

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ЮЖНОГО УРАЛА И ИХ ПРОДУКТИВНОСТЬ НА КОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

© 2010 г. А. М. Косарев

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

Поступила в редакцию 15.04.2010 г.

Колчеданосные вулканогенные формации Магнитогорской мегазоны формировались в пределах островодужной системы ранне-, среднедевонского (верхний эмс–эйфель–живет) возраста. Реконструкции палеогеодинамических условий, проведенные на основе палеовулканологических и петролого-геохимических материалов, позволили выделить обстановки фронтальной и тыловой зон островной дуги, задуговый и внутридуговой спрединговые бассейны. Все многообразие вулканических пород и геодинамических обстановок достаточно определено делится на две группы. В первую группу входят вулканические комплексы, формировавшиеся над зоной субдукции (НЗС), во вторую – комплексы возникшие вне влияния зоны субдукции (ВЗС). Геохимические характеристики базальтов вулканических комплексов (концентрации  $TiO_2$ , Zr, La/Yb) коррелируются с разведанными запасами Cu и Zn в отдельных рудных районах. Эти данные позволяют предполагать существенное значение мантийного источника рудного вещества.

Ключевые слова: островные дуги, петрология, геохимия, субдукция, колчеданные месторождения, вулканические комплексы, Южный Урал.

### ВВЕДЕНИЕ

Магнитогорская мегазона или Магнитогорская палеоостроводужная система прошла путь от стадии континентального и океанического рифтогенеза (С–О–S<sub>1</sub>) до островодужной (D<sub>1</sub>–D<sub>3</sub>) и коллизионной (С<sub>1</sub>–Р) стадий. Колчеданосные вулканогенные формации образуют два вулканических цикла, которые проходили в девоне в позднеэмско–раннеэйфельское и эйфель–живет–раннефранское время.

Среди колчеданосных формаций выделяются следующие их типы: 1 – базальтовая; 2 – базальт-риолитовая; 3 – базальт-андезит-дацит-риолитовая; 4 – андезит-базальтовая, объединяющая базальт-андезит-базальтовую и гибридную базальт-андезит-базальт-кварцевый андезит-дацит-риодацитовую субформации; 5 – трахибазальт-трахиандезит-трахидацит-риолитовая. В связи со слабой тектонической нарушенностью геологических разрезов в Магнитогорской мегазоне сохранилась стратиграфическая последовательность вулканических комплексов девонского возраста, при этом за последние 20 лет большинство разрезов этих комплексов датировано по конодонтовой фауне. Присутствие датированных разрезов на западном и восточном бортах Магнитогорской мегазоны способствует достоверной их корреляции, сопоставлению одновозрастных вулканических комплексов Западно-Магнитогорской (ЗМЗ) и Восточно-Маг-

нитогорской (ВМЗ) зон и более достоверным геодинамическим реконструкциям.

Геохимические характеристики вулканогенных комплексов базируются на авторских и опубликованных количественных аналитических материалах. Анализы проводились в химических лабораториях ИГЕМ, г. Москва (метод ICP-MS и рентгенофлуоресцентный анализ); ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург (ICP-MS метод); химическая лаборатория Музея Естественной истории, г. Лондон (ICP-AES метод); ГЕОХИ, г. Москва (нейтронно-активационный анализ); ИГ УНЦ РАН, г. Уфа, и ИМин УрО РАН, г. Миасс (силикатный, атомно-абсорбционный и рентгено-флуоресцентный анализы).

