

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЗОНАЛЬНОСТИ МАГНИТОГОРСКОЙ КОЛЧЕДАНОНОСНОЙ МЕГАЗОНЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

© 2014 г. А. М. Косарев\*, И. Б. Серавкин\*, В. В. Холоднов\*\*

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

\*\*Институт геологии и геохимии УРО РАН  
6500075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7

Поступила в редакцию 10.06.2013 г.

В работе с позиций тектоники плит рассмотрены петролого-геохимическая и металлогеническая зональность Магнитогорской островодужной мегазоны в средне- и верхнепалеозойское время. Проведено сравнение Магнитогорской мегазоны с другими надсубдукционными поясами островодужного и окраинно-континентального типов. Приводятся результаты петролого-геохимических исследований, палеовулканических и геодинамических реконструкций. В процессе палеогеодинамических реконструкций предпринята попытка воссоздания положения погружающегося края субдуцирующей плиты в период формирования карамалыташской свиты. На основании комплекса полученных данных сделан основной вывод о том, что масштабы и типы оруденения колчеданной формации на Южном Урале определяются геодинамической позицией металлогенических зон, рудных полей и отдельных месторождений. Установлены корреляционные зависимости между количеством рудного вещества колчеданных месторождений в рудных районах и геохимическими характеристиками базальтов, объемами и составом флюидов (Cl, F, S) кислых пород в рудоносных толщах. Эти сведения позволяют сделать вывод о том, что доминирующей причиной различий колчеданных месторождений, являются петрогенетические процессы, протекавшие в верхней мантии и нижней коре. Субдукционная зона имеет градиентный характер, что является основной причиной проявлений петролого-геохимической и металлогенической зональности в надсубдукционных поясах.

Ключевые слова: *островные дуги, геохимия, субдукция, металлогения, колчеданные месторождения, вулканические комплексы, медь, цинк, Южный Урал.*

### ВВЕДЕНИЕ

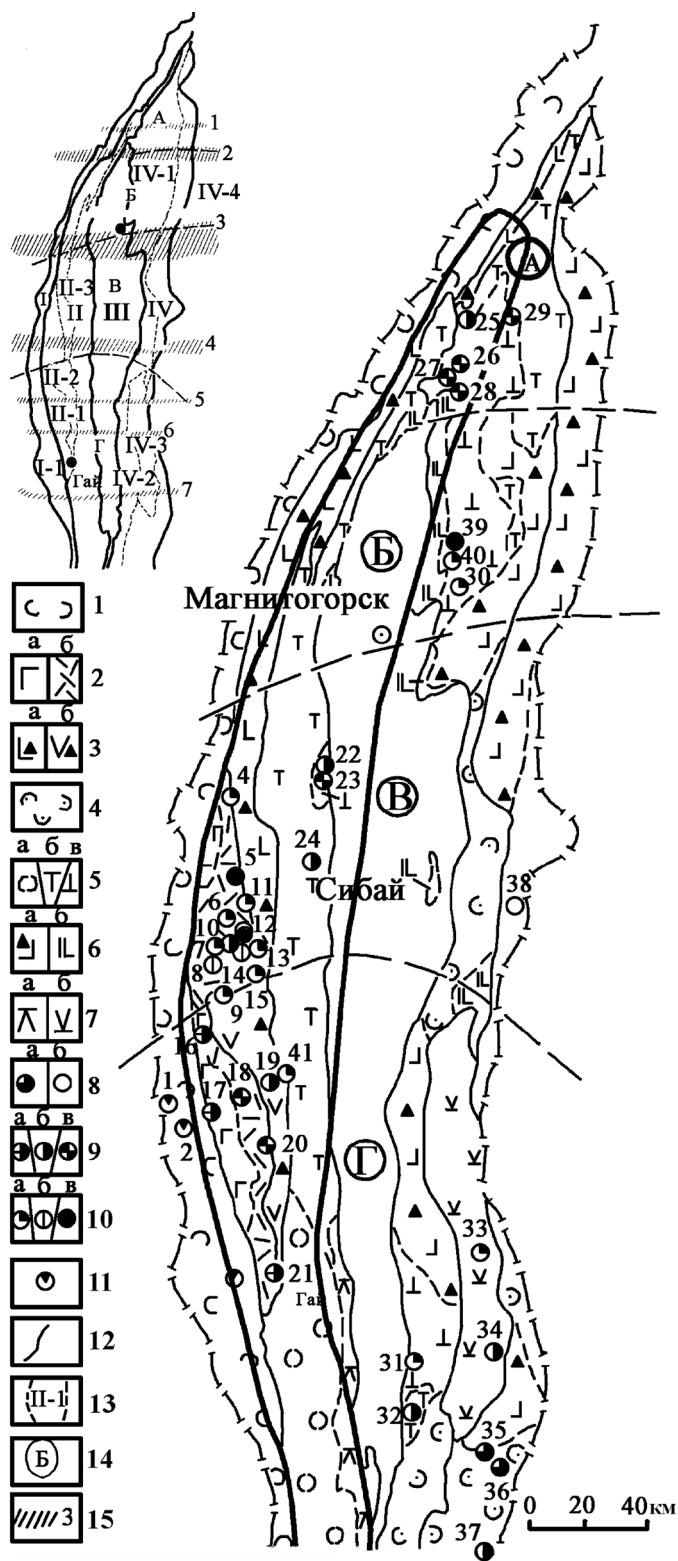
Магнитогорская мегазона, включающая зону Главного уральского разлома (ГУР), или Вознесенско-Присакмарскую зону, Западно-Магнитогорскую (ЗМЗ), Центрально-Магнитогорскую (ЦМЗ) и Восточно-Магнитогорскую (ВМЗ) зоны, является фрагментом Уральского подвижного пояса и прошла путь развития от стадий континентального и океанического рифтогенеза (С–О–S<sub>1</sub>) до островодужной (D<sub>1</sub>–D<sub>3</sub>) и коллизионной (C<sub>1</sub>–P) стадий. 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 в западном и восточном бортах Магнитогорской мегазоны способствует их достоверной корреляции и геодинамическим реконструкциям. На рис. 1 пред-

ставлена схематическая структурно-металлогеническая карта Магнитогорского мегасинклинория.

Магнитогорская мегазона обладает высоким потенциалом на колчеданное, золотое и железное оруденение. Она хорошо изучена. Вся ее площадь открыта комплексными геофизическими исследованиями. В 1995 году через весь Урал был пройден сейсмический профиль – Урсейс-95 [14]. В настоящее время, на основе количественных петрохимических и геохимических материалов авторов и других исследователей, установлена сериальная принадлежность вулканогенных формаций Южного Урала [10, 13, 26, 32, 33, 84, 92], проведены геодинамические реконструкции, разработаны петролого-геохимические модели колчеданообразующих рудномагматических систем [35, 61]. Одной из проблем палеогеодинамических реконструкций было воссоздание положения погружающегося края субдуцирующей плиты в период формирования карамалыташской свиты. За основу были приняты представительные геохимические материалы по составам базальтов. Присутствие

островодужных толеитов с характерными негативными геохимическими аномалиями ВЗЭ на спайдер-диаграммах, нормированных по составам базальтов N-MORB, свидетельствовало о надсубдукционной позиции этого комплекса вулканитов; появление базальтов океанического, внутриплитного или пере-

ходного типа указывало на отсутствие или ограниченное влияние надсубдукционных флюидов на состав исходных мантийных выплавов [28]. Кроме того, нами использовались сведения о положении области минимума теплового потока Магнитогорского мегасинклинория (рис. 1), в которой сконцентри-



**Рис. 1.** Схематическая структурно-металлогенетическая карта Магнитогорского мегасинклинория, по И.Б. Серавкин [56], с добавлениями А.М. Косарева и И.В. Головановой.

1–7 – формации и комплексы: 1 – базальтовая (O-S); 2 – базальт-риолитовая (D<sub>1</sub>e): контрастный (а) и непрерывный (б) комплексы; 3 – андезито-базальтовая (D<sub>2</sub>ef<sub>1</sub>): 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; ба – андезито-базальтовая (D<sub>2</sub>), бб – базальт-андезитобазальтовая K-Na (D<sub>3</sub>f); 7 – базальт-андезит-риолитовая: Юсинский (а) (D<sub>2</sub>) и Джусинский (б) (D<sub>1,2</sub>) комплексы; 8–11 – колчеданные месторождения: 8 – медноколчеданные (Домбаровский тип) (а), цинковые (Филизчайский тип) (б); 9 – Уральский тип: цинково-медноколчеданные, Cu > Zn (а), медно-цинково-колчеданные, Cu < Zn (б) и медно-цинково-колчеданные с полиметаллической минерализацией (в); 10 – Баймакский тип: золото-колчеданно-полиметаллические (а), золото-барит-полиметаллические (б) и золото-колчеданные (в); 11 – Ивановский тип: кобальт-медно-цинково-колчеданные; 12–15 – структурные единицы на врезке: 12 – границы Магнитогорской мегазоны и структурно-формационных зон I порядка, 13 – границы и номера колчеданосных зон (поясов) II порядка, 14 – поперечные блоки, 15 – широтные дислокации.

Названия колчеданных месторождений: 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 – Таналык-Баймакское, 12 – Семеновское, 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 – Иссыргужинское, 32 – Западно-Ащebutакское, 33 – Джусинское, 34 – Барсучий Лог, 35 – Летнее, 36 – Осеннее, 37 – Весеннее, 38 – Амурское, 39 – Сабановское, 40 – Бабарькинское, 41 – Восточно-Подольское. Черная жирная кривая охватывает площадь теплового минимума на Южном Урале.

На врезке: Структурно-формационные зоны I порядка: I – Вознесенско-Присакмарская (ГУР), II – Западно-Магнитогорская, III – Центрально-Магнитогорская, IV – Восточно-Магнитогорская.

Колчеданосные пояса (зоны) II порядка: I-1 – Присакмарская, II-1 – Таналыкская (Тубинско-Гайская), II-2 – Ирландыкская, II-3 – Узункыро-Сибайско-Орская (Кизило-Уртазымская), IV-1 – Учалинско-Александринская, IV-2 – Ащebutакская, IV-3 – Джусинско-Домбаровская, IV-4 – Гумбейская. Поперечные блоки: А – Учалинский, Б – Магнитогорско-Верхнеуральский, В – Баймакско-Кацбахский, Г – Орско-Джусинский.

Широтные дислокации: 1 – Буйдинская, 2 – Белорецкая, 3 – Агаповская, 4 – Юлалинская, 5 – Подольская, 6 – Новочеркасская, 7 – Орская.

рованы многочисленные (около 30) колчеданные месторождения и большое количество рудопоявлений [27]. К этой зоне приурочены суперкрупное Гайское, крупные колчеданные месторождения Юбилейное, Подольское, Сибайское, имени XIX Партсъезда, Учалинское, Новоучалинское и многие другие, составляющие около 70% запасов колчеданных руд на Южном и Среднем Урале [18, 49].

#### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ОСТРОВНЫХ ДУГ И ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Латеральные и возрастные вариации петролого-геохимических характеристик островодужных и окраинно-континентальных надсубдукционных вулканитов детально изучены [1, 5, 6, 46, 47, 51, 78, 79, 88 и др.] и являются основой для геодинамических реконструкций. Смена типов магм от фронтальной части островной дуги к тыловой в последовательности: бонинит-толеитовый → известково-щелочной → субщелочной → щелочной связывается с углублением зоны выплавления магм, включающей вначале деплетированную, а затем примитивную мантию в плагиоклазовую, шпинелевую и, вероятно, в гранатовую фациях [88]. Проявления металлогенической зональности в надсубдукционных зонах известны в большинстве окраинно-континентальных и островодужных систем. Ниже кратко характеризуется металлогеническая зональность некоторых наиболее изученных вулканических поясов.

**Японская островная дуга.** Все современные интерпретации геологических материалов отталкиваются от модели тектоники плит с зоной субдукции западного падения, погружающейся от глубоководного желоба под Японские острова. Отмечается миграция вулканизма вкост и по простиранию вулканических поясов, наложение разновозрастных поясов друг на друга [72]. В интервале от карбона до четвертичного возраста выделено 5 металлогенических эпох. Фрагменты разрезов наиболее древних из них (С-Р и J<sub>2</sub>-K<sub>1</sub>) тяготеют к восточному побережью Японских островов и содержат стратиформные месторождения Cu-колчеданные, Mn, Fe-Mn. В серпентинитах или перидотитах присутствуют мелкие месторождения хромитов, талька, асбеста. В мел-палеогеновую эпоху вулканизм и интрузивный магматизм смещались в западном направлении на островах Хонсю и Кюсю. С гранитными интрузиями связаны жильные Au-Ag месторождения, сочетающиеся в составе руд с шеелитом, теллуридами и висмутовыми минералами. Наиболее важны в промышленном отношении месторождения Cu, Pb, Zn. Месторождения Sn, W, Mo связаны с гидротермальными и пегматитовыми жила-

ми. В неогеновую эпоху в депрессии центральной части о. Хонсю проявилась бурная подводная вулканическая деятельность, сформировавшая область зеленых туфов. Минеральные месторождения области делятся на две группы: 1 – стратиформные месторождения Куроко и пластовые осадочные марганцевые руды; 2 – многочисленные гидротермальные жильные месторождения Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As, Hg и карбоната Mn [72]. В составе колчеданно-полиметаллических месторождений Куроко присутствуют гипсовые залежи, подстилающие руды Куроко.

**Западные пояса Американских континентов.** Обобщающие материалы по характеру и последовательности размещения рудных месторождений в Западных поясах Американских континентов содержатся в работах [45, 64]. В обобщенном виде Р. Силлитое [64] показывает следующую схему металлогенической зональности запада Американских континентов: Fe→(Au)-Cu→Ag-Pb-Zn→Sn-Mo.

Последовательность смены **магматических и вулканических поясов на Кавказе** [66] соответствует северному падению зоны Бенъофа. Установлено омоложение возраста магматических и вулканических поясов с севера на юг, смена колчеданного оруденения уральского типа Большого Кавказа [66, 73], залегающего в девонских вулканогенных формациях, оруденением малокавказского или куроко типа в среднеюрских и верхнемеловых формациях Малого Кавказа.

**Вулканические пояса Северо-Востока Азии.** В системе вулкано-плутонических поясов Северо-Востока Азии выделены сложные пояса различного возраста, датируемые интервалом верхний девон–четвертичное время. В работе Н.А. Горячева, А.В. Волкова, А.А. Сидорова и др. [15] дана возрастная, геодинамическая и металлогеническая характеристика всех реконструированных магматических поясов. С раннего мела до четвертичного времени установлено последовательное омоложение вулканических поясов с северо-запада на восток-юго-восток, что соответствует смещению системы “вулканическая дуга-желоб” в сторону Тихого океана [15], в направлении, обратном падению зоны субдукции. В то же время, проявление металлогенической зональности в отдельных поясах, таких как Удско-Мургальский, согласуется с западным падением зоны субдукции, что проявлено в последовательном размещении с юго-востока на северо-запад в сторону континента месторождений порфирирового типа с увеличением в них роли Mo (Cu→Mo-Cu→Mo) и далее – проявлений W и Sn оруденения.

