0.87	0.85	0.75	0.88
Dy	5.71	4.61	4.79	4.29	7.04	3.77	6.84	7.96	—	—	—	—	—	—
Ho	1.14	0.82	0.97	0.84	1.56	0.81	—	—	—	—	—	—	—	—
Er	3.02	2.53	2.86	2.47	4.31	2.31	3.92	4.88	—	—	—	—	—	—
Tm	0.37	0.34	0.37	0.35	0.65	0.36	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	2.2	2.24	2.37	2.27	4.14	2.24	3.83	4.66	3.93	1.9	1.9	1.8	2.6	2.5
Lu	0.3	0.3	—	—	0.64	0.35	0.6	0.72	0.6	0.26	0.3	0.27	0.38	0.39

Примечание. 14–21 – базальты поляковского комплекса (O₂), северная часть Вознесенско–Присакмарской зоны: 14–15 – Западная подзона; 16–17 – Восточная подзона (Салихов, 2004); 18–21 – базальты поляковского комплекса (Spadea et al., 2002); 22–27 – эффузивные базальты южной части Вознесенско–Присакмарской зоны O₂: 22 – район д. Байгускарово, 23–25 – район д. Белошапка, 26–27 – район д. Мазово (S₁) (Борисенко, Рязанцев, 2005).

Note. 14–21 – basalts Polyakovka complex (O₂): the northern part of Voznesenka-Prisakmarian zones: 14–15 – Western subzone, 16–17 – Eastern subzone (Салихов, 2004); 18–21 – basalts Polyakovka complex (Spadea et al., 2002); 22–27 – effusive basalts of the southern part of Voznesenka-Prisakmarian zone O₂: 22 – district Baiguskarovo village, 23–25 – district Beloshapka village, 26–27 – district Mazovo village (S₁) (Борисенко, Рязанцев, 2005).

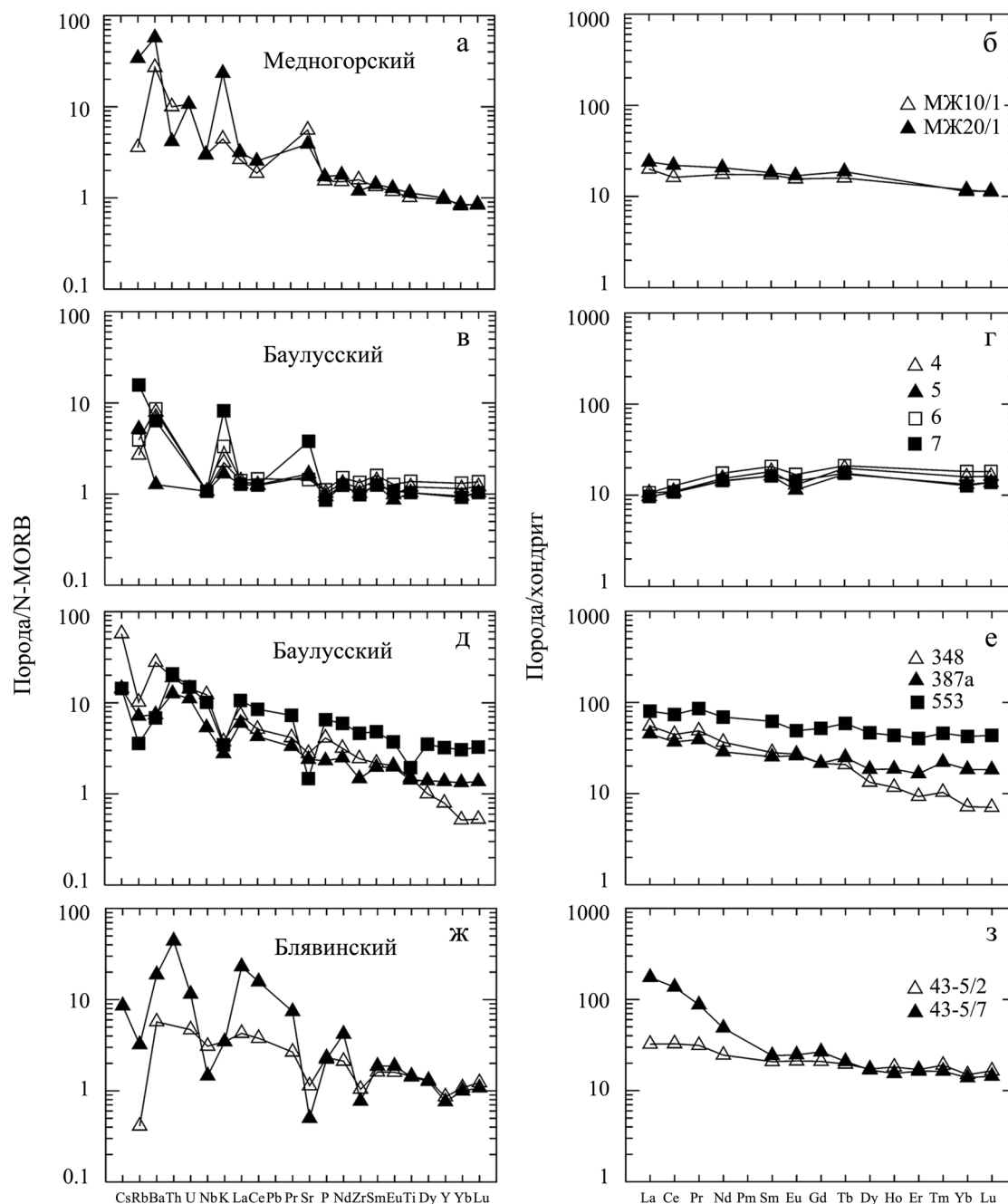


Рис. 4. Распределение микроэлементов, нормализованных по N-MORB (Sun, McDonough, 1989), и редкоземельных элементов, нормированных по хондриту (Nakamura, 1974), в вулканитах кембрийского, ордовикского, силурийского и девонского (?) возраста Сакмарской структурно-формационной зоны.

а, б – медногорская свита (авторские данные); в, г – базальты баулусской свиты (Рязанцев и др., 2005); д, е – то же (авторские данные по пробам И.Б. Серавкина); ж, з – базальты лландовери из южной стенки Блявинского карьера (пробы 43-5/2, 43-5/5) (авторские данные); проба 43-5/7, 445а – юго-восточный угол карьера с круто залегающими пиллоу-базальтами (D_1 ?).

Fig. 4. The distribution of trace elements, normalized by N-MORB (San, McDonough, 1989) and rare earth elements, normalized by chondrite (Nakamura, 1974) in the volcanic rocks of Cambrian, Ordovician, Silurian and Devonian (?) age Sakmarian zone.

а, б – Mednogorsk formation (author's data); в, г – in basalts Baulus formation (Рязанцев и др., 2005); д, е – the same (author's data by samples I.B. Seravkin); ж, з – basalts of the Llandovery from south wall Blyava quarry (sample 43-5/2, 43-5/5); sample 43-5/7 – the south-eastern corner of the Blyava quarry with steeply bedded pillow-basalts (D_1 ?).