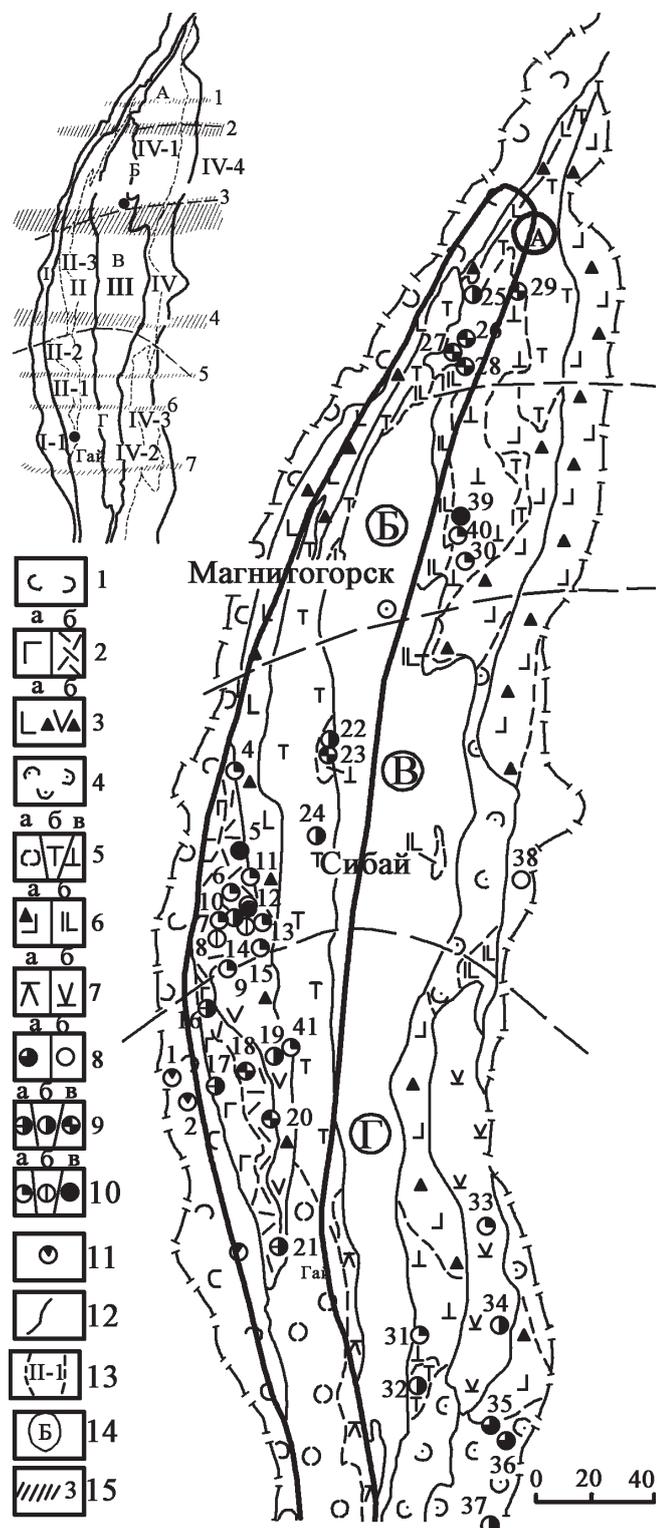
Петролого-геохимические материалы по отдельным вулканическим комплексам девонского возраста Магнитогорской мегазоны изложены в многочисленных публикациях [3, 7, 10, 11, 15, 16, 20, 22, 25 и др.], в которых изложены и основные результаты палеогеодинамических реконструкций на Южном Урале.

Одной из дискуссионных проблем на Урале является генезис минимума современного теплового потока. В качестве возможных факторов, контролирующей аномалию низкого теплового потока, инструментально прослеженную на Южном и Среднем Урале, рассматриваются циркуляция подземных вод, влияние палеоклимата, низкая теплогенерация в земной коре Урала [4]. Проведенные в последние 15 лет комплексные геофизические (Ур-

сейс-95) и петролого-геохимические исследования позволяют на современном уровне знаний оценить причины аномально низкой теплогенерации и её связь с процессами тектоники, вулканизма, рудообразования.

Зона аномально низкого теплового потока на Южном Урале пространственно совпадает с обла-

стью западного, центральной и северной частью восточного крыльев Магнитогорского мегасинклиниория, в которой сконцентрированы многочисленные (около 30) колчеданных месторождений и большое количество рудопроявлений, а также группа железорудных месторождений Магнитогорского рудного района (рис. 1). Из колчеданных месторождений к этой зоне приурочены суперкрупные Гай-



**Рис. 1.** Схематическая структурно-металлогенетическая карта Магнитогорского мегасинклиниория [18], с добавлениями А.М. Косарева и И.В. Головановой.

**Формации и комплексы:** 1 – базальтовая (O-S); 2 – базальт-риолитовая (D<sub>1</sub>e); контрастный (а) и непрерывный (б) комплексы; 3 – андезит-базальтовая (D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub>ef): базальт-андезитобазальтовый (а) и гибридный базальт-андезит-риолитовый (б) комплексы; 4 – базальтовая (D<sub>1</sub>e); 5 – базальт-риолитовая (D<sub>2</sub>): базальтовый (а), контрастный (б) и непрерывный (в) комплексы; 6 – андезит-базальтовая (D<sub>2</sub>) – а, базальт-андезитобазальтовая K-Na (D<sub>3</sub>f) – б; 7 – базальт-андезит-риолитовая: Юсинский (а) (D<sub>2</sub>) и Джусинский (б) (D<sub>1-2</sub>) комплексы.