На основе имеющихся данных можно сделать вывод: 1) зональность конкретных поясов, связанных со “стабильным” положением зоны субдукции, описывается схемой Силлитое; 2) более сложная зональность возникает при перескоке (джам-



пинге) зоны субдукции, обычно в сторону океана, при сохранении направления падения под континент (Кавказ, Восточно-Азиатская окраина и др.).

### ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ

В пределах Магнитогорской мегазоны выделяется ряд палеовулканических поясов, среди которых различаются сложные полиформационные и простые, включающие одну или две формации. К полиформационным поясам относятся: 1 – Вознесенско-Присакмарский полигенный; 2 – Западно-Магнитогорский; 3 – Центральное-Магнитогорский; 4 – Восточно-Магнитогорский.

**Вознесенско-Присакмарский** пояс, нередко отождествляемый с зоной ГУР, представляет собой зону серпентинитового меланжа в составе полихронной аккреционной призмы [18, 60]. В составе этого пояса присутствуют пластины серпентинизированных ультрабазитов, олистостромы, пластины и блоки океанических базальтов с прослоями кремнистых пород, датированных ордовиком и силуrom [7, 8, 20, 42, 70]. Островодужная стадия (*in situ*) вулканизма в пределах Вознесенско-Присакмарской зоны, скорее всего, проявилась лишь в мостостроевском ( $D_{1e_1}$ ) комплексе тефрит-шошонит-латит-трахитового состава в северной части Учалинского района. Здесь в районе д. Поляковка присутствует фрагмент вулканической постройки эпилейцитовых базальтов, откартированной Т.И. Фроловой и Е.В. Островской, а также дайки субщелочных пикро-базальтов, прорывающие толщи ордовикского и силурийского (?) возраста [92]. Более молодые вулканические комплексы, представленные аналогами баймак-бурибаевской, ирендыкской, улутаской, карамалыташской и бугодакской свит, скорее всего, оторваны от корневых зон и представляют собой фрагменты полихронной аккреционной призмы. Сохраняется некоторая неопределенность относительно вулканогенного комплекса бонинитов-островодужных толеитов – аналогов бурибайского комплекса Западно-Магнитогорской зоны. Предлагается назвать его *ивановским комплексом*, увязывая эту ассоциацию вулканических пород с кобальт-медноколчеданным типом оруденения, наиболее представительным на Ивановском и Ишкинском месторождениях в южной части Вознесенско-Присакмарской зоны, в Бурибайском и Гайском рудных районах.

По материалам ГДП-200 (Жданов, 2003<sup>1</sup>), в зоне ГУР присутствуют также фрагменты интрузивных

комплексов ранне-, средне-, позднедевонского и каменноугольно-пермского возраста. По определениям абсолютного возраста циркона U-Pb методом, габброиды Нуралинского массива имеют возраст 399 млн. лет [75], для гранатовых пироксенитов Миндякского массива тот же метод (для ядер циркона) показал 467 млн. лет [91], а для внешних зон кристаллов циркона возраст близок к  $410 \pm 5$  млн. лет [54]. Эти данные сопоставимы с датировкой  $414 \pm 4$  млн. лет по Sm-Nd изохроне “порода-гранат” [91]. Габбро-диориты Вознесенского меднопорфирирового месторождения изучены U-Pb методом по циркону, в результате чего получен возраст 412 млн. лет [16], соответствующий лоховскому ярусу раннего девона. Г.Б. Ферштатер и др. [76] на основании материалов по цирконовому абсолютному возрасту, выделяет нижнедевонский этап магматизма в интервале 395–415 млн. лет ( $D_{1lh-e}$ ). Значительная часть обогащенных натрием пород этого этапа имеет островодужные геохимические характеристики. В этот возрастной интервал входят интрузивные породы с островодужной геохимической спецификой, метаморфические высокобарические породы (миндякский комплекс) и вулканогенный мостостроевский комплекс, относящийся к образованиям надсубдукционного типа [26]. В виде фрагментов разрезов в Вознесенско-Присакмарской зоне присутствует офиолито-кластовый олистостромовый горизонт. В его основании встречаются линзы мономиктовых осадочных эдафогенных брекчий, состоящих из серпентинизированных ультрабазитов, иногда залегающих на массивных ультрабазитах со стратиграфическим контактом. Химический состав обломков габброидов, залегающих в той же олистостромовой толще, сопоставим с вулканиками бурибайского вулканического комплекса ( $D_{1e_2}$ ). Единичные обломки в этой толще представлены, по данным А.А. Захаровой, “магнезиальными андезибазальтами”, соответствующими по составу бонинитам. Приведенные сведения позволили сделать вывод, что офиолитокластовые брекчии и гравелиты являются фацией глубоководного желоба [26]. В пользу такой интерпретации свидетельствует и присутствие в зоне Уралтау Максютовского метаморфического комплекса, существенный объем в котором занимают эклогиты и глаукофановые сланцы, типоморфные для глубинных зон субдукции [17, 46].

В Западно-Магнитогорском палеовулканическом поясе колчеданоносные вулканогенные комплексы ( $D_{2e_2}$ – $D_{2ef-zv}$ – $D_{3f_1}$ ) сформировались над зоной субдукции восточного падения и принадлежит энсиматической островной дуге [32, 33, 92]. Они образовались в два вулканических цикла: первый – позднеэмско-раннеэйфельский, второй – позднеэйфельско-раннефранский. Комплексы, соответствующие раннему циклу островодужного вулканизма ( $D_{1e_2}$ – $D_{2ef_1}$ ), представлены бурибайским,

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

верхнетаналыкским, северо- и южно-ирендыкским комплексами. Они залегают, в целом, моноклинально с восточными падениями напластования и образуют латерально-возрастной формационный ряд, в котором установлена эволюция составов вулканитов (снизу вверх и с запада на восток) следующего характера: *бурибайский комплекс* ( $D_1e_2$  b-br): **натриевые базальты умеренно-щелочной серии** (b-br<sup>1</sup>) → марианит-бонинитовая серия с толеитовым уклоном (b-br<sup>2</sup>) → кислые породы, базальты, андезибазальты, андезиты известково-щелочной серии (b-br<sup>3</sup>); *верхнетаналыкский комплекс* ( $D_2e_2vtn$ ): базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, риодациты и риолиты гомодромной известково-щелочной серии. В составе верхнетаналыкского комплекса с севера на юг от Баймакского района к Макан-Октябрьскому и далее к Гайскому рудному полю наблюдается возрастание в разрезе количества базальтов толеитовой магнезиальной островодужной серии. В бурибайском комплексе b-br<sup>2</sup> выплавление больших объемов исходных для толеит-бонинитовой серии магм в мантийном клине, предполагает формирование вторичных очагов магм в зоне перехода нижняя кора–верхняя мантия, как это имеет место в современных островодужных системах [1, 74]. Длительное существование этих очагов может вести к существенному увеличению мощности нижней коры за счет процессов подслаивания.

*Южно-ирендыкский комплекс* ( $D_2ef_1ir$ ) включает толщи железистых дацитов, риодацитов, андезибазальтов, андезитов и базальтов толеитовой островодужной серии ( $ir_{1,3}$ ), риодацитов ( $ir_3$ ), кварцевых андезитов и андезибазальтов ( $ir_{2,4}$ ), принадлежащих переходной серии от известково-щелочной к толеитовой островодужной; высокоглиноземистых базальтов и андезитов высокоглиноземистой известково-щелочной серии ( $ir_4$ ) и трахидацитов-риодацитов известково-щелочной серии, переходной к *шошонитовой* ( $ir_5$ ). Можно отметить важную тенденцию в размещении вулканитов южно-ирендыкского комплекса. Она характеризует возрастание калиевости вулканитов снизу-вверх по разрезу, и с запада на восток. Калиево-натриевые дациты и риодациты ( $ir_5$ , сукраковский комплекс) занимают крайнюю восточную позицию в изученной части южно-ирендыкского комплекса и наиболее высокое положение в разрезе ирендыкской свиты.

*Северо-ирендыкский комплекс* представлен базальт-андезибазальтовой формацией толеитовой и известково-щелочной серий. В верхней части разреза на Куркакском участке ( $ir_3$ ) залегает толща субщелочных базальтов, на Файзулинском участке – толща трахиандезибазальтов, трахиандезитов, риодацитов, которая сопоставляется с трахидацитовой сукраковской толщей ( $ir_5$ ) Южно-Ирендыкской подзоны [32]. По приведенным выше и опубликованным ранее материалам можно сделать вывод о нарастании калиевости вулканогенных толщ ЗМЗ

снизу-вверх по разрезу и с запада на восток по латерали. Это хорошо увязывается с надсубдукционным характером вулканизма и восточным падением зоны субдукции [13, 25, 77, 84].

В позднеэмско-раннеэфельское время в ЗМЗ сформировались Тубинско-Гайский и Южно-Ирендыкский колчеданосные пояса [13, 36, 56–58, 62]. Проявление продольной металлогенической зональности в пределах этих поясов заключается в том, что с юга на север Гайский рудный район с существенно медным (уральского типа) оруденением сменяется медным же оруденением Бурибайского района. Однако следует отметить, что в этом районе заметно проявление полиметаллической минерализации на Октябрьском и, особенно интенсивно, на Восточно-Подольском месторождениях, при преобладании колчеданных руд существенно медного типа ( $Cu > Zn$ ) на месторождениях Бурибайском, Юбилейном, Маканском и Подольском. Далее к северу в Баймакском рудном районе колчеданная минерализация представлена многочисленными мелкими месторождениями **Au-колчеданно-полиметаллического баймакского** типа, близкого к куроко. Смена оруденения с юга на север сочетается с нарастанием известково-щелочных тенденций в составах вулканитов, уменьшением размеров рудовмещающих вулканических сооружений и уменьшением мощности “базальтового” слоя земной коры [63].

Вулканогенные толщи, слагающие второй верхнеэфельско-живет-раннефранский цикл вулканизма, представлены карамалыташской ( $D_2ef_2$ ) и улутауской ( $D_2zv-D_3f_1$ ) свитами и их возрастными аналогами в ВМЗ. Карамалыташский вулканический комплекс сформировался в зоне расщепления ирендыкской островной дуги. Это обосновывается разновозрастностью ирендыкского комплекса ЗМЗ с джусинским и зингейским комплексами ВМЗ [29]. Рифтогенно-спрединговая природа карамалыташского комплекса доказывается резким выклиниванием его в западном и восточном направлениях и фациальным замещением карамалыташской свиты вместе с бугулыгырским горизонтом ярлыкпосовской свитой кремнистых яшмовидных пород. На юге карамалыташской зоны, в Мугоджарах, располагается Шуулдакский пояс “дайка в дайке” [21], разновозрастный карамалыташской свите [19], а на севере Магнитогорской мегазоны – зона растяжения Буйдинского участка [59]. Карамалыташский комплекс в Сибайском, Учалинском, Верхнеуральском и Александринском рудных районах сложен преимущественно островодужными толеитовыми базальтами, в Ащebutакской зоне – субокеаническими субщелочными и толеитовыми базальтами, а на Савельевско-Калиновском участке – субокеаническими субщелочными и толеитовыми базальтами с островодужным уклоном [33].

Таким образом, поперечная металлогеническая зональность в ЗМЗ проявляется в смене с запада

на восток месторождений Со-медноколчеданного (ивановского типа), существенно медными (уральского типа,  $Cu > Zn$ ) и появлением в Тубинско-Гайском поясе полиметаллической минерализации (Октябрьское месторождение), а на Восточно-Подольском месторождении в Южно-Ирендыкской зоне – Zn-Cu-Pb и баритовой минерализации на всех уровнях рудных залежей. В Карамалыташской зоне с толеитовым надсубдукционным вулканизмом располагаются месторождения с  $Zn > Cu$ .

**Восточно-Магнитогорский палеовулканический пояс (ВМЗ)** представляет собой в геодинамическом плане фрагмент Магнитогорской мегазоны с проявлениями рифтогенно-спредингового ( $D_{1e1-2}$ ,  $D_{2ef2}$ ) и надсубдукционного островодужного ( $D_{2ef2}$ ,  $D_{2zv}$ – $D_{3f1}$ ,  $D_3$ ) вулканизма. Среди вулканоогенных комплексов, свит и толщ Восточно-Магнитогорской зоны выделены [13, 43, 84], а также (Лисов и др., 2002<sup>2</sup>; Мосейчук и др., 2000<sup>3</sup>) следующие подразделения. В нижней части разреза выделена сланцевая толща – *лесная*, предположительно ордовикского возраста. К нижнему девону относится субутацкая толща, сложенная органическими известяками ( $D_1$ – $D_{2ef}$ ), в которой обнаружены единичные конодонты раннеэмского возраста. Локально на Требиятском участке встречены эффузивные трахибазальты. В Домбаровском районе в нижних горизонтах вулканоогенного разреза, в верхах сланцево-осадочной тюлькубайской толщи, залегают рифтогенные высокотитанистые трахибазальты субконтинентального типа, выделенные в джаилганский комплекс ( $D_{1e1}$ ?) [26]. Последний перекрывается субокеаническими рифтогенными базальтами киембаевской свиты, датированной конодонтовой фауной из верхней части разреза ( $D_{1e2}$ ).

*Джусинский комплекс* ( $D_{2ef1}$ ) сложен вулканитами островодужного типа шошонитовой серии. Стратиграфически выше залегает *александринский комплекс* – возрастной аналог карамалыташской свиты ЗМЗ и Учалинского рудного района ВМЗ. Выше александринской толщи расположена урлядинская островодужная толща – возрастной аналог улутауской свиты ( $D_{2zv}$ – $D_{3f1}$ ) ЗМЗ. В ВМЗ с урлядинской толщей сопоставляются *копаловская* и *новобуранная* ( $D_{2-3}$ ) толщи в северной части ВМЗ, *кусемский* и *кутебайский комплексы* пикробазальтов, базальтов ( $D_{2zv}$ – $D_{3f1}$ ) и кремнисто-тефроидный *соленодольский комплекс* ( $D_2$ – $D_3$ ) в южной части ВМЗ.

<sup>2</sup> Лисов А.С., Лядский П.В., Кондратенко В.С. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000, изд. 2-е, листы М-40-ХП и М-40-ХVIII, 2002. Геолфонды, г. Оренбург.

<sup>3</sup> Мосейчук В.М., Яркова А.В., Кашина Л.В., Шалагинова Л.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Лист N-40-XXIV (Магнитогорск), 2000. 742 с. Геолфонды, г. Челябинск.