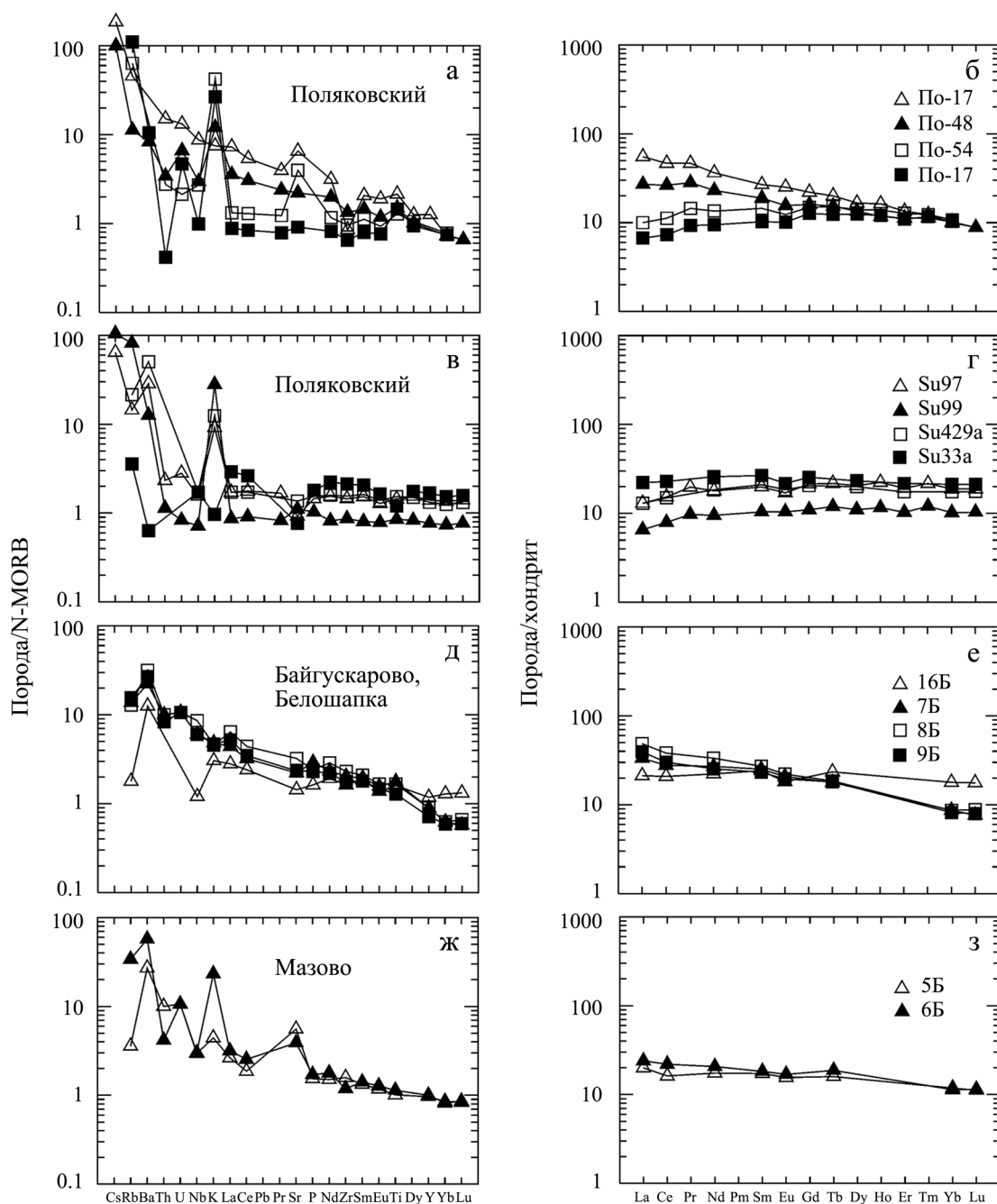


Рис. 5. Распределение микроэлементов, нормализованных по N-MORB (Sun, McDonough, 1989), и редкоземельных элементов, нормированных по хондриту (Nakamura, 1974), в вулканитах ордовикского и силурийского возраста Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны.

а, б – поляковская свита (Салихов, 2004); в, г – то же (Spadea et al., 2002); д, е – базальты (О) в районе поселков Байгускарово и Белошапка (Борисенок, Рязанцев, 2005); ж, з – базальты дергайшской свиты (S₁) район д. Мазово (Борисенок, Рязанцев, 2005).

Fig. 5. The distribution of trace elements, normalized by N-MORB (Sun, McDonough, 1989) and rare earth elements, normalized by chondrite (Nakamura, 1974) in the volcanic rocks of Ordovician and Silurian age of Voznesenka-Cisakmarian zone.

а, б – Polyakovka formation (Салихов, 2004); в, г – the same (Spadea et al., 2002); д, е – basalt (O) near the villages of Baiguskarovo and Beloshapka (Борисенок, Рязанцев, 2005); ж, з – basalts Dergaich formation (S₁) district of village Mazowzo (Борисенок, Рязанцев, 2005).

2) субокеанических базальтов, обогащенных литофильными компонентами, включающими легкие РЗЭ и высокотоксичные элементы.

Блявинский вулканический комплекс (S_1) в представительном разрезе достоверно известен в южной стенке Блявинского карьера, где базальты переслаиваются с кремнистыми породами и известковистыми алевролитами, содержащими граптолиты (Кропачев и др., 1968). Базальты относятся к умеренно-титанистому типу (см. табл. 1, пробы 43-5/2, 43-5/5) с содержаниями TiO_2 – 1.8, MgO – 6.2–6.6, K_2O – 0.25%. Геохимические характеристики (см. рис. 4ж, з) свидетельствуют об их принадлежности к обогащенному типу океанических базальтов. В пробах блявинского комплекса обнаруживается слабое обогащение ЛРЗЭ (см. рис. 4ж, з). В целом характер распределения микроэлементов близок к таковому баулусского комплекса. Так же, как и в последнем, обнаруживаются негативные геохимические аномалии некоторых элементов КИР (Rb, Sr), связанные с аллохимическим характером вторичных изменений и элементов ВЗИ (Zr, Y), характеризующих первично-магматические особенности пиллоу-базальтов. От проб, рассмотренных выше, по характеру распределения микроэлементов, резко отличаются пробы 445а и 43-5/7 (см. табл. 1, рис. 4ж, з). На спайдер-диаграммах они обнаруживают хорошо выраженные отрицательные геохимические аномалии Rb, Sr и Nb, Zr, Y, положительные – U, Th, Ba, Cs, что указывает на принадлежность рассматриваемых базальтов к островодужному типу с повышенной щелочностью ($K_2O + Na_2O = 4.4–4.55\%$). Эти пробы отобраны в юго-восточном углу Блявинского карьера (уступ № 7), вблизи тектонической зоны. Судя по ориентировке подушечной отдельности, базальты залегают в зоне складчатых и разрывных дислокаций (аз. падения пласта $270^\circ 60'$). Не исключено, что эта проба характеризует нижнедевонские надрудные базальты (Кропачев и др., 1968; Даниленко, 1991). По наблюдениям И.Б. Серавкина, в нижней части надрудного разреза, в юго-восточном углу Блявинского карьера, базальты (проба 445а) налегают на кислые породы рудоносной толщи.

Таким образом, совокупность геологического и геохимического материала показывает, что в надрудной зоне Блявинского и Комсомольского месторождений непосредственно над рудой залегают низкотитанистые островодужные базальты, среди которых и выше встречаются кремнистые породы с девонскими конодонтами (Рязанцев, Борисенко и др., 2005). Выше девонских кремнистых пород и низкотитанистых базальтов по тектоническому контакту залегают умеренно- и высокотитанистые базальты силура и ордовика.

Поляковский вулканический комплекс расположен в северной части Вознесенско-Присакмарской зоны Магнитогорской мегазоны. Преобладающие

вулканические породы Вознесенско-Присакмарской зоны, относящиеся к субокеаническому типу, содержат фрагменты второго слоя океанической коры (Вулканизм..., 1992; Косарев, 1997) и датированы по конодонтовой фауне ордовик-раннесилурийским возрастом (Иванов и др., 1989; Рязанцев и др., 1999; Маслов, Артюшкова, 2000; Стратиграфия и корреляция..., 1993; Аристов и др., 2005).

Представительными геохимическими материалами наиболее детально охарактеризованы основные породы поляковского комплекса (свиты) севера Учалинского района, в связи с чем описание основных вулканических мы начнем именно с поляковской свиты.