**Колчеданные месторождения:** 8 – медноколчеданные (Домбаровский тип) – а, цинковые (Филизчайский тип) – б, 9 – цинково-медноколчеданные, Cu > Zn (а), медно-цинковоколчеданные, Cu < Zn (б) и медно-цинковоколчеданные с полиметаллической минерализацией (Уральский тип) (в); 10 – золотоколчеданно-полиметаллические (а), золото-барит-полиметаллические (б) и золото-колчеданные (в) (Баймакский тип); 11 – кобальт-медно-цинковоколчеданные (Ивановский тип). Месторождения: 1 – Ивановское, 2 – Дергамышское, 3 – Ишкининское, 4 – Тубинская группа, 5 – Куль-Юрт-тау, 6 – Уваряж, 7 – Бакр-тау, 8 – Горная Байкара, 9 – Майское, 10 – Таш-тау, 11 – Танальк-Баймакское, 12 – Семёновское, 13 – Юлалинское, 14 – Туба-Каин, 15 – Балта-тау, 16 – Юбилейное, 17 – Бурибайское, 18 – Маканская группа, 19 – Подольское, 20 – Мамбетовское, 21 – Гайское, 22 – Бакр-Узяк, 23 – Южный Бакр-Узяк, 24 – Сибайское, 25 – Учалинское, 26 – Озерное, 27 – Узельгинское, 28 – Молодежное, 29 – Таш-Яр, 30 – Александринское, 31 – Иссиргужинское, 32 – Западно-Ащебутакское, 33 – Джусинское, 34 – Барсучий Лог, 35 – Летнее, 36 – Осеннее, 37 – Весеннее, 38 – Амурское, 39 – Сабановское, 40 – Бабарыкинское, 41 – Восточно-Подольское.

**Схема районирования:** 12 – границы Магнитогорской мегазоны и структурно-формационных зон (СФЗ) 1-го порядка: I – Вознесенско-Присакмарская (ГУР), II – Западно-Магнитогорская, III – Центрально-Магнитогорская, IV – Восточно-Магнитогорская; 13 – границы и номера колчеданозонных зон (поясов) 2-го порядка: I-1 – Присакмарская, II-1 – Таналькская (Тубинско-Гайская), II-2 – Ирендыкская, II-3 – Узункыро-Сибайско-Орская (Кизило-Уртазымская), IV-1 – Учалинско-Александринская, IV-2 – Ащебутакская, IV-3 – Джусинско-Домбаровская, IV-4 – Гумбейская; 14 – поперечные блоки: А – Учалинский, Б – Магнитогорско-Верхнеуральский, В – Баймакско-Кацбахский, Г – Орско-Джусинский; 15 – широтные дислокации, выделенные по геофизическим данным: 1 – Буйдинская, 2 – Белорецкая, 3 – Агаповская, 4 – Юлалинская, 5 – Подольская, 6 – Новочеркасская, 7 – Орская.

Черная жирная кривая линия оконтуривает площадь теплового минимума на Южном Урале.

ское, крупные колчеданные месторождения Юбилейное, Подольское, Сибайское, имени IXX Партсъезда, Учалинское, Новоучалинское и многие другие, составляющие около 80% запасов колчеданных руд на Урале [71].

Низкая теплогенерация этой зоны связана с деплетированным характером мантийного субстрата и выносом радиоактивных элементов в процессе интенсивной вулканической и гидротермальной деятельности, продуцировавших формирование колчеданных и железорудных месторождений. Генетически эти процессы связаны с процессом субдукции и магмообразованием в надсубдукционном мантийном клине [9]. Реконструированная область палеозойского надсубдукционного вулканизма в значительной мере совпадает с контуром аномалии низкого теплового потока.

### ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА В МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЕ В РАННЕ-, СРЕДНЕДЕВОНСКОЕ ВРЕМЯ

Вулканизм эмс-эйфель-живет-раннефранского времени сформировал сложно-построенную энсиматическую островодужную систему, в пределах которой выделяется фронтальная полиформационная островная дуга ( $D_{1e}-D_{2ef_1}$ ), (рис. 2), задуговый спрединговый бассейн ( $D_{1e_{1-2}}$ ), внутридуговой спрединговый бассейн ( $D_{2ef}$ ) и поздняя островная дуга ( $D_{2zv-f_1}$ ).

В позднеэмско-раннеэйфельское время в Магнитогорской мегазоне активный островодужный и надсубдукционный вулканизм проявился в Западно-Магнитогорской зоне (ЗМЗ), тогда как в Восточно-Магнитогорской зоне (ВМЗ) произошло перерастание зоны задугового субконтинентального рифта в субокеанический спрединговый бассейн.

Островодужные вулканические формации ЗМЗ (ранняя – бимодальная базальт-риодацитовая, среднего этапа – непрерывная базальт-андезит-дацит-риодацитовая и поздняя – базальт-андезитбазальт-кварцево-андезит-дацит-риодацитовая и трахидацитовой субформациями) сформировались в первый цикл вулканизма ( $D_{1e_2}-D_{2ef_1}$ ) во фронтальной части Магнитогорской энсиматической островодужной системы. Вулканические комплексы, составляющие позднеэмско-раннеэйфельский цикл вулканизма, относятся к переходной магнезиальной толеит-бонинитовой, известково-щелочной, толеитовой островодужной и переходной от известково-щелочной к шошонитовой петрогенетическим сериям [10].