Вулканоогенные толщи и свиты верхнедевонского возраста представляют *аблязовская* ( $D_3f$ ) базальт-андезибазальтовая с примесью трахибазальтов, *шелудивогорская* ( $D_3f$ ) абсарокит-шошонитовая, *новоивановская* трахибазальт (шошонит)-трахиандезит-базальтовая ( $D_3fm$ ), *шумилинская* ( $D_3fm$ – $C_{1v}$ ) трахиандезит-риолитовая толщи и *свита базальт-андезибазальтового состава горы Магнитной* ( $D_3fm$ – $C_{1t}$ ).

Проявления островодужного вулканизма в пределах ВМЗ с раннего эйфеля ( $D_{2ef1}$ ) по фамен включительно ( $D_3fm$ ) характеризуются повышенными концентрациями  $K_2O$  и большинства литофильных микроэлементов, по сравнению с вулканитами ЗМЗ.

По петрохимическим и геохимическим критериям перечисленные выше островодужные комплексы принадлежат известково-щелочной и шошонитовой петрогенетическим сериям [13, 32, 33, 84], что весьма характерно для тыловодужных надсубдукционных зон. Джусинский комплекс, сложенный вулканитами базальт-андезит-дацит-риолитовой гомодромной порфиритовой формации шошонитовой серии с известково-щелочным уклоном [29], одновозрастен ирендыкской свите ЗМЗ. На севере ВМЗ распространен зингейский вулканический комплекс пироксен-плагиоклазовых порфиритов известково-щелочной серии, залегающий ниже кремнистых пород – аналогов ярлыкаповского горизонта. Этот комплекс выделялся ранее геологами-съемщиками А.Н. Захаревичем, Ю.Н. Замигой, Ю.С. Емельяновым, И.В. Жилиным, В.В. Бабкиным, Э.В. Шалагиновым, которые датировали его возрастным интервалом от верхнего силура до эйфеля, иногда поднимая и до живета.

Ранее по данным В.М. Мосейчука и др. (2000)<sup>3</sup>, а также [3, 43], порфириновая толща включалась, вместе с кремнистыми породами – возрастными аналогами ярлыкаповского горизонта – и пачкой вышележащих тефроидов, в состав *гумбейской свиты*. По нашему мнению, блоки, сложенные вулканитами *джусинского* и *зингейского* вулканических комплексов, а также *ирендыкского* комплекса Буйдинского участка представляют собой фрагменты остаточной вулканической дуги, отщепленной от единой (в раннем эйфеле) ирендыкской островной дуги. Принадлежность верхней части разреза ирендыкской свиты Куркакского ( $ir_3$ ), Файзулинского ( $ir_3$ ) и Сукраковского ( $ir_3$ ) участков к субщелочной-известково-щелочной серии, переходной к шошонитовой серии, является дополнительным аргументом в пользу возможности такой интерпретации.

Ниже *джусинского комплекса* ( $D_{2ef1}$ ) в Домбаровском районе синхронно с бурибайским ( $D_{1e2}^1$ ) и верхнетанальским ( $D_{1e2}^2$ ) комплексами формировались *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. Величина отношений Ni/Co в киембаевских базальтах колеблется от 1.48 до 5.2, что типично для океанических толеитов [37]. Сходство с базальтами СОХ обнаруживается в распределении РЗЭ. На графике порода/хондрит они образуют характерные для океанических базальтов слабо выпуклые вариационные кривые, восходящие от La к Sm и полого нисходящие от Sm к Lu [27]. Слабые положительные аномалии K, Rb, Sr на спайдердиаграммах порода/NMORB свидетельствуют о наличии островодужного уклона [12]. Таким образом, в ВМЗ проявился вулканизм двух геодинамических обстановок: 1 – рифтогенно-спрединговой, 2 – тыловой зоны островной дуги.

Установлено, что миграция рифтогенных структур в Магнитогорской мегазоне происходила с востока на запад, а перемещение вулканогенных надсубдукционных поясов с запада на восток по падению зоны субдукции, вероятно, в связи с поступательными движениями последней вглубь мантии. Рифтогенный вулканизм начался в раннем эмсе на западном крае Восточно-Уральского микроконтинента. По данным сейсмических исследований [44], тематических [13, 56] и геологосъемочных работ А.С. Лисова с соавторами<sup>2</sup> установлено наличие палеорифтогенной структуры, которая контролирует проявления субконтинентального вулканизма джалганского и трбиятского трахибазальтовых комплексов ( $D_{1e_1}$ ) [26], киембаевского субокеанического комплекса ( $D_{1e_2}$ ). Следующий этап рифтогенеза произошел западнее и проявился в виде зоны расщепления и спрединга Ирландской островной дуги. Однако очевидным это геологическое явление стало лишь после того, как была доказана разновозрастность ирландского комплекса ЗМЗ и джусинского вулканического комплекса ВМЗ [29]. На юге эта зона фиксируется Шуулдакским спрединговым центром [21]. На севере Магнитогорской мегазоны была, скорее всего, многоосевая спрединговая тектоническая зона. Одна из осей спрединга и внедрения многофазных интрузий, включая и интрузивные аналоги карамалыташских базальтов, расположена на Буйдинском участке. В виде остаточных островодужных фрагментов здесь присутствуют толщи ирландской свиты, прорываемые дайками габброидов и пироксенитов [4, 59].

Продольная металлогеническая зональность колчеданосных поясов ВМЗ [13, 56–58, 62] рассмотрена на примерах Джусинско-Домбаровского и Учалинско-Александринского палеовулканических поясов и охарактеризованного ранее Тубинско-Гайского пояса. В Джусинско-Домбаровском поясе с юга на север происходит омоложение вулка-

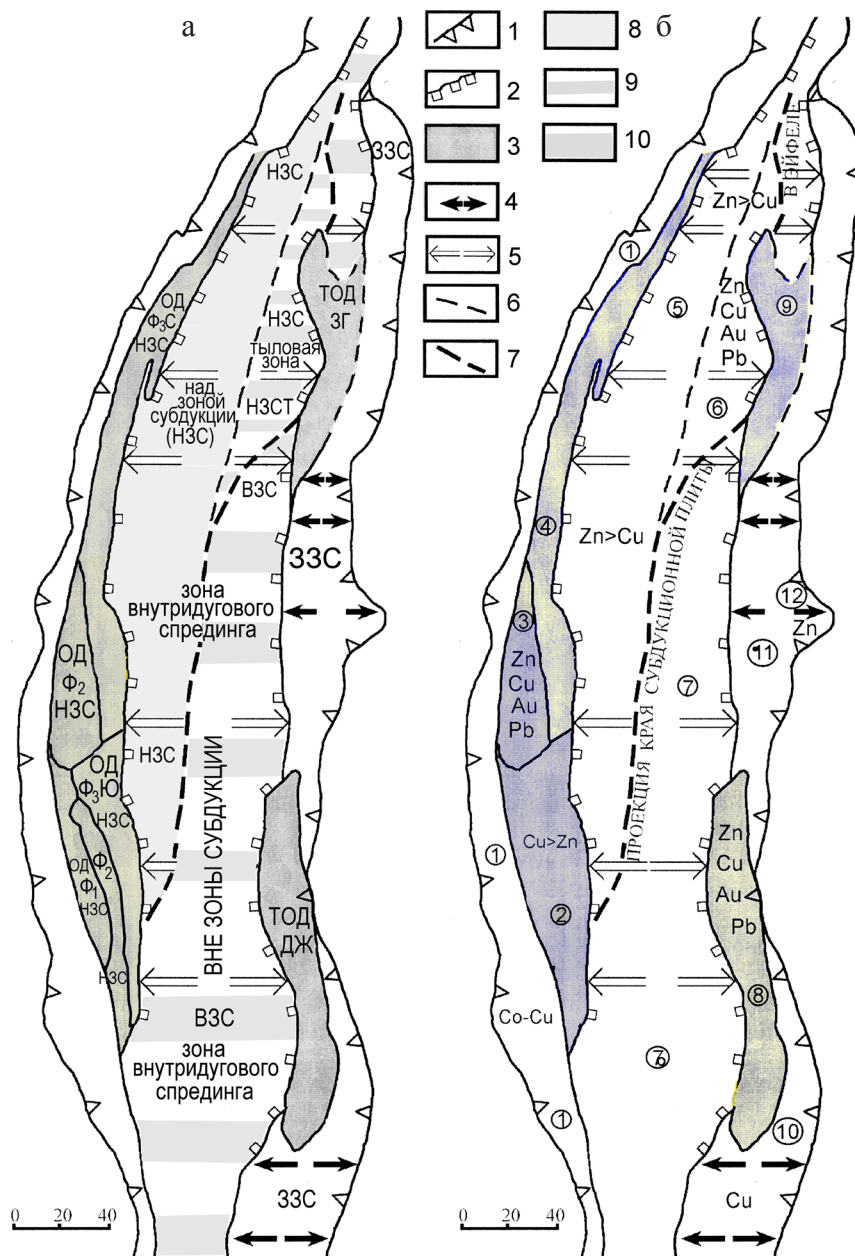
нических комплексов от киембаевского базальтового субокеанического ( $D_{1e_2}$ ) к акжарскому базальт-риолитовому ( $D_{1e_2}^2$ ) и к джусинскому комплексу островодужной шошонитовой серии ( $D_{2ef_1}$ ), со сменой типов колчеданного оруденения от медного с Co и Ni (Летнее, Осеннее месторождения) к медно-цинковому (Акжарское рудопроявление) и к колчеданно-полиметаллическому, близкому к баймакскому типу (месторождение Барсучий лог с  $Zn > Cu$  и Джусинское месторождение с  $Cu > Zn$ ).

В Учалинско-Александринском поясе миграция процессов вулканизма происходила уже с севера на юг. В этом направлении установлено нарастание количеств кислых пород в вулканических комплексах, усиление известково-щелочного уклона, а в Александринском рудном районе, кроме того, появление примеси субщелочных вулкаников. Параллельно со сменой состава рудовмещающих комплексов менялся тип колчеданного оруденения: с медно-цинкового ( $Zn > Cu$ , Учалинское и Новоучалинское месторождения), к золото-полиметаллическому (Бобарыкинское рудопроявление и Александринское месторождение).

#### РОЛЬ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ КОЛЧЕДАНОСНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ

Согласно геодинамической модели с позиций тектоники плит, главными обстановками, в которых формировались колчеданные месторождения на Южном Урале, являются следующие (рис. 2, 3): 1 – фронтальные островные дуги над зоной субдукции (НЗС); 2 – тыловые островные дуги НЗС; 3 – задуговые бассейны с субконтинентальной, переходящей в субокеаническую земной корой с ограниченным влиянием субдукционных флюидов; 4 – внутридуговые спрединговые бассейны с подзонами, расположенными в обстановках различных типов: а) НЗС, б) вне надсубдукционной зоны и влияния субдукционных флюидов, в) с ограниченным влиянием субдукционных флюидов [34]. В связи с этим, существенное влияние на состав колчеданных месторождений НЗС оказывает глубинное строение вулканических поясов. По простиранию отдельных поясов в разных блоках и зонах может меняться принадлежность разрезов к энсиматическому или энсалическому типу островной дуги, что влечет и смену колчеданного оруденения с уральского типа ( $Cu > Zn$ ) на баймакский, близкий к куроко ( $Zn-Cu-Au-Pb$ ).

В рамках модели тектоники плит основной причиной возникновения вулканогенных формаций островодужной стадии на Южном Урале был, соответственно, процесс субдукции. Погружение литосферной плиты в верхнюю мантию вызывало растяжение в верхней мантии и в новообразован-

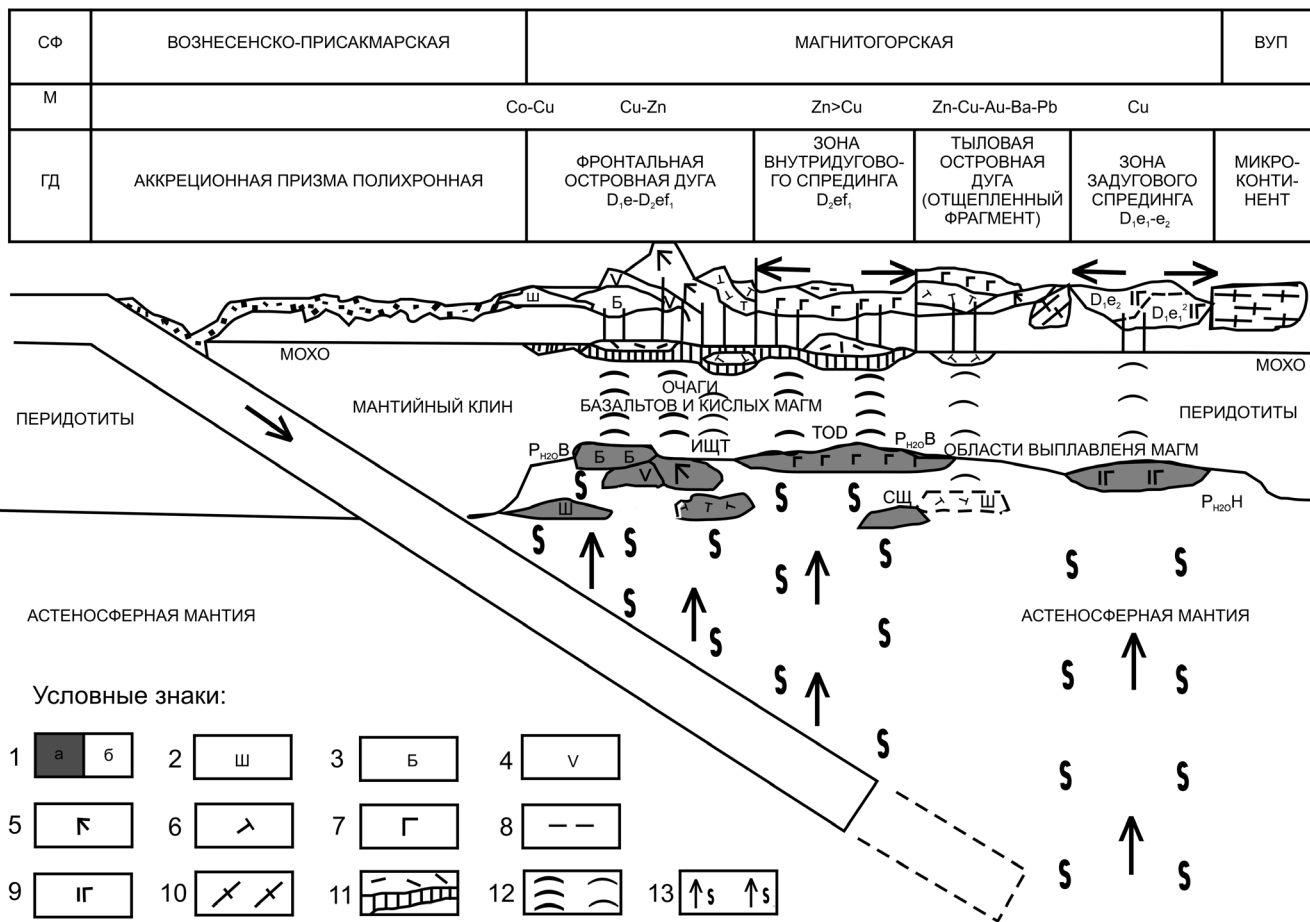


**Рис. 2.** Структурно-геодинамические схемы Магнитогорской мегазоны, срез – поздний эмс-эйфель.

а – схема геодинамической зональности; б – то же с металлогеническими характеристиками отдельных блоков, зон, подзон, отличающихся спецификой рудных объектов колчеданной формации.