По петрографическим данным (Фролова, Бурикова, 1977), в составе поляковской свиты на севере Учалинского района в низах разреза, в балбуковской и поляковской толщах, преобладают диабазы, переслаивающиеся с песчано-алевролитовыми, кремнистыми и глинистыми породами, а в верхней части разреза, в актюбинской толще, в значительном количестве присутствуют пиллоу-базальты, содержащие прослои кремнистых пород. Наряду с афировыми базальтами в этой толще встречаются и пироксен-плагиофировые базальты, и тела субвулканических габбро-диабазов. Геологический разрез толщи имеет ритмичный характер, и в основании ритмов нередко залегают конглобрекции с обломками кремнистых и кремнисто-глинистых пород, габброидов, диабазов, пироксенитов, сиенито-диоритов и хлоритовых сланцев. По ассоциациям минералов-вкрапленников выделяются плагиофировые и пироксен-плагиофировые разновидности, присутствуют единичные зерна оливина, замещенного хлоритом. Структура основной массы базальтов варьирует от витрофировой, гиалопилитовой и микролитовой плагиоклазового состава, до микролитово-зернистой, состоящей из микролитов плагиоклаза и пироксена и изометрических микропорфировых выделений клинопироксена. Пироксен иногда преобладает над плагиоклазом. От микролитовых структур намечаются переходы к микрозернистым структурам долеритового, призматически-зернистого и габбрового типов. В связи с интенсивной актинолитизацией пироксена и проявлениями динамометаморфизма возникают вторичные структуры с элементами метельчатых и нематобластовых микроструктур. Пироксен всегда идиоморфен по отношению к плагиоклазу. Базальты, обогащенные пироксеном, как правило, содержат и оливин, замещенный вторичными минералами, и обладают повышенной магнезиальностью. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи интенсивно дислоцированы и разбиты многочисленными разрывными нарушениями, в связи с чем последовательность фрагментов разреза не всегда строго обоснована (Серавкин и др., 2001).

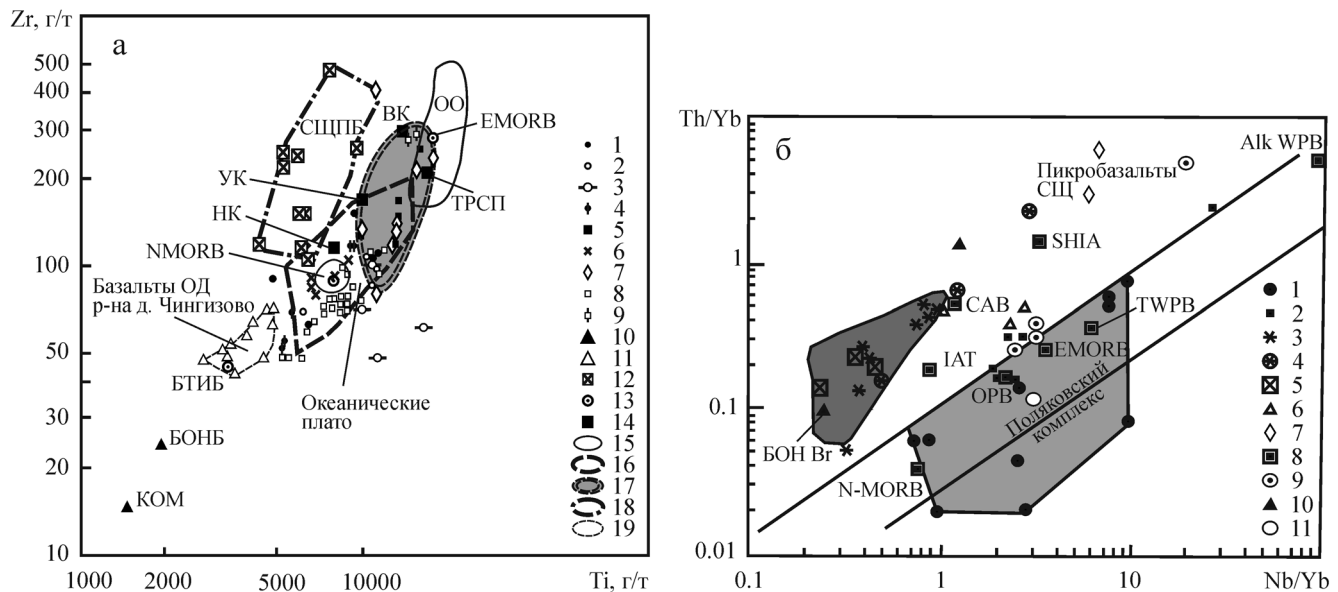


Рис. 6. Соотношения Ti и Zr в вулканитах Вознесенско-Присакмарской и Сакмарской структурно-формационных зон (a) и соотношения Nb/Yb и Th/Yb в основных породах Вознесенско-Присакмарской зоны (Pearce, 1983) с добавлениями автора и с использованием материалов (Jonas, 2004; Spadea et al., 2002; Салихов, 2004; Борисенко, Рязанцев, 2005; Косарев и др., 2005).

а. 1–3 – базальты поляковского вулканического комплекса (O_2) по данным: 1 – (Spadea et al., 2002); 2 – (Семенов, 2000); 3 – (Салихов, 2004); 4–5 – базальты (O_2-S_1) южной части Вознесенско-Присакмарской зоны: 4 – Хабаровинского участка (O_2) (Борисенко, Рязанцев, 2005), 5 – район д. Белошапка (O_2) (там же); 6 – базальты (O_2) Миндякского участка (по С.Е. Знаменскому); 7 – трахибазальты медногорского (Е) и эбетинского (O_1) комплексов, материалы автора; 8 – базальты баулусского комплекса (O_2) Сакмарской зоны, коллекция Д.В. Борисенко (Рязанцев и др., 2005); 9 – трахибазальты (O_2) района Шандинского проявления агатов (Бочкарев, Язева, 2000); 10 – бонинитовый базальт бурибайского вулканического комплекса (БОНБ) (Косарев и др., 2005) и коматиит (КОМ) Карелии (Гирнис и др., 1987); 11 – низкотитанистые базальты районов дд. Ишкильдино и Чингизово Вознесенско-Присакмарской зоны (Косарев и др., 2003); 12 – пикробазальты умеренно-щелочной серии (Семенов, 2000; Spadea et al., 2002; Салихов, 2004); 13 – стандартные составы базальтов: N-MORB, E-MORB; базальты толеитовые Идзу-Бонинской ОД (БТИБ); 14 – базальты трапповой формации норильской серии (Р): высококальциевые (ВК), умеренно-кальциевые (УК), низкокальциевые (НК) (Альмухамедов, Медведев, 1986) и средний состав траппов Сибирской платформы (ТРСП) (Нестеренко, Альмухамедов, 1973); 15–19 – поля базальтов: 15 – ОО – океанических островов; 16 – океанических плато (Герасимовский и др., 1978; Курносов, 1986); 17 – базальты стадии континентального рифтогенеза (медногорский, эбетинский комплексы, авторские данные); 18 – поле пикробазальтов дайковой фации района д. Поляковки (СЦПБ); 19 – поле островодужных базальтов района д. Чингизово (Косарев и др., 2003).

б. 1 – поляковский комплекс океанических базальтов (O_2) и его возрастные и формационные аналоги Сакмарской зоны и южной части Вознесенско-Присакмарской зоны (залитое поле, светлый тон); 2 – медногорский комплекс (Е); 3 – вулканы бонинитовой (толеит-бонинитовой) серии Ишкинского участка (Jonas, 2004); 4 – то же из обломков олистостромовой толщи Ишкинского участка; 5 – обломки интрузивных пород из олистостромовой толщи Байгускаровского участка (коллекция А.М. Косарева); 6 – составы вулканических пород Вознесенско-Присакмарской зоны и Таналыкского поднятия известково-щелочной серии (Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2005); 7 – составы пикробазальтов субщелочной серии (Spadea et al., 2002; Салихов, 2004); 8 – стандартные составы базальтов различных геодинамических обстановок: N-MORB – нормальные толеитовые базальты COX, E-MORB – обогащенные базальты COX, IAT – толеитовые базальты островных дуг, БОНБг – бонинитовая серия бурибайского комплекса (залитое поле, темный тон), САВ – известково-щелочные базальты островных дуг, SHIA – шошонитовая серия островных дуг, ОРВ – базальты подводных океанических плато (Богатиков и др., 2010), TWPB – внутриплитные базальты; Alk WPB – щелочные внутриплитные базальты; 9 – базальты баулусского комплекса; 10 – базальты ($D_1?$), юго-восточный угол Блявинского карьера; 11 – базальты (S_1), южная стенка Блявинского карьера.