Конкретные вулканические комплексы, характеризующие базальт-риолитовую (**бурибайский комплекс**) и базальт-андезит-дацит-риодацитовую (**верхнетаналыкский комплекс**) формации, обладают гомодромной эволюцией состава вулканитов

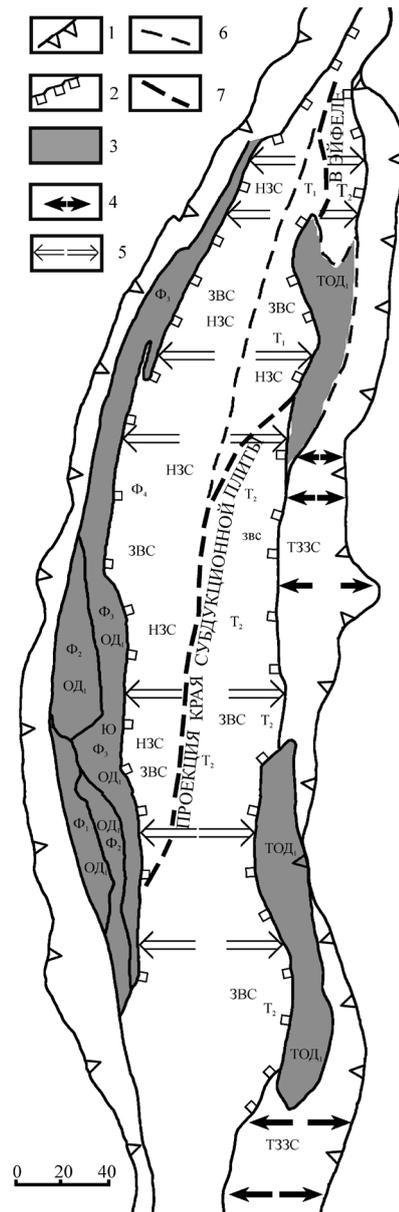


Рис. 2. Структурно-геодинамическая схема Магнитогорской мегазоны, срез – поздний эмс-эйфель.

1 – границы Магнитогорской мегазоны, 2 – границы зоны внутридугового спрединга, 3 – фрагменты ( $D_{1e_2}-D_{2ef_1}$ ), островной дуги, 4 – зона задугового субконтинентального и океанического рифтогенеза ( $D_{1e_{1-2}}$ ), 5 – зона внутридугового спредингового бассейна ( $D_{2ef}$ ), 6 – фрагмент контура минимума теплового поля, 7 – проекция реконструированного края субдукционной плиты в эйфельское время.

Буквенные обозначения: ОД<sub>1</sub> – фрагмент фронтальной островной дуги (темно-серый цвет) в Западно-Магнитогорской зоне; Ф<sub>1</sub> – площадь распространения бурибайского вулканического комплекса ( $D_{1e_2}$ ); Ф<sub>2</sub> – то же, верхнетаналыкского комплекса ( $D_{1e_2}$ ); Ф<sub>3</sub> – то же, ирендыкского комплекса ( $D_{2ef_1}$ ); ТОД – тыловая отщепленная зона островной дуги в Восточно-Магнитогорской зоне: северный фрагмент – зингейский комплекс ( $D_{2ef_1}$ ), южный фрагмент – джусинский комплекс ( $D_{2ef_1}$ ); ТЗС – тыловая зона задугового спрединга; ЗВС – зона внутридугового спрединга, НЗС – зона надсубдукционного вулканизма.

во времени. Для магнезиальных толеитовых базальтов бурибайского комплекса характерны высокие содержания  $MgO$  (7.6–18%),  $Cr$ ,  $Ni$ , пониженные концентрации  $FeO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Zr$ ,  $Nb$ , низкое значение  $La/Yb$  (0.7–1.98). В бонинитовых вулканитах установлены  $SiO_2$  (53–60%),  $MgO$  (8–14%),  $Cr$  (33–940 г/т),  $Zr$  (19–23.9 г/т),  $Nb$  (0.38–0.72 г/т). Отличительной чертой бонинитов бурибайского комплекса от типовых Западно-Тихоокеанской зоны, является повышенное содержание в них  $Na_2O$  (2.6–3.3%) и постоянное присутствие плагиоклаза в виде микровкрапленников или в ликвационных “вариолях” [19].

Кислые вулканиды бурибайского комплекса относятся к известково-щелочной серии, обнаруживают обогащение ЛРЗЭ.

Во второй непрерывной базальт-андезит-дацит-риодацитовой формации  $D_{1e_2}$ - $D_{2ef_1}$  цикла вулканизма (верхнетаналыкский комплекс Баймакского района) во всех типах пород обнаружены повышенные, по сравнению с предыдущей формацией содержания элементов КИР, а также  $Zr$ ,  $Ti$ ,  $Nb$ , обогащение ЛРЗЭ и нисходящий от легких к тяжелым РЗЭ характер графиков порода/хондрит.