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 ( $D_1e_1$ – $e_2$ ), 5 – зона внутридугового спредингового бассейна ( $D_2ef$ ), 6 – фрагмент контура минимума теплового поля, 7 – проекция реконструированного края субдукционной плиты в эйфельское время; 8–10 – для рис. 2а, Карамалыташской ( $D_2ef_2$ ) зоны внутридугового спрединга (ВС): 8–9 – надсубдукционные зоны (НЗС): 8 – западная, прилегающая к фронтальной островной дуге, 9 – тыловая подзона НЗСТ, 10 – область ВС вне зоны субдукции (ВЗС). Буквенные обозначения для рис. 2а:  $ОД_1$  – фрагмент фронтальной островной дуги (темно-серый цвет) в Западно-Магнитогорской зоне;  $\Phi_1$  – площадь распространения бурибайского вулканического комплекса ( $D_1e_2$ );  $\Phi_2$  – то же, верхнетаналыгского комплекса ( $D_1e_2$ );  $\Phi_3$  – то же, ирендыкского комплекса ( $D_2ef_1$ );  $ТОД$  – тыловая отщепленная зона островной дуги в Восточно-Магнитогорской зоне: северный фрагмент – зингейский комплекс (ЗГ), ( $D_2ef_1$ ), южный фрагмент – джусинский комплекс (ДЖ), ( $D_2ef_1$ ); ЗЗС – тыловая зона задугового спрединга. Буквенные и цифровые обозначения для рис. 2б: химические элементы и их сочетания соответствуют металлогенической специализации колчеданного руднения в зонах, блоках. Цифры в кружках – названия зон, блоков: 1 – Вознесенско-Присакмарская, 2 – Тубинско-Гайский и Южно-Ирендыкский металлогенические пояса, 3 – Баймакский блок, 4 – Северо-Ирендыкская зона, 5 – Учалинско-Сибайская область ВС-НЗС, 6 – Александринская подзона НЗСТ, 7 – Ащebutакская подзона ВЗС, 8 – Джусинский блок  $ТОД$  ДЖ, 9 – Зингейский блок  $ТОД$  ЗГ, 10 – Домбаровский фрагмент Джаилганско-Требиятской ЗЗС, 11 – Требиятский фрагмент ЗЗС, 12 – Амурская рудоносная зона.





**Рис. 3.** Модель надсубдукционного позднеэмско-позднейфельского вулканизма Магнитогорской мегазоны.

Поля на схематическом разрезе: 1а – предполагаемые зоны магнеообразования в мантийном клине; 1б – области проявления вулканизма; 2 – шшонитовая серия, мостостроевский комплекс ( $D_1e_1$ ); 3 – бонинитовая серия, бурибайский комплекс ( $D_1e_2^1$ ); 4 – известково-щелочная серия, верхнетаналыкский комплекс ( $D_1e_2^2$ ); 5 – известково-щелочная и толеитовая серия, ирендыкский комплекс ( $D_2ef_1$ ); 6 – шшонитовая серия с известково-щелочным уклоном, сукраковский и джусинский комплексы ( $D_2ef_1$ ); 7 – толеитовая островодужная серия, карамалыташский комплекс и его возрастные аналоги ( $D_2ef_2$ ); 8 – кремнекислые породы в составе карамалыташского комплекса; 9 – базальтовые комплексы зоны задугового спрединга: джайлганский субконтинентальный ( $D_1e_1^2$ ), киёмбаевский субокеанический ( $D_1e_2$ ); 10 – кристаллические сланцы Восточно-Уральского микроконтинента; 11 – очаги базальтовых и кислых магм на границе нижняя кора – верхняя мантия; 12 – поднимающиеся мантийные диапиры; 13 – субдукционные флюиды.

ной коре Магнитогорской мегазоны, декомпрессионное выплавление магм и массовые излияния базальтов. Особенно интенсивным был базальтовый вулканизм начальных этапов вулканических циклов  $D_1e-D_2ef_1$  и  $D_2ef_2-zv$ , в результате которого сформировались высокопродуктивные на колчеданное оруденение вулканические комплексы бурибайский ( $br_1$ ) и карамалыташский ( $kr_1$ ).

Глубинная субдукционная и надсубдукционная флюидно-магматические конвективные ячейки продуцировали магмы и флюиды, транспортировавшие к поверхности рудное вещество. Колчеданосные вулканические комплексы ( $D_1e_2-D_2ef-zv$ ) Магнитогорской мегазоны на Южном Урале сформировались под влиянием зоны субдукции восточного падения и принадлежат к энсиматической островной дуге. Модель формирования колчедано-

носной формации на ранней мантийной стадии, на основании существующих экспериментальных и эмпирических данных, а также модельных построений [51, 85] можно представить в следующем виде. Образование мантийного диапира в пределах мантийного клина под воздействием субдукционных флюидов, обогащенных  $H_2O$ , S, Cl, Na, K, Rb, Ba. Формирование флюидов в результате дегидратации водосодержащих минералов в зоне субдукции подтверждается величиной  $\delta^{18}O$  и присутствием изотопа  $^{10}Be$  в расплавленных включениях современных островодужных вулкаников [78]. Генерация базальтовых расплавов происходила в условиях декомпрессии при высокой степени частичного плавления мантийного субстрата [32], а проявления базальтового подводного вулканизма – в условиях режима растяжения [13].

Базальты бурибаевского (br) и карамалыташского (kr) вулканических комплексов, наиболее высокопродуктивных на колчеданное оруденение, сформировались в начале нижнедевонско-эйфельского и эйфельско-верхнедевонского вулканических циклов и принадлежат, соответственно, к островодужным толеит-бонинитовой (br) и толеитовой умеренномагнезиальной (kr) петрогенетическим сериям. Исходные магмы названных комплексов выплавлялись, скорее всего, из деплетированной части мантийного клина [1, 28].

На мантийный, сильно деплетированный субстрат в зонах генерации колчеданосных магм Среднего и Южного Урала указывают и единичные (к сожалению) Sm-Nd и несколько более представительные Rb-Sr изотопные данные. Их совместный анализ с данными по изотопным системам островодужных медно-порфириковых месторождений Южного Урала показал [82], что направленная эволюция палеозойского магматизма Урала [76] находит свое отражение и в изотопно-геохимической эволюции процессов островодужного магматизма и оруденения. В возрастном диапазоне от 430 до 365 млн. лет формирование островодужного медноколчеданного и медно-порфирикового оруденения происходит при резком снижении значений первичного изотопного отношения неодима.  $\epsilon Nd$  снижается от максимально высоких значений: +7.7 для Левихинского колчеданного месторождения (адамеллиты) в Тагильской островодужной мегазоне [48] и от +6 для раннеостроводужного Салаватского (380 млн. лет) медно-порфирикового месторождения до +1.5 для позднеостроводужного Верхнеуральского (365 млн. лет) медно-молибден-порфирикового [16]. Первичное отношение  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в отличие от первичного неодимового отношения увеличивается слабо от 0.703 до 0.705. Такой тип изотопно-геохимической эволюции отражает начальный процесс формирования новообразованной (островодужной) коры Магнитогорской мегазоны в зонах палеосубдукции, преимущественно за счет трансформации первично деплетированного мантийного субстрата.

Анализ опубликованных данных по стронциевой изотопной систематике вулканитов южноуральских контрастных риолит-базальтовых формаций [52], показал, что образование кислых магм происходило без заметного участия сиалического материала земной коры. Начальное отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  для кислых вулканитов баймак-бурибайской свиты находится в пределах 0.7030–0.7045, а карамалыташской 0.7040–0.7047, что соответствует наиболее распространенным отношениям изотопов стронция в породах современных энсиматических островных дуг. При этом начальные отношения изотопов стронция в базальтах тех же свит находятся на том же самом уровне (0.7030–0.7045).

Таким образом, на основании всех изложенных выше данных можно сделать **обобщающий вы-**

**вод**, что масштаб и тип оруденения колчеданосной формации на Южном Урале определяется геодинамической позицией металлогенических зон и рудных полей (рис. 2 и 3). Это главный (доминирующий) фактор, влияющий на металлогеническую (химическую) зональность колчеданосных формаций Магнитогорской мегазоны. Так, наибольшую продуктивность на колчеданное оруденение Уральского типа с преобладание меди над цинком ( $Cu > Zn$ ) в рудах обнаруживает фронтальная островная дуга позднеэмско-раннеэйфельского возраста, сложенная бурибайским, верхнетаналыкским и южно-ирендыкским вулканическими комплексами. Колчеданные месторождения, сформировавшиеся в это время (Юбилейное, Бурибайское, Гайское, Маканское, Октябрьское и Подольское) относятся преимущественно к медному типу ( $Cu > Zn$ ), тогда как месторождения эйфельживетского цикла (Сибайское, Бакр-узьяское, Учалинское, Новоучалинское, Узельгинское, Имени XIX Партсъезда, Молодежное, Чебачье, Талганское, Новое, Озерное, Западно-Озерное) характеризуются существенно цинковым составом руд ( $Zn > Cu$ ). В обоих случаях исходные магмы бурибайского и карамалыташского колчеданосных комплексов, выплавлялись при высоких парциальных давлениях водного флюида, богатого хлором и серой, стимулировавшего высокие степени плавления мантийного субстрата. Однако, карамалыташский комплекс с ( $Zn > Cu$ ) располагался в НЗС с более глубоко погруженной субдуцирующей плитой, соответствующей области перехода от фронтальной к тыловой островной дуге, что зафиксировано в составе ирендыкской формации и ее возрастных аналогов в Восточно-Магнитогорской зоне [29]. Более глубинная позиция областей магмообразования в последнем случае определяла длительную эволюцию рудно-магматических систем в тыловодужных геодинамических обстановках и влияла на состав рудовмещающих комплексов. Это сопровождалось большими объемами кислых пород в дифференцированных сериях вулканитов, усилением их известково-щелочного уклона (Александринский комплекс), с переходом к субщелочному шошонитовому магматизму и, как следствие этого, к более интенсивному накоплению цинка (иногда вместе с Au и Pb) относительно меди в остаточных магмах и постмагматических флюидах.

#### ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ Cu И Zn В МАНТИЙНЫХ ПОРОДАХ И В ВУЛКАНИТАХ КОЛЧЕДАНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

##### Особенности распределения Cu и Zn в мантийных породах разного состава

По типу распределения металлов между силикатной, оксидной и сульфидной фазами, по дан-

ным А.А. Маракушева, медь входит в группу сульфурфильных металлов, а **Zn** занимает промежуточную позицию в группе индифферентных металлов. Анализ распределения **Cu** и **Zn** среди мантийных пород показывает возможность частичного разделения этих металлов в ходе мантийного петрогенеза (табл. 1). Среди мантийных пород, выведенных геологическими процессами на современную поверхность Земли, по характеру распределения **Cu** и **Zn** намечается несколько групп. В I группе пород ультрабазитового состава, включающей лерцолиты, гарцбургиты, дуниты, по уменьшающимся концентрациям (в этом ряду) **CaO**, **Na<sub>2</sub>O**, **K<sub>2</sub>O**, **Li**, **Sr**, **R<sub>3</sub>Э**, **Cu**, **Zn**, **V** и по **возрастающим количествам MgO**, **Cr**, **Ni**, **фиксируется тренд деплетирования ультрабазитов**, слагающих верхнюю мантию [38]. Эта группа пород характеризуется наиболее низкими содержаниями **Cu** и **Zn**, при некотором преобладании **Zn** над **Cu**. Вторая группа пород, включающая пироксениты, гранатовые пироксениты, горнблендиты, и базиты с амфиболом и гранатом, характеризует мантийные породы, образующиеся из магм с различной водонасыщенностью. Подобные породы известны в составе магматических комплексов Платиноносного пояса Урала [50]. Эти породы, в целом, относительно первой группы, обогащены **Cu**. В горнблендитах обнаруживается наиболее существенное преобладание **Cu** над **Zn**. В III группу включены породы, подверженные высокобарическому метаморфизму в зонах субдукции (эклогиты, глаукофановые сланцы). Их объединяет явное преобладание **Zn** над **Cu**. Таким образом, можно предположить, что первичная специализация исходных колчеданоносных магм на **Cu** и **Zn** могла определяться в какой-то степени и составом мантийного субстрата в зонах магмогенерации. В этом случае, вполне возможна экстракция рудного вещества **Zn > Cu** из эклогитов. В условиях водного магматизма (горнблендиты, базиты с амфиболом) и метасоматоза мантийного вещества существенно возростала специализация исходных магм на медь с **Cu > Zn**.

#### Характер распределения **Cu** и **Zn** в вулканитах колчеданоносных формаций

Масштаб и тип оруденения колчеданоносных формаций на Южном Урале определяется, как показано выше, геодинамической позицией металлогенических зон и рудных полей. Структурная зона с медной специализацией колчеданных месторождений (**Cu > Zn**) соответствует фронтальной островной дуге Магнитогорской мегазоны [28, 32, 92]. Наибольшую продуктивность на колчеданное оруденение с преобладанием меди над цинком (**Cu > Zn**) в рудах обнаруживает фронтальная островная дуга позднеэмско-раннеэфельского возраста, сложенная *бурибайским* и *южно-ирен-*

*дыкским* вулканическими комплексами. Так, на самом нижнем стратиграфическом уровне в пределах Вознесенско-Присакмарской зоны, в основании разреза вулканогенно-олистоостровного *ивановского комплекса*, расположены залежи мелких Со-медноколчеданных Ивановского, Дергамышского, Ишкинского месторождений. *Ивановский комплекс*, по геологическим и петролого-геохимическим данным, является возрастным аналогом *бурибайского вулканического комплекса (D<sub>1e2</sub>)* Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ) и сложен вулканитами той же бонинит-толеитовой островодужной серии [18, 31, 65, 87]. Крупные же месторождения, такие как Юбилейное, залегают в верхней части разреза *бурибайского комплекса ЗМЗ*. Главное рудное тело Юбилейного месторождения расположено на границе базальтовой (**br<sub>2</sub>**) и кислой (**br<sub>3</sub>**) толщ, а относительно мелкие рудные залежи локализованы в пределах кислой толщи [56]. Анализ геохимических материалов по данному месторождению [59], как и данные таблицы 1, позволяют сделать некоторые выводы о возможных дополнительных источниках рудных металлов на этом месторождении. Наиболее активный вынос **Cu** происходил на дальнем фланге месторождения в разрезе по р. Таналык, в зоне окислительного диагенеза из пород, соответствующих подрудному (**b-br<sub>1</sub>**, **b-br<sub>2</sub><sup>1</sup>**) и рудовмещающему (**b-br<sub>2</sub><sup>2</sup>**) стратиграфическим уровням, и на периферии метасоматического ореола, из вулканитов рудовмещающих толщ (**b-br<sub>2</sub>**). **Zn** частично выносился лишь из подрудных толщ **b-br<sub>1-2</sub>** на периферии метасоматического ореола, и на дальнем фланге в разрезе по реке Таналык, тогда как на месторождении происходило его перераспределение (привнос и вынос). Эти процессы связаны со стадийностью колчеданообразования [41]. На ранней стадии происходил привнос **Cu**, на **поздней – привнос Zn**, переотложение и частичный вынос **Cu**.