Fig. 6. The ratio of Ti and Zr in the volcanic rocks of Voznesenka-Cissakmarian and Sakmarian zones (a) and Nb/Yb – Th/Yb in the basic rocks of Voznesenka-Prisakmarian zone (Pearce, 1983) with author's additions and using materials (Jonas, 2004; Spadea et al., 2002; Салихов, 2004; Борисенко, Рязанцев, 2005; Косарев и др., 2005).

а. 1–3 – basalts Polyakovka volcanic complex (O_2) according to: 1 – (Spadea et al., 2002), 2 – (Семенов, 2000), 3 – (Салихов, 2004); 4–5 – basalts (O_2-S_1) the southern part of Vosnesenka-Prisakmarian zone: 4 – Khabarny section (O_2) (Борисенко, Рязанцев, 2005), 5 – the same, district Beloshapka village (O_2); 6 – basalts (O_2) Mindiak section (after S.E. Znamensky); 7 – trachibasalts Mednogorsk (Е) and Ebeta (O_1) complexes, the author's materials; 8 – basalts of Baulusky complex (O_2) Sakmarian zone (Рязанцев и др., 2005); 9 – trachibasalts of Shandinsky district (O_2) (Бочкарев, Язева, 2000); 10 – boninite basalt Buribay volcanic complex (БОНБ) (Косарев и др., 2005) and komatiite (КОМ) Karelia (Гирнис и др., 1987); 11 – low-Ti basalts of the villages of Ishquildino and Chingizovo Voznesenka-Cissakmarian zone (Косарев и др., 2003); 12 – picobasalts of subalkaline series (Семенов, 2000; Spadea et al., 2002; Салихов, 2004); 13 – standard compositions of basalts: N-MORB, E-MORB; tholeiitic

basalts of Izu-Bonin island arc (БТИБ); 14 – basalts of trap formation Norilsk series (P): high potassium (BK), intermediate potassium (УК), low potassium (НК) (Альмухамедов, Медведев, 1986) and the average composition of the traps of the Siberian platform (Нестеренко, Альмухамедов, 1973); ТРСП – traps of the Siberian platform. Field basalts: 15 – OO – oceanic islands; 16 – oceanic plateau (Герасимовский и др., 1978; Курносов, 1986); 17 – basalts of continental rifting stage (Mednogorsk, Ebetinsky complexes, author's data); 18 – the field of dicke facies picrobasalts district Polyakovka village; 19 – the field island-arc basalts district Chingizovo village (Косарев и др., 2003).

6. 1 – Polyakovka complex oceanic basalts (O_2) and his age and formational analogues in Sakmarian zone and in southern part of Voznesenka-Prisakmarian (darkened field, light tone); 2 – Mednogorsk complex (Є); 3 – volcanics of boninite (tholeit-boninite) series Iskinino plot (Jonas, 2004); 4 – the same from the fragments of olistostrome in Iskinino plot; 5 – fragments of intrusive rocks from olistostrome Baiguskarovo plot (collection A.M. Kosarev); 6 – composition volcanic rocks of Voznesenka-Prisakmarian zone and Tanalyk rise calc-alkaline series (Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2005); 7 – compositions the whole sub-alkaline series (Spadea et al., 2002; Салихов, 2004); 8 – standard compositions of basalts from different geodynamic conditions: N-MORB – normal tholeiitic mid-ocean ridge basalts; E-MORB – enriched mid-ocean ridge basalts; IAT – tholeiitic basalts of island arcs; БОН – boninite series of Buribaysky complex (darkened field, dark tone); САВ – calc-alkali basalts of island arcs; ШИА – shoshonite series of island arcs; ОРВ – submarine basalts of the oceanic plateau (Богатиков и др., 2010); ТWPB – intra-plate basalts; Алк WPB – alkaline intraplate basalts; 9 – basalts of Baulus complex; 10 – basalts ($D_1?$), the south-east corner Blyava quarry; 11 – basalts (S_1), South wall Blyava career.

Вторичные изменения однообразны и относятся к зеленосланцевой фации метаморфизма. Преобладающими вторичными минералами являются хлорит, альбит, кварц, актинолит, лейкоксен, пренит. Довольно часто в базальтах присутствуют серицит и мелкочешуйчатый серицитоподобный минерал, который буквально пронизывает всю породу. Нередко в таких разновидностях базальтов имеют место повышенные концентрации K_2O , достигающие 1–2, реже 3%. В шлифах из западной части разреза в ряде случаев установлено присутствие большого количества выделений сфена и сфен-соссюритовых с эпидотом агрегатов.

Химизм базальтов, слагающих базальтовые формации кембро-ордовик-силурийского возраста в Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зонах Южного Урала, наряду с фаціальными характеристиками разрезов, является наиболее информативным источником как для классификации вулканитов, так и для геодинамических реконструкций. По суммарной щелочности среди базальтов названных зон выделяются разновидности нормальной и умеренной щелочности, низкой, умеренной и высокой магнезиальности и титанистости. По петрохимическим характеристикам и особенностям распределения микроэлементов, включающих и РЗЭ, в составе вулканических эффузивных и дайковых фрагментов разрезов Вознесенско-Присакмарской зоны среди базальтов океанической стадии в составе наиболее представительного поляковского комплекса (O_2) выделяются два главных типа эффузивных базальтов: 1) обогащенные субщелочные и толеитовые высоко- и умеренно-титанистые, сопоставимые с переходными и обогащенными базальтами срединно-океанических хребтов, и 2) нормальные, преимущественно толеитовые, умеренно-титанистые, сопоставимые с N-MORB.

Большинство обогащенных базальтов относятся к группе субщелочных пород с суммой щелочей, варьирующей от 3.5% при $SiO_2 = 47\%$ до 5.8% при $SiO_2 = 50–52\%$. В Вознесенско-Поляковском разрезе (см. рис. 1а, в) умеренно-щелочные базальты с

повышенным содержанием TiO_2 (>2%) сконцентрированы преимущественно в западной части геологического разреза (Анисимов и др., 1983⁴; Семенов, 2000; Знаменский, 1994; Салихов, Бабуров, 1997; Косарев и др., 2003).

Несмотря на то что для Вознесенско-Поляковского широтного профиля установлено преобладание высокотитанистых базальтов “континентального” типа в западной подзоне, а умеренно-титанистых базальтов “океанического” типа – в восточной, при анализе петролого-геохимических материалов по всей Вознесенско-Присакмарской зоне (с севера, от широты г. Миасс, на юг, до северных Мугодзар) столь ясной картины не наблюдается. В районах дд. Байгускарово, Мазово, Белошапка (см. рис. 1) (Артюшкова, Маслов, 1998; Аристов и др., 2005; Борисенко, Рязанцев, 2005), где присутствуют как высокотитанистые, так и умеренно-титанистые базальты, датированные по конодонтовой фауне и граптолитам, средним ордовиком, или ордовиком–ранним силуром, разрезы относятся к кремнисто-базальтовому фациальному типу. Кремнистые породы содержат радиолярии и конодонты и представлены фтанитоидами или сургучно-красными яшмоидными типами. Этот фациальный тип разрезов формировался в глубоководных морских обстановках океанической стадии.

Геохимические типы вулканитов ордовик-силурийского возраста Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон

Материалы по содержаниям элементов-примесей в вулканитах Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зоны менее представительны, чем петрохимические данные. Однако в ряде случаев характер распределения Cr, Ni, Sr, Zr, U, Th, РЗЭ

⁴ Анисимов И.С., Сопко Л.Н., Ямаев Ф.А. и др. Отчет по геологическому доизучению в м-бе 1 : 50 000 Северо-Учалинской площади за 1978–83 гг. Уфа: БТГФ, 1983. 410 с.