В Восточно-Магнитогорской зоне, в Домбаровском рудном районе, синхронно с базальт-риодацитовой и базальт-андезит-дацит-риодацитовой формациями ЗМЗ формировался *киембаевский базальтовый* и *акжарский базальт-риодацитовый* вулканические комплексы, датированные поздним эмсом. Базальты киембаевского комплекса сопоставимы с NMORB и средними составами базальтов СОХ и характеризуются низкими содержаниями  $K_2O$  (0.04–0.24%), повышенными  $Na_2O$  (1.7–4.89%), умеренными и высокими содержаниями  $TiO_2$  (1.1–2.08%). По соотношениям  $Zr$  и  $Ti$ ,  $Ti$  и  $Cr$ ,  $Cr$  и  $Ni$ ,  $Ni$  и  $Co$  они близки к толеитам СОХ [3, 16]. Величина отношений  $Ni/Co$  в киембаевских базальтах колеблется от 1.48 до 5.2, что типично для океанических толеитов. Сходство с базальтами СОХ обнаруживается в распределении РЗЭ. На графике порода–хондрит они образуют характерное для океанических базальтов слабо выпуклые вариационные кривые, восходящие от  $La$  к  $Sm$  и полого нисходящие от  $Sm$  к  $Lu$ , что свидетельствует о дефиците легких РЗЭ и слабом дефиците тяжелых РЗЭ. На спайдер-диаграмме порода/NMORB в базальтах обнаруживающая негативные аномалии  $Nb$  и  $Zr$ , положительные аномалии элементов КИР,  $Pb$ ,  $Sr$  что свидетельствует о наличии островодужного уклона в геохимической характеристике этих базальтов.

Базальты *акжарского комплекса* по большинству окислов сходны с аналогами из киембаевского комплекса. Однако они обнаруживают повышенную щелочность, которая запечатлена в распределении РЗЭ и в повышенных концентрациях элементов КИР.

Завершающая цикл непрерывная порфирировая формация ( $D_{2ef_1}$ ) в ВМЗ представлена джусинским комплексом и относится к абсарокит-шошонит-латит-трахидацит-риолитовой надсубдукционной серии [8]. Этот комплекс формировался в ВМЗ синхронно с ирендыкским комплексом ЗМЗ, и его щелочной высококалиевый состав отражает его тыловодужную геодинамическую позицию.

В *эйфель-живет-раннефранское время* в результате вулканической деятельности второго цикла происходило накопление базальт-риодацитовой ( $D_{2ef}$ ) и базальт-андезит-дацит-риодацитовой ( $D_{2zv}$ - $D_{3f_1}$ ) формаций. Базальт-риодацитовая гомодромная формация образовалась в зоне расщепления Ирендыкской островной дуги. Эта формация в Сибайском рудном районе ЗМЗ представлена *карамалыташским комплексом* и сложена толеитовыми островодужными базальтами с характерными низкими концентрациями  $Al$ ,  $Ti$ ,  $Zr$ ,  $Nb$ ,  $P$ ,  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $K$  [11, 22, 25], свидетельствующими об участии субдукционных флюидов в их петрогенезе. Щелочные, щелочно-земельные и радиоактивные элементы ( $K$ ,  $Rb$ ,  $Ba$ ,  $Sr$ ,  $Th$ ,  $U$ ) на спайдерграммах порода/NMORB дают положительные аномалии, негативные аномалии образуют  $Nb$ ,  $P$ , легкие РЗЭ и  $Eu$ . Величина отношения  $Ni/Co$  устойчиво составляет менее 1.5, что характерно для островодужных базальтов.

Кремнекислые породы карамалыташского комплекса геохимически “родственны” базальтам и принадлежат, видимо, к толеитовой серии. Об этом свидетельствует плоский характер распределения РЗЭ, показывающий небольшой дефицит легких РЗЭ, при более высоких, чем в базальтах, концентрациях всех РЗЭ. По петрохимическим материалам, в частности, по содержаниям  $K_2O + Na_2O$ ;  $K_2O$  и соотношениям  $FeO/MgO$ , среди кислых пород выделяются разновидности принадлежащие толеитовой и известково-щелочной сериям.

В ВМЗ в *Александринском рудном районе (александринский комплекс)* ( $D_{2ef}$ ) большая часть базальтов относится к толеитовой островодужной серии иногда с субщелочным уклоном. Среди кремнекислых пород преобладает тип, принадлежащий к известково-щелочной серии со значениями  $La/Yb$  отношения от 2.0 до 6.0.

Южнее Александринского района на 175 км, в *Ащевутацкой зоне* ВМЗ, располагается *большекумакский базальт-риодацитовый* вулканический комплекс ( $D_{2ef}$ ); базальты которого относятся к типу умеренно- и высокотитанистых субщелочных и толеитовых базальтов ( $TiO_2$  0.94–3.0%).

Вулканиды непрерывной формации ( $D_{2zv}$ - $D_{3f_1}$ ) в ВМЗ разнообразны и не всегда достоверно датированы. В Александринском рудном районе эту формацию представляет *урядинский комплекс*, вулканиды которого относятся к известково-щелочной, реже (на участке Фестивальном) – к субщелочной серии

ям, что подчеркивает тыловодужное положение этого комплекса.