В целом, более интенсивный вынос **Cu** по сравнению с **Zn** из подрудных и рудовмещающих толщ *бурибайского вулканического комплекса*, может быть одной из возможных дополнительных причин формирования здесь колчеданного оруденения с соотношениями **Cu > Zn** [40, 61]. Следует отметить, что высокая подвижность **Cu** по сравнению с цинком, может проявлять себя, как показано выше, и в мантийных условиях, в области дегидратации базальтов субдуцирующей плиты. Эта геохимическая особенность меди в сочетании с более хлоридным характером водных флюидов может иметь влияние на становление геохимического типа колчеданных руд (**Cu > Zn**) фронтальной зоны островной дуги. Более интенсивная экстракция **Cu**, по сравнению с **Zn**, из базальтов подтверждается экспериментами при высоких температурах (200–500°C) [90].

Металлогеническая зона, соответствующая площади развития надсубдукционного **Kr** комплекса, содержащая колчеданные месторождения с **Zn > Cu**



Таблица 1. Содержание меди и цинка в мантийных породах и в вулканитах колчеданноносных формаций

Типы пород	Концентрации Cu и Zn, их соотношения	Название породы	Интервал содержания в г/т и средние арифм. ( $x_{cp}$ )		Литературный источник, автор коллекции
			Cu	Zn	
I. Ультрабазиты	низкие Cu и Zn	лерцолиты	11–74	22–55	[22, 67]
II. Ультраосновные и основные породы	повышенные Cu, пониженные Zn Cu > Zn	гарцбургиты	2–39	22–76	[38, 50]
		дуниты	3.5–19	16–38	
		пироксениты	4–180	23–76	
		гранатовые пироксениты	74–250	23–80	
III. Метаморфические и магматические	низкие Cu, повышенные Zn Zn > Cu	горнблендиты	120–450	6–12	[22, 55]
		базиты с амфиболом и гранатом	53–378	64–170	
		эклогиты	32–135	27–235	
		глаукофановые сланцы	20–26	62–170	
		хромиты в пироксенитах	8–45	215–2350	
		хромиты в дунитах и гарцбургитах	20–340	140–720	
Юбилейное колчеданное месторождение					
IV. Подрудные толщи	Cu < Zn	метасоматиты по базальтам, br <sub>1-2</sub>	21–92 ед.730 $x_{cp,6}$ –56	76–150 ед.240 $x_{cp,6}$ –123	А.М. Косарев
Периферия метасоматического ореола. Подрудные толщи	Cu > Zn	базальты, br <sub>1-2</sub>	13–199 ед.460 $x_{cp,6}$ –136	13–76 ед.120 $x_{cp,6}$ –61	
	Cu < Zn	риодациты субвулканические	42–74 ед.190 $x_{cp,5}$ –78	54–110 ед.340 $x_{cp,5}$ –159	
V. Рудовмещающие толщи Юбилейного месторождения	Cu < Zn	базальты измененные, br <sub>1-2</sub>	70–550 $x_{cp,7}$ –201 $x_{cp,2}$ –290	90–1240 $x_{cp,7}$ –367 $x_{cp,2}$ –290	
	Cu = Zn	дациты субвулканические	130–450 $x_{cp,2}$ –290	250–330 $x_{cp,2}$ –290	
	Cu = Zn	базальты, br <sub>22</sub>	16–530 $x_{cp,9}$ –123	32–340 $x_{cp,9}$ –124	
	Cu < Zn	дациты, риодациты	18–130 $x_{cp,6}$ –58	45–480 $x_{cp,6}$ –152	
Периферия метасоматического ореола, рудовмещающие толщи	Cu = Zn	базальты, br <sub>2</sub> <sup>2</sup>	16–530 $x_{cp,9}$ –123	32–340 $x_{cp,9}$ –124	А.М. Косарев
	Cu < Zn	дациты, риодациты	18–130 $x_{cp,6}$ –58	45–480 $x_{cp,6}$ –152	
VI. Зона окислительного диагенеза, разрез по р. Таналык фланг рудного поля	Cu < Zn	базальты br <sub>1-2</sub> подрудной толщи	7–38 $x_{cp,4}$ –17	72–410 $x_{cp,4}$ –178	
	Cu < Zn	базальты, br <sub>2</sub> <sup>1</sup> подрудной толщи	7–310 $x_{cp,14}$ –38	48–110 $x_{cp,15}$ –68	
	Cu < Zn	базальты рудовмещающей толщи br <sub>2</sub> <sup>2</sup>	4–230 $x_{cp,14}$ –63	43–130 ед.730 $x_{cp,14}$ –84	
	Cu < Zn	риодациты субвулканические n = 2	5–29	76–91	
Сибайское колчеданное месторождение					
VII. Рудовмещающие толщи Сибайской группы месторождений	Cu > Zn	дациты, риодациты рудовмещающие, kr <sub>2</sub>	103–152 $x_{cp,3}$ –135	46–152 $x_{cp,7}$ –92	[18]
	Cu > Zn	базальты хлоритизированные Камганского месторождения, kr <sub>3</sub>		88–152 $x_{cp,3}$ –128	А.М. Косарев
	Cu > Zn	базальты надрудные Сибайского месторождения, kr <sub>3</sub>		79–130 $x_{cp,6}$ –106	[18]
VIII. Вулканиты Карамалыташской антиклинали	Cu > Zn	базальты подрудные kr <sub>1</sub>	12–346 $x_{cp,22}$ –118	62–128 $x_{cp,24}$ –94	[18, 92], К.Р. Минибаева, А.М. Косарев
	Cu > Zn	дациты, риодациты kr <sub>2</sub>	12–150 $x_{cp,6}$ –49	38–128 $x_{cp,10}$ –93	А.М. Косарев

спецификой, возникла в промежуточной от фронтальной к тыловой зоне и в тыловой островодужной зоне. Для этих зон, по модели, разработанной для Курило-Камчатской островодужной системы [1], можно предполагать нижний уровень дегидратации водосодержащих минералов. В этой зоне могла происходить и экстракция рудного вещества  $Zn > Cu$  из эклогитов.

*Карамалыташский вулканический комплекс* является наиболее продуктивным на колчеданные руды с преобладанием цинка над медью ( $Zn > Cu$ ). Он располагается над зоной субдукции, в спрединговом бассейне, в зоне расщепления Палеоирендыкской островной дуги. Положение этого комплекса соответствует также *промежуточной или переходной* зоне от фронтальной к тыловой островной дуге. Одно из ключевых мест в формировании колчеданных месторождений с цинковой специализацией ( $Zn > Cu$ ) **занимает геохимический тип базальтов карамалыташской колчеданной формации.** Эти базальты, в наиболее продуктивных на колчеданное существенно цинковое оруденение в Учалинском и Сибайском рудных районах, относятся к типу низкотитанистых и низкохромистых (Cr 41–82 г/т) **островодужных толеитовых базальтов**, с наличием в них тренда накопления железа. На примере Скергаардского интрузива [39] показано, что оруденение цинкового профиля (без свинца) обусловлено толеитовым типом низкокалийного базальтового магматизма со свойственным ему ферробазальтовым трендом дифференциации. Важно отметить и парагенетические связи островодужных толеитов карамалыташского комплекса с базальтами повышенной и умеренной щелочности субокеанического типа, распространенных на Юлдашевском и Савельевском участках ЗМЗ и в Ащebutакской зоне ВМЗ [29, 33]. Это подчеркивает рифтогенно-спрединговый характер Учалинско-Карамалыташско-Шуулдакской зоны в целом.

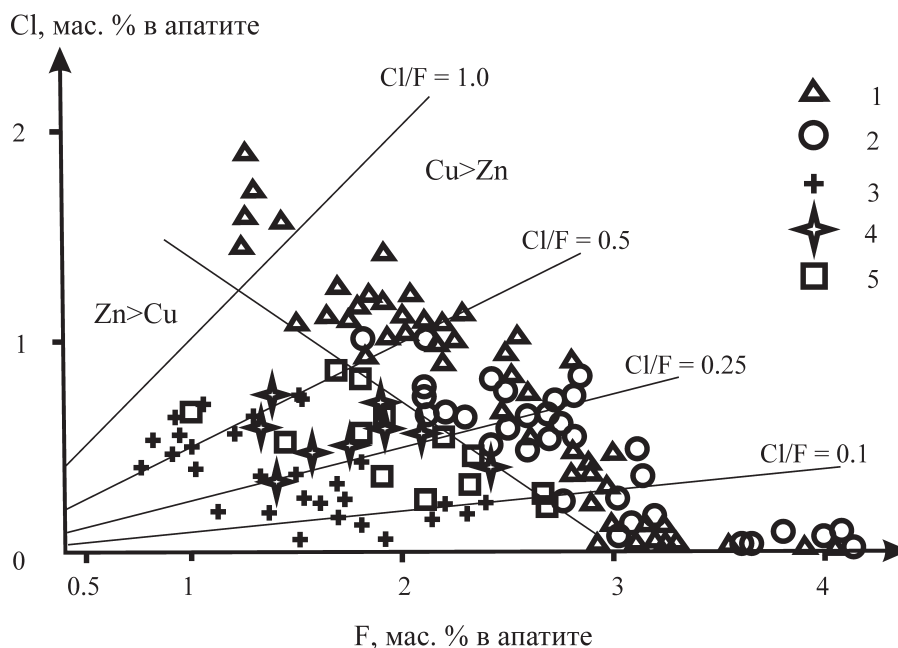
В базальтах карамалыташского вулканического комплекса Сибайского рудного района содержания Zn составляют 61–128 г/т, **мода Zn для базальтов** соответствует интервалу 80–100 г/т [33]. В дацитах и риолитах безрудной Карамалыташской антиклинали содержания Zn варьируют от 86 до 122 г/т (табл. 1), на Сибайском колчеданном месторождении Zn в дацитах и риолитах содержится в интервале от 46 до 133 г/т [18], причем содержания Zn < 50 г/т составляют 4% проб, а в интервале 51–75 г/т – 6% проб. Местный кларк Zn базальтов близок к 100 г/т, а кислых пород – к 90 г/т. Вынос даже 50% цинка из 1 км<sup>3</sup> вулкаников составляет 162 тыс. тонн. По имеющимся данным, в серицит-хлорит-кварцевых метасоматитах по риодацитам содержание Zn варьирует от 86 до 126 г/т, что не позволяет предполагать заметный вынос его из метасоматитов. На объем, вынесенного из пород Zn, может влиять концентрация во флюиде Cl, а также присутствие F и B [53].

Интенсивность и объем отрицательных геохимических аномалий Zn на площади Сибайского рудного района не позволяет предполагать формирование руд Сибайской группы месторождений (1714 тыс. т Zn) только за счет выноса Zn из вулкаников рудовмещающих толщ. Вероятно, необходимо предполагать относительно глубинный источник Zn, **которым может быть промежуточный магматический интрузив или очаги магмообразования базальтов в мантии и на границе нижняя кора/мантия.** Вывод о недостаточном количестве Zn, **извлекаемого из подрудных и рудовмещающих толщ**, сделал Т.Н. Сурин [71] и для Узельгинского колчеданного месторождения в Верхнеуральском рудном районе на основе детального объемного геохимического изучения подрудных и рудовмещающих вулкаников.

#### РОЛЬ КИСЛЫХ МАГМ. РЕЖИМ ГАЛОГЕНОВ И СЕРЫ

Изучение расплавных и флюидных включений, содержащихся в кварце кислых пород колчеданных месторождений Верхнеуральского рудного района на Южном Урале [11], показало высокую насыщенность металлами первичного магматического флюида и кислого магматического расплава. Магматический флюид содержит повышенные концентрации (г/т): Cu 300–3700, Zn 80–3400, Pb 14–1000, Ba 20–2200, Sn 4–1600, B 40–2000, Au 4–8, Ag 4–11. Стекло расплавных включений также содержит высокие концентрации рудных металлов (г/т): Cu 1100, Zn 1400. **Приведенные сведения подтверждают высокую рудогенерирующую роль кислых магм.** Отделение обогащенного рудными элементами флюида может происходить в промежуточных очагах, в которых начинается кристаллизация фенокристов кварца.

Высокую рудогенерирующую роль кислых магм подтверждает и их обогащенность хлором. Об этом свидетельствует состав различных генераций апатитов, образующих многочисленные включения, как в составе ранних вкрапленников (в кварце, плагиоклазе и др.), так и в основной массе рудовмещающих кислых (риолиты) и умеренно-кислых (андезиты и дациты) вулкаников Магнитогорской островодужной мегазоны [81 и др.]. В апатитах этих пород максимальные содержания Cl составляют 0.5–1.6 мас. % при концентрациях F 1.0–1.5 мас. %. **В апатитах подрудных и надрудных базальтов различных медноколчеданных месторождений как Южного Урала (Гайское, месторождения Узельгинского рудного поля), так и Среднего (Ново-Шемурское мест.) концентрации Cl незначительные: в южноуральских месторождениях – 0–0.08 мас. % при содержании F 2.38–3.0 мас. %, в Ново-Шемурском месторождении Cl – 0.01–0.04 мас. %, F – 1.4–2.1 мас. %. Возможным магматическим источником для таких базаль-**



**Рис. 4.** Соотношение содержаний Cl и F в апатитах рудовмещающих толщ кислого и умереннокислого (андезиты, дациты и др.) состава как отражение флюидно-металлогенической специализации ( $\text{Cu} > \text{Zn}$  или  $\text{Zn} > \text{Cu}$ ), геодинамической позиции и масштабов колчеданных месторождений Магнитогорской островодужной мегазоны.

1 и 2 – крупные и суперкрупные месторождения ( $\text{Cu} > \text{Zn}$ ) фронтальных частей островных дуг: 1 – Подольское, 2 – Гайское; 3–5 – месторождения с  $\text{Zn} > \text{Cu}$  спецификой, развитые в тыловодужных частях островных дуг и в переходных зонах: 3 – Молодежное, 4 – Талганское, Чебачье, 5 – месторождения Узельгинского рудного поля.