позволяет уточнить тип основных вулканитов и проводить более обоснованные сопоставления. Особенности распределения Cr, Ni, Sr, Zr, U, Th, La, Sm рассмотрены с помощью специальных диаграмм (Косарев и др., 2003). Концентрации части элементов, таких как Cr, Sr, варьируют в широких пределах, Ni, Zr, La дают относительно узкие интервалы колебаний, что раскрывает как особенности магматической дифференциации, так и степень инертности этих элементов на стадии постмагматических преобразований.

Одна из проб Вознесенско-Присакмарской зоны (см. рис. 4в, г, табл. 1, проба По-17), представленная амфиболизированным долерито-базальтом, наиболее сопоставима с базальтом E-MORB. В этой пробе содержится большое количество TiO_2 (2.72%), FeO' (13%), малое – MgO (4.6%), K_2O (0.54%), Co (30 г/т), Ni (27г/т), отмечается довольно высокая, но пониженная, по сравнению с типовым E-MORB, концентрация Y (35), Nb (20.3), Zr (63) и Hf (2.8), более высокие содержания легких и средних РЗЭ, Cr (179) и Sr (588), близкие содержания тяжелых РЗЭ (Yb – 2.2, Lu – 0.3) (все в г/т).

Базальты из разреза O_2 на южном простирании перекрытой зоны Урал-Тау в районе д. Белошапка (см. рис. 1а, д, 4ж, з) относятся также к “обогащенному” типу. Концентрации микроэлементов, а также РЗЭ несколько ниже, чем в анализах из поляковских обогащенных базальтов. Содержания, сопоставимые с поляковскими обогащенными базальтами, установлены в рассматриваемых вулканитах для Na_2O , K_2O , Nb, U, Th (см. табл. 1).

Нами проведено сопоставление высокотитанистых и умеренно-титанистых базальтов Вознесенско-Присакмарской зоны с континентальными траппами медногорского (кембрийского) комплекса Сакмарской зоны (Косарев, Шафигуллина, 2011). Эти сопоставления показали (см. табл. 1, рис. 6а), что в базальтах поляковского комплекса повышены концентрации Cr и понижены – Zr, MnO.

В высокотитанистых базальтах кембрийского возраста Сакмарской зоны (см. табл. 1), по опубликованным (Серавкин, Родичева, 1990; Косарев, Шафигуллина, 2011) и авторским данным, процентные содержания TiO_2 составляют 2.0–3.83, K_2O – 0.14–2.08, $(Na_2O + K_2O)$ – 3.57–5.55, MgO – 3.7–8, MnO – 0.4–1.36; La/Yb – 1.88–3.2.

Из аналитических материалов видно, что в общем виде в разрезах ордовикско-раннесилурийского возраста Вознесенско-Присакмарской зоны и в кембрийских отложениях Сакмарской зоны выделяется три типа базальтов, характеризующих вулканизм стадий континентального рифтогенеза и океанической.

В *первый тип* входят субщелочные высокотитанистые траппы кембрийского возраста (Серавкин, Родичева, 1990; Косарев, Шафигуллина, 2011).

Второй тип представлен породами, переходными между траппами и океаническими базальтами. Этот тип включает высокотитанистые, в меньшей мере умеренно-титанистые базальты умеренно-щелочного и толеитового типов. Для этих базальтов, по сравнению с субщелочными траппами медногорского комплекса, установлены пониженные концентрации литофильных и повышенные – сидерофильных элементов. Наиболее четко фиксируются в них повышенные (по сравнению с медногорскими) концентрации Cr и пониженные – MnO (см. табл. 1).

Третий тип базальтов – это океанические базальты преимущественно толеитовой серии, близкие к базальтам основания Императорского хребта (Курносов, 1986) и океанической трапповой формации. Характеристика океанических базальтов приведена ниже. В отличие от двух предыдущих групп базальтов третий тип в большинстве своем представлен умеренно-титанистыми толеитовыми, и отчасти высокотитанистыми толеитовыми и субщелочными базальтами.

На диаграмме $TiO_2-Al_2O_3$ (см. рис. 3в) умеренно-титанистые базальты образуют поле II. Они имеют более широкое распространение, нежели высокотитанистые. Наиболее представительны в этой группе анализы базальтов восточной части геологического разреза в районе дд. Вознесенка и Поляковка (Семенов, 2000; Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2003; Салихов, 2004).

Наиболее часто встречающиеся концентрации K_2O составляют 0.3–0.9, MgO – 5.1–8%. Сравнение охарактеризованных выше умеренно-титанистых базальтов восточного фрагмента Вознесенско-Поляковского разреза с базальтами западного фрагмента того же разреза показывает пониженные концентрации в восточном фрагменте K_2O , TiO_2 , MnO, P_2O_5 , Nb, Hf, Ta, U, Th, La, La/Yb, повышенные – Cr, Sc, Co, Ni, что свидетельствует о наличии хорошо выраженного тренда от переходных высокотитанистых базальтов к океаническим умеренно-титанистым. Однако большинство характеристик умеренно-титанистых базальтов показывают близость не с базальтами N-MORB (Фролова, Бурикова, 1997; Wedepohl, 1981), а с толеитовыми базальтами основания разреза Императорского хребта (Курносов, 1986) и с толеитами трапповой океанической формации (Герасимовский и др., 1978; Щека, Куренцова, 1981). По петрохимической классификации океанических базальтов (Говоров, 1983) умеренно-титанистые базальты поляковского вулканического комплекса располагаются в поле магнезиально-железистого и железистого типов. Базальты толеитовые с повышенными содержаниями MgO (7–10%) и низкими K_2O (0.08–0.09%) **N-MORB типа среди океанических базальтов Вознесенско-Присакмарской зоны составляют меньшинство.**

Кроме “восточно-поляковских” базальтов к этому типу принадлежат базальты других участков: Бурангуловско-Ишкильдинского (О?), в 70 км на юг от пос. Миндяк, и окрестностей пос. Байгускарово, принадлежащие к ордовикской системе, содержащие в прослоях кремнистых пород среднеордовикские конодонты (Артюшкова, Маслов, 1998; Борисенко, Рязанцев, 2005). В группу умеренно-титанистых базальтов силурийского (Стратиграфия и корреляция..., 1993) или ордовик-силурийского (Борисенко, Рязанцев, 2005) возраста входят и базальты дергаишской свиты района д. Мазово в Оренбургской области. На диаграмме Al_2O_3 – TiO_2 (см. рис. 3в) поле II почти идеально совпадает с полем фигуративных точек базальтов осевой зоны Красного моря и частично с полем низкокальциевых континентальных базальтов гудчихинской свиты норильской серии (Альмухамедов, Медведев, 1986). Учитывая широкий диапазон колебаний K_2O , природа которого не всегда ясна, мы предлагали базальты этого типа классифицировать как “субокеанические” (Косарев, 1997). Ближе всего по химизму к ним стоят толеитовые базальты Императорского хребта и океанической трапповой формации, выделенной С.Н. Щеконь и Н.А. Куренцовой (1981).

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ

На Южном Урале в Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской структурно-формационных зонах в раннем палеозое (Є–О– S_1) проявился вулканизм континентального рифтогенеза и океанической стадии (История..., 1984; Формирование..., 1986; Вулканизм..., 1992). В среднем палеозое островодужный вулканизм охватывает Магнитогорскую зону и лишь частично проявляется в пределах Вознесенско-Присакмарской и Сакмарской зон. Корневые зоны с субвулканическими дайками установлены лишь для раннеэмского отчасти позднеэмского вулканизма, представленных мостостроевским и чанчарскими комплексами и для ивановского комплекса на Ишкининском и Хабарнинском участках.

Приведенные выше материалы позволяют выделить в кембро-раннесилурийском разрезе три типа базальтовых ассоциаций: 1) долерито-базальты стадии континентального рифтогенеза ($Є_3$); 2) базальты переходного типа от континентальных к океаническим (O_{1-2} ?); 3) океанические базальты (O_2 – S_1). Наряду с перечисленными в пределах Вознесенско-Присакмарской зоны присутствуют фрагменты вулканогенных, вулканогенно-осадочных и олистостромовых разрезов раннеэмского (возможно, лохков-эйфельского?) возраста, сопоставимые с надсубдукционными островодужными комплексами; редко встречаются дайки высокотитанистых габбро-диабазов внутриплитного типа, предположительно, каменноугольного возраста.