По опубликованным [3, 10, 11] и изложенным выше материалам в Магнитогорской мегазоне выделяются следующие геодинамические обстановки (рис. 2): 1 – фронтальная зона энсиматической островной дуги (ОД) ( $D_1e_2$ - $D_2ef_1$ ); 2 – задуговой спрединговый бассейн субокеанического типа ( $D_1e$ ); 3 – тыловая зона той же ОД; 4 – **внутридуговой спрединговый бассейн** ( $D_2ef$ ) в зоне расщепления Ирландской ОД: а) его западная надсубдукционная часть (Сибайский рудный район); б) его тыловая восточная надсубдукционная часть (Александринский рудный район); в) его тыловая часть, вне влияния зоны субдукции (Ащебутакский, Шуулдакский районы).

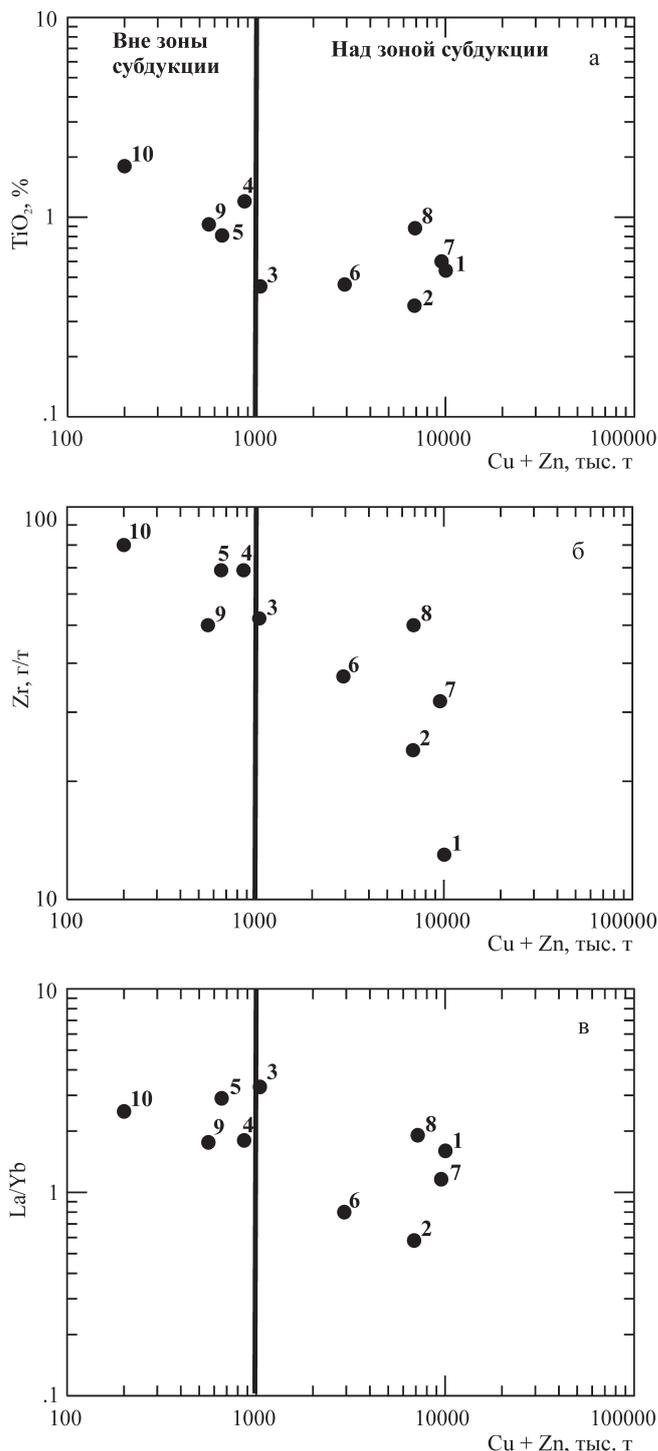
По современным представлениям, вулканизм перечисленных выше формаций происходил при выплавлении островодужных магм в мантийном клине под воздействием различных объемов субдукционных флюидов. Одной из специфических черт колчеданосных комплексов по данным В. Холоднова [12] является обогащенность хлором и фтором акцессорного апатита, содержащегося в рудомещающих вулканитах. Для наиболее хлороносных островодужных комплексов Урала установлена корреляция хлора с содержанием натрия.

#### ПРОДУКТИВНОСТЬ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ НА КОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Геохимические особенности базальтов Южного Урала и геодинамическая позиция хорошо увязываются с продуктивностью на колчеданное оруденение. По экспериментальным данным и модельным построениям [1, 2, 5, 6, 13, 14, 17, 23, 24,], концентрации в исходных магмах  $MgO$ , **высокозарядных**, крупноионных литофильных и редкоземельных элементов, контролируются объемами флюидной фазы,  $P_{H_2O}$  и степенью плавления мантийного субстрата. Некоторые из геохимических характеристик базальтов, в частности, концентрации  $TiO_2$ , Zr и значения отношений  $La/Yb$ , зависящие от степени плавления мантийного субстрата и  $P_{H_2O}$ , коррелируются с запасами рудного вещества ( $Cu + Zn$  в тыс. тонн) в рудных районах Южного Урала (табл. 1, рис. 3а–в). Из этих данных следует:

1. Высокая продуктивность на колчеданное оруденение обнаруживается в комплексах, исходные магмы которых выплавлялись при повышенных  $P_{H_2O}$  и высоких степенях плавления мантийного субстрата: а) в надсубдукционных комплексах фронтальной зоны Магнитогорской островодужной системы (Бурибаевский, Южно-Ирландский комплексы) и б) в надсубдукционных комплексах внутридугового бассейна (Карамалыташский комплекс). В эту группу входят наиболее крупные месторождения Южного Урала: а) Гайское, Юбилей-

ное; б) Учалинское, Новоучалинское, месторождения Верхнеуральского рудного района, Сибайское.