тов была, по-видимому, бедная галогенами наиболее дегазированная и деплетированная часть верхней мантии (или мантийного клина).

Данные рис. 4 свидетельствуют, что содержание Cl в апатитах рудовмещающих толщ кислого и умеренно-кислого состава (в андезитах, андезитобазальтах, дацитах, риолитах) отражают геодинамическую позицию, масштаб и тип оруденения колчеданных месторождений Магнитогорской островодужной мегазоны. Наиболее крупные по запасам месторождения фронтальных частей островных дуг, в которых ( $\text{Cu} > \text{Zn}$ ) (Подольское и Гайское), характеризуются апатитами с наиболее высокими содержаниями Cl ( $>1.0$  мас. %) и максимальными значениями Cl/F отношений (0.7–1.5). В то же время, в более мелких по масштабам месторождениях с ( $\text{Zn} > \text{Cu}$ ) спецификой, развитых в тыловодужных частях островных дуг и в промежуточных зонах (мест. Узельгинского рудного поля и др.) имеют апатиты с резко пониженным содержанием Cl 0.4–0.7 мас. % и более низким Cl/F отношением около 0.5 и менее. Наряду с хлором в составе апатитов кислых рудовмещающих вулкаников Узельгинского рудного поля наблюдаются повышенные содержания сульфатной серы, изоморфной с фосфорным анионом в его составе. Содержание  $\text{SO}_3$  в апатите липарито-дацитов составляет здесь 0.05–0.075 мас. %. В апатитах из серицит-

хлорит-кварцевых метасоматитов по дацитам на Чебачьем месторождении содержание  $\text{SO}_3$  возрастает до 0.125–1.0 мас. %, коррелируя с ростом содержаний F от 1.88 до 2.67 мас. % и снижением содержаний Cl от 0.50 до 0.20 мас. % и менее. Как известно, в поздних месторождениях тыловодужных зон (месторождения Джусинское, Барсучий Лог, Александринское, Восточно-Подольское, баймакский тип и др.) присутствуют значительные по объему залежи барита. В целом, это указывает на хлоридно-сульфат-гидросульфидный состав рудообразующих флюидов в месторождениях этой геодинамической обстановки.

Линейность в соотношениях концентраций Cl и F в апатитах из субвулканических пород андезит-дацит-риолитового состава на Подольском месторождении (на фоне обратно пропорционального снижения содержаний Cl и роста F), заметная преемственность в составах последовательных генераций апатита в породах от андезитового порфирита к андезит-дацитовому и дацитовому порфири-там и далее к кварцевому порфиру, что уже было охарактеризовано ранее [81], свидетельствуют о комагматичности кислых и умеренно-кислых вулкаников этого месторождения, о гомодромном и непрерывном характере дифференциации при их образовании. Апатиты кварц-плагиоклазовых и кварцевых порфиров (дацитов и риолитов) Гайского ме-



сторождения закономерно вписываются в данный линейный тренд дифференцированной серии пород андезит-дацит-риолитового состава. Подобная линейность в эволюции состава апатитов (от ранних более богатых Cl генераций к поздним, обогащенным F) характерна и для кислых пород месторождений эйфель-живетского цикла с цинковым составом руд ( $Zn > Cu$ ). Наиболее наглядно это выражено на примере Молодежного месторождения (рис. 4).

Установлено также, что в процессе формирования продуктивных дифференцированных серий пород кислого и умеренно-кислого состава в режиме галогенов могут быть выделены два последовательных этапа [81]. На раннем этапе, в условиях закрытой флюидно-магматической системы процесс фракционной кристаллизации исходной обогащенной хлором магмы сопровождался дополнительным накоплением хлора с формированием более флюидонасыщенных расплавов андезитового состава. На позднем этапе, в условиях раскрытия рудообразующих магматических систем, процессы фракционной кристаллизации характеризовались уже интенсивным выносом хлора, при накоплении фтора в остаточных кремнекислых расплавах. С этим этапом связано формирование постмагматических хлороносных рудообразующих флюидов, чем и может объясняться пространственная связь медноколчеданных месторождений с кислыми породами преимущественно дацитового и андезит-дацитового состава. Породы такого состава могут быть и флюидопроводниками более глубоко залегающих рудно-магматических систем.

## ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ

Как было показано выше, современные и фанерозойские вулканические пояса, как и Магнитогорская палеоостроводужная система, обнаруживают элементы поперечной и продольной формационной, петролого-геохимической и металлогенической зональности.

Поперечная металлогеническая зональность, установленная в Магнитогорской островодужной мегазоне, заключается в размещении во фронтальной островной дуге преимущественно Со-Сu-колчеданных и цинково-медных ( $Cu > Zn$ ) месторождений (рис. 2 и 3). В этой группе месторождений в Бурибайском рудном районе наблюдается возрастание с запада на восток полиметаллических тенденций при сохранении существенно медного геохимического профиля. В отщепленном фрагменте тыловой зоны островной дуги, представленном джусинским комплексом ( $D_2ef_1$ ) на востоке, локализованы колчеданно-полиметаллические месторождения, близкие к баймакскому типу и к типу куроко.

Геохимическая зональность островодужных систем и их металлогеническая зональность, как было показано выше, имеют однонаправленную по-

лярность и связаны с градиентной системой зоны субдукции (рис. 3), при погружении которой происходит возрастание  $P$  и  $T$ , изменение состава субдукционных флюидов и магм, условий выплавления магм в мантийном клине и в зоне перехода мантия–нижние части новообразованной коры, возможности экстракции и концентрации рудогенных элементов в магмах и флюидах разного состава.

Хлоридный состав флюидов в островодужных вулканитах [23] и в колчеданосных вулкано-интрузивных комплексах Урала [81] в совокупности с возможной обогащенностью субдукционных флюидов рудными элементами могут вносить вклад в формирование колчеданного оруденения существенно медного или цинкового типа. Выше было показано, что содержание Cl в апатитах рудовмещающих толщ кислого и умеренно-кислого состава (в андезитах, андезито-базальтах, дацитах, риолитах) отражают геодинамическую позицию, масштаб и тип оруденения колчеданных месторождений Магнитогорской островодужной мегазоны. Наиболее крупные по запасам месторождения фронтальных частей островных дуг, в которых  $Cu > Zn$  (Подольское и Гайское), характеризуются апатитами с наиболее высокими содержаниями  $Cl > 1.0$  мас. % и максимальными значениями Cl/F отношений 0.7–1.5. В то же время, в более мелких по масштабам месторождениях с  $Zn > Cu$ , развитых в тыловодужных частях островных дуг и в промежуточных зонах (месторождения Узельгинского рудного поля и др.), апатиты имеют пониженное содержание Cl – 0.4–0.7 мас. % и более низкое Cl/F отношение – около 0.5 и менее. Наряду с хлором в составе апатитов кислых рудовмещающих вулканитов Узельгинского рудного поля наблюдаются повышенные содержания сульфатной серы, изоморфной с фосфорным анионом в его составе. В целом, это указывает на хлоридно-сульфат-гидросульфидный состав рудообразующих флюидов в месторождениях этой геодинамической обстановки.

С этих позиций понятно преобладание Cu над Zn в пределах всего ряда надсубдукционных месторождений фронтальной палеоостроводужной дуги в Бурибайском рудном районе (Дергамышское, Бурибайское, Мокан-Октябрьское, Подольское). В этом ряду установлено омоложение рудоносных стратиграфических уровней и формаций с запада на восток, по направлению падения палеозоны субдукции, нарастание концентраций элементов КИР в рудовмещающих вулканитах и полиметаллических тенденций (рост количеств Pb, Ba) в рудах колчеданных месторождений [61], в частности, на месторождениях Октябрьском и Восточно-Подольском. На Октябрьском месторождении запасы Cu составляют 391.6 тыс. т, Zn – 193.7 тыс. т [18], на Восточно-Подольском колчеданном месторождении, по материалам предварительной разведки (Н.И. Ильичев), Cu – 191.2 тыс. т, Zn – 204 тыс. т, Pb – 100.2 тыс. т.

Кроме того, во всех типах руд последнего содержится барит. Таким образом, Восточно-Подольское месторождение по соотношениям рудных элементов близко к типу куроко (Китаками) [24], к месторождениям баймакского типа и к месторождениям Джусинскому и Барсучий лог, локализованным в Джусинско-Зингейском островодужном поясе ВМЗ, представляющим отщепленный фрагмент Ирендыкской палеоостровной дуги.

Из изложенного выше также следует, что расщепление Ирендыкской островной дуги произошло в зоне, промежуточной между Восточно-Подольским (в ЗМЗ) и Джусинским (в ВМЗ) колчеданными месторождениями. Эти месторождения залегают в вулканогенных толщах ( $D_2ef_1$ ) переходного типа между известково-щелочной и шошонитовой петрогенетическими сериями, характерными для тыловых областей островных дуг. В базальтах субдуцирующей плиты в тыловодужной зоне уже идут процессы эклогитизации [51, 86], в связи с чем, возможно увеличение крутизны погружения плиты в мантию и возрастание температур до уровня частичного плавления базитов. О значительной глубине погружения субдукционной плиты свидетельствует присутствие графитовых псевдоморфоз алмазов в высокобарических породах максютовского метаморфического комплекса [89]. Продукты субдукционного метаморфизма и надсубдукционного магматизма, как это было показано в табл. 1, обладают повышенными концентрациями цинка ( $Zn > Cu$ ) и могут стимулировать формирование рудно-магматической системы с соотношением  $Zn > Cu$ .

В Восточно-Магнитогорской зоне, в среднепозднедевонской осадочной толще, известно цинково-колчеданное Амурское месторождение, которое генетически связывается с верхнедевонским вулканизмом. Наряду с цинковой минерализацией в углеродистых толщах установлены повышенные концентрации Pd, Au, W [68].

Граница девона и карбона в Магнитогорской мегазоне характеризовалась уже инверсионным этапом смены островодужного геодинамического режима на орогенно-коллизийный. В этот период, в процессе причленения девонской Магнитогорской островной палеодуги к краю Восточно-Европейской платформы, на островодужном фундаменте палеодуги в условиях интенсивных сдвигово-раздвиговых деформаций проявился магматизм и рудогенез, характерный для границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит. Магматизм и рудогенез этого этапа отличается значительным разнообразием [80, 83]. В начале раннего карбона в связи с заложением Магнитогорско-Богдановского грабена образовалась контрастная вулканоплутоническая ассоциация субщелочных вулканических и интрузивных пород (магнитогорский габбро-гранитный комплекс), для которых ха-

рактерны смешанные геохимические характеристики внутриплитных и надсубдукционных образований. С ранними габброидами магнитогорского комплекса связано высокотитанистое титаномагнетитовое оруденение (месторождение Малый Куйбас), а с более поздней габбро-гранитной серией – крупное скарново-магнетитовое оруденение (Магнитогорская группа железорудных месторождений). Затем, после завершения первого этапа сдвигово-раздвиговой рифтогенной деструкции, связанной со скольжением плит, в Магнитогорской мегазоне возобновился нормальный известково-щелочной гранитоидный магматизм окраинно-континентального типа. Он продолжался затем в течение 30 млн. лет (в диапазоне 330–305 млн. лет). В этот период были сформированы сыростанско-тургойский ареал окраинно-континентального гранитоидного магматизма и крупный ахуново-карагайский плутон, гранитные интрузии которого с возрастом 307–304 млн. лет датированы Rb-Sr и Sm-Nd методами. С гранитными массивами этого этапа связано золото-кварцевое оруденение.

На рубеже около 300 млн. лет окраинно-континентальный гранитоидный магматизм в Магнитогорской мегазоне завершился. Здесь на этом рубеже он вновь был прерван этапом коллизийного скольжения блоков новообразованной континентальной коры в режиме левосторонней транспрессии, который по данным С.Е.Знаменского на Ю.Урале существовал со среднего карбона по пермь включительно. В этот период эти структурные факторы локального растяжения на фоне общего регионально-го сжатия контролировали размещение малых интрузий и даек рудоносного балбукского сиенит-гранит-порфирикового комплекса  $C_2$ -P и различного по масштабам и генезису золотого оруденения (золото-сульфидных, золото-сульфидно-кварцевых и золото-кварцевых месторождений). На Гумбейской площади ВМЗ в этот период формировался ряд гидротермальных рудопроявлений Au-W типа, которые ассоциируются с гранитоидами гумбейского комплекса, имеющими абсолютный возраст 293 млн. лет [76]. Таким образом, орогенно-коллизийный этап в Магнитогорской мегазоне характеризовался дальнейшим формированием ее возрастной и латеральной металлогенической зональности, в которой Fe-скарновое оруденение сменялось во времени (карбон-пермь) Au и W оруденением, в ее восточном борту.

В целом, на основании комплекса изложенных выше данных может быть сделан основной вывод о том, что масштабы и типы оруденения колчеданноносных формаций на Южном Урале определяются геодинамической позицией металлогенических зон, рудных районов и отдельных месторождений. Геодинамическая позиция – это доминирующий фактор металлогенической зональности Магнитогорской островодужной мегазоны.