Континентальные и океанические базальты

Долерито-базальты стадии континентального рифтогенеза (I тип) на Южном Урале характеризуются наличием возрастной и латеральной геохимической зональности (Косарев, Шафигуллина, 2011). В Сакмарской зоне эти вулканиды выделены В.Т. Тищенко в медногорский и кураганский палеовулканические комплексы (Стратиграфия и корреляция..., 1993; Серавкин, Родичева, 1990). Они обладают натриевой спецификой и заметно обогащены титаном, марганцем, высокотитанистыми элементами (Zr, Hf, Y, Nb, Th (см. рис. 6а, в) (Вулканизм..., 1992; Косарев, Шафигуллина, 2011). Подобный стиль микроэлементного спектра весьма характерен для внутриплитных субщелочных траппоидов, что хорошо проявлено на диаграмме Nb/Yb–Th/Yb (см. рис. 6в) (Pearce, 1983).

Базальты переходные от континентальных к океаническим (II тип) относятся к высокотитанистым ($>2\%$ TiO_2), реже умеренно-титанистым толеитовым и умереннощелочным базальтам (см. табл. 1, пробы 3–9, 16–17). Для них характерны пониженные, по сравнению с континентальными траппоидами (тип I), концентрации MnO (0.14–0.28%), повышенные – Cr (90–332 г/т), широкий размах значений La/Yb (1.78–8.4), Ti/Zr (65.64–115). Величины отношений Th/Yb (0.18–0.63) и содержания MgO в этих базальтах понижены и сопоставимы с континентально-рифтогенными базальтами (Косарев, Шафигуллина, 2011) (см. табл. 1, пробы 1, 2). На спайдер-диаграммах (см. рис. 4) и серии диаграмм (см. рис. 6) хорошо видно, что значительная часть переходных базальтов обогащена литофильными элементами КИР, ВЗИ, РЗЭ и несет признаки обогащенных, близких к Т- и Е-MORB-типам. Ассоциация базальтов переходного типа с кремнистыми породами, содержащими радиолярии, конодонты и граптолиты, свидетельствует о формировании кремнисто-базальтового разреза в глубоководном бассейне на значительном удалении от континентальных блоков, материал размыва которых в этих разрезах отсутствует.

Базальты, сопоставимые с N-MORB, относятся в большинстве своем к умеренно-титанистому (III) типу. Наиболее устойчивые отличия среднеордовикских базальтов поляковского комплекса и его аналогов от N-MORB заключаются в повышенных концентрациях K_2O и пониженных MgO. При этом вся совокупность проб Вознесенско-Присакмарской зоны (исключая островодужные породы) обнаруживает тренд обогащения элементами КИР, повышенные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7034–0.7066) и пониженные $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.51223–0.51276) (Spadea et al., 2002). Эффузивные базальты (SU-97, SU-99, N-429a (см. рис. 4а, б) (Spadea et al., 2002) по характеру распределения микроэлементов РЗЭ, ВЗИ и по наличию дефицита ЛРЗЭ, хорошо про-

явленного на графике (см. рис. 4б), соответствуют N-MORB-типу. Отличия заключаются в повышенных концентрациях $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ (11.07–16.56%), K_2O (0.66–2.02%), Rb (8.1–45.7 г/т), Cs (0.45–0.73 г/т), Ba (79.6–318 г/т), низких – Na_2O (0.72–2.35%), пониженных MgO , варьирующих в интервале 5.14–8.86%.

Значения La/Yb в базальтах, наиболее близких к N-MORB, составляют 0.96–1.1, что несколько выше, чем в стандартных N-MORB. Узкий интервал величин отношения Ti/Zr (101.2–102.6) и Th/Yb (0.061–0.068) совпадает с N-MORB. В умеренно-щелочных базальтах с дефицитом ЛРЗЭ эта величина более высока (137.7–230) в связи с пониженными концентрациями Zr, а также других элементов ВЗИ.

Судя по приведенным значениям La/Yb и другим геохимическим характеристикам, степень плавления мантии при образовании исходных магм умеренно-титанистых базальтов Южного Урала была несколько меньшей, чем при выплавлении базальтов N-MORB (Bailey et al., 1989; Богатиков и др., 2010). Приведенные сведения, а также информация, изложенная ранее, позволяют говорить о сходстве океанических базальтов поляковского комплекса с толеитами Императорского хребта и базальтами океанической трапповой формации (Moorbath et al., 1968; Герасимовский и др., 1978; Щека, Куренцова, 1981; Магматические..., 1985; Курносков, 1986; Mahoney et al., 1993; Фролова, Бурикова, 1997; Богатиков и др., 2010). Плюмовый геохимический тренд в океанических базальтах Урала выявлен И.В. Семеновым, В.А. Коротеевым (Семенов, 2000; Коротеев, Семенов, 2008).

Базальты баулусского (O_1) и блявинского (S_1) палеовулканических комплексов Сакмарской зоны относятся к переходному и обогащенному типам океанических базальтов. В их микроэлементном составе обнаруживается островодужный уклон (слабые негативные геохимические аномалии Ti, Zr, Y), что может быть связано с обогащением водной фазой отдельных участков верхней мантии в период вендского островодужного вулканизма (Косарев, Шафигуллина, 2011).

В целом по направленности эволюция кембрийско-ордовикско-силурийского базальтового вулканизма Южного Урала близка к таковой, установленной в Красноморском регионе (Gass, 1970; Альмухамедов, Медведев, 1986). Отличия заключаются в редуцированном характере на Южном Урале вулканизма стадии континентального рифтогенеза. Переходные высокотитанистые и океанические умеренно-титанистые базальты обладают “траппоидным” уклоном, что не позволяет отождествлять их с базальтами СОХ и осевой зоны Красноморского рифта. Однако, скорее всего, эти базальты формировались на океанической стадии вне зоны СОХ, в условиях повышенной мощности земной коры, вероятно, во внутриплитной обстановке.

Отсутствие в разрезах океанической стадии базальтов N-MORB может быть связано с внутриконтинентальным характером Уральско-Каспийского океана. Возможным также является и затягивание срединно-океанического хребта в зону субдукции, что предполагалось ранее В.Н. Пучковым (2010). С процессом погружения СОХ могут быть связаны субширотные цепочки колчеданных месторождений (Ивановское, Бурибайское, Мокан-Октябрьское, Подольское, Восточно-Подольское) с последовательно омолаживающимся с запада на восток по падению зоны субдукции возрастам рудовмещающих комплексов (Косарев, Серавкин, 1994). Этим же явлением может быть объяснено и положение оруденения “ивановского” типа в кровле осадочных брекчий серпентинизированных ультрабазитов – в “подошве” разреза Ивановского вулканического комплекса.

ВЫВОДЫ

В Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зонах Южного Урала в кембрийско-ордовикско-раннесилурийское время на стадиях континентального рифтогенеза и океанической возник формационный ряд, который слагают внутриплитные базальты: 1) континентальные базальты трапповой формации (медногорский комплекс); 2) переходные от континентальных к океаническим высокотитанистые, реже умеренно-титанистые базальты, слагающие фрагменты кремнисто-базальтовых разрезов ранних этапов океанической стадии (западные разрезы поляковского комплекса); 3) океанические базальты, близкие к N-MORB, обладающие траппоидным уклоном, формировавшиеся, скорее всего, вне зоны СОХ (восточная зона поляковского комплекса).

Работа выполнена при финансовой поддержке программы № 27П РАН, совместного проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН № 12-С-5-1022.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.А. (1976) Магматические комплексы зоны хребта Уралтау (Южный Урал). М.: Наука, 170 с.
- Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. (1986) К геохимии инициальных стадий базальтового вулканизма. *Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок*. Новосибирск: Наука, 49–69.
- Аристов В.А., Борисенко Д.В., Руженцев С.В. (2005) Колондонтовая стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала. *Очерки по региональной тектонике*. М.: Наука, 36–55.
- Артюшкова О.В., Маслов В.А. (1998) Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 156 с.

- Артюшкова О.В., Маслов В.А. (2011) Ордовик Сакмарской зоны (Южный Урал). *Геологический сборник* (9). *Юбилейный выпуск*. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 19-26.
- Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А. и др. (2010) Раннедевонские надсубдукционные офиолиты в структуре Южного Урала. *Геотектоника*. (4), 39-64.
- Бельков Ю.П. (1978) Палеовулканизм рудного поля Комсомольского месторождения и колчеданное рудообразование. *Вулканические образования Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 121-127.
- Берлянд Н.Г. (2007) Глубинное строение и эволюция литосферы Урала. СПб.: ВСЕГЕИ, 256 с.
- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. (2010) Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. М.: Наука, 605 с.
- Борисенок Д.В., Курковская Л.А., Рязанцев А.В. (1998) Ордовикские конодонты в кремнисто-базальтовом комплексе Южного Урала (результаты научно-исследовательских работ на Уральском учебном полигоне). *Вестник МГУ. Сер. 4. Геология*, (3), 52-55.
- Борисенок Д.В., Рязанцев А.В. (2005) Вулканогенные комплексы нижнего палеозоя в области сочленения Сакмарской и Присакмарско-Вознесенской зон Южного Урала. *Очерки по региональной тектонике. 1. Южный Урал*. М.: Наука, 135-153.
- Бочкарев В.С., Язева Р.Г. *Субщелочной магматизм Урала*. Екатеринбург: УрО РАН. 2000. 256 с.
- Вулканизм Южного Урала. (1992) (И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др.). М.: Наука, 197 с.
- Гаррис М.А. (1977) Этапы магматизма и метаморфизма в доорогенной истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 296 с.
- Герасимовский В.И., Поляков А.И., Дурасова Н.А. и др. (1978) Исландия и срединно-океанический хребет. Геохимия. М., Наука, 184 с.
- Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. (1987) Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. М.: Наука, 120 с.
- Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). (2001) Тверь: ГЕРС, 286 с.
- Говоров И.Н. (1983) Происхождение океанических базальтов по петрогеохимическим данным. *Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис*. М.: Наука, 24-38.
- Даниленко С.А. (1991) О химизме надрудных базальтов Комсомольского месторождения. *Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала*. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 116-121.
- Динамика развития рудно-магматических систем зон спрединга. (2000) (В.Н. Шарапов, В.А. Акимцев, В.Н. Доровский, Ю.В. Перепечко, А.Н. Черепанов). Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 414 с.
- Дмитриев Л.В. (1973) Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук М.: ГЕОХИ АН СССР.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. (1994) Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, 296 с.
- Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. (2001) Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 315 с.
- Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Артемьев Д.А. и др. (2009) Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. Миасс: ИМин УрО РАН, 376 с.
- Знаменский С.Е. (1994) Позднеордовикско-раннесилурийский вулcano-интрузивный комплекс северной части Магнитогорского мегасинклинория и связанное с ним оруденение (Ю. Урал). Уфа: УНЦ РАН, 20 с.
- Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А. (1989) Базальты Сибирской платформы. *Особенности геологии, состава и генезиса пермотриасовых эффузивов*. Новосибирск: Наука, 245 с.
- Иванов К.С. (1998) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строение Урала: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук в форме науч. докл. Екатеринбург: ИГиГ УНЦ РАН, 252 с.
- Иванов К.С., Пучков В.Н., Наседкина В.А., Пелевин И.А. (1989) Первые результаты ревизии стратиграфии поляковской свиты по конодонтам. *Ежегодник-88*. Свердловск: ИГиГ УрО РАН, 12-13.
- Иванов К.С., Федорова Н.В., Чашухин И.С. (2001) Структурное положение ультрабазитовых массивов Крака на Южном Урале (Новые геолого-геофизические данные). *Геотектоника*. (4), 22-33.
- История развития Уральского палеоокеана. (1984) (Отв. ред. Л.П. Зоненшайн, В.В. Матвеев). М.: Ин-т океанологии АН СССР, 162 с.
- Камалетдинов М.А. (1974) Покровные структуры Урала. М.: Наука, 229 с.
- Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. (1983) Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука, 168 с.
- Козлов В.И. (1982) *Верхний рифей и венд Южного Урала*. М.: Наука, 128 с.
- Кориневский В.Г. (1988) Важнейший эпизод тектонической истории Южного Урала. *Геотектоника*. (2), 37-51.
- Кориневский В.Г. (1989) Геологическая история палеоокеанических бассейнов Южного Урала. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Миасс, ИМин УрО РАН, 47 с.
- Кориневский В.Г. (2010) Ордовикские конодонты на Урале и проблема возраста губерлинской свиты. *Отечественная геология*. (4), 46-53.
- Коротеев В.А., Семенов И.В. (2008) Влияние конвекционно-спрединговых и мантийно-плюмовых процессов на формирование химического состава базальтов и плутонических пород рифта Палеоуральского океана. *Литосфера*. (5), 54-83.
- Косарев А.М. (1997) Субокеанические базальты на Южном Урале. *Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: тез. докл. VI Уральского петрографич. совещ. Ч. 2*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 29-30.
- Косарев А.М. (2007) Умеренно-щелочной и щелочной вулканизм раннеэмского времени на Южном Урале: геохимические особенности и геодинамические реконструкции. *Литосфера*. (6), 54-70.
- Косарев А.М. (2011) Раннепалеозойские вулканические комплексы Южного Урала: петролого-геохимические особенности, геодинамические реконструкции. *Вулканизм и геодинамика: мат-лы V Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии*. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 270-273.