**Рис. 3.** Соотношения содержаний  $Cu$  и  $Zn$  [7] в колчеданных месторождениях и рудных районах Южного Урала с концентрациями  $TiO_2$  (а), Zr (б) и величиной  $La/Yb$  (в) в базальтах тех же рудных районов.

Номера 1–10 на диаграммах соответствуют номерам рудных районов в табл. 1.

Таблица 1. Геодинамическая позиция, геохимические особенности базальтов и запасы Cu и Zn (тыс. т) в рудных районах Южного Урала

Геодинамические обстановки	Возраст	Отношение к зоне субдукции	Геодинамические индексы	Колчеданные месторождения	Формация	Петрогенетическая серия	TiO <sub>2</sub> , масс. %	Zr, г/т	La/Yb	Рудные районы и их номера	Запасы Cu и Zn, тыс. т
Фронтальная островная дуга	D <sub>1e2</sub>	НЗС	Ф <sub>1</sub> + Ф <sub>2</sub>	Гайское	Б-А-Д-РД	ТОД-ИЩ	0.54	13	1.6	Гайский (1)	10041
	D <sub>1e2</sub> -D <sub>2ef1</sub>	НЗС	Ф <sub>1</sub>	Бурибайское Юбилейное	Б-Р	БОН, ТОД	0.36	24	0.58	Бурибайский (2)	6857
			Ф <sub>2</sub>	Макан-Октябрьское	Б-А-Д-Р	ТОД, ИЩ	0.44	46	1.9		
			Ф <sub>3</sub>	Подольское	Б-АБ-А-РД (г)	ТОД, ПТ-ИЩ	0.38	34	1.2		
Задуговый океанический бассейн	D <sub>1e2</sub>	НЗС	Ф <sub>2</sub>	Баймакская группа	Б-А-Д-Р	ИЩ	0.45	52	3.3	Баймакский (3)	1047
	D <sub>1e2</sub>	ВЗС	ТЗЗС	Весеннее Летнее Осеннее	Б	ТОК	1.2	69	1.8	Домбаровский (4)	864
Тыловая зона ОД	D <sub>2ef1</sub>	НЗС	ТОД	Джусинское Барсучий Лог	Б-А-Д-Р	Ш-ИЩ	0.81	69	2.9	Теренсайский (5)	657
				Сибайское Камаганское	Б-Р	ТОД	0.46	37	0.8	Сибайский (6)	2927
Внутридуговые срединно-тыловые бассейны	Зона прилегающая к фронтальной ОД	НЗС	Ф <sub>4</sub>	Учалинское Ново-Учалинское	Б-Р	ТОД	0.6	32	1.16	Учалинский (7)	9542
				ХИХ-Партсъезда Узельгинское	Б-А-Д-Р	ТОД, ИЩ	0.88	50	1.9	Верхнеуральский (8)	6900
Тыловая зона		НЗС	Т <sub>1</sub>	Александринское Сабановское	Б-Р	ТОД, ИЩ, СЩ	0.92	50	1.76	Александринский (9)	559
				Ащевутацкое Иссыргужинское	Б-Р	ТСОК, СЩ	1.8	80	2.5	Ащевутацкий (10)	200

Примечание: ОД – островная дуга, НЗС – над зоной субдукции, ВЗС – вне зоны субдукции; **геодинамические индексы**: Ф<sub>1</sub> – первая (с запада) зона фронтальной ОД (Акъяр-Бурибайская), Ф<sub>2</sub> – вторая зона фронтальной ОД (Тубинско-Гайская), Ф<sub>3</sub> – третья зона фронтальной ОД (Ирединская), ТЗЗС – тыловая зона задугового срединного бассейна, ТОД – Тыловая зона ОД, Ф<sub>4</sub> – фрагмент ВЗС прилегающий к фронтальной ОД (Сибайско-Учалинский), Т<sub>1</sub> – тыловая зона внутридугового спрединга НЗС, Т<sub>2</sub> – тоже вне зоны субдукции; **формации**: Б-А-Д-РД – базальт-андезит-риодацитовая, БР – базальт-риодацитовая, Б-А-Д-Р – базальт-андезит-дацит-риодацитовая, Б-АБ-РД(г) – базальт-андезит-риодацитовая, БОН – бонинитовая, ИЩ – известково-щелочная, ПТ-ИЩ – переходная от толейтовой к известково-щелочной, ТОК – толейтовая океаническая, Ш-ИЩ – шошонитовая с известково-щелочным уклоном, СЩ – суб-щелочная, ТСОК – толейтовая субокеаническая.