Продуктивность колчеданосных рудных районов в Магнитогорской мегазоне коррелируется с геохимическими характеристиками базальтов рудовмещающих вулканических комплексов. По экспериментальным данным и модельным построениям [1, 2, 6, 32–34, 51, 78, 79, 92], концентрации в исходных магмах  $MgO$ , высоkozарядных, 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  $P_{H_2O}$ , коррелируют с запасами рудного вещества ( $Cu + Zn$  в тыс. т) в рудных районах Южного Урала (табл. 2, рис. 5). Из этих данных следует, что наибольшую продуктивность на колчеданное оруденение Уральского типа с преобладанием меди над цинком ( $Cu > Zn$ ) в рудах обнаруживает фронтальная островная дуга позднеэмско-раннеэйфельского возраста, сложенная бурибайским, верхнетаналыкским и южноирендыкским вулканическими комплексами. Колчеданные месторождения, сформировавшиеся в это время (Юбилейное, Бурибайское, Гайское, Маканское, Октябрьское и Подольское) относятся преимущественно к медному типу ( $Cu > Zn$ ), тогда как месторождения эйфель-живетского цикла (Сибайское, Бакр-узьякское, Учалинское, Новоучалинское, Узельгинское, Имени XIX Партсъезда, Молодежное, Чебачье, Талганское, Новое, Озерное, Западно-Озерное) характеризуются существенно цинковым составом руд ( $Zn > Cu$ ). В обоих случаях рудоносные магмы бурибайского и карамалыташского колчеданосных комплексов, выплавлялись при высоких парциальных давлениях водного флюида богатого хлором и серой, стимулировавшего высокие степени плавления мантийного субстрата. Однако, карамалыташский комплекс с ( $Zn > Cu$ ) располагался в НЗС с более глубоко погруженной субдуцирующей плитой, соответствующей области перехода от фронтальной к тыловой островной дуге, что зафиксировано в составе ирендыкской формации и ее возрастных аналогов в Восточно-Магнитогорской зоне [29, 32]. Более глубинная позиция областей магмообразования в последнем случае определяла длительную эволюцию рудно-магматических систем в переходных к тыловодужным геодинамических обстановках и влияла на состав рудовмещающих комплексов. Это сопровождалось большими объемами кислых пород в дифференцированных сериях вулканитов, усилением их известковощелочного уклона, с переходом к субщелочному шошонитовому магматизму и, как следствие этого, более интенсивным накоплением цинка (иногда вместе с  $Au$  и  $Pb$ ) относительно меди в остаточных магмах и постмагматических флюидах. Другие разнообразные факторы, влияющие на металлоген-

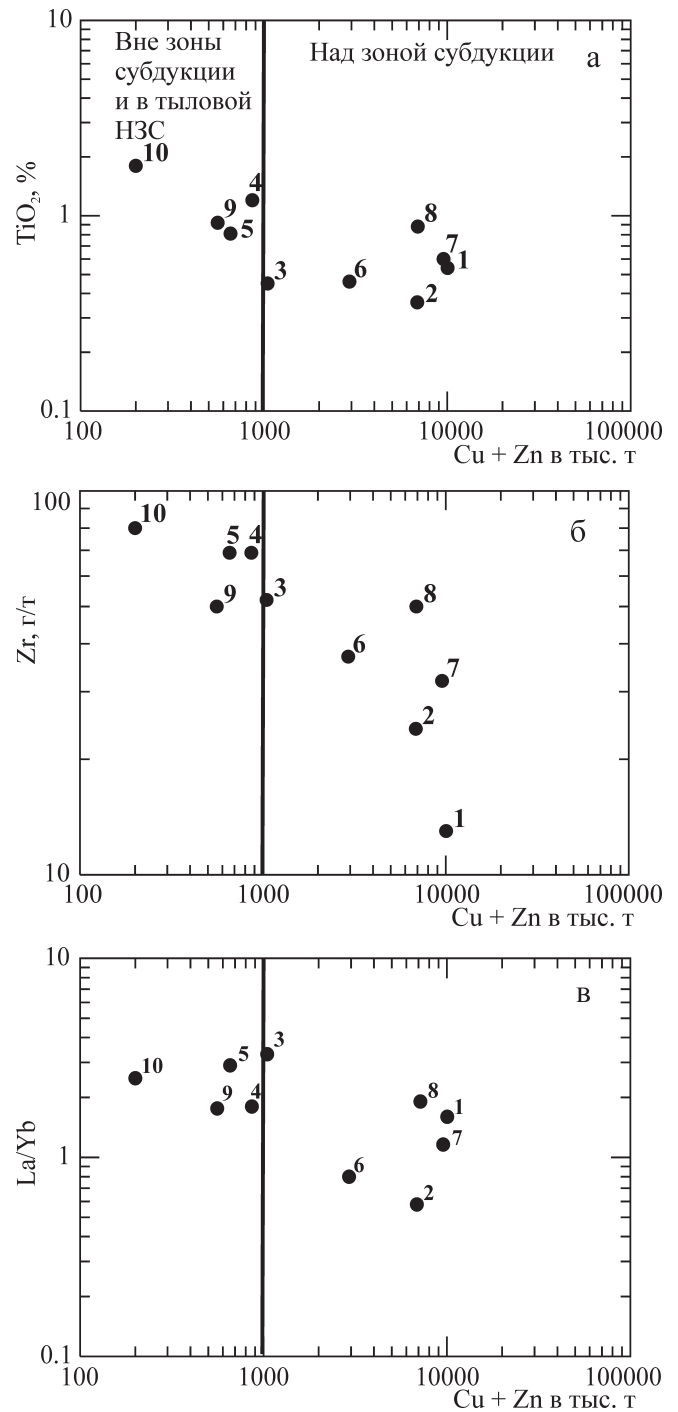


Рис. 5. Соотношение содержаний  $Cu$  и  $Zn$  в колчеданных месторождениях и рудных районах Южного Урала с концентрациями  $TiO_2$  (а),  $Zr$  (б) и величиной  $La/Yb$  (в) в базальтах тех же рудных районов.

Номера 1–10 на диаграммах соответствуют номерам рудных районов в табл. 2.

ническую зональность, рассмотренные в предыдущих разделах статьи, имеют хотя и важное, но в целом частное, дополнительное значение. К ним относятся рассмотренные примеры выщелачивания



Таблица 2. Геодинамическая позиция, геохимические особенности базальтов и запасы Cu и Zn (в тыс. тонн) 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 в тыс. тонн
Фронтальная островная дуга	D <sub>1e2</sub>	НЗС	Φ <sub>1</sub> +Φ <sub>2</sub>	Гайское	Б-АД-РД	ТОД-ИЩ	0.54	13	1.6	Гайский (1)	10041
	D <sub>1e2</sub> -D <sub>2ef1</sub>	НЗС	Φ <sub>1</sub>	Бурибайское Юбилейное	Б-Р	БОН, ТОД	0.36	24	0.58	Бурибайский (2)	6857
			Φ <sub>2</sub>	Макан-Октябрьское	Б-А-Д-Р	ТОД, ИЩ	0.44	46	1.9		
			Φ <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	Φ <sub>2</sub>	Баймакская группа	Б-А-Д-Р	ИЩ	0.45	52	3.3	Баймакский (3)	1047
	D <sub>1e2</sub>	ВЗС	ТЗС	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
	D <sub>2ef</sub>	НЗС	Φ <sub>4</sub>	Сибайское Камаганское	Б-Р	ТОД	0.46	37	0.8	Сибайский (6)	2927
Внутридуговой спрединговый бассейн		Тыловая зона	НЗС	Φ <sub>4</sub>	Учалинское Ново-Учалинское	Б-Р	ТОД	0.6	32	1.16	Учалинский (7)
	НЗС		Φ <sub>4</sub>	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
		ВЗС	Т <sub>2</sub>	Ащевутакское Иссыргужинское	Б-Р	ТСОК, СЩ	1.8	80	2.5	Ащевутакский (10)	200

Примечание. ОД – островная дуга, НЗС – над зоной субдукции, ВЗС – вне зоны субдукции; геодинамические индексы: Φ<sub>1</sub> – первая (с запада) зона фронтальной ОД (Акъяр-Бурибайская), Φ<sub>2</sub> – вторая зона фронтальной ОД (Тубинско-Гайская), Φ<sub>3</sub> – третья зона фронтальной ОД (Иреидыкская), ТЗС – тыловая зона задугового спредингового бассейна, ТОД – Тыловая зона ОД, Φ<sub>4</sub> – фрагмент НЗС, прилегающий к фронтальной ОД (Сибайско-Учалинский), Т<sub>1</sub> – тыловая зона внутридугового спрединга НЗС, Т<sub>2</sub> – то же вне зоны субдукции; формации: Б-АД-РД – базальт-андезит-риодацитовая, БР – базальт-риодацитовая, Б-А-Д-Р – базальт-андезит-лацит-риодацитовая, Б-АБ-РД(Г) – базальт-андезит-риодазит (кварцевый)-риодацитовая (гибридная), Б – базальтовая; петрогенетические серии: ТОД – толеитовая островодужная, БОН – бонинитовая, ИЩ – известково-щелочная, Пт-ИЩ – переходная от толеитовой к известково-щелочной, ТОК – толеитовая океаническая, Ш-ИЩ – шшонитовая с известково-щелочным уклоном, СЩ – суб-щелочная, ТСОК – толеитовая субокеаническая.

**Cu и Zn при диагенезе вмещающих толщ Юбилейного месторождения и др.**

Именно геодинамическая позиция определяет особенности мантийного магматизма, флюидного режима и колчеданного рудогенеза во фронтальных и тыловых зонах островных дуг, а также в зонах внутридугового и задугового спрединга. Более глубинная позиция областей магмообразования в тыловодужных зонах определяет иной тип эволюции рудно-магматических систем, влияет на состав рудовмещающих комплексов и их минерогенез. Вулканогенные комплексы тыловодужных областей характеризуются большими объемами кислых вулканитов, более калиевым дифференцированным составом вулканических серий, более интенсивным накоплением цинка, в меньшей мере, свинца относительно меди. Установлено, что карамалыташский комплекс с ( $Zn > Cu$ ) располагается в НЗС с более глубоко погруженной субдуцирующей плитой, соответствующей области перехода от фронтальной к тыловой островной дуге. Это зафиксировано в составе ирендыкской формации и ее возрастных аналогов в Восточно-Магнитогорской зоне [29, 32].

Корреляция минерально-геохимических составов колчеданных месторождений с составами рудовмещающих вулкано-интрузивных комплексов установлена также уже давно и неоднократно обсуждалась в литературе [9, 58, 69]. Было показано, что содержание полиметаллов в колчеданных месторождениях возрастают по мере увеличения объемов кислых пород и степени дифференциации колчеданосных вулканических комплексов. Кобальт-медноколчеданные месторождения ивановского типа залегают среди осадочных брекчий ультрабазитов и перекрываются магнезиальными базальтами толеит-бонинитовой серии. Медно-цинковые ( $Cu > Zn$ ) месторождения приурочены к контрастным базальт-риодацитовым комплексам толеит-бонинитовой, магнезиальной толеитовой и известково-щелочной серий [32], а  $Zn > Cu$  месторождения локализованы в базальт-риодацитовом карамалыташском комплексе, сложенном базальтами толеитовой островодужной серии и кислыми породами толеитовой и известково-щелочной серий.

## ВЫВОДЫ

1. Масштаб и тип оруденения колчеданосных формаций на Южном Урале определяется геодинамической позицией металлогенических зон и рудных полей. Структурная зона с медной специализацией колчеданных месторождений ( $Cu > Zn$ ) соответствует фронтальной островной дуге Магнитогорской мегазоны. Наибольшую продуктивность на колчеданное оруденение с преобладанием меди над цинком ( $Cu > Zn$ ) в рудах обнаруживает фронтальная островная дуга позднеэокараннейфельского возраста, сложенная *бурибай-*

*ским* и *южно-ирендыкским* вулканическими комплексами. Металлогеническая зона, соответствующая площади развития надсубдукционного **Kr** комплекса, содержащая колчеданные месторождения с  $Zn > Cu$  спецификой, возникла в промежуточной от фронтальной к тыловой зоне и в тыловой островодужной зоне.

2. Наиболее ранние колчеданные месторождения Магнитогорской мегазоны расположены в основании островодужного разреза в Вознесенско-Прикамарской зоне и имеют **Со-Сu-колчеданный** состав. С запада на восток в направлении падения зоны субдукции они сменяются существенно медными колчеданными месторождениями ( $Cu > Zn$ ), локализованными в южной части Тубинско-Гайского и в Южно-Ирендыкском палеовулканических поясах ( $D_{2e_2}-D_{2ef_1}$ ), и колчеданными Au-полиметаллическими месторождениями ( $D_{1e_2}$ ) баймакского типа в северной части Тубинско-Гайского и в восточной части Южно-Ирендыкского пояса. Восточнее, в протяженном Карамалыташском и в Учалинско-Александринском палеовулканических поясах ( $D_{2ef_2}$ ) распространены существенно цинковые ( $Zn > Cu$ ) месторождения, а также Zn-Cu-Au-Ba-Pb полиметаллические колчеданные месторождения ВМЗ Теренсайского района ( $D_{2ef_1}$ ). В южном направлении Зингейско-Джусинский островодужный НЗС пояс сменяется вулканическими сооружениями Кiemбайского субокеанического рифтогенного пояса ( $D_{1e_2}$ ) с Cu-Ni-Co специализацией колчеданных месторождений, осложняющих систему надсубдукционной металлогенической зональности Магнитогорской мегазоны. По направлению падения зоны субдукции зональная система колчеданосных поясов наращивается гидротермальными (С-Р) Au-W рудопроявлениями Гумбейской площади.

3. Состав колчеданных месторождений в колчеданосных зонах коррелируется с типами рудовмещающих вулканических пород. Руды в зоне ГУР, залегающие в осадочных брекчиях серпентинизированных ультрабазитов, имеют медный состав и обогащены Ni и Со; **руды преимущественно медного состава** локализованы в базальтах (Юбилейное и Бурибайское месторождения); руды, подстилаемые кислыми вулканитами, имеют медно-цинковый ( $Zn > Cu$ ) состав (Учалинское, Сибайское месторождения). Наличие корреляционных зависимостей между количествами рудного вещества колчеданных месторождений в рудных районах Южного Урала, геохимическими характеристиками базальтов, объемами и составом флюидов (Cl, F, S, H<sub>2</sub>O) кислых пород в рудоносных толщах этих районов, позволяет считать доминирующей причиной различий состава и размеров месторождений, геодинамическую позицию и петрогенетические процессы, протекавшие в верхней мантии и нижней коре. Субдукци-

онная зона имеет градиентный характер, что является главной причиной проявлений петролого-геохимической и метаморфической зональности в надсубдукционных поясах.

4. Хлоридный состав флюидов в сочетании с обогащенностью субдукционных флюидов рудными элементами, может вносить важный вклад в формирование колчеданного оруденения существенно медного или цинкового типа. Установлено, что содержание Cl в апатитах рудовмещающих толщ кислого и умеренно-кислого состава (в андезитах, андезито-базальтах, дацитах, риолитах) отражают геодинамическую позицию, масштаб и тип оруденения колчеданных месторождений Магнитогорской островодужной мегазоны. Наиболее крупные по запасам месторождения фронтальных частей островных дуг, в которых ( $Cu > Zn$ ) (Подольское и Гайское), характеризуются апатитами с наиболее высокими содержаниями Cl ( $>1.0$  мас. %) и максимальными значениями Cl/F отношений (0.7–1.5). В то же время, в более мелких по масштабам месторождениях с  $Zn > Cu$  спецификой, развитых в тыловодужных частях островных дуг и в промежуточных зонах (месторождения Узельгинского рудного поля и др.) имеют апатиты с резко пониженным содержанием Cl (0.4–0.7 мас. %) и более низким Cl/F отношением (около 0.5 и менее).