- Косарев А.М., Знаменский С.Е., Серавкин И.Б., Родичева З.И. (2003) Особенности химизма вулканитов Вознесенско-Присакмарской зоны. *Геологический сборник*. (3). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 152-161.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. (2005) Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте. *Литосфера*. (4), 22-42.
- Косарев А.М., Серавкин И.Б. (1994) Колчеданосные островные дуги Южного Урала и модель малоглубинных плюмов. *Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит: тез. докл. I Всерос. металлогенического совещ.* Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 197-198.
- Косарев А.М., Шафигуллина Г.Т. (2011) Геохимические особенности базальтов стадии континентального рифтогенеза Южного Урала. *Геологический сборник*. (9). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 153-163.
- Кропачев С.М., Бородаев Ю.С., Гончарова Т.Я. (1968) Блявинский рудный район. *Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала*. М.: МГУ, 97-150.
- Курносов В.В. (1986) Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения. М.: Наука, 252 с.
- Кутолин В.А. (1972) Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 208 с.
- Ленных В.И. (1968) Региональный метаморфизм докембрийских толщ западного склона Южного Урала и хребта Урал-тау (путеводитель Урал-тауской экскурсии). Свердловск, 68 с.
- Ленных В.И. (1977) Эклогит-глаукофановый пояс Южного Урала. М.: Наука, 160 с.
- Магматические горные породы. Т. 3: Основные породы. (1985) (Под ред. О.А. Богатинова). М.: Наука, 486 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2000) Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 140 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2010) Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 288 с.
- Мелекесцева И.Ю. (2007) Гетерогенные кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах палеостроводужных структур. (Отв. ред. В.В. Зайков). М.: Наука, 245 с.
- Миронов Ю.В., Ельянова Е.А., Зорина Ю.Г. (1992) Значение и возможности петрохимических исследований для реконструкции обстановок колчеданообразования. *Металлогения современных и древних океанов*. М.: ЦНИГРИ, 130-137.
- Нестеренко Г.В., Альмухамедов А.И. (1973) Геохимия дифференцированных траппов (Сибирская платформа). Наука, 298 с.
- Огарин Ю.С. (1973) Строение и районирование земной коры Южного Урала. М.: Наука, 86 с.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. (2008). СПб.: ВСЕГЕИ, 200 с.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 146 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Рингвуд А.Е. (1981) Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 584 с.
- Руженцев С.В. (1971) Геология южной части Сакмарской зоны Урала (Косистекский район). *Проблемы теоретической и региональной тектоники*. М.: Наука, 25-51.
- Руженцев С.В. (1976) Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 170 с.
- Рязанцев А.В. (2012) Ордовикские структурно-вещественные комплексы западной части Магнитогорской мегазоны и краевых аллохтонов Южного Урала: строение и обстановки формирования. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 29 с.
- Рязанцев А.В., Борисенко Д.В., Дубинина С.В. и др. (2005) Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений. *Очерки по региональной тектонике. Т. 1: Южный Урал*. М.: Наука, 84-135.
- Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б. и др. (2007) Вулканогенный ордовик в комплексах конвергентной окраины палеозойд Южного Урала. *Геодинамика формирования подвижных поясов Земли: мат-лы Междунар науч. конф.* Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 266-270.
- Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Курковская Л.А. (1999) Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс Южного Урала и его связь с офиолитами. *Общие и региональные вопросы геологии*. (1). М.: ГЕОС, 5-23.
- Савельева Г.Н. (1987) Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 246 с.
- Салихов Д.Н. (2004) Составы базальтов кембрия, ордовика и раннего силура на Южном Урале. *Геологический сборник*. (4). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 106-121.
- Салихов Д.Н., Бабуров А.В. (1999) Редкоземельные элементы в ордовикских эффузивах Учалинского сегмента Вознесенско-Присакмарской меланжевой зоны. *Ежегодник-1997*. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 211-214.
- Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г. (2005) Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция. *Очерки по региональной тектонике. Т. 1: Южный Урал*. (Отв. ред. С.В. Руженцев, К.Е. Дегтярев). М.: Наука, 9-35.
- Семенов И.В. (1990) Состав РЗЭ в палеоокеанических базальтах Урала и океанических толеитах как индикатор глубин парциального плавления в верхней мантии. Свердловск: УрО АН СССР, 66 с.
- Семенов И.В. (2000) Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 362 с.
- Сенченко Г.С. (1976) Складчатые структуры Южного Урала. М.: Наука, 172 с.
- Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. (2001) Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 318 с.
- Серавкин И.Б., Родичева З.И. (1990) Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс. Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 53 с.
- Сначев, А.В. Пучков В.Н., Савельев Д. Е., Сначев В.И. Геология Арамилско-Сухтелинской зоны Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006, 176 с.

- Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. (1993) (В.А. Маслов, В.А. Черкасов, В.Т. Тищенко и др.). Уфа: УНЦ РАН, 217 с.
- Тектоника Урала. (1977) (А.В. Пейве, С.Н. Иванов, В.М. Нечуехин, А.С. Перфильев, В.Н. Пучков). М.: Наука, 120 с.
- Тищенко В.Т. (1971) Щелочно-базальтоидная формация нижнего девона в южной части западного крыла Магнитогорского прогиба. *I симпозиум по вулканизму Южного Урала: тез докл.* Миасс: УНЦ РАН, 43-44.
- Федоренко В.А. (1981) Петрохимическая серия эффузивных пород Норильского района. *Геология и геофизика*. (6), 71-88.
- Формирование земной коры Урала. (1986) (С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др.). М.: Наука, 248 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1977) Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: МГУ, 266 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1997) Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 320 с.
- Хьюдзес Ч. (1998) Петрология изверженных пород. М., Недра, 320 с.
- Чибрикова Е.В., Олли В.А. (1999) Экзотические блоки пород в разрезах палеозоя Южного Урала и Северного Кавказа. *Ежегодник-1997*. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 21-25.
- Щека С.А., Куренцова Н.А. (1981) Магматические комплексы океанов. *Сов. геология*. (11), 67-76.
- Якупов Р.Р., Мавринская Т.М., Абрамова А.Н. (2002) Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского мегаинклинория. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 160 с.
- Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A. (1989) Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts *Contrib. Mineral. Petrol.* **102**, 265-280.
- Gaggero L., Spadea P., Cortesogno L. et al. (1997) Geochemical investigation of the igneous rocks from the Nurali ophiolite mélangé zone, Southern Urals. *Tectonophysics*. **276**, 139-161.
- Gass J.G. (1970) The evolution of volcanism in the junction area of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A*. **267**(1181), 369-381.
- Jonas P. (2004) Tectonostratigraphy of oceanic crustal terranes hosting serpentinite – associated massive sulfide deposits in the Main Uralian Fault Zone (South Urals). *Geowissenschaften*. С 498. Freiberg, 123 p.
- Mahoney J.J., Storey M., Duncan R.A. et al. (1993) Geochemistry and geochronology of Leg 130 basement lavas: nature and origin of the Ontong Java plateau. *Proc. ODP. Sci. Rep.* **130** (Ed. W.H. Berger et al.) College Station. TX (Ocean Drilling Program), 3-22.
- Manson V. (1967) Chemistry of basaltic rocks major elements. *Basalts. V. I.* (Ed. H.H. Hess). N.-Y.: Interscience Publishing, 220-250.
- McDonald G.A., Katsura T. (1964) Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.* **5**(1), 82-133.
- Melson W.G. et al. (1976) Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along Pacific, Atlantic and Indian ocean sea-floor spreading centres. *The geophysics of the Pacific Ocean basin and margin*. DC. Washington. Am. Geophys. Union, 35-367.
- Moorbath S., Sigurdsson H., Goodwin R. (1968) K-Ar ages of the oldest exposed rocks Iceland. *Earth Planet. Sci. Lett.* **4**(3).
- Nakamura N. (1974) Determination of REA, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **38**(5), 757-775.
- Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental basalts and mantle xenoliths*. (C.J. Hawkesworth, M.J. Norry, eds.). Shiva. Nantwich, 230-249.
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. (2002) 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), 101-134.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and systematic of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes. *Magmatism in the ocean basins*. (A.D. Sanders and M.J. Norry, eds.). *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **42**, 313-345.
- Wedepohl K. (1981) Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges: the growth of the oceanic crust. *Naturwissenschaften*. **68**, 26-52.
- Wood D.A. (1979) A variably veined suboceanic upper mantle-genetic significance for mid-oceanic ridge basalt from geochemical evidence. *J. Geol.* **7**, 499-503.

Рецензент Е.В. Пушкарев

Geology and geochemical features of Early Paleozoic volcanites Sakmara and Voznesenka-Prisakmarian zones in Southern Urals

A. M. Kosarev

Institute of Geology Ufimian Science Centre of RAS

The work is dedicated to one of the most interesting areas of the Southern Urals – Sakmara and Voznesenka-Cis-sakmarian zones which are identified with the Main Uralian Fault. The analysis of geological, facial and petrologic-geochemical data for volcanic complexes, forming the zone was made. The two main associations of volcanic rocks are sorted out: 1) continental-oceanic rift; 2) suprasubduction volcanic arc. Island arc volcanites of suprasubduction association are not discussed here. The first association ($C-S_1$) contains the following groups of volcanites: 1) continental subalkaline basalt trap formation (Mednogorsk and Kuragan formations) (C_1-O_1); 2) transition from continental to oceanic basalts moderately alkaline and tholeiitic series (O_1-O_2) in the lower part of the Polyakovka and Dergaish complexes, located respectively in the northern and southern parts of the Voznesensk-Prisakmarian zone; 3) oceanic basalts (O_2-S_1), forming the upper part Polyakovka and Dergaish complexes; 4) suboceanic basalts of Bauluss complex (O_2), present with oceanic transient to island-slope basalts. The analysis of trace elements distribution has been done for basalts and less for intermediate volcanic rocks of the first association. According to chemical specifications of volcanic rocks and REE distributions the conclusion of intra-plate type of the first group volcanic rocks was made. Transitional and oceanic basalts were identified as trappoid-type oceanic formation. The absence of N-MORB basalts of oceanic stage may be related to the intra-continental nature Ural Ocean. Pulling of the mid-ocean ridge in subduction zone is also possible.

Key words: Southern Urals, volcanic complexes, volcanism, geochemistry, geodynamics, serpentinite mélange.