2. Меньшая колчеданоносность (мелкие и средние месторождения) обнаружена в комплексах, образовавшихся над зоной субдукции при ограниченных объемах флюидов и умеренных  $P_{H_2O}$  (месторождения Баймакского района), в тыловой части островодужной системы (месторождения Барсучий Лог, Джусинское), в пределах тыловой надсубдукционной зоны внутридугового бассейна (Александринское) и в окраинном океаническом бассейне ( $D_1e_2$ ) (Весеннее, Осеннее, Летнее, Акжарское).

3. Слабая колчеданоносность характерна для переходных и субокеанических субщелочных и толеитовых базальтовых комплексов, в характеристиках которых слабо проявлены островодужные черты и преобладают субокеанические признаки (Большекумакский, Ащebutакский, Калиновский, Шуулдакский комплексы). Формирование этих комплексов происходило вне влияния зоны субдукции, либо в области с ограниченным влиянием субдукционной флюидной фазы обогащенной водой.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Программы "Поволжье", рег. № 40/43-П, договор № 08-05-97005 и программы № 2 ОНЗ РАН.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14, № 3. С. 248–265.
2. Богатилов О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
3. Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
4. Голованова И.В. Тепловое поле Южного Урала. М.: Наука, 2005. 189 с.
5. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, 1994. 229 с.
6. Дриль С.И., Елизарова М.В. Геохимическая типизация и источники вещества метабазитов офиолитов западного сектора Монголо-Охотского складчатого пояса // Вулканизм и геодинамика: мат-лы II Всерос. симпози. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 367–370.
7. Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 315 с.
8. Косарев А.М., Артюшкова О.В. Джусинский палеовулканический комплекс: стратиграфическое положение, геохимические особенности, геодинамические реконструкции // Геологический сборник № 6. Информационные материалы ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. С. 174–180.
9. Косарев А.М., Голованова И.В., Шафигуллина Г.Т. Особенности распределения оксида калия, урана и тория в вулканитах Южного Урала в связи с проблемой генезиса минимума теплового потока // Литосфера. 2009. № 6. С. 17–32.
10. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2005. № 4. С. 22–42.
11. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2006. № 1. С. 3–21.
12. Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования / В.А. Прокин, И.Б. Серавкин, Ф.П. Буслаев и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 307 с.
13. Пирс Дж.А., Линнард С.Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134–165.
14. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
15. Рихтер Я.А. Палеозойский вулканизм и геодинамика Южного Урала. Саратов: Саратовский ГУ, 2008. 128 с.
16. Рыкус М.В. Вулканизм и металлогения Джусинско-Домбаровского палеовулканического пояса Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 172 с.
17. Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102–133.
18. Серавкин И.Б. Вулканогенные колчеданные месторождения Южного Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 638–669.
19. Серавкин И.Б., Косарев А.М. О происхождении контрастных и непрерывных серий базальт-липаритовой формации Южного Урала // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245, № 5. С. 1210–1214.
20. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: МГУ, 1977. 266 с.
21. Язева Р.Г. Геохимические критерии для формационного анализа меденосных комплексов Уральской эвгосинклинали. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 64 с.
22. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 203 с.
23. Arculus R.J. Aspects of magma genesis in arcs // Lithos. 1994. V. 33. P. 189–208.
24. Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A. Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts // Contrib. Mineral. Petrol. 1989. V. 102. P. 265–280.
25. Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A. et al. Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the forearc-arc complex // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph. 2002. V. 132. P. 101–134.

*Рецензент В.Ф. Рудницкий*

## **Geochemical peculiarities of volcanogenic formations of the Southern Urals and their massive sulfide ores efficiency**

**A. M. Kosarev**

*Institute of Geology, Ufa Scientific Centre of RAS*

The massive sulfide bearing volcanogenic formations of the Magnitogorsk zone were formed within the limits of the Lower-Middle Devonian (Emsian-Eifelian) island arc system. Reconstruction of the paleogeodynamic conditions carried out on the base of the paleovolcanogenic and petrology-geochemical materials allowed to distinguish the conditions of fore-arc and back-arc zones, back-arc and intra-arc spreading basins. All variety of volcanic rocks of different geodynamic conditions divide definitely enough into two groups. The first group includes the volcanic complexes formed above a subduction zone (ASZ), the second group includes the complexes formed out of influence of subduction zone (OSZ). Geochemical characteristics of basalts of volcanic complexes (the concentrations of  $TiO_2$ , Zr, La/Yb) are correlated with prospected reserves of Cu and Zn in thousands of tons in some ore-bearing areas. These data allow assuming the essential significance of mantle source for ore material.

*Key words: island arc, petrology, geochemistry, subduction, massive sulfide deposits, volcanic complexes, Southern Urals.*