*Работа выполнена при финансовой поддержке программы "Поволжье", РФФИ (№ 11-05-97008), программы № 27П РАН, совместного проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН № 12-С-5-1022, проекта Президиума РАН № 12-П-5-2015.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магнообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14, № 3. С. 248–265.
2. Антонов А.Ю. Вещественная зональность четвертичного вулканизма Курильской островной дуги и новые петрогенетические следствия // Литосфера. 2006. № 1. С. 22–44.
3. Артюшкова О.В., Маслов В.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1998. 156 с.
4. Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А. и др. Раннедевонские надсубдукционные офиолиты в структуре Южного Урала // Геотектоника. 2010. № 4. С. 39–64.
5. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: Связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 2010. 606 с.
6. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
7. Борисенок Д.В., Курковская Л.А., Рязанцев А.В. Ордовикские конодонты в кремнисто-базальтовом комплексе Южного Урала (результаты научно-исследовательских работ на Уральском учебном полигоне) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1998. № 3. С. 52–55.
8. Борисенок Д.В., Рязанцев А.В. Вулканогенные комплексы нижнего палеозоя в области сочленения Сакмарской и Присакмарско-Вознесенской зон Южного Урала // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 135–153.
9. Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Ширай Е.П. Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. М.: Недра, 1977. 152 с.
10. Бочкарев В.С., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.
11. Викентьев И.В., Борисова А.Ю., Карпухина В.С. и др. Прямые данные о рудоносности кислых магм Узельгинского рудного поля (Южный Урал, Россия) // Докл. АН. 2012. Т. 443, № 3. С. 347–351.
12. Вольнец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б. и др. Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка) // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 3–13.
13. Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
14. Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Тверь: ГЕРС, 2001. 286 с.
15. Горячев Н.А., Волков А.В., Сидоров А.А. и др. Au-Ag-оруденение вулканогенных поясов Северо-Востока Азии // Литосфера. 2010. № 3. С. 36–50.
16. Грабежев А.И. Sr-Nd-C-O-H-S изотопно-геохимическая характеристика медно-порфировых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества // Литосфера. 2009. № 6. С. 66–89.
17. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, 1994. 296 с.
18. 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.
19. Иванов К.С. К геологии вулканогенных толщ западных Мугодзар: препринт. Свердловск, УНЦ РАН СССР. 1983. 71 с.
20. Иванов К.С., Пучков В.Н., Наседкина В.А., Пелевин И.А. Первые результаты ревизии стратиграфии поляковской свиты по конодонтам // Ежегодник-88. Свердловск: ИГиГ УрО РАН, 1989. С. 12–13.
21. История развития Уральского палеоокеана / Отв. ред. Л.П. Зоненшайн, В.В. Матвеев. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1984. 162 с.
22. Ковалев С.Г., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (хромитовые руды). Уфа: Экология, 2000. 207 с.
23. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А. Летучие компоненты ( $H_2O$ ,  $CO_2$ , Cl, F, S) в магмах среднего и кислого состава различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // Петрология. 2000. Т. 8, № 6. С. 586–619.
24. Колчеданные месторождения мира / М.Б. Бородаевская, Д.И. Горжевский, А.И. Кривцов и др. Под ред. акад. В.И. Смирнова. М.: Недра, 1979. 284 с.
25. Коротеев В.А., Язева Р.Г., Иванов К.С., Бочкарев В.В.



- Палеозоны субдукции в геологической истории Урала // Отечественная геология. 2001. № 6. С. 50–57.
26. *Косарев А.М.* Умереннощелочной и щелочной вулканизм раннеэемского времени на Южном Урале: геохимические особенности и геодинамические реконструкции // Литосфера. 2007. № 6. С. 54–70.
  27. *Косарев А.М.* Вулканизм позднеэемского возраста Домбаровской зоны задугового спрединга: петролого-геохимические и геодинамические аспекты // Геологический сборник № 9. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2009. С. 112–119.
  28. *Косарев А.М.* Геохимические особенности вулканогенных формаций Южного Урала и их продуктивность на колчеданное оруденение // Литосфера. 2010. № 3. С. 177–184.
  29. *Косарев А.М., Артюшкова О.В.* Джусинский палеовулканический комплекс: стратиграфическое положение, геохимические особенности, геодинамические реконструкции // Геологический сборник № 6. ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. С. 174–180.
  30. *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.
  31. *Косарев А.М., Знаменский С.Е., Серавкин И.Б. и др.* Особенности химизма вулканитов Вознесенско-Присакмарской зоны // Геологический сборник № 3. Уфа: ИГ УНЦ РАН. 2003. С. 152–161.
  32. *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.
  33. *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.
  34. *Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин А.М.* Колчеданность Южного Урала: корреляция запасов Cu и Zn с геохимическими характеристиками базальтов рудных районов // Докл. АН. 2010. Т. 434, № 6. С. 658–662.
  35. *Косарев А.М., Серавкин И.Б.* Петролого-геохимические модели рудно-магматических систем баймакбурибаевской свиты // Геология. Изв. Отделения наук о Земле и природных ресурсах АН РБ. 2008. № 12. С. 54–62.
  36. *Кривцов А.И., Серавкин И.Б., Бородаевская М.Б. и др.* Тубинско-Гайская структурно-формационная зона // Типы рудных районов колчеданноносных провинций Южного Урала и Западного Казахстана. Тр. ЦНИГРИ. 1973. Вып. 105. С. 55–68.
  37. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
  38. Магматические горные породы. Ультраосновные породы / Главный ред. О.А. Богатиков. М.: Наука. 1988. 508 с.
  39. *Маракушев А.А.* Периодическая система экстремальных состояний химических элементов. М.: Наука, 1987. 207 с.
  40. *Масленников В.В.* Морфогенетические типы колчеданных залежей как отражение режимов вулканизма // Литосфера. 2012. № 5. С. 96–113.
  41. *Масленников В.В., Леин А.Ю., Масленникова С.П., Богданов Ю.А.* Фанерозойские “черные курильщики” как индикаторы состава рудовмещающих комплексов // Литосфера. 2010. № 3. С. 153–162.
  42. *Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000. 140 с.
  43. *Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.
  44. *Меньшиков Ю.П., Никишева Г.Н., Шебухова С.В.* Сейсмические исследования в рудных районах Оренбуржья // Физические поля на медноколчеданных и железорудных месторождениях Урала. Свердловск: УНЦ РАН СССР, 1978. С. 20–24.
  45. *Митчел А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.
  46. *Миясиро А., Аки К., Шенгер А.Дж.* Орогенез. М.: Мир, 1985. 228 с.
  47. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей / Под ред. О.А. Богатикова и др. М.: Наука, 1987. 335 с.
  48. *Попов В.С., Богатов В.И., Журавлев Д.З.* Источники гранитных магм и формирование земной коры Среднего и Южного Урала: Sm-Nd и Rb-Sr-изотопные данные // Петрология. 2002. Т. 10, № 4. С. 389–410.
  49. *Прокин В.А., Серавкин И.Б., Виноградов А.М.* Геологические условия размещения и перспективы выявления крупных медноколчеданных месторождений на Урале // Литосфера. 2012. № 6. С. 128–133.
  50. *Пушкарев Е.В.* Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.
  51. *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
  52. *Рихтер Я.А.* Палеозойский вулканизм и геодинамика Южного Урала. Саратов: Саратов. ун-т, 2008. 128 с.
  53. *Рябчиков И.Д.* Содержание цинка в хлоридных растворах, равновесных с минералами гранитоидов в условиях повышенных температур и давлений // Докл. АН СССР. 1970. Т. 194, № 6. С. 1418–1420.
  54. *Савельев А.А., Бибикова Е.В., Савельева Г.Н. и др.* Гранатовые пироксениты массива Миндяк на Южном Урале: обстановка и возраст формирования // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76, вып. 1. С. 22–29.
  55. *Салихов Д.Н., Алексеев А.А.* Эклогиты в метаморфических комплексах Южного Урала: сравнительный геолого-петрологический и петрохимический анализ // Геологический сборник № 8. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. С. 94–107.
  56. *Серавкин И.Б.* Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
  57. *Серавкин И.Б.* Палеовулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала // Литосфера. 2002. № 1. С. 37–60.
  58. *Серавкин И.Б.* Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана. Уфа: АН РБ, Гилем, 2010. 284 с.

59. *Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М.* Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.
60. *Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М.* Главный Уральский разлом на Южном Урале: структура и основные этапы формирования // Геотектоника. 2003. № 3. С. 42–64.
61. *Серавкин И.Б., Косарев А.М.* Модели колчеданосной рудно-магматической системы и колчеданного месторождения уральского типа // Смирновский сборник-2001 (научно-литературный альманах). Фонд академика В.И. Смирнова. М., 2001. С. 118–151.
62. *Серавкин И.Б., Косарев А.М.* Тектоно-магматическая и металлогеническая зональность палеовулканических поясов Южного Урала // Геология. Изв. Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2007. № 11. С. 43–50.
63. *Серавкин И.Б., Цветкова А.А.* Типы колчеданосных районов Магнитогорского мегасинклинория в связи с его глубинным строением // Глубинные условия эндогенного рудообразования / Отв ред. акад. В.И. Смирнов. М.: Наука, 1986. С. 157–172.
64. *Силлитое Р.* Связь металлогенических провинций запада Американских континентов с поддвижением (субдукцией) океанической литосферы // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 330–334.
65. *Симонов В.А., Зайков В.В., Бушман Б. и др.* Условия формирования базальтоидов Ишкининского колчеданного месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2000: Открытие, оценка, освоение месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. С. 174–181.
66. *Смирнов В.И.* Зоны Беньюфа и магматическое рудообразование // Геология рудных месторождений. 1974. № 1. С. 3–17.
67. *Сначев В.И., Савельев Д.Е., Рыкус М.В.* Петрогеохимические особенности пород и руд габбро-гипербазитовых массивов Крака / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2001. 212 с.
68. *Сначев А.В., Сначев В.И., Рыкус М.В., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Адрисламов Ф.Р.* Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала. Уфа: ДизайнПресс, 2012. 208 с.
69. *Сопко П.Ф., Бобохов А.С., Серавкин И.Б. и др.* Структурный и магматический контроль колчеданного оруденения Башкирии. М.: Наука, 1975. 226 с.
70. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала / В.А. Маслов, В.А. Черкасов, В.Т. Тищенко и др. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 217 с.
71. *Сурин Т.Н.* Петрология и геохимия вулканитов раннеживетской базальт-риолитовой колчеданосной формации. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 44 с.
72. *Тацуми Т., Секине Й., Канехира К.* Вулканогенные рудные месторождения и металлогения Японии // Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973. С. 16–52.
73. *Твалчрелидзе Г.А.* О двух типах колчеданных месторождений и провинций // Закономерности распределения полезных ископаемых. Т. XII. М.: Наука, 1978. С. 124–129.
74. *Федотов С.А.* Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 4. С. 5–16.
75. *Ферштатер Г.Б., Котов А.Б., Смирнов С.В. и др.* U-Pb-возраст циркона из диорита Нуралинского лерцолит-габбрового массива на Южном Урале // Докл. АН. 2000. Т. 371, № 1. С. 96–100.
76. *Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др.* Этапы палеозойского интрузивного магматизма Уральского орогена и их геодинамическая интерпретация // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 89–120.
77. Формирование земной коры Урала / С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др. М., 1986. 248 с.
78. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 1997. 320 с.
79. *Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гуцин А.В. и др.* Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.
80. *Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д., Шагалов Е.С., Конавалова Е.В.* Элементы-минерализаторы (галогены и сера) в гранитоидном магматизме и рудогенезе, их эволюция на этапах смены геодинамических режимов: Магнитогорская мегазона в позднем девоне и карбоне // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы: мат-лы Всероссийск. научн. конф. с междунар. участием XV Чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 269–272.
81. *Холоднов В.В., Бушляков И.Н.* Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 394 с.
82. *Холоднов В.В., Шагалов Е.С.* Изотопно-геохимическая (Sm-Nd, Rb-Sr) и металлогеническая эволюция Уральской складчатой системы // Изотопные системы и время геологических процессов: мат-лы IV Российск. конф. по изотопной геохронологии. Т. II. СПб.: ИП Каталкина, 2009. С. 235–238.
83. *Холоднов В.В., Шагалов Е.С.* Минералогические и геохимические критерии рудоносности гранитоидов Уральского эпикоеанического орогена // Гранитоиды: условия формирования и рудоносность: мат-лы научн. конф. Киев: ИГМР НАН Украины, 2013. С. 139–141.
84. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 203 с.
85. *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.
86. *Hattori H., Guillot S.* Volcanic fronts form as a consequence of serpentinite dehydration in the forearc mantle wedge // Geol. Soc. Am. 2003. V. 31, № 6. P. 525–528.
87. *Jonas P.* Tectonostratigraphy of oceanic crustal terranes hosting serpentinite-associated massive sulfide deposits in the Main Uralian Fault Zone (South Urals) // Geowissenschaften. Freiberg, 2004. С. 498. 123 p.
88. *Kuno H.* Lateral variation of basaltic magma type across continental margins and island arcs // Bull. Volcanol. 1966. V. 29. P. 195–222.

89. *Leech M.L., Ernst W.G.* Graphite pseudomorphes after diamond? A carbon isotope and spectroscopic study of graphite cuboids from the Maksyutov Complex, south Ural Mountains, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1988. V. 12. P. 2143–2154.
90. *Mottl M.J., Holland H.D.* Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater: I. Experimental results for major and minor components of seawater // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1978. V. 42. P. 1103–1115.
91. *Scarrow J.W., Savelieva G.N., Glodny J. et al.* The Mindyak Paleozoic Lherzolite ophiolite, Southern Ural: Geochemistry and geochronology // *Ophioliti.* 1999. V. 24. P. 241–248.
92. *Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D.* Arc-continent collision in the Southern Ural: Petrogenetic aspects of the Forearc arc Complex // *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph.* 2002. № 132. P. 101–134.

*Рецензент В.В. Масленников*

## **Geodynamic, petrological and geochemical aspects of zoning Magnitogorsk pyrite Megazone in Southern Ural**

**A. M. Kosarev\*, I. B. Seravkin\*, V. V. Kholodnov\*\***

*\*Institute of Geology, Ufa Scientific Center of RAS*

*\*\*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

The work considers petrologic-geochemical and metallogenic zoning of Middle and Upper Paleozoic Magnitogorsk island-arc megazone from the positions of plate tectonics. The Magnitogorsk megazone is compared with other supra-subduction belts of island arc and continental-margin types. The results of petrologic-geochemical studies, paleovolcanic and geodynamic reconstructions are given. There is an attempt to recreate the position of plunging subduction plate edge during the generation of Karamalytash formation. According to the received data the main conclusion is that the scales and types of pyrite mineralization in Southern Ural are defined by geodynamic position of metallogenic zones, ore fields and individual deposits. There are installed the correlation between the amount of ore material pyrite ore deposits in areas of Southern Ural, geochemical characteristics of basalts, volumes and composition of fluids (Cl, F, S) felsic rocks in the ore-bearing strata of these areas. This information suggests that the dominant cause of massive sulfide deposits differences are the petrogenetic processes that occurred in the upper mantle and lower crust. The subduction area has a gradient character, that is the main reason of petrologic-geochemical and metallogenic zoning manifestation in the supra-subduction belts.

*Key words: island arc, geochemistry, subduction, metallogeny, massive sulfide deposits, volcanic complexes, copper, zinc, Southern Ural.*