

ГЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК 552.11:551.21

Фациальный состав, геохимические особенности и геодинамические обстановки образования позднеэмских островодужных комплексов зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале**С.Е. Знаменский, А.М. Косарев, Г.Т. Шафигуллина**

Институт геологии УФИЦ РАН, 450077, Уфа, ул. К. Маркса, 16

E-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

(Статья поступила в редакцию 17 сентября 2017 г.)

Рассмотрены фациальные и геохимические особенности позднеэмских островодужных комплексов зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале. Приведены результаты геодинамических реконструкций. Показано, что в строении комплексов участвуют породы, сформировавшиеся в трех геодинамических обстановках: 1) на островодужном склоне глубоководного желоба, 2) в пределах фронтальной островной дуги и 3) в зоне сочленения северного замыкания фронтальной островной дуги и задугового бассейна. К фациям островодужного склона относятся серпентинитокластические эдафогенные брекчии, вмещающие Со-Си-колчеданное оруденение, и полимиктовый олистостром. Фронтальная дуга представлена вулканогенными толщами и интрузивными образованиями, среди которых в южных районах сутурной зоны преобладают низкотитанистые магматиты, принадлежащие главным образом к толеитовой и бонинитовой сериям и имеющие металлогеническую специализацию на колчеданное оруденение, а в северных районах – умереннотитанистые магматиты толеитового состава, продуктивные на Au-Cu-порфировое оруденение. В зоне сочленения северного замыкания фронтальной островной дуги и задугового бассейна образовалась золотоносная вулcano-интрузивная ассоциация, в которой доминируют умереннотитанистые породы толеитового и переходного от толеитового к известково-щелочному состава. Предполагается, что различия в геохимических характеристиках и металлогенической специализации позднеэмских магматитов в значительной мере обусловлены изменением геодинамических условий магмаобразования и рудогенеза вдоль и вкрест простирания островодужной системы.

Ключевые слова: *Главный Уральский разлом, островная дуга, олистостром, эффузивные и интрузивные породы, химический состав.*

DOI: 10.17072/psu.geol.18.1.1

Введение

Зона Главного Уральского разлома (ГУР), относящаяся к числу крупнейших сутур Земли, служит границей палеоконтинентального и палеоокеанического секторов Уральского орогена. На Южном Урале разломная зона представлена серпентинитовым меланжем, содержащим блоки офиолитов, осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород, а также интрузии различного состава, которые образовались в силурийско-каменноугольное время на океанической, островодужной и коллизионной стадиях развития орогена. В связи с наличием крупных фрагментов со связанной стратиграфией южноуральский сегмент ГУР нередко отождествляется с Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоной Магнито-

горской мегазоны (рис. 1). В последние годы на многих участках ГУР установлены вулканогенные толщи позднеэмского возраста, представляющие собой возрастные аналоги баймак-бурибаевской свиты (Маслов, Артющкова, 2010; Аристов и др., 2005; Жданов и др., 2003; Зайков и др., 2009 и др.). Эти толщи обычно ассоциируют с олистостромами и содержат в больших объемах комагматичные интрузии, главным образом дайки. Вулканиты баймак-бурибаевской свиты, залегающие в основании Магнитогорской энсиматической палеоостровной дуги, вмещают медно-цинковое и золото-полиметаллическое колчеданное оруденение. В зоне ГУР с позднеэмскими комплексами связаны кобальт-медно-колчеданные месторождения. Они известны на всем протяжении Южно-

Уральского сегмента разломной зоны. По нашим данным (Знаменский и др., 2017; Знаменский, Холоднов, 2018; Знаменский и др., 2018), в северных районах зоны в этих комплексах, помимо колчеданной минерализации, присутствуют также проявления золото-порфирового и полиформационного типа. Полиформационные проявления характеризуются сочетанием кобальт-медно-колчеданной и золото-медно-порфировой минерализации.

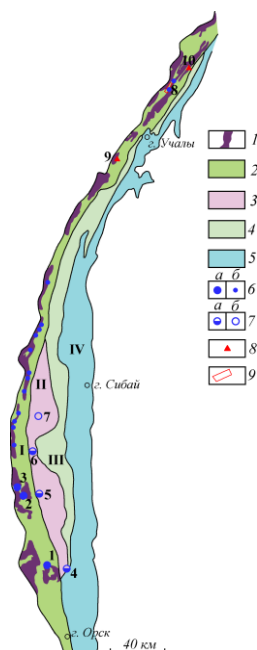


Рис. 1. Схема размещения колчеданных, золото-порфировых и полиформационных месторождений и рудопроявлений на западном фланге Магнитогорской мегазоны: 1 – гипербазиты; 2 – ордовикско-раннекаменноугольные осадочные и вулканогенные толщи нерасчлененные; 3–5 – вулканогенные формации: 3 – баймак-бурибаевская базальт-риолитовая (D_{1e2}), 4 – ирландская базальт-андезибазальтовая (D_{2ef1}), 5 – карамалыташская базальт-риолитовая (D_2-D_3); 6 – Co-Si-колчеданные месторождения (а) и рудопроявления (б); 7 – Si-Zn-колчеданные (а) и золото-полиметаллические колчеданные (б) месторождения; 8 – Au-порфировые и полиформационные месторождения и рудопроявления, связанные с позднеэмскими островодужными комплексами; 9 – границы Вознесенского участка. Римскими цифрами обозначены зоны: I – Вознесенско-Присакмарская (ГУР), II – Гайско-Тубинская, III – Ирландская, IV – Карамалыташская, арабскими цифрами – месторождения и рудопроявления: 1 – Ишкининское, 2 – Дергамышское, 3 – Ивановское, 4 – Гайское, 5 – Бурибайское, 6 – Юбилейное, 7 – Бакр-Тау, 8 – Кизникеевское, 9 – Кутуевское, 10 – Николаевское

В настоящей статье сделана попытка рассмотреть возможные факторы, обусловившие различную металлогеническую специализацию позднеэмских комплексов Вознесенско-Присакмарской зоны. С этой целью нами изучены фациальные и петролого-геохимические особенности и геодинамические обстановки формирования рудовмещающих пород колчеданных и порфировых месторождений и рудопроявлений, расположенных в южных и северных районах зоны. В южных частях зоны были исследованы рудные поля Ивановского, Дергамышского и Ишкининского кобальт-медно-колчеданных месторождений, локализованных в породах ивановского комплекса. В северных районах изучались рудовмещающие породы Николаевского золото-порфирового месторождения, Кутуевского полиформационного рудопроявления и Вознесенского участка, объединяющего мелкие кобальт-медно-колчеданные рудопроявления и медно- и золото-порфировые месторождения дискуссионного возраста.

Аналитические исследования

Содержания петрогенных компонентов в породах определялись в химической лаборатории ИГ УФИЦ РАН (г. Уфа) силикатным методом (таблица). Редкие элементы определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на квадрупольном масс-спектрометре ELAN 9000 в лаборатории физических и химических методов исследований ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). Данные по химическому составу пород ивановского комплекса были взяты из опубликованных работ (Зайков и др., 2009; Nimis et al., 2010; Spadea et al., 1998; Spadea et al., 2002; Jonas, 2004).

Фациальные и петролого-геохимические особенности пород

Позднеэмские комплексы южных районов (ивановский комплекс)

Представительные материалы по геологическому строению, составу и рудоносности ивановского комплекса содержатся в опубликованных работах многих исследователей, в том числе и авторов настоящей статьи (Зайков и др., 2009; Косарев, 2015; Косарев и др., 2005; Мелекесцева и др., 2007; Nimis et al., 2010 и др.). На рудных полях ко-

бальт-медно-колчеданных месторождений породы комплекса образуют тектонические блоки, залегающие среди меланжированных серпентинитов. В наиболее полных фрагментах комплекс имеет следующее строение (рис. 2). В его основании развит прерывистый горизонт серпентинитокластических брекчий эдафогенной природы (Мурдмаа, 1987), залегающих с размывом на массивных серпентинитах. Этот горизонт вмещает основные залежи пирит-пирротин-халькопиритовых руд Ивановского, Дергамышского и Ишкининского месторождений. В строении вышележащей части разреза участвуют олистостромовая и вулканогенная толщи, по всей вероятности, связанные между собой фациальными переходами (Зайков и др., 2009). Олистостром имеет полимиктовый состав и включает олистолиты силурийских фтанитов, раннеэмских латитов, серпентинитов, офиокальцитовых брекчий, позднеэмских пиллоу-базальтов, бонинитов, дацитов, риолитов и преобладающих интрузивных пород (габбро, габбро-диоритов, диоритов, гранодиоритов, иногда гранитов).

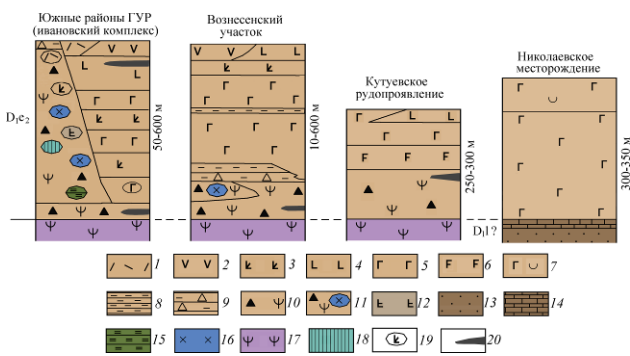


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов позднеэмских островодужных комплексов южно-уральского сегмента зоны ГУР. 1–11 – позднеэмские островодужные комплексы: 1 – дациты и риолиты; 2 – андезиты; 3 – андезибазальты; 4 – бонинитовые базальты и бониниты; 5 – базальты; 6 – долеритобазальты; 7 – туфы и тэфроиды основного состава; 8 – кремнистые сланцы; 9 – кремнисто-обломочные породы; 10 – серпентинитокластические брекчии; 11 – полимиктовый олистостром; 12 – раннеэмские латиты; 13–14 – ильтибановская толща (D_{1l}) (?): 13 – вулканомиктовые алевролиты, песчаники и гравелиты, 14 – известняки; 15 – силурийские фтаниты; 16 – интрузивные породы нерасчлененные; 17 – серпентинизированные ультрабазиты; 18 – офиокальцитовые брекчии; 19 – олистолиты в полимиктовом олистостроме; 20 – колчеданные залежи

Связующей массой служит в основном мелкообломочный серпентинитовый материал. На многих участках, например, в районе Байгускаровского массива, в верхних горизонтах олистостромовой толщи развиты кремнисто-обломочные породы. Вулканогенная толща объединяет базальты, андезибазальты и их туфы, вмещающие на Ивановском месторождении серно-колчеданное оруденение верхнего уровня. На Дергамышском месторождении в заметных объемах присутствуют андезиты и дациты. Интрузивные образования, входящие в состав ивановского комплекса, представлены небольшими массивами габбро, диоритов и гранодиоритов, олистолитами габброидов и гранитоидов в полимиктовом олистостроме, а также дайками базальтов, андезибазальтов, диабазов и габбро-диабазов.

Эффузивные и интрузивные образования комплекса имеют близкий химический состав. Подавляющее большинство из них относится к породам нормальной щелочности (рис. 3, а). В подчиненном количестве присутствуют вулканыты и интрузивные породы субщелочного состава.

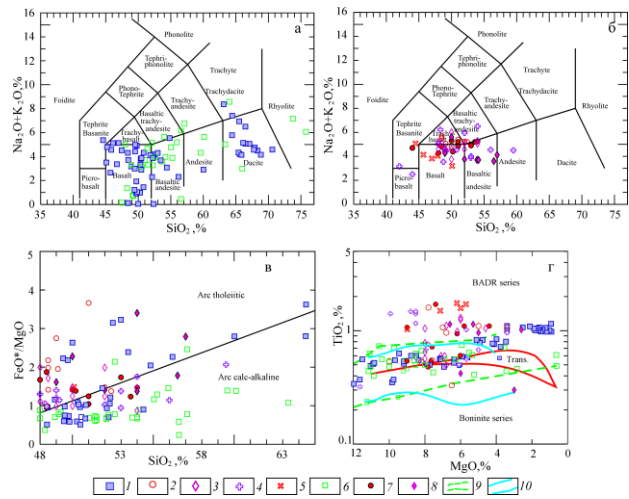


Рис. 3. Диаграммы $Na_2O+K_2O-SiO_2$ (а, б), FeO^*/MgO (Miyashiro, 1973) (в) и TiO_2-MgO (Reagan et al., 2015) (г) для эффузивных и интрузивных пород: 1–5 – эффузивные породы: 1 – ивановского комплекса, 2 – Николаевского месторождения, 3 – Кутуевского рудопроявления, 4 – Вознесенского участка, 5 – киембаевского и акжарского комплексов; 6–8 – интрузивные породы: 6 – ивановского комплекса, 7 – Николаевского месторождения, 8 – Кутуевского рудопроявления; 9–10 – поля составов пород ивановского комплекса (9) и баймак-бурибаевской свиты (10)

Представительные анализы эффузивных и интрузивных пород Вознесенского участка, Кутуевского рудопроявления и Николаевского месторождения

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Компонент/ образец	14-13/1	2-17/2	15-13/1	30- 13/1	33-13/2	22-13/1	3033/98	3033/100	3033/58	3033/126
SiO ₂	48,00	48,50	49,20	53,00	56,00	58,00	48,50	49,00	54,00	49,00
TiO ₂	1,48	0,66	1,41	0,68	0,50	0,82	0,96	0,78	1,30	1,14
Al ₂ O ₃	15,42	15,40	15,27	17,30	5,03	17,11	16,50	16,50	16,80	16,00
Fe ₂ O ₃	6,97	5,90	5,89	5,24	4,40	3,90	3,12	2,64	2,56	3,27
FeO	5,16	3,60	4,46	3,10	3,01	3,00	7,81	5,46	6,47	7,69
MnO	0,20	0,07	0,26	0,12	0,16	0,10	0,18	0,19	0,23	0,16
CaO	6,70	4,26	7,00	4,60	5,00	1,60	5,60	8,52	3,84	6,24
MgO	8,80	5,00	8,52	7,95	6,10	5,68	6,20	8,00	6,00	6,60
Na ₂ O	4,00	2,70	3,44	2,70	4,00	5,45	4,60	4,00	5,00	4,00
K ₂ O	1,00	0,90	1,00	1,87	0,54	1,00	0,54	0,54	0,27	0,27
P ₂ O ₅	0,04	0,14	0,06	0,02	0,06	0,09	0,12	0,12	0,12	0,14
ппп	2,44	4,18	3,22	4,04	4,04	2,92	6,30	4,80	3,20	5,22
∑	100,31	100,02	99,73	100,62	100,57	99,67	100,37	100,55	99,84	99,73
V	248,94	290,00	194,66	183,44	201,92	213,89	351,63	279,54	323,06	401,15
Rb	6,32	6,87	8,14	0,79	7,91	10,21	4,48	2,19	11,89	3,55
Sr	78,32	166,00	85,14	90,35	146,85	114,12	148,17	201,84	297,32	105,48
Y	16,18	9,48	18,57	14,70	14,16	17,37	19,11	16,37	8,00	19,48
Zr	35,19	40,42	59,47	40,40	28,08	126,85	36,78	50,00	20,74	43,25
Cs	0,27	0,74	0,18	0,06	0,63	0,22	1,42	3,33	0,80	1,55
Ba	108,40	131,10	148,42	7,30	136,72	150,02	42,26	0,44	0,26	1,34
Nb	1,77	3,97	4,53	2,13	1,88	6,94	1,28	24,89	238,86	21,26
La	1,30	3,88	5,01	3,50	4,42	28,63	2,67	4,35	2,81	3,22
Ce	4,55	9,10	12,49	8,15	8,31	60,76	6,88	10,31	6,08	8,12
Pr	0,82	1,25	1,87	1,16	1,15	7,07	1,01	1,46	0,84	1,18
Nd	4,52	5,55	9,26	5,56	5,23	27,15	5,16	6,83	3,68	5,93
Sm	1,71	1,57	2,88	1,71	1,50	5,25	1,76	1,95	0,96	1,91
Eu	0,68	0,61	1,09	0,55	0,52	1,44	0,60	0,66	0,21	0,64
Gd	2,09	1,77	3,23	2,19	1,87	4,75	2,22	2,18	0,98	2,34
Tb	0,43	0,29	0,61	0,43	0,34	0,61	0,40	0,37	0,16	0,41
Dy	3,08	1,91	4,07	2,90	2,39	3,36	2,70	2,41	1,11	2,74
Ho	0,66	0,42	0,88	0,66	0,56	0,69	0,58	0,51	0,24	0,61
Er	1,99	1,24	2,52	2,09	1,85	1,99	1,77	1,54	0,79	1,84
Tm	0,29	0,18	0,37	0,31	0,28	0,30	0,25	0,21	0,12	0,26
Yb	2,01	1,24	2,44	2,07	1,99	2,01	1,61	1,44	0,85	1,72
Lu	0,29	0,19	0,35	0,31	0,32	0,30	0,24	0,21	0,13	0,25
Hf	1,08	1,46	1,92	1,26	0,88	3,73	0,98	1,18	0,52	1,11
Pb	0,95	5,37	0,65	2,95	-	4,17	0,40	0,66	0,82	0,54
Th	-	1,11	0,42	1,05	1,10	5,18	0,44	0,53	0,85	0,53
U	-	-	0,17	0,55	0,43	2,24	0,26	0,30	0,68	0,31

Окончание таблицы

Компонент/ образец	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	3033/127	3002/84	3002/68	H1	H5	H6	H7	H13	H18	H20
SiO ₂	50,00	52,00	57,00	51,00	50,00	48,40	48,50	48,40	53,00	54,00
TiO ₂	1,14	0,42	0,30	1,07	1,60	0,54	0,53	1,71	1,10	1,10
Al ₂ O ₃	16,80	17,00	16,40	16,00	16,60	15,00	14,00	15,00	17,00	17,68
Fe ₂ O ₃	2,64	3,38	3,75	5,87	9,10	3,70	5,70	5,40	3,70	2,69
FeO	9,70	5,40	5,00	7,18	2,90	6,47	6,47	8,99	4,31	6,10
MnO	0,14	0,13	0,11	0,16	0,06	0,14	0,16	0,20	0,13	0,17
CaO	3,40	8,52	7,10	5,39	5,54	5,11	5,68	5,11	5,18	4,40
MgO	5,30	6,00	3,00	3,40	7,80	10,00	8,20	7,40	4,40	5,80
Na ₂ O	4,60	2,76	2,86	4,40	4,00	4,60	4,70	4,60	4,55	5,00
K ₂ O	1,00	1,00	1,25	1,00	0,80	0,25	0,10	0,25	0,35	0,26
P ₂ O ₅	0,12	0,14	0,12	0,12	0,17	0,04	0,08	0,25	0,13	0,27
ппп	4,96	3,52	2,90	3,76	1,60	5,21	5,18	3,05	5,48	3,12
Σ	99,66	100,17	99,79	99,35	101,17	99,46	99,30	100,36	99,33	100,59
V	433,52	279,44	278,12	139,99	188,49	119,80	189,00	245,60	141,52	159,07
Rb	4,92	11,02	19,34	2,19	0,61	0,64	1,26	0,90	0,41	0,24
Sr	117,00	376,52	446,83	98,49	41,50	58,27	62,19	93,59	29,35	18,13
Y	20,21	6,25	8,32	10,17	13,89	5,97	10,27	22,27	11,55	14,97
Zr	45,45	15,43	26,45	28,33	51,25	8,60	16,73	51,44	26,21	47,19
Nb	1,57	0,70	1,21	0,84	3,40	0,23	0,49	4,02	0,90	2,84
Cs	1,92	0,76	0,92	0,09	0,09	0,07	0,14	0,04	0,05	0,03
Ba	25,63	232,06	335,99	132,03	19,37	20,60	38,27	31,23	13,17	10,68
La	3,38	5,61	5,09	1,68	4,28	0,54	1,39	5,75	2,36	4,55
Ce	8,66	12,00	10,68	4,38	10,61	1,40	3,35	13,90	5,54	11,02
Pr	1,28	1,59	1,38	0,70	1,54	0,22	0,53	2,00	0,81	1,51
Nd	6,29	6,68	5,98	3,56	7,13	1,21	2,65	9,46	3,93	7,07
Sm	2,01	1,38	1,37	1,18	2,01	0,48	0,96	2,83	1,23	1,95
Eu	0,65	0,45	0,39	0,44	0,68	0,19	0,37	1,10	0,45	0,55
Gd	2,42	1,19	1,15	1,54	2,41	0,72	1,35	3,42	1,56	2,22
Tb	0,43	0,17	0,18	0,27	0,40	0,14	0,26	0,56	0,27	0,37
Dy	2,88	1,19	1,17	1,82	2,54	0,96	1,78	3,57	1,80	2,44
Ho	0,61	0,25	0,26	0,40	0,55	0,22	0,41	0,78	0,41	0,53
Er	1,88	0,86	0,80	1,22	1,65	0,68	1,28	2,29	1,28	1,61
Tm	0,27	0,13	0,13	0,18	0,24	0,10	0,19	0,33	0,18	0,23
Yb	1,78	0,91	0,87	1,21	1,58	0,64	1,22	2,10	1,17	1,48
Lu	0,27	0,15	0,13	0,18	0,23	0,10	0,19	0,31	0,18	0,23
Hf	1,13	0,60	0,65	0,88	1,42	0,29	0,61	1,30	0,74	1,18
Pb	1,12	3,98	2,72	0,41	6,17	0,11	0,90	0,91	1,60	1,68
Th	0,48	1,09	1,10	0,33	0,61	0,08	0,25	0,65	0,36	0,57
U	0,29	0,49	0,37	1,08	0,24	0,08	0,16	0,29	0,22	0,23

Примечание: 1–6 – Вознесенский участок: 1–3 – пироксен-плагиофировые базальты, 4 – андезибазальт, 5–6 – андезиты; 7–13 – Кутуевское рудопроявление: 7–8 – пироксен-плагиофировые базальты, 9 – пироксен-плагиофировый андезибазальт, 10–11 – долеритобазальты, 12 – габбро, 13 – диорит; 14–20 – Николаевское месторождение: 14–15 – плагиофировые базальты, 16–17 – пироксен-плагиоклазовые базальты, 18 – габбро, 19 – долерит-порфирит, 20 – габбро-диорит-порфирит. Содержание петрогенных окислов даны в мас.%, редких элементов – в г/т.

Аномально низкие содержания К и Na в некоторых анализах базальтов, андезибазальтов, габбро и габбро-диоритов, по-видимому, обусловлены выносом этих эле-

ментов в процессе околорудного метасоматоза пород.

На диаграмме Миширо (рис. 3, в) фигуративные точки составов пород комплекса

концентрируются в поле известково-щелочной петрохимической серии. Судя по соотношениям MgO и TiO_2 , значительная часть пород основного и среднего состава, обладающих известково-щелочными характеристиками, представляют собой бонинитовые базальты и бониниты (рис. 3, г). Следует отметить, что бонинитовая серия изначально включалась в известково-щелочную петрохимическую серию. Как видно на диаграмме $MgO-TiO_2$ (рис. 3, г), поле, образуемое породами ивановского комплекса, почти полностью совпадает с полем вулканитов баймак-бурибаевской свиты Бурибайского колчеданного района, расположенного на южном окончании Магнитогорской палеоостровной дуги. По данным (Косарев и др., 2018; Spadea et al., 1998), бониниты баймак-бурибаевской свиты относятся к высококальциевому типу и имеют промежуточный состав между классическими бонинитами Идзу-Бонининской островной дуги и островодужными толеитами. Присутствие в составе ивановского комплекса бонинитов отмечается и другими исследователями (Зайков и др., 2009; Симонов и др., 2000; Spadea et al., 2002).

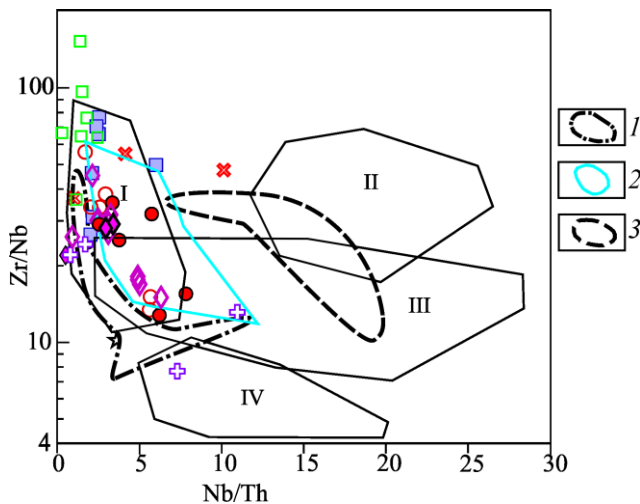


Рис. 4. Диаграмма $Zr/Nb-Nb/Th$ (Condie, 2005) для эффузивных и интрузивных пород основного состава. Поля составов базальтов: 1 – ирендыкской свиты (D_{2ef1}) (Знаменский, Холоднов, 2018); 2 – баймак-бурибаевской свиты (D_{1e2}); 3 – поляковской свиты (O_2). Остальные условные обозначения см. на рис. 3. Сплошными линиями оконтурены поля составов базальтов: I – островных дуг, II – COX, III – океанических плато, IV – океанических островов

На диаграмме $Zr/Nb-Nb/Th$ породы основного состава ивановского комплекса и баймак-бурибаевской свиты образуют единый ореол, располагающийся в поле островодужных базальтов (рис. 4).

Таким образом, в составе ивановского комплекса преобладают вулканогенные и интрузивные породы нормальной щелочности, принадлежащие толеитовой и бонинитовой петрохимической сериям. В подчиненном количестве присутствуют породы известково-щелочного и субщелочного состава. Доминирующим является низкотитанистый тип пород.

Позднеэмские комплексы северных районов

Вознесенский участок приурочен к полюсе вулканогенных пород, протягивающейся в северо-восточном направлении от деревни Абзаково до деревни Шарипово Учалинского района РБ на расстоянии около 20 км (рис. 1). По конодонтам, собранным В.А. Масловым и О.В. Артюшковой (2010) в прослоях яшм, вулканиты датированы поздним эмсом.

В основании разреза позднеэмских отложений залегает горизонт серпентинитокластических брекчий (рис. 2), которые на восточном фланге рудного поля вмещают кобальт-медно-колчеданное Кизникеевское рудопоявление (Бучковский, 1960). Здесь же среди меланжированных серпентинитов залегает Вознесенский габбро-диорит-диоритовый массив с абсолютным возрастом по Nb-Sr систематике 412 млн. лет (Косарев и др., 2014a). На южном фланге массива находится Большекаранское золото-порфиоровое, а на северном окончании – Вознесенское медно-порфиоровое месторождения. Возраст порфиоровой минерализации дискусионен.

Выше рудоносного горизонта серпентинитокластических брекчий залегает пачка кремнисто-обломочных пород, перекрытых массивными кремнями. Местами, например на восточном берегу озера Карагайкуль, под кремнисто-обломочными породами присутствуют маломощные линзы олистодрома с обломками габброидов и диоритов. Завершает разрез толща пироксен-плаггиофировых пиллоу-базальтов, андезибазальтов и иногда

андезитов.

По суммарной щелочности эффузивы рудного поля соответствуют породам нормальной щелочности и субщелочного состава (рис. 3, б). На диаграмме Миаширо базальты располагаются в поле толеитовой серии (рис. 3, в). Андезибазальты и андезиты имеют преимущественно известково-щелочной состав. По концентрациям TiO_2 выделяются умереннотитанистые (содержания TiO_2 в базальтах 0,76–1,48%, в андезибазальтах и андезитах 0,82–0,96%) и низкотитанистые (содержания TiO_2 в базальтах 0,23–0,66%, в андезибазальтах и андезитах 0,38–0,58%) типы пород. На диаграмме $MgO-TiO_2$ низкотитанистые вулканы попадают в поле пород ивановского комплекса (рис. 3, г). Часть из них по концентрациям MgO и TiO_2 соответствует бонинитовым базальтам и бонинитам. Умереннотитанистые вулканы сопоставимы с породами киембаевского и акжарского комплексов. Эти комплексы, являющиеся возрастным аналогом баймак-бурибаевской свиты, расположены на восточном фланге Магнитогорской палеоостровной дуги и сформировались в геодинамической обстановке задугового бассейна (Косарев и др., 2014б). По соотношениям Zr/Nb и Nb/Th все типы пород основного состава Вознесенского рудного поля идентичны вулканитам баймак-бурибаевской свиты (рис. 4).

Таким образом, позднемские вулканогенные отложения Вознесенского участка отличаются от ивановского комплекса незначительным развитием бонинитов и вулканитов дифференцированного состава, а также присутствием эффузивов с повышенными содержаниями TiO_2 , преобладанием порфировых разновидностей пород.

Кутуевское рудопроявление, относящееся к нетрадиционному для Южного Урала полиформационному типу, расположено в 55 км юго-западнее Вознесенского участка (рис. 1). Современная структура рудопроявления представляет собой серии крутопадающих тектонических пластин, сложенных терригенно-тефроидными породами с линзами обломочных известняков, близкими по составу к ильтибановской и мансуровской толщам (D1), массивными серпентинитами, серпентинитокластическими брекчиями эдафогенной природы, местами перекрытыми толщей

долеритобазальтов, пироксен-плагиофировых базальтов и андезибазальтов (рис. 2).

Массивные колчеданные руды пирит-пирротин-халькопиритового состава локализованы на Кутуевском рудопроявлении, как и на других кобальт-медно-колчеданных месторождениях Вознесенско-Присакмарской зоны, в горизонте серпентинитокластических брекчий эдафогенной природы. Прожилковая Au-Cu-порфировая минерализация рудопроявления связана с дайкообразными телами, состав которых варьирует от габбро до кварцевых диоритов. Преобладают плагиофировые разновидности пород. Основная рудная зона, сложенная пирит-халькопирит-пирротин-карбонатно-кварцевыми прожилками, приурочена к наиболее крупному телу плагиофировых габбро-диорит-порфиров и диорит-порфиров, прорывающему серпентинитокластические брекчии и эффузивы основного состава.

По уровню содержания щелочей вулканы рудопроявления разделяются на породы нормальной щелочности и субщелочного состава (рис. 3, б). На диаграмме Миаширо большинство анализов попадает в поле толеитовой петрохимической серии (рис. 3, в). При содержаниях SiO_2 более 50% начинают появляться породы известково-щелочного состава. По соотношению содержаний MgO и TiO_2 вулканы рудопроявления соответствуют породам базальт-андезитоацитриолитовых серий островных дуг (рис. 3, г). По концентрациям TiO_2 так же, как и на Вознесенском участке, выделяются породы низкотитанистого ($TiO_2=0,5-0,6\%$) и умереннотитанистого ($TiO_2=0,78-1,3\%$) типов. На диаграмме $MgO-TiO_2$ эффузивы первого типа, к которым относятся пироксен-плагиофировые базальты и андезибазальты, располагаются в ореоле пород ивановского комплекса (рис. 3, г). Повышенные содержания TiO_2 имеют долеритобазальты. На диаграмме фигуративные точки составов долеритобазальтов попадают в ореол умереннотитанистых пород Вознесенского участка и вулканитов киембаевского и акжарского комплексов.

Интрузивные породы по основным петрогеохимическим параметрам близки к эффузивным образованиям. Среди них преобладают магматиты нормальной щелочности

(рис. 3, б). На диаграмме Миаширо точки составов располагаются вблизи разделительной линии толеитовой-известково-щелочной серии (рис. 3, в). При этом габбро имеют толеитовый, а диоритоиды – преимущественно известково-щелочной состав. По уровню содержания TiO_2 преобладают умереннотитанистые разновидности ($TiO_2=0,96-1,14\%$). В подчиненном количестве присутствуют низкотитанистые магматиты, которые на диаграмме $MgO-TiO_2$ попадают в поле бонинитов. Однако они соответствуют толеитам по соотношениям $\sum(Fe_2O_3+FeO)/MgO$ и SiO_2 . Среди фаунистически датированных в северной части зоны Главного Уральского разлома вулканогенных комплексов эффузивные и интрузивные породы Кутуевского рудопоявления наиболее близки к вулканитам баймак-бурибаевской свиты. Это хорошо видно на диаграмме Zr/Nb и Nb/Th (рис. 4). Однако имеются и отличия, заключающиеся в отсутствии бонинитов и кислых вулканитов и общей повышенной титанистости эффузивных и интрузивных пород, среди которых преобладают порфировые разновидности.

Николаевское золото-порфировое месторождение расположено на северном окончании Вознесенско-Присакмарской зоны в 30 км северо-восточнее Вознесенского участка (рис. 1). Оно приурочено к блоку осадочных и вулканогенных пород, залегающему среди меланжированных серпентинитов. Рудовмещающие отложения фаунистически не датированы. В.В. Бабкиным, проводившим в 1978–1982 гг. в этой части зоны ГУР геолого-съёмочные работы масштаба 1:50000, они были отнесены к ирендыкской свите (D_2ef_1). Однако по петрографическим и фациальным характеристикам пород разрез месторождения существенно отличается от ирендыкской свиты, основной объем которой в северной части Магнитогорской мегазоны, в том числе и в зоне ГУР, составляют брекчии пироксен-плагиоклазовых порфиритов. Разрез месторождения разделяется на четыре толщи (снизу вверх): 1) кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы, вулканомиктовые алевролиты, песчаники и гравелиты, органические известняки; 2) порфировые плагиоклазовые базальты с подчиненными прослоями

гиалокластитов и туфов основного состава; 3) порфировые пироксен-плагиоклазовые, иногда плагиофировые базальты и их туфы; 4) слоистые туфы и тефроиды основного состава, кремнистые сланцы (рис. 2). Имеющиеся палеонтологические данные, хотя и косвенные, позволяют предполагать раннедевонский возраст, по крайней мере, нижней толщи. В пользу такого предположения свидетельствуют находки В.А. Масловым и О.В. Артюшковой (2010) кремнистых сланцев с нижедевонскими конодонтами в тектонической линзе, расположенной непосредственно к востоку от рудоносного блока Николаевского месторождения. Кремни переслаиваются здесь с вулканомиктовыми породами, которые по составу аналогичны отложениям нижней толщи месторождения, и также залегают в основании разреза основных вулканитов.

Стратифицированные отложения прорваны на месторождении интрузивными телами, возможно, силлами габбро и более поздними многочисленными дайками плагиофировых долерит-порфиритов и габбро-диорит-порфиритов.

Все разновидности изучавшихся эффузивных и интрузивных пород месторождения имеют повышенную щелочность (рис. 3, б), главным образом за счет высоких содержания Na_2O . По мнению авторов статьи повышенные концентрации Na_2O могут быть вторичного происхождения и в значительной мере связаны с альбитизацией пород в ореолах пропилитизации.

Плагиофировые базальты представляют собой высокожелезистые ($\sum(Fe_2O_3+FeO)=12,0-14,57\%$), умереннотитанистые ($TiO_2=0,94-1,60\%$) образования, с невысокими содержаниями MgO (3,40–7,80%), которые принадлежат к толеитовой петрохимической серии (рис. 3, в). Пироксен-плагиофировые базальты по сравнению с плагиоклазовыми разновидностями характеризуются более низкими содержаниями Fe ($\sum(Fe_2O_3+FeO)=9,45-12,17\%$), Ti ($TiO_2=0,33-0,55\%$) и повышенной магниальностью ($MgO=5,0-10,0\%$). На диаграмме Миаширо базальты с содержанием SiO_2 менее 52% попадают в область толеитовых пород (рис. 3, в). Дифференциаты с более высокими концентрациями кремнезема имеют известково-щелочной со-

став. На диаграмме MgO-TiO₂ фигуративные точки составов пироксен-плаггиофировых базальтов располагаются в поле пород базальт-андезит-дацит-риолитовой серии островных дуг в ореоле вулканитов ивановского комплекса и баймак-бурибаевской свиты (рис. 3, г). Только один анализ ложится в поле бонинитов. Однако по соотношениям MgO и SiO₂ он соответствует базальтам толеитовых и известково-щелочных базальт-андезит-дацит-риолитовых серий. Плаггиофировые базальты также попадают в поле базальт-андезит-дацит-риолитовых серий островных дуг, где образуют единый ореол с умеренно-титанистыми породами Вознесенского участка и Кутуевского рудопроявления и вулканитами киембаевского и акжарского комплексов.

Габбро, плаггиофировые долерит-порфириды и габбро-диорит-порфириды разделяются на две группы, к первой из которых относятся породы, идентичные по петрогеохимическим параметрам плаггиофировым базальтам, а ко второй – пироксен-плаггиофировым базальтам. Это дает основание объединить рудовмещающие породы месторождения в вулcano-интрузивный комплекс (Знаменский, Холоднов, 2018).

По химическому составу эффузивные и интрузивные породы месторождения отличаются от широко распространенных в Вознесенско-Присакмарской зоне вулканитов ирендыкской (D_{2ef1}) и поляковской (O₂) свит и сопоставимы только с вулcanoгенными образованиями баймак-бурибаевской свиты. На диаграмме Zr/Nb-Nb/Th рудовмещающие породы основного состава месторождения концентрируются в ореоле базальтов этой свиты (рис. 4). Вместе с тем вулcano-интрузивная ассоциация Николаевского месторождения обладает рядом отличительных особенностей. Она отличается от баймак-бурибаевской свиты общей повышенной железистостью и титанистостью при пониженной магниальности всех разновидностей пород, а также отсутствием бонинитов и кремнекислых вулканитов, преобладанием порфирирового типа пород.

Обсуждение результатов исследований и основные выводы

Как видно из приведенных выше данных,

в основании разреза позднеэмских комплексов на многих участках зоны ГУР залегает горизонт серпентинитокластических брекчий эдафогенной природы. Этот горизонт имеет региональное рудоконтролирующее значение. В южных районах зоны в нем локализованы основные рудные залежи кобальт-медно-колчеданных Ивановского, Дергамышского и Ишкининского месторождений. В северных частях зоны серпентинитокластические брекчии вмещают кобальт-медно-колчеданное оруденение Кутуевского и Кизникеевского рудопроявлений.

В современных островодужных системах серпентинитокластические эдафогенные брекчии установлены на островодужных склонах глубоководных желобов, где они часто совместно с олистостромами, состоящими из пород островодужной офиолитовой ассоциации, выполняют депрессионные структуры (Богатиков и др. 2010; Волюнец и др., 1990; Мурдмаа, 1987; Хворова и др., 1984).

Позднеэмские комплексы, распространенные в южной и северной частях южно-уральского сегмента сутурной зоны, различаются по фациальному составу и петрологохимическим особенностям слагающих их пород и имеют разную металлогеническую специализацию.

Ивановский комплекс характеризуется присутствием в значительных объемах олистостромовых образований, широким развитием бонинитов, наличием вулканитов и интрузивных образований кислого состава, преобладанием низкотитанистых разновидностей пород. По основным петрогеохимическим параметрам вулcanoгенные и интрузивные породы ивановского комплекса идентичны вулканитам баймак-бурибаевской свиты, распространенным в пределах Магнитогорской островной дуги. На Ивановском месторождении вулканиты содержат серноколчеданную минерализацию. Следует также отметить, что А.А. Захаровой (1971) в олистостроме обнаружены рудокласты колчеданных руд пирит-халькопиритового и сфалеритового состава.

В северных районах зоны в позднеэмских комплексах олистостромовые образования представлены в меньших объемах. На Николаевском месторождении они не уста-

новлены. Среди эффузивных и интрузивных образований преобладают породы толеитового состава, значительная часть из которых, особенно на Николаевском месторождении, обогащена титаном. Отсутствуют вулканы кислого состава. Бониниты присутствуют в весьма ограниченных количествах. Характерен порфиновый тип пород. С интрузивными фациями связана порфировая минерализация.

Данные, представленные на диаграммах $(La/Sm)_N-TiO_2$ и $V-Ti/1000$ (рис. 5, а, б), свидетельствуют о том, что позднеэмские вулканогенные ассоциации и комагматичные им интрузивные образования южных и северных районов зоны сформировались в разных геодинамических обстановках. На первой диаграмме фигуративные точки составов эффузивных и интрузивных пород ивановского комплекса располагаются главным образом в поле базальтов Тонга-Кермадекской островной дуги, относящейся к юным островным дугам, а на второй попадают в поле базальтов проксимальных островных дуг и бонинитов. Последние, как известно, формируются на инициальных стадиях развития энсиматических островных дуг. С большой долей уверенности можно утверждать, что вулcano-интрузивная ассоциация ивановского комплекса образовалась в пределах фронтальной островной дуги, скорее всего, на ее западном фланге.

Точки составов низкотитанистых вулканогенных и интрузивных пород Кутуевского рудопроявления, Вознесенского участка и Николаевского месторождения на диаграммах $(La/Sm)_N-TiO_2$ и $V-Ti/1000$ концентрируются в поле базальтов островной дуги Тонга-Кермадек и основных вулканических пород проксимальных островных дуг соответственно. В то же время умереннотитанистые разновидности этих пород по соотношениям $(La/Sm)_N$ и TiO_2 соответствуют базальтам задуговых бассейнов и СОХ, а по соотношениям V и $Ti/1000$ – базальтам дистальных островных дуг, задуговых бассейнов и СОХ. По этим геохимическим параметрам они близки к вулканическим комплексам киембаевского и акжарского комплексов, сформировавшихся в позднем эмсе в задуговом бассейне.

Одним из факторов, определяющих концентрации Ti в надсубдукционных вулкани-

тах, является степень частичного плавления мантийного субстрата, на которую в свою очередь существенное влияние оказывает количество водонасыщенного субдукционного флюида, поступившего в область магнезиального образования (Kelley et al., 2006; Pearce, 2014, Косарев и др., 2005). Увеличение количества воды приводит к увеличению степени плавления субстрата и падению в расплаве концентраций Ti , как известно, относящегося к инертным элементам.

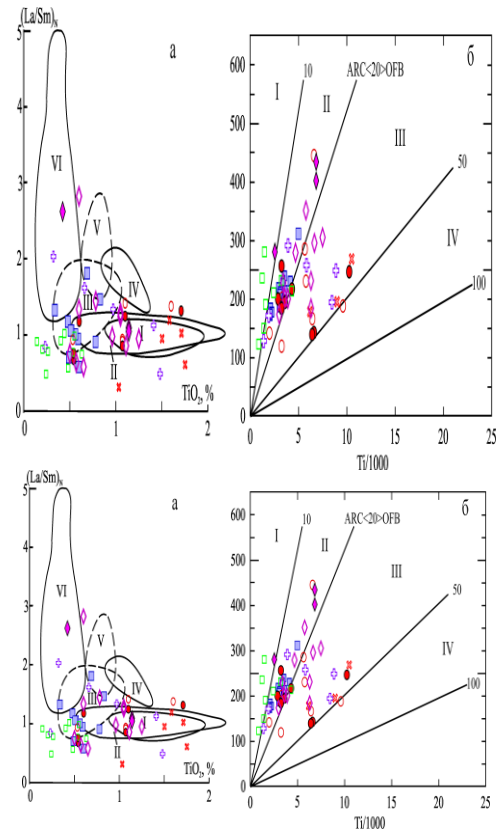


Рис. 5. Диаграммы $(La/Sm)_N-TiO_2$ (Khanna, 2013) (а) и $V-Ti/1000$ (Pearce, 2014) (б) для эффузивных и интрузивных пород основного состава. Условные обозначения см. на рис. 3. а: поля составов базальтов СОХ (I), моря Лау (II), Тонга-Кермадекской (III) и Марианской (IV) островных дуг, Марианского желоба (V) и фанерозойских бонинитов (VI). б: поля составов: I – бонинитов; II – базальтов проксимальных островных дуг и задуговых бассейнов; III – базальтов дистальных островных дуг, задуговых бассейнов и СОХ, IV – океанических островов

В настоящее время установлено, что заложение Магнитогорской островной дуги происходило в условиях косой субдукции (в современных координатах северо-западного-восточного направления) в режиме растяжения, сочетавшегося со сдвигом (Серва-

кин и др., 2001; Зайков и др., 2009). Такой тектонический режим обусловил формирование локальной рифтогенной структуры, возможно, трансенсивного типа и подъем мантийного диапира над зоной субдукции, имевшей восточное падение (Вулканизм..., 1992; Косарев и др., 2005). В этот период времени в высокотемпературной зоне мантийного клина, обогащенной субдукционными флюидами, выплавлялись бониниты баймак-бурибаевской свиты, а в более низкотемпературной области генерировались магнезиальные низкотитанистые магмы толеитового и переходного к известково-щелочному состава. В дальнейшем, в условиях относительного сжатия, сменившего режим растяжения, образовались дифференцированные вулканиты верхов баймак-бурибаевского и верхнетаналыкского комплексов. Параллельно в дистальном задуговом бассейне, возникшем в процессе спрединга морского дна (при внедрении мантийного диапира), формировались высокомернотитанистые вулканиты киембаевского и акжарского комплексов. Генерация магмы, исходной для этих комплексов, происходила без участия субдукционных флюидов (Косарев, 2007), что может быть объяснено расположением области плавления мантийного диапира на значительном удалении от зоны субдукции (рис. 6).

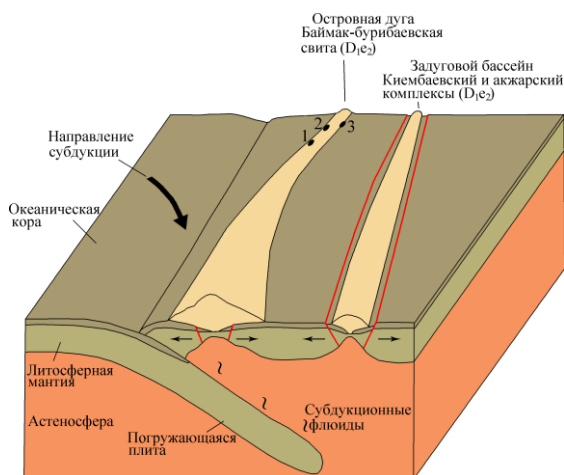


Рис. 6. Предполагаемая геодинамическая позиция позднеэмских рудоносных комплексов Кутуевского рудопрооявления, Вознесенского участка и Николаевского месторождения. Стрелками показаны области растяжения (для островной дуги на начальных этапах ее развития). Арабскими цифрами обозначены: 1 – Кутуевское рудопрооявление, 2 – Вознесенский участок, 3 – Николаевское месторождение

Эта геодинамическая схема разработана для хорошо изученных южных районов Магнитогорской палеостроводужной системы и характеризует поперечную зональность в размещении позднеэмских комплексов.

Судя по геохимическим данным, количество субдукционных флюидов, поступавших в область плавления мантийного клина, менялась не только вкрест, но и вдоль простираения зоны Беньофа. В связи с косою субдукцией на северном замыкании фронтальной островной дуги, по-видимому, господствовали геодинамические условия относительного сжатия, ограничивавшего поступление в область магмаобразования субдукционных флюидов, что нашло отражение в появлении магматитов с повышенными содержаниями титана. На геодинамический режим сжатия указывает преобладающий порфиновый тип пород. Авторы статьи предполагают, что в такой геодинамической обстановке образовались рудоносные магматические комплексы Кутуевского рудопрооявления и Вознесенского участка (рис. 6).

Что касается Николаевского месторождения, на котором отсутствуют фации островодужного склона глубоководного желоба, то наиболее обоснованной по геохимическим данным представляется его геодинамическая позиция в зоне сочленения фронтальной островной дуги и задугового бассейна (рис. 6). В этой зоне могли существовать условия дополнительного сжатия, связанного с процессами растяжения в задуговом бассейне. Однако повышенные содержания титана в породах золотоносного вулcano-интрузивного комплекса, по-видимому, были обусловлены не только геодинамическим режимом сжатия, но и большей удаленностью области магмаобразования от субдукционной зоны по сравнению с очагами, генерировавшими вулканиты баймак-бурибаевской свиты и ивановского комплекса.

Геодинамические условия сжатия, по всей вероятности, послужили одним из основных факторов, предопределивших металлогеническую специализацию позднеэмских комплексов северного фланга палеостроводужной системы на порфириновое орудование. Согласно обобщениям Р. Силлитое (2000), для образования в островных дугах

порфировой минерализации наиболее благоприятной обстановкой является режим сжатия.

Таким образом, в строении позднеэмских островодужных комплексов зоны ГУР на Южном Урале участвуют породы, сформировавшиеся в трех геодинамических обстановках: 1) на островодужном склоне глубоководного желоба, 2) в пределах фронтальной островной дуги и 3) в зоне сочленения северного замыкания фронтальной островной дуги и задугового бассейна. К фациям островодужного склона относятся серпентинитокластические эдафогенные брекчии, вмещающие кобальт-медно-колчеданное оруденение, и полимиктовый олистостром. Фронтальная дуга представлена вулканогенными и комагматичными интрузивными образованиями, состав и металлогеническая специализация которых изменяются по простиранию разломной зоны. Для ивановского комплекса южных районов сутурной зоны характерны низкотитанистый тип пород, широкое развитие бонинитов, присутствие эффузивных и интрузивных образований кислого состава и металлогеническая специализация на колчеданное оруденение. В северных районах зоны, судя по данным, полученным при изучении Кутуевского рудопоявления и Вознесенского участка, среди вулканогенных и интрузивных образований преобладают порфировые разновидности пород основного состава с повышенными содержаниями титана, принадлежащие к толеитовой петрохимической серии. С интрузивными фациями связана золото-медно-порфировая минерализация. В зоне сочленения северного замыкания фронтальной островной дуги и задугового бассейна образовалась вулcano-интрузивная ассоциация Николаевского золото-порфирового месторождения. В составе ассоциации преобладают порфировые эффузивные и интрузивные породы с повышенными содержаниями титана, относящиеся к толеитовой и переходной от толеитовой к известково-щелочной сериям. Различия в геохимических характеристиках и металлогенической специализации позднеэмских магматитов, по-видимому, в значительной мере обусловлены изменением геодинамических условий магмаобразования и

рудогенеза вдоль и вкрест простирания островодужной системы.

Работа выполнена в рамках программы государственного заказа № 0252-2017-0011 и проекта РФФИ (грант №№ 17-45-020717).

Библиографический список

- Аристов В.А., Борисенко Д.В., Руженцев С.В.* Конодонтовая стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала // *Очерки по региональной тектонике*. М.: Наука, 2005. С. 36–55.
- Богатилов О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В.* Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 2010. 606 с.
- Бучковский Э.С.* Основные черты сульфидной рудоносности ультраосновных массивов восточного склона Южного Урала // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала*. М.: Госгеолтехиздат, 1960. Вып. 2. С. 94–105.
- Волынец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н.* Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка) // *Геология и геофизика*. 1990. №5. С. 3–13.
- Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов, С.Е. Знаменский, З.И. Родичева, М.В. Рыкус, В.И. Сначев*. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Жданов А.В.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1:200 000 и подготовке к изданию Госгеолкарты-200 территории листа N-40XVIII (Учалинская площадь) / ФГУП ВСЕГЕИ. 2003. 280 с.
- Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Артемьев Д.А., Симонов В.А., Юминов А.М., Дунаев А.Ю.* Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома / ИМин УрО РАН. Миасс, 2009. 376 с.
- Захарова А.А.* Петрографический состав и метаморфизм горных пород из силурийских и девонских конгломератов западного крыла Магнитогорского мегасинклинория: автореф. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1971. 33 с.
- Знаменский С.Е., Косарев А.М., Знаменская Н.М., Тимофеев С.П., Шафигуллина Г.Т.* Структурный контроль и геохимия рудоносных даек золото-порфирового месторождения Большой Каран (Южный Урал) // *Геология. Известия Отделения о Земле и природных ресурсах АН РБ*. 2017. № 24. С. 39–46.
- Знаменский С.Е., Косарев А.М., Шафигуллина Г.Т.* Кутуевское рудопоявление полиформационного типа // VII Чтения памяти член-корр. РАН С.Н.Иванова: матер. Всерос. науч. конф., посвящ. 70-летию основания Урал. отд. Рос. мин.

об-ва / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2018. С. 86–87.

Знаменский С.Е., Холоднов В.В. Петролого-геохимические особенности рудовмещающих эффузивных и интрузивных пород Николаевского месторождения золото-порфирового типа (Южный Урал) // Литосфера. 2018. Т. 18, №4. С. 607–620.

Косарев А.М. Умеренно-щелочной и щелочной вулканизм раннеэмского времени на Южном Урале: геохимические особенности и геодинамические реконструкции // Литосфера. 2007. №6. С. 54–71.

Косарев А.М. Геология и геохимические особенности раннепалеозойских вулканитов Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон на Южном Урале // Литосфера. 2015. № 2. С. 40–64.

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.

Косарев А.М., Пучков В.Н., Ронкин Ю.Л., Серавкин И.Б., Холоднов В.В., Грабежеев А.И. Новые данные о возрасте и геодинамической позиции медно-порфировых проявлений Главного Уральского разлома на Южном Урале // Доклады Академии наук. 2014а. Т. 459, №1. С. 62–66.

Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В. Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданноносной мегазоны на Южном Урале // Литосфера. 2014б. №2. С. 3–25.

Косарев А.М., Светов С.А., Чаженина С.Ю., Шафигуллина Г.Т. Бонинитовые вариолиты Бурбайского вулканического комплекса Южного Урала: минералогия, геохимия и условия образования // Литосфера, 2018. Т. 18, № 2. С. 246–279.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.

Мелекесцева И.Ю. Гетерогенные кобальт-медно-колчеданные месторождения в ультрамафитах палеоостроводужных структур. М.: Наука, 2007. 243 с.

Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с.

Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.

Симонов В.А., Зайков В.В., Бушман Б., Ковязин С.В. Условия формирования базальтоидов Ишкининского колчеданного

месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2000. Миасс, 2000. С. 174–181.

Хворова И. В., Вознесенская Т.А., Гречин В. И., Григорьев В.Н., Ильинская М.Н., Хераскова Т.Н. Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм. М.: Наука, 1984. 228 с.

Condie K.C. TTGs and adakites: are they both slab melts? // Lithos. 2005. Vol. 83. P. 33–44.

Jonas P. Tectonostratigraphy of oceanic crustal terrains hosting serpentinite-associated massive sulfide deposits in the Main Uralian Fault Zone (South Urals). PhD Dissertation (2003). Freiburger Forschungshefte C. Freiberg University. 2004.123 p.

Kelley K.A., T Plank, TL Grove, EM Stolper, S Newman, E Hauri. Mantle melting as a function of water content beneath back-arc basins // Journal of Geophysical Research. 2006. Vol. 111. P. 1–27.

Khanna T.C. Geochemical evidence for a paired arc-back-arc association in the Neoproterozoic Gadwal greenstone belt, eastern Dharwar craton, India // Current Science. 2013. Vol. 104, № 5. P. 632–1640.

Miyashiro A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc // Earth and Planetary Science Letters. 1973. Vol. 19. P. 218–224.

Nimis P., Omenetto P., Buschmann B., Jonas P., Siminov V.A. Geochemistry of igneous rocks associated with ultramafic–mafic-hosted Cu (Co, Ni, Au) VMS deposits from the Main Uralian Fault (Southern Urals, Russia) // Contrib. Mineral. and Petrol. 2010. Vol. 100, № 3–4. P. 201–214.

Pearce J.A. Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites // Elements. 2014. Vol. 10. P. 101–108.

Reagan M.K., Pearce J.A., Petronotis K. et al. Expedition 352 Scientists, Proceedings of the International Ocean Discovery Program Volume. 2015. 352 p.

Sillitoe R. H. Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery // SEG Reviews. 2000. Vol. 13. P. 315–345.

Spadea P., Kabanova L., Scarrow J.H. Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk zone, Southern Urals) // Ofioliti. 1998. Vol. 23, N 1. P. 17–36.

Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-Arc Complex // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph. 2002. Vol. 132. P. 101–134.

Facial Composition, Geochemical Features and Geodynamic Settings of Formation of the Late Emsian Island Arc Complexes: the Main Urals Fault Zone, Southern Urals

S.E. Znamensky, A.M. Kosarev, G.T. Shafigullina

Institute of Geology UFRS RAS, 16/2 Karl Marks Str., Ufa 450077, Russia.

E-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

The facial and geochemical peculiarities of the Late Emsian island arc complexes of the Main Urals Fault Zone (Southern Urals) are considered. The results of geodynamic reconstructions are given. It was shown that the rock composition of the complexes formed in three geodynamic settings: 1) on the island arc slope of the deep-water trench, 2) within the frontal island arc, and 3) in the junction zone of the northern edge of the frontal island arc and back-arc basin. The facies of the island arc slope include serpentinite-clastic edaphogenic breccias containing Co-Cu-massive sulfide mineralization and polymictic olistostrome. Volcanogenic strata and intrusive formations represent the frontal arc. Low-Ti magmatites belonging mainly to the tholeiitic and boninitic series and having a metallogenic specialization for massive sulfide mineralization dominate in the southern areas of the suture zone. Moderate-Ti magmatites of the tholeiitic composition, productive on Au-Cu-porphyry mineralization, are distributed in the northern regions. A gold-bearing volcano-intrusive association has formed in the junction zone of the northern edge of the frontal island arc and back-arc basin, where moderate-Ti rocks of tholeiitic and transitional from tholeiitic to calc-alkaline composition dominate. It is assumed that the differences in the geochemical characteristics and metallogenic specialization of the Late Emsian magmatites are associated with the changes in the geodynamic conditions of magma formation and ore genesis along and across the strike of the island arc system.

Key words: *Main Urals Fault; island arc; olistostrome; effusive and intrusive rocks; chemical composition.*

References

- Aristov V.A., Borisenok D.V., Ruzhentsev S.V. 2005. Konodontovaya stratigrafiya devonskikh otlozheniy zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala [Conodont Stratigraphy of Devonian deposits of the western slope of Southern Urals]. In *Ocherki po regionalnoy tektonike*. Nauka, Moskva, pp. 36–55. (in Russian)
- Bogatikov O.A., Kovalenko V.I., Sharkov E.V. 2010. Magmatizm, tektonika, geodinamika Zemli. Svyaz vo vremeni i v prostranstve [Magmatism, Tectonics, Geodynamics of the Earth. Spatiotemporal Relationships]. Nauka, Moskva, p. 606. (in Russian)
- Buchkovskiy E.S. 1960. Osnovnye cherty sulfidnoy rudonosnosti ultrasnovnykh massivov vostochnogo sklona Yuzhnogo Urala [Basic features of the sulfide ore potential of ultramafic massifs of the eastern slope of the Southern Urals]. In *Materialy po geologii i poleznym iskopaemym Yuzhnogo Urala*. Gosgeoltekhizdat, Moscow. 2:94–105. (in Russian)
- Khvorova I.V., Voznesenskaya T.A., Grechin V.I., Grigoriev V.N., Ilinskaya M.N., Kheraskova T.N. 1984. Geosinklinalnaya i okeanskaya sedimentatsiya i vulkanizm [Geosynclinal and oceanic sedimentation and volcanism]. Moskva, Nauka, p. 228. (in Russian)
- Kosarev A.M. 2007. Umerenno-shchelochnoy i shchelochnoy vulkanizm ranneemsskogo vremeni na Yuzhnom Urale: geokhimicheskie osobennosti i geodinamicheskie rekonstruktsii [Moderately alkaline and alkaline volcanism of the Early Emsian time in the Southern Urals: geochemical features]. *Litosfera*. 6:54–71. (in Russian)
- Kosarev A.M. 2015. Geologiya i geokhimicheskie osobennosti rannepaleozoyskikh vulkanitov Sakmarskoy i Voznesensko-Prisakmarskoy zon na Yuzhnom Urale [Geology and geochemical features of Early Paleozoic volcanites of the Sakmara and Voznesenka-Prisakmarian zones in Southern Urals]. *Litosfera*. 2:40–64. (in Russian)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. 2005. Petrologo-geokhimicheskie osobennosti rannedevonsko-eyfelskikh ostrovoduzhnykh vulkanitov Magnitogorskoy zony v geodinamicheskom kontekste [Petrological-geochemical features of the Early Devonian-Eifelian island arc volcanites of the Magnitogorsk zone in a geodynamic context]. *Litosfera*. 4: 22–42. (in Russian)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Ronkin Yu.L., Seravkin I.B., Kholodnov V.V., Grabezhev A.I. 2014a. Novye dannye o vozraste i geodinamicheskoy pozitsii medno-porfirovykh proyavleniy Glavnogo Uralskogo razloma na Yuzhnom Urale [New data on the age and geodynamic position of copper-porphyry mineralization of the Main Uralian Fault zone (Southern Urals)]. *Doklady Akademii nauk*. 459(1):62–66. (in Russian)
- Kosarev A.M., Seravkin I.B., Kholodnov V.V. 2014b. Geodinamicheskie i petrologo-geokhimicheskie aspekty zonalnosti Magnitogor-

- skey kolchedanonosnoy megazonoy na Yuzhnom Urale [Geodynamic and petrological-geochemical aspects of zoning of the Magnitogorsk sulfide megazone on the South Urals]. *Litosfera*, 2:3–25. (in Russian)
- Kosarev A.M., Svetov S.A., Chazhengina C.Yu., Shafigullina G.T. 2018. Boninitovye variolity Buribayskogo vulkanicheskogo kompleksa Yuzhnogo Urala: mineralogiya, geokhimiya i usloviya obrazovaniya [Boninitic variolites of the Buribay volcanic complex of the Southern Urals: mineralogy, geochemistry and formation conditions]. *Litosfera*, 18(2): 246–279. (in Russian)
- Maslov V.A., Artyushkova O.V. 2010. Stratigrafiya i korrelyatsiya devonskikh otlozheniy Magnitogorskoy megazonoy Yuzhnogo Urala [Stratigraphy and correlation of Devonian sediments of the Magnitogorsk megazone, Southern Urals]. Ufa, DizaynPoligrafServis, p. 288. (in Russian)
- Melekestseva I.Yu. 2007. Geterogennyye kobaltmednokolchedannyye mestorozhdeniya v ultramafitakh paleostrovoduzhnykh struktur [Heterogeneous cobalt-copper-pyrite deposits in the ultramafites of the paleoisland arc structures]. Moskva, Nauka, p. 243. (in Russian)
- Murdmaa I.O. 1987. Fatsii okeanov [Facies of Oceans]. Moskva, Nauka, p. 303. (in Russian)
- Seravkin I.B., Znamenskiy S.E., Kosarev A.M. 2001. Razryvnaya tektonika i rudonosnost Bashkirkoskogo Zauralya [Fault tectonics and mineralisation potential of the Bashkir Trans Urals region]. Ufa, Poligrafkombinat, p. 318. (in Russian)
- Simonov V.A., Zaykov V.V., Bushman B., Kovyazin S.V. 2000. Usloviya formirovaniya bazaltoidov Ishkininskogo kolchedannogo mestorozhdeniya (Yuzhnyy Ural) [Formation conditions of basaltoids at the Ishkinino Massive Sulfide Deposit (Southern Urals)]. In *Metallogeny of Ancient and Modern Oceans*, Miass, pp. 174–181 (in Russian)
- Volynets O.N., Antipin V.S., Perepelov A.B., Anoshin G.N. 1990. Geokhimiya vulkanicheskikh seriy ostrovoduzhnoy sistemy v prilozhenii k geodinamike (Kamchatka) [Geochemistry of volcanic series of island arc systems applied to geodynamics (Kamchatka)]. *Geologiya i Geofizika*, 5:3–13. (in Russian)
- Vulkanizm Yuzhnogo Urala [Volcanism of Southern Urals]. I.B. Seravkin, A.M. Kosarev, D.N. Salikhov, S.E. Znamenskiy, Z.I. Rodicheva, M.V. Rykus, V.I. Snachev. (Eds.). Moskva, Nauka, 1992, p. 197. (in Russian)
- Zhdanov A.V. 2003. Otchet o geologicheskoy doizuchenii masshtaba 1:200 000 i podgotovke k izdaniyu Gosgeolokarty-200 territorii lista N-40XVIII (Uchalinskaya ploshchad) [Report on geological study of scale 1: 200 000 and preparation for the publication of the State Geological Map – 200. Sheet N-40XVIII (Uchaly area)]. FGUP VSEGEI, p. 280. (in Russian)
- Zaykov V.V., Melekestseva I.Yu., Artemev D.A., Simonov V.A., Yuminov A.M., Dunaev A.Yu. 2009. Geologiya i kolchedannoe orudnenie yuzhnogo flanga Glavnogo Uralskogo razloma [Geology and sulphide mineralization of the southern flank of the Main Urals Fault]. IMin UrO RAN, Miass, p. 376. (in Russian)
- Zakharova A.A. 1971. Petrograficheskiy sostav i metamorfizm gornykh porod iz siluriyskikh i devonskikh konglomeratov zapadnogo kryla Magnitogorskogo megasinklinoriya [Petrographic composition and metamorphism of Silurian and Devonian conglomerates of the west wing of the Magnitogorsk megasynclorium]. Diss. cand. geol.-min. sci., Sverdlovsk. (in Russian)
- Znamenskiy S.E., Kosarev A.M., Znamenskaya N.M., Timofeev S.P., Shafigullina G.T. 2017. Strukturnyy kontrol i geokhimiya rudonosnykh daek zoloto-porfirovogo mestorozhdeniya Bolshoy Karan (Yuzhnyy Ural) [The structural control and geochemistry of ore-bearing dykes of Bolshoy Karan gold-porphyry deposit (Southern Urals)]. *Geologiya. Izvestiya Otdeleniya o Zemle i prirodnykh resursov AN RB*, 24:39–46. (in Russian)
- Znamenskiy S.E., Kosarev A.M., Shafigullina G.T. 2018. Kutuevskoe rudoproyavlenie poliformatsionnogo tipa [Kutuyevoy ore occurrence of polyformational type]. In: VII Chteniya pamyati chlen-korr. RAN S.N. Ivanova. Mat. Vseross. nauch. konf., Ekaterinburg, pp. 86–87. (in Russian)
- Znamenskiy S.E., Kholodnov V.V. 2018. Petrologo-geokhimicheskie osobennosti rudovmeshchayushchikh effuzivnykh i intruzivnykh porod Nikolaevskogo mestorozhdeniya zoloto-porfirovogo tipa (Yuzhnyy Ural) [Petrologic and geochemical features of ore-bearing effusive and intrusive rocks of the Nikolaevka gold-porphyry type deposit (South Urals)]. *Litosfera*, 18(4):607–620. (in Russian)
- Condie K.C. 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, 8:33–44. doi: 10.1016/j.lithos.2003.11.001
- Jonas P. 2004. Tectonostratigraphy of oceanic crustal terrains hosting serpentinite-associated massive sulfide deposits in the Main Uralian Fault Zone (South Urals). PhD Dissertation. Freiburger Forschungshefte C. Freiberg University of Mining and Technology, p. 123.
- Kelley K.A., Plank T., Grove T.L., Stolper E.M., Newman S., Hauri E. 2006. Mantle melting as a function of water content beneath back-arc basins. *Journal of Geophysical Research*, 111:1–27. doi: 10.1029/2005JB003732.
- Khanna T.C. 2013. Geochemical evidence for a paired arc-back-arc association in the Neoproterozoic Gadwal greenstone belt, eastern Dharwar craton,

India. *Current Science*, 104 (5): 632–640.

Miyashiro A. 1973. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 19:218–224. doi: 10.1016/0012-821X(73)90118-0.

Nimis P., Omenetto P., Buschmann B., Jonas P., Siminov V.A. 2010. Geochemistry of igneous rocks associated with ultramafic–mafichosted Cu (Co, Ni, Au) VMS deposits from the Main Uralian Fault (Southern Urals, Russia). *Contrib. Mineral. and Petrology*, 100(3–4):201–214. doi: 10.1007/s00710-010-0134-6.

Pearce J.A. 2014. Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. *Elements*. 10:101–108. doi: 10.2113/gselements.10.2.101.

Reagan M.K., Pearce J.A., Petronotis K., Almeev R., Avery A.A., Carvalho C., Chapman T., Christeson G.L., Ferre E.C., Godard M., Heaton D.E., Kirchenbaur M., Kurz W., Kutterolf S., Li H.Y., Li Y., Michibayashi K., Morgan S., Nelson W.R., Prytulak J., Python M., Robertson A.H.F.,

Ryan J.G., Sager W.W., Sakuyama T., Shervais J.W., Shimizu K., Whattam S.A. and Expedition 352 Scientists, 2015. Izu-Bonin-Mariana Fore Arc. *Proceedings of the International Ocean Discovery Program*, V. 352, College Station, TX doi: 10.14379/iodp.proc.352.103.2015

Sillitoe R.H. 2000. Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. *SEG Reviews*. 13:315-345.

Spadea P., Kabanova L., Scarrow J.H. 1998. Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk zone, Southern Urals). *Ofioliti*. 23(1):17-36.

Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. 2002. Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Fore-arc-Arc Complex. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present*. Geophysical Monograph, 132:101–134. doi: 10.1029/132GM